

Tesis doctoral

Investigación sobre el control estructural y  
litológico de la mineralización en el prospecto de  
oro y plata Martinetas, sector oriental del  
Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz.

Lic. Facundo Julián De Martino

Directores: Dr. Horacio José Echeveste  
Dr. Sebastián Miguel Jovic

Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
Instituto de Recursos Minerales  
CONICET



La Plata, 2021



"Hay una fuerza motriz más poderosa que el vapor, la electricidad y la energía atómica: la voluntad"

Albert Einstein

# Índice

Índice	I
Agradecimientos	II
Resumen	III
Abstract	IV
1. Introducción al área de estudio	
1.1. Ubicación del área de estudio	1
1.2. Trabajos previos en la zona	3
1.3. Objetivos, plan de trabajo y estructura de la presente Tesis Doctoral	
1.3.1. <i>Objetivos</i>	6
1.3.2. <i>Plan de trabajo</i>	7
1.3.3 <i>Estructura del presente trabajo de Tesis</i>	8
1.4. Referencias	9
2. Marco geológico del yacimiento Martinetas, Macizo del Deseado, Argentina	
2.1. Introducción	12
2.2. Metodología	13
2.2.1. <i>Trabajos de gabinete</i>	13
2.2.2. <i>Trabajos de campo</i>	15
2.3. Marco geológico regional: el Macizo del Deseado	16
2.4. Geología del distrito minero Martinetas	19
2.4.1. <i>Ignimbrita Martinetas</i>	21
2.4.2. <i>Secuencia Hidromagmática</i>	23
2.4.3. <i>Cuerpos Riodacíticos</i>	24
2.4.4. <i>Cuerpos Andesíticos</i>	26
2.4.5. <i>Ignimbrita Carbonosa</i>	27
2.4.6. <i>Ignimbrita eutaxítica</i>	29
2.4.7. <i>Ignimbrita Polimíctica</i>	30
2.4.8. <i>Diques riolíticos de textura porfírica</i>	31

<b>2.5. Geología local: Labores en el distrito Martinetas</b>	<b>34</b>
<i>2.5.1. Central Vein Zone</i>	34
<i>2.5.2. Choique</i>	37
<i>2.5.2. Armadillo</i>	39
<b>2.6. Geoquímica de roca</b>	<b>45</b>
<b>2.7. Edad del volcanismo</b>	<b>51</b>
<b>2.8. Consideraciones finales y discusión</b>	<b>52</b>
<b>2.9. Referencias</b>	<b>54</b>

### **3. Caracterización de la mineralización auroargentífera del distrito Martinetas, Macizo del Deseado, Argentina**

<b>3.1. Introducción</b>	<b>65</b>
<b>3.2. La Provincia Auroargentífera del Deseado</b>	<b>69</b>
<b>3.3. Metodología</b>	<b>71</b>
<i>3.3.1. Trabajos de campo y gabinete</i>	71
<i>3.3.2. Análisis de Laboratorio</i>	73
<b>3.4. El sistema de vetas del distrito Martinetas</b>	<b>75</b>
<i>3.4.1. Distribución y caracterización de los cuerpos mineralizados</i>	75
<i>3.4.2. Geoquímica de las vetas</i>	78
<b>3.5. Esquema de pulsos hidrotermales</b>	<b>82</b>
<i>3.5.1. Análisis de los eventos</i>	85
<i>3.5.2. Mineralogía de mena y procesos supergénicos</i>	94
<i>3.5.3. Relación de la distribución de los eventos hidrotermales y la Mineralización</i>	97
<b>3.6. Análisis de la alteración del distrito Martinetas</b>	<b>101</b>
<i>3.6.1. Mineralogía de la alteración hidrotermal del distrito Martinetas</i>	102
<i>3.6.2. Mineralogía de la alteración supergénica del distrito Martinetas</i>	107
<i>3.6.3. Interpretación de las asociaciones minerales de alteración</i>	109
<i>Geoquímica de alteración</i>	115
<b>3.7. Estudios de isótopos</b>	<b>118</b>
<i>3.7.1. Isótopos estables de hidrógeno y oxígeno</i>	118
<i>3.7.2. Isótopos inestables: edad de la mineralización</i>	120
<b>3.8. Consideraciones finales y discusión</b>	<b>121</b>



<i>3.8.1. Clasificación del depósito auroargentífero Martinetas</i>	121
<i>3.8.2. Distribución y naturaleza de las alteraciones</i>	124
<b>3.9. Referencias</b>	<b>127</b>

#### **4. Controles estructural y litológico de la mineralización del distrito Martinetas, Macizo del Deseado, Argentina.**

<b>4.1. Introducción</b>	<b>139</b>
<b>4.2. Marco estructural del Macizo del Deseado</b>	<b>142</b>
<i>4.2.1. Marco estructural regional pre-Jurásico</i>	142
<i>4.2.2. Marco estructural de las mineralizaciones jurásicas</i>	143
<i>4.2.3. Marco estructural pos-Jurásico</i>	145
<b>4.3. Metodología</b>	<b>147</b>
<i>4.3.1. Modelado en 3D de las estructuras</i>	148
<b>4.4. Control estructural en los cuerpos mineralizados</b>	<b>149</b>
<i>4.4.1. Distribución y orientación de las estructuras del distrito Martinetas</i>	149
<i>4.4.2. Estructura y cinemática syn-mineral</i>	153
<i>4.4.2.1. Sector sur de Martinetas: Armadillo</i>	158
<i>4.4.2.1. Sector norte de Martinetas: Cerro Oro</i>	162
<i>4.4.3. Fallamiento pos-mineral</i>	164
<b>4.5. Controles litológicos en los cuerpos mineralizados</b>	<b>169</b>
<i>4.5.1 Competencia y permeabilidad de las rocas hospedantes</i>	170
<i>4.5.2 Reactividad de la roca de caja</i>	174
<b>4.6. Discusión</b>	<b>176</b>
<i>4.6.1 Cinemática syn-mineral y control estructural de la mineralización</i>	176
<i>4.6.2 Reactivación y estructuras posminerales</i>	180
<i>4.6.3 Rocas de caja y control litológico de la mineralización</i>	181
<b>4.7. Consideraciones finales</b>	<b>187</b>
<b>4.8. Referencias</b>	<b>189</b>

#### **5. Consideraciones finales sobre el origen y controles de la mineralización del distrito Martinetas.**

<b>5.1. Introducción</b>	<b>200</b>
<b>5.2. Evolución del magmatismo en el distrito Martinetas</b>	<b>202</b>
<b>5.3. Características y evolución del sistema hidrotermal</b>	<b>204</b>
<b>5.4. El rol estructural y litológico en la mineralización</b>	<b>208</b>

5.5. Aportes a la exploración y consideraciones finales del modelo metalogenético	201
5.5.1 <i>La importancia de comprender un depósito conocido</i>	212
5.5.2 <i>De la tesis a la exploración distrital</i>	203
5.7. Referencias	218
Anexos	V

## **Agradecimientos**

A mis viejos (Diana y Julián), mi hermana (Macarena) y mis abuelas (Beatriz y Nélida), quienes me apoyaron y soportaron todo este tiempo. Sin ellos hubiera sido imposible hacer este trabajo.

A Hanna Gallina por toda su ayuda y aguante incondicional en las buenas y las malas, su aliento y compañía fue fundamental.

A mis directores de Tesis Dr. Horacio Echeveste y Dr. Sebastián Jovic y directores de beca del CONICET, Lic. Mario Tessone y Dr. Isidoro Schalamuk por su confianza, apoyo incondicional, paciencia, por las numerosas charlas y discusiones geológicas y los momentos compartidos.

Al Dr. Gerardo Páez por su recurrente ayuda e infinita paciencia. Las discusiones sobre la geología del Macizo, el volcanismo e interpretación de la geología del área de estudio jugaron un rol fundamental para llegar a los resultados del trabajo, en definitiva, por actuar como otro director de esta tesis.

Al Dr. Luciano López por la desinteresada y recurrente ayuda y enseñanza, especialmente en el uso y funciones de softwares esenciales para la realización del trabajo.

Un especial agradecimiento a la Minera Don Nicolás, especialmente a Silvio Franco, por otorgarme la posibilidad de realizar el trabajo, tanto por el apoyo económico y logístico, como por ayudarme en todo lo que necesitaba.

Además, quiero agradecer a María Eugenia Rodríguez, Débora Godoy, Julia Arranz, Agustina Cócola, Alejandro Garrone y Janet Sarapura por las valiosas discusiones sobre la geología del área de estudio, enseñarme sobre espectrometría, el día a día del trabajo de exploración y sobretodo, por el buen humor y aguante durante todo este tiempo.

A mis compañeros y amigos del INREMI y de la facultad en general, quienes aportaron sustancialmente al presente trabajo de Tesis mediante sus palabras de aliento y/o discusiones sobre metalogénesis, volcanología, geología estructural, y/o sobre la geología del Macizo del Deseado.

Un especial agradecimiento es para Antonio Lliteras por su acompañamiento y valiosa ayuda en la campaña de mapeo e interpretación de espectroscopía de reflectancia.

Otro agradecimiento corresponde para el Dr. Raúl de Barrio, por ayudarme desinteresadamente con el análisis de microsonda de electrones.

A mis amigos de toda la vida, Lucas, Alejo y Fabricio, por la risa y aliento constante que permitió mantenerme con humor y buena predisposición.

Por último, un agradecimiento especial a la Universidad Nacional de La Plata y la Facultad de Ciencias Naturales y Museo por otorgarme la educación de excelencia que caracteriza a la Universidad pública y gratuita argentina. Así como por las experiencias que he tenido el honor de compartir junto con excelentes personas.



## Resumen

El yacimiento del distrito Martinetas está ubicado en el sector nororiental del Macizo del Deseado. Forma parte del proyecto minero Don Nicolás, que incluye al yacimiento La Paloma, ambos en explotación desde el año 2016, entre otros sectores en exploración. Actualmente, el distrito es propiedad de la empresa minera Cerrado Gold, y tiene una reserva de aproximadamente 177.000 onzas de oro y 460.000 onzas de plata, con una ley de 4gr/Tn y 10,4 gr/Tn, respectivamente. El bajo tonelaje y las elevadas leyes características de Martinetas permiten definirlo como un depósito de tipo bonanza dentro del espectro de yacimientos actualmente en producción en el Macizo del Deseado.

El volcanismo de la región se caracteriza por una marcada naturaleza episódica, ya que luego de la primera gran erupción registrada en el área de estudio (Ignimbrita Martinetas), de posible origen asociado a una estructura de caldera, se registra una pausa que permitió la instalación de sistemas volcánicos efusivos y someros intercalados con ecosistemas epi-piroclásticos asociados (lacustres y freatomagmáticos). Esta intercalación de eventos se habría originado por la interacción de dos magmas, uno mesosilícico y otro silícico, pertenecientes a las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike, respectivamente. Todas las unidades volcánicas analizadas en el distrito corresponden a rocas subalcalinas pertenecientes a la serie calcoalcalina, con alto potasio y naturaleza de arco magmático, posiblemente otorgado por la fusión parcial de la corteza, impulsada por una pluma mantélica ubicada al noreste del área de estudio durante el jurásico.

La relación de campo observada entre los cuerpos intrusivos y los sistemas vetiformes observados en la región, podrían indicar a la fuente de los magmas andesíticos o riodacíticos aflorantes al sur del distrito, como motor térmico para los sistemas hidrotermales presentes en el distrito. En este marco, la fábrica de los cuerpos intrusivos evidencian una interacción del magma con las aguas meteóricas durante su ascenso (peperitas y hialoclastitas intrusivas). En función a la edad U-Pb en circones pertenecientes a los diques riolíticos

posminerales, la mineralización del distrito tendría una edad mínima de  $174.01 \pm 0.81$  Ma.

La mineralización forma cuerpos vetiformes que no suelen superar los 5 m de espesor y varias decenas de metros de longitud y delgadas vetillas subparalelas (*sheeted vein*) asociadas. Las vetas son multiepisódicas, con texturas brechosas, bandeados coloformes, y texturas macizas, con tamaños de grano medios a finos. Las vetas pueden ser divididas en dos sistemas de acuerdo a su potencia y geometría: un conjunto de estructuras de orientación ONO-ESE en el sector sur del distrito, representado por el sistema Armadillo y un segundo conjunto de vetillas subparalelas con escasas vetas de más de 1 m de potencia y orientación ONO a NO, ubicado al norte del distrito y denominado sistema *Central Vein Zone*.

En función de la mineralogía y las texturas observadas, el esquema paragenético definido para el yacimiento puede ser subdividido en seis eventos que marcaron la evolución del depósito epitermal presente en Martinetas, los primeros cinco constituyen la etapa hidrotermal y el sexto representa una etapa tectónica-hidrotermal. Como episodio tardío del sistema hidrotermal, el ascenso relativo de los bloques mineralizados sobreimponen una alteración típica de un ambiente de steam heated sobre las vetillas y roca de caja. Luego del Jurásico, se registra una tercera etapa de reactivación tectónica y oxidación del sistema.

Los eventos 2 y 3, dentro de la etapa hidrotermal, están dominados por una mineralogía de mena relativamente simple, formada por oro y electrum con escasos sulfuros de metales base que se presentan en cantidades variables, siempre por debajo del 2% en volumen. La mineralogía de la ganga es relativamente sencilla, está compuesta por adularia, cuarzo y sericita (illita). La mineralogía observada define una asociación de metales dominada por Au, Ag y muy escaso Cu y Zn, asociados a la calcopirita y esfalerita, respectivamente. La relación Ag/Au promedio es de alrededor de 3,5:1, lo que caracteriza al yacimiento como auroargentífero con tendencia aurífera.

Los cuerpos mineralizados están rodeados por un halo de alteración compuesto principalmente por la asociación cuarzo, illita, esmectita, cantidades menores de clorita y carbonatos. Como un episodio previo al sistema epitermal

mineralizante, una alteración pre-mineral de tipo argílica avanzada, conformada por pirofilita, dickita y cuarzo de textura poroso está restringida al sector sur del distrito, en los denominados sectores Armadillo y Choique. La mineralogía de la ganga y las alteraciones, indican que la mineralización se habría originado a partir de soluciones cloruradas neutras, con temperaturas de entre 200° y 250°C. En función de estas observaciones y la mineralogía de mena analizada, se puede clasificar al yacimiento Martinetas como un depósito epitermal de baja sulfuración.

La presencia de abundante adularia en la ganga de casi todos los episodios hidrotermales, junto a la textura de *lattice bladed* y *ginguros* en los eventos mineralizantes, estarían evidenciando un proceso sostenido de ebullición a lo largo de casi toda la evolución del sistema hidrotermal y como responsable de la depositación de los metales.

Luego del evento hidrotermal la mineralización sufrió los efectos de un evento de deformación de tipo frágil vinculado a la reactivación tectónica de la zona de falla que contiene al sistema de vetas. El resultado de este evento fue el desplazamiento del sistema de vetas y el desarrollo de cuerpos irregulares de brechas de falla y cataclasitas que produjeron la removilización mecánica y química de los metales.

Las partes más superficiales del yacimiento están dominadas por el desarrollo de una zona de oxidación de alrededor de 40 m de potencia que es seguida en profundidad por una pequeña zona de enriquecimiento supergénico de unos 30 m de potencia. Esta etapa fue el resultado del descenso de aguas meteóricas frías (menos de 40°C), de naturaleza ácida y oxidante, que produjeron la destrucción de la mineralización en superficie y dieron origen a una zona de alteración rica en caolinita, goetita, jarosita y escasa yodargirita que se presenta sobreimpuesta al conjunto de alteraciones hipogénicas.

El ambiente tectónico activo al momento del funcionamiento del sistema hidrotermal registrado en Martinetas corresponde a un régimen transtensivo caracterizado por una cinemática mixta de tipo normal-dextral en corredores ONO.

La estructuración de la región jugó un papel fundamental en la consolidación de los clavos mineralizados presentes en el yacimiento, controlando la ubicación de las zonas de ascenso de las soluciones hidrotermales. En este marco, los fluidos habrían aprovechado las estructuras de transferencia dentro de los bloques limitados por fallas regionales de orientación NNE y ONO y, dentro de las vetas y vetillas, los sectores de mayor apertura, representados por *jogs* de orientación NO e intersección de vetillas.

Por otro lado, la mineralización presenta claras evidencias de controles litológicos, controlando tanto la geometría y potencia, como la precipitación de los metales. Para el primer caso, las vetas de mayor potencia suelen desarrollarse en las rocas subvolcánicas coherentes, características del sector sur del distrito, mientras que las vetillas delgadas y las brechas se asocian a las rocas clásticas de baja competencia. Por otro lado, se ha registrado una estrecha relación entre los valores más anómalos de oro y la concentración de kerógenos dentro de los principales clavos minerales, lo que evidencia la importancia de las unidades contenedoras de restos carbonosos como roca hospedante de las vetas.

La estructura, litología y las características fisicoquímicas del sistema hidrotermal se combinaron para determinar el modelo metalogenético del distrito. De esta manera, el desarrollo de una zona o nivel de ebullición condicionó la formación de sectores mineralizados. Dentro de este nivel, los fluidos ascendentes aprovecharon zonas de apertura localizada, como los sigmoides, que generarían bombas de succión para canalizar y concentrar aún más las soluciones, y dar origen de esa manera a los sectores de mayor ley dentro del yacimiento (clavos de alta ley). Por último, los eventos tectónicos pos-minerales produjeron el desplazamiento y la segmentación de los cuerpos mineralizados, dándole el aspecto actual.

De esta manera, los elevados contenidos de oro reconocidos en Martinetas son el resultado de una combinación única de factores volcanológicos, estructurales y metalogenéticos que se conjugaron para dar lugar a la formación de este yacimiento.



## Abstract

The Martinetas district is located in the northeastern sector of the Deseado Massif. It is part of the Don Nicolás mining project, which includes the La Paloma district, both in exploitation since 2016, among other sectors under exploration. Currently, the district is owned by the Cerrado Gold mining company, and has a reserve of approximately 177,000 ounces of gold and 460,000 ounces of silver, with a grade of 4gr/Tn and 10.4 gr/Tn, respectively. The low tonnage and high grades present in Martinetas allow defining it as a bonanza type deposit within the spectrum of deposits currently in production in the Deseado Massif.

Volcanism in the region is characterized by a marked episodic nature, since after the first major eruption recorded in the study area (Martinetas Ignimbrite), possibly associated with a caldera structure, there was a pause that allowed the installation of effusive and shallow volcanic systems interspersed with associated epi-pyroclastic ecosystems (lacustrine and phreatomagmatic). This intercalation of events would have been originated by the interaction of two magmas, one mesosilicic and the other silicic, belonging to the Bajo Pobre and Chon Aike Formations, respectively. All the volcanic units analyzed in the district correspond to subalkaline rocks belonging to the calcoalkaline series, with high potassium and magmatic arc nature, possibly given by the partial melting of the crust, driven by a mantle plume located northeast of the study area during the Jurassic.

The field relationship observed between the intrusive bodies and the vetiform systems observed in the region could indicate the source of the andesitic or rhyodacitic magmas outcropping to the south of the district, as a thermal engine for the hydrothermal systems present in the district. In this regard, the fabric of the intrusive bodies shows an interaction of the magma with meteoric waters during its ascent (intrusive peperites and hyaloclastites). Based on the U-Pb age in zircons belonging to the post-mineral rhyolitic dykes, the mineralization of the district would have a minimum age of  $174.01 \pm 0.81$  Ma.

The mineralization forms vetiform bodies not usually exceeding 5 m in thickness and several tens of meters in length and associated sheeted veins. The veins are multi-episodic, with brecciated textures, colloform banding, and

massive textures, with medium to fine grain sizes. The veins can be divided into two systems according to their power and geometry: a set of NW-ESE oriented structures in the southern sector of the district, represented by the Armadillo system and a second set of sub-parallel veins with few veins of more than 1 m in power and WNW to NW orientation, located north of the district and called Central Vein Zone system.

Based on the mineralogy and textures, the paragenetic scheme defined can be subdivided into six events that marked the evolution of the epithermal deposit present at Martinetas, the first five constitute the hydrothermal stage and the sixth represents a tectonic-hydrothermal stage. As a late episode of the hydrothermal system, the relative ascent of the mineralized blocks superimposes an alteration typical of a steam heated environment on the veinlets and host rocks. After the Jurassic, a third stage of tectonic reactivation and oxidation of the system is recorded.

Events 2 and 3, within the hydrothermal stage, are dominated by a relatively simple ore mineralogy, formed by gold and electrum with few base metal sulfides that occur in variable amounts, always below 2% by volume. The gangue mineralogy is relatively simple, consisting of adularia, quartz and sericite (illite). The observed mineralogy defines a metal association dominated by Au, Ag and very scarce Cu and Zn, associated with chalcopyrite and sphalerite, respectively. The average Ag/Au ratio is around 3.5:1, which characterizes the deposit as auroargentiferous with an auriferous trend.

The mineralized bodies are surrounded by an alteration halo composed mainly by the association of quartz, illite, smectite, minor amounts of chlorite and carbonates. As an episode previous to the mineralizing epithermal system, an advanced argillic alteration, conformed by pyrophyllite, dickite and quartz of porous texture is restricted to the southern sector of the district, in Armadillo and Choique sectors. The mineralogy of the gangue and the alterations, indicate that the mineralization would have originated from neutral chloride solutions, with temperatures between 200° and 250°C. Based on these observations and the ore mineralogy analyzed, the Martinetas deposit can be classified as a low sulfidation epithermal deposit.

The presence of abundant adularia in the gangue of almost all the hydrothermal episodes, together with the lattice bladed texture and gingueros in the mineralizing events, would be evidence of a sustained boiling process throughout almost all the evolution of the hydrothermal system and as responsible for the deposition of the metals.

After the hydrothermal event, the mineralization suffered the effects of a brittle deformation event linked to the tectonic reactivation of the fault zone containing the vein system. The result of this event was the displacement of the vein system and the development of irregular bodies of fault breccias and cataclasites that produced the mechanical and chemical remobilization of the metals.

The most superficial parts of the deposit are dominated by the development of an oxidation zone of about 40 m in strength which is followed at depth by a small zone of supergene enrichment of about 30 m in strength. This stage was the result of the descent of cold meteoric waters (less than 40°C), of acid and oxidizing nature, which produced the destruction of the mineralization at surface and gave rise to an alteration zone rich in kaolinite, goethite, jarosite and scarce iodargyrite that is superimposed on the hypogene alterations.

The active tectonic environment at the time of operation of the hydrothermal system recorded in Martinetas corresponds to a transtensional regime characterized by a mixed normal-dextral kinematics in WNW corridors.

The structuring of the region played a fundamental role in the consolidation of the mineralized ore shoots present in the deposit, controlling the location of the ascent zones of the hydrothermal solutions. In this framework, the fluids would have taken advantage of the transfer structures within the blocks limited by regional faults of NNE and WNW orientation and, within the veins and veinlets, the sectors of greater opening, represented by jogs of NW orientation and intersection of veinlets.

On the other hand, the mineralization shows clear evidence of lithological controls, controlling both the geometry and power, as well as the precipitation of metals. For the first case, the veins of greater power tend to develop in the coherent subvolcanic rocks, characteristic of the southern sector of the district,

while the thin veinlets and breccias are associated with clastic rocks of low competence. On the other hand, a close relationship has been recorded between the most anomalous gold values and the concentration of kerogens within the higher grades ore shoots, which evidences the importance of the carbonaceous debris-bearing units as host rock for the veins.

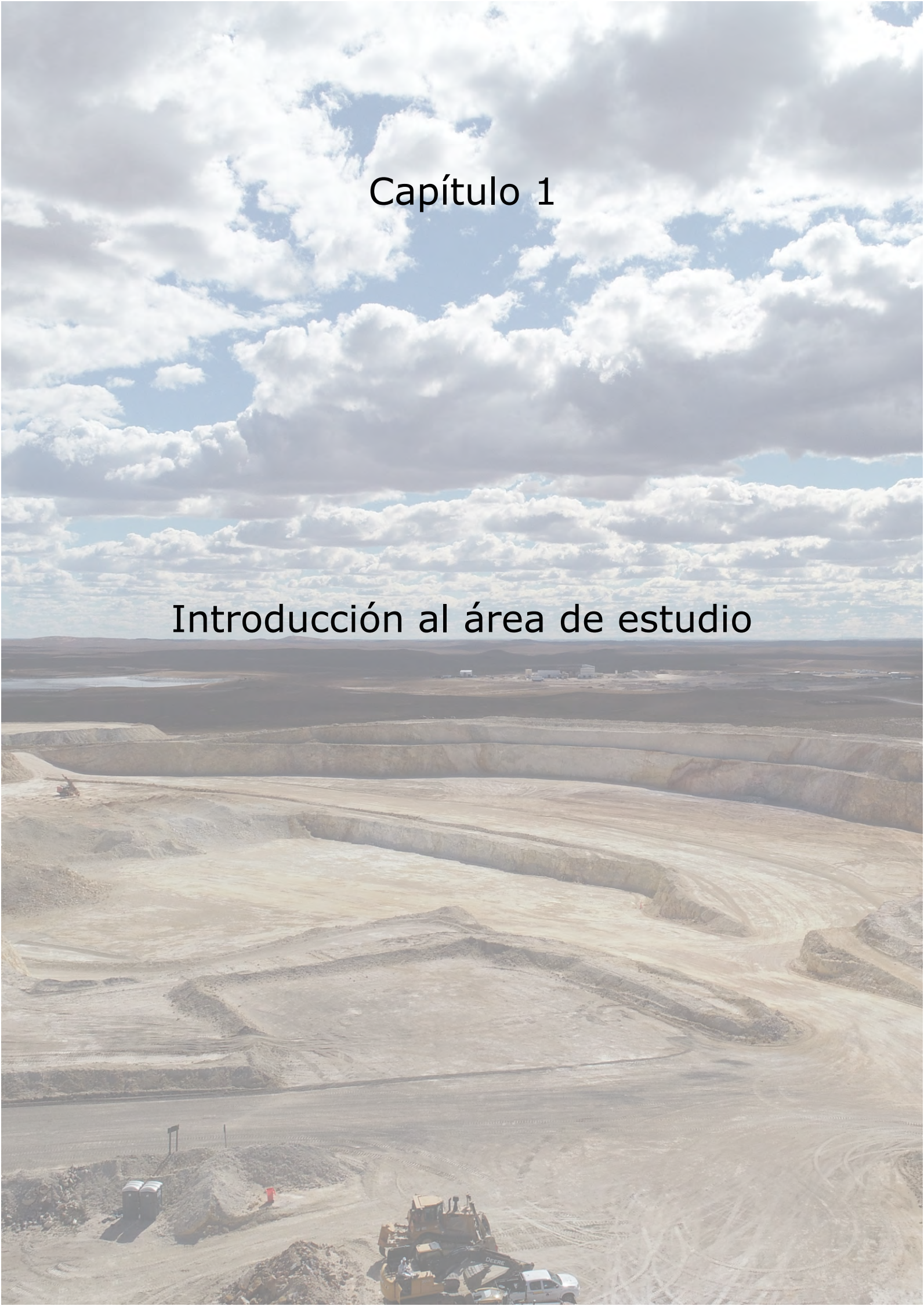
The structure, lithology and physicochemical characteristics of the hydrothermal system were combined to determine the metallogenic model of the district. Thus, the development of a boiling zone or level conditioned the formation of the mineralized level. Within this level, rising fluids took advantage of localized opening zones, such as sigmoids, which would generate suction pumps to channel and further concentrate solutions, thus giving rise to higher grade sectors within the deposit (high grade ore shoot). Finally, post-mineral tectonic events produced the displacement and segmentation of the ore bodies, giving them their present appearance.

Thus, the high gold contents recognized at Martinetas are the result of a unique combination of volcanological, structural and metallogenetic factors that combined to give rise to the formation of this deposit.



# Capítulo 1

## Introducción al área de estudio





## 1. INTRODUCCIÓN AL ÁREA DE ESTUDIO

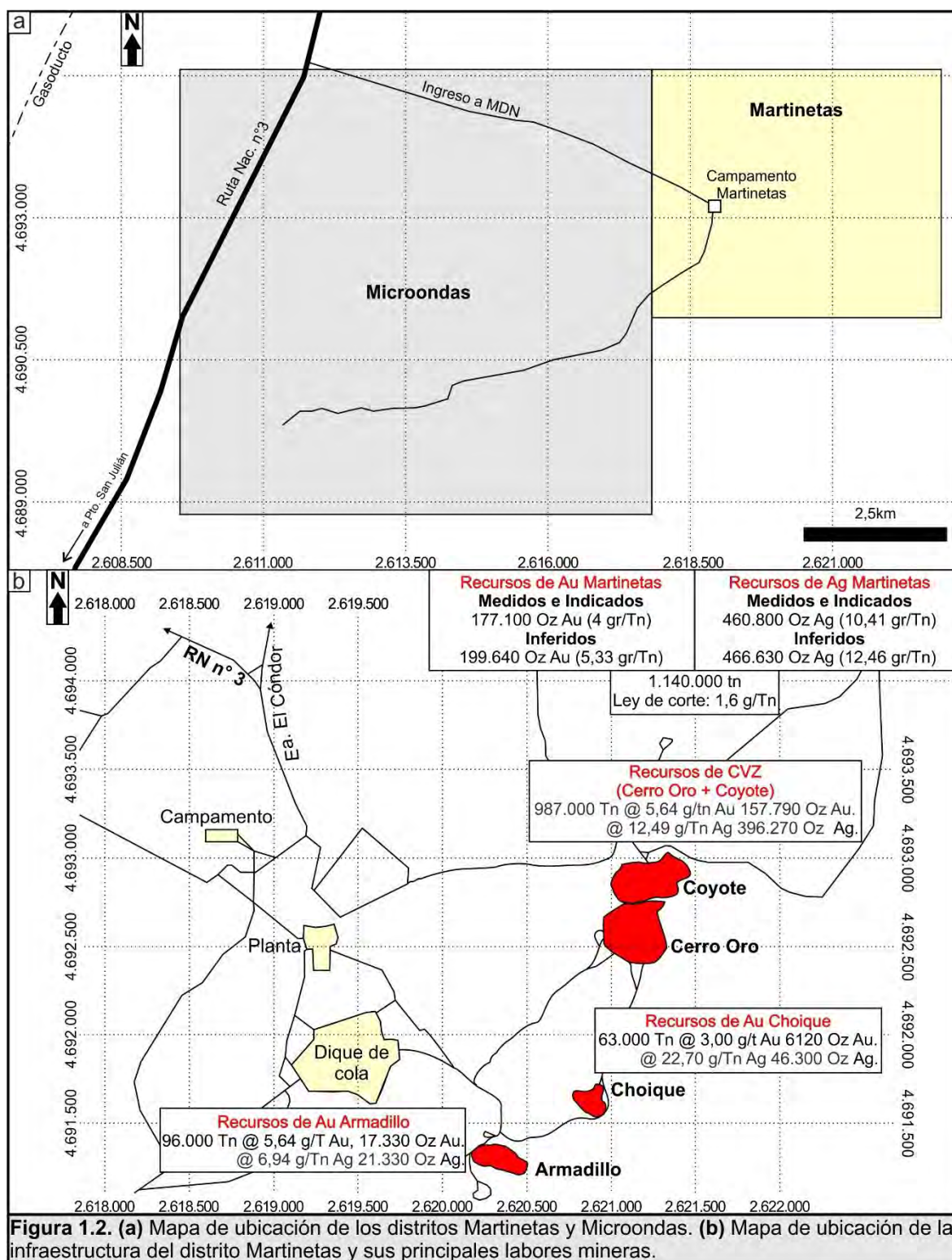
### 1.1. Ubicación del área de estudio

El yacimiento auroargentífero del distrito minero Martinetas se ubica en el sector Nororiental del Macizo del Deseado, a 220 km al sudoeste de la ciudad de Puerto Deseado y a 40 km al norte de la localidad de Tres Cerros (Fig. 1.1). Este distrito es parte del proyecto minero Don Nicolás, que incluye el distrito Microondas, ubicado al oeste (Fig. 1.2a). Fue propiedad de la minera homónima (CIMINAS) hasta el año 2019, recientemente fue adquirida por la empresa minera Cerrado Gold y se encuentra en explotación desde el año 2016.



Se trata de un sistema de vetas y estructuras menores asociadas, hospedadas en las rocas del Complejo Volcánico Bahía Laura (De Martino *et al.*,

2017). Actualmente se encuentra en explotación por labores a cielo abierto, distribuida en cuatro *open pits* principales, que de norte a sudoeste se denominan *Coyote*, *Cerro Oro*, *Choique* y *Armadillo* (Fig. 1.2b). Según la programación del minado, en un futuro próximo las labores de Coyote y Cerro Oro se unirán en un solo *open pit* y en su conjunto se denominan *Central Vein Zone* (CVZ).



La explotación se complementa con el de La Paloma, ubicado aproximadamente a 40 km al NO de Martinetas.

La adquisición del Proyecto Minero Don Nicolás por parte de Cerrado Gold constituyó el asentamiento de la empresa en el Macizo del Deseado y continuó con la reciente adquisición del proyecto Calandria de New Dimension, aumentando el inventario de recursos en la región.

El material extraído se procesa mediante un circuito tradicional de trituración y molienda, seguido de un circuito de lixiviación de carbono para la recuperación del oro. La capacidad nominal de la planta es de 1.000 Tn/día, aunque se han alcanzado tasas superiores de hasta 1.200 Tn/día con una recuperación de oro del 90% promedio (<https://www.cerradogold.com/operations>).

Si bien el proyecto minero Don Nicolás comprende un total de 333.400 hectáreas, los esfuerzos de exploración hasta la fecha se han centrado en las áreas mineras de Martinetas y La Paloma, con sólo un modesto trabajo realizado en las restantes concesiones mineras. Además, las perforaciones realizadas hasta la fecha sólo se han enfocado en objetivos someros (<100 metros de profundidad) y no en profundidad, la mayoría de las perforaciones se encuentran entre 50 y 100 metros y las más profundas sólo tienen alrededor de 250 metros, por lo que sigue habiendo un importante potencial subterráneo para ampliar los recursos. En la actualidad, los objetivos de exploración se centran en el *brownfield*, por tal motivo el presente trabajo constituye un importante antecedente para la actividad exploratoria del distrito.

## 1.2. Trabajos previos en la zona

El Macizo del Deseado se caracteriza por la presencia de numerosas ocurrencias metalíferas, entre ellas, se incluyen actualmente 8 (ocho) minas activas (Cerro Vanguardia, Cerro Moro, Cerro Negro, Martha, San José, Cap Oeste, Manantial Espejo y Don Nicolás), 7 (siete) depósitos en exploración avanzada y 26 (veintiséis) prospectos en exploración temprana ([Secretaría de Política Minera, 2019](#)). Los depósitos fueron principalmente clasificados como epitermales ([Schalamuk et al., 1999](#)) y, si bien la gran mayoría de las ocurrencias fueron descritas como de baja sulfuración ([Guido y Schalamuk, 2003](#); [Echavarría et al., 2005](#); [Fernández et al., 2008](#); [De Martino et al., 2018](#)), también fueron definidos epitermales de sulfuración intermedia ([Gonzalez](#)



Guillot *et al.*, 2004; Guido *et al.*, 2005; Jovic *et al.*, 2011) y una brecha turmalínica asociada a un depósito tipo pórfido (Fernández *et al.*, 2016).

A partir del descubrimiento de mineralizaciones auríferas en el área de Cerro Vanguardia (Genini, 1988) y su vinculación genética con los procesos volcánicos jurásicos (Fernández y de Barrio 1994; Schalamuk *et al.*, 1995; Arribas *et al.*, 1996; Schalamuk *et al.*, 1997; Dubé *et al.*, 2000), el Macizo del Deseado comienza a considerarse como un importante objetivo regional para la búsqueda de depósitos de oro y plata. Es así que a partir de fines de los años 80' se desarrolla en la región una intensa actividad prospectiva que conduce al descubrimiento de un gran número de distritos auroargentíferos.

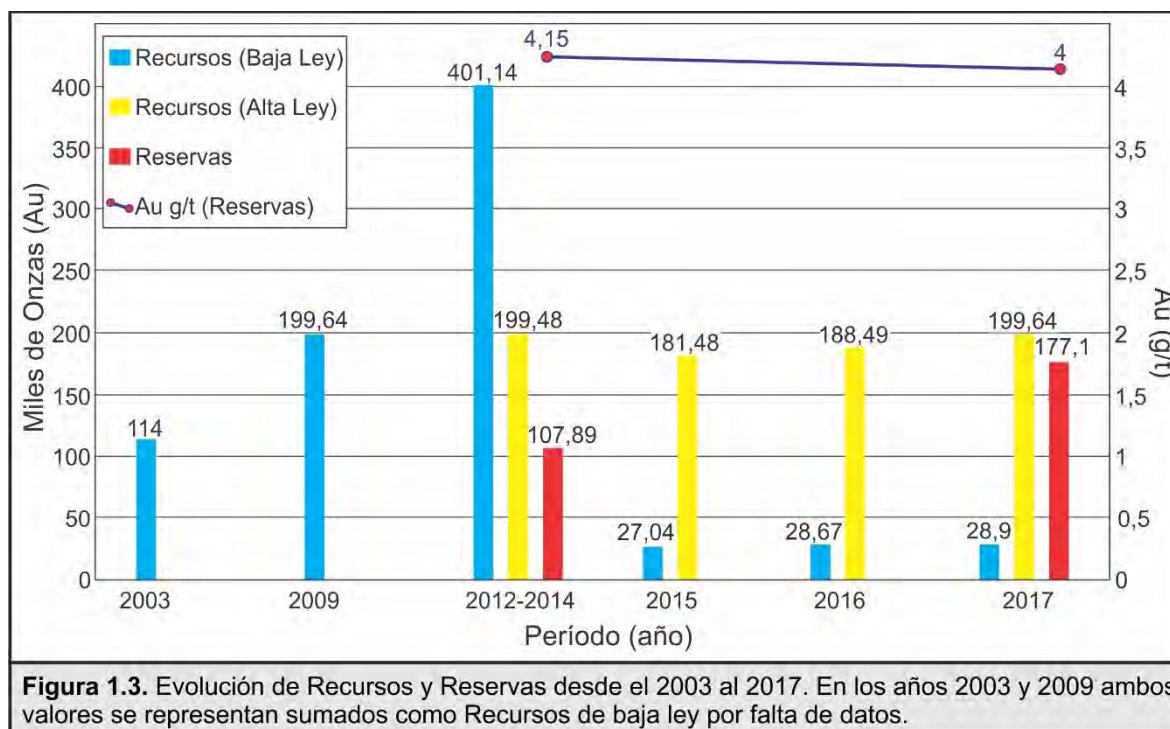
Los blancos ubicados en Martinetas fueron identificados en el año 1996 por Yamana - Polimet, basada en la presencia de anomalías de color, detectadas por medio de imágenes Landsat y anomalías de oro. Los primeros trabajos de exploración se basaron en un mapeo a escala 1:20.000 y muestreo de superficie, con más de 1600 muestras de rocas y suelos, 850 metros de trincheras y 158 Sondajes, superando los 8500 metros de perforación entre aire reverso y diamantina. Las muestras obtenidas de estas campañas arrojaron leyes que superaban los 10g/Tn. La primera campaña de exploración se basó en un modelo diseminado, de alto tonelaje y baja ley, desarrollado en un área de unos 3 km<sup>2</sup>, sector denominado Central Vein Zone (CVZ), pero a partir de los primeros trabajos, se incorporaron al modelo estructuras de alta ley.

Luego de 1999, la actividad exploratoria presenta un mínimo hasta el año 2003, cuando RYSA (*join venture* de Yamana y Compañía Minera Buenaventura) realiza una campaña con 18 perforaciones de diamantina. Estos trabajos permitieron realizar la primera estimación potencial de recursos para el área (Fig. 1.3), estableciéndose 450.000 toneladas conteniendo 114.000 oz de Au con una ley promedio de 8 g/t. Además, el modelo del yacimiento finalmente se interpreta como un sistema epitermal de baja sulfuración típico.

En el año 2006, Hidefield Gold adquiere el 100% de las propiedades de Yamana e intensifica la exploración, realizando poco menos de 8000 metros de perforación y decenas de trincheras, lo que conduce al primer informe de factibilidad realizado en el año 2009, con resultados negativos. Posteriormente, Minera IRL Patagonia (MIRLP) compra Hidefield Gold y desarrolla tareas de exploración adicionales que permitieron descubrir nuevos sistemas de vetas que realzan la factibilidad económica del proyecto. A partir de esta campaña, se

definió para Martinetas un recurso medido de 199.640 onzas Au con una ley de corte de 1,6 g/t Au, distribuidas en varios clavos. En el 2014, Minera IRL Patagonia (MIRLP) vende su participación en el proyecto a Minera Don Nicolás CIMINAS (MDN), recientemente (2019) adquirida por la compañía minera Cerrado Gold.

En el 2015, MDN realiza un recálculo de la estimación de reservas a partir de los datos utilizados en el 2014, resultando en 181.480 onzas Au. (@5,71g/t Au y 13,03g/t Ag) con una ley de corte de 1,6g/t Au. A partir de ese momento, la exploración se intensificó hasta llegar a recursos de 199.640 onzas de Au con ley promedio de 5.33 g/t Au y 466.630 Oz de Ag con ley promedio de 12.46 g/t Ag, considerando una ley de corte de 1.6 g/t Au. ([Informe Interno, 2018](#)).



En el año 2016 comienza la explotación del yacimiento, distribuida en los *pits* Cerro Oro, Coyote, Choique y Armadillo (Fig. 1.4) que, sumados al distrito La Paloma, ubicado a 40 km al noroeste, conforman las áreas operativas de la mina. Actualmente, se encuentra en explotación y es operada por la empresa minera Cerrado Gold, quien adquirió el 100% de MDN en Marzo de 2020.



### 1.3. Objetivos, plan de trabajo y estructura de la presente Tesis Doctoral

#### 1.3.1. Objetivos

La presente tesis de doctorado tuvo como objetivo general reconocer los controles y límites del sistema que generó la mineralización de oro y plata en el distrito Martinetas, a partir de su relación espacial, temporal y genética con las unidades geológicas hospedantes y estructuras presentes en el área.

Esta investigación tendió a obtener un modelo genético de la mineralización que permitiera determinar los controles y límites del sistema hidrotermal y que resultase en una efectiva herramienta al momento de planificar futuras tareas exploratorias, a los efectos de incrementar los recursos mineros del proyecto y delimitar el sistema de mineralización en el distrito Martinetas.

Con el fin de resolver estos objetivos, se intentó avanzar en los siguientes aspectos:

- Reconocimiento y estudio de las unidades geológicas del área, apoyado por el análisis de datos petrográficos y geoquímicos de las mismas.
- Identificación de los ambientes de depositación - emplazamiento de las unidades geológicas, comprendiendo sus relaciones espaciales, temporales y genéticas.
- Análisis de la estructura del área, a partir de su relación con las unidades geológicas y el marco geotectónico en el cual se generaron.
- Identificación y análisis de los pulsos y tipos de fluidos mineralizantes y la alteración hidrotermal asociada.
- Definición del modelo genético que vincula la mineralización, la roca de caja, la estructura y la alteración hidrotermal.

### *1.3.2. Plan de trabajo*

El programa propuesto para resolver los objetivos planteados, fue dividido en tres etapas de trabajo consecutivas.

La primera etapa se basó en la recopilación bibliográfica de los antecedentes éditos e inéditos (geológico-mineros); mapeos geológicos a escala distrital (escala 1:10.000) y de detalle dentro de las labores mineras (escala 1:1.000), incluyendo los sectores Cerro Oro, Coyote, Choique y Armadillo; muestreo de rocas aflorantes y subaflorantes; y logueo de testigos corona con el fin de corroborar la estratigrafía de las unidades. Finalmente, se realizó la cartografía digital con un Sistema de Información Geográfica (SIG), que permitió integrar toda la información cartográfica, geológica, geofísica y metalogénica del sector.

La segunda etapa se enfocó en el logueo y muestreo de tramos de vetas y estructuras asociadas para estudios petrográficos y mineralógicos de los testigos existentes de los sondeos exploratorios, con fin de analizar los pulsos de fluidos mineralizantes; y en trabajos de gabinete, donde se llevaron a cabo estudios petrográficos de las unidades geológicas; estudios geoquímicos de roca (mayoritarios, trazas y tierras raras); geocronología de roca y mineralización; estudios petrográficos, calcográficos y de rayos X de las mineralizaciones y alteraciones y análisis de espectroscopía de reflectancia VIS-NIR-SWIR para el estudio de las alteraciones hidrotermales; estudios petrográficos y calcográficos de los minerales opacos por microscopía de luz reflejada, microscopía electrónica de barrido y microsonda electrónica. Además, se utilizaron métodos isotópicos de hidrógeno y oxígeno para caracterizar la naturaleza de los fluidos mineralizantes y los minerales de alteración.

Finalmente, a partir del procesamiento de los datos que surgieron de las investigaciones en las etapas previas, se realizó la caracterización e interpretación de la evolución de los procesos mineralizantes del yacimiento y se estableció un modelo genético del mismo. Esto permitió, además de aportar nuevos conocimientos geológico-metalogénicos del sector, definir y orientar programas exploratorios secuenciales, a los efectos de avanzar en la determinación de recursos mineros y conocer los límites del sistema mineralizado y los controles de la mineralización.

### *1.3.3 Estructura del presente trabajo de Tesis*

La presente Tesis Doctoral ha sido organizada en un total de cinco capítulos: una introducción, tres capítulos donde se presentan y discuten las observaciones y resultados obtenidos, y un capítulo final con las consideraciones finales derivadas del análisis de los datos obtenidos y analizados. Cada uno de los capítulos está organizado con una introducción, un desarrollo y unas consideraciones finales, de manera que cada uno pueda ser leído en forma independiente al resto, es por este motivo que cada capítulo también incluye una lista de las citas mencionadas en el texto.

En el Capítulo 1 se introduce al lector a la zona de estudio, mostrando su ubicación en el marco geográfico de la Patagonia y se discuten someramente los antecedentes de la zona, para finalmente describir la forma en la cual se presenta la información dentro del presente trabajo de Tesis.

En el Capítulo 2 se describe el marco geológico en el cual se desarrolló el sistema epitermal en estudio, se analiza el contexto geológico del Macizo del Deseado durante el jurásico y se caracteriza la petrografía, geoquímica y edad de las unidades geológicas presentes en el área de estudio.

En el Capítulo 3 se caracteriza la mineralización del distrito Martinetas, para ello se la ubica en el contexto de la provincia auroargentífera del Macizo del Deseado, se analiza la evolución paragenética de la mineralogía y los fluidos mineralizantes, a partir de estudios de microscopía óptica, microscopía electrónica de barrido (*SEM*), microsonda de electrones (*EPMA*) e isótopos estables. A su vez, se analiza la alteración hidrotermal asociada a la mineralización del distrito, a partir de la geoquímica de roca total, estudios de Rayos X y firmas espectrales por espectroscopía de reflectancia de las muestras de superficie y pozos.

En el capítulo 4 se discute el control estructural y litológico de los cuerpos mineralizados, poniendo en primera instancia al distrito Martinetas en el contexto estructural del Macizo del Deseado durante el Jurásico y luego se analizan la geometría, orientación y disposición de las estructuras mineralizadas presentes en el área de estudio, para, por último, discutir la cinemática y estructuración del área en contextos syn- y pos-mineralización. Por su parte, el control litológico sobre la mineralización se analiza a partir de la distribución de los cuerpos mineralizados, su estructura y composición, en relación al rol que cumplen las diferentes rocas hospedantes.



Finalmente, en el Capítulo 5, se recopila las observaciones e interpretaciones de los capítulos anteriores con el fin de elaborar un modelo metalogenético que explique los factores que condicionaron la formación del yacimiento del distrito Martinetas en el marco regional del Macizo del Deseado y permita la utilización de la presente tesis como herramienta para la exploración de los sectores circundantes.

#### 1.4. Referencias

Arribas, A. JR., Schalamuk, I.B., De Barrio, R.E., Fernández, R.R. y Itaya, T., 1996. Edades radimétricas de mineralizaciones epitermales auríferas del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. IGCP Project 342: Age and isotopes of South American Ores. XXXIX Congresso Brasileiro de Geología. Pág: 254-257.

De Martino, F.J., Echeveste, H. J., Jovic, S. M. y Tessone, M. O., 2017. Estratigrafía volcánica bimodal de los proyectos Martinetas y Microondas, sector oriental del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. XX Congreso Geológico Argentino, Actas ST9, 34-38.

De Martino, F. J., Echeveste, H. J., Jovic, S. M., Tessone, M. O. R., Ruiz, R., de Barrio, R. E. y Franco S., 2018. Evolution of mineralizing events in the armadillo vein epithermal system, Martinetas district, eastern Deseado Massif, Santa Cruz, Argentina. 15th Quadrennial IAGOD Symposium,

Symposium Proceedings, A-11, 31-32.

Dubé, B., Zubia, M.A., Dunning, G. y Villeneuve, M., 2000. Estudio geocronológico de los campos filonianos de baja sulfuración hospedados en la Formación Chon Aike en el Macizo del Deseado, Patagonia, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas. Recursos Minerales 13 (versión electrónica), Buenos Aires.

Echavarría, L.E., Schalamuk, I.B.A. y Etcheverry, R.O., 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. Journal of South American Earth Sciences 19: 415-432.

Fernández, R.R. y de Barrio, R.E., 1994. Mineralizaciones de oro y plata del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Argentina. Revista Comunicaciones, Universidad de Chile, 45: 59-66.

Fernández, R.R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada De Palomera, P. y Tessone M., 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 665-681.

Fernández, R.R., Tessone, M.O.R., Echeveste, H.J., Moreira, P. y Carlini, M., 2016. Geología y mineralización del área "estancia San Pedro", macizo del deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73 (3): 388-404.

Genini, A., 1988. Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz. Nuevo prospecto auroargentífero. 3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 3: 97-110.

Gonzalez Guillot, M., De Barrio, R., Ganem, F., 2004. Mina Martha, un Yacimiento Epitermal Argentífero en el Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 119-204. Río Cuarto.

Guido, D. y Schalamuk, I., 2003. Genesis and exploration potential of epithermal deposits from

the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. En: Eliopoulos et al. (editors). *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Balkema-Rotterdam, Vol I: 493-496.

Guido, D.M., Jovic, S.M. y Schalamuk I.B., 2005. A new metallogenic association (Sn-Cd-In-Zn-Ag-Au) in the Deseado Auroargentíferous province, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge-8th SGA Meeting, Beijing, China, Volume 2*: 965-968.

Jovic, S.M., Guido, D.M., Schalamuk, I.B., Ríos, F.J., Tassinari, C.C.G., Recio, C., 2011. Pingüino In bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita* 45: 735-763.

Schalamuk, I., De Barrio, R., Zubia, M., genini, A. y Echeveste, H., 1999. Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1177-1188.

Schalamuk, I.B., Zubia, M., Genini, A. y Fernández, R.R., 1997. Jurassic Epithermal Au-Ag deposits



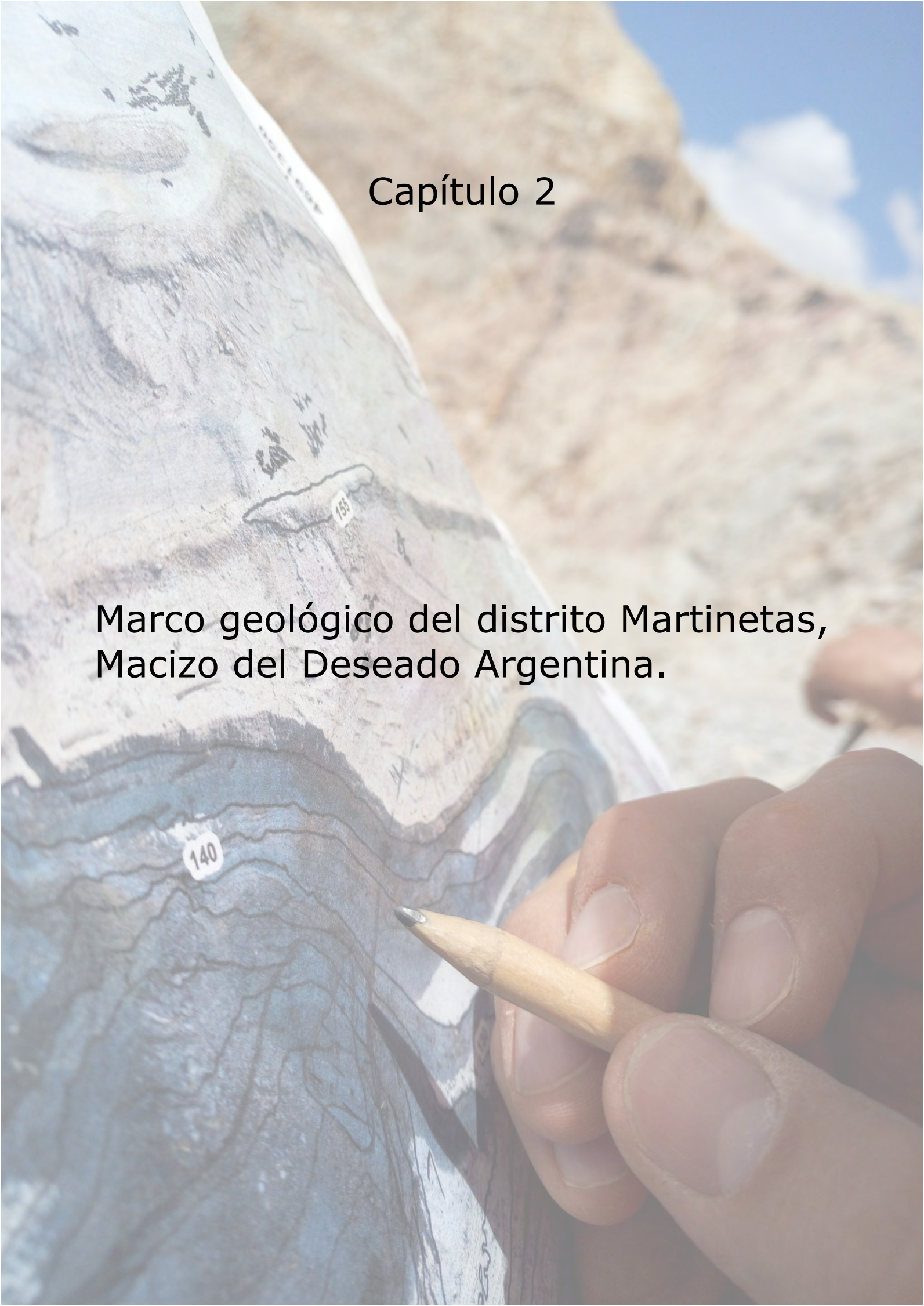
of Patagonia, Argentina. Ore Geology Reviews 12(3): 173-186.

Schalamuk, I.B; Fernández, R.R. y Etcheverry, R., 1995. Gold-Silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. En: Mineral Deposits, (J. PASAVA, B. KRIBEK y K. ZAK, edit.) Balkema, Rotterdam: 385-388.

Secretaría De Política Minera, 2019. Catastro Minero Unificado [online]. Available from <<http://cima.minem.gob.ar/dataset/2100/catastro-minero-unificado>> [checked on 20 November 2019].

## Capítulo 2

Marco geológico del distrito Martinetas,  
Macizo del Deseado Argentina.

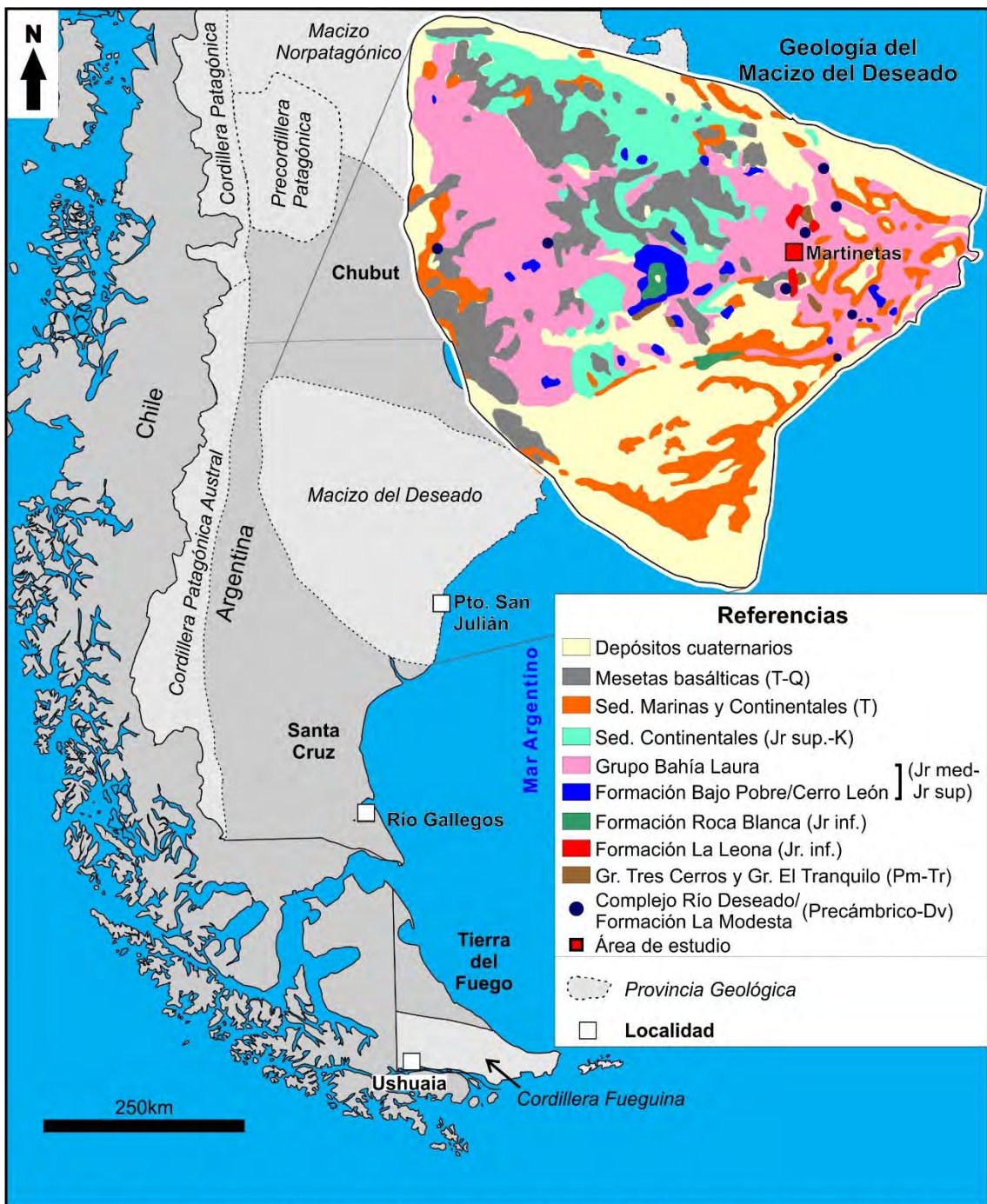




## 2. MARCO GEOLÓGICO DEL DISTRITO MARTINETAS, MACIZO DEL DESEADO, ARGENTINA

### 2.1. Introducción

El proyecto Don Nicolás corresponde a la mina en producción más septentrional del sector oriental del Macizo del Deseado, y uno de los primeros en ser descubierto dentro de la provincia geológica, luego del alumbramiento del yacimiento Cerro Vanguardia. La mineralización del



**Figura 2.1.** Mapa de ubicación del área de estudio en el marco de la Patagonia Argentina y la provincia geológica del Macizo del Deseado.

distrito Martinetas se hospeda en las rocas jurásicas del Complejo Volcánico Bahía Laura (Fig. 2.1), el cual comprende las unidades volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Bahía Laura, de la Formación Bajo Pobre (Echeveste *et al.*, 2001; Guido *et al.*, 2006; López, 2006 y De Martino *et al.*, 2017) y el equivalente subvolcánico de la Formación Bajo Pobre, la Formación Cerro León (Panza, 1982, 1995; Jovic, 2010).

A nivel local los primeros estudios geológicos y metalogénicos de detalle del área fueron llevados a cabo por las diferentes empresas mineras durante su exploración y desarrollo (ver Capítulo 1).

En el presente capítulo se describen las unidades volcánicas y piroclásticas presentes en el distrito. Mediante los estudios petrológicos y geoquímicos de las muestras de rocas tomadas en superficie y en el subsuelo, se pretendió generar un modelo evolutivo de los eventos volcánicos que ocurrieron en las inmediaciones del yacimiento y resultaron en la configuración geológica actual.

## 2.2. Metodología

### 2.2.1. Trabajos de gabinete

Los trabajos de gabinete realizados previamente a las tareas de campo, comprendieron esencialmente la compilación y análisis de la información proporcionada por la Minera Don Nicolás (mapas, imágenes satelitales y datos geoquímicos) y la preparación del material necesario para llevar adelante el mapeo.

Se contó con 6 mapas de detalle (escalas 1:1.000 y 1:500) del área de operaciones del distrito Martinetas, y un mapa de escala distrital (1:20.000). Estos fueron integrados, procesados y volcados en un Sistema de Información Geográfica (GIS) para su rápida visualización y análisis. Además, Minera Don Nicolás facilitó imágenes satelitales Quickbird y Landsat con diferentes procesamientos que abarcan toda el área de estudio y se extienden incluyendo el distrito Microondas, ubicado inmediatamente al oeste del área de estudio (ver Capítulo 1). La primera posee una combinación de bandas en color real, con una resolución espacial de 0,5 m (Fig. 2.2), mientras que la segunda posee la misma extensión y presenta una resolución espacial de 15 m (Fig. 2.2). Ambas imágenes fueron entregadas pre-procesadas y lo único que se realizó fue un ajuste en la georeferenciación. Luego de las



correcciones, estas imágenes fueron también cargadas en el GIS. Adicionalmente, la minera otorgó mapas geofísicos de magnetometría aerotransportada (Fig. 2.2) y perfiles magnetotelúricos (CSMAT).

Tanto la imagen Landsat como los mapas geofísicos poseen un tamaño de píxel óptimo para la realización de mapeos geológicos distritales a escala 1:10.000 y más pequeñas. En tanto que la imagen Quickbird permite realizar mapeos detallados, siendo la escala óptima para relevamientos geológico-mineros a escala 1:5.000.

Como herramientas complementarias, se utilizaron las imágenes obtenidas por el autor con un dron Phantom 4 Pro (Fig. 2.2) con el fin de realizar ortomosaicos y modelos en 3D de las labores mineras. Los ortomosaicos y modelos en 3D se obtienen a partir de las fotografías aéreas captadas por el dron en líneas de vuelo con una superposición de las fotografías de 70% en la dirección de avance y de 60% entre las líneas de vuelo. La topografía se obtiene a partir del procesamiento de las imágenes con la técnica denominada "fotogrametría". Esta técnica permite obtener medidas reales, a partir del procesamiento con un software (Agisoft Photoscan, Pix4D, 3Dsurvey, etc.) de las fotografías captadas sobre un objeto o un terreno (Dang, 2015). A partir de la identificación de puntos homólogos en las diferentes imágenes, y luego del procesamiento de los mismos, se produce información métrica precisa, ortofotos (de hasta 1 cm de resolución espacial) y modelos de elevación digital (*DEM* - de hasta 10 cm de resolución espacial), desde los cuales se generan las curvas de nivel. La alta resolución de la ortofoto obtenida permite la rápida ubicación de un punto en el terreno y su levantamiento expeditivo con alta precisión.

Finalmente, se realizaron impresiones de todas las imágenes para utilizarlas como base de las tareas de levantamiento. Para el mapeo a escala 1:10.000 del distrito (Anexo 1) se dividió el área de estudio en 12 sectores con el tamaño de una hoja A4, en cada una de ellas se imprimió un sector de la imagen junto con una grilla de coordenadas Gauss-Krüger Faja 2 (datum Campo Inchauspe). Por su parte, las labores mineras fueron mapeadas en detalle (1:1000) utilizando los ortomosaicos obtenidos con el dron y una estación total para la ubicación precisa de los puntos de muestreo y contactos entre unidades.

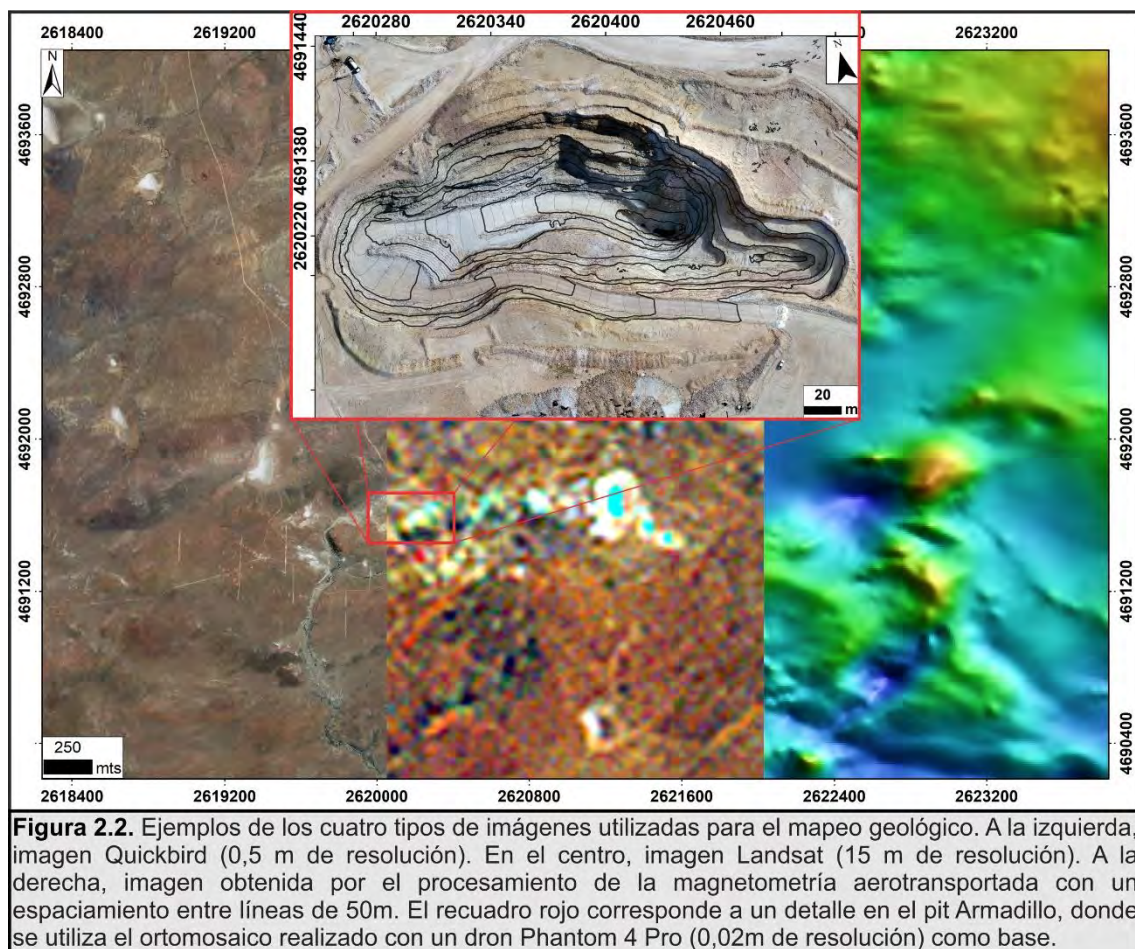




Por otro lado, la información recabada durante las tareas de logeo fue volcada en el *software Leapfrog Geo* junto a los análisis geoquímicos y perfiles de geofísica profunda (CSMAT), lo que permitió analizar la información conjuntamente y generar modelos en 3D de la geología en los sectores de Armadillo, Choique y *Central Vein Zone* (CVZ).

### 2.2.2. Trabajos de campo

Los trabajos de campo comprendieron el levantamiento geológico del área a escala 1:10.000 (Anexo 1). Los datos tomados (litologías, contactos, fracturas, fallas, estructuras mineralizadas, puntos de muestreo, etc.) fueron georreferenciados mediante el empleo de un GPS Garmin e-Trex 20 y luego volcados a la base de datos GIS para su posterior análisis. En el transcurso del levantamiento se identificaron las diferentes litologías presentes, intentándose, además, establecer mediante observaciones de campo, una secuencia estratigráfica de los procesos volcánicos sucedidos. Asimismo, se llevaron a cabo muestreos litológicos para caracterizar con precisión, mediante petrografía y geoquímica, las unidades aflorantes.



A su vez, los sectores en operación fueron levantados utilizando el dron previamente citado con el fin de generar una imagen de muy alta resolución (2 cm; Fig. 2.2), sobre la cual se realizó el mapeo en detalle (1:1000) utilizando la estación total para la ubicación precisa de las muestras obtenidas y contactos observados.

Posteriormente, se re-*loguearon* más de 3000m de testigos corona, y se realizaron perfiles geológicos, a fin de resolver la estratigrafía del distrito y determinar los eventos volcánicos que resultaron en la configuración geológica actual.

Por último, se tomaron muestras de roca de los diques riolíticos que cortan toda la secuencia jurásica del área de estudio, con el fin de conocer la edad de finalización del volcanismo en el distrito. La edad de cristalización de los diques riolíticos se obtuvo a partir del análisis de U/Pb, llevados a cabo sobre un total de 80 circones en el Laboratorio de Termocronología de los Andes (LA.TE. ANDES) por medio de una combinación instrumental de LA-ICP-MS (*Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*), un láser de ablación con resolución de 193 nm fabricado por *Australian Scientific Instruments* y un ICP-MS triple cuadrupolo modelo 8900 fabricado por *Agilent Technologies*. Los concentrados de circón fueron obtenidos a partir de aproximadamente 2 Kg de roca, utilizando técnicas gravimétricas, magnéticas y ópticas en el laboratorio LA.TE. ANDES (Anexo 2).

### 2.3. Marco geológico regional: el Macizo del Deseado

La geología del sector Nororiental del Macizo del Deseado está representada por un basamento de rocas metamórficas e ígneas asignadas al Complejo Río Deseado, de probable edad precámbrica a devónica ([Viera y Pezzuchi, 1976](#); [Márquez et al., 1993](#); [Pankhurst et al., 2003](#); [Permuy Vidal et al., 2014](#)).

El desarrollo de un conjunto de cuencas de rift, producto del colapso de la orogenia gondwánica ([Haller, 2002](#); [Ramos, 2008](#)), dio lugar a la depositación de una potente secuencia de sedimentos continentales de edad pérmica, reunidos bajo el Grupo Tres Cerros ([Herbst, 1965](#)), que incluye la Formación La Golondrina ([Archangelsky, 1958](#)) y Formación La Juanita ([Arrondo, 1972](#)). Se trata de rocas de grano grueso (areniscas y conglomerados) y con abundante contenido fósil. Estas unidades abarcan





desde el Cisuraliano tardío al Lopingiano (e.g., Archangelsky, 1992; Archangelsky *et al.*, 1996a,1996b; Crisafulli y Herbst, 2011; Cariglino *et al.*, 2012; Cariglino, 2013).

Hacia el Triásico, Pangea habría sufrido una rotación en sentido antihorario (Riel *et al.*, 2018) dando lugar a un régimen transtensional asociado a un ambiente de subducción oblicua (Zerfass *et al.*, 2004). Esta segunda etapa extensional permitió la depositación de la secuencia sedimentaria y volcánica del Grupo El Tranquilo (Herbst, 1965; Jalfin y Herbst, 1995; Haller, 2002). Durante el Triásico superior (Rapela *et al.*, 1991; Rapela y Pankhurst, 1992; Pankhurst *et al.*, 1993; Rapela y Pankhurst, 1996; Zaffarana *et al.*, 2014; Lagorio *et al.*, 2015), se implanta una faja magmática calcoalcalina de distribución NNO-SSE que cruza desde la región sudoeste de la provincia de Río Negro hasta el noreste de la provincia de Santa Cruz (Navarrete *et al.*, 2019), cuyos cuerpos intrusivos son agrupados bajo el nombre de Batolito Patagónico Central (Rapela *et al.*, 1991). Estas rocas están representadas en el Macizo del Deseado por la Formación La Leona (Archangelsky, 1967; Arrondo, 1972), integrada por granitos, tonalitas y leucogranitos (Rapela y Pankhurst, 1996) de edad Noriense a Rhaetiense (Stipanovic *et al.*, 1971; Chebli *et al.*, 1976; Márquez, 1981; Pankhurst *et al.*, 1993), y su origen estaría ligado a un magmatismo de arco (Godeas, 1992; Rapela y Pankhurst, 1996) en un régimen extensional-transtensional (Rapela *et al.*, 1991; Rapela y Pankhurst, 1992) asociado a una subducción de bajo ángulo, tipo *flat slab* (Navarrete *et al.*, 2019).

Posteriormente, y durante gran parte del Jurásico, la región sudoccidental de Gondwana sufrió un voluminoso evento magmático dominado por un régimen tectónico extensional, dando como resultado tres eventos volcánicos (Pankhurst *et al.*, 2000; Bastias *et al.*, 2021) denominados V1 (188-178Ma), limitada al Macizo Norpatagónico y sur de la península antártica, V2 (173-160Ma), ubicada en el sector centro y este de la Patagonia y norte de la Península Antártica y V3 (157-145Ma) ubicada al oeste de la Patagonia y norte de la Península Antártica. El origen del magmatismo ha sido históricamente relacionado a la generación de tres grandes Provincias Ígneas (*LIPs*), conocidas como Karoo, Ferrar y Chon Aike (Storey *et al.*, 1992; Storey y Kyle, 1997; Storey *et al.*, 2013). Esta última abarca gran parte de la Patagonia Argentina y la Península Antártica, (Kay *et*



*al.*, 1989; Pankhurst *et al.*, 1998) y es responsable del extenso volcanismo bimodal (Féraud *et al.* 1999), representado en el Macizo del Deseado por el Complejo Volcánico Bahía Laura (Rapela y Kay 1988; Pankhurst *et al.*, 1993). De esta manera, estas rocas se relacionarían a un ambiente de intraplaca, asociado con la extensión litosférica (e.g., Uliana *et al.*, 1985; Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 2000; Riley *et al.*, 2001; Márquez *et al.*, 2011), producto de la presencia de una pluma mantélica (Storey y Kyle, 1997; Riley *et al.*, 2001; Storey *et al.*, 2013; Tassara *et al.*, 2017). Los primeros trabajos que discuten su origen (Pankhurst *et al.*, 2000; Riley *et al.*, 2001; Storey *et al.*, 1992) sugieren que las rocas ígneas del este de la Patagonia y el sur de la Península Antártica derivan de la actividad de la pluma de Karoo, o se formaron debido a la extensión y el adelgazamiento durante el desmembramiento de Gondwana (magmatismo de intraplaca), mientras que las del oeste de la Patagonia y el norte de la Península Antártica estarían relacionadas con la subducción al oeste de Gondwana (asociadas al arco volcánico).

Las unidades jurásicas conforman más del 60% de los afloramientos de esta región de la Patagonia, y entre ellas predominan los flujos piroclásticos y los depósitos de caída, con presencia minoritaria de lavas y sectores con gran cantidad de diques y domos (Guido, 2004).

La extensión, el magmatismo y el alto gradiente térmico fueron responsables de la actividad volcánica del Complejo Volcánico Bahía Laura y la instalación de los sistemas hidrotermales del Macizo del Deseado, evidenciados por numerosas paleosuperficies hidrotermales (Schalamuk *et al.*, 1997; Guido y Campbell, 2011) y ocurrencias metalíferas, principalmente clasificadas como epitermales de baja sulfuración (Schalamuk *et al.*, 1999).

Con posterioridad al evento volcánico Jurásico, se reconocen afloramientos de areniscas asignados a las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios (Archangelsky, 1963; Hechem y Homovc, 1987), de edad cretácica inferior, y los correspondientes a las sedimentitas continentales con participación piroclástica de la Formación Río Chico (Simpson, 1933), Formación Koluel Kaike (Feruglio, 1949) y Formación Sarmiento (Feruglio, 1949; Spalletti y Mazzoni, 1979), correspondientes al Terciario, sobre las que se apoyan los estratos marinos del Patagoniano (Zambrano y Urien, 1970) y



depósitos continentales del Terciario superior de la Formación Santa Cruz (Ameghino, 1898).

El cenozoico se destaca por extensos mantos basálticos, representados en el sector oriental del Macizo del Deseado por el Basalto La Angelita (Panza, 1982), producidos a partir de la migración de sudoeste a noreste de una ventana astenosférica, generada por la subducción del punto triple entre las placas Sudamericana, Pacífica y Nazca (Ramos y Kay, 1992).

#### 2.4. Geología del distrito minero Martinetas

La zona de estudio se caracteriza por afloramientos de rocas que corresponden al Complejo Volcánico Bahía Laura, cubiertos en discordancia por depósitos aluviales y coluviales modernos (Fig. 2.3). La secuencia comprende una intercalación de unidades piroclásticas (diluídas y densas) y volcánicas coherentes de composición silícica y mesosilícica, cubiertas por ignimbritas originadas por sucesivos eventos volcánicos explosivos. Esta secuencia es cortada luego por un enjambre de diques de composición riolítica y orientación NE-SO.

El trabajo de mapeo realizado (Fig. 2.3; Anexo 1; modificado de Reporte Técnico, 2018), permitió deducir la cronología relativa de los eventos volcánicos que dieron origen a la secuencia, diferenciándose 5 ciclos volcánicos que conforman el perfil estratigráfico del distrito representado en la figura 2.4.

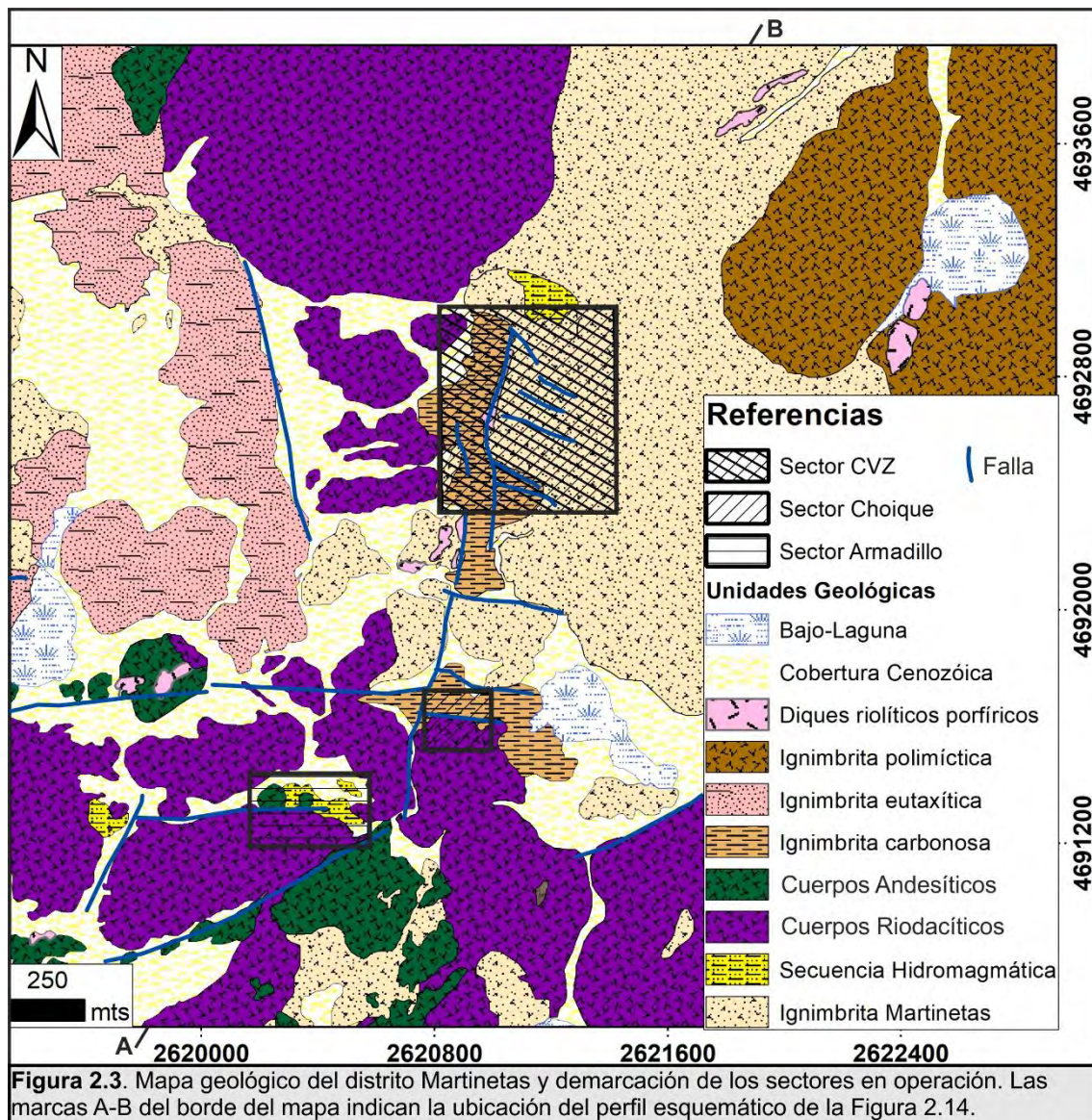
En este marco, tanto las unidades piroclásticas como las rocas volcánicas y subvolcánicas de composición riodacítica y riolítica fueron asignadas a la Formación Chon Aike, mientras que las volcanitas de composición andesítica, a la Formación Bajo Pobre.

El *primer ciclo volcánico* de la zona es explosivo y está representado por las rocas piroclásticas aflorantes en el sector oriental, esta unidad se denomina Ignimbrita Martinetas.

Por encima de dicha unidad, se apoya el *segundo ciclo volcánico* representado por una Secuencia Hidromagmática con restos carbonosos, aflorante en los sectores Armadillo y centro norte de Martinetas, originada a partir de erupciones freatomagmáticas.

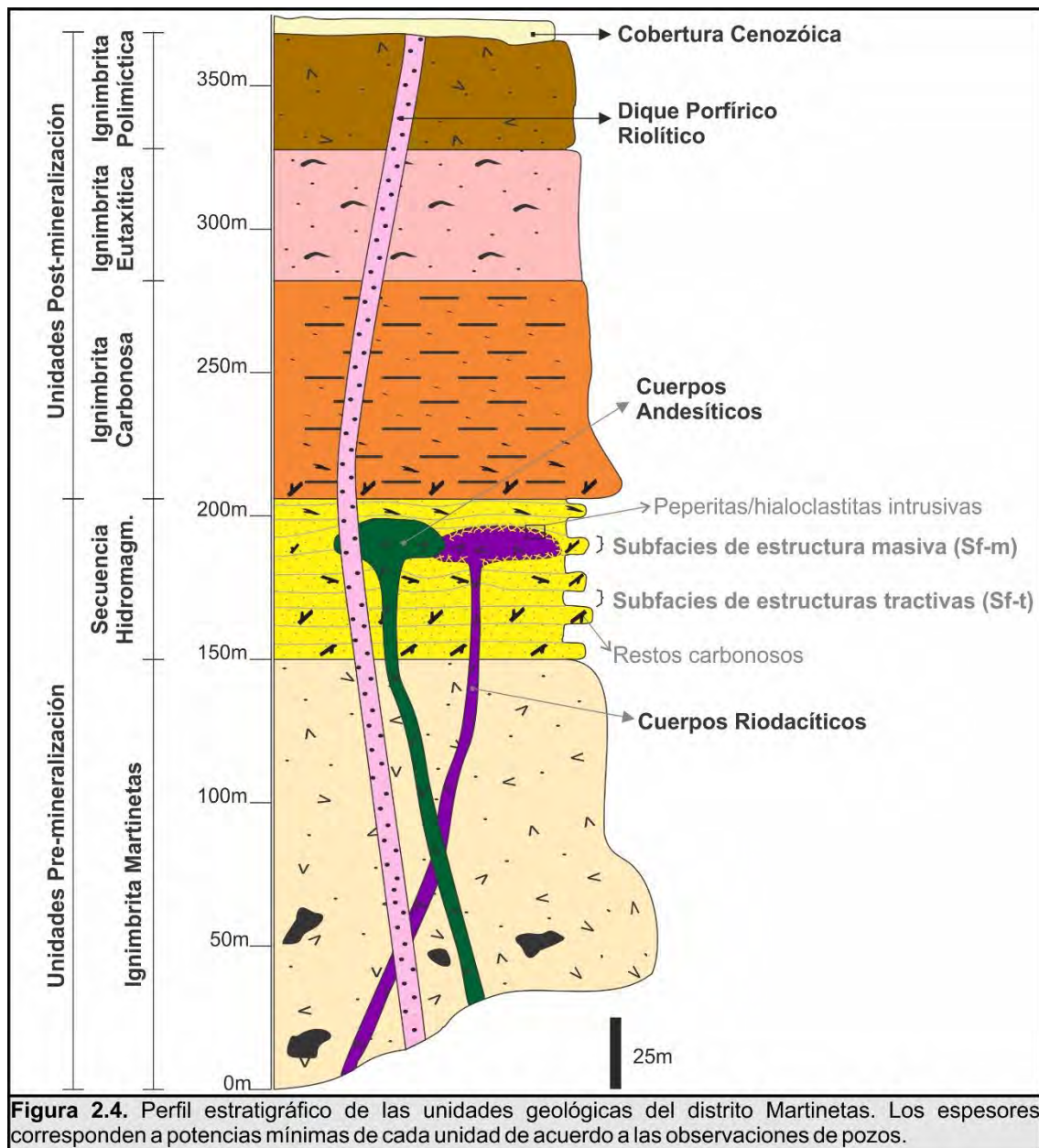






Con posterioridad, se desarrolló un *tercer ciclo volcánico* de naturaleza efusiva, representado por cuerpos volcánicos y subvolcánicos de composición riodacítica (domos, criptodomas y diques), agrupados bajo denominación de Cuerpos Riodacíticos. El evento continúa con la intrusión de un conjunto de cuerpos subvolcánicos de composición andesítica y textura porfírica, asignados a la Formación Bajo Pobre y nombrados como Cuerpos Andesíticos. La mineralización presente en el distrito se vincularía a este ciclo volcánico.

El *cuarto ciclo volcánico*, de naturaleza explosiva, daría origen a un flujo piroclástico denso con restos carbonosos, denominado Ignimbrita Carbonosa, aflorante al norte del *pit* Choique y oeste de CVZ. Además, incluye a la Ignimbrita Eutaxítica, aflorante en el sector noroccidental del distrito Martinetas y a la Ignimbrita Polimíctica, ubicada en el sector nororiental del distrito.



El *quinto* y último *ciclo volcánico* daría origen a un extenso enjambre de diques riolíticos fuertemente porfíricos que cortan a las unidades previas cruzando de sudoeste a noreste tanto al distrito Microondas como Martinetas, extendiéndose por más de 10 Km en ese sentido.

Se describen a continuación, de manera cronológica, las unidades reconocidas en el distrito.

#### 2.4.1. Ignimbrita Martinetas

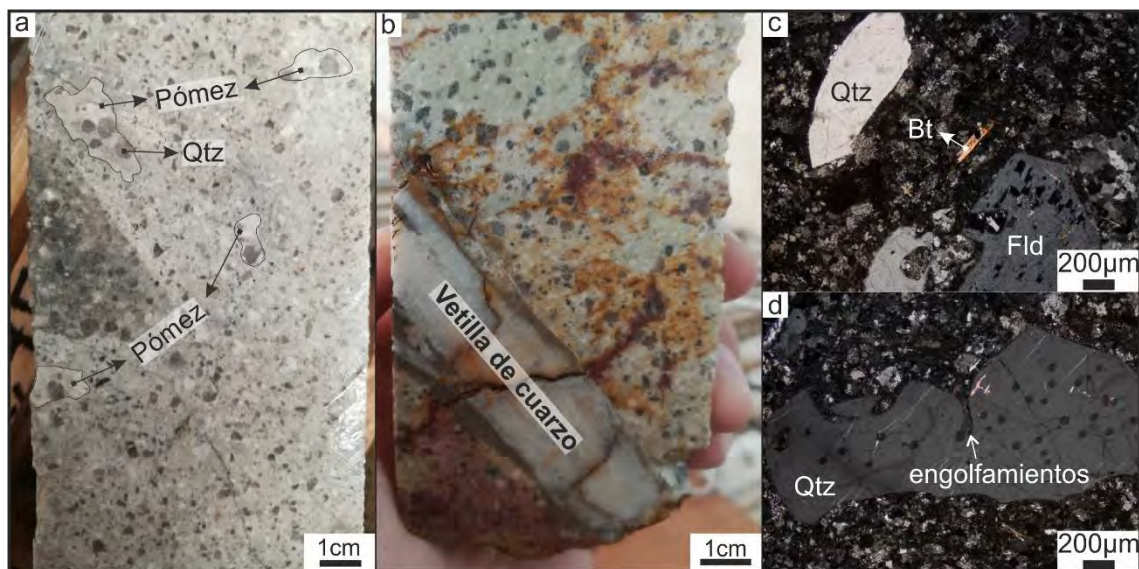
Corresponde a la unidad basal de la secuencia volcánica del distrito. Aflora en el sector de CVZ, constituyéndose como la principal roca hospedante de las estructuras mineralizadas del Sector. Además, es interceptada en





profundidad por perforaciones hacia el oeste de CVZ y en los sectores de Choique y Armadillo, ubicados al sur.

Esta unidad presenta un color castaño claro a verdoso en los sectores menos alterados, producto de la alteración propilítica a colores grisáceos a blancos en cercanía a las labores mineras, dada la alteración argílica avanzada (*steam heated*) que allí se manifiesta de manera intensa y penetrativa (Fig. 2.5a y b). La roca presenta una textura fragmentaria, matriz soportada y con pobre a muy pobre selección. Se compone de fragmentos angulosos a subangulosos de cristales de cuarzo de entre 1 y 6 mm (Fig. 2.5c y d), conformando un 20 % de la muestra, 10% de cristaloclastos de sanidina, 5% de biotita y 5% de líticos volcánicos de composición silícica a mesosilícica, con un tamaño medio de 2 cm, llegando a tamaños máximos de hasta varias decenas de centímetros (observado en testigos corona). Es característica de esta unidad la presencia de pómez de hasta 10 cm de diámetro, con textura vitrofírica y de composición fenoriolítica, cuyos fenocristales presentan un tamaño de hasta 8 mm, donde es característica la presencia de fenocristales de cuarzo con engolfamientos (Fig. 2.5 d). Hacia los sectores más basales, las pómez gradualmente se deforman, constituyendo una textura eutaxítica.



**Figura 2.5.** Ignimbrita Martinetas. (a) Fotografía de testigo corona con pómez de textura vitrofírica. (b) Fotografía de testigo corona donde la Ignimbrita martinetas es cortada por una vetilla de cuarzo. (c) Fotomicrografía donde se observan cristaloclastos de cuarzo, biotita y feldespato potásico parcialmente alterado a sericita. (d) Fotomicrografía de cristaloclasto de cuarzo con engolfamientos en sus bordes. \*Qtz: Cuarzo; Bt: Biotita; Fld: Feldespato

La matriz es muy rica en trizas, que se presentan fuertemente aplastadas y deformadas alrededor de los cristaloclastos conformando una

textura eutaxítica hacia los niveles basales. En general, la matriz muestra desvitrificación con desarrollo de texturas micropoiquilítica y en menor medida esferulítica.

La estructura de la unidad es maciza. Si bien su potencia no se conoce, dado que ninguna perforación corta su piso, su espesor en los testigos corona supera los 300 m.

*Interpretación:* La estructura maciza y la textura mal seleccionada evidenciaría un flujo piroclástico denso, mientras que la gran potencia podría indicar su génesis como una ignimbrita de intracaldera.

#### 2.4.2. Secuencia Hidromagmática

Esta unidad aflora al sur de Martinetas, en el sector Armadillo y al sur y oeste de CVZ. Está conformada por una intercalación de estratos con espesores individuales de entre 1 y 30 cm (Fig. 2.6a), separados en dos facies principales. La primera de estas facies (Sf-m) corresponde a estratos macizos, pobremente seleccionados y matriz soportados, conformados por pómez y cristaloclastos de cuarzo y feldespatos. La segunda facies (Sf-t), presenta una textura de moderada a bien seleccionada, clasto a matriz soportada, con presencia de estructuras tractivas tales como estratificación paralela, estratificación ondulosa, estratificación entrecruzada en artesa y capa plana. Se compone por fragmentos pumíceos (Fig. 2.6b) que suelen estar acompañados por *lapilli* acrecionario (Fig. 2.6a), como cristaloclastos se reconoce cuarzo, feldespatos y mafitos con un grado moderado a intenso de alteración hidrotermal a arcillas blancas y clorita, respectivamente. Es común la presencia de restos carbonosos y estructuras de impacto de clastos balísticos de origen vegetal y volcánico (Fig. 2.6a, c y d).

*Interpretación:* El conjunto de las facies descriptas fue interpretado por [De Martino et al. \(2017\)](#) como correspondiente a dos tipos de depósitos piroclásticos: la facies Sf-m corresponde a *PDCs* (*Pyroclastic density currents*) densos (ignimbrita) y la Sf-t, como *PDCs* diluídos en estado húmedo (oleadas piroclásticas húmedas). De acuerdo con estos autores, la estructura maciza y la textura mal seleccionada de la facies Sf-m evidenciaría un flujo piroclástico denso, mientras que las estructuras tractivas de alto régimen de flujo registradas en la Sf-t evidenciarían su depositación a partir de un flujo diluido; por su parte, el *lapilli* acrecionario y la preservación de las estructuras





de impacto, evidenciarían elevados valores de humedad en la columna eruptiva, lo que permite interpretarla como el resultado de oleadas piroclásticas húmedas (*wet base surge*, según Sheridan y Wohletz, 1983). De esta manera, la intercalación de estas facies en la secuencia permite interpretar al conjunto como el resultado de una erupción de tipo hidrovulcánica (según Németh y Kósik, 2020; De Martino *et al.*, 2017; De Martino *et al.*, 2020).



#### 2.4.3. Cuerpos Riodacíticos

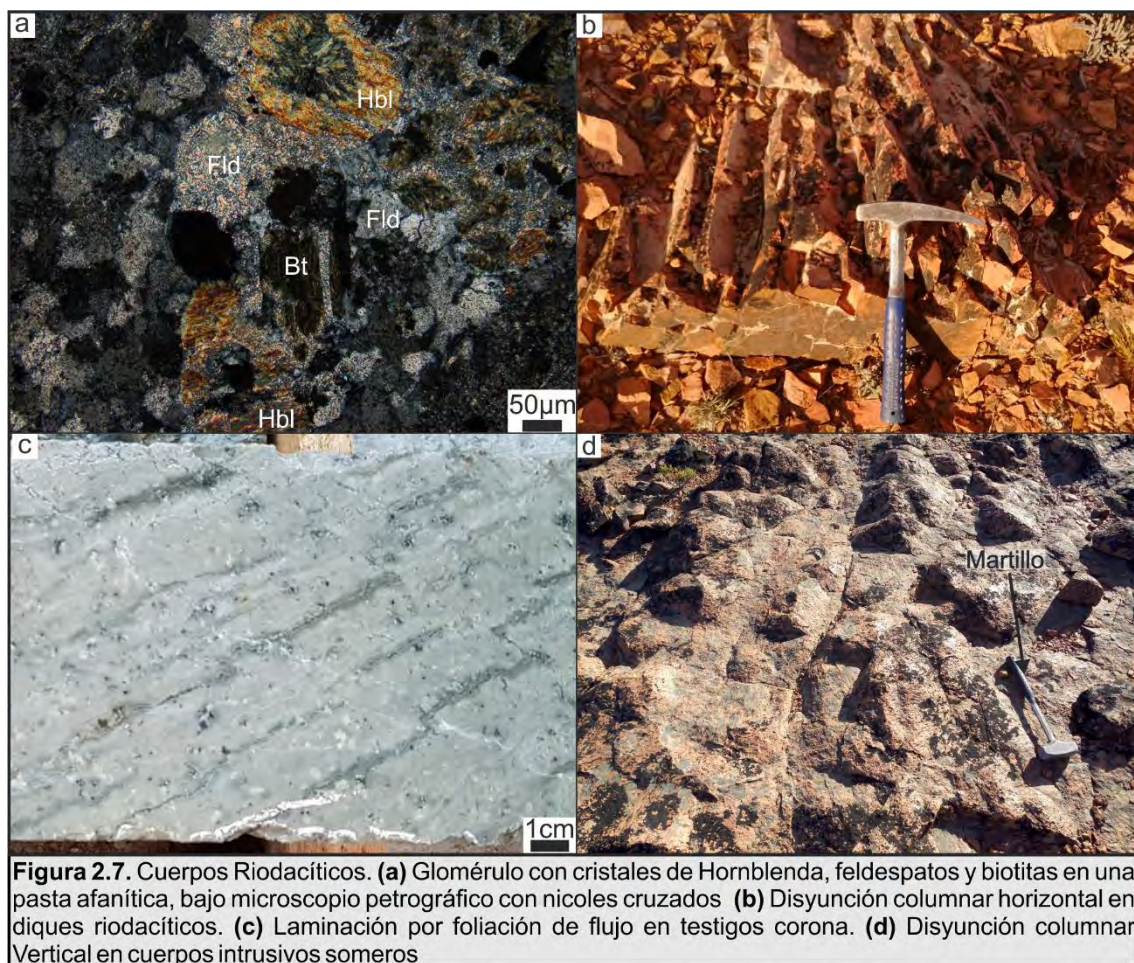
Aquí se agrupa un conjunto de cuerpos intrusivos someros de composición riodacítica, aflorantes en los sectores Armadillo y Choique. Corresponden a rocas de color castaño claro a rosado claro, predominando los cuerpos subglobosos intrusivos someros (criptodomas) y diques alimentadores.

La cristalinidad predominantemente es holocristalina, ocasionalmente hipocristalina y la textura varía de afanítica a porfírica, siempre con un porcentaje de fenocristales que no suelen superar el 5% de la roca. Se compone de pequeños cristales de sanidina y plagioclasa (An5 a An25), inmersos en una pasta afanítica de textura felsítica o desvitrificada (Fig.



2.7a), además presentan biotita y hornblenda, ocasionalmente constituyendo una textura glomeroporfírica (Fig. 2.7a).

Los diques presentan una orientación predominante este-oeste a noroeste e inclinación subvertical (ver Capítulo 4). Afloran al sur de los sectores Armadillo y Choique, centro-norte del distrito Martinetas y en gran parte del distrito Microondas. Estos diques presentan una potencia media de 10 metros, y se caracterizan por la presencia de una marcada disyunción columnar horizontal (Fig. 2.7b) y laminación por foliación de flujo (Fig. 2.7c), evidenciando una superficie de enfriamiento vertical, correspondiente a los contactos con la roca de caja.



Además, abundan los cuerpos subglobosos extrusivos (domos) e intrusivos (criptodomos). Estos últimos, en ocasiones presentan brechas en sus bordes que demuestran fluidización y homogeneización con el material de la roca de caja, conformando peperitas (ver apartado 2.5.2 Armadillo). En el sector de Choique se observa un cuerpo con disyunción columnar vertical difusa (Fig. 2.7d), lo que evidencia una superficie de enfriamiento



subhorizontal, ya sea por exposición subaérea o emplazamiento somero con dicha disposición.

Estos cuerpos constituyen la principal roca de caja de los sectores Armadillo y Choique.

Interpretación: La disyunción columnar horizontal que presentan los cuerpos tabulares, discordantes y subverticales, permite interpretar a la superficie de enfriamiento como vertical, dado que la disyunción presenta su eje principal perpendicular a dicha superficie, esto es generado por el contacto del magma con la roca de caja más fría, evidenciando su naturaleza como diques someros. Por su parte, los cuerpos subglobosos presentan disyunción columnar vertical, demostrando que la superficie de enfriamiento es horizontal, coincidente con el emplazamiento de cuerpos intrusivos someros con dicha disposición (criptodomas-filones) o cuerpos extrusivos (domos).

Tanto los diques como los domos/criptodomas hallados en el distrito comparten las mismas características petrológicas y guardan relación espacial. Esto permite interpretar a los diques como los conductos alimentadores (feeders) de los domos/criptodomas.

#### *2.4.4. Cuerpos Andesíticos*

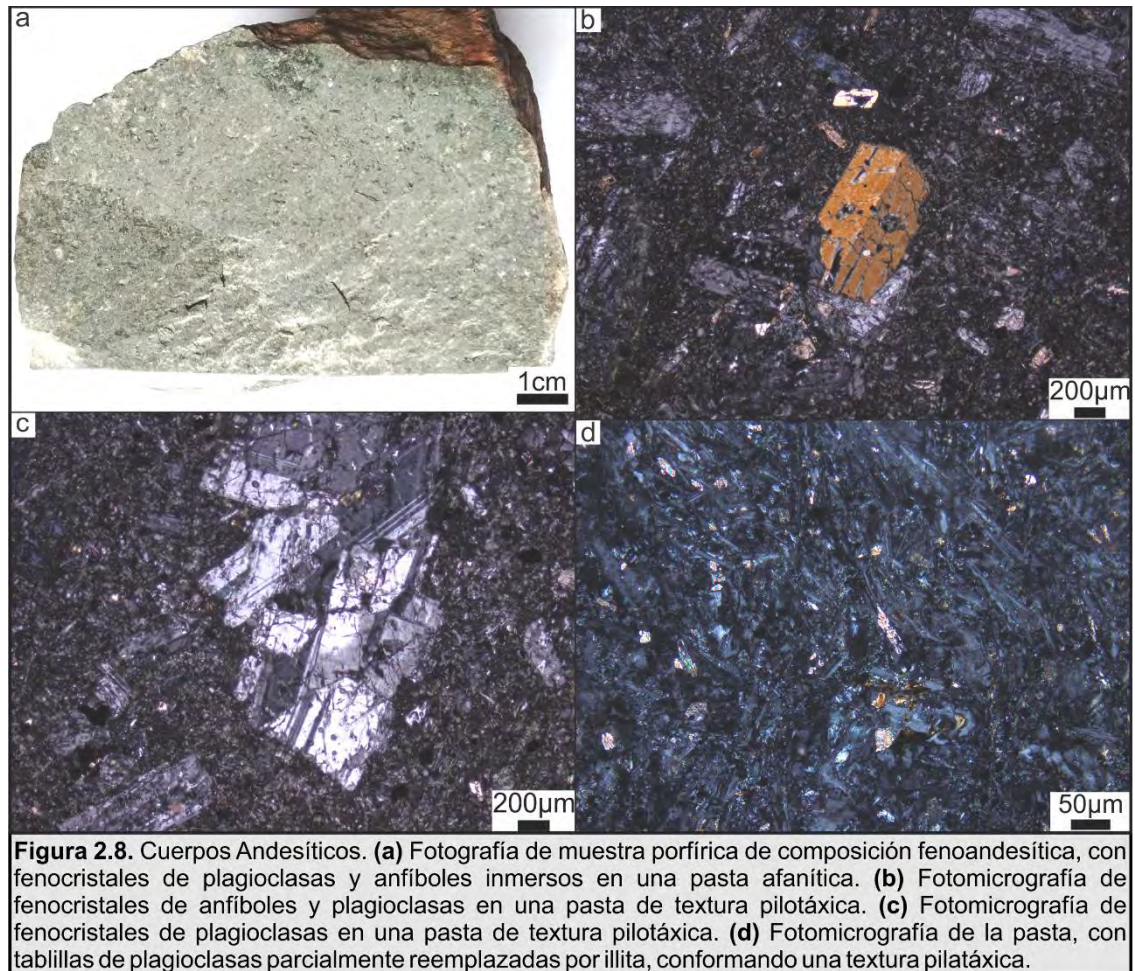
Bajo esta denominación se incluyen a los cuerpos intrusivos subvolcánicos constituidos por rocas de color verde a castaño oscuro de composición andesítica a basandesítica. Afloran en el sector Armadillo y subafloran en el sector sur del distrito Martinetas.

Comprende diques y cuerpos intrusivos globosos, de cristalinidad holocristalina, textura porfírica (Fig. 2.8a y b) y se componen en un 15% por fenocristales de mafitos (piroxenos y anfíboles; Fig. 2.8b) de entre 1 y 2mm, plagioclasas (andesinas; Fig. 2.8c) y minerales opacos subordinados. La pasta es afanítica y se compone por pequeñas tablillas de plagioclasas conformando una textura pilotáctica (Fig. 2.8d). En ocasiones, hacia los bordes presenta brechas, incorporando clastos de la roca de caja (Secuencia Hidromagmática).

En el sector Armadillo constituyen la roca de caja junto a los Cuerpos Riodacíticos.



*Interpretación:* Los cuerpos subvolcánicos andesíticos presentan una disposición subvertical y discordante con respecto a las unidades precedentes, conformando diques y pequeños domos elongados en sentido noreste.



#### 2.4.5. Ignimbrita Carbonosa

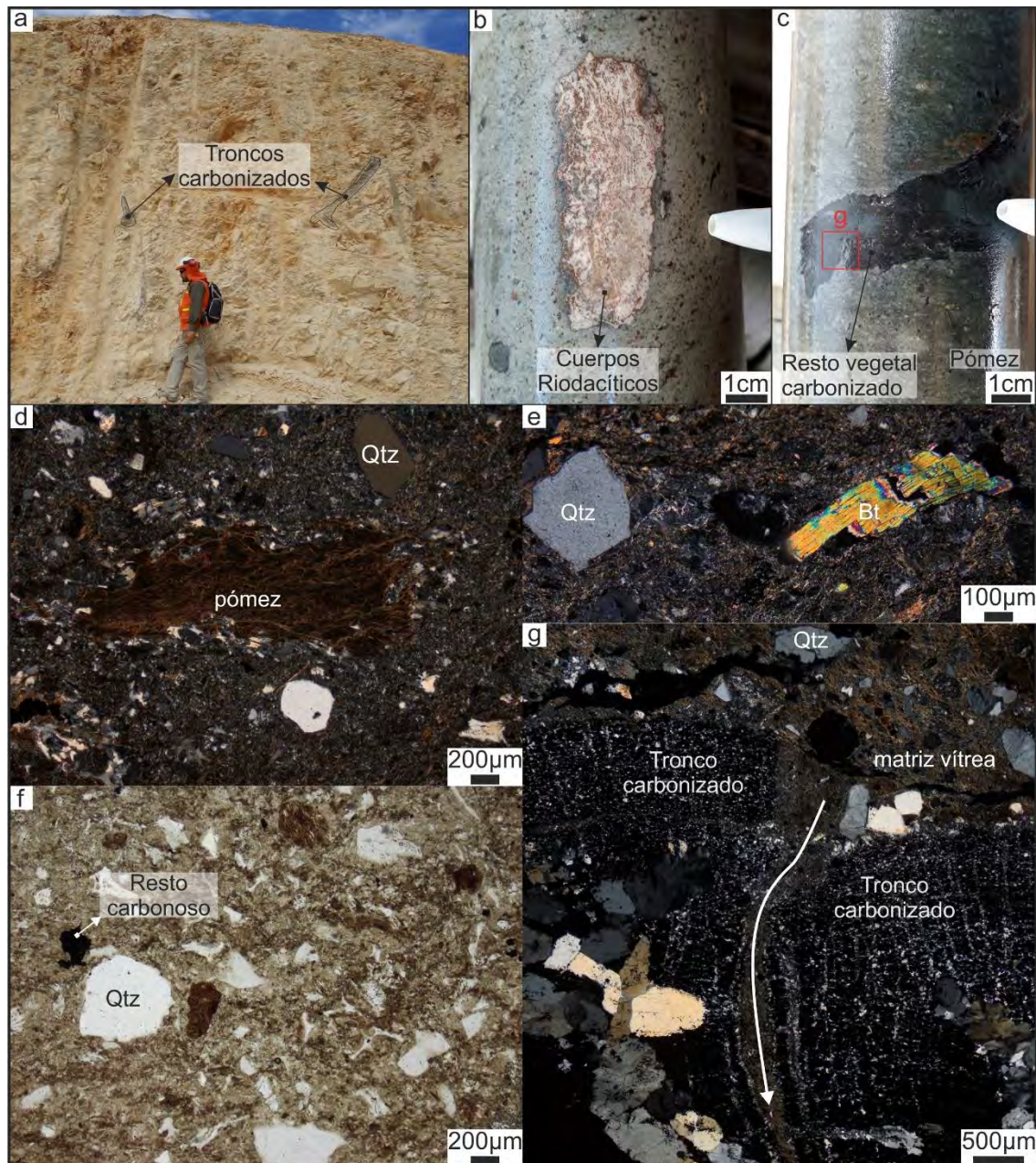
Por encima de las unidades previamente descritas, se deposita la Ignimbrita Carbonosa. Se observa aflorando en el norte de *pit* Choique y al oeste de CVZ. Esta unidad, al igual que la secuencia hidromagmática, se caracteriza por contener grandes clastos de material orgánico de origen vegetal (Fig. 2.9a, c, f y g).

Presenta escasos líticos de origen volcánico, predominando las rocas leucocráticas de textura porfírica (Fig. 2.9b; por lo general la alteración argílica de moderada a intensa, dificulta deducir su origen). Además, exhibe líticos de entre 4 mm y escasos metros de largo de origen orgánico (troncos carbonizados; Fig. 2.9a y c).





La unidad es pobremente seleccionada, matriz soportada y de textura eutaxítica, está conformada en un 10% de cristaloclastos de cuarzo, 5% de feldespatos de 0,25 mm a 2 mm y 5% biotitas de 1 mm de tamaño máximo (Fig. 2.9d, e y g). Los fiammes presentan hasta 1 cm de largo y un color gris a verde claro, de textura vitrofírica a afírica, con fenocristales de 1 a 2 mm de cuarzo y feldespato.



**Figura 2.9.** Ignimbrita Carbonosa. (a) Troncos carbonizados en el frente sur del pit Cerro Oro. (b) Fotografía de un testigo corona con un clasto lítico, correspondiente a la unidad *Lavas Silíceas*. (c) Fotografía de un testigo corona con un resto vegetal carbonizado, en recuadro rojo: sector de la fotografía (g). (d) Fotomicrografía del pómez afírico y cristaloclastos de cuarzo en una matriz cinerítica. (e) Fotomicrografía de cristaloclastos de cuarzo y biotita. (f) Fotomicrografía de cristaloclastos de cuarzo y líticos carbonosos en una matriz de textura eutaxítica, donde se observan trizas vítreas deformadas. (g) Fotomicrografía donde se observa un tronco carbonizado, la matriz vítrea de la ignimbrita se inyecta en sus radios, (flecha blanca) aprovechando el plano de debilidad. \*Qtz: cuarzo; Bt: biotita



La matriz es de color castaño claro, mayormente de composición cinerítica con cristaloclastos de cuarzo y biotita acompañados por trizas estiradas y deformadas con un arreglo de tipo eutaxítico (Figs. 2.9d, e y f).

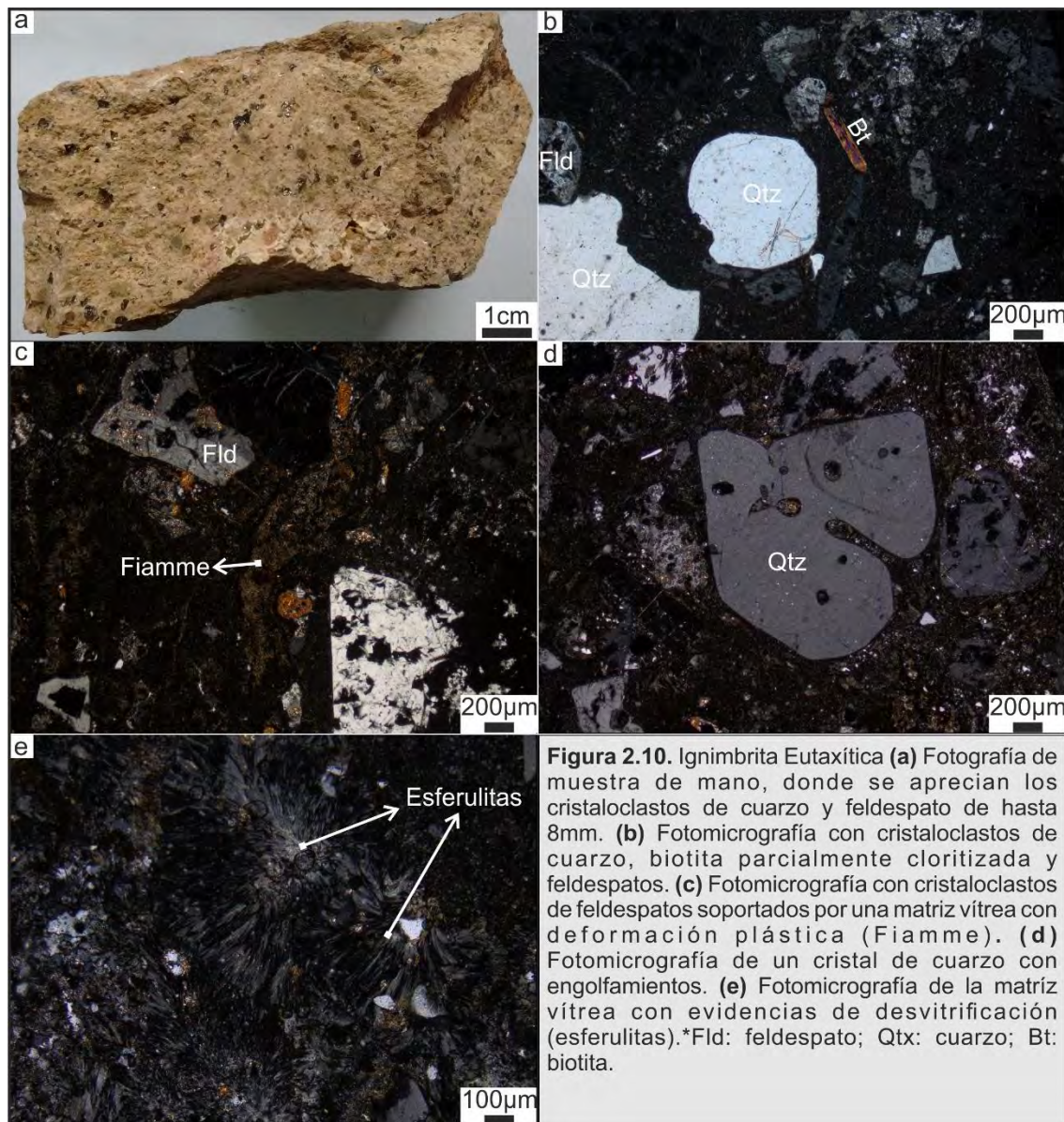
*Interpretación:* La estructura maciza y la pobre selección de los clastos evidenciaría un flujo laminar denso, mientras que la presencia de fiammes permite dilucidar su origen piroclástico, interpretando la unidad como un Flujo piroclástico denso (*PDC* denso, Ignimbrita). La presencia de troncos carbonizados y la inyección de la matriz del flujo piroclástico en sus radios (Fig. 2.9g), evidencia la interacción del flujo piroclástico con un bosque durante su transporte.

#### 2.4.6. Ignimbrita eutaxítica

Esta unidad aflora en el sector noroccidental del distrito, al norte de Armadillo y oeste de CVZ. Sólo se ha determinado el contacto de la base con la Ignimbrita Carbonosa a partir de testigos corona en el sector M5 (blanco "satélite" ubicado al noroeste de CVZ), donde el espesor mínimo es de 35m. Corresponde a una roca de color castaño claro, textura fragmentaria, mal seleccionada y matriz soportada, con clastos angulosos a subangulosos (Fig. 2.10a). Está compuesta en un 10% de cristaloclastos de cuarzo de entre 1 y 5 mm con engolfamientos, 7% de feldespatos alcalinos argilizados de hasta 7 mm y 1% de biotita de 0,4 mm parcialmente cloritizada (Fig. 2.10 b, c y d). Los litoclastos (10%) son de granulometría muy fina de hasta 3 mm de diámetro, mientras que los fiammes son de coloración verde clara y tamaños de pocos milímetros hasta 2 cm. La matriz está conformada por trizas vítreas, en parte desvitrificada, constituyendo esferulitas (Fig. 2.10e).

*Interpretación:* Su estructura maciza y pobre selección de los clastos, junto a los componentes pumíceos, permite interpretar la unidad como un flujo piroclástico denso (*PDC* denso, Ignimbrita).





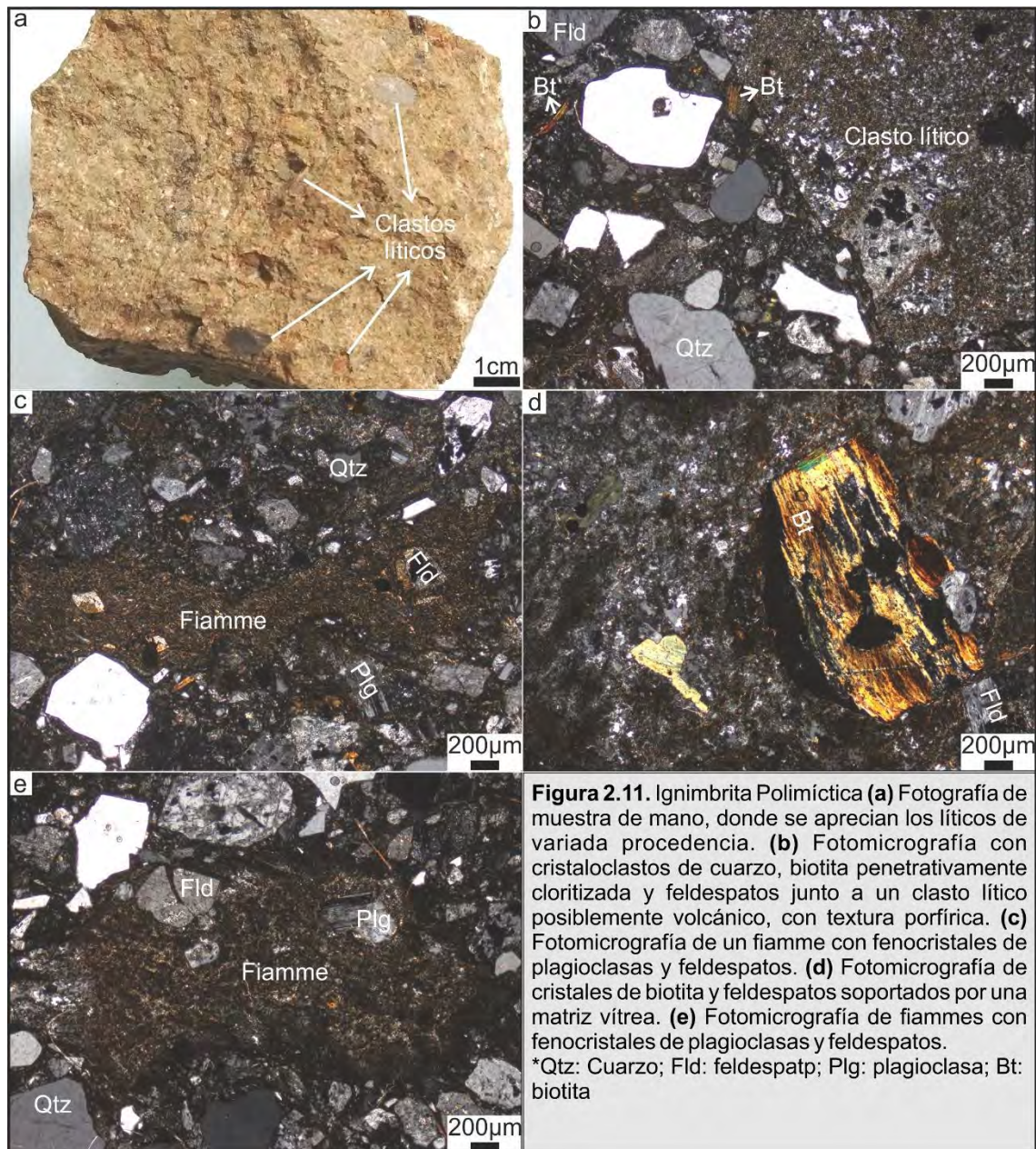
#### 2.4.7. Ignimbrita Polimíctica

Esta unidad aflora y se limita al noreste de CVZ, presenta un contacto neto sobre la Ignimbrita Martinetas con un espesor mínimo de 15m. Es una roca de color castaño oscuro a verde oscuro, con tamaño de grano mediano a grueso, textura fragmentaria, mal seleccionada y matriz soportada (Fig. 2.11a). Se compone en un 15% de líticos de origen volcánico (fenoriolitas y fenoandesitas) con diámetros de entre 3 y 40 mm, 15% de cristaloclastos de cuarzo de entre 0,25 y 5 mm, 10% de feldespatos alcalinos (plagioclasas y sanidina) del mismo tamaño de grano, 5% de biotitas cloritizadas de 1 mm y 10% de pómez de hasta 1,5 cm (Fig. 2.11a, b, c, d y e).





La matriz es de color castaño oscura a verdosa, y se conforma por cristaloclastos de cuarzo, biotita y trizas vítreas deformadas, constituyendo una textura eutaxítica (Fig. 2.11b y c).



*Interpretación:* Su estructura maciza y pobre selección de los clastos junto a los componentes pumíceos permite interpretar la unidad como un flujo piroclástico denso (PDC denso, Ignimbrita).

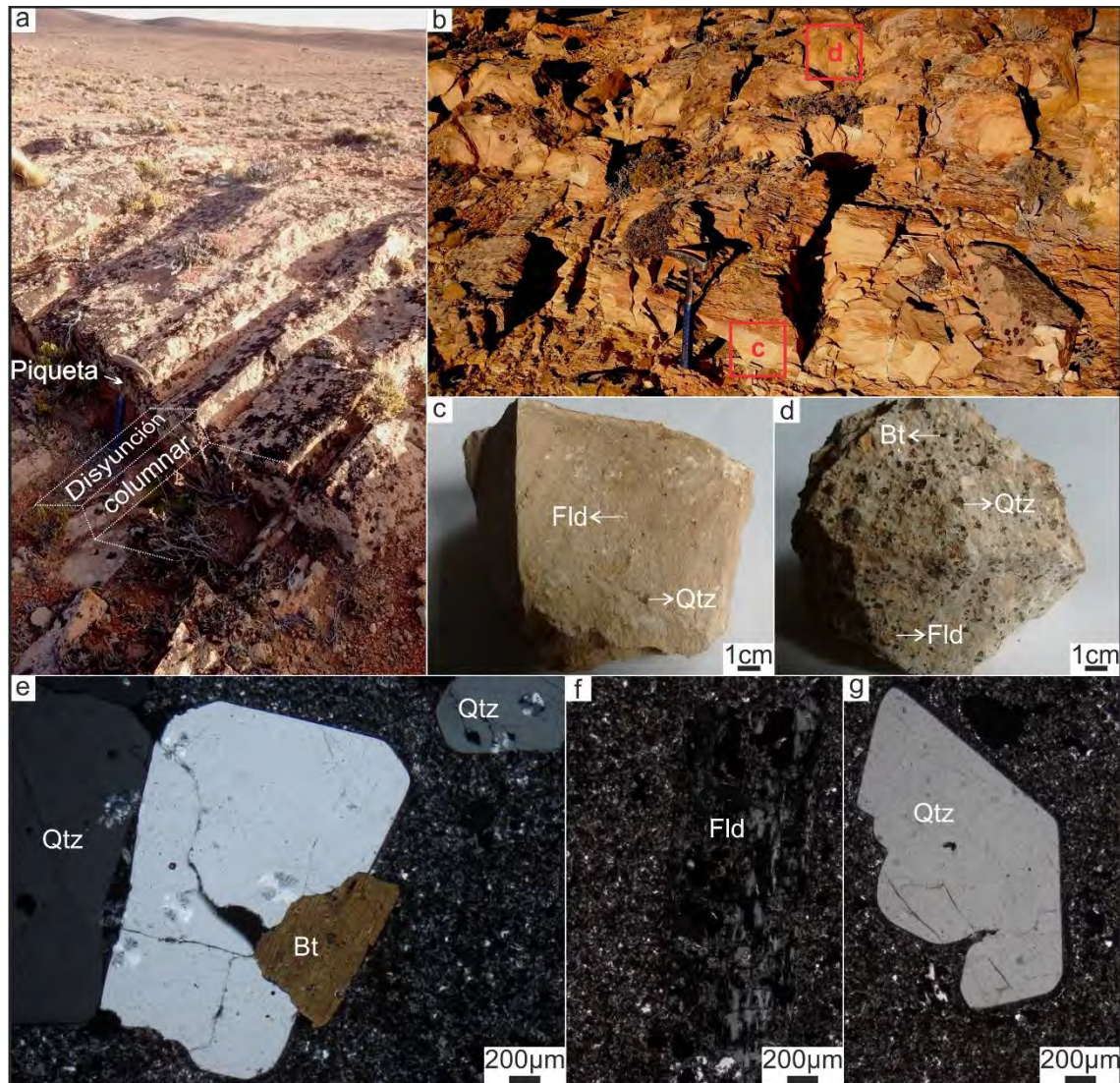
#### 2.4.8. Diques riolíticos de textura porfírica

Corresponde a un extenso tren de diques riolíticos corta toda la secuencia descrita en dirección NE, extendiéndose por más de 10 km desde el SO del distrito Microondas hasta el NE de Martinetas. La roca es de color





castaño claro a gris (Fig. 2.12a). Por lo general, presenta una zonación textural transversal, aumentando la cantidad de fenocristales hacia el centro del dique, en ocasiones acompañada por foliación vertical hacia los contactos o una disyunción subhorizontal difusa.



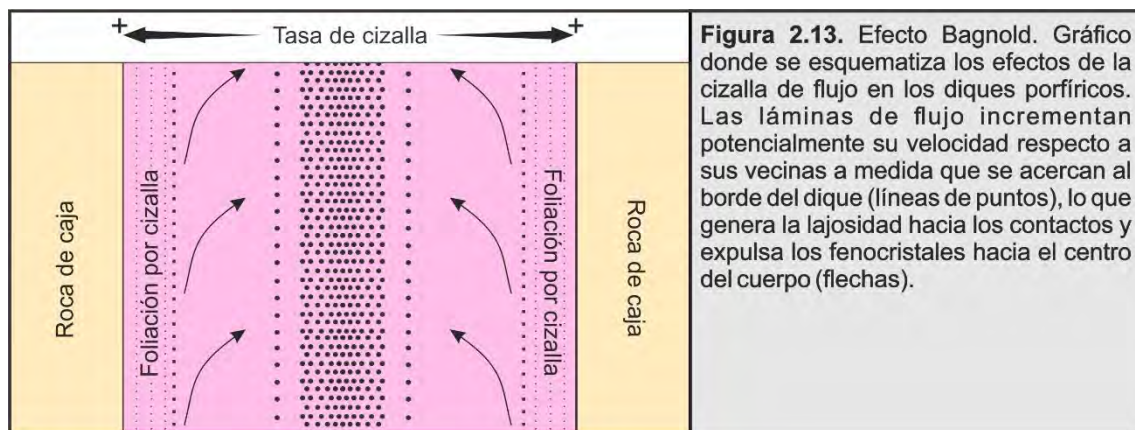
**Figura 2.12.** Diques riolíticos de textura porfírica. (a) Disyunción columnar horizontal en bordes del dique. (b) Fotografía de campo, dique con foliación por cizalla de flujo en sus bordes, conformando lajas. En recuadros rojos se demarca la ubicación de las muestras de las fotos (c) y (d). (c) Muestra del borde del dique conformada en un 5% por fenocristales de feldespato potásico y cuarzo en una pasta afanítica (d) Muestra del borde del dique conformada en un 30% por fenocristales de feldespato potásico y cuarzo en una pasta afanítica. (e) Fenocristales de cuarzo y biotita en una pasta de microlitos de cuarzo y feldespato. (f) Fotomicrografía de corte delgado, Sombra de feldespato potásico con macla de Carlsbad. (g) Fenocristal de cuarzo con engolfamientos en una pasta de microlitos de cuarzo y feldespato. \*Qtz: cuarzo; Fld: feldespato; Bt: biotita.

Presenta textura porfírica (Fig. 2.12b, c y d), en ocasiones glomeroporfírica. La proporción de fenocristales varía en la sección transversal al dique, constituyendo menos del 10% hacia los bordes (Fig. 2.12c) y hasta el 30% en el centro (Fig. 2.12d); están inmersos en una pasta afanítica, de textura felsítica, ocasionalmente vítrea. Los fenocristales son de



cuarzo y sanidina de hasta 8 mm de diámetro y, en menor medida, biotitas de hasta 3 mm (Fig. 2.12e, f y g).

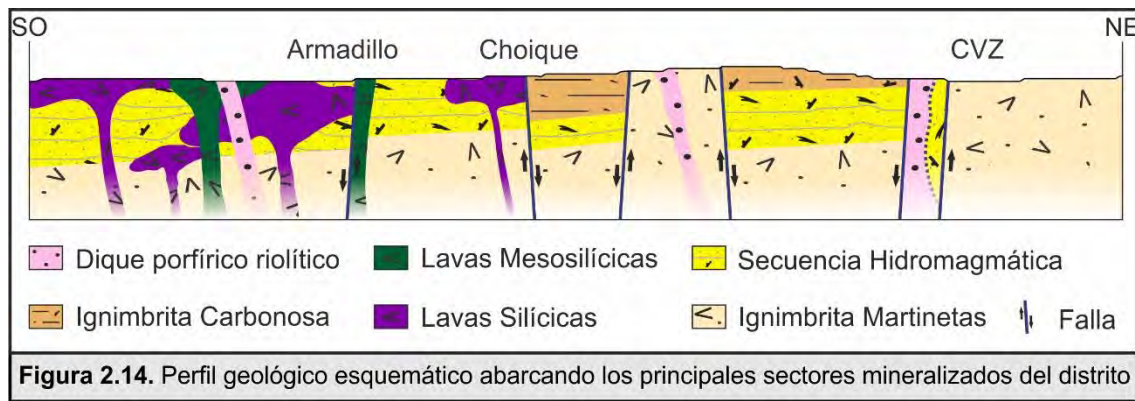
*Interpretación:* La disyunción columnar horizontal que presentan algunos diques evidencian una superficie de enfriamiento subvertical, demostrando el contraste térmico entre el magma en ascenso y la roca de caja. La zonación textural, dada por la acumulación de fenocristales en el núcleo, es interpretado como la migración de las partículas desde las zonas de alta tasa de cizalla (bordes) a las zonas de baja tasa de cizalla (núcleo), conocido como efecto Bagnold (Fig. 2.13; Llambías, 2008). Thompson y McBirney (1985) y Marsh y Maxey (1985) explican esta redistribución sobre la base de las diferencias en las velocidades de las láminas de flujo en el interior del dique. En los bordes del cuerpo, las altas tasas de cizalla implican un fuerte gradiente de velocidad, mientras que, en el centro, el gradiente de velocidad disminuye considerablemente hasta ser nulo. Las partículas sólidas son empujadas desde las zonas de alta tasa de cizalla a las de baja tasa de cizalla, aumentando la eficiencia del proceso en forma proporcional al tamaño de las partículas y a la tasa de cizalla. La presencia de fenocristales de hasta 8mm de diámetro y la foliación por cizalla en los bordes del dique darían testimonio de esto último.



La distribución de los afloramientos (Fig. 2.3), responde a la estructura en bloques que caracteriza el distrito, limitados por fallas de orientación NNE y ONO (Fig. 2.14; ver capítulo 4).







## 2.5. Geología de detalle de las principales áreas con mineralizaciones en el distrito Martinetas

Estudiar procesos volcánicos y subvolcánicos en terrenos con pobres afloramientos resulta una tarea difícil. Esto es notorio en la provincia geológica del Macizo del Deseado y especialmente cierto en la región oriental, donde se ubica el área de trabajo de la presente tesis. Es en casos de estudio como este, donde se hace sustancialmente provechoso contar con el acceso a la infraestructura e información de las labores mineras (*open pits*, labores subterráneas y perforaciones), lo que puede proporcionar información invaluable para estudiar la estratigrafía y los mecanismos de intrusión de cuerpos subvolcánicos en regiones con estas características (Páez *et al.*, 2019). De este modo, los principales sectores en explotación permitieron comprender el marco geológico en el cual se desarrolló la mineralización en Martinetas y la relación de campo que presentan las unidades. A continuación, se caracteriza la geología en los tres sectores que tienen las principales mineralizaciones del distrito.

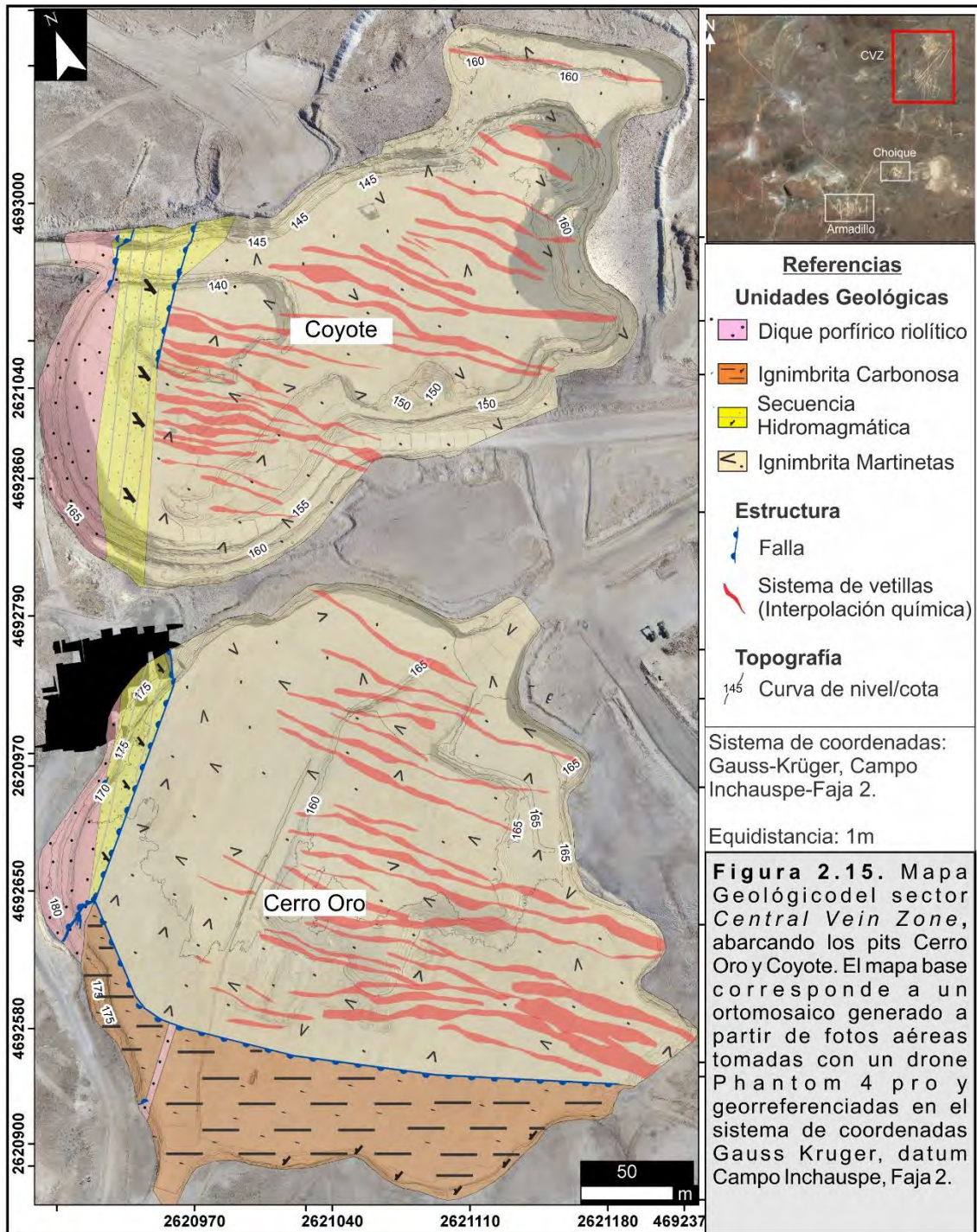
### 2.5.1. Central Vein Zone (CVZ)

El sector de CVZ (Fig. 2.15) presenta dos labores mineras en explotación con continuidad geológica y proyectada unificación futura, el *pit* Cerro Oro al sur y el *pit* Coyote al norte. Aquí afloran cuatro unidades: la *Ignimbrita Martinetas*, la *Secuencia Hidromagmática*, la *Ignimbrita Carbonosa* y un *Dique riolítico de textura porfírica*.

La *Ignimbrita Martinetas* aflora en más del 70% de la superficie de ambas labores, dado que corresponde a la principal roca hospedante de la



mineralización, con vetillas de cuarzo subparalelas, asociadas a vetas de mayor potencia (1-2m) y orientación ONO a NO (Fig.2.16b).



La *Secuencia Hidromagmática* aflora al oeste de las labores de CVZ, en contacto por falla con la Ignimbrita Martinetas hacia el este y por intrusión con el Dique Riolítico, al oeste (Fig. 2.16a). La misma se presenta como una sucesión de capas con estructuras tractivas y otras laminares, predominando las segundas, conformadas por material piroclástico de grano fino y restos carbonosos como líticos (Fig. 2.16c y d). En el afloramiento no se observa



relación con las estructuras mineralizadas y la unidad se presenta intensamente afectada por la falla, constituyendo brechas cataclásticas y repliegues internos.

La *Ignimbrita Carbonosa* aflora en la rampa de acceso sur y gran parte del frente sur del *pit* Cerro Oro (Fig. 2.15). Se caracteriza por su textura muy pobremente seleccionada y estructura maciza, destacándose la presencia de troncos carbonizados (Fig. 2.9a) de hasta 2 m de largo y 50 cm de diámetro. En testigos corona del sector se puede observar una mayor concentración de restos carbonosos y de mayor tamaño, hacia la base de la unidad (Fig. 2.9c), esto sugiere que los árboles alcanzados por el flujo piroclástico fueron incorporados en la base del flujo y carbonizados, lo que permite utilizarlos como un nivel guía dentro del depósito.

Esta unidad se encuentra en contacto por intrusión con el *Dique Riolítico* de textura porfírica hacia el oeste del *pit* (Fig. 2.16e), mientras que el contacto con la *Ignimbrita Martinetas*, hacia el sudeste del rajo, se encontró cubierto durante los trabajos de campo, pero a partir de observaciones previas realizadas en trincheras por el equipo de exploración de la mina, se determinó que dicho contacto es tectónico.

Esta ignimbrita no presenta estructuras mineralizadas, y exhibe una alteración propilítica selectiva (en feldespatos y biotitas) de moderada a suave, además de vetillas de caolinita que la cortan (ver Capítulo 3).

Intruyendo toda la secuencia (Fig. 2.16a, c y e), se distingue el *Dique riolítico de textura porfírica*, aquí se encuentra intensamente alterado a arcillas blancas (predominantemente caolinita de baja cristalinidad) y cortado por vetillas de la misma composición (Ver Capítulo 3). Este cuerpo riolítico corta las unidades antes citadas y, a su vez, presenta evidencias de fracturamiento, lo que permite interpretar que las estructuras que el magma aprovechó para su ascenso, luego fueron reactivadas.





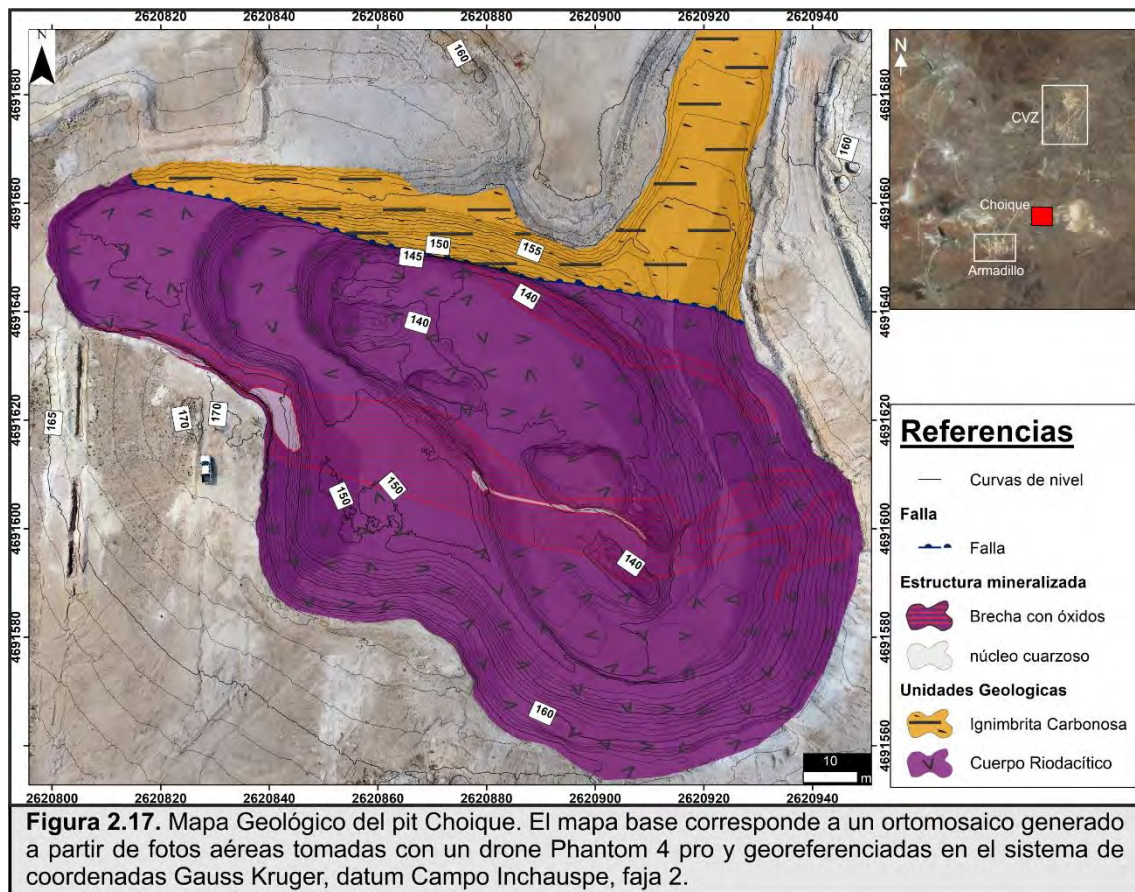


### 2.5.2. Choique

En el *pit* Choique afloran dos unidades en contacto por falla, una lava microporfírica al sur, asignada a las *Cuerpos Riodacíticos* y la *Ignimbrita Carbonosa*, al norte de la misma (Fig. 2.17). La falla que divide ambos bloques dentro del *pit*, presenta una orientación este-oeste (Az 275°) e inclina fuertemente al norte (Fig. 2.18a).





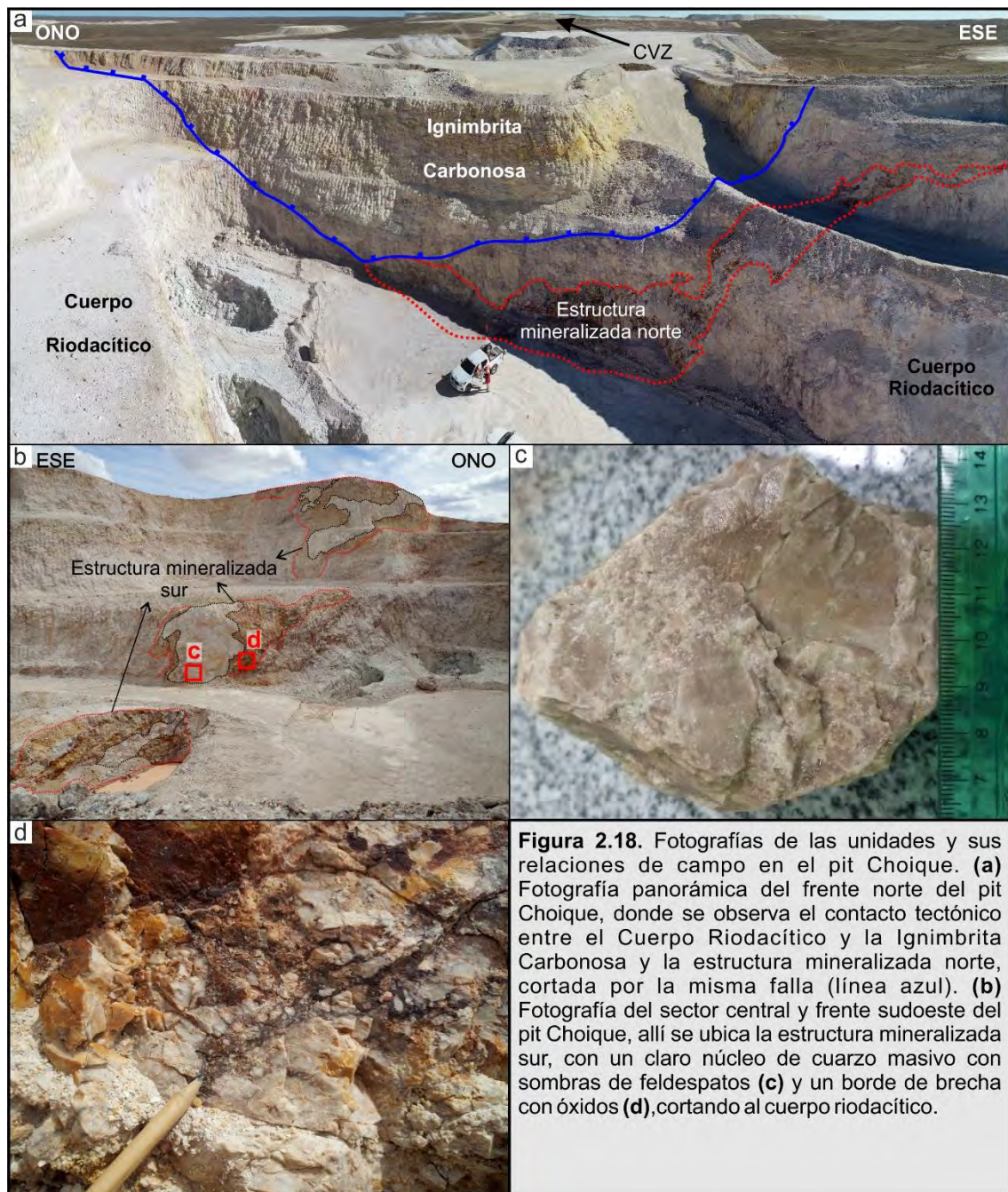


El Cuerpo Riodacítico presenta textura microporfírica, con cristales de feldespatos de 0,5mm en una pasta afanítica de coloración rosada. Se caracteriza por una foliación de flujo marcada en el sector centro - sur del *pit* con una orientación de la foliación preferentemente noroeste y fuerte inclinación al suroeste, mientras que hacia la falla que la pone en contacto con la Ignimbrita Carbonosa, se presenta intensamente brechada por acción tectónica de dicha estructura.

La Ignimbrita Carbonosa, aflorante en el paredón norte del *pit* y en su rampa de acceso, se caracteriza por ser mal seleccionada, matriz soportada y presentar una estructura maciza (Fig. 2.18a). A su vez, se encuentra cortada por vetillas de caolinita acompañadas por una suave alteración argílica, mientras que el Cuerpo Riodacítico es la roca hospedante de las estructuras mineralizadas del *pit*. Estas últimas se caracterizan por presentar una silicificación penetrativa intensa representada por un agregado de cuarzo de grano fino masivo, englobado por una brecha clasto a matriz-soportada, con clastos esqueléticos de cuarzo y roca de caja y cemento silíceo con óxidos de hierro (goetita y hematita; Fig. 2.18b, c y d).





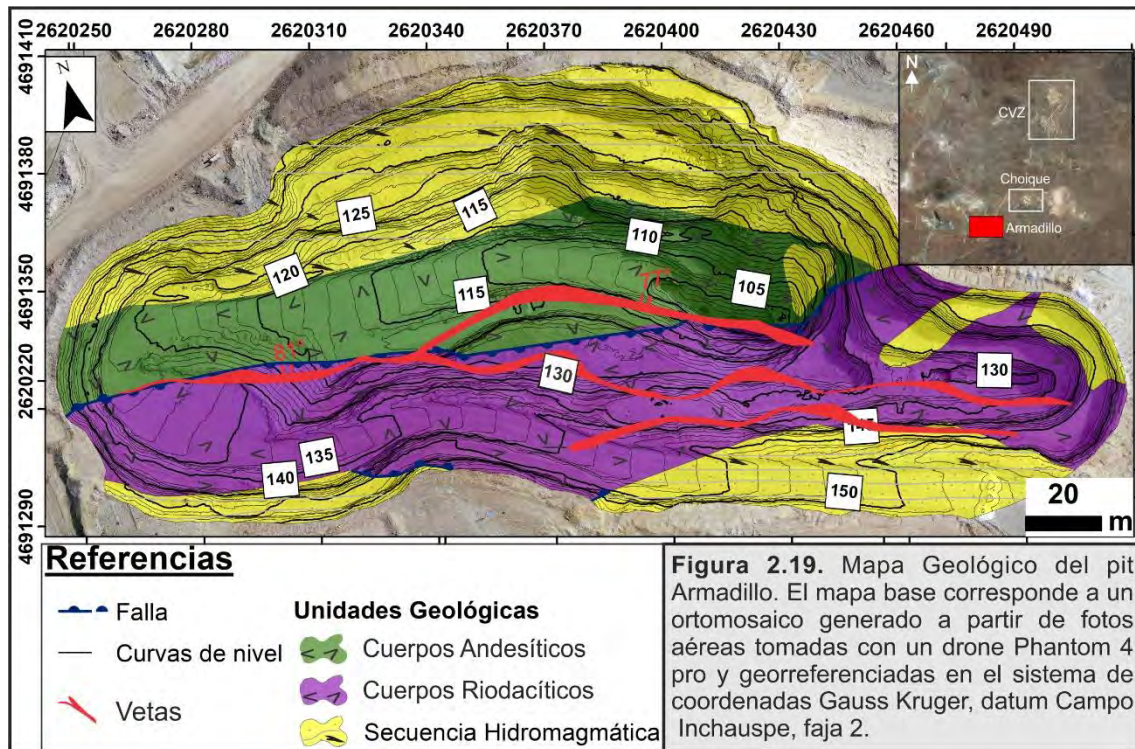


### 2.5.2. Armadillo

En el *pit* más austral del distrito Martinetas afloran tres unidades (Fig. 2.19), la *Secuencia Hidromagmática*, un cuerpo intrusivo subgloboso correspondiente a los Cuerpos Riodacíticos y un dique andesítico porfírico asignado a los *Cuerpos Andesíticos*.







La *Secuencia Hidromagmática* aflora en contacto por intrusión tanto del criptodomo Armadillo (Cuerpos Riodacíticos), como con el dique andesítico (Cuerpos Andesíticos) en el frente sur y norte del pit, respectivamente (Fig. 2.20a y b). Presenta abundantes restos carbonosos, tanto como componentes líticos, captados por el flujo piroclástico en su trayectoria, como fragmentos balísticos, evidenciados por las estructuras de impacto preservadas (Fig. 2.6c).

Las capas con estructuras tractivas presentan *lapilli* acrecionario, deformación syn-sedimentaria y fallas por colapso del material (Fig. 2.6) como estructuras primarias. A ellas se superponen pliegues generados por la intrusión de ambos cuerpos subvolcánicos presentes en el rajo.

En el frente norte del *pit* Armadillo, esta unidad se encuentra en contacto por intrusión con el dique andesítico (Cuerpos Andesíticos), presentando una disposición subvertical en su contacto y conformando pliegues generados por el empuje de dicho cuerpo (Fig. 2.20c y d). Las capas se horizontalizan gradualmente hacia el norte (distal al contacto). Por su parte, al sur, esta unidad presenta deformación y homogeneización (mezcla) con el criptodomo Armadillo (2.20a).







**Figura 2.20.** Fotografías de las unidades y sus relaciones de campo en el pit Armadillo. **(a)** Fotografía panorámica del frente oeste del pit Armadillo, Criptodomo Armadillo (CR) en contacto por falla (línea azul) con el dique andesítico (CM) al norte y con la Secuencia Hidromagmática (SH) hacia el sur de la falla (línea amarilla punteada). La SH se encuentra plegada por dicha intrusión (línea blanca punteada). En recuadro rojo se observa la ubicación de la muestra correspondiente a la figura (e). **(b)** Fotografía panorámica del pit Armadillo con vista al ESE, desde donde se observa el contacto entre el CR en contacto por falla con el CM, estas últimas intruyen y pliegan a la SH hacia el norte. **(c)** Fotografía en detalle del frente E del pit, SH con lentes carbonosos cortados por el dique de composición andesítica (CM), ambos en contacto por falla con el CR al sur. **(d)** Contacto intrusivo entre el dique andesítico (CM) y la SH, esta última se observa plegada hacia el contacto por efecto de la intrusión (líneas amarillas punteadas). **(e)** Brecha con clastos de CR generada por shock térmico al momento de la intrusión, estos clastos presentan un marcado bandeamiento de flujo.

El *Cuerpo Riódacítico* aflora en contacto por intrusión al sur del *pit* con la Secuencia Hidromagmática y por falla con el dique andesítico, al norte (Fig. 2.20a, b y c). Se caracteriza por su textura microporfírica y estructura con laminaciones de flujo en el núcleo y brechada hacia los contactos con la Secuencia Hidromagmática (2.20e). Si bien las tres unidades aflorantes





dentro del rajo se encuentran cortadas por vetillas mineralizadas, esta unidad es la roca hospedante principal de Armadillo.

El dique andesítico, asociado a la unidad *Cuerpos Andesíticos*, aflora en el centro del *pit* en contacto por falla con la lava riolítica y por intrusión con la Secuencia Hidromagmática (Fig. 2.20). La unidad se encuentra afectada por una alteración argílica avanzada moderada a intensa (Ver Capítulo 3) y presenta una geometría irregular, elongada en sentido E-O. La estructura del cuerpo es maciza e incorpora clastos de variado diámetro (de centímetros a varios metros) correspondientes a la Secuencia Hidromagmática. Hacia el contacto entre ambas unidades se observan, a su vez, plegamientos en la unidad piroclástica (Fig. 2.20d), poniendo en manifiesto la fuerza de ascenso del magma y la fragmentación frágil de la caja durante la intrusión. Debido a la alteración que presentan estas rocas, sumado al brechamiento e incorporación de clastos de la roca piroclástica por parte de la andesita, el contacto es difícil de ubicar sin un detallado trabajo de campo.

Un caso de estudio a destacar en este sector, lo constituye el cuerpo Riodacítico, aflorante en el sector sur del *pit* Armadillo. A partir de las tareas de mapeo del rajo y logueo de testigos corona del sector, se pudo determinar que se trata de un cuerpo de morfología sub-globosa, con un techo relativamente plano, un espesor máximo de unos 150 m y un diámetro de al menos 200 m. La zona del contacto entre el intrusivo y la unidad que lo hospeda, se caracteriza por el desarrollo de una envolvente de brechas, cuyas características permitieron definir cuatro facies dentro del cuerpo ígneo e interpretar su génesis (De Martino *et al.*, 2020), detallado en la figura 2.21.

Los bordes del cuerpo presentan brechas cuya naturaleza de los clastos y proporción de clastos esqueléticos y matriz permitieron definir, desde su núcleo a las porciones más distales, facies macizas (LRc), de hialoclastita intrusiva (BxMrc), peperitas compactas (BxMrt) y peperitas dispersas (BxPmv; Figs. 2.21 y 2.22; De Martino *et al.*, 2020). La combinación de la peperita dispersa con clastos de forma irregular y la peperita compacta con clastos de borde anguloso (Fig. 2.21 - sensu Busby-Spera y White, 1987) en el mismo cuerpo, indica un cambio en el mecanismo de fragmentación y mezcla de la roca de caja con el cuerpo intrusivo durante su interacción.



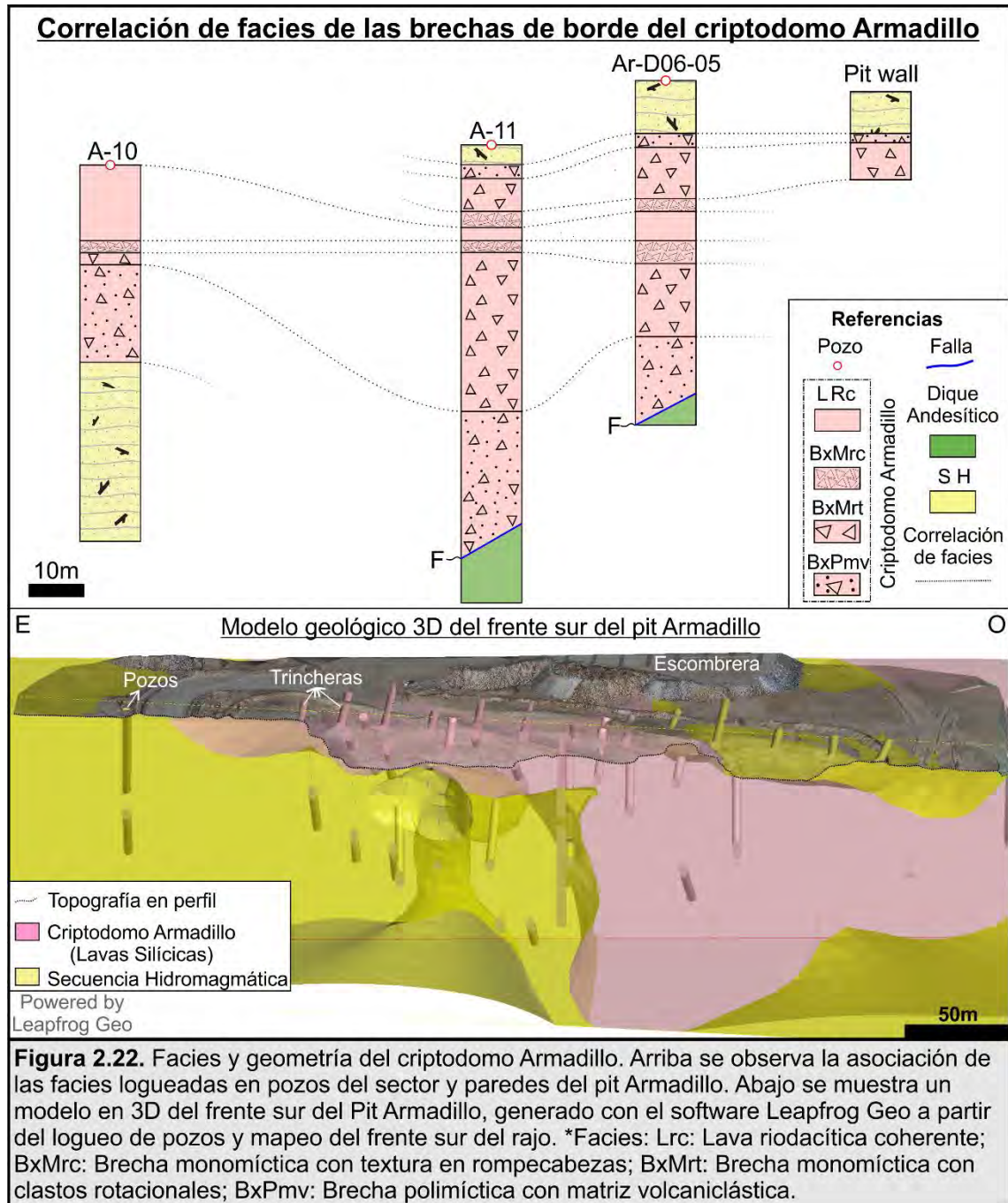
Fotografías	Descripción	Interpretación
	Corresponde a una roca coherente con bandeamiento que alterna bandas con textura microporfirica y otras afiricas. Los fenocristales no superan el 10% en volumen y están compuestos de feldespatos alcalinos (5%) alterados a sericita, biotita (1%), anfíboles (3.5%) y minerales opacos (0.5%) que se sumergen en una pasta vítrea desvitrificada.	Esta facies representa el interior coherente (no brechado) del criptodomo. La presencia de una pasta vítrea evidencia tasas de enfriamiento relativamente altas, mientras que la presencia de bandas se interpreta como el resultado del flujo de magma durante la intrusión del cuerpo (McPhie et al., 1993; Liambias, 2008; Sigurdsson, 2015).
	Se trata de una brecha monomíctica en rompecabezas. Clastos sin traslación o ligeramente rotativos. Se caracteriza por una selección moderada a pobre. Los clastos de lava presentan bordes angulares a subangulares y otros curvilineales, que pueden estar en contacto o envueltos por una matriz vítrea que generalmente no supera el 10-20% en volumen.	La naturaleza monolitológica, la matriz vítrea y su baja participación, además de la geometría en rompecabezas, permiten interpretarla como hialoclastitas intrusivas, formadas in situ en las partes externas de las facies coherentes del criptodomo y, que sería el resultado de la fragmentación resultante del choque térmico (enfriamiento) durante la intrusión (McPhie et al., 1993; van Otterloo et al., 2015; White et al., 2015)
	Clastos de geometría lobulada - aserrada, en menor medida, geometría angular y bordes curvilineales o una combinación de ambos en el mismo clasto. La matriz está compuesta principalmente por vidrio derivado del mismo material que los clastos y, en menor medida por clastos de la roca de caja (incluidos los restos carbonosos de origen vegetal).	La naturaleza monolitológica de los clastos y la presencia de bajas proporciones de una matriz mixta, compuesta de una mezcla de material derivado de la facies LRC y material clástico derivado de las rocas de caja, permiten interpretar estas facies como peperitas compactas (Hanson y Wilson, 1993; Doyle, 2000; Skilling et al., 2002)
	Brecha mal seleccionada, matriz soportada. Consiste en clastos sub-redondeados a subangulares, de la lava, junto con litoclastos derivados de la SH. Algunos corresponden a restos de plantas carbonizadas. La matriz está compuesta de pequeños fragmentos pumíceos y cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa. Matriz mayor al 50% en volumen.	En base a los contactos de transición observados, y la naturaleza y abundancia de clastos y matriz de mezcla, esta facies se interpreta como peperitas dispersas (Hanson y Wilson, 1993; Doyle, 2000; Skilling et al., 2002), formadas como resultado de la interacción y homogeneización entre el magma y la secuencia piroclástica húmeda y poco consolidada.
<b>Figura 2.21.</b> Descripción e interpretación de las facies presentes en el Criptodomo Armadillo. *Facies: Lrc: Lava riodacítica coherente; BxMrc: Brecha monomíctica con textura en rompecabezas; BxMrt: Brecha monomíctica con clastos rotacionales; BxPmv: Brecha polimíctica con matriz volcániclastica. SH: Secuencia Hidromagmática.		

La brecha soportada por clastos angulosos y su textura en rompecabezas implican una fragmentación de magma no explosiva, debido al sobreenfriamiento (Busby-Spera y White, 1987; McPhie et al., 1993; Skilling et al., 2002; van Otterloo et al., 2015), que genera reacciones freatomagmáticas y / o fragmentación por enfriamiento repentino en el curso de la pérdida de películas de vapor aislantes en la interfaz sedimento saturado en agua-magma (White, 1996).





Por otro lado, la fragmentación y mezcla con la Secuencia Hidromagmática, se interpreta que han sido el resultado de la conformación de una interfaz de sedimentos con el desarrollo de poderosas películas de vapor, como resultado de esto se ha generado una peperita dispersa con clastos irregulares (Fig. 2.21; De Martino *et al.*, 2020). Este proceso implica la presencia de agua en el sistema y el estado inconsolidado de la Secuencia Hidromagmática en el momento de la intrusión del magma riodacítico.



Este cuerpo (Fig. 2.22) fue denominado Criptodomo Armadillo (De Martino *et al.*, 2020) y es parte de un complejo de domos mucho más





extenso, que se desarrolla en las inmediaciones de la zona de operaciones de la Mina definido como parte de la unidad Cuerpos Riodacíticos (Fig. 2.3).

## 2.6. Geoquímica de roca

Se consideraron un total de 19 análisis químicos de roca por elementos mayoritarios, minoritarios y trazas. Las muestras corresponden a rocas de afloramientos y testigos corona tomados por el equipo de exploraciones de MDN con el fin de realizar análisis ensayados en ALS CHEMEX y ALEX STEWART, mediante espectrometría de emisión ICP (Tabla 2.1). Los análisis corresponden a roca total de muestras con un grado de alteración de leve a moderado, siendo menos las que presentan un grado elevado, con valores de *LOI* (*loss on ignition*) que varían desde 0,6% a 4,24%.

Los procesos de alteración, ya sean meteóricos o hidrotermales, producen una movilización de los elementos mayoritarios, especialmente del sodio, potasio y silicio, lo que dificulta el uso de clasificaciones químicas a partir de elementos mayoritarios ([Gifkins et al., 2005](#)). Las muestras estudiadas presentan una correlación entre el grado de alteración (representado por el *LOI*) y el contenido de algunos elementos mayoritarios: negativa para el  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  y positiva para el  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}$ .

Debido a la movilidad que demuestran los elementos mayoritarios, se decidió reemplazar las clasificaciones que utilizan dichos elementos, como TAS,  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ , AFM y A/CNK vs. A/NK ([Le Bas et al., 1986](#); [Irvine y Baragar 1971](#); [Peccherillo y Taylor 1976](#); [Maniar y Piccoli 1989](#)) por aquellos que utilizan elementos inmóviles como Nb/Y vs Zr/TiO<sub>2</sub>, Y vs Nb, La vs Y vs Nb y Co vs Th ([Winchester y Floyd, 1977](#); [Pearce et al., 1984](#); [Cabanis y Lecolle, 1989](#); [Hastie et al., 2007](#), respectivamente).

Las muestras geoquímicas se agruparon según la litología a la cual pertenecen a partir de la estratigrafía propuesta y fueron discriminadas en los gráficos antes citados (Fig. 2.23).

A partir del análisis geoquímico (Fig. 2.23a) se pudo determinar que los cuerpos intrusivos aflorantes en el distrito presentan composiciones que intercalan valores de sílice intermedios (andesitas y basandesitas) y otros silíceos (riolitas, riodacitas). Los criptodomas y diques asociados asignados a la unidad Cuerpos Riodacíticos, presentan una composición riodacítica,



mientras que las Cuerpos Andesíticos, muestreadas en el dique del sector Armadillo y un cuerpo intrusivo al sudoeste de dicho *pit*, son andesitas y andesitas basálticas. Por su parte, los diques que cortan toda la secuencia son riolitas *sensu stricto*.

El diagrama de discriminación tectónica para rocas ígneas máficas (Fig. 2.23b) propuesto por [Cabanis y Lecolle \(1989\)](#), destaca tres dominios distintos que son característicos de los principales lugares de fusión de los magmas. En el lado La-Y, se agrupan los magmas originados en los límites de placa; a lo largo del lado Nb-Y, se encuentran las rocas derivadas de magmas asociados a las zonas anorogénicas, distensivas, de intraplaca; y un dominio intermedio que corresponde a las rocas derivadas de los magmas creados en las zonas compresivas o distensivas, intracontinentales, tardías y postorogénicas. Las rocas asociadas a los Cuerpos Andesíticos presentan dentro de este diagrama, una signatura de arco volcánico.

El diagrama de discriminación tectónica de [Pearce et al. \(1984\)](#) plotea al Y vs Nb, originalmente fue realizado para rocas graníticas pero igualmente se puede aplicar a rocas volcánicas. Este diagrama permitió discriminar a los los magmas parentales de las rocas volcánicas y volcanoclásticas del área (Fig. 2.23c; [Pearce et al., 1984](#)) con características dentro del campo de los granitos de arco volcánico.

En su mayoría, las rocas analizadas pertenecen a la serie calcoalcalina, mientras que las unidades correspondientes a la Ignimbrita Carbonosa, Ignimbrita Eutaxítica y los Diques Riolíticos de textura porfírica, presentan composiciones de alto K (Fig. 2.23d).

Con el fin de determinar posibles evoluciones geoquímicas de las unidades se realizaron diagramas multielementales o tipo Spider de elementos traza y tierras raras para cada litología, los cuales fueron normalizados a manto primitivo a partir de [Sun y McDonough \(1989\)](#). En el diagrama spider los elementos móviles (Sr, Rb y Ba) se sitúan a la izquierda del diagrama en orden de incompatibilidad creciente hacia la derecha. Los elementos inmóviles (Th, Ta, Nb, Ce, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb) se ubican a continuación, con el grado de incompatibilidad que crece hacia la izquierda ([Rollinson, 1993](#)).

La distribución de los elementos traza (Fig. 2.23e), presenta una coherencia entre las composiciones de las muestras (Figura 2.22e) con un



alto contenido en Rb y Ba que presenta la mayoría de las unidades, salvo en la Ignimbrita Eutaxítica y en las Cuerpos Andesíticos. En estos últimos, los valores de estroncio son relativamente altos, contrastando fuertemente con el resto de las unidades. Por el contrario, el contenido en Sr es alto en todas las unidades a excepción de los cuerpos Andesíticos. En general, todas las muestras presentan bajo contenido de Nb y Ta y una pendiente negativa entre elementos móviles (izquierda) e inmóviles (derecha).

Por otro lado, el diagrama multielemental de Tierras Raras (Fig. 2.23f) muestra un enriquecimiento de las tierras raras livianas (LILE) respecto a las tierras raras pesadas (HFSE). En este esquema, se destacan las anomalías de Eu, negativas en todas las unidades salvo en los Cuerpos Andesíticos.

Por último, tanto el gráfico de  $\text{TiO}_2$  vs Zr (Fig. 2.23g) como los de tierras raras antes mencionados, parecen indicar que no hay una relación comagmática entre las andesitas y el resto del magmatismo.

Las muestras analizadas permiten definir un magmatismo bimodal desarrollado en el distrito durante el Jurásico, con composiciones mesosilícicas (andesitas y basandesitas) y silícicas (riodacitas y riolitas) que se intercalan a lo largo de la historia volcánica jurásica de la región.

El contenido en elementos traza y tierras raras indican pequeñas variaciones en los magmas que dieron origen a las diferentes unidades aflorantes en el distrito. El contenido en Rb presenta altos valores en las unidades riodacíticas y riolíticas y bajo en los cuerpos Andesíticos, lo que podría deberse a su variación en el contenido en feldespato potásico, ya que este elemento es incompatible y suele sustituir al K en dichos minerales durante la cristalización (Green, 1980). Por el contrario, la plagioclasa adicionada o sustraída del fundido durante la cristalización fraccionada a baja presión puede producir anomalías positivas o negativas de Sr, respectivamente. Las muestras del distrito muestran que el Sr se mantiene relativamente bajo en las unidades silícicas, mientras que en los Cuerpos Andesíticos se destacan altos valores en este elemento lo cual apoya un control principalmente por parte de las plagioclasas. En el mismo sentido, la anomalía positiva en Eu, observada para los Cuerpos Andesíticos, se explica como la incorporación del Eu en las plagioclasas (Rollinson, 1993), que constituyen minerales relativamente abundantes en estas unidades.





En todos los esquemas se hace evidente una signatura geoquímica característica de un ambiente relacionado a un borde de subducción. La anomalía en Nb y Ta es indicativa de la presencia de una componente de subducción en los magmas, ya que esta es probablemente un rasgo diagnóstico de transporte de elementos traza por fluidos acuosos a presiones relativamente bajas (1-2 GPa) en las partes relativamente someras de una zona de subducción (Baier *et al.*, 2007). De acuerdo a los trabajos realizados por Hawkesworth *et al.* (1991, 1993), Pearce y Parkinson (1993), Pearce y Peate (1995) y Gorton y Schandal (2000), se ha demostrado que la composición química de las rocas de zonas de subducción reflejan altos valores de elementos incompatibles (ubicados a la izquierda del diagrama 2.23f) y bajos valores de elementos compatibles (ubicados a la derecha del diagrama 2.23f), lo que permite inferir un ambiente geodinámico orogénico relacionado a procesos de subducción-deshidratación de la placa subductada y metasomatismo asociado en la fuente de los magmas.

Esta caracterización es acorde a la determinación de las rocas volcánicas riolíticas de la Formación Chon Aike, realizada por Pankhurst *et al.* (1998), pero se contradice con el ambiente de intraplaca que se ha propuesto para el Jurásico del Macizo del Deseado (Pankhurst *et al.*, 2000; Riley *et al.*, 2001; Storey *et al.*, 1992). La contemporaneidad del volcanismo de los LIPs de Karoo y Ferrar con la provincia magmática de Chon Aike ha llevado a su asociación genética (Pankhurst *et al.*, 2000). Los efectos térmicos asociados a la pluma del manto del Karoo podrían haber afectado a la corteza continental de la Patagonia y de la Península Antártica desencadenando la fusión parcial de la corteza Grenvilliana de la Patagonia, dando lugar a un gran volumen de fundidos de la corteza félsica e intermedia (Pankhurst y Rapela, 1995; Riley *et al.*, 2001; Seitz *et al.*, 2018). Lo que explicaría la signatura geoquímica de arco que presentan las rocas del Complejo Volcánico Bahía Laura.

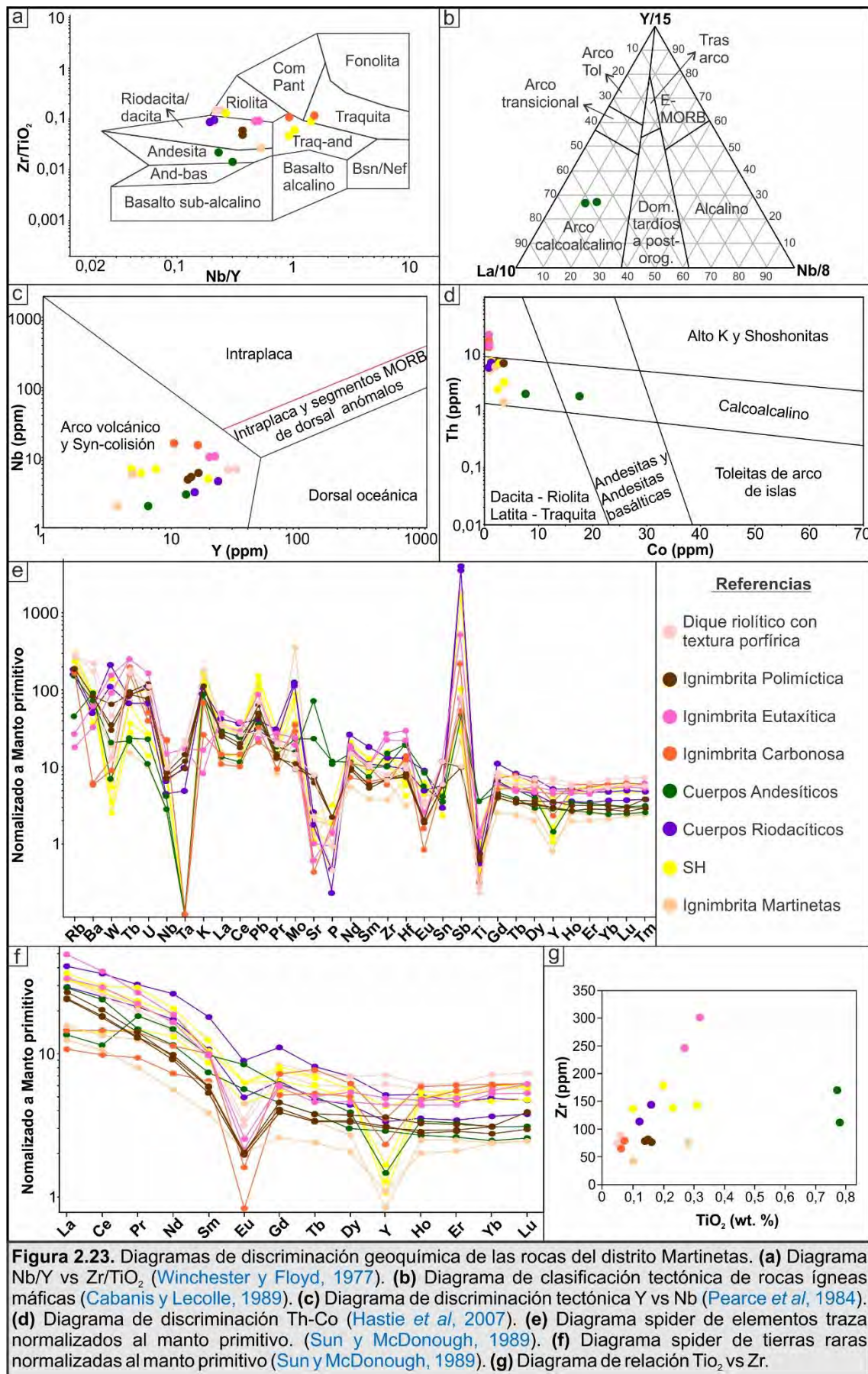


**Tabla 2.1.** Tabla geoquímica de las muestras correspondientes a las unidades del distrito Martinetas. Unidades: Diques riolíticos con textura porfírica (Drtp), Ignimbrita Carbonosa (IC), Ignimbrita Eutaxítica (IE), Ignimbrita Martinetas (IM), Ignimbrita Polimíctica (IP), Cuerpos Andesíticos (CM), Cuerpos Riódacíticos, Secuencia Hidromagmática (SH). \*BDL: Bajo límite de detección (*Below detection limit*).

Muestra	GE-14416	GE-14427	DD-37846	DD-37847	GE-14436	GE-14438	DD-37836	DD-37854	GE-14439	GE-14440	GE-14473	DD-37811	GE-14768	GE-14433	GE-14434	DD-37835	DD-37839	DD-37852	GE-14471
Unidad	DRtp	DRtp	IC	IC	IE	IE	IM	IM	IP	IP	IP	CA	CA	CR	CR	SH	SH	SH	SH
Elementos Mayoritarios (% en peso)																			
SiO <sub>2</sub>	75.16	76.39	79.13	82.32	94.8	94.43	72.94	71.26	72.83	73.07	73.02	55.67	60.88	85.1	83.45	82.61	71.14	72.4	81.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.13	12.12	12.86	11.52	1.48	2.23	15.91	13.31	12.7	13	12.91	14.48	15.72	7.38	8.26	8.04	14.16	13.13	9.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Total)	1.75	1.36	1.54	1.13	2.01	1.45	3.47	5.24	2.58	2.73	2.79	8.44	6.56	1.47	1.86	2.38	3.98	3.4	1.94
MgO	0.16	0.11	0.11	0.08	0.03	BDL	0.69	0.55	0.49	0.52	0.49	3.09	1.32	0.09	0.07	0.16	0.65	0.39	0.33
CaO	0.41	0.24	0.17	0.13	0.15	0.05	0.21	0.15	1.72	1.59	1.62	7.46	3.65	0.05	0.06	0.14	0.2	0.12	0.2
Na <sub>2</sub> O	2.46	1.16	0.23	0.26	0.01	0.04	0.34	0.39	3.25	3.49	3.5	0.69	4.5	0.12	0.18	0.64	1	0.37	0.27
K <sub>2</sub> O	5.5	5.33	2.07	0.79	0.25	0.49	4.59	5.1	3.4	3.37	3.41	2.56	2.61	2.66	3.23	3.13	4.93	3.7	2.66
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.05	0.07	0.06	0.32	0.27	0.28	0.1	0.16	0.15	0.14	0.78	0.77	0.12	0.16	0.2	0.31	0.23	0.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.23	0.26	BDL	0.01	0.02	0.07	0.04	0.01
MnO	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.08	0.41	0.07	0.08	0.07	0.24	0.19	BDL	BDL	0.03	0.08	0.02	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.002	0.003	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	0.002
LOI	1.6	2.9	3.46	4.24	0.6	0.7	1.76	3.57	2.5	1.6	1.6	7.36	2.76	2	2.2	3.31	2.49	4.1	2.8
Total	99.292	99.693	99.69	100.58	99.69	99.69	100.32	100.12	99.75	99.65	99.6	101	99.22	98.99	99.48	100.66	99.01	97.9	98.972
Elementos traza (ppm)																			
Rb	162.3	182.4	102	110	11.4	16.8	147	162	114.6	120.6	111	97	29	100.3	115.4	124	194	153	124.3
Sr	163.5	48.6	9	13	12.5	21.2	29	43	135.4	166.1	156.4	1534	490	53.7	37	33	49	47	23.7
Y	28.1	32.3	10.55	16.15	22.1	20	3.8	4.99	13.8	16.5	14.3	6.63	13.15	15.3	23.4	4.88	7.59	5.83	19.5
Zr	88.3	74.4	80	66	302.1	246.5	75	43	77	81.8	80.2	112	169	114.4	144.3	179	143	139	137.7
Nb	6.8	6.9	16	15	10.6	10.1	2	6	5	6.1	5.3	2	3	3.2	4.6	7	7	6	5
Ba	1521	1185	44	40	226	425	392	579	577	591	570	510	636	350	398	669	602	490	263
La	24.1	22.6	7.4	10	34	23.2	10.8	8.6	16.8	18.5	16.5	9.3	20.1	20.2	28.3	25.3	22.6	22.4	10
Ce	47	46.2	17.35	25.8	67	51.6	23.8	18.9	32.8	35.9	31.9	20.4	43.4	44.7	64.6	53.1	49.7	47.2	25.1
Pr	5.68	5.2	2.59	3.9	7.45	6.18	3.47	2.21	3.6	3.93	3.64	5.09	4.02	5.87	8.38	8.03	6.09	6.5	4.09
Nd	20.3	19.3	9.89	15.12	25.4	22.3	12.93	7.49	12.3	12.9	13.4	20.19	15.59	23.6	35.6	28.42	22.27	25.19	17.9
Sm	4.29	4.81	2.85	4.4	4.33	4.63	2.7	1.73	2.37	2.67	2.57	4.34	3.3	4.78	8.01	5.5	4.56	5.71	3.8
Eu	0.53	0.58	0.14	0.27	0.33	0.43	0.75	0.34	0.33	0.34	0.36	1.42	0.95	0.83	1.5	1.07	1.05	1.04	0.75
Tb	0.65	0.79	0.57	0.83	0.54	0.5	0.37	0.26	0.37	0.41	0.37	0.55	0.41	0.52	0.88	0.74	0.63	0.77	0.55
Gd	4.36	5.06	3.07	4.26	3.56	3.47	2.33	1.54	2.45	2.71	2.41	3.64	2.76	3.89	6.59	4.53	3.87	4.83	3.29
Dy	4.3	5.11	3.66	4.6	4.01	3.45	2	1.51	2.41	2.76	2.54	2.88	2.2	3.25	5.13	4.04	3.56	4.13	4.17
Ho	0.91	0.99	0.81	0.97	0.78	0.72	0.41	0.33	0.47	0.53	0.45	0.57	0.44	0.58	0.85	0.88	0.77	0.84	0.83
Er	2.42	2.96	2.6	2.87	2.35	2.11	1.21	1	1.42	1.56	1.39	1.6	1.25	1.65	2.25	2.66	2.28	2.45	2.61
Tm	0.4	0.5	0.43	0.45	0.39	0.39	0.18	0.16	0.21	0.24	0.22	0.24	0.18	0.27	0.35	0.4	0.35	0.39	0.4
Yb	2.89	3.53	3.04	3.02	2.72	2.59	1.19	1.16	1.51	1.53	1.35	1.52	1.22	1.8	2.43	2.74	2.32	2.62	2.97
Lu	0.42	0.54	0.45	0.45	0.45	0.39	0.18	0.18	0.23	0.29	0.22	0.23	0.19	0.28	0.35	0.43	0.35	0.39	0.44
Mo	0.9	0.6	2.2	1.83	1.5	1.2	21.7	1.41	0.7	0.6	0.7	0.97	1.48	7.2	7.9	0.73	5.55	2.41	4.7
Hf	3.2	2.9	3.8	4.3	9.1	6.7	1	2.2	2.6	2.4	2.3	5.8	6.2	2.9	4	2.1	1.3	1.8	3.5
Pb	5.2	12.5	6	3.8	4.3	15.9	9.4	21.5	11.8	8.3	9	6.6	9.2	5.8	7.5	24.4	28	19	8
Sb	0.4	BDL	1.1	0.27	2.6	0.4	8.83	0.11	BDL	BDL	BDL	0.39	0.23	17.8	20.2	0.15	0.19	0.52	8.1
Sn	1	2	1	1	2	1	0.7	0.6	1	2	2	0.7	0.6	1	BDL	0.8	0.6	0.4	1
Ta	0.8	0.9	BDL	BDL	0.7	0.7	BDL	BDL	0.4	0.6	0.5	BDL	BDL	0.2	0.4	BDL	BDL	BDL	0.4
Th	13.5	15.3	16.6	13.5	21.6	21.2	1.3	6	7.5	8	7.3	1.8	2	5.7	7	2.4	3.2	5.6	7.5
U	1.9	2.3	0.82	1.08	3.5	3.4	0.21	1.12	2.2	2.5	1.6	0.23	0.48	1.4	2.3	0.3	0.57	0.53	2.1
V	10	BDL	63	28	22	11	7	8	17	20	20	193	50	20	32	8	20	13	26
W	0.9	BDL	0.25	0.18	1.8	3.1	0.37	0.13	0.6	0.7	1.3	0.41	0.14	2.2	4.2	0.05	0.07	0.11	2.8
Co	1.3	1.1	0.4	0.4	0.7	0.6	3.6	2.1	3.3	3.2	2.6	17.6	7.6	0.8	1.3	2.4	3.7	3.3	1.3









En este sentido, [Navarrete \*et al.\* \(2019\)](#) sugieren que durante las etapas iniciales de la pluma del manto de Karoo podría haberse desarrollado un flujo de material del manto hacia el suroeste, desde la región cratonizada del este hasta la zona no cratonizada de la Patagonia, coincidente con el aumento del ángulo de subducción de la placa, desde el flat slab del Triásico superior ([Navarrete \*et al.\*, 2019](#)). Asimismo, el retroceso de la litosfera subductada tras el flat slab triásico habría promovido el arrastre basal y la eliminación del manto litosférico hidro-debilitado de la Patagonia y la Península Antártica ([Navarrete \*et al.\*, 2019](#)), los que explicaría las diferencias composicionales entre el *LIP* de Chon Aike (predominantemente riolítico y de fuente cortical) y los *LIPs* de Karro-Ferrar (predominantemente basáltico y de fuente mantélica).

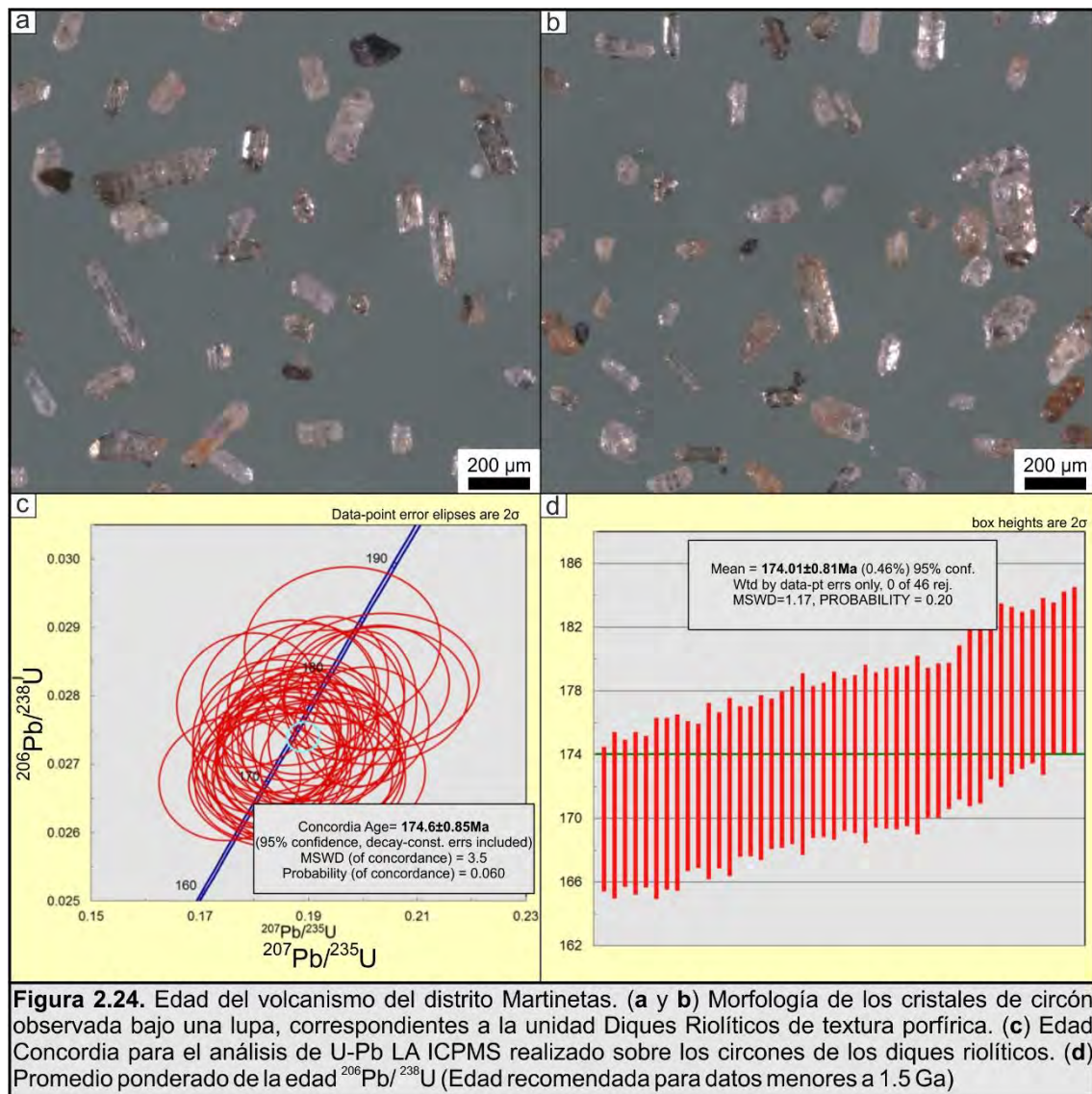
## 2.7. Edad del volcanismo

Con el fin de conocer la edad del volcanismo asociado a la mineralización, se determinó la edad U/Pb LA-ICP-MS en circones pertenecientes a los Diques Riolíticos con textura porfírica que cortan toda la secuencia estratigráfica, incluyendo al sistema vetiforme en el *pit* Cerro Oro, a fin de establecer la edad del último evento volcánico del área de estudio (edad mínima de la mineralización).

Para determinar la edad U/Pb en circones mediante LA-ICP-MS se separaron un total de 80 granos de circón de la muestra 132. La población de circón predominante es idiomórfica, conserva sus terminaciones bipiramidales y presenta una morfología prismática (Fig. 24a). Algunos de los cristales están fracturados, presentan un hábito prismático y su tamaño es generalmente de 200  $\mu\text{m}$  de largo y 50-100  $\mu\text{m}$  de ancho, lo que da como resultado una relación promedio de largo a ancho de 2 a 4 (Fig. 24a y b). Esta morfología de los cristales es típica de origen ígneo, lo que concuerda con el tipo de roca analizada (dique riolítico).

Los 46 análisis concordantes (Anexo 2) mostraron una edad de concordia en  $174.6 \pm 0.85$  Ma (MSWD=3.5; 95% de confianza; Fig. 2.24c) y una edad promedio ponderada  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $174.01 \pm 0.81$  Ma (MSWD=1.17; Fig. 2.24d)





## 2.8. Consideraciones finales y discusión

La columna estratigráfica observada en el distrito Martinetas se caracteriza por cinco unidades de flujo piroclástico, dos unidades lávicas y un tren de diques como último evento sub-volcánico.

Todas las unidades analizadas en el área corresponden a rocas subcalcinas pertenecientes a la serie calcoalcalina, características distintivas del volcanismo Jurásico del Grupo Bahia Laura (Pankhurst *et al.*, 1998). A su vez, la pendiente negativa entre elementos LILE y HFSE en el diagrama de tierras raras (Fig. 2.22f) y el alto contenido en LILE indica que la fuente de las distintas unidades corresponde a un manto fértil (como en los basaltos tipo OIB) y no un manto deprimido (como en los MORB), el cual es más empobrecido en elementos inmóviles. Estas características, sumadas a la



anomalía en Nb y Ta, son características de una zona de subducción, coherente con la discriminación geotectónica dentro de un arco volcánico (Fig. 2.23b y 2.23c), relacionado a la composición de la corteza continental parcialmente fundida que habría dado origen al Complejo Volcánico Bahía Laura (Pankhurst y Rapela, 1995; Riley *et al.*, 2001; Seitz *et al.*, 2018) en un ambiente de intraplaca.

El inicio del magmatismo del área del distrito Martinetas estuvo caracterizado por un volcanismo que originó flujos ignimbríticos perteneciente a la Ignimbrita Martinetas. Este vulcanismo inicial fue de naturaleza explosiva e implicó un gran volumen de material, evidenciado por la gran potencia de dicha unidad.

Luego, tras un período de calma que permitiera la generación de lagos someros y bosques, la intrusión somera de cuerpos ígneos de composición silícica, motorizó la generación de erupciones freatomagmáticas, con la consiguiente depositación de secuencias hidromagmáticas, las cuales, a su vez, funcionaron de caja para posteriores cuerpos intrusivos. El contacto del magma con dichos niveles freáticos y sedimentos (Secuencia Hidromagmática) inconsolidados también permitió su mezcla, con la consecuente generación de peperitas y hialoclastitas intrusivas en sus bordes. Esto es especialmente importante para entender la profundidad del sistema volcánico, dado que la generación de estas facies sólo es factible en un ambiente somero, menor a 1600 metros de profundidad (Kokelaar, 1982).

Posteriormente, se emplaza un cuerpo subvolcánico de composición andesítica cortando las unidades previas, incluyendo y asimilando bloques de la Secuencia Hidromagmática en su ascenso, como puede observarse en el *pit* Armadillo. Posteriormente, el ascenso de fluidos hidrotermales por estructuras de orientación E-O y NO-SE generó estructuras mineralizadas en las unidades mencionadas, con mayores potencias y mejor desarrollo en las Cuerpos Riodacíticos en el *pit* Armadillo y en la Ignimbrita Martinetas, en CVZ.

Con posterioridad, se desarrolla otro ciclo volcánico explosivo que origina las ignimbritas Carbonosa, Eutaxítica y Polimíctica.

La gran energía de los momentos iniciales de la erupción del primer ciclo explicaría el elevado contenido y las grandes dimensiones de los fragmentos líticos, así como también la potencia de la Ignimbrita Martinetas. Con la progresiva desgasificación de la cámara, ocurre una disminución en la





violencia de la erupción, evidenciado por la intrusión de cuerpos subvolcánicos. El extraordinario volumen de la primera unidad y la complejidad de los procesos que llevaron a su formación, podrían indicar su vinculación con un aparato volcánico de colapso.

Por último, hacia los  $174.01 \pm 0.81$  Ma se emplaza un enjambre de diques de composición riolítica y textura porfírica que corta toda la secuencia de SO a NE. Estos diques representan las etapas terminales del volcanismo del distrito.

## 2.9. Referencias

- Ameghino, F. 1898. Sinopsis geológico-paleontológica (formaciones cenozoicas y cretáceas). Segundo Censo de la República Argentina (1895), Tomo 1: 113-255.
- Archangelsky, S., 1992. Dictyopteridium Feistmantel (fructificación permica de glossopteridales): primer registro argentino. En: 7° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. vol. 2. Publicación Especial de la Asociación Paleontológica Argentina, pp. 19-22.
- Archangelsky, S. 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico Inferior de Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo de La Plata (n.s.), Sección Paleontología 5, 63-171.
- Archangelsky, S., 1963. A new Mesozoic Flora from Ticó, Santa Cruz Province, Argentina. Bulletin British Museum (Natural History) Geology, 8, 45-92, 12 láms., London.
- Archangelsky, S., 1958. Estudio geológico y paleontológico del Bajo de la Leona, Santa Cruz. Acta Geol. Lilloana, 2, 5-133. San Miguel de Tucumán.
- Archangelsky, S., Azcuy, C.L., Césari, S.N., González, C.R., Hünicken, M.A., Mazzoni, A., Sabattini, N., 1996a. Correlación y edad de las biozonas. En: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 203-226.
- Archangelsky, S., Jalfin, G.A., Cúneo, N.R., 1996b. Cuenca La Golondrina. En: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 93-108.



Arrondo, O.G. 1972. Estudio geológico y paleontológico de la zona de Estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie), Paleontología* 43, 1–194.

Baier, J., Audétat, A., Keppler, H., 2007. The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 267: 290–300.

Busby-Spera, C. J. y White, J. D. L., 1987. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bull. Volcanol.*, 49, 765–775.

Cabanis, B., Lecomte, M., 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 309, 2023–2029.

Cariglino, B., 2013. Fructification diversity from the La Golondrina Formation (Permian), Santa Cruz Province, Argentina, *Geobios*, Volume 46, Issue 3, 183–193, ISSN 0016-6995, <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2012.10.017>.

Cariglino, B., Coturel, E.P. y Gutiérrez, P.R., I first Article, 2012. The lycophytes of the La Golondrina Formation (Permian), Santa Cruz Province, Argentina: systematic revision, biostratigraphy and palaeoecology. *Alcheringa* 36, 427–449. ISSN 0311-5518.

Chebli, G.A., Gebhard, J., Menzel, M., 1976. Estratigrafía y magmatismo en la zona de la Estancia La Juanita y alrededores (Departamento Deseado, Provincia de Santa Cruz). En: 6° Congreso Geológico Argentino, Actas I, pp. 357–373.

Crisafulli, A. y Herbst, R., 2011. La Flora Triásica del Grupo el Tranquilo, Provincia de Santa Cruz (Patagonia): Leños Fósiles, *Ameghiniana* 48 (3), 275–288.

Dang, T. T., 2015. The Use of Photogrammetry in Measuring Geologic Structures and Creating a 3D Model on Exposed Rock Faces. *International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering. En Vietrock 2015 an IRSM specialized conference: Hanoi, Vietnam.*

De Martino, F.J., Paez, G., Echeveste, H., Jovic, S. y Tessone, M.O.R., 2020. Felsic magma-water interaction in shallow intrusive environments: Timing between



fluidal peperites and intrusive hyaloclastites in a jurassic cryptodome from the eastern Deseado Massif (patagonia, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 102654. doi:10.1016/j.jsames.2020.102654.

De Martino, F.J., Echeveste, H.J., Jovic, S.M. y Tessone, M.O., 2017. Estratigrafía volcánica bimodal de los proyectos Martinetas y Microondas, sector oriental del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. XX Congreso Geológico Argentino, Actas ST9, 34-38.

Doyle, M.G., 2000. Clast shape and textural associations in peperite as a guide to hydromagmatic interactions: Upper Permian basaltic and basaltic andesite examples from Kiama, Australia. *Aust. J. Earth Sci.* 47, 167-177.

Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Tessone, M., Llambías, E., Schalamuk, I., Piccirillo, E., Demin, A., 2001. Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área de Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa

Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (4): 548-558.

Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M., 1999.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Jurassic silicic volcanic Province of Patagonia and its relationship to Gondwana breakup and subduction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 172 (1): 83–96.

Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomo II: 349 p. Buenos Aires.

Gifkins, C.; Herrmann, W.; Large, R. 2005. *Altered Volcanic Rocks. A guide to description and interpretation.* CODES - Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania: 286 p.

Godeas, M., 1992. Geoquímica y marco tectónico de los granitoides en el Bajo de La Leona (Formación La Leona), Provincia de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 47 (3): 333–341.

Gorton, M.P. y Schandal, E. S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38: 1065- 073.





Green, T.H., 1980. Island arc and continent-building magmatism: A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics* 63: 367-385.

Guido, D.M., 2004. Subdivisión litofacial e interpretación del volcanismo jurásico (Grupo Bahía Laura) en el este del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, vol.59, n.4, 727-742.

Guido, D. y Campbell, K., 2011. Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): Characteristics and controls on regional distribution. *Fuel and Energy Abstracts*. 203. 35-47. DOI:10.1016/j.jvolgeores.2011.04.001.

Guido, D., Escayola, M., De Barrio, R., Schalamuk, I., Franz, G., 2006. La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el este del Macizo del Deseado, Patagonia Argentina: Vinculación con el Grupo Bahía Laura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (2): 187-196.

Haller, M.J., 2002. La cuenca triásica de El Tranquilo. En: Haller, M.J. (Ed). *Geología y recursos*

Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino: 83-88.

Hanson, R.E. y Wilson, T.J., 1993. Large-scale rhyolitic peperitas (Jurassic, southern Chile). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 54, 247-264.

Hastie, A., Kerr, A., Pearce, J. y Mitchell, S., 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*. 48. 2341-2357.

DOI:10.1093/petrology/egm062.

Hawkesworth, C. J., Hergt, J.M., Mcdermott, F. y Ellam, R. M., 1991. Destructive margin magmatism and the contributions from the mantle wedge and subducted crust. *The Australian Journal of Earth Sciences*, 38: 577-594.

Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J.M. y Mcdermott, F., 1993. Mantle slab contributions in arc magmas. *Annual review of Earth and Planetary Science*, 21: 175-204.

Hechem, J. J., y Homocv, J. F., 1987. La relación entre las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios en el Nesocratón del



Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42, 244-254.

Herbst, R., 1965. Algunos esporomorfos del Triásico de Argentina. Ameghiniana 4, 141-155.

Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences (8): 523-548.

Jalfin, G. y Herbst, R., 1995. La flora Triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz, (Patagonia). Estratigrafía. Ameghiniana 32: 211- 229.

Jovic S., 2010. Geología y Metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Editorial de la Universidad de La Plata (EDULP), La Plata. p. 278

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? Geology 17, 324-328.

Kokelaar, B.P., 1982. Fluidization of wet sediments

during the emplacement and cooling of various igneous bodies. J. Geol. Soc. 139 (1), 21-33.

Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D., Giacosa, R., 2015. Nuevas edades U-Pb en granitoides del Batolito de la Patagonia Central, Gastre, Provincia del Chubut (República Argentina). 14º Congreso Geológico Chileno. Actas 874-877.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, Vol 27: 745-750.

López, R., 2006. Estudio Geológico-Metalogenético del area oriental al curso medio del Río Pinturas, sector noroeste del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral Inédita. 226 p.

Llambías, E.J. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria No. 29, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: 222 p. Buenos Aires.

Maniar, P. y Piccoli, C., 1989. Tectonic discrimination of



granitoids. *Geology Society of American, Bulletin* (101): 635-643.

Márquez, M.J., 1981. Informe geológico preliminar del Proyecto 19NA. Secretaría de Estado de Minería, Plan Patagonia Comahue, La Leona, Santa Cruz (Unpublished).

Márquez, M., Massaferro, G., Fernández, M., Menegatti, N., Navarrete, C., 2011. El centro volcánico Sierra Grande: caracterización petrográfica y geoquímica del magmatismo extensional liásico, Noreste de la Patagonia. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 68 (4), 555–570.

Márquez, M., Giacosa, R., Pezzuchi, H. y Fernández, M. 1993. El basamento pre Pérmico del noreste del Macizo del Deseado, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Stuttgart*, 1 (1/2): 101-114.

Marsh, B.D. y Maxey, M.R., 1985. On the distribution and separation of crystals in convecting magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24: 95-150.

Mcphie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993. *Volcanic Textures*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Univ. Tasmania, Hobart, pp. 57-58.

Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M., y Folguera, A., 2019. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting. *Earth-Science Reviews*. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.05.002

Nemeth, K. y Kósik, S., 2020. Review of Explosive Hydrovolcanism. *Geosciences*. 2020. 44. 10.3390/geosciences10020044.

Páez, G. N., Permuy Vidal C. y De Martino F. J., 2019. When mining saves the day: Studying emplacement processes of subvolcanic bodies in poorly outcropping volcanic terrains. *LASI VI conference: Malargüe, Argentina. Abstracts*. 135-136p.

Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W., 1995. Production of Jurassic Rhyolite by Anatexis of the lower Crust of Patagonia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 23–36. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00103-J](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00103-J).

Pankhurst, R., Rapela, C., Loske, W., Marquez, M., Fanning, C., 2003. Chronological study of the pre-Jurassic basement rocks of





Southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 27–44.

Pankhurst, R., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *J. Petrol.* 41, 605–625. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.5.605>.

Pankhurst, R., Leat, P., Sruoga, P., Rapela, C., Márquez, M., Storey, B., Riley, T., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 81, 113–136. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00070-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00070-X).

Pankhurst, R., Rapela, C., Márquez, M., 1993. Geocronología y petrogénesis de los granitoides Jurásicos del noroeste del Macizo del Deseado. In: 12° Congreso Geológico Argentina. vol. 4. Actas, pp. 134–141.

Panza, J.L., 1995. Hoja geológica 4969 – II Tres Cerros escala 1: 250.000, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del

Servicio Geológico. Boletín 213: 1–103.

Panza, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53d “Gobernador Moyano” y 54e “Cerro Vanguardia”, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería. Buenos Aires. (Inédito).

Pearce J. A. y Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 23: 251–285.

Pearce J. A. y Parkinson, I. J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. En: *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris y C.R. Neary (eds.). Shiva Press, Nantwich, U.K. 373–403.

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*. 25. 956–983.

Peccerillo, R., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* (58):63–81



Permuy Vidal, C., Moreira P., Guido D. M., Fanning C. M., 2014. Linkages between the southern Patagonia pre-Permian basements: new insights from detrital zircons U-Pb SHRIMP ages from the Cerro Negro District. *Geol. Acta* 12: 137-150.

Ramos, V.A., 2008. The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annual Review on Earth and Planetary Sciences* 36, 289-324.

Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205, 261-282.

Rapela, C.W., Días, G., Franzese, J., Alonso, G., Benvenuto, A., 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Rev. Geol. Chile* 18 (2), 121-138.

Rapela, C. W. y Pankhurst, R.J., 1996. Monzonite Suites: the Innermost Cordilleran Plutonism of Patagonia. *Transactions Of The Royal Society Of Edinburgh. Earth Sci.* 87, 193-203.

Rapela, C.W. y Pankhurst, R., 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault

System in relation to the break-up of Gondwana. En: Storey, B., Alabaster, T., Pankhurst, R. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up. Geological Society Special Publications* 68, pp. 209-220.

Rapela, C.W., Kay, S.M., 1988. Late Paleozoic to recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes* 11 (3), 175-182.

Riel, N., Jaillard, E., Martelat, J.E., Guillot, S., Braun, J., 2018. Permian-Triassic Tethyan realm reorganization: Implications for the outward Pangea margin. *J. S. Am. Earth Sci.* 81, 78-86. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.007>.

Riley, P., Linker, J.A. y Mikic, Z., 2001. An empirically-driven global MHD model of the solar corona and inner heliosphere. *Journal of Geophysical Research* 106: doi: 10.1029/2000JA000121. issn: 0148-0227.

Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Group United Kingdom, 352 pág. ISBN 0582067014.

Schalamuk, I., De Barrio, R., Zubia, M., Genini, A. y Hecheveste, H., 1999. *Provincia Auroargéntifera*



del Deseado, Santa Cruz. En Zapettini E. (Ed). Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1177-1188, Buenos Aires.

Schalamuk, I., Zubia, M., Genini, A. y Fernández, R., 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geol.* 12 (3): 173-186.

Seitz, S., Putlitz, B., Baumgartner, L.P. y Bouvier, A.-S., 2018. The role of crustal melting in the formation of rhyolites: constraints from SIMS oxygen isotope data (Chon Aike Province, Patagonia, Argentina). *Am. Mineral.* 103, 2011–2027. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6520>.

Sheridan, M.F. y Wohletz, K.H., 1983. Hydrovolcanism: basic considerations and review.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17, 1-29.

Sigurdsson, H., 2015. The encyclopedia of volcanoes (Second Edition). Elsevier. London, England. 1456 pp.

Simpson, G. 1933. Stratigraphic nomenclature of the Early Tertiary of Central Patagonia. *American Museum Novitates* 644: 1-13.

Skilling, I. P., White, J.D.L. y MCPHIE, J., 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 1–17.

Spalletti, L. y Mazzoni, M. M., 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del lago Colhue-Huapi, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* 34. 271-281.

Stipanovic, P.N., Toubes, R.O., Spikerman, J.P., Halpern, M., 1971. Sobre la composición y edad de algunas plutonitas del nordeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia (República Argentina). *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 26, 459–467.

Storey, B.C., Kyle, P.R., 1997. An active mantle mechanism for Gondwana breakup. *S. Afr. J. Geol.* 100 (4) 283–290.

Storey, B., Vaughan, A., Riley, T., 2013. The links between large igneous provinces, continental break-up and environmental change: evidence reviewed from Antarctica. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 104, 17–30. <https://doi.org/10.1017/S175569101300011X>.





Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J., 1992. Magmatism and the Causes of Continental Break-Up. vol. 68 Geological Society of London Special Publications. 404 pp.

Sun, S. y McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes, in Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 423. 13-345.

Tassara, S., González-Jiménez, J.M., Reich, M., Schilling, M.E., Morata, D., Begg, G., Saunders, E., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Grégoire, M., Barra, F., Corgne, A., 2017. Plume-subduction interaction forms large auriferous provinces. Nat. Commun. 8, 843. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00821-z>.

Thompson, M. y McBirney, A.R., 1985. Redistribution of phenocrysts by convective flow in a viscous boundary layer. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 24: 83-94.

Uliana, M.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. y Gust, D.A., 1985. Significado del vulcanismo y extension mesojurásicos en el extremo meridional de

Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40: 231-253.

Van Otterloo, J., Cas, R.A.F., Scutler, C.R., 2015. The fracture behaviour of volcanic glass and relevance to quench fragmentation during formation of hyaloclastite and phreatomagmatism. Earth Sci. Rev. 151, 79-116.

Viera, R. y Pezzuchi, H., 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extraandina, Ea. dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina 31 (4), 281-283.

White, J. D. L., McPhie, J., y Soule, S. A., 2015. Submarine lavas and hyaloclastite, en Encyclopedia of Volcanoes, 2nd Edn, ed. H. Sigurdsson (Amsterdam: Elsevier), 363-375.

White, J.D.L., 1996. Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. J. Volcanol. Geotherm. Res. 74, 155-177.

Winchester, J.A. y Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements. Chemical Geology, 20, 325-343.



Zaffarana, C.B., Somoza, R., López De Luchi, M., 2014. The late Triassic Central Patagonian batholith: magma hybridization  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  ages and thermobarometry. J. S. Am. Earth Sci. 55, 94-122. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.06.006>.

Zambrano, J.J. y V.M. Urien, 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic Shore. J. Geophys. Research, 75, No 8.

Zerfass, H., Chemale, F., Schultz, C. y Lavina, E., 2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. Sediment. Geol. 166, 265-292. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.12.008>.





## Capítulo 3

Caracterización de la mineralización  
auroargentífera del distrito Martinetas,  
Macizo del Deseado, Argentina.



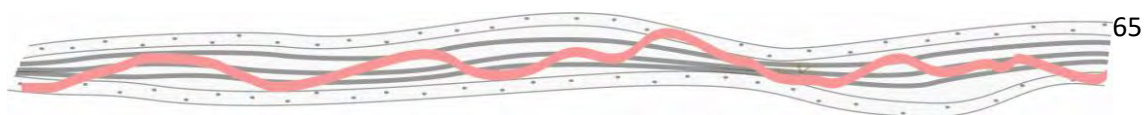


### 3. CARACTERIZACIÓN DE LA MINERALIZACIÓN AUROARGENTÍFERA DEL DISTRITO MARTINETAS, MACIZO DEL DESEADO, ARGENTINA.

#### 3.1. Introducción

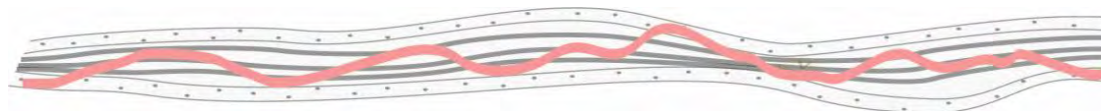
Originalmente, el término “epitermal” fue usado por [Lingren \(1933\)](#) para aquellos depósitos de oro, plata, mercurio, antimonio y metales base (Cu, Pb y Zn) acumulados a poca profundidad por debajo de la superficie, con temperaturas “quizás entre los 50 a 200°C” y presiones que “apenas superen las 100 atmósferas”. En la actualidad, se entiende a los sistemas epitermales como aquellos a partir de los cuales se originan depósitos formados a profundidades someras dentro de la corteza terrestre, desde la paleosuperficie hasta los 1500 m por debajo de la tabla de agua, y a baja temperatura, comúnmente entre los 100 hasta los 300°C, ya sea en estructuras como vetas, *stockwork*, en forma diseminada o por reemplazo ([John et al., 2018](#)). Históricamente han sido una importante fuente de oro y plata, conformando el 6% de la fuente de oro y 16% de plata a nivel mundial ([Singer, 1995](#)), se estima que el 8% de las reservas mundiales actuales de oro corresponden a estos depósitos ([Frimmel, 2008](#)).

El estudio y clasificación de los depósitos epitermales durante gran parte del siglo XX estuvo representado por el trabajo de [Lingren \(1933\)](#), con un periodo de quiescencia hasta la década de 1970, momento en el cual, el presidente de los Estados Unidos, Richard M. Nixon, puso fin a la convertibilidad internacional del dólar estadounidense al oro, lo que causó un acelerado aumento del metal de U\$D35 hasta alcanzar un pico de más de U\$D800 por onza troy en enero de 1980. Esta disparada de su valor causó un mayor interés por el conocimiento de los sistemas epitermales para su exploración, resultando en más de una docena de clasificaciones de estos depósitos (Tabla 3.1). Los esquemas de clasificación más modernos se basan en los minerales de mena o ganga, o características geoquímicas (pH, estado de oxidación o de sulfuración) de los fluidos asociados a la alteración o mineralización ([Simmons et al., 2005](#)), en la tabla 3.1 se resume la evolución de dichas clasificaciones.



**Tabla 3.1.** Evolución de las clasificaciones aplicadas a los depósitos epitermales de Au-Ag. Modificado de [John et al. \(2018\)](#).

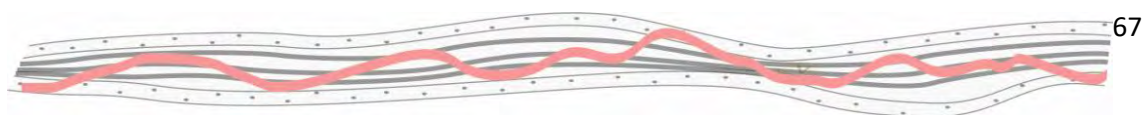
Trabajo de clasificación	Depósito			
Ransome (1907)	Tipo Goldfield			
Emmons (1918)	Vetas de oro alunita-caolinita	Vetas de Zn-Ag-Sericita	Vetas de Au-Ag-adularia	Vetas de oro, fluorita y telurio-adularia
Lindgren (1933)	Au-Alunita	Vetas de Au-cuarzo en andesitas		
		Vetas de argetnita-Au-Cuarzo	Vetas de Au-cuarzo en Riolitas	
		Vetas de argentita	Vetas de Au selenuros	
Sillitoe (1977)	Ácido	Alcalino		
Buchanan (1981)	Epitermal			
Ashley (1982)	Au enargita			
Giles y Nelson (1982)	Tipo <i>hot spring</i>			
Hayba <i>et al.</i> (1985), Heald <i>et al.</i> (1987)	Sulfato ácido	Adularia-sericita		
Bonham (1986, 1988)	Alto azufre	Bajo azufre	Alcalino	
Cox y Singer (1986)	Au cuarzo-alunita	<i>Hot spring</i> Au-Ag	Vetas epitermales Comstock, Sado y Creede	
Hedenquist (1987), White y Hedenquist (1990, 1995)	Alta sulfuración	Baja sulfuración		
Berger y Henley (1989)	Alunita-caolinita	Adularia-sericita		
Albino y Margolis (1991)		Tipo 1 adularia-sericita	Tipo 2 adularia-sericita	
Sillitoe (1989, 1993)	Alta sulfuración	Baja sulfuración		
		Alto azufre + metales base	Bajo azufre + metales base	
Hedenquist <i>et al.</i> (2000), Einaudi <i>et al.</i> (2003), Sillitoe y Hedenquist (2003)	Alta sulfuración	Sulfuración intermedia	Baja sulfuración	Alcalino
Simmons <i>et al.</i> (2005)	Cuarzo + alunita ± pirofilita ± dikita ± caolinita	Cuarzo ± calcita ± adularia ± illita		Alcalino
John <i>et al.</i> (2018)	Alta sulfuración	Sulfuración intermedia	Baja sulfuración	Oro alcalino



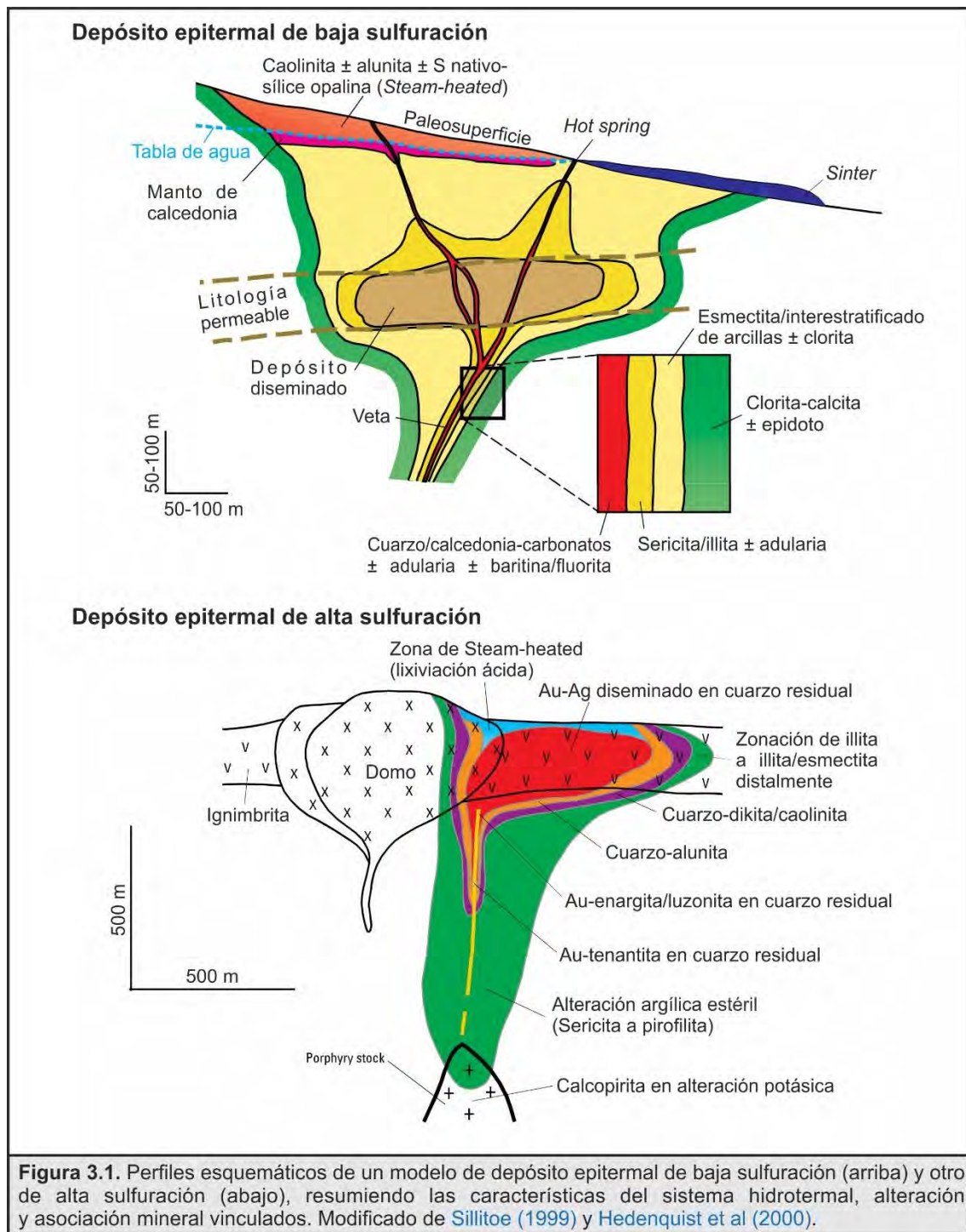
Los depósitos epitermales se diferencian en base al estado de sulfuración del fluido que los origina, lo cual se infiere por la asociación de minerales presentes. (White y Hedenquist, 1995; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Einaudi et al., 2003). Los fluidos que dan origen a los de baja sulfuración son reducidos, con pH casi neutro, donde el azufre tiene valencia  $S^=$  ( $H_2S$ , ácido sulfhídrico). Se caracterizan por la presencia de electrum, oro y plata nativa, argentita y sulfosales de Ag asociados a Py como principal sulfuro y menor marcasita, esfalerita (alto Fe) y galena, entre otros. Por su parte, los fluidos que originan a los epitermales de sulfuración intermedia presentan características similares, es un fluido neutro y reductor, pero de alta salinidad (hasta 23% NaCl eq.) lo que indica una mezcla de aguas meteóricas y magmáticas, con mayor aporte magmático. En estos depósitos es característica la Ag nativa, electrum, argentita, sulfosales de Ag (platas rojas o "ruby silvers": proustita-As- y pirargirita-Sb-), telurios y menor presencia de seleniuros, acompañados de pirita, esfalerita (poco Fe), entre otros. Por último, los fluidos responsables de los depósitos de alta sulfuración se encuentran oxidados y presentan Ph ácidos, donde el azufre tiene valencia  $S^{+4}$  en el  $SO_2$  (dióxido de azufre); y exhiben pirita, enargita, electrum y telurios de Au con pirita, esfalerita (bajo contenido en Fe), calcopirita y galena como minerales característicos.

La naturaleza de la alteración asociada a estos depósitos varía considerablemente entre los diferentes subtipos y dentro de cada uno de ellos de acuerdo principalmente, a la relación espacial que guarde con la paleo-tabla de agua (Fig. 3.1; Hedenquist et al., 2000). Los depósitos epitermales de baja e intermedia sulfuración (Fig. 3.1) presentan un núcleo con alteración potásica (o argílica) con cuarzo, adularia y/o minerales carbonáticos y/o illita, generada por el pH neutro que caracteriza a los fluidos formadores de estos depósitos.

Por su parte, los epitermales de alta sulfuración (Fig. 3.1) se caracterizan por un núcleo de cuarzo residual rodeado por cuarzo-alunita y alteración argílica avanzada (con caolinita/dickita y/o pirofilita), debido al muy bajo pH presente debajo de la tabla de agua y a la alta temperatura en la que se forman.







Distalmente, es característica la presencia de alteración argílica y propilítica en todos los subtipos de epitermales, mientras que por encima de la paleo-tabla de agua se generan vapores calientes (Fig. 3.1; *Steam-heated*), responsables de una alteración argílica y argílica avanzada, conformada por alunita, caolinita, esmectita y cristobalita o sílice opalina. Por último, los epitermales de baja sulfuración suelen tener asociado una terraza de *sinter* en la paleosuperficie.

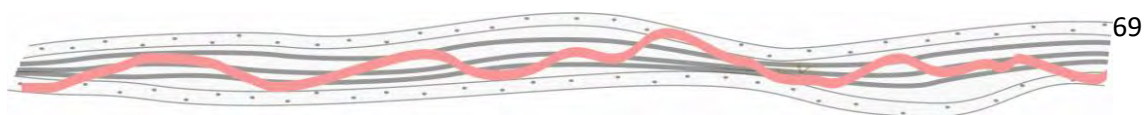
En este capítulo se describe y caracteriza el sistema de vetas epitermales presente en el distrito Martinetas, ubicado a 40 km al norte de la localidad de Tres Cerros y 220 km al suroeste de Puerto Deseado (Fig. 3.2), en el contexto de la provincia auroargentífera del Deseado ([Schalamuk \*et al.\*, 1999](#)). Se analizó la distribución de los cuerpos mineralizados, sus eventos formativos, texturas, mineralogía, signatura geoquímica, valores isotópicos y geocronológicos, y alteración asociada, con el objetivo de realizar una caracterización de los fluidos que dieron origen a la mineralización auroargentífera presente en el área.

### 3.2. La Provincia auroargentífera del Deseado

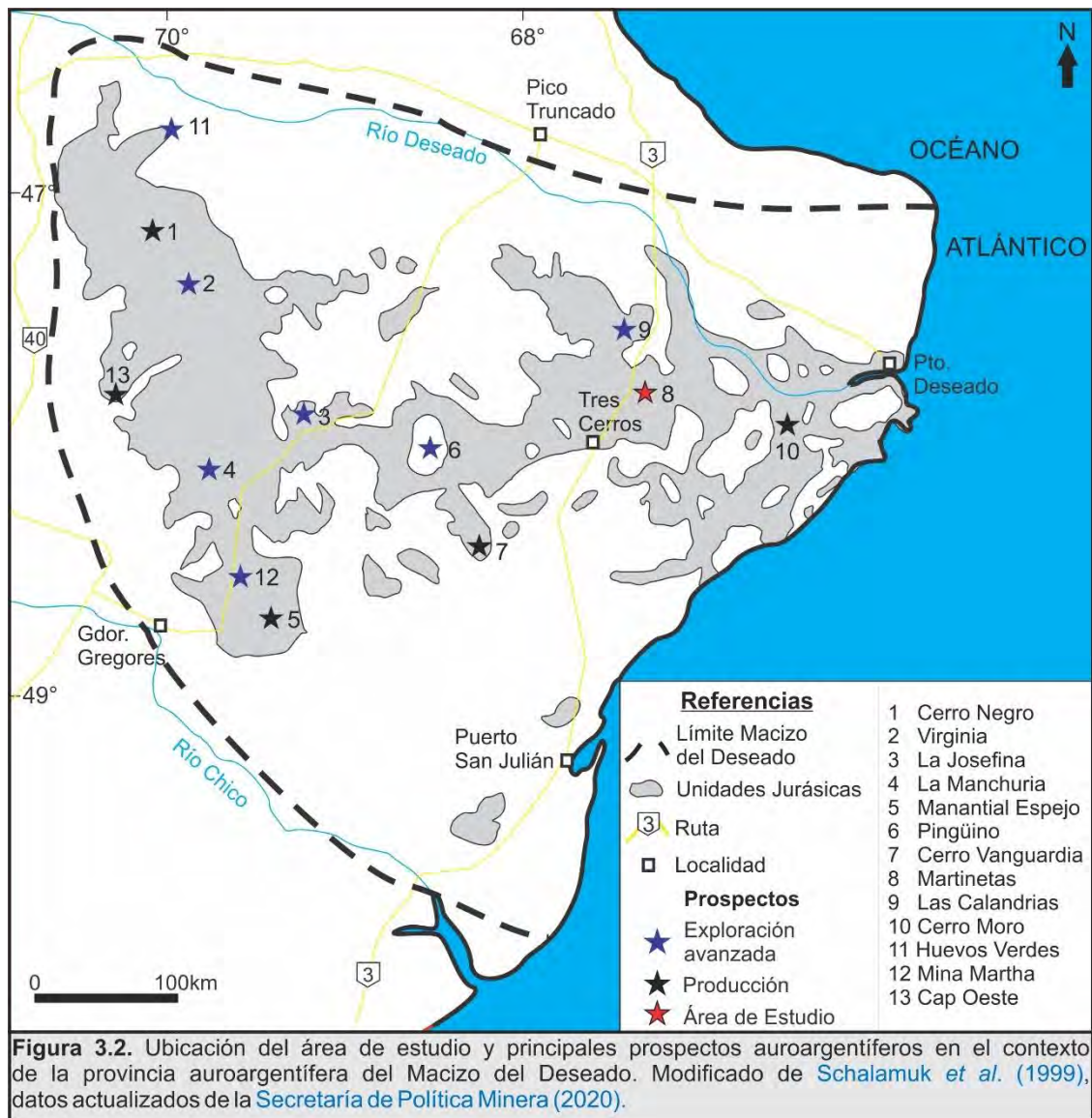
La provincia geológica del Macizo del Deseado (Ver Capítulo 2; Fig. 3.2) está caracterizada por la presencia de numerosas ocurrencias de Au-Ag, correspondientes a depósitos de tipo epitermal de baja sulfuración ([Guido y Schalamuk, 2003](#); [Echavarría \*et al.\*, 2005](#); [Fernández \*et al.\*, 2008](#)), y en menor medida, sulfuración intermedia y polimetálicos (e.g. [Gonzalez Guillot \*et al.\*, 2004](#); [Jovic, 2010](#)). Esto llevó a [Schalamuk \*et al.\* \(1999\)](#) a definir esta región como Provincia auroargentífera del Deseado (Fig. 3.2).

A partir del descubrimiento en la década de 1970 ([Genini, 1977, 1990](#)) y la posterior exploración y explotación en la década de 1990 del yacimiento auroargentífero de Cerro Vanguardia, se desarrolló una importante actividad prospectiva en el Macizo del Deseado, lo que llevó al descubrimiento de decenas de prospectos en la región. En la actualidad, varios de ellos se encuentran en una etapa avanzada de exploración o en producción (Fig. 3.2).

Como puede observarse en la Figura 3.2, las ocurrencias minerales guardan una estrecha relación espacial con las unidades jurásicas, vinculadas al magmatismo relacionado a fenómenos extensionales. Si, además se tienen en cuenta los aspectos geocronológicos de las rocas portadoras de los depósitos minerales (especialmente el Complejo Volcánico Bahía Laura), como así también la edad de las mineralizaciones y los procesos de alteración hidrotermal asociados, se hace evidente la relación genética de las unidades jurásicas y la mineralización presente en la región ([Schalamuk \*et al.\*, 1999](#)). De acuerdo a [Echavarría \(1997\)](#), los focos calientes que dieron origen a los sistemas volcánicos, son probablemente los que motorizan la circulación de

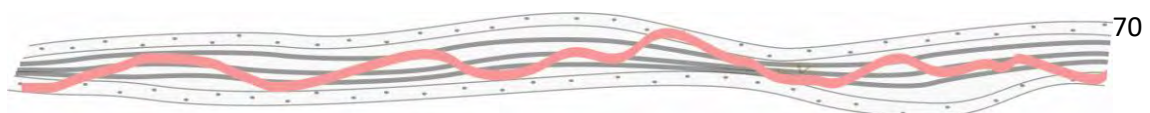


los flujos hidrotermales a través de los sistemas de fallas y diaclasas regionales.



Las mineralizaciones son esencialmente vetiformes, con escasas brechas, *stockworks* y diseminaciones asociadas, controladas principalmente por estructuras de cizalla y en menor medida, relacionadas al desarrollo de calderas (Schalamuk *et al.*, 1999), con un importante control estructural de rumbo predominante NO y en menor medida NE y E-O.

Comúnmente, el relleno de las vetas ha sido multiepisódico, en un ámbito dilatacional persistente, cuyo relleno se caracteriza por minerales de ganga como cuarzo y en menor medida calcedonia, acompañado en ocasiones por calcita, adularia, baritina, fluorita y zeolitas. Presenta texturas de cuarzo, por lo general macizas, brechosas, bandeados costriformes, coloformes, cucardas, texturas en peine y reemplazos. Mientras que los minerales





metalíferos se suelen encontrar en menos del 1% en volumen, representados por pirita, oro nativo, electrum, argentita, plata nativa, sulfosales de plata, esfalerita, galena y calcopirita (Guido y Schalamuk, 2003; Echavarría *et al.*, 2005; Fernández *et al.*, 2008).

La alteración asociada a los sistemas epitermales se encuentra principalmente restringida a las proximidades de las vetas y está representada por illita, illita/esmectita, esmectita y caolinita, conformando halos de alteración, concéntricos a la mineralización (Hedenquist *et al.*, 2000).

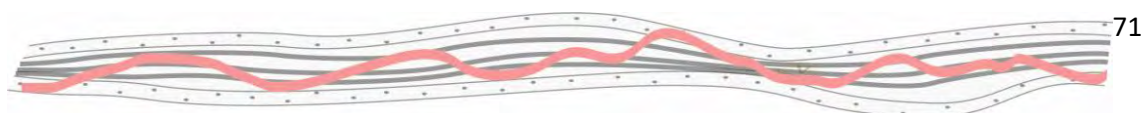
Por último, de acuerdo a los datos de inclusiones fluidas, relaciones isotópicas y observaciones mineralógicas (Guido y Schalamuk, 2003; Schalamuk *et al.*, 2005; Jovic, 2010; Páez, 2012), las soluciones hidrotermales responsables de la mineralización, corresponden a soluciones H<sub>2</sub>O-NaCl neutras a alcalinas, con salinidades que varían entre los 0,18 a 8% NaCl eq., un rango de temperatura de homogenización del cuarzo y adularia entre los <100° a >300°C y valores de  $\delta^{18}\text{O}$  del cuarzo entre -13 y +10 ‰, lo que sugiere un origen predominantemente meteórico para los fluidos. Mientras que los valores de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  varían entre -6,4 y +5 ‰, indicando una fuente magmática para el azufre (Schalamuk *et al.*, 1997; Guido, 2002; Moreira, 2005; Páez, 2012).

### 3.3. Metodología

#### 3.3.1. Trabajos de gabinete y campo

Los trabajos de gabinete previos a las tareas de campo, consistieron en la compilación y análisis de la información (mapas, *logueos* históricos y análisis geoquímicos) proporcionada por Minera Don Nicolás S.A. (propietaria del yacimiento) y la preparación del material necesario para llevar adelante el mapeo (ver Capítulo 2.2) y *logueo* de las perforaciones pertinentes a analizar.

Los trabajos de campo comprendieron el relevamiento del área mineralizada a escala 1:1000. Los datos tomados (actitud y geometría de los cuerpos, tipo de estructura, textura y estructura del relleno, etc.) fueron levantados mediante el empleo de una estación total Kolida Kts-442-IIc y ortomosaicos de una resolución espacial de 2 cm como mapas base, generados a partir de fotografías aéreas captadas por el autor mediante un

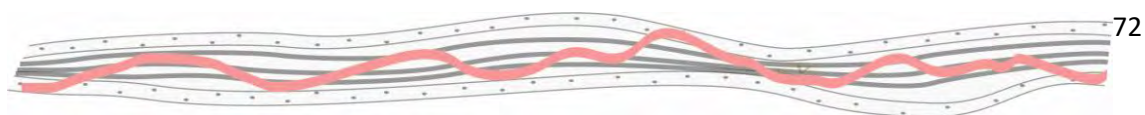


dron Phantom 4 Pro (ver capítulo 2.2), para luego ser volcados a la base de datos GIS y el *software Leapfrog Geo*.

Durante los trabajos de campo se describieron y muestrearon tramos con vetas y estructuras asociadas en un total de 72 perforaciones, realizadas con diamantina en distintos sectores del yacimiento, tratando de observar las mayores variaciones en leyes, texturas y alteraciones presentes en el mismo. A tal fin se re-loguearon los interceptos de las estructuras, tanto estériles como mineralizadas, en líneas de perforaciones de diamantina distanciadas cada 40m en Armadillo, Choique y CVZ, totalizando más de 1500m de testigos corona analizados. Para cada tramo se analizaron los pulsos hidrotermales, su mineralogía y textura, la relación de corte entre ellos, y la roca hospedante con el fin de generar un esquema de relación de corte general de los pulsos hidrotermales que conforman el sistema epitermal del distrito (Ver Anexo 3 y sección 3.5. *Esquema de los pulsos hidrotermales*). El trabajo fue apoyado por el estudio de 13 secciones delgadas y 6 probetas pulidas de la mineralización. La descripción fue acompañada por análisis mediante diferentes técnicas, incluyendo difracción de rayos X (arcillas), microsonda de electrones (EMPA) y microscopía electrónica de barrido (SEM-EDS; minerales de mena y de ganga), con el fin de caracterizar las texturas y mineralogía de cada pulso.

A partir de la caracterización y análisis de relación de corte y abundancia de los eventos tectónicos e hidrotermales previamente descritos, se realizaron secciones longitudinales de las estructuras mineralizadas. Se le asignó un valor numérico a cada muestra de acuerdo a su abundancia relativa en el tramo analizado, estableciendo el valor de 1 cuando la misma es escasa y 4 cuando es muy abundante (Anexo 3). Posteriormente se generaron modelos en 3D de la distribución de los eventos en las estructuras mineralizadas utilizando el *software Leapfrog Geo* con su herramienta de interpolación numérica (RBF).

El uso del *software Leapfrog Geo* permitió, para la realización de este trabajo de Tesis, la combinación de un modelo explícito, el cual implica una interpretación en dos dimensiones (secciones y plantas) que luego es llevada a tres dimensiones mediante interpolación; con un modelo implícito, donde se trabaja directamente en tres dimensiones utilizando todos los datos relevados en el campo (información de sondajes, muestreo, labores, etc.), a



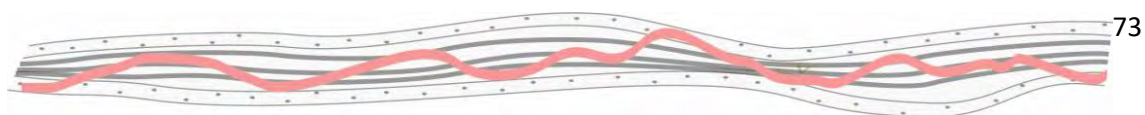
fin de aprovechar las ventajas que cada uno de ellos ofrece, considerando la información disponible hasta el mes de enero de 2019. Además de permitir la generación de un “solido” geológico de la estructura mineralizada, el *software* permite analizar datos numéricos dentro de la misma (leyes, espesores, porcentajes de abundancia de minerales, etc.) a partir de su herramienta de Interpolación Numérica, *RBF interpolant* (*Radial Basis Function*- Broomhead y Lowe, 1988). Esta última genera una interpolación de los datos de acuerdo a su posición en el espacio basada en un análisis geoestadístico, que utiliza una serie de parámetros como, por ejemplo, el tipo de variograma. Para ajustar los parámetros, se realizó un análisis estadístico básico de los datos, los valores de la meseta y efecto pepita dependen de la varianza de la muestra y el error de la varianza respectivamente (Fernández, 2017). Por su parte, el alcance se vincula a la separación entre los sondeos que fueron muestreados para obtener los datos.

Finalmente, durante el transcurso de los trabajos de campo también se llevaron a cabo muestreos específicos orientados a caracterizar en el laboratorio los diferentes estilos de la mineralización y alteración, ya sea estudios petrográficos, mineralógicos y de isótopos estables.

### 3.3.2. Análisis de Laboratorio

Los estudios petrográficos y calcográficos fueron realizados en el laboratorio de microscopía del Instituto de Recursos Minerales (INREMI), de la Universidad Nacional de La Plata. Para ello se utilizó un microscopio Olympus modelo BX53 equipado con una cámara digital Olympus modelo UC-30. La determinación de la especie mineral y composición química se realizó en el Laboratorio de microscopía electrónica y análisis de rayos X (LAMARX), de la Universidad Nacional de Córdoba, mediante un análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM), ejecutado por medio de un microscopio FE-SEM Sigma mineral, perteneciente al mismo laboratorio, con el fin de generar mapas de distribución química de los elementos dentro de los cristales con un potencial de aceleración de 20 kV, y una corriente de 20 nA.

Para el análisis geoquímico de las estructuras mineralizadas se utilizaron 1075 de datos geoquímicos aportados por la empresa. Las muestras analizadas provienen tanto de perforaciones de diamantina como de aire reverso y fueron ensayadas en el laboratorio de Alex Stewart analizados por



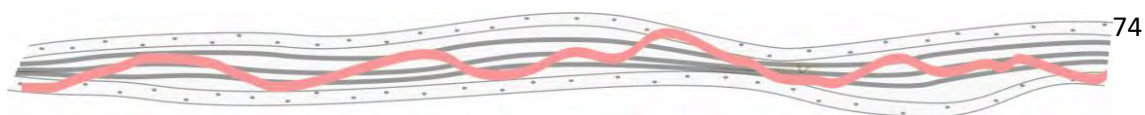


la técnica de ICP (multielemento), junto con los valores de Au (ensayo de fuego) y Ag (digestión parcial).

Los análisis de rayos-X (DRX) fueron realizados en un difractómetro Philips X'Pert PRO modelo 2009 con ánodo de Cu, perteneciente al Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de la Universidad Nacional de La Plata. Como herramienta para la identificación mineralógica también se empleó un espectrómetro SM-3500 de Spectral Evolution, perteneciente a la compañía Minera Don Nicolás S.A. Este espectrómetro trabaja con un rango de longitud de onda de 350 a 2500 nm (SWIR) y resolución espectral de 3.5 a 10 nm, de gran utilidad para reconocer minerales de alteración y sus variaciones en composición, cristalinidad, etc. (e.g., [Herrmann et al., 2001](#); [Rodríguez et al., 2010](#); [Kerr et al., 2011](#)).

La geoquímica de alteración se realizó a partir de 72 análisis de roca total de muestras de superficie realizados en Acme Analytical Laboratories (Vancouver) Ltd., por medio de fluorescencia de rayos X (FRX) y fueron brindadas por la empresa Minera Don Nicolás (Anexo 5).

Por su parte, los análisis de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno fueron realizados en el *Queen's Facility for Isotope Research*, perteneciente a *Queen's University*, Canadá. Para el estudio de isótopos de oxígeno se extrajeron muestras de 5mg a 550-600°C según el procedimiento convencional BrF<sub>5</sub> de [Clayton y Mayeda \(1963\)](#) y se analizó por medio de una entrada dual en un espectrómetro de masas con relación isotópica Thermo-Finnigan Delta Plus XP (IRMS). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  se informan utilizando la notación delta ( $\delta$ ) en unidades de por mil (‰) en relación con la norma internacional *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW), con una precisión de 0,4‰. Las muestras se pesaron en cápsulas de plata, se desgasificaron durante 1 hora a 100°C y luego se trituraron y se cargaron en un muestreador automático de cero. Para la composición isotópica del hidrógeno, la muestra se midió utilizando un analizador elemental de termo-combustión Thermo-Finnigan (TC/EA) acoplado a un espectrómetro de masas de flujo continuo con relación a los isótopos Thermo-Finnigan MAT 253 (CF-IRMS). Los valores de  $\delta^2\text{H}$  se informan utilizando la notación delta ( $\delta$ ) en por mil (‰), en relación con el agua oceánica media estándar de Viena (*VSMOW*), con una precisión de 3‰.



Por último, las determinaciones geocronológicas por el método Ar/Ar en cristales de adularia, fueron tomadas de [Zubia et al. \(2000\)](#), donde se publica la edad determinada por M. Villeneuve del *Geological Survey of Canadá*, en colaboración con B. Dubé (GSC) y M. Zubia (SEGEMAR). Los análisis fueron realizados en el *Geochronology Laboratory* de la *Geological Survey of Canada*, Ottawa, mediante un análisis de fusión por etapas (*step-heating*) sobre cristales de adularia provenientes de la mineralización del sector de Central Vein Zone (Fig. 3.3).

### 3.4. El sistema de vetas del distrito Martinetas

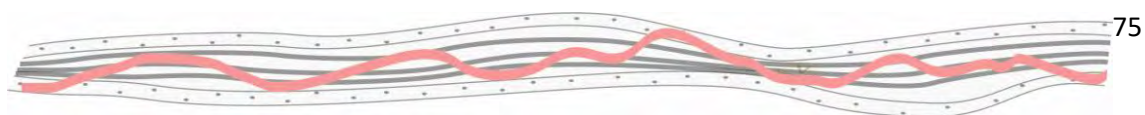
#### 3.4.1. Distribución y caracterización de los cuerpos mineralizados

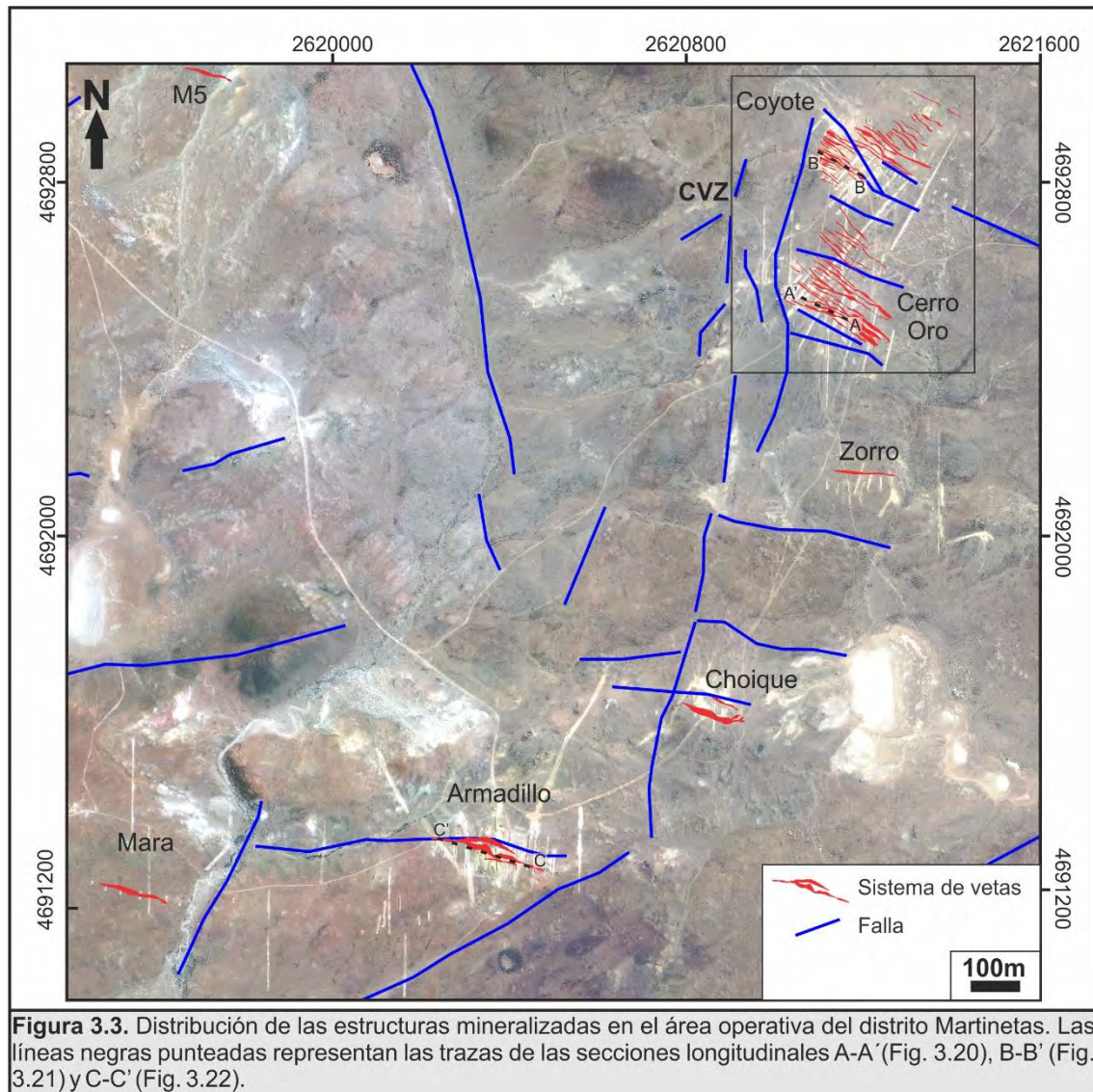
El área de estudio comprende un área mineralizada de 2 km x 2 km, distribuida en varios sectores, destacándose los blancos de Armadillo, Choique y *Central Vein Zone* (CVZ; Figs. 3.3 y 3.4), actualmente en etapa de minado que, sumados a Zorro, Mara, entre otros “satélites” menores, presentan 199.640 Oz Au de reserva con una ley promedio de 5.33 g/t Au y una ley de corte de 1,6 g/t Au ([Informe interno, 2018](#)).

La mineralización consiste en sistemas de vetas, vetillas y zonas de remplazo de baja expresión superficial (Fig. 3.4) con texturas bandeadas, coloformes, brechosas y de reemplazo de carbonato tipo *lattice bladed*, presentes en estructuras con rumbos dominantes NO a ONO y buzamientos subverticales a verticales, de reducida extensión, limitadas por bloques delineados por estructuras primarias de orientación NNE y ONO (ver Capítulo 4). Las vetas presentes en el área de mina están discriminadas en los sistemas de CVZ, Choique y Armadillo.

El sistema de CVZ, comprende un conjunto de estructuras paralelas constituidas por vetas de hasta 2 metros de potencia con orientación NO y flexiones de orientación ONO e inclinación subvertical, y vetillas paralelas asociadas (*sheeted veins*) de pocos centímetros de potencia, en ocasiones conformando redes anastomosadas (*stockwork*).

El sistema de Choique se caracteriza por dos estructuras de orientación NO constituidas por un reemplazo penetrativo de cuarzo macizo, rodeado por una zona con textura brechosa, soportada por un cemento silíceo con óxidos de hierro y anomalías de Au y Ag (ver Capítulo 2).

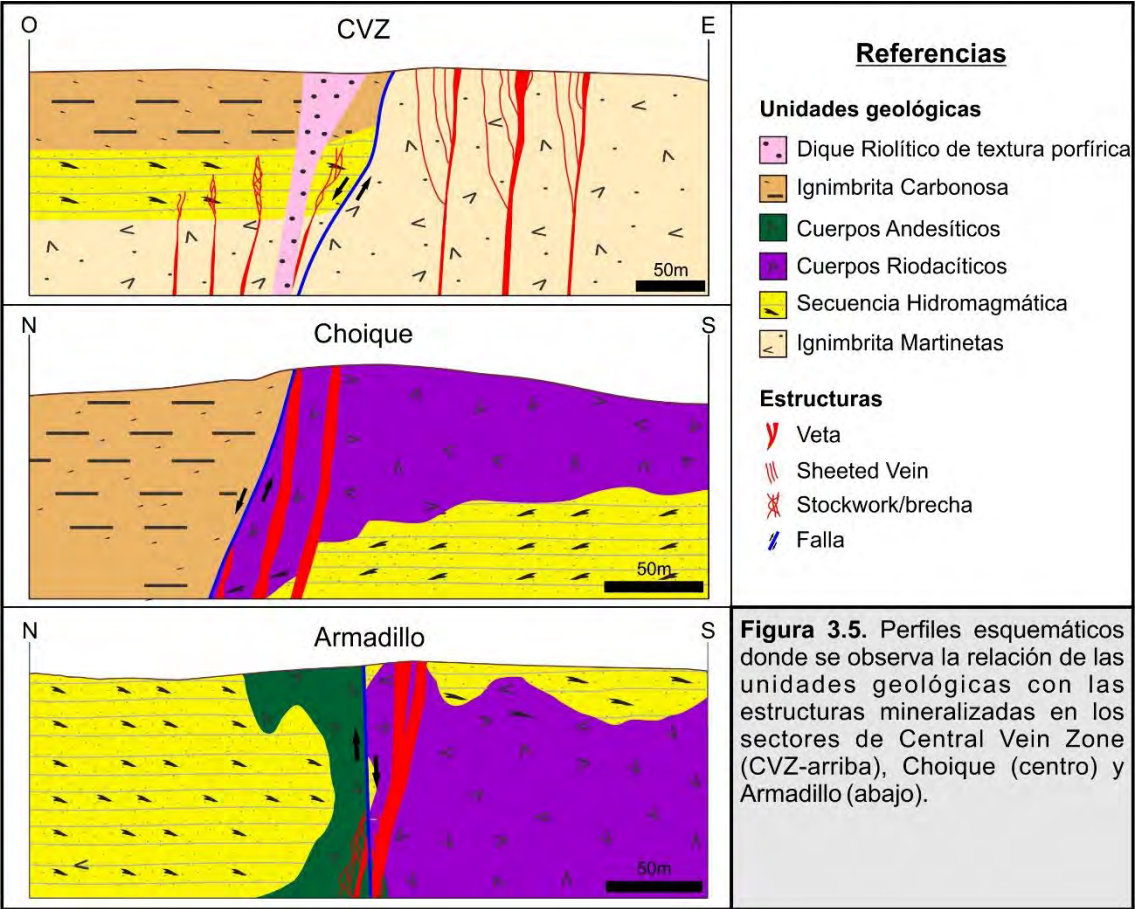
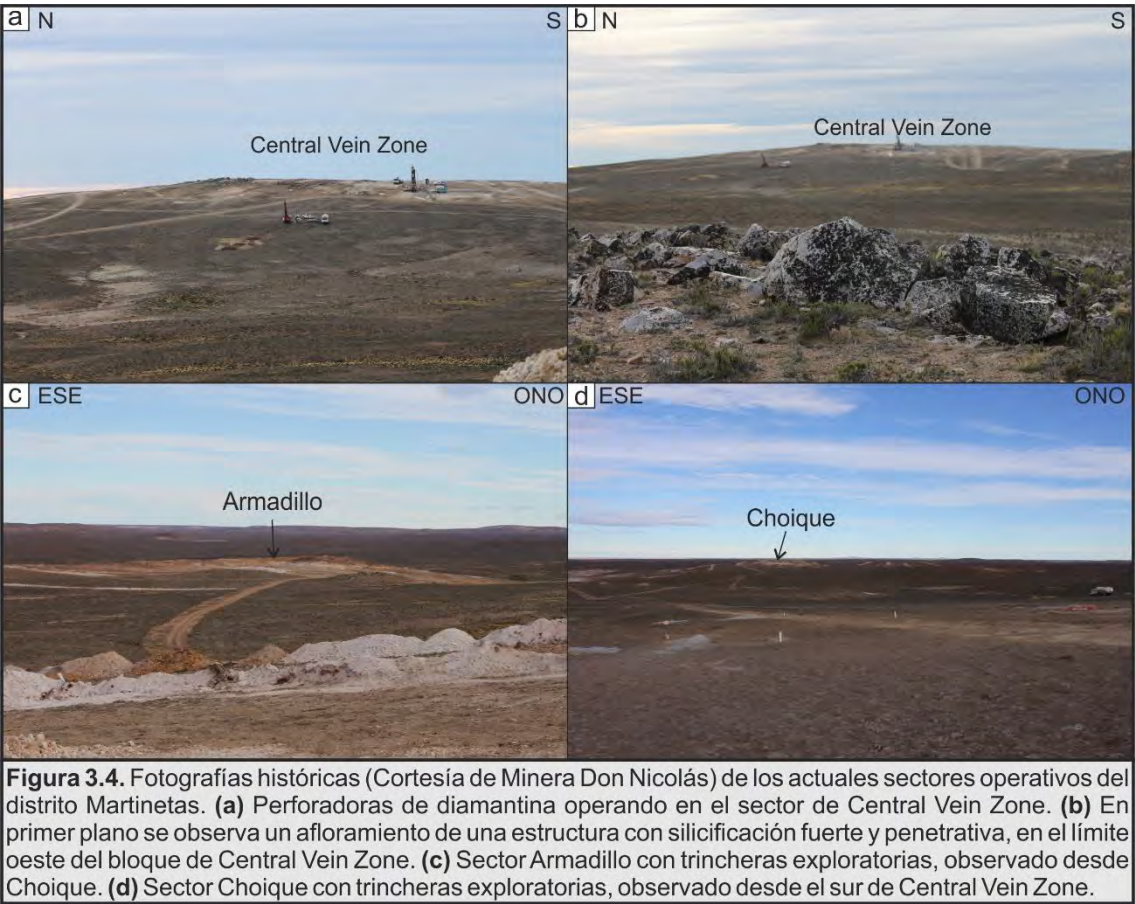




Por su parte, el sistema Armadillo corresponde a un sistema de vetas de orientación ONO conectadas en el centro por estructuras de orientación NO, donde los mayores espesores alcanzan los 10 metros.

Si bien las estructuras mineralizadas de los tres sistemas presentan similitudes en cuanto a su mineralogía y texturas, representadas por cuerpos vetiformes tabulares de baja expresión superficial (Fig. 3.4), a los que se asocia una red de vetillas paralelas (*sheeted veins*), el sistema de CVZ se caracteriza por una mayor participación de vetillas paralelas de potencia centimétrica, en el sistema Choique abundan las estructuras de reemplazo y brechas y en el sistema Armadillo las vetas toman mayor participación (Fig. 3.5; ver apartado 2.5.2 Choique, Capítulo 2).





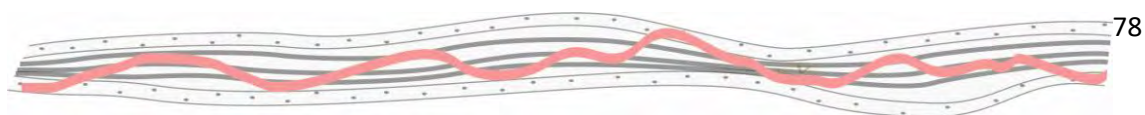
El relleno hidrotermal se caracteriza por múltiples episodios de apertura y relleno, donde dominan las texturas brechosas y en menor medida los bandeados coloformes. La ganga se caracteriza por adularia asociada al cuarzo, nunca superando el 30% de las vetas. Los minerales de mena corresponden a oro libre, electrum y sulfuros, como pirita (en ocasiones aurífera) y calcopirita, escasa esfalerita y calcopirita, que comúnmente no superan el 2 % del volumen de las estructuras. Por último, en superficie, las vetas forman pequeñas elevaciones con reducidos crestones de roca silicificada y oxidada (Fig. 3.4) en donde se pueden reconocer vetas y vetillas de cuarzo.

### 3.4.2. Geoquímica de las vetas

Los depósitos epitermales son por definición, enriquecidos en oro y plata, al punto de que generalmente son explotados sólo por el contenido en estos metales. Si bien para varios autores el mejor elemento indicador para el oro es el oro mismo ([Simmons et al., 2005](#)), comúnmente se encuentran enriquecidos en otros metales y metaloides como As, Sb, Hg, Se, Te, Ti, Mo y/o W, por lo que suelen ser utilizados como elementos indicadores (*pathfinders*) en las tareas de exploración ([White y Hedenquist, 1995](#); [Saunders et al., 2014](#)).

La gran variación en las concentraciones de Au, Ag y los otros metales y metaloides en los depósitos epitermales refleja la diversidad de ambientes en los cuales se forman y la complejidad de los procesos involucrados en su formación ([John et al., 2018](#)). La variación química entre los diferentes depósitos y dentro de ellos, puede estar influenciada por la naturaleza del basamento y roca de caja, fuentes y composición de los fluidos, interacción fluidos-rocas de caja, mecanismos de transporte de los metales y procesos de depositación. La zonación vertical dentro de las estructuras suele reflejar gradientes de presión y temperatura, permitiendo conocer la vectorización en el transporte de los fluidos.

A partir del análisis de 1075 muestras geoquímicas provenientes de las estructuras mineralizadas del distrito Martinetas, aportados por la empresa, se pudo caracterizar la signatura geoquímica del sistema de vetas. De esta manera, se determinó el predominio de valores elevados de Au, que promedian los 10 ppm, pero que localmente pueden superar los 400 ppm



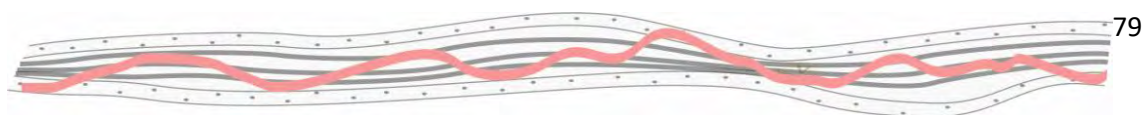
(Figura 3.6a). Asociados a estos, se observan anomalías de Ag, con promedios de 22 ppm y máximos que superan los 500 ppm (Fig. 3.6a).

Dentro de los cuerpos mineralizados, los contenidos de metales preciosos presentan relaciones Ag/Au entre 0,6-1,6 (cuartiles 1 y 2), con un promedio general de 3,5, pero que pueden elevarse hasta superar los 150 (Figura 3.6a). La relación entre metales preciosos y metales base permite clasificar al depósito del distrito Martinetas como un depósito de Au-Ag, con tendencia a netamente aurífero (Fig. 3.6a; [Albinson \*et al.\*, 2001](#)).

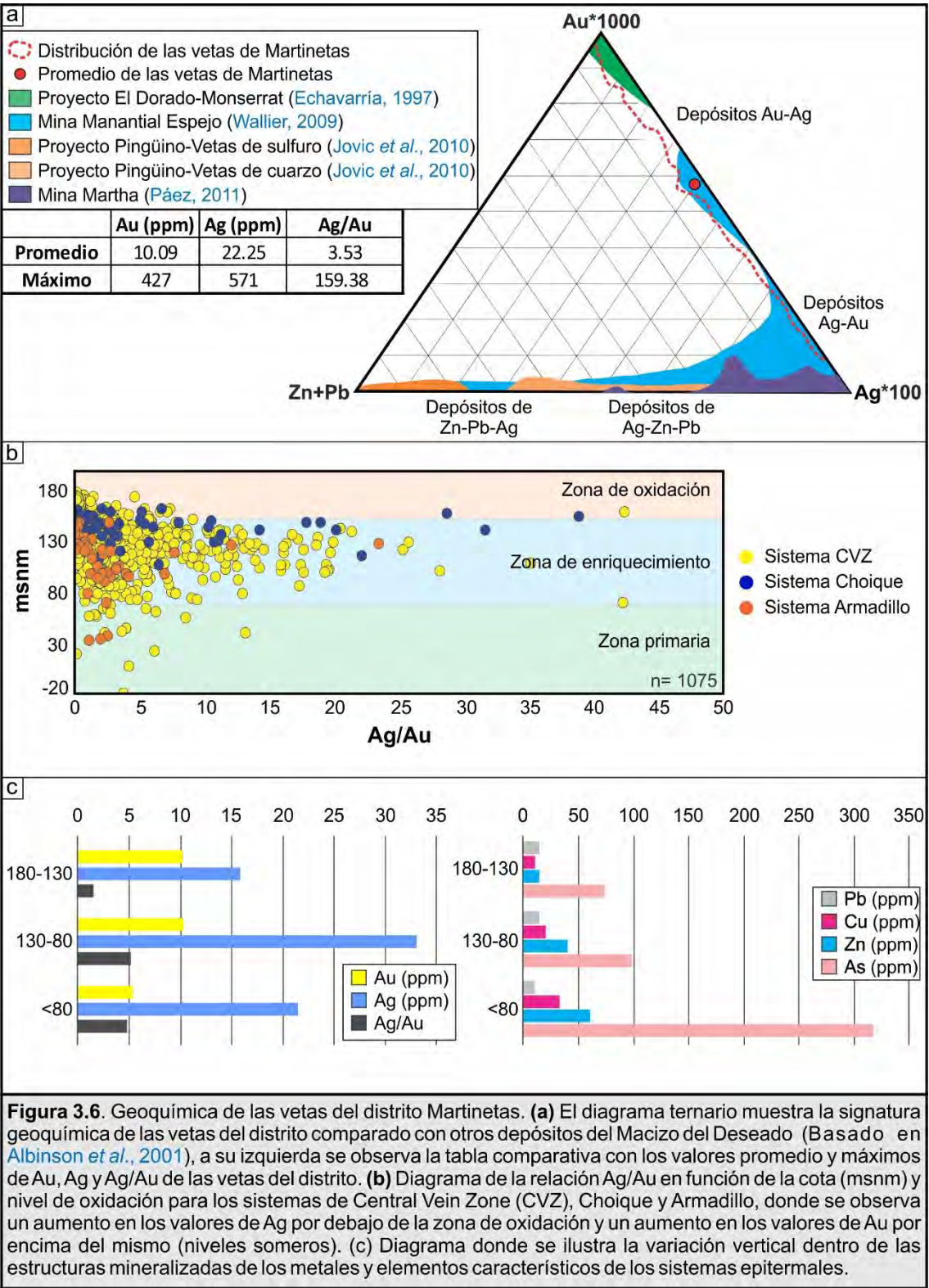
Como se observa en las figuras 3.6b y c, la relación Ag/Au presenta una variación respecto a su profundidad, con un valor promedio de 2,5 para la zona de oxidación de unos 40 m de espesor, que se extiende de la superficie hasta los 130 msnm (niveles oxidados más profundos del distrito). Mientras que, entre las cotas 130 y 80 msnm se evidencia un aumento de esta relación, con un valor promedio Ag/Au de 5,1, pero con algunas muestras que superan la relación en 150, la mayor variación se concentra entre las cotas 140 y 130 msnm, alcanzando una relación Ag/Au de hasta 159 en algunas muestras. Por debajo de los 80msnm esa relación baja en promedio a 4,85, con una menor dispersión de los valores.

En la figura 3.6c se observa que el contenido en Au de las estructuras mineralizadas se mantiene con un promedio que supera levemente los 10 ppm hasta la cota 80 m y desciende a la mitad del valor por debajo de ese nivel. Por su parte, la concentración de Ag se encuentra promediando los 15 ppm por encima de los 130 msnm, presenta un rápido aumento entre los 130 y 80 msnm con un promedio de 33 ppm y desciende a una media de 21,5 ppm por debajo de los 80 msnm. Esto demuestra que los valores de Au se incrementan en los niveles mas someros del sistema, mientras que la Ag lo hace con el aumento en la profundidad, con un leve enriquecimiento en las partes medias, posiblemente evidenciando un enriquecimiento secundario hacia la base y por debajo del nivel de oxidación.

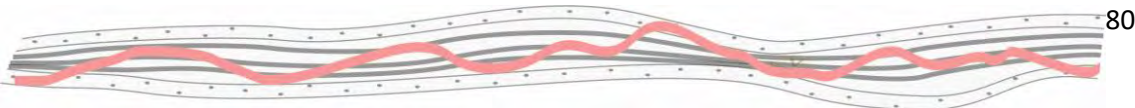
Por su parte, el Pb, Zn, Cu y As, elementos que comunmente se asocian a los sistemas epitermales, presentan muy bajos valores en todo el yacimiento, pero con un constante incremento con la profundidad, salvo el Pb que permanece realtivamente constante (Fig 3.6c).



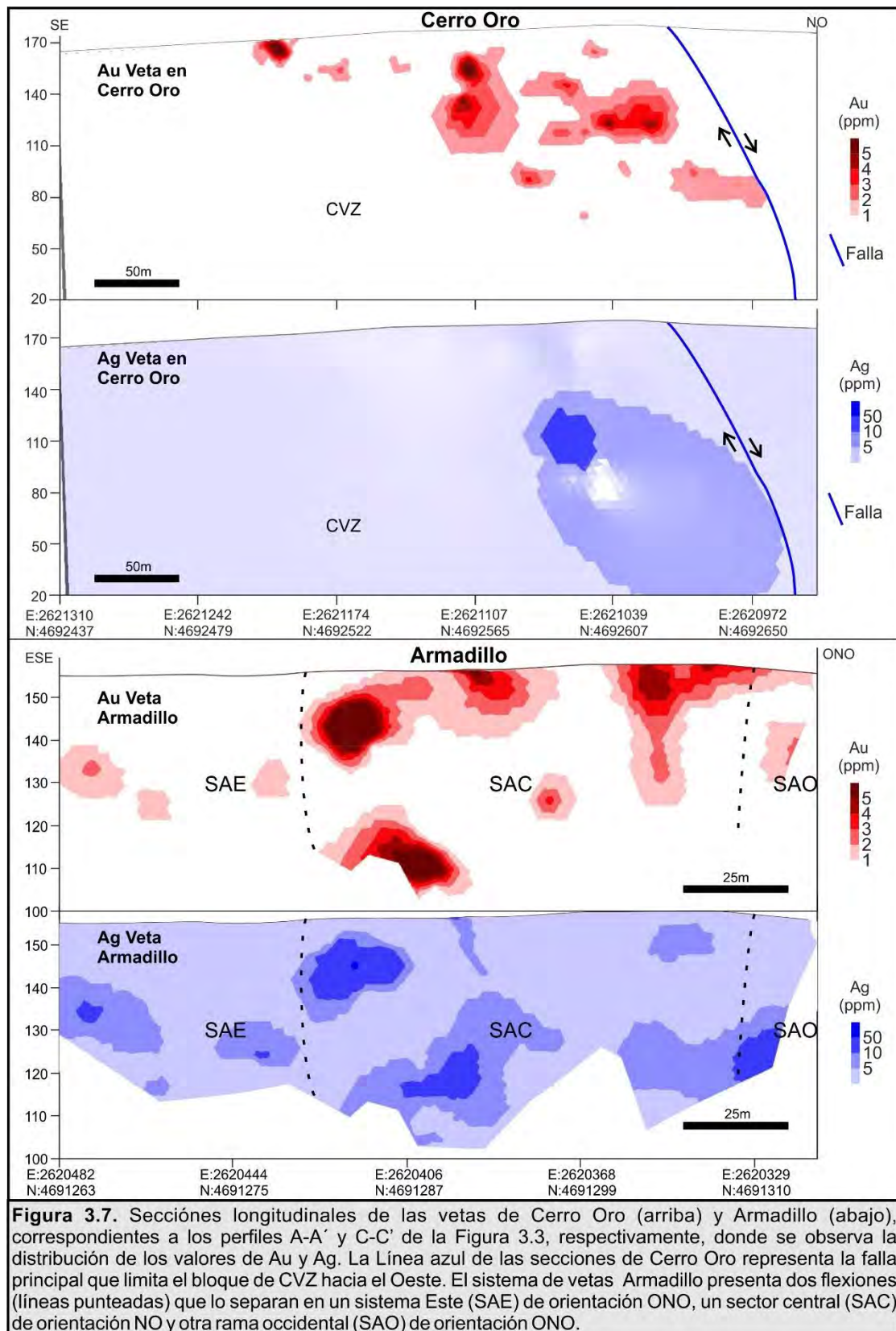




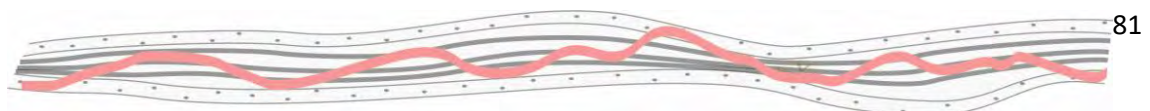
Como puede observarse en la figura 3.7, los mayores valores de Au se ubican en los niveles más someros de las estructuras, con una distribución general subhorizontal y una leve inclinación hacia el NO en el sector de Cerro Oro, donde es cortado por la falla que limita dicho bloque hacia el oeste. En el sistema de vetas de Armadillo, la distribución general de los valores de Au



es subhorizontal con dos clavos subverticales cercanos a las intersecciones de las vetas y *jogs* NO que caracterizan al sector.



Por su parte, los valores de Ag se distribuyen, tanto en Armadillo como en Cerro Oro, presentando las mayores anomalías en el mismo nivel o



ligeramente más profundo que el Au, también conformando niveles subhorizontales, con una distribución subparalela al mismo. En la misma imagen (Fig. 3.7) se puede apreciar que las anomalías de ambos elementos se concentran (no exclusivamente) en el sector central de la estructura de Armadillo.

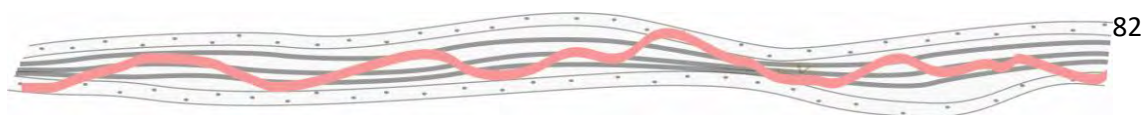
### 3.5. Esquema de los pulsos hidrotermales

Las estructuras mineralizadas de los depósitos epitermales de baja sulfuración generalmente representan fallas y otros espacios abiertos rellenos por fluidos hidrotermales y diversas fases minerales en múltiples etapas, conformando capas bandeadas o brechas concordantes y discordantes que permiten comprender la naturaleza de los fluidos a lo largo de la vida del sistema que generó dichas estructuras.

A partir del análisis de más de 1500 metros de testigos corona de perforaciones de diamantina ubicadas cada 40 metros (ver Anexo 3), correspondientes a intercepto de estructuras mineralizadas y observación de las labores mineras, se determinaron y caracterizaron 6 eventos hidrotermales/tectónicos (Fig. 3.8) formadores de las vetas. La relación de corte que los diferentes eventos guardan (Fig. 3.8a-f), permitieron confirmar a los eventos 2 y 3 como los contenedores de mena (Fig. 3.8g). Además, permitieron identificar la secuencia de eventos que formaron las estructuras mineralizadas (Fig. 3.9).

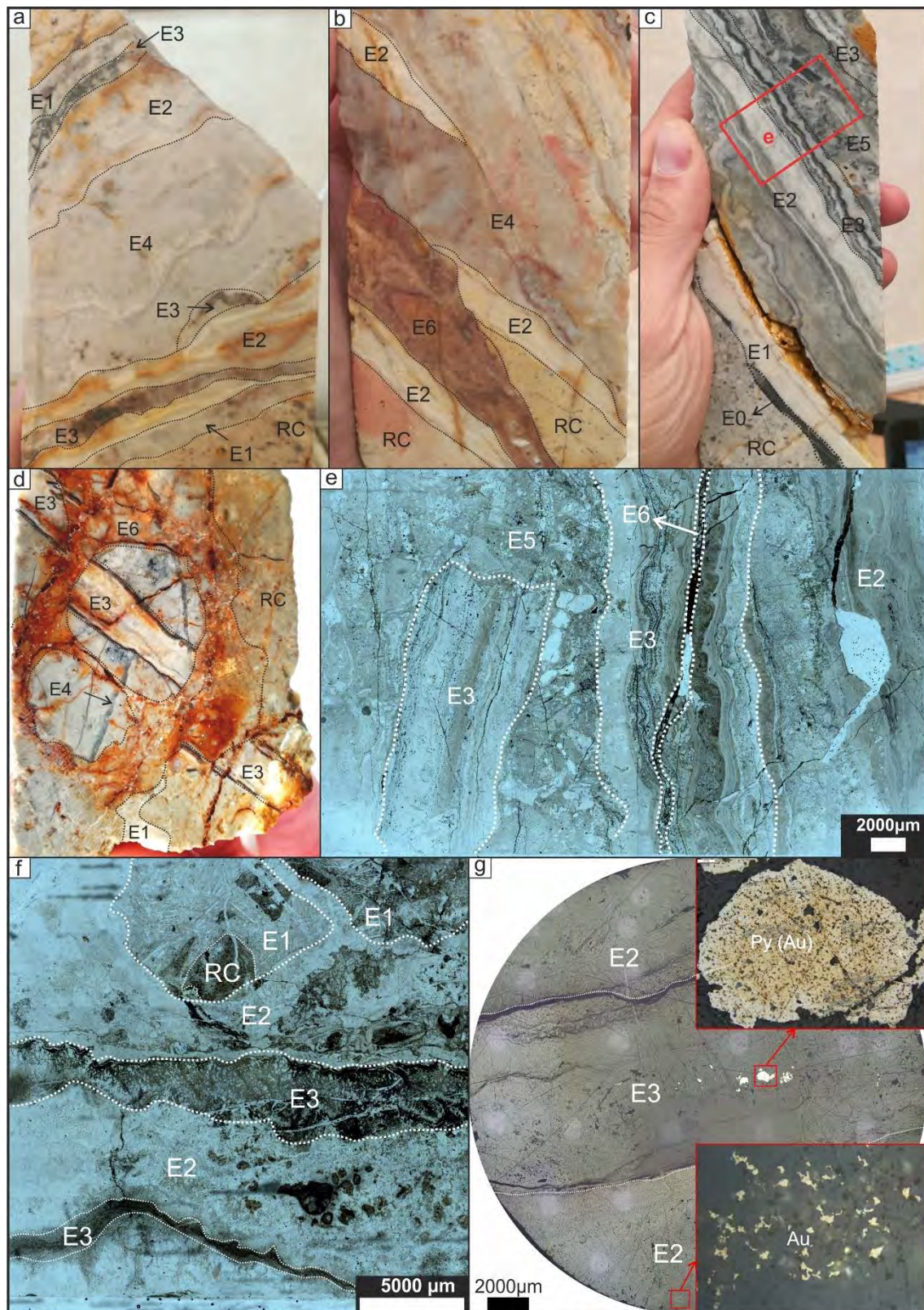
Como un evento previo a los episodios formadores de la mineralización, se interpreta la ocurrencia de un evento tectónico, denominado **evento 0**, representado en *Central Vein Zone* por brechas líticas negras con evidencias de transporte de material de falla a la roca de caja por fluidización del material cataclástico, en una red de fracturas que se desarrollan desde la falla principal hacia la Ignimbrita Martinetas (roca de caja preferencial en ese sector).

Los seis eventos que conforman las estructuras del distrito se iniciaron con el **evento 1** (E1), que comprende un pulso (P1) conformado por una red de vetillas y pequeñas brechas estériles de cuarzo microcristalino incoloro a color gris claro con lattice bladed, de naturaleza pre-mineral. El **evento 2** presenta dos pulsos de relleno/reemplazo de textura bandeada coliforme, conformada por bandas de cuarzo micro a criptocristalino con adularia





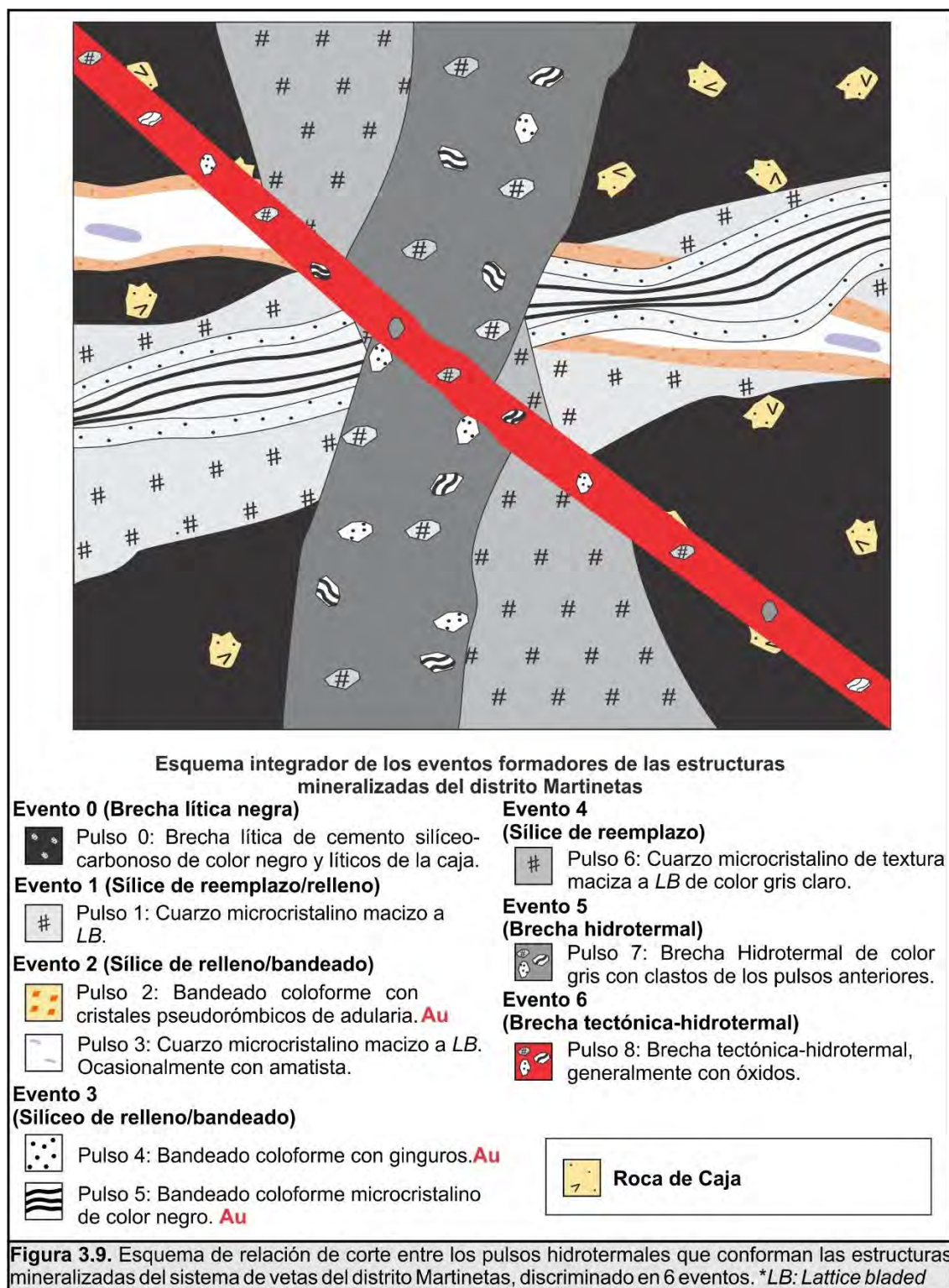
rómbica (Pulso 2), seguidas por (Pulso 3) bandas de cuarzo microcristalino



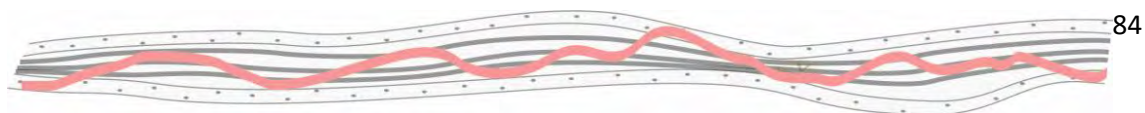
**Figura 3.8.** Relaciones de corte de eventos mineralizantes del distrito Martinetas. **(a,b,c y d)** Fotografías de testigos corona donde se observan las relaciones de corte entre los diferentes eventos formadores de las estructuras mineralizadas en el distrito Martinetas. El recuadro en rojo de la figura c muestra la ubicación de la sección delgada correspondiente a la figura e. \*RC: Roca de caja. **(e y f)** Fotomicrografías de secciones delgadas donde se aprecian las texturas de los pulsos y las motas de opacos presentes en el evento 3. **(g)** Fotomicrografía de una probeta pulida contenedora de los eventos 2 y 3 con presencia de oro (Au) y pirita aurífera (Py), respectivamente.



en mosaico de color gris claro a blanco, ocasionalmente con amatista y/o textura *lattice bladed*.



Por su parte, el **evento 3** corresponde a dos pulsos de relleno con textura bandeada coloforme, uno con presencia de sulfuros de grano muy fino (*ginguros*; Pulso 4) y otra con bandas criptocristalinas de color negro (Pulso 5) con escasos opacos diseminados. El **evento 4** se presenta con un



pulso (6) de cuarzo microcristalino de color gris claro a blanco, por lo general con textura de reemplazo de *lattice bladed*. El **evento 5** está conformado por una brecha hidrotermal de cemento silíceo (Pulso 7), por lo general de color gris oscuro, incorporando como líticos a fragmentos de los pulsos previos y roca de caja. Por último, el **evento 6** corresponde a una brecha tectónica-hidrotermal de cemento constituido por cuarzo microcristalino, generalmente acompañado con óxidos e hidróxidos de hierro (Pulso 8), que corta y desplaza los pulsos anteriores, evidenciando una componente tectónica.

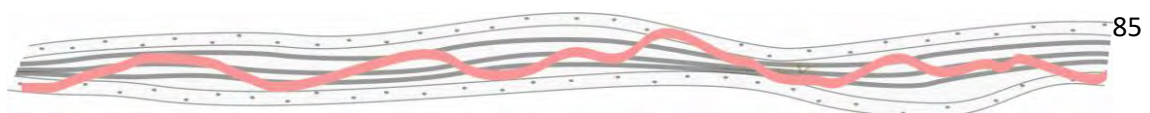
Para la descripción de las texturas del cuarzo y la adularia se siguieron las propuestas de [Dong y Morrison \(1995\)](#) y [Dong et al. \(1995\)](#). A continuación, se caracterizan en detalle los eventos y pulsos correspondientes a los sistemas de vetas del distrito Martinetas.

### 3.5.1. Análisis de los eventos

#### Evento 0 (Tectónico)

En CVZ suele observarse una brecha caótica de color gris a negro. Los clastos esqueléticos presentan tamaños que varían de pocos centímetros a grandes bloques de varias decenas de metros, correspondientes a la Secuencia Hidromagmática (Fig. 3.10a y b), que se incluye como grandes lentes tectonizados dentro de una estructura de falla principal de orientación NNE, que limita al oeste a CVZ. Esta estructura se denominada "Falla Blanca" debido a que la Ignimbrita Martinetas está intensamente reemplazada por cuarzo opalino de coloración blanquecina, producto de un evento tardío, conformando crestos en superficie.

La matriz es clástica, con tamaño de grano seriado, predominantemente arcilloso. Se compone de material clástico, proveniente de la Secuencia Hidromagmática, a la cual afecta, incorporando clastos carbonosos (Fig. 3.10 a). Hacia los bordes, exhibe una inyección del material cataclástico en la Ignimbrita Martinetas por medio de fracturas probablemente cosísmicas. En estas inyecciones presenta una estructura representada por bandeamientos convolutos, en capa plana o artesas (Fig. 3.10c-f), evidencia de que el material transportado ha sido previamente fluidizado en un sistema gas-sólido-líquido, en el que el vapor de agua y los materiales procedentes de la roca cataclástica pulverizadas se mezclan y





fluidizan (Lin, 2011; Rowe *et al.*, 2012). La fluidización de las brechas es causada por fluidos contenidos dentro de la zona de falla, evidenciando una



**Figura 3.10.** Fotografías del **Evento 0** en superficie y testigos del sector Central Vein Zone. **(a)** Frente oeste del Pit Cerro Oro, donde se observa a la brecha ultracataclástica conformada por fragmentos de variados tamaños (metros a milímetros) de la Secuencia Hidromagmática, intruida al oeste por el dique riolítico de textura porfírica. **(b)** Brecha ultracataclástica corta a la Ignimbrita Martinetas, en parte se inyecta como vetillas de material clástico. **(c)** vetilla del evento 0 cortando y brechando la Ignimbrita Martinetas en el Pit Coyote. **(d)** Afloramiento del evento 0 en el Pit Coyote, donde se aprecia su estructura bandeada convoluta, evidenciando la fluidización del material transportado. **(e)** Brecha lítica conformada por clastos esqueléticos de la Ignimbrita Martinetas con bordes angulosos, soportados por una matriz maciza de color negro. **(f)** Brecha lítica, conformada por clastos esqueléticos de la Ignimbrita Martinetas, soportadas por una matriz clástica de material muy fino de color negro y restos carbonosos, todo cortado por venillas de cuarzo microcristalino de color blanco, posiblemente correspondiente al evento 1. **(g)** Representación esquemática de la expansión térmica de los fluidos, (agua y material fundido) y fluidización de la roca de falla compuesta por materiales de grano ultrafino a fino causada por la fricción e inyección del material en las fracturas cosísmicas. Modificado de Lin (2019).



componente hidráulica durante el movimiento tectónico (Fig. 3.10g; [Smith et al., 2011](#); [Lin, 2019](#)).

Se considera que estas brechas podrían evidenciar que la zona de falla de la Falla Blanca estuvo cargada en agua al momento de su movimiento. Según [Rowe et al. \(2009\)](#), se considera que las zonas de daño de fallas antiguas, ricas en fluidos, actúan como conducto para la advección fluida durante movimientos de las estructuras. La red de fracturas que se forman durante la falla cosísmica representan espacios vacíos que generan succión, dando lugar a la rápida intrusión de material de grano fino de la zona de falla fuente (Fig. 3.10g).

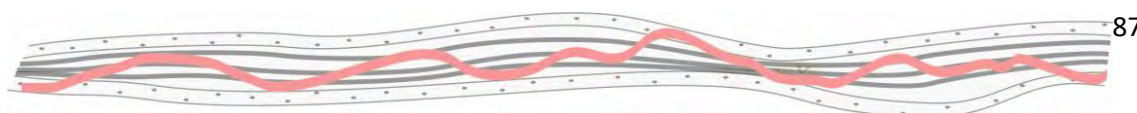
Estas vetillas estarían generadas por el rápido desplazamiento de las fallas, como resultado de la fusión por fricción durante el deslizamiento rápido en el plano de falla. Estas rocas son ampliamente aceptadas como indicadores de fenómenos sísmicos pasados ([Sibson, 1975](#); [Lin, 1994a, b; 2008](#); [White, 2012](#); [Rowe y Griffith, 2015](#)). Los planos rellenos por material granular cristalino de grano fino y ultrafino, con poca o ninguna evidencia directa de fusión, similar a las rocas ultracataclásticas ([Lin, 2011](#); [Janssen et al., 2010, 2013](#); [Lin, 2019](#)) se formarían mediante la inyección de material procedente de las rocas fragmentadas y pulverizadas de las fallas principales de CVZ (Fig. 3.10a, b).

Este evento es tectónico, de composición clástica y no presenta valores anómalos de metales preciosos y se interpreta como una primera apertura tectónica del sistema, previo a los eventos silíceos que conforman las estructuras mineralizadas (Fig. 3.10g).

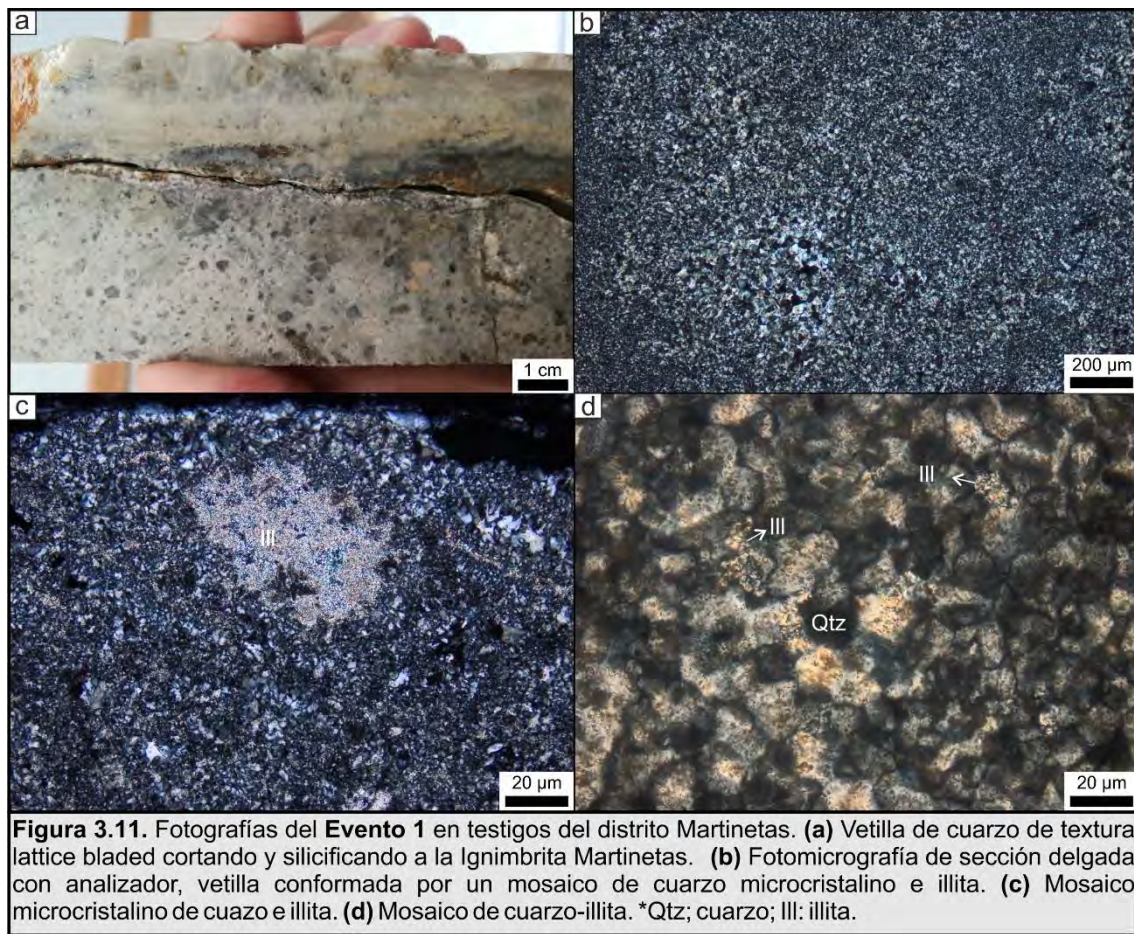
#### Evento 1 (Hidrotermal)

Pulso 1: Se trata de un conjunto de vetillas de color blanco a gris claro (Fig. 3.11a), conformadas por cuarzo microcristalino y calcedonia (Fig. 3.11b, c) con parches de illita (Fig. 3.11c, d). El pulso no supera los 3 cm de ancho y en general no presentan ningún sulfuro asociado. Este pulso sería el primer responsable de la silicificación de la roca de caja asociada a las vetas (Fig. 3.11a; ver sección 3.6. *Análisis de alteración del distrito Martinetas*).

El cuarzo presenta un tamaño muy fino, rara vez superando los 20  $\mu\text{m}$  y registran diversas texturas de recrystalización como textura en mosaico (Fig. 3.11b, d) y evidencias de reemplazo como lattice bladed y silicificación de la roca de caja (3.11a).



Este pulso no presenta anomalías ni sulfuros o de metales asociados, considerándose como estéril para la mineralización.



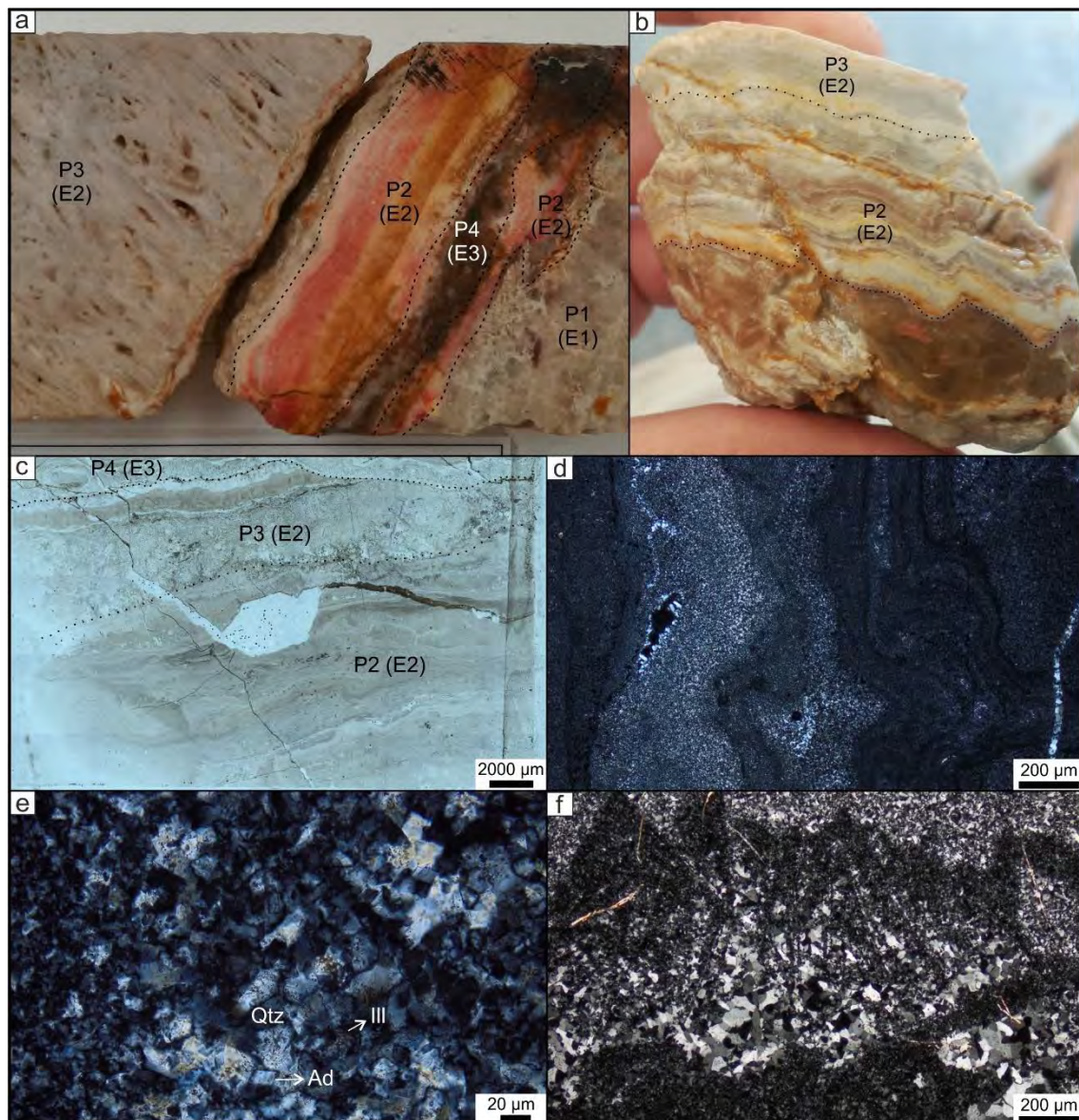
### Evento 2 (Hidrotermal)

Pulso 2: Está caracterizado por un bandeo coloforme compuesto por finas bandas blancas, anaranjadas y rosadas de entre 1 y 10mm correspondientes a minerales del grupo de la sílice (cuarzo microcristalino-calcedonia) con adularia rómbica e illita (Figs. 3.12a-f).

Los minerales opacos son escasos, destacándose el oro nativo de entre 2 y 5 µm de forma anhedral y escasa pirita de hasta 20 µm (Fig. 3.8g). Las finas bandas de cuarzo varían en cuanto al tamaño de grano y registran diversas texturas de recristalización como texturas en mosaico y plumosa.

Este pulso está asociado a valores anómalos de Au y Ag, contenidos en Au nativo y electrum (ver apartado 3.5.2. *Mineralogía de mena y procesos supergénicos*).





**Figura 3.12.** Fotografías del **Evento 2** en testigos del distrito Martinetas. **(a)** Pulso 1 de cuarzo microcristalino macizo, Pulso 2 de textura bandeada coloforme de cuarzo-adularia, pulso 3 de cuarzo microcristalino con textura de reemplazo de platicalcita (*lattice bladed*) y pulso 4 con bandas de cuarzo de color negro. **(b)** Vetilla de cuarzo con pulso 2 de textura bandeada coloforme de cuarzo adularia y pulso 3 de cuarzo microcristalino macizo. **(c)** Pulso 2 de textura bandeada coloforme, pulso 3 de cuarzo microcristalino macizo y pulso 4 con concentración de opacos en bandas de cuarzo microcristalino. **(d)** Bandas coloformes de cuarzo microcristalino y criptocristalino. **(e)** Pulso 2 conformado por un mosaico microcristalino de cuarzo, adularia e illita. **(f)** Pulso 3 con sombras de *lattice bladed*. \*Qtz: cuarzo; Ill: illita; Ad: adularia.

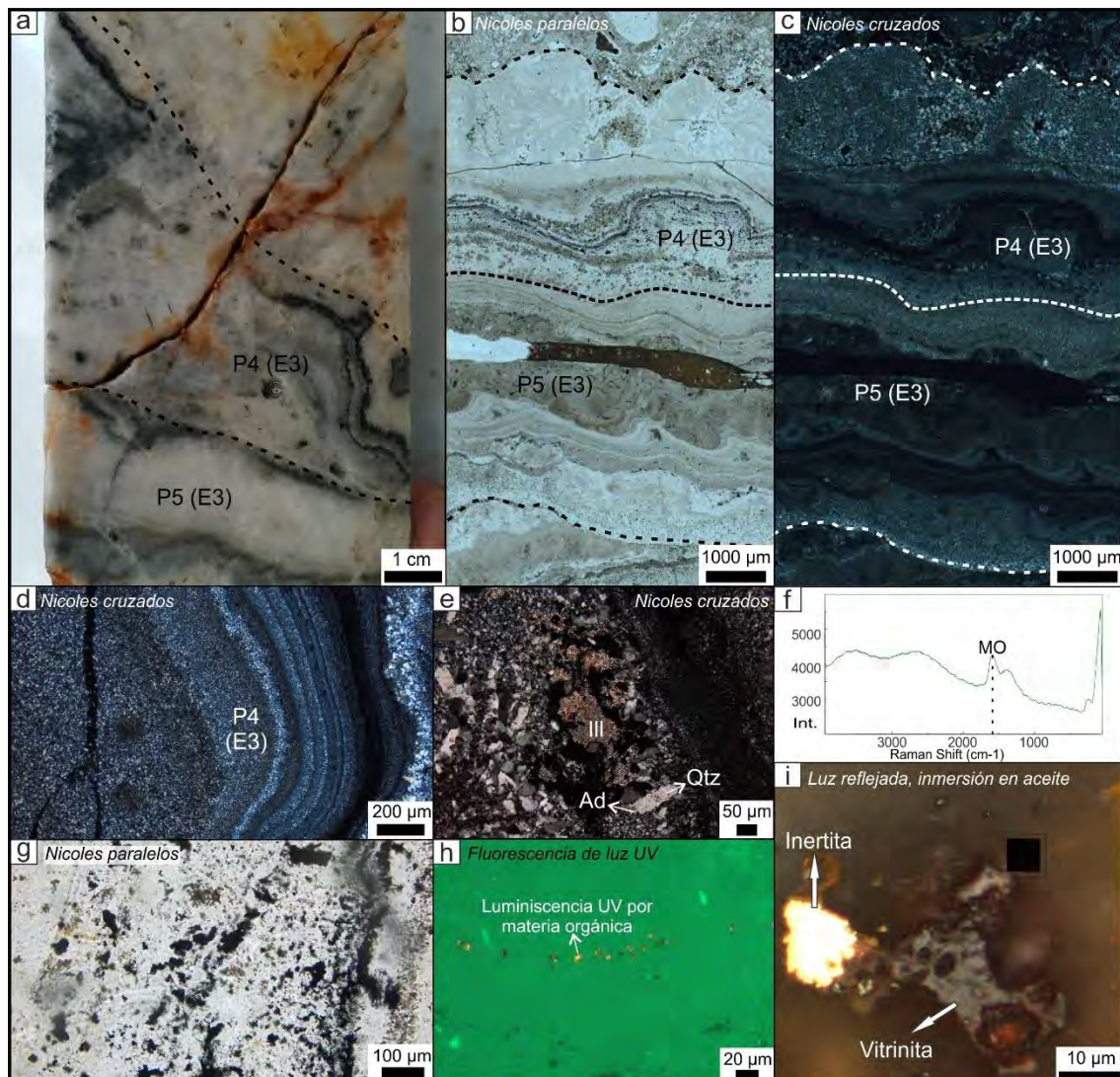
Pulso 3: Se compone de bandas de cuarzo, adularia e illita, de aspecto macizo (3.12 a, b) y el cuarzo se presenta en mosaico. Además, se reconocen texturas de reemplazo total de carbonatos como textura en enrejado (*ghost bladed*), conformada por agregados finos de cuarzo anhedral que se cortan entre sí dejando cavidades poligonales rellenas de cuarzo sacaroide y/o cristales de cuarzo en peine que crecen de manera perpendicular a las



láminas (Fig. 3.12 a, f). Al igual que el pulso 2, presenta escaso oro nativo y pirita.

### Evento 3 (Hidrotermal)

Pulso 4: Consiste en la alternancia de finas bandas milimétricas de textura coloforme y color blanco, gris y negro, conformadas por cuarzo micro y criptocristalino y pequeños cristales de adularia (10  $\mu\text{m}$ ) de hábito rómbico o tabular e illita (Figs. 3.13a-e). Se destaca por la presencia de bandas con



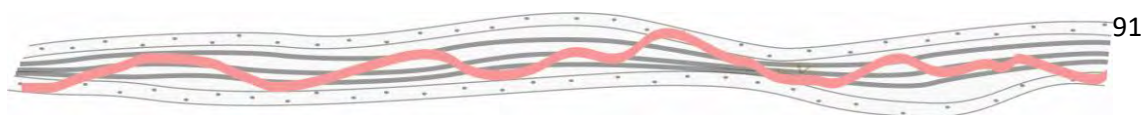
**Figura 3.13.** Fotografías del **Evento 3** en testigos del distrito Martinetas. **(a)** Pulso 4, de textura bandeada coloforme de cuarzo y bandas con parches de sulfuros y pulso 5, conformado por bandas coloformes de color negro. **(b)** Fotomicrografía de sección delgada con nicols paralelos, donde se aprecian las bandas coloformes con parches concentrados en bandas de opacos en el pulso 4 y diseminados en el pulso 5. **(c)** Fotomicrografía de sección delgada con nicols cruzados, donde se aprecia el bandeamiento coloforme conformado por cuarzo micro y criptocristalino en el evento 3. **(d)** Detalle de las bandas microcristalinas y criptocristalinas en el pulso 4. **(e)** Fotomicrografía del evento 3, conformado por sericita, cuarzo y adularia rómbica. **(f)** Signatura espectral por espectrometría Raman en un parche de minerales opacos del evento 3 en una muestra del sector Armadillo, donde se aprecia la presencia de material de origen orgánico. **(g)** Pulso 4 con parches de opacos de color negro y aspecto terroso. **(h)** Luminiscencia bajo luz ultravioleta por parte de los parches de opacos en el pulso 4. **(i)** Kerógenos de vitrinita e inertinita en el evento 3, observados bajo microscopio de luz reflejada e inmersión en aceite en una muestra del sector Armadillo. \*Qtz: cuarzo; Ill: illita; Ad: adularia

*ginguros*, caracterizadas por la concentración de pirita, oro nativo, electrum, calcopirita y escasa esfalerita. Ocasionalmente presentan bordes de oxidación con haluros de plata y óxidos de hierro (goetita), asociados a un evento posmineral (ver apartado 3.5.2. *Mineralogía de mena y procesos supergénicos*). Estos minerales se presentan en milimétricas bandas de calcedonia (Figs. 3.13a-d), muchas veces concentrados como motas (Fig. 3.13b). En el sector de Armadillo, se ha determinado la presencia de restos orgánicos de origen vegetal asociados a la mena a partir de fluorescencia de luz ultravioleta y espectrometría Raman (Fig. 3.13f-i). Bajo microscopio óptico con luz reflejada e inmersión en aceite se determinó que los kerógenos constituyentes de la materia orgánica presente en el pulso 4 corresponden a vitrinita e inertinita (Fig. 3.13i). Las más altas leyes de Au (>100ppm) del sector se asocian principalmente a este pulso, presentes en pirita con Au, oro nativo y electrum (ver apartado 3.5.2. *Mineralogía de mena y procesos supergénicos*).

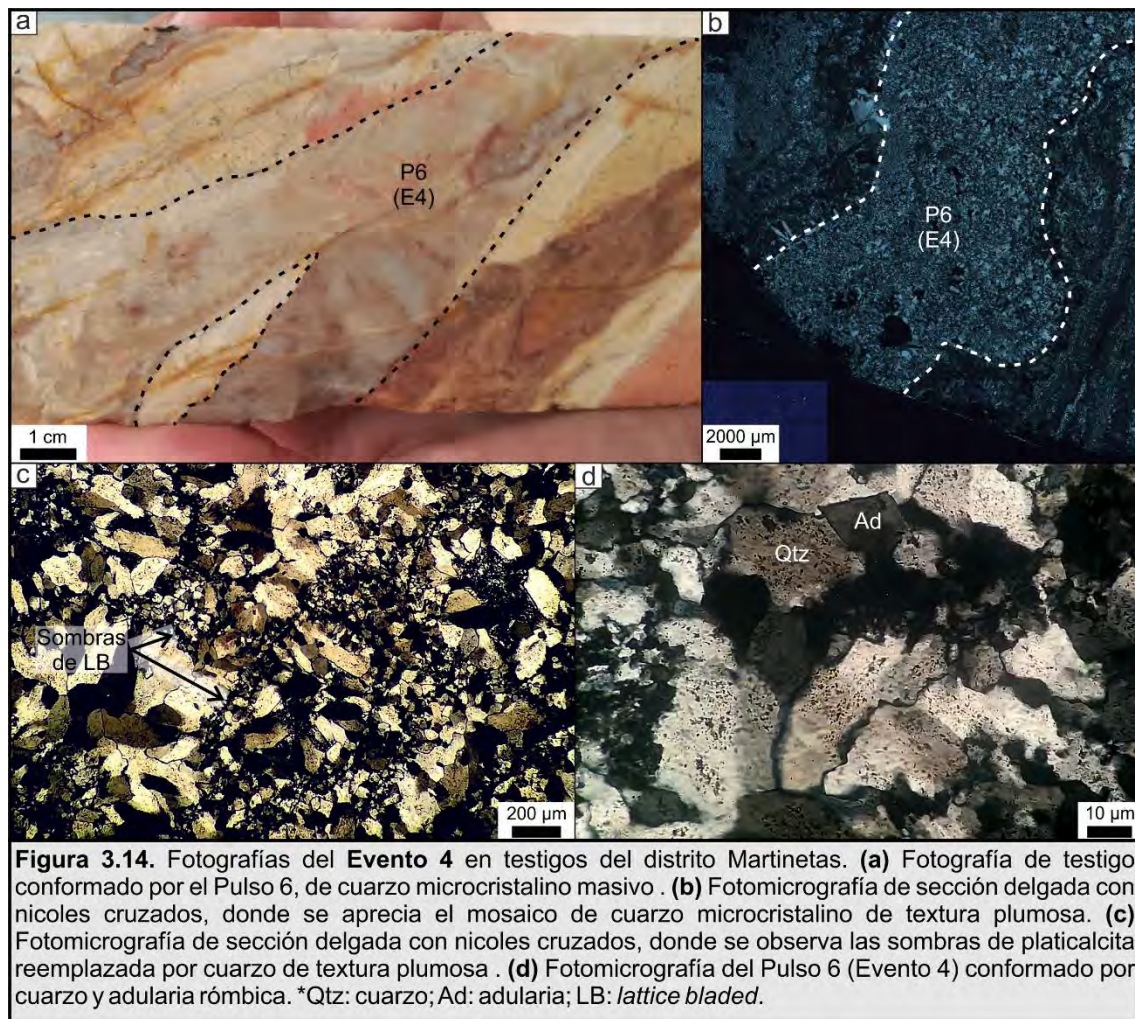
Pulso 5: Comprende a un bandeo coloforme de minerales del grupo de la sílice (cuarzo, calcedonia), illita y ocasionales cristales de adularia de hasta 10  $\mu\text{m}$  y de hábito rómbico (Figs. 3.13e). Presenta menor cantidad de sulfuros diseminados en las bandas y de menor tamaño que el pulso 4.

#### Evento 4 (Hidrotermal)

Pulso 6: Esta conformado por una banda incolora a color gris claro, maciza, compuesta de cuarzo y escasa adularia de hábito rómbico (Fig. 3.14a-d). Suele presentar texturas de reemplazo, como sombras de *lattice bladed* completamente reemplazadas por cuarzo, además exhibe textura plumosa y cristales de cuarzo en peine como relleno de cavidades (Fig. 3.14c).



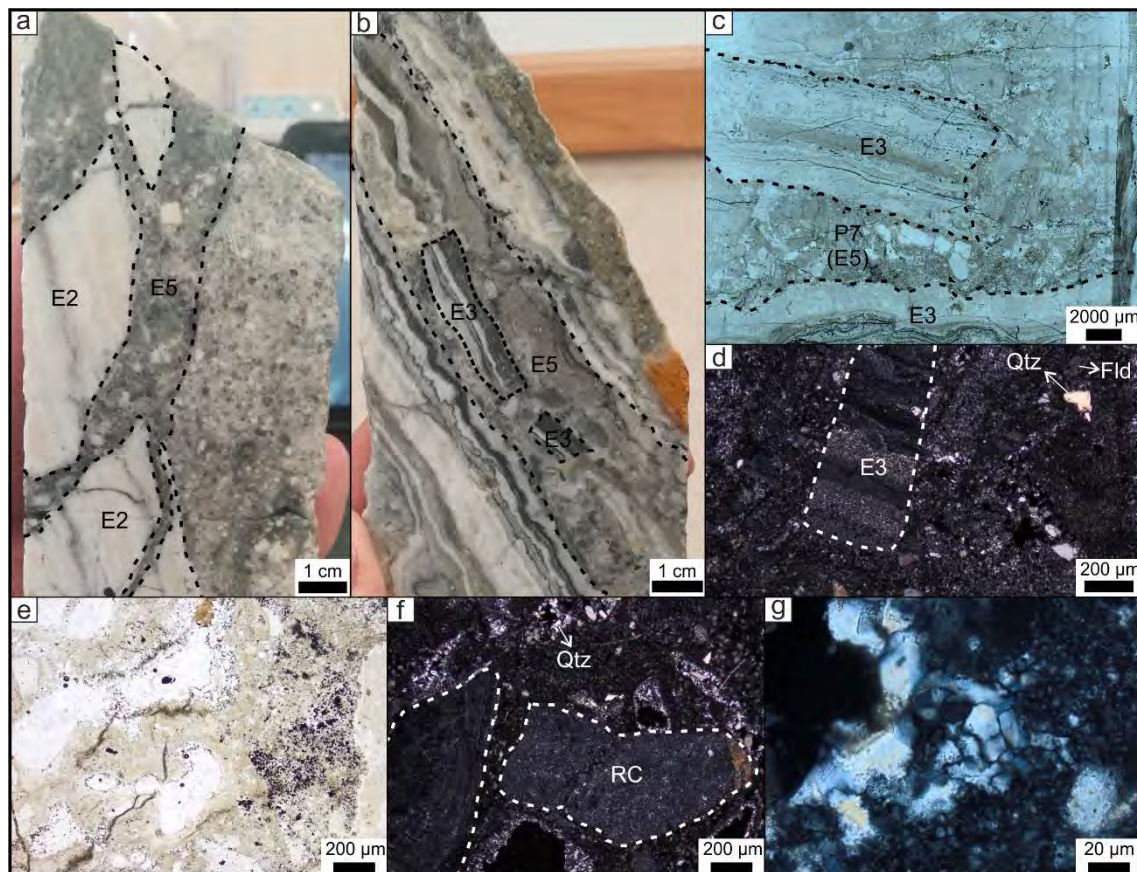




### Evento 5 (Hidrotermal)

**Pulso 7:** Este pulso afecta tanto a las vetas como a la roca de caja y se caracteriza por brechas matriz soportadas, compuestas por una matriz de cuarzo microcristalino de color gris a negro con opacos y oquedades (Fig. 3.15a-g) y líticos provenientes tanto de la roca de caja como de la propia estructura (Figs. 3.15 a-d, f). Al microscopio, la matriz de estas brechas está conformada por un entramado de cuarzo recrystalizado (Fig. 3.15g) y texturas en peine cuando se encuentra como relleno de las oquedades (Fig. 3.15f). Este pulso presenta valores anómalos de Au cuando corta los eventos 2 o 3.





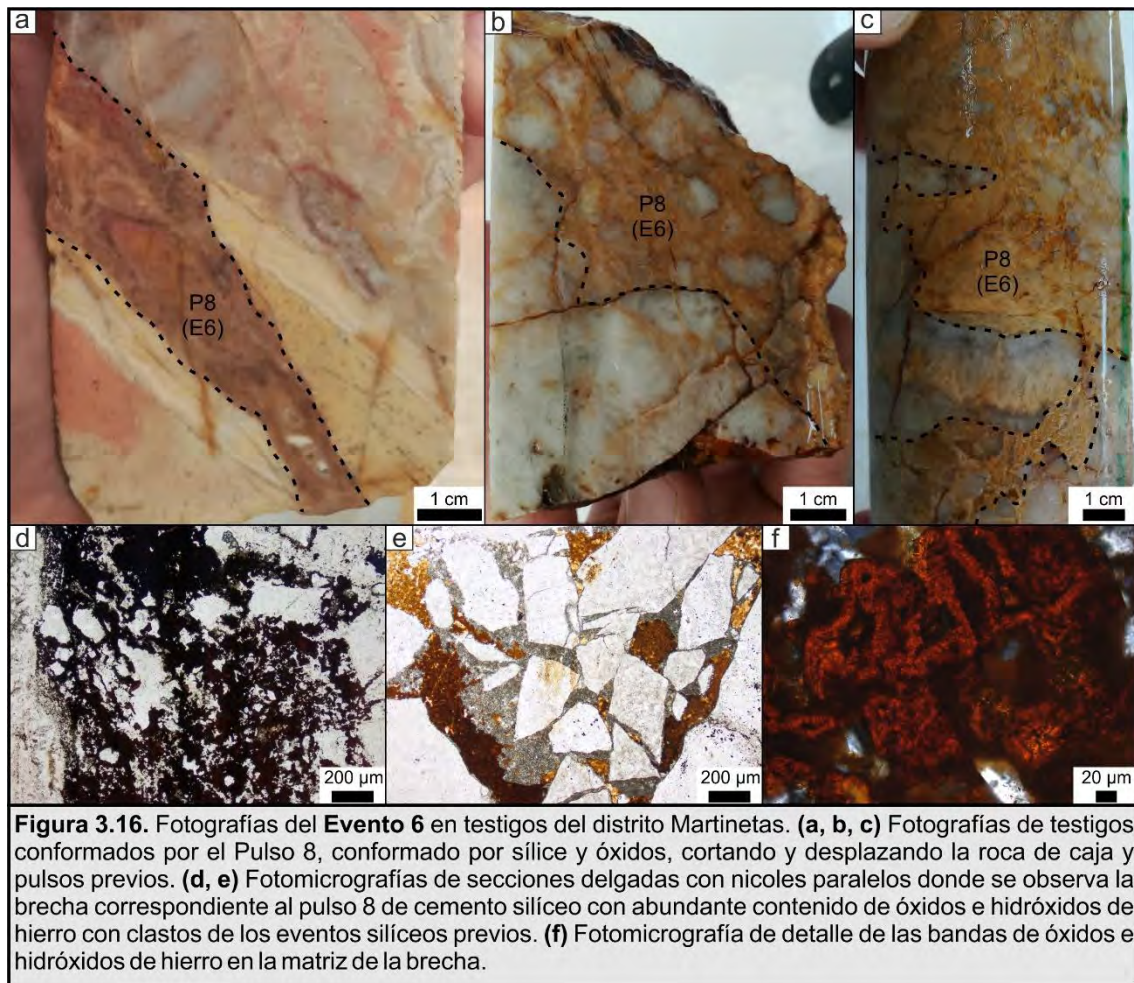
**Figura 3.15.** Fotografías del **Evento 5** en testigos del distrito Martinetas. **(a)** Fotografía de testigo conformado por el Pulso 7 brechando tanto a la roca de caja como a vetilla conformada por el evento 2. **(b)** Fotografía de testigo conformado por el Pulso 7 brechando e incorporando clastos conformados por el evento 3. **(c)** Fotomicrografía de sección delgada con nicoles paralelos donde se observa la brecha correspondiente al pulso 7 con clastos del evento 3. **(d)** Fotomicrografía de sección delgada con nicoles cruzados donde se observa la brecha correspondiente al pulso 7 con clastos del evento 3 y cristaloclastos de cuarzo y feldespatos provenientes de la roca de caja y cemento de cuarzo micro a criptocristalino. **(e)** Fotomicrografía del pulso 7 con oquedades y parches de opacos. **(f)** Fotomicrografía del pulso 7 clastos provenientes de la roca de caja (RC), cemento de cuarzo criptocristalino y oquedades rellenas con cuarzo en peine. **(g)** Detalle de cuarzo microcristalino y criptocristalino en la matriz de la brecha correspondiente al pulso 7. \*RC: roca de caja; Qtz: cuarzo; Fld: feldespato.

### Evento 6 (Tectónico/hidrotermal)

**Pulso 8:** Corresponde a cuerpos de brechas de falla, interpretadas como de origen tectónico-hidrotermal debido a la fracturación hidráulica generada por el fluido hidrotermal y desplazamiento de los pulsos previamente citados. Estas brechas están caracterizadas por abundantes clastos subangulosos a subredondeados con tamaños desde 2 centímetros a pocos milímetros y con variable cantidad de matriz (Fig. 3.16a-c). Las brechas atraviesan principalmente a los cuerpos mineralizados y sólo presentan valores anómalos de Au y Ag al cortar los pulsos de los eventos 2 y 3. La matriz está compuesta por minerales de tonalidades rojizas a castañas, debido a la presencia de óxidos de hierro (Fig. 3.16d-f). Al microscopio se distingue la textura brechosa matriz soportada compuestas



por clastos de pulsos previos, en una matriz de grano medio a fino formada por un mosaico de cuarzo, junto a jarosita y óxidos de hierro supérgenos (goetita y hematita).



### 3.5.2. Mineralogía de mena y procesos supergénicos

Además del estudio mineralógico por luz reflejada se hicieron análisis cuantitativos (EMPA-WDS) y semi-cuantitativos (SEM-EDS), a partir de los cuales se pudo determinar la mena del yacimiento (Fig. 3.17). De esta manera se determinó la presencia de pirita con variable contenido de oro (pirita aurífera; Fig. 3.17a), electrum y oro nativo (Figs. 3.17b; ver Anexo 4).

El oro nativo se presenta como una fase mineral muy pura, mostrando contenidos de Au que en general superan el 97% (Figuras 3.8g y 3.17). Como impurezas se pudieron reconocer cantidades muy subordinadas de Mo, S, Fe, Pd y Cu en contenidos que en general no superan el 0,1% en el Evento 2 y tienen un máximo de 0,6% en el Evento 3, con mayor contenido de Mo.



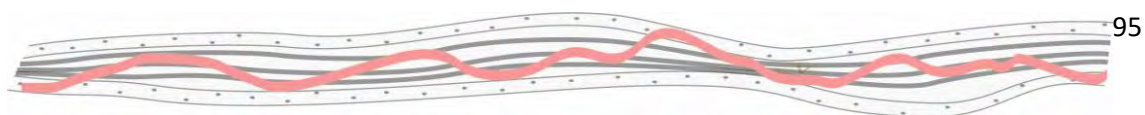
La plata hipógena se presenta conformando electrum junto con el oro, con una variación en la relación Au:Ag entre 4:1 y 1:1. Como impurezas se pudieron reconocer cantidades muy subordinadas de Fe, Cu, Zn, Mo y S, en general por debajo del 0,1%.

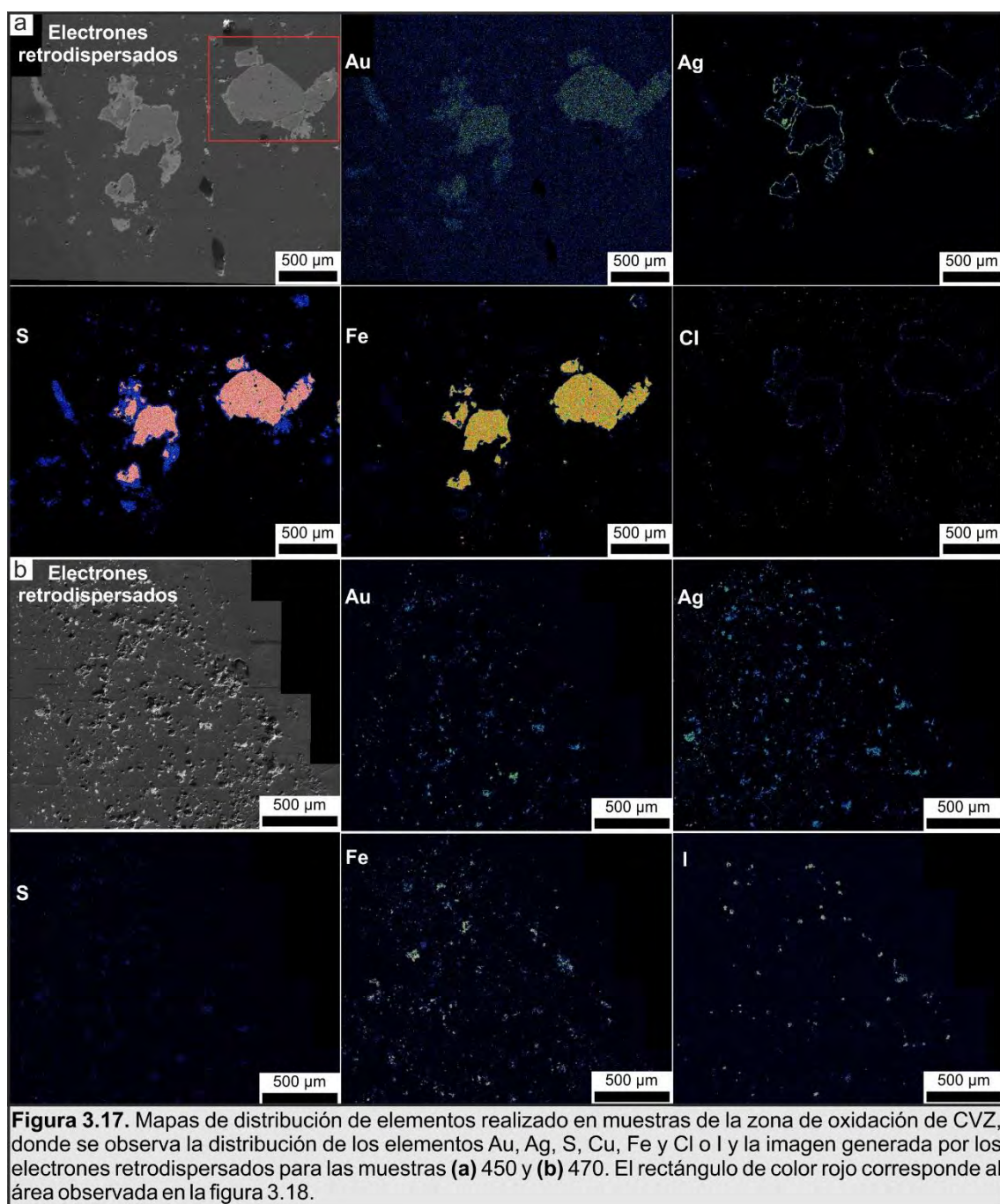
La química de la piritita presenta pequeñas variaciones composicionales en función del pulso mineralizante en la que se encuentre, la primera generación de piritas (Evento 2) no presentan anomalías significativas en ninguno de los elementos considerados. Sin embargo, la segunda generación (Evento 3) está caracterizada por contenidos de Au que pueden alcanzar valores de hasta 0,1% y que son acompañadas por anomalías en Pb y Cu y As, con valores inferiores a 1%. La fórmula estequiométrica promedio corresponde a  $\text{Fe}_{0,99}\text{S}_2$ .

La calcopirita se presenta en el evento 3 y en todos los casos muestra anomalías en Pb y Zn que en general no superan el 1% y Ag inferior al 0,5%. La fórmula estequiométrica promedio obtenida para este mineral corresponde a  $\text{Fe}_{0,86}\text{Cu}_{0,86}\text{S}_2$ .

La esfalerita es escasa y se restringe al evento 3. La muestra analizada presenta una fuerte anomalía en Fe y Cu que alcanza el 10%. La fórmula estequiométrica corresponde a  $\text{Zn}_{0,6}(\text{Fe}_{0,2}\text{Cu}_{0,2})\text{S}$ .

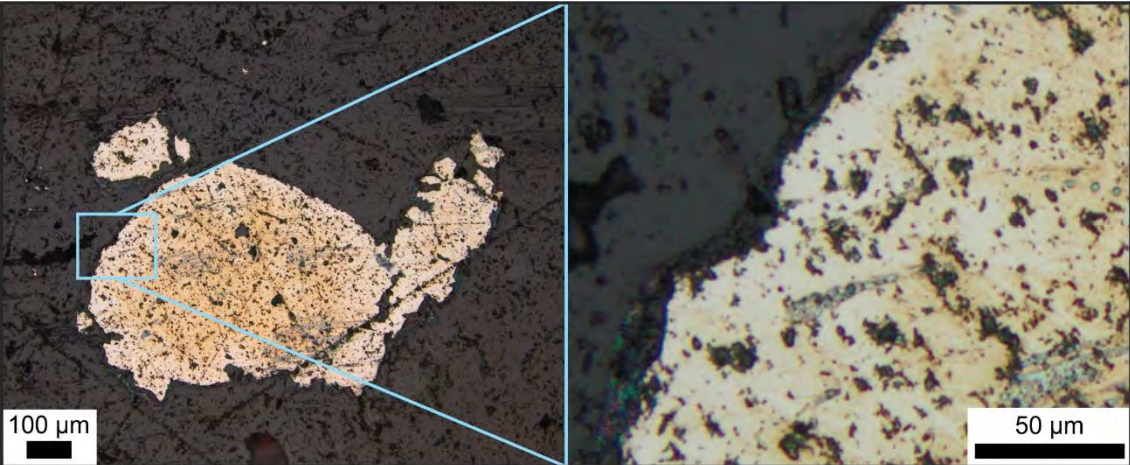
Al analizar los contenidos de Ag y Au en función de la profundidad, se puede observar la presencia de un nivel de oxidación alrededor de la cota 150 m.s.n.m., que es seguido por una pequeña zona de enriquecimiento supergénico que se desarrolla entre los 150 y 120 m.s.n.m., incluso llegando a los 80 m.s.n.m. (Figura 3.6b). Esta zona está caracterizada por un marcado aumento en los valores máximos de la relación Ag/Au, que dentro de este sector puede alcanzar valores superiores a 100:1 (Figura 3.6a). En la zona de oxidación se presenta una asociación mineral dominada por la presencia de limonitas y jarosita que se presenta principalmente tapizando fracturas y cavidades. A diferencia de la anterior, la zona de enriquecimiento presenta una concentración de Ag como pátinas alrededor de los sulfuros, con ocasionales haluros (cloruros -Fig. 3.17a- e ioduros -Fig.3.17b-) de plata en la zona de oxidación, conformando coronas en los bordes de cristales de piritita (Fig. 3.18).



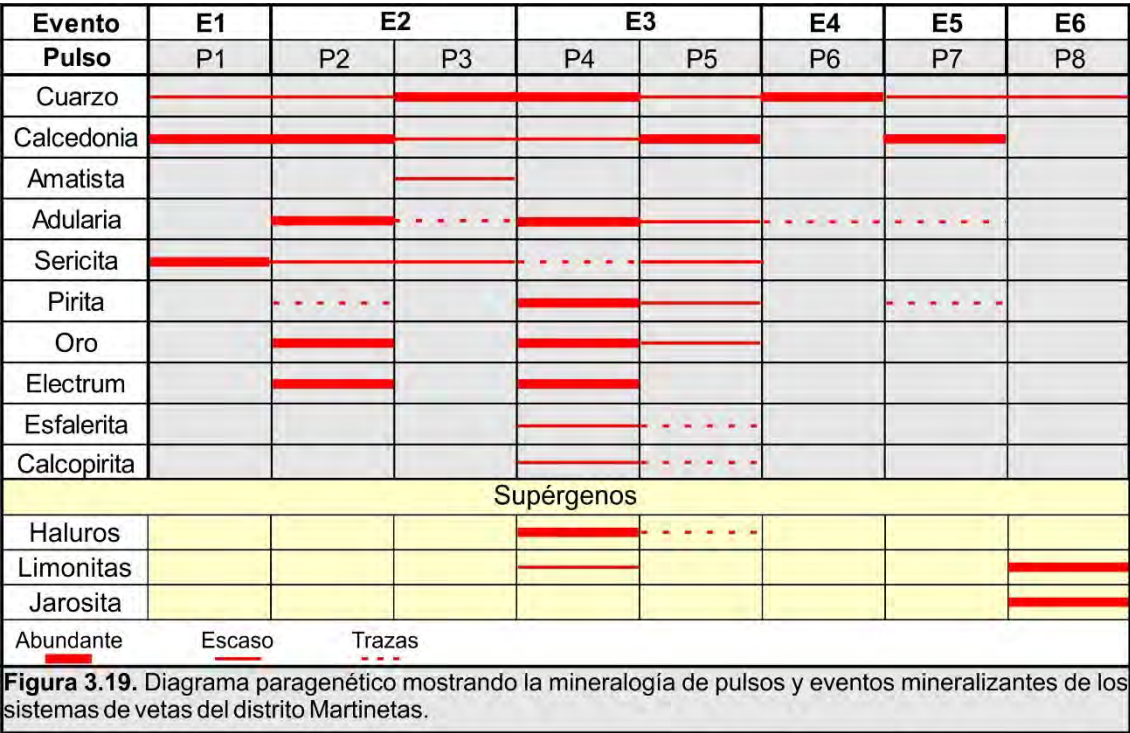


A partir del diagrama paragenético (Fig. 3.19), donde se observa la distribución de los minerales en los diferentes eventos y pulsos hidrotermales del sistema de vetas del distrito, se determinan que los eventos 2 y 3 son los responsables de las principales anomalías de Au y Ag en el yacimiento. Siendo el oro, electrum y pirita con variables contenidos de Au en su composición, la principal mena del yacimiento, acompañados por cuarzo, calcedonia y adularia como minerales de ganga.



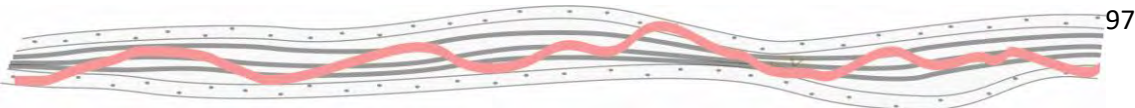


**Figura 3.18.** Fotomicrografía de detalle bajo microscopio de luz reflejada correspondiente a pirita aurífera con una corona de menor reflectividad (detalle en recuadro azul), conformada por haluros de Ag. A la derecha se observa el borde con haluros en detalle (recuadro celeste).



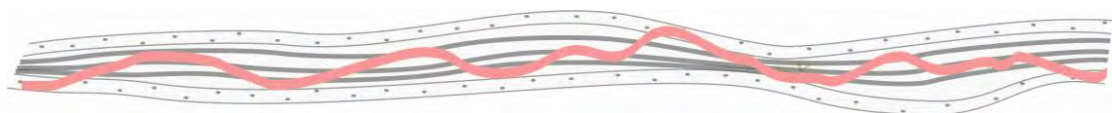
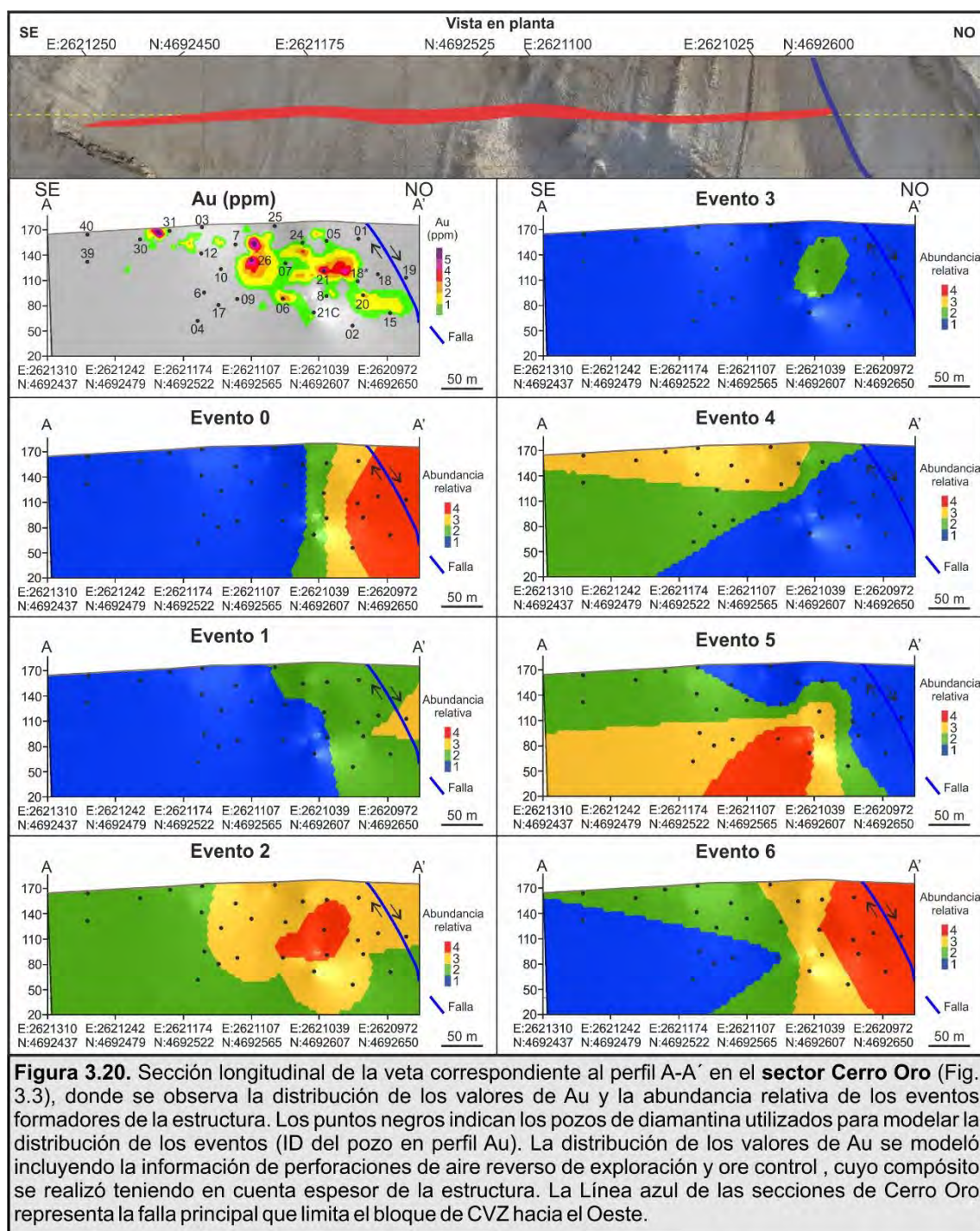
3.5.3. Relación de la distribución de los eventos hidrotermales y la mineralización

Con el fin de determinar la distribución de los eventos constituyentes de las estructuras mineralizadas y su relación espacial con los valores de Au en el distrito, se seleccionaron tres estructuras representativas (seleccionadas por la mayor cantidad de tramos analizados que las cortan y continuidad en el espacio), una por cada sector donde se determinaron los pulsos tectónicos/hidrotermales, correspondientes a los *pits* Cerro Oro, Coyote y Armadillo.





El sector de *Central Vein Zone*, tal como se describió previamente, está caracterizado por escasas vetas de reducida potencia (1-2m) y estructuras asociadas menores, conformando vetillas paralelas (*Sheeted veins*). La estructura correspondiente a Cerro Oro (Fig. 3.20), se encuentra cortada al NO por la falla principal del sector ("Falla blanca"), la cual limita el bloque de CVZ al oeste. Como puede observarse en la figura 3.20, el evento 0 se restringe a las inmediaciones de la falla, extendiéndose de 50 a 150 m desde la misma hacia el SE, reduciendo gradualmente su participación.

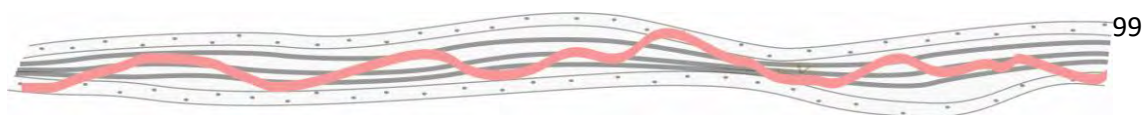


La distribución de los eventos hidrotermales de dicha estructura demuestra un bajo desarrollo de los eventos 1 y 4, mientras que los eventos 2 y 3, caracterizados por la presencia de minerales de mena, exhiben una estrecha relación espacial con las mayores anomalías de Au. El evento 5, caracterizado por su textura de brecha, presenta una relación con las anomalías presentes en los sectores someros del extremo SE de la veta. Por último, el evento 6, de origen tectónico-hidrotermal presenta su mayor abundancia hacia el NO de la estructura.

Por otro lado, en el sector Coyote (Fig. 3.21) el evento tectónico previo a los hidrotermales (E0), presenta una menor expresión que en la estructura previamente descrita y también se limita al extremo NO de la veta, coincidente con la ubicación de la Falla Blanca, evidenciando una relación espacial con la misma. Por su parte, los eventos hidrotermales están representados por una participación uniforme del evento 1, mientras que los eventos 2 y 3 presentan una marcada relación espacial con las anomalías de Au, más evidente en el evento 3, donde los valores superan los 25 ppm. El evento 4 presenta una tendencia de leve inclinación hacia el NO, de poca participación general en la estructura, mientras que la brecha del evento 5 se asocia a la base del clavo de oro y, al igual que el evento previo, presenta una suave inclinación hacia el NO. Por último, el evento 6 exhibe una baja participación en la estructura.

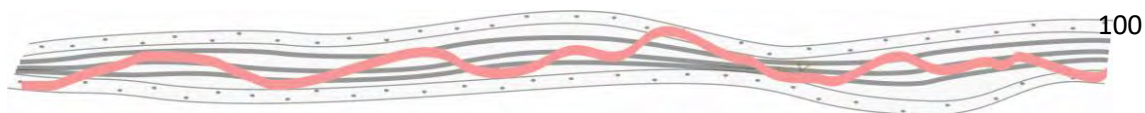
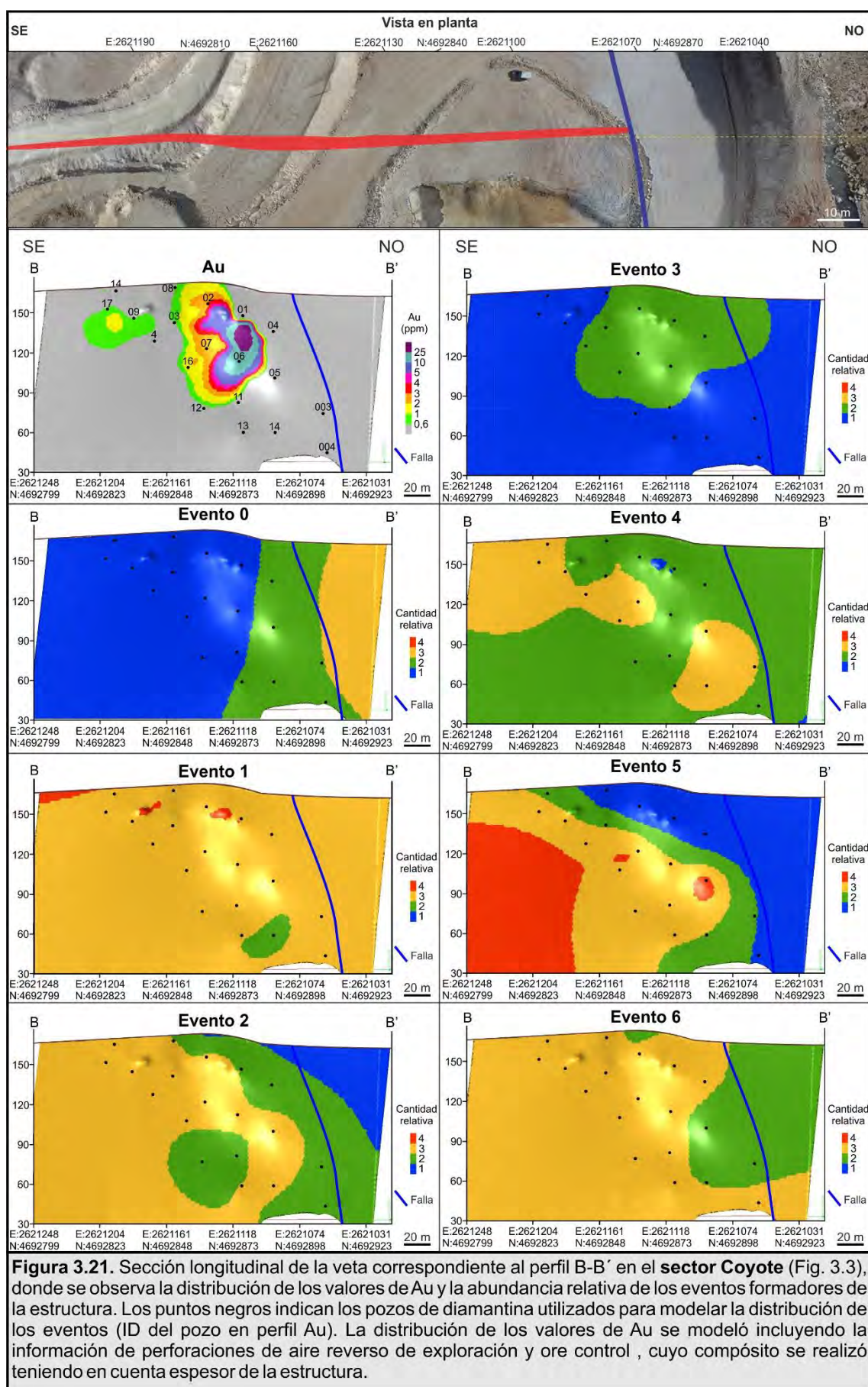
En el sector Armadillo, como se explicó previamente en el apartado 3.4.1, la mineralización se encuentra principalmente asociada a una estructura conformada por vetas con 3 tramos, constituyendo inflexiones, con 2 extremos de orientación ONO hacia el este y oeste de la misma y un sector central de mayor potencia y orientación NO. En la figura 3.22 se ilustra la sección longitudinal del sistema de vetas Armadillo, donde se observa la participación de los eventos hidrotermales dentro de la misma. En este sistema, el evento 1 se distribuye de manera uniforme, aumentando su participación en el sector central y occidental de la estructura.

El evento 2 (E2) se concentra en los niveles más someros del sector central, aumentando su abundancia relativa en la inflexión entre el sector Este y centro del sistema, mientras que el evento 3 (E3), se encuentra casi exclusivamente en el sector central, con la mayor abundancia presente en concordancia con las mayores anomalías de Au. Por último, El evento



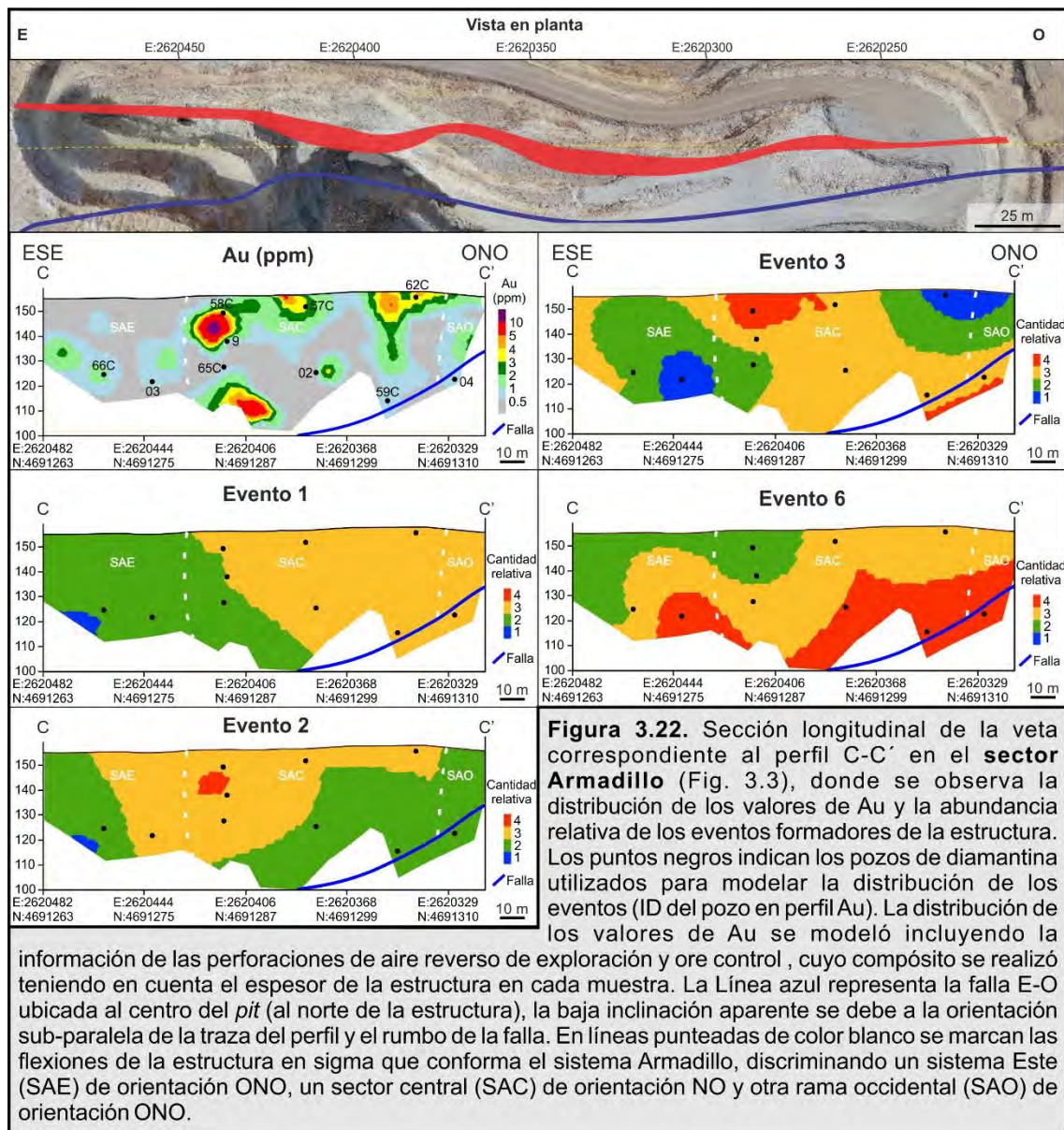


tectónico (E6) presenta la mayor abundancia hacia los niveles más profundos



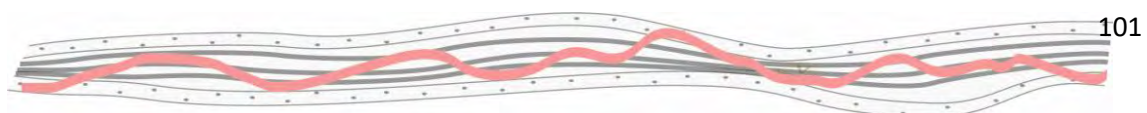


de la sección, donde la estructura es cortada por la Falla central del *pit* Armadillo.



### 3.6. Análisis de alteración del distrito Martinetas

Los sistemas hidrotermales implican, por definición, la circulación de fluidos a diversas temperaturas y presiones bajo la superficie de la Tierra y constan de dos componentes esenciales: una fuente de calor (magmática, gradiente geotérmico, descomposición radiogénica y/o metamorfismo), que proporciona la energía necesaria para motorizar la circulación, y una fase fluida, que incluye soluciones derivadas de fluidos magmáticos (juveniles), fluidos metamórficos, meteóricos, aguas connatas o agua de mar. Los depósitos hidrotermales se forman por la circulación de estos fluidos con



temperaturas templadas a calientes (alrededor de 50 a > 500°C) que lixivian, transportan y posteriormente precipitan su carga mineral en respuesta a cambios en sus condiciones físico-químicas (Pirajno, 2009). Este desequilibrio entre los fluidos hidrotermales y los minerales preexistentes de las rocas de caja por las cuales circulan, requiere de procesos de disolución y/o precipitación de minerales estables bajo las nuevas condiciones para restablecer el equilibrio (Henley y Ellis, 1983). La neutralización gradual de los fluidos desde su fuente hacia los sectores distales en la roca de caja genera, en dicho proceso, halos de alteración con diferentes asociaciones de minerales, que evidencian los cambios en las condiciones del medio y permiten entonces, vectorizar el sistema.

A continuación, se analiza la alteración hidrotermal del distrito Martinetas, considerando sus productos minerales y cambios geoquímicos. Durante los trabajos de campo se reconocieron diferentes minerales de alteración, donde su ocurrencia, distribución espacial y relación temporal se describen a continuación.

### *3.6.1 Mineralogía de la alteración hidrotermal del distrito Martinetas*

- Minerales del grupo de la sílice ( $\text{SiO}_2$ )

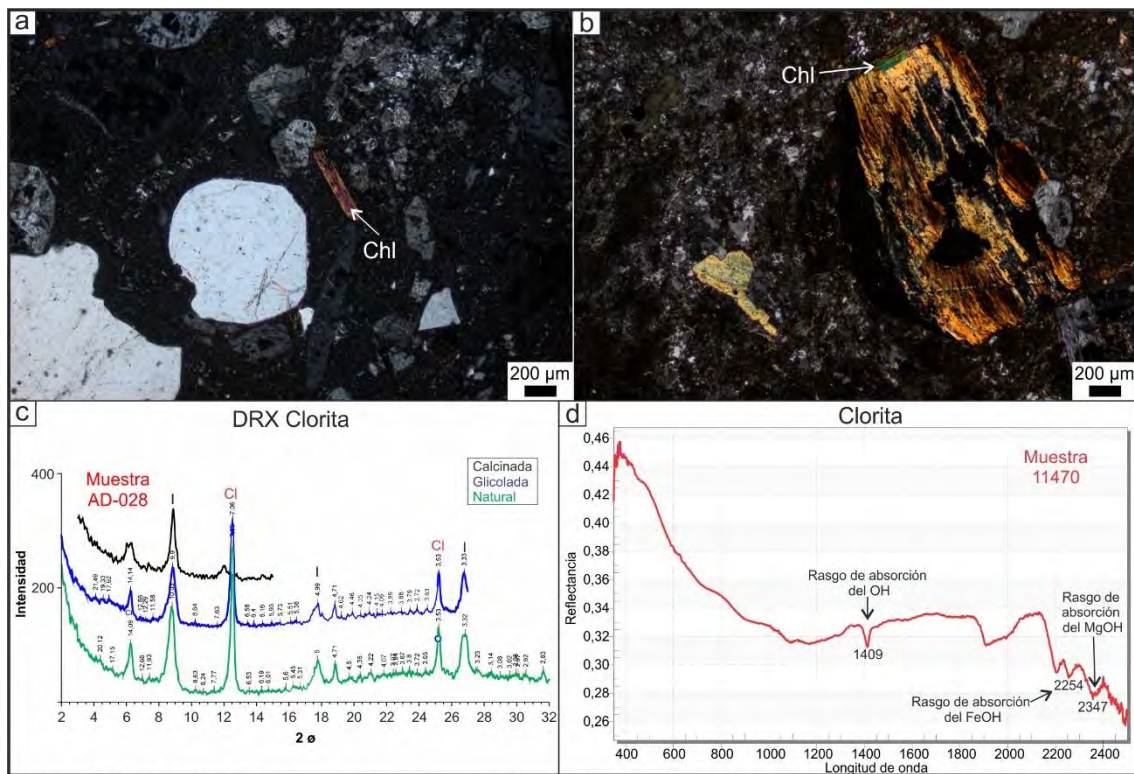
La silicificación es localmente de tipo penetrativa e intensa y responde a un fuerte control estructural. Se encuentra presente en todas las muestras analizadas por difracción por rayos X y en observaciones petrográficas. En algunos sectores reemplaza totalmente la roca original, preservando su textura (Fig. 3.23a) y lixiviando los minerales más solubles (*e.g.* feldespatos). Generalmente aparece junto con la sericita (illita). También suele reemplazar a la roca en forma de un mosaico construido por un agregado de cuarzo anhedral (Fig. 3.23b).





- Cloritas  $(\text{Mg, Al, Fe})_{12}[(\text{Si, Al})_8 \text{O}_{20}] (\text{OH})_{16}$

A partir de observaciones petrográficas se identifican como un reemplazo pseudomórfico de minerales máficos presentes en las fenoandesitas y rocas piroclásticas del distrito (Fig 3.24a, b). Se presentan con hábito escamoso y, por lo general, con un tamaño de entre 200 y 400  $\mu\text{m}$ . Abundan en los sectores distales a las zonas mineralizadas, como una alteración regional y, proximalmente, asociadas a las estructuras mineralizadas. Su presencia también fue corroborada por medio de difracción de rayos X (Fig. 3.24c) y espectroscopía de reflectancia (Fig. 3.24d).





- Calcita ( $\text{CaCO}_3$ )

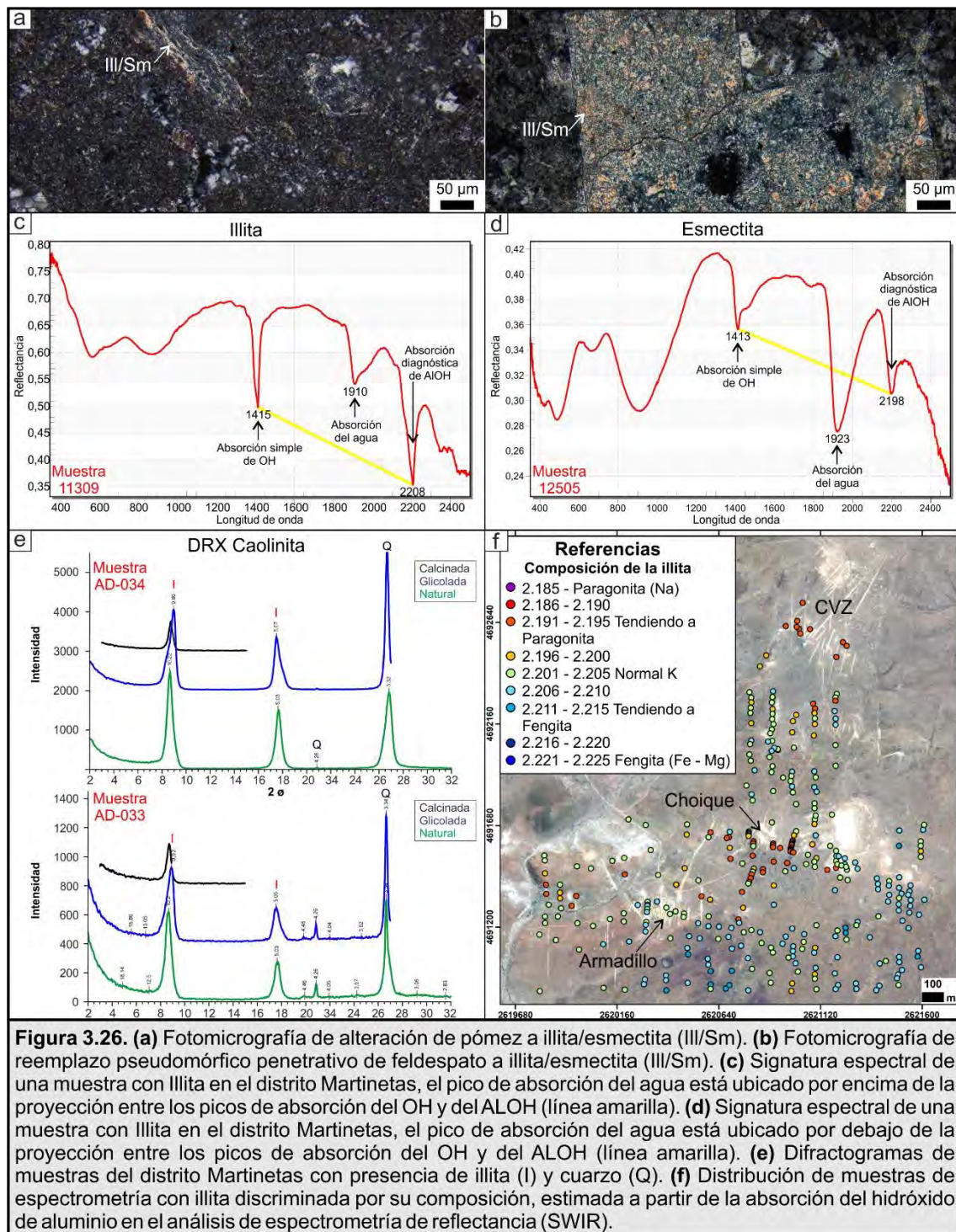
Se determinó su presencia a partir de muestras petrográficas, donde aparece reemplazando total o parcialmente a fenocristales (Fig. 3.25a y b), en las plagioclasas penetra a través de sus planos de macla (Fig. 4.25b) y por lo general aparecen junto con la clorita.



- Illita,  $(\text{Ca}_{0.05} \text{Na}_{0.03} \text{K}_{0.61}) (\text{Al}_{1.53} \text{Fe}^{+3}_{0.22} \text{Fe}^{+2}_{0.03} \text{Mg}_{0.28}) (\text{Si}_{3.4} \text{Al}_{0.6}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$ , Illita/esmectita y esmectita  $(\frac{1}{2}\text{Ca}, \text{Na})_{0.7} (\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_4 [(\text{Si}, \text{Al})_8 \text{O}_{20}] (\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Es una de las asociaciones minerales hidrotermales más abundantes del distrito. Aparece reemplazando a la pómez de las rocas piroclásticas, a los fenocristales y la pasta afanítica de las rocas porfíricas (Fig. 3.26a y b). Su presencia también fue corroborada por medio de espectroscopía de reflectancia (Fig. 3.26c, d) y difracción de rayos X (Fig. 3.26e).

A partir de las mediciones de la longitud de onda de absorción del hidróxido de aluminio en los espectros de reflectancia, se estimó una composición de la illita normal potásica (longitud de onda: 2196-2110μm), con tendencia a paragonita (Na; longitud de onda: 2191-2195μm) en los sectores proximales a la mineralización, abarcando los primeros 10cm a escasos metros desde las vetillas (Fig. 3.26f; ver sección 3.7.3 *Interpretación de las asociaciones minerales de alteración*) y tendencia a fengita (Fe – Mg; longitud de onda: 2211-2215μm) en los sectores distales, desde escasos metros a decenas de metros de los sistemas de vetas, circunscribiendo los sectores mineralizados.

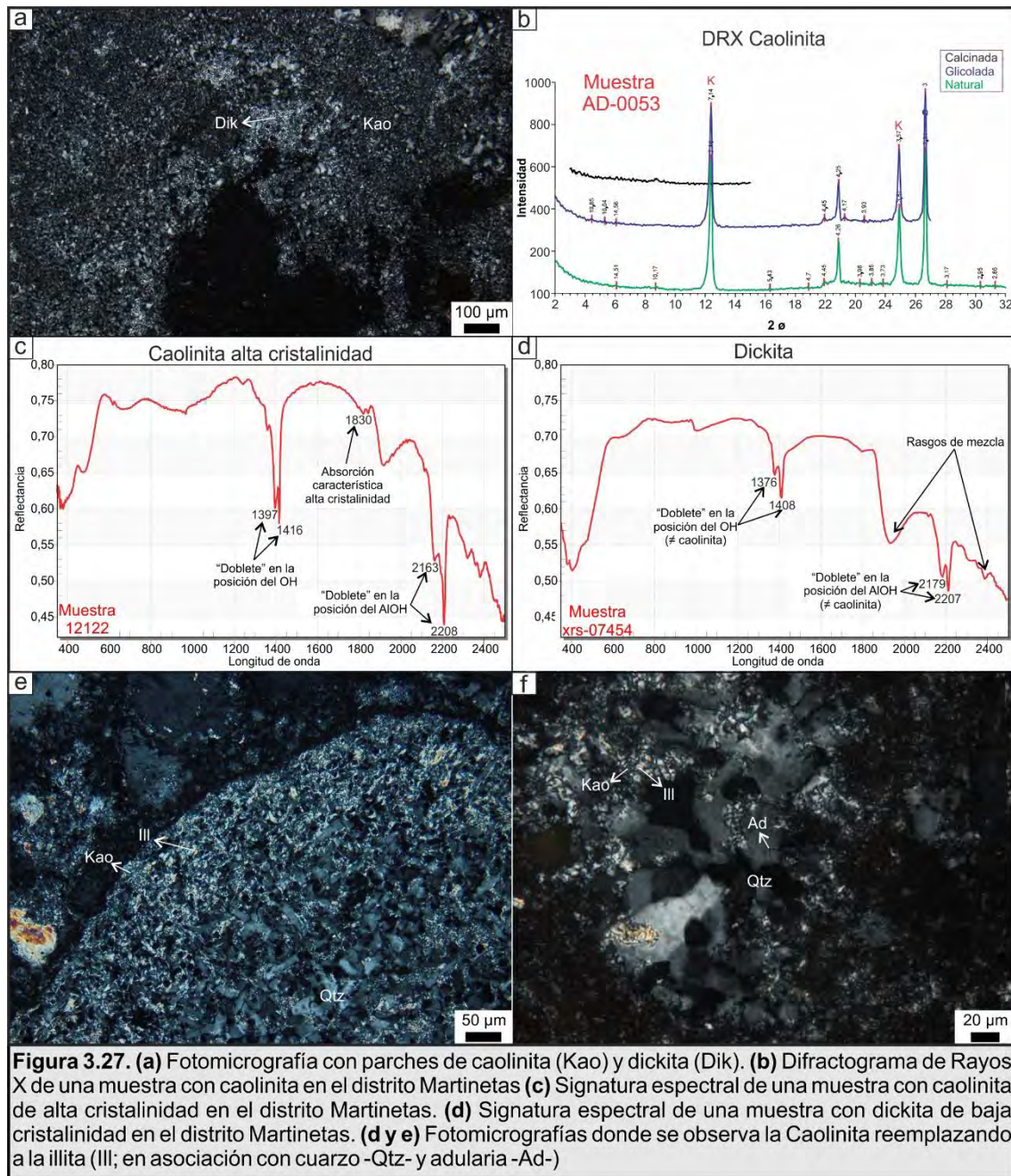


- Caolinita (alta cristalinidad)/Dickita  $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$

La caolinita se encuentra identificada a través de muestras petrográficas (Fig. 3.27a), difracción de rayos X (Fig. 3.27b) y espectros de reflectancia (Fig. 3.27 c). A partir de los dobletes, las intensidades de reflectancia y diferentes rasgos que presentan sus signaturas espectrales, se determinó la presencia de caolinita de alta y baja cristalinidad (ver apartado 3.6.2 *Mineralogía de la alteración supergénica del distrito Martinetas*).



La especie de alta cristalinidad se encuentra restringida a los sectores proximales y someros de las estructuras mineralizadas asociada con dickita (Fig. 3.27d y e) y/o pirofilita en los sectores de Armadillo y Choique se identificaron muestras de dickita por espectrometría SWIR (Fig. 3.27d), la cual se asocia espacialmente con la pirofilita. En los sectores someros de las zonas mineralizadas se observa como una alteración intensa y penetrativa de caolinita y jarosita, donde la primera reemplaza a la illita (Figs. 3.27e y f).

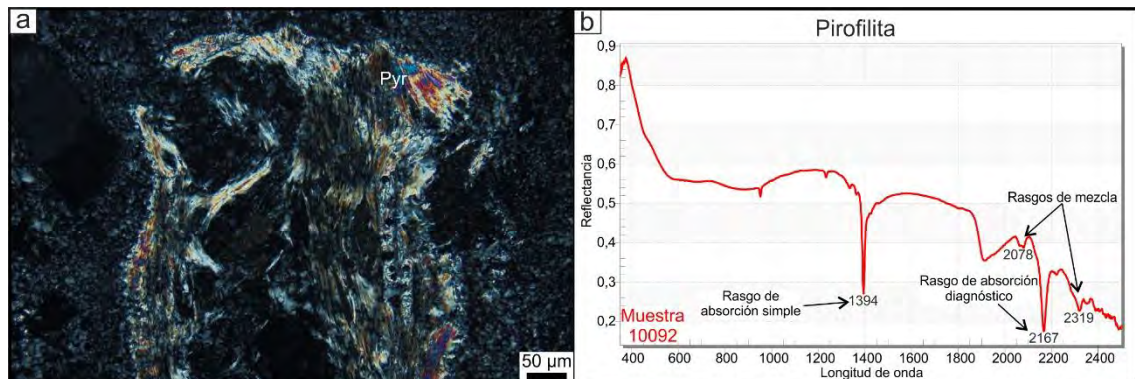


- Pirofilita  $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Se observa reemplazando a las rocas piroclásticas y volcanitas de los sectores Choique y Armadillo, es de aspecto similar a la illita, pero con mayor



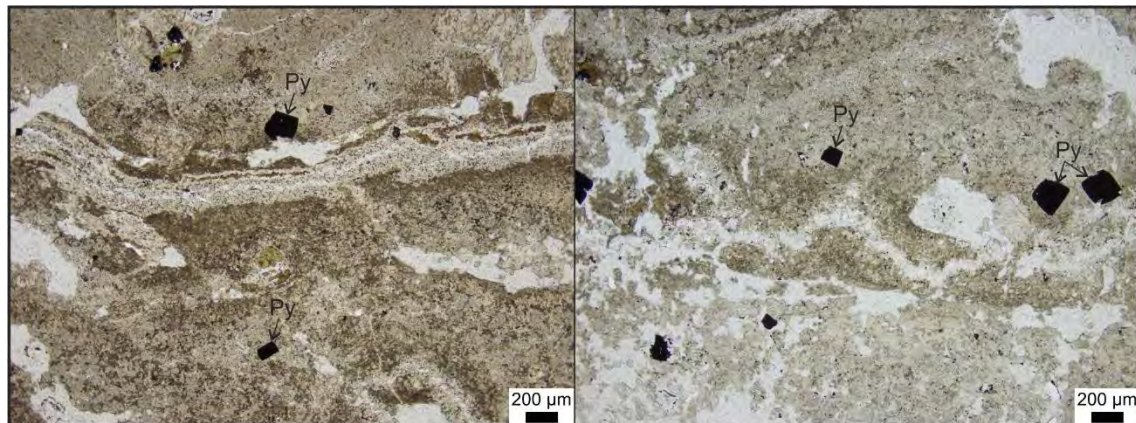
birrefringencia (Fig. 3.28a). Se identificó tanto por muestra petrográfica como por espectroscopía de reflectancia (3.28b) en los sectores de Choique y Armadillo, asociada con escasa dickita y caolinita.



**Figura 3.28. (a)** Fotomicrografía de agregados de Pirofilita (Pyr). **(b)** Signatura espectral de una muestra con pirofilita en el distrito Martinetas.

- Pirita  $\text{FeS}_2$

Es el sulfuro más abundante, que por lo general aparece diseminado en la roca de caja (Fig.3.29). En niveles someros puede estar oxidada y formar óxidos e hidróxidos de hierro, como así también jarosita. Generalmente se presenta con formas euédricas, acompañados por illita.



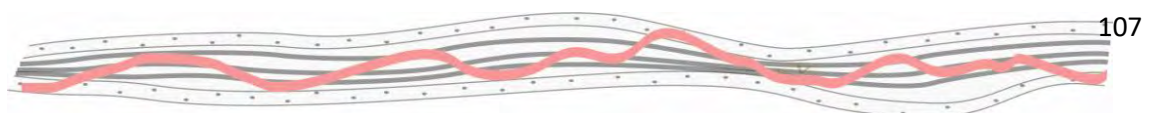
**Figura 3.29.** Fotomicrografías de individuos de pirita (Py) diseminados en la roca de caja de las vetas.

### 3.6.2 Mineralogía de la alteración supergénica del distrito Martinetas

- Halloysita (caolinita de baja cristalinidad)  $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$

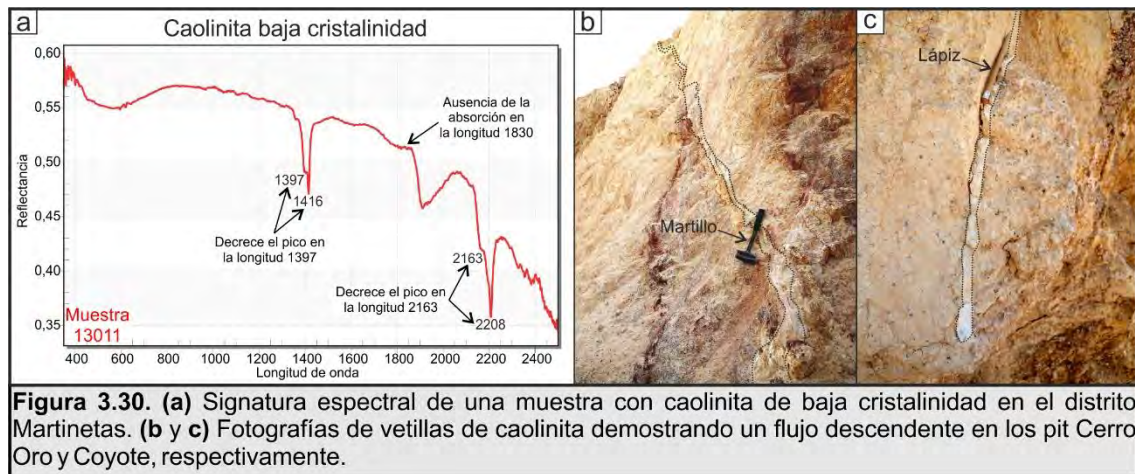
La caolinita de baja cristalinidad, se ha diferenciado de la de baja cristalinidad a partir de los dobletes, las intensidades de reflectancia y diferentes rasgos que presentan sus signaturas espectrales (Fig. 3.30a).

Este análisis permitió determinar que en las muestras de los niveles superiores de los laboreos de interior mina presentan vetillas descentendentes desde superficie (Figs. 3.30b y c), cortando las unidades pre-, syn- y post-



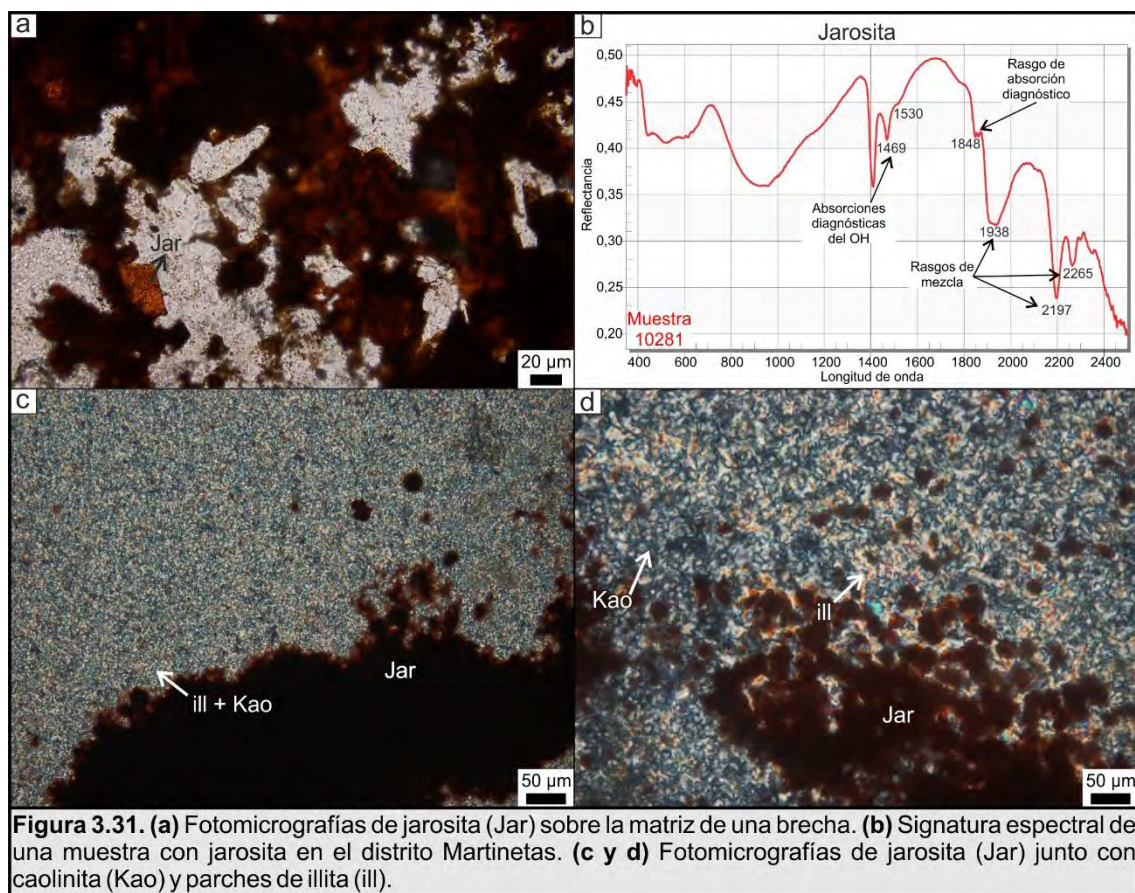


minerales, conformadas por caolinita de baja cristalinidad (Halloysita), ocasionalmente asociada con otros minerales como óxidos e hidróxidos de hierro o jarosita supergénica.



- Jarosita  $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$

Se ha identificado tanto a partir de observaciones petrográficas como por espectrometría de reflectancia SWIR (Fig 3.31a y b). Por lo general, se encuentra tanto en planos de fracturas y en la matriz de las brechas (Fig. 3.31a) presentes en los niveles más próximos a la superficie, junto con óxidos e hidróxidos de hierro y halloysita (caolinita de baja cristalinidad).

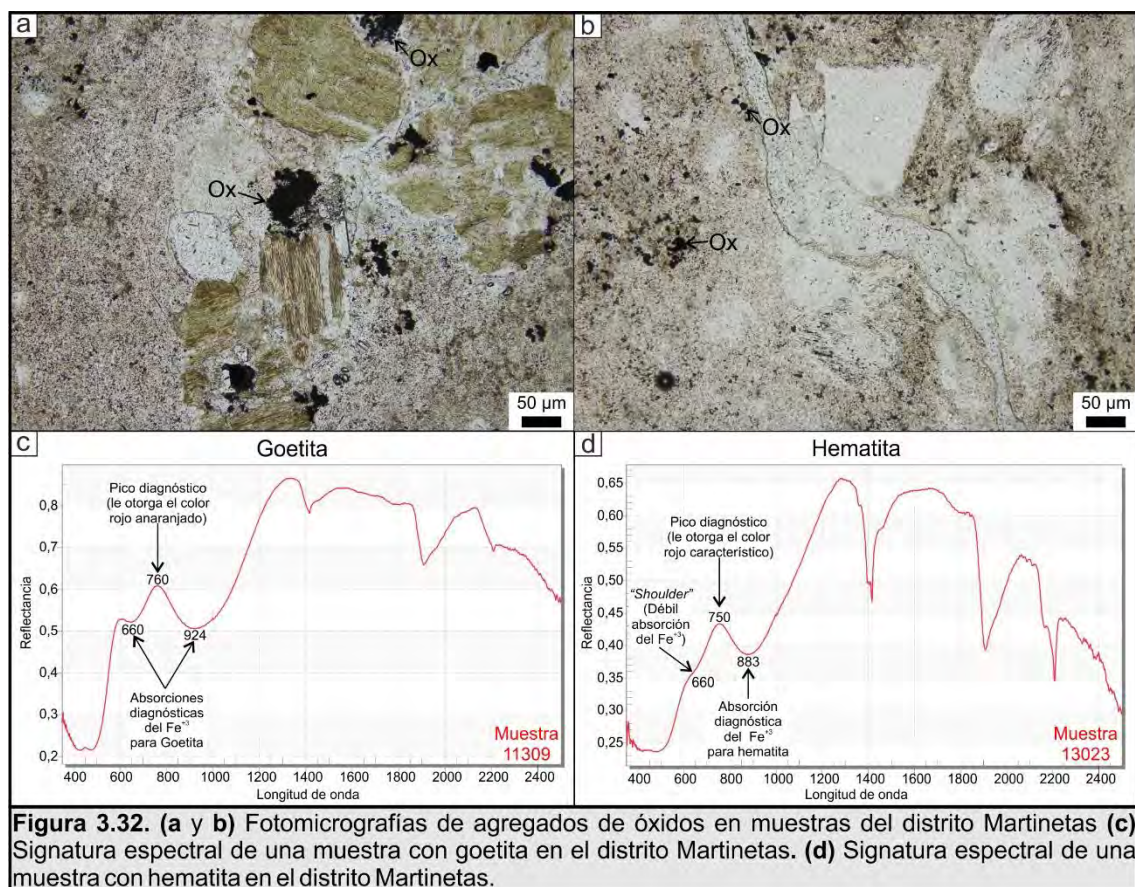




También se encuentra diseminada como junto con la caolinita de alta cristalinidad en la roca de caja, conformando los sectores de steam heated (ver apartado 3.6.3 *Interpretación de las asociaciones minerales de alteración*). Su hábito es generalmente cúbico o pulverulento (terroso), con tamaños de grano de entre 10 y 50  $\mu\text{m}$ . Su presencia se determinó tanto a partir de muestras petrográficas (Fig. 3.31a, c y d), como por espectroscopia de reflectancia (Fig. 3.31b).

- Óxidos e hidróxidos de hierro  $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Se observan tapizando las estructuras y brechas asociadas a la mineralización, presente en las muestras petrográficas como agregados de opacos irregulares (Fig. 3.32 a y b). Este proceso de oxidación posterior está distribuido en toda el área de alteración, dando lugar a una limonitización. Fueron identificadas mediante espectroscopia de reflectancia como goetita y hematita. (Fig. 3.32 c y d).



### 3.6.3 Interpretación de las asociaciones minerales de alteración.

Para hacer estimaciones sobre los rangos de temperaturas en las que se forman los minerales de alteración hidrotermal y las características del



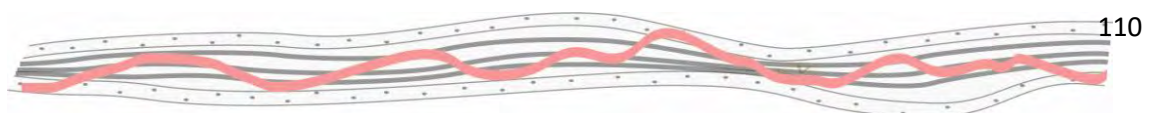
fluido, se analizaron las asociaciones minerales del distrito, donde se reconocieron las siguientes alteraciones:

Cuarzo - calcedonia (silicificación): Presenta espesores de algunas decenas de centímetros a pocos metros y se manifiesta de 3 formas diferentes: (1) Por adición de calcedonia asociada a la mineralización, en forma de vetillas o reemplazo, (2) Silica cap asociada al steam heated post-mineral y (3) como cuarzo residual con textura porosa con halos de pirofilita-dickita, de naturaleza pre-mineral. En todos casos presenta un fuerte control estructural.

- (1) Los reemplazos penetrativos asociados a los bordes de las vetas/vetillas se producen a temperaturas intermedias (generalmente en el rango de 100-200°C), especialmente en condiciones de deposición rápida ([Brown, 1986](#)).
- (2) En diferentes sectores del distrito se observan niveles silicificados asociados a la cota 160msnm, principalmente al sur de CVZ, oeste de Choique y norte de Armadillo (Fig 3.33) y se interpretan como parte de un *silica cap* (paleo-tabla de agua). Este último tipo de alteración suele asociarse a un fluido de bajo pH (generalmente de pH 2-3; [Stoffregen, 1987](#)), típicamente a temperaturas de <100°C.
- (3) Puntualmente, se observan fajas con una lixiviación ácida con cuarzo residual con textura porosa (*vuggy quartz*), asociado espacialmente con pirofilita y dickita en inmediaciones a las estructuras mineralizadas de los Sectores Armadillo y Choique (Figs.3.33 y 3.34). Esta asociación mineral comúnmente se asocia a fluidos de alta temperatura (200°-300°C) y bajo Ph en ambientes someros, menores a 1km de profundidad ([White y Hedenquist, 1995](#); [Simmons et al., 2005](#); [Arribas y Hedenquist, 2019](#)).

Pirofilita + dickita + caolinita: Corresponde a una alteración hidrolítica y abarca minerales que se forman a pH moderados a bajos ([Reyes, 1990](#)) y temperaturas que pueden superar los 200°C e incluso pueden llegar hasta los 350°C con una asociación de pirofilita y dickita ([Simmons et al., 2005](#)).

Se ha identificado al sur de Martinetas, en los sectores Choique Armadillo (Figs. 3.33 y 3.34), como una decoloración de la roca y por la



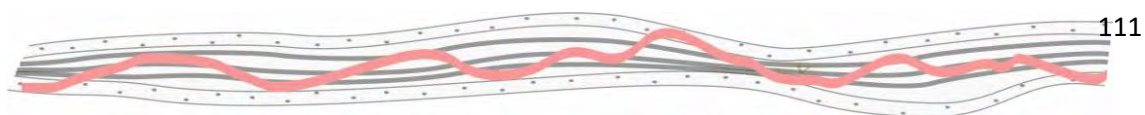
obliteración de la textura original, dejando un residuo de aspecto pulverulento, localmente asociado a la presencia de un cuarzo residual poroso (*vuggy quartz*).

La alteración argílica avanzada asociada a cuarzo poroso evidencia un metasomatismo de hidrógeno más intenso y lixiviación de los cationes, lo que implica la participación de fluidos con salinidades bajas a moderadas (Rye *et al.*, 1992; Arribas, 1995; Hedenquist *et al.*, 1998), temperaturas entre 220° y 320°C y pH bajos, ya que se requiere  $\text{pH} < 2$  para remover la alúmina (Stoffregen, 1987; Arribas y Hedenquist, 2019). Esta alteración se interpreta como hipógena de tipo ácido-sulfato y proximal al *vent* magmático, que actúa como vía de descarga de los vapores magmáticos hacia la superficie. La alteración argílica avanzada representa entonces, un producto de la interacción de los gases magmáticos que contienen  $\text{SO}_2$  y HCl con el nivel freático (Hedenquist y Lowenstern, 1994). La participación de cuerpos ígneos en profundidad y su interacción con niveles someros cargados en agua, es coincidente con la interacción observada de los cuerpos intrusivos someros en Armadillo con el nivel freático durante su ascenso, como lo indica la fábrica en sus bordes (ver Capítulo 2).

Esto implica la presencia de una cámara magmática en profundidad, la cual, a su vez, puede ser la alimentadora de los cuerpos intrusivos someros observados en el sector sur del distrito. Esta alteración no es coincidente con la naturaleza del sistema de vetas caracterizado en el sector, determinadas como de tipo epitermal de baja sulfuración (ver apartado 3.8.1. *Clasificación del depósito auroargentífero Martinetas*), por lo que se la interpreta como un evento previo al sistema de vetas presentes en Martinetas.

Illita, interestratificados illita/esmectita, esmectita: Se extiende desde el contacto de las vetas y/o fracturas silicificadas con una distribución paralela a ellas.

Este grupo de arcillas predomina cuando los fluidos tienen un pH de 4-6 y coexisten con los minerales del grupo de la caolinita con un pH de 4-5, dependiendo de la temperatura y la salinidad del fluido (Hemley *et al.*, 1980; Reyes, 1990). Como puede observarse en las figuras 3.33 y 3.34, la illita e interestratificados con mayor contenido de illita se concentran en las zonas proximales a las estructuras mineralizadas (escasos centímetros a pocos metros desde las vetas/vetillas), mientras que la mayor concentración de

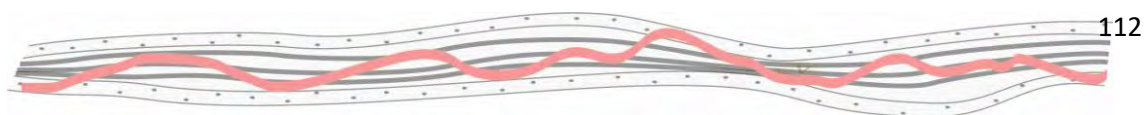


esmectita lo hace hacia los sectores distales al sistema, desde escasos metros a decenas de metros de las vetas/vetillas), lo cual se relaciona con su temperatura de formación. La esmectita se produce a bajas temperaturas ( $<100-150^{\circ}\text{C}$ ), mientras que la interestratificación illita/esmectita a unos  $100-200^{\circ}\text{C}$ , donde el contenido de esmectita disminuye progresivamente con el aumento de la temperatura y disminución del Ph (Harvey y Browne, 1991), por su parte, la illita es estable entre los  $200-250^{\circ}\text{C}$ .

Además, la composición de la illita (Fig. 3.29f) presenta pequeñas variaciones composicionales de acuerdo a su ubicación. En el área comprendida entre los sectores Armadillo y Choique y proximalmente a las estructuras en CVZ (adyacente a las vetas/vetillas), la illita se caracteriza por una composición tendiente a la paragonita (Na), mientras que, entre este último sector y Choique, al igual que al oeste e inmediatamente al sur de Armadillo, predomina la illita de composición normal potásica. Por su parte, los sectores más distales al sistema contienen illita cuya composición tiende a ser fengítica (Fe-Mg). Esta distribución respondería a la proximidad respecto a las estructuras mineralizadas, incrementando la cristalinidad y concentración de Na en los sectores más proximales, lo cual se evidencia en el rango de absorción del hidróxido de aluminio en los espectros (Fig. 3.29c y 3.29f; Huntington *et al.*, 1998; Pontual *et al.*, 2008a, b).

La asociación de minerales de alteración con cuarzo, illita/esmectita y pirita se forman con aguas cloruradas de pH casi neutro (Brown y Ellis, 1970; Henley y Ellis, 1983; Simmons y Browne, 2000) a partir de fluidos reducidos y en equilibrio con la roca de caja producto de una lenta circulación en un sistema donde domina la roca (Giggenbach, 1992). La asociación Cuarzo, Illita y pirita, acompañada por escasa adularia esta presente en proximidad a las vetas por debajo de la zona de oxidación, por lo general no se extiende por más de 5m en el lateral (Fig. 3.34).

Clorita + carbonatos (Propilítica): Se manifiesta como un halo por fuera de la alteración de illita/esmectita, conservado la textura original de las rocas de caja y se limita principalmente a los fenocristales. En profundidad, desde escasas decenas de centímetros desde las estructuras mineralizadas, se observan pequeños cristales de calcita en el núcleo de algunos granos de plagioclasa, y los anfíboles y biotitas, están parcial a totalmente cloritizados. Esta asociación permite inferir que la temperatura del fluido no alcanzó los





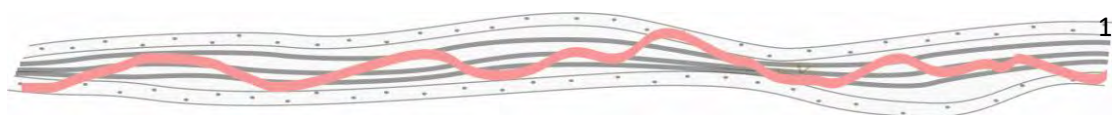
240°C (Reyes, 1990). La alteración proximal a las estructuras mineralizadas, representa una roca con un leve metasomatismo donde el principal cambio en la composición se debe a la adición de CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O y S (Meyer y Hemley, 1967) y se presenta coexistiendo con los minerales del grupo de la illita en ambientes donde el pH de los fluidos es de 5-6 (Leach y Muchemi, 1987).

Su origen en los sectores proximales se asocia a la actividad hidrotermal que se desarrolló en el distrito, mientras que en los sectores distales (sin estructuras mineralizadas) se relaciona una alteración deutérica desarrollada en las rocas andesíticas y riodacíticas, como se ha señalado para otros yacimientos del Macizo del Deseado (Páez *et al.* 2010; Rodríguez, 2013; Echeveste *et al.*, 2016).

Caolinita (de alta cristalinidad) ± jarosita: Como se observa en las figuras 3.35 y 3.36, el área de CVZ, presenta una zona somera caracterizada por la presencia de caolinita de alta cristalinidad, acompañada por jarosita. La alteración asociada a esta asociación mineral se forma a partir de fluidos cargados con H<sub>2</sub>S que al interactuar con O<sub>2</sub> en la zona vadosa forma H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, generando condiciones suficientemente ácidas como para formar caolinita (pH 2-3; Arribas y Hedenquist, 2019).

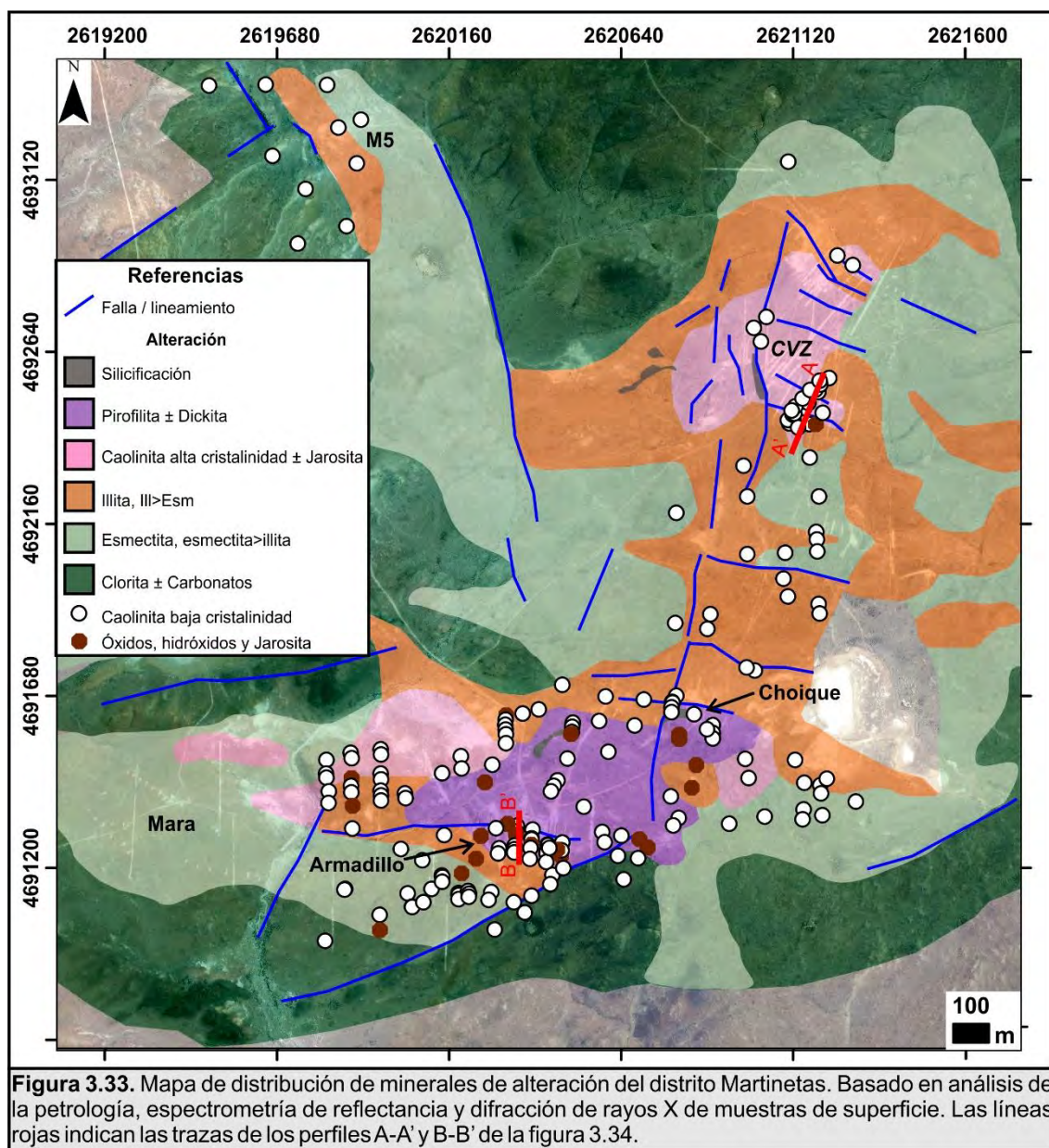
La zona afectada por esta alteración incluye tanto al sistema de vetas aflorante y rocas de caja, lo que implica un colapso de la tabla de agua y/o un levantamiento relativo de los bloques afectados durante las etapas terminales del sistema hidrotermal y, como consecuencia, una sobreimposición de un ambiente de steam heated sobre la mineralización.

Halloysita (caolinita de baja cristalinidad) + Jarosita + óxidos e hidróxidos de Fe: Esta alteración está caracterizada por la presencia de caolinita de baja cristalinidad, halloysita, acompañada en menor medida por jarosita y óxidos e hidróxidos de hierro, todos ellos formados a muy bajas temperaturas producto de la meteorización y oxidación de la pirita. Se observa como una alteración superpuesta a las primarias o bien llenando espacios abiertos como vetillas, cortando tanto la roca de caja como la mineralización y unidades geológicas post-minerales. Esta caolinización puede formarse por el descenso del nivel freático o bien guiada estructuralmente por el drenaje de aguas calentadas por vapor, probablemente como la disminución o colapso del sistema epitermal (Sillitoe, 2015), en ambos casos, se hace evidente el aumento de la potencia del nivel afectado por esta alteración hacia los planos

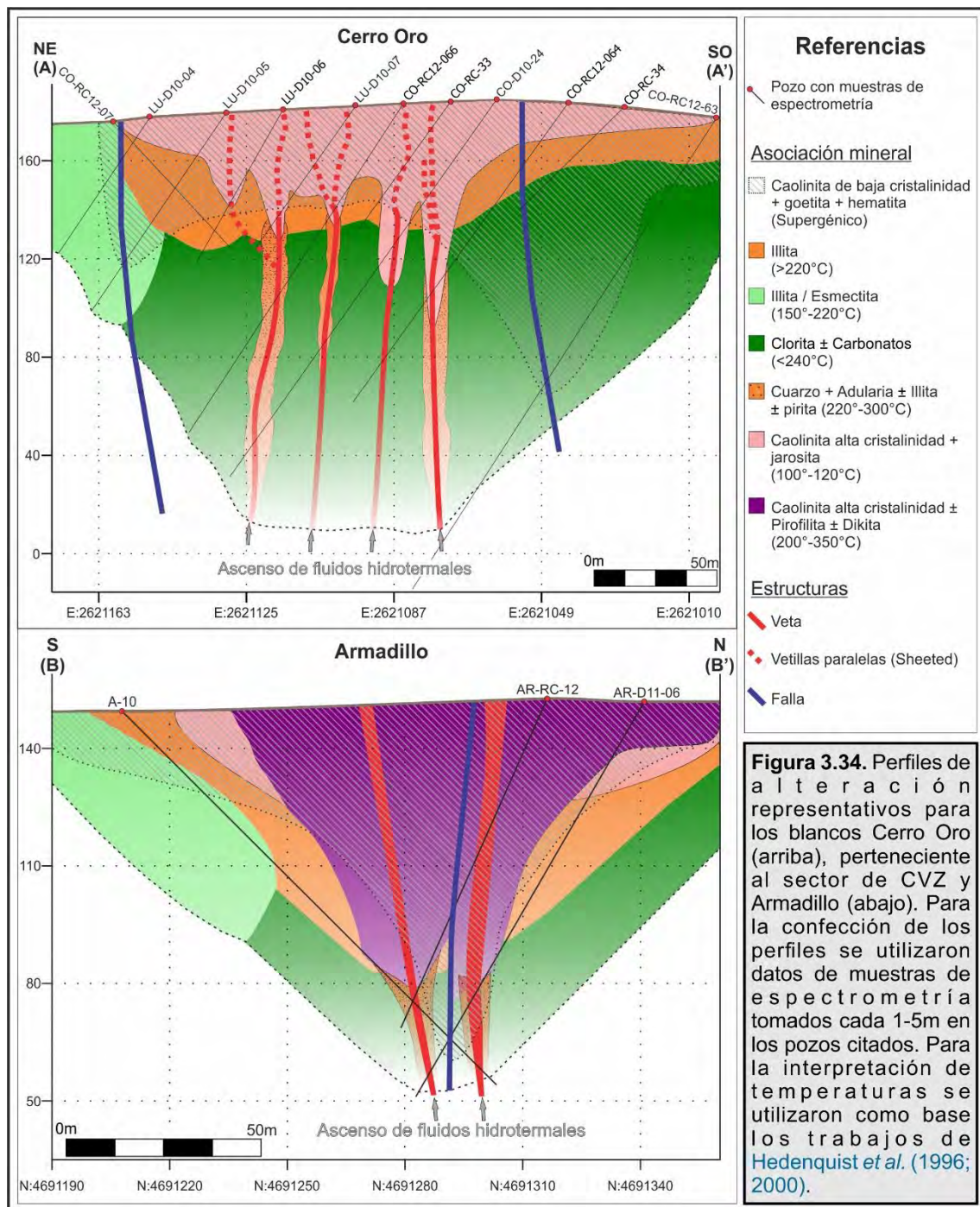


de falla (Fig. 3.36), lo que sugiere el aprovechamiento de dichos planos para el descenso de los fluidos. El descenso del nivel freático y su naturaleza supérgena ha sido apoyada por las relaciones isotópicas para las vetillas de caolinita descendentes analizadas, cuya muestra presenta una relación  $\delta D/\delta^{18}O$  ubicada a la derecha de la línea de la caolinita (ver sección 3.7.1. *Isótopos estables de hidrógeno y oxígeno*).

La halloysita se presenta principalmente como un producto de meteorización supergénica, generada por fenómenos de oxidación supérgena posteriores a los eventos magmáticos, donde las temperaturas máximas alcanzadas oscilan entre los 30-40°C.







### 3.6.4 Geoquímica de alteración

Las variaciones en la composición y la estructura cristalina de algunos minerales, como se explicó previamente, conforman un diagnóstico de los procesos de alteración debido a las influencias fisicoquímicas en su estabilidad y composición. De este modo, la química mineral puede utilizarse para inferir los procesos de alteración hidrotermal, ya que producen una movilización de los elementos mayoritarios de acuerdo a la naturaleza del fluido con el cual



interactuó. Este proceso fue tenido en cuenta para la generación de diferentes índices de alteración, los cuales buscan vectorizar la dirección de máxima alteración de las rocas. Uno de los índices más utilizados es el índice de alteración de Ishikawa (Ishikawa *et al.*, 1976), que refleja la abundancia de clorita y sericita y el consecuente descenso de CaO y Na<sub>2</sub>O asociado a la destrucción de los feldespatos (Fig. 3.35a).

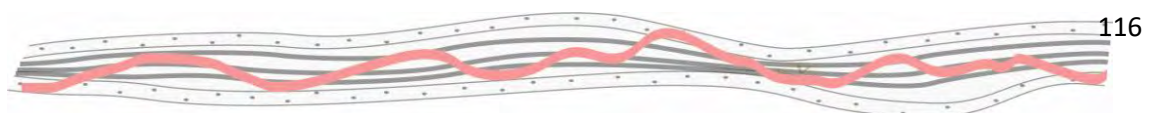
$$AI = 100 \times \frac{(K_2O + MgO)}{(K_2O + MgO + Na_2O + CaO)}$$

Por su parte, el estudio de Williams y Davidson (2004) permitió generar el índice de alteración argílica avanzada (AAAI), concebido para cuantificar el fuerte enriquecimiento en SiO<sub>2</sub> y la destrucción de clorita, carbonatos y feldespatos, asociado a una alteración argílica avanzada (Fig 3.35b).

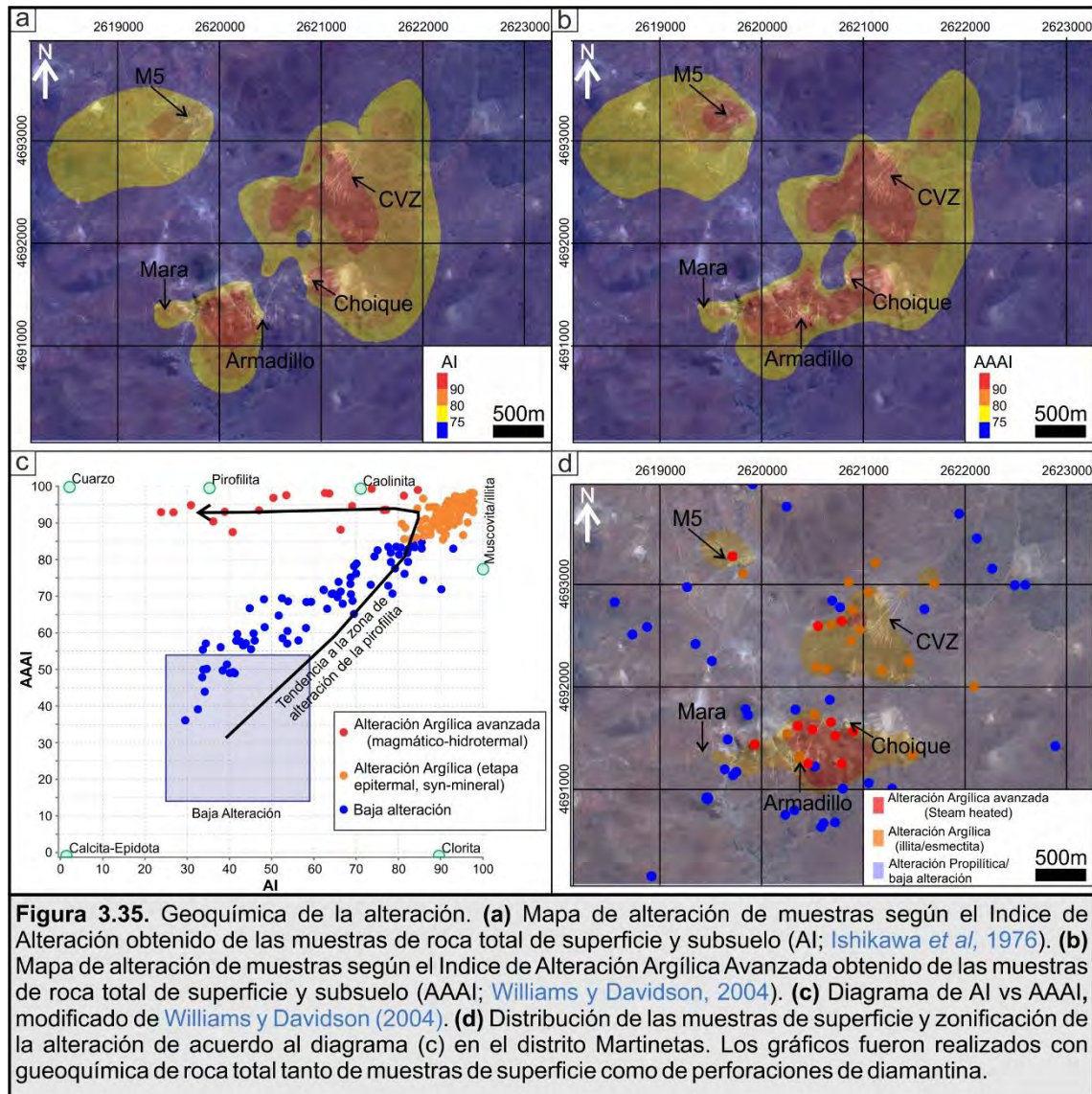
$$AAAI = 100 \times \frac{SiO_2}{SiO_2 + (10 \times MgO) + (10 \times CaO) + (10 \times Na_2O)}$$

Los autores sugirieron la utilización de un gráfico de IA vs AAAI (Fig. 3.35c), el cual muestra un cuadro de baja alteración a partir del cual las composiciones tienden hacia la muscovita y la caolinita en el ángulo superior derecho (alteración argílica) antes de desplazarse hacia la pirofilita y el cuarzo en el ángulo superior izquierdo (alteración argílica avanzada), más estrechamente asociadas con la mineralización en los sistemas de alta sulfuración, para los cuales fue definido el índice. Las muestras de la zona sericítica se traza en la parte superior derecha debido a la destrucción del feldespato y a la eliminación del CaO y del Na<sub>2</sub>O con la retención del K<sub>2</sub>O en la muscovita/illita. Las muestras de las zonas de sericita-cuarzo y pirofilita-cuarzo-sericita tienen valores de IA progresivamente más bajos debido a la lixiviación y la formación de minerales de aluminosilicatos. En la zona interna de silicificación y lixiviación se eliminan todos los elementos utilizados para calcular el IA, dejando de ser un índice de alteración efectivo, mientras que los valores de AAAI siguen aumentando hasta >95.

Si bien esta relación de los índices de alteración fue establecido para vectorizar la exploración en sistemas de alta sulfuración, permite distinguir los sectores afectados por alteración hidrotermal, tanto relacionada a la etapa epitermal mineralizante en Martinetas, como definir la zona afectada por fluidos magmáticos-hidrotermales de tipo ácido-sulfato, relacionado a un



evento pre-mineral (ver apartado 3.6.3 *Interpretación de las asociaciones minerales de alteración*). Para esto, se analizaron los índices de alteración determinados para 74 muestras de roca total de afloramientos de superficie, aportadas por la empresa Minera Don Nicolas, (Anexo 5).



En el distrito Martinetas, el Índice de Alteración de Ishikawa (AI; Fig. 3.35a) y el Índice de Alteración Argílica Avanzada (AAAI; Fig. 3.35b) presentan una distribución donde los valores más altos se concentran en los sectores de CVZ y Armadillo-Choique y, en menor medida, el sector M5, blanco satélite ubicado al NO de CVZ. Ambos índices fueron ploteados en un diagrama de AI vs AAAI (Fig. 3.35c) donde, como se explicó previamente, se diferenciaron las muestras en tres tramos: uno correspondiente al sector de pendiente positiva (puntos azules), representando la zona de baja alteración; un sector en la esquina superior derecha de la curva (puntos naranjas),

representando la alteración argílica con illita e interestratificados de illita/esmectita; y un sector superior con tendencia a la izquierda (puntos rojos), correspondiente a la zona de alteración argílica avanzada y zonas con intensa silicificación,. Las muestras discriminadas en dicho gráfico permitieron modelar con *el Software Leapfrog Geo* la zonificación de la alteración en el distrito, resultando en una distribución similar a la observada para la illita de composición normal potásica a sódica e interestratificados illita/esmectita a partir de espectrometría de reflectancia (ver apartado 3.6. *Análisis de alteración del distrito Martinetas*). Por su parte, la alteración argílica avanzada se restringe a los sectores Armadillo y Choique y se relacionada a un evento magmático hidrotermal de tipo ácido-sulfato, vinculado al emplazamiento de cuerpos ígneos en profundidad, por debajo de los sectores Choique y Armadillo (Fig. 3.35d), en un evento magmático-hidrotermal pre-mineral.

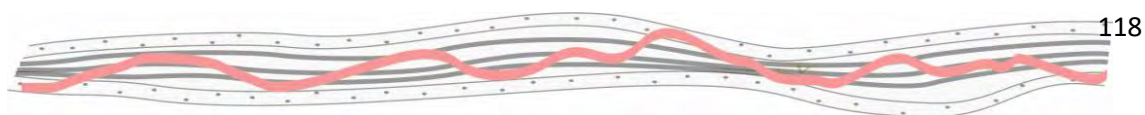
### 3.7. Estudios de isótopos

#### 3.7.1. Isótopos estables de hidrógeno y oxígeno.

El análisis de isótopos estables de los minerales se utiliza para determinar las fuentes de los fluidos hidrotermales, dada la gran variabilidad que presentan los isótopos estables debido a la fuente de los fluidos que les dieron origen o a la mezcla de fuentes magmáticas y meteóricas.

Las fracciones de  $\delta D$  (deuterio) y  $\delta^{18}O$  en fluidos y minerales hidrotermales, como cuarzo, caolinita, illita y adularia suele variar entre los 37 a -132  $\delta D\text{‰}$  y -5.9 a -30  $\delta^{18}O\text{‰}$  en sistemas epitermales de baja e intermedia sulfuración (John *et al.*, 2018). Dicha variación puede reflejar diferentes procesos que afecten a los fluidos (Fig. 3.36), como el intercambio de isótopos entre el agua meteórica con la roca de caja o rocas subyacentes, mezcla de aguas meteóricas y magmáticas, interacción con aguas meteóricas modernas, o la propia ebullición y evaporación de los fluidos hidrotermales (Bethke *et al.*, 2005; John *et al.*, 2018).

Fueron seleccionadas cuatro muestras para el análisis de isótopos estables ( $\delta D$  y  $\delta^{18}O$ ) para el distrito Martinetas (ver Anexo 6), dos de ellas pertenecientes a las vetillas de cuarzo de CVZ, una a las vetas Armadillo, pertenecientes a los eventos 2 y 3, y la última, corresponde a vetillas de caolinita que cortan las estructuras mineralizadas (Tabla 3.2 y Figura 3.36).



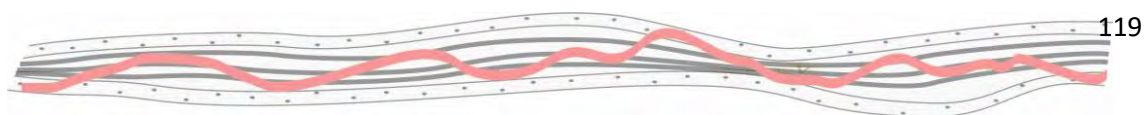


Los análisis fueron llevados a cabo en el *laboratorio Queen's Facility for Isotope Research (QFIR)*, perteneciente a *Queens University*, Canadá (<https://www.queensu.ca/isotope-research/>).

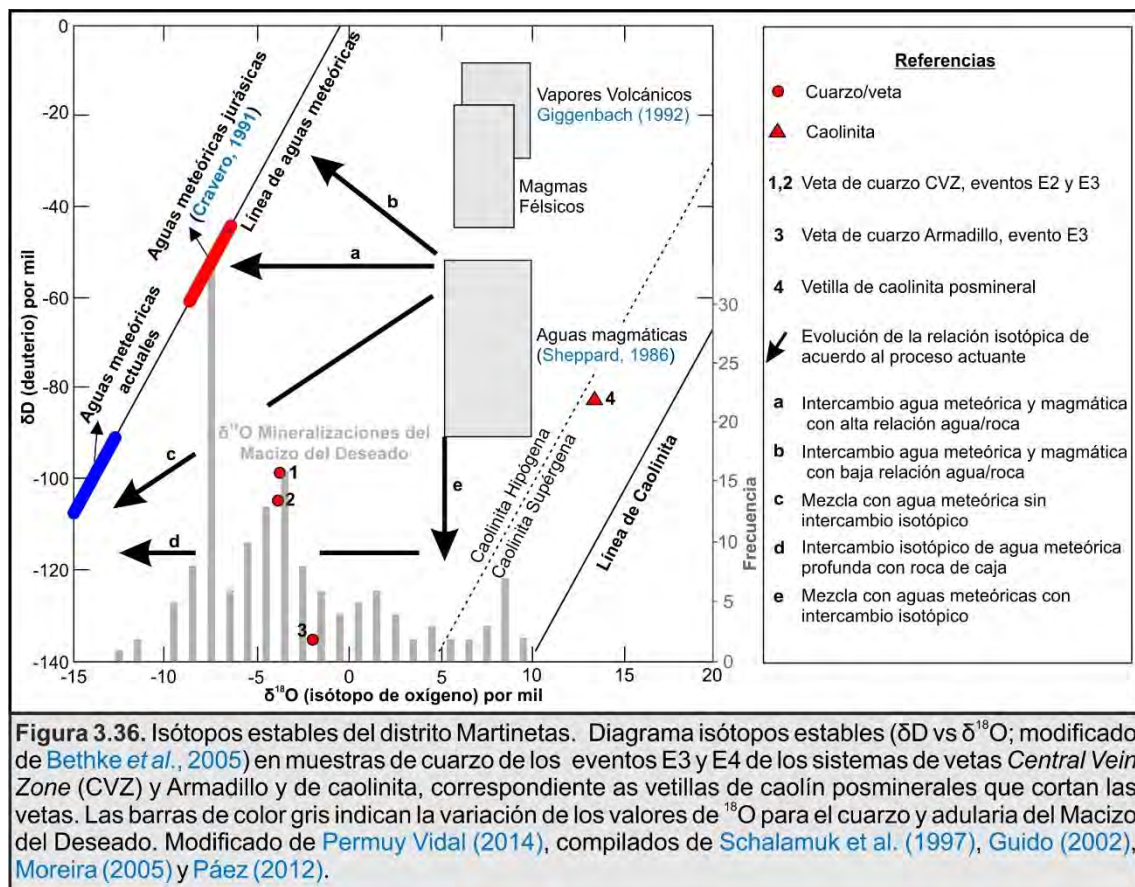
**Tabla 3.2.** Valores de isótopos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  obtenidos para el sistema hidrotermal del distrito Martinetas. El  $\delta^{18}\text{O}$  del cuarzo fue recalculado para utilizar el correspondiente al fluido hidrotermal, según Zheng (1993).

Muestra	Sistema de Vetas	Análisis	Descripción	$\delta^2\text{H} \text{‰}$ SMOW	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ SMOW (Mineral)	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ H <sub>2</sub> O
BD-0436	Central Vein Zone	Roca total	E2, cuarzo y adularia, <i>lattice bladed</i>	-99	3.1	-3.8
BD-0441	Central Vein Zone	Roca total	E3, Cuarzo con bandas de ginguro	-105	2.8	-3.9
FI-0124	Armadillo	Roca total	E3, Cuarzo con bandas de ginguro	-136	4.7	-2.0
AD-0053	Central Vein Zone	Caolinita	Vetilla de caolinita posmineral	-83	13.8	

Como se observa en la figura 3.36, las tres muestras correspondientes a las vetas, presentan una relación  $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$  ubicada por debajo del campo de las aguas magmáticas (Sheppard, 1986), entre los -99 y -136  $\delta\text{D} \text{‰}$  y -2 y -3.8  $\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ , mostrando valores similares en  $\delta^{18}\text{O}$ , pero con una diferencia en más de 30  $\delta\text{D} \text{‰}$  entre las muestras de CVZ y la de Armadillo. Los diferentes patrones de dispersión de valores de  $\delta\text{D}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  sugieren varios posibles procesos físicos o químicos, como indican las flechas sombreadas de la Fig. 3.36, que desplazan las relaciones isotópicas de los fluidos a valores inferiores a los del agua magmática evolucionada, y producen una dispersión de aproximadamente 30  $\delta\text{D} \text{‰}$ . Las muestras de CVZ presentan una menor dispersión con mayores valores de  $\delta\text{D} \text{‰}$ , indicando una mezcla del agua magmática evolucionada en sectores distales con menor intercambio isotópico respecto a la muestra de Armadillo, cuyo patrón observado puede corresponder a una modificación de la composición isotópica del agua magmática evolucionada en sectores distales por aguas meteóricas que se sometieron a un extenso intercambio agua-roca en las profundidades del sistema (flechas "d" y "e" en figura 3.36). Se esperaría que tal cambio fuera el resultado de una intensa lixiviación en profundidad (Bethke *et al.*, 2005), coincidente con la presencia de una penetrativa silicificación y asociada a una alteración argílica avanzando con pirofilita y dickita en los sectores de Armadillo y Choique (ver apartado 3.6 *Análisis de alteración del distrito Martinetas*). Si bien este evento se interpreta como previo al de la mineralización, evidenciarían una fuente de aguas magmáticas en profundidad y un alto intercambio isotópico con la roca de caja de las aguas meteóricas en las profundidades del sistema.

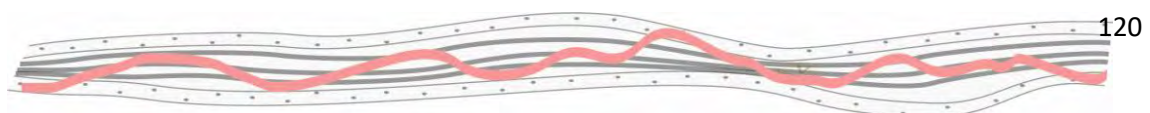


Por su parte, la caolinita puede formarse tanto de manera hipógena como supérgena y de acuerdo a Sheppard *et al.*, (1969) y Taylor (1974), su origen puede distinguirse a partir de su fraccionamiento, controlado por la temperatura de formación, la cual determina la posición isotópica de la línea de caolinita supérgena-hipógena observada en la figura 3.36. La menor temperatura y origen meteórico de la primera resulta en su ubicación a la derecha de dicha línea, como puede observarse para la muestra que representa las vetillas de caolinita que cortan las vetas y rocas de caja (Fig. 3.36). Esto último permite confirmar a las vetillas posminerales de caolinita como de origen supergenico y mas joven que el sistema hidrotermal (posiblemente miocena).



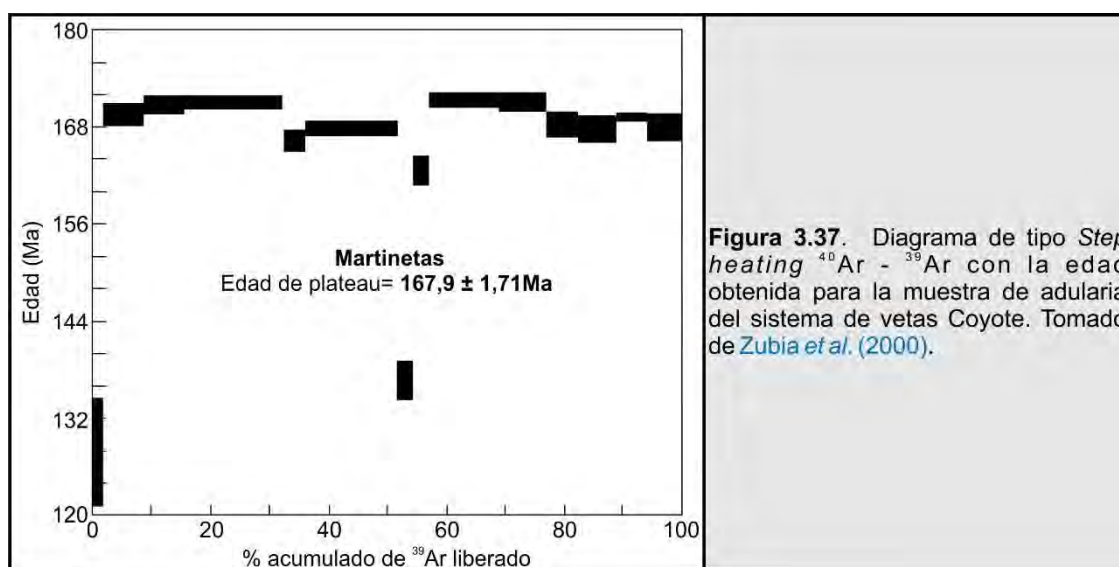
### 3.7.2. Isótopos inestables: edad de la mineralización

Con el objetivo de conocer la edad de la mineralización en Martinetas, se tomó como referencia la determinación geocronológica mediante el método Ar/Ar, sobre cristales de adularia de una muestra procedente del sistema de vetas Coyote, realizado en 1999 y publicado en el trabajo de Zubia *et al.* (2000). La muestra proviene de la parte central del sistema de vetas



Coyote, en la cota 137. La muestra histórica corresponde a un bandeo coloforme formado por finas a gruesas bandas de cuarzo y adularia que cortan un pulso de cuarzo microcristalino de color gris claro, por lo que se interpreta que corresponde al pulso 2 descrito previamente. En la figura 3.37 se presenta el patrón de liberación de gas para esta muestra, se observa una edad aparente inicialmente baja y aumenta a una edad aparente alta, debido a la reproducibilidad de las partes de temperatura más alta de cada espectro, se determinó a dicho rango como la edad del material.

Los resultados revelan una edad plateau de  $167,9 \pm 1,71\text{Ma}$  (Fig. 3.37, Anexo 7), lo que permite ubicar a la mineralización en el Jurásico medio, más específicamente dentro del piso Bathoniense (Cohen *et al.*, 2013). Sin embargo, dada la complejidad del patrón general y las adecuadas, pero bajas cantidades de gas en la porción de la meseta, esta edad debe tomarse con cautela según los autores, quienes proponen como dato válido una edad mínima de entre los 168-172 Ma, dado que los pasos de media y baja temperatura se encuentran en dicho rango (Fig. 3.37; ver Anexo 7).

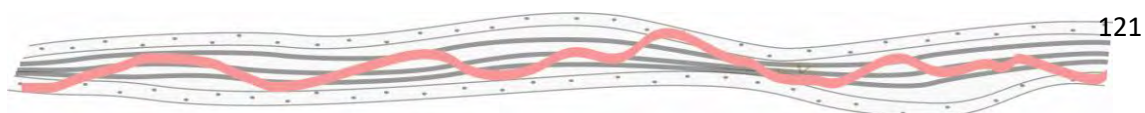


### 3.8. Consideraciones finales y discusión

#### 3.8.1. Clasificación del depósito auroargentífero Martinetas

En función de la descripción del yacimiento realizada en este capítulo, es posible caracterizar la mineralización del distrito Martinetas, resumido en los puntos siguientes (Tabla 3.3):

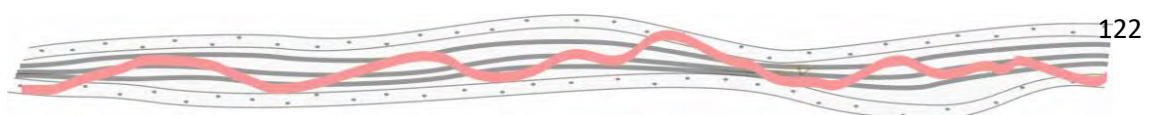
- a) La mineralización forma cuerpos vetiformes de hasta 5 m de espesor y varias decenas de metros de longitud, caracterizados por el desarrollo de





texturas brechosas, bandeados coloformes, *lattice bladed* y cuarzo en peine con tamaños de grano finos (Figs. 3.14, 3.15 y 3.16). En el sector de CVZ predominan las estructuras asociadas a vetillas paralelas (*sheeted vein*), en los sectores Armadillo y Choique, predominan estructuras vetiformes y brechas con una intensa silicificación de la roca de caja. Estos cuerpos se asocian a fallas normales y se alojan en una secuencia volcánica compuesta por rocas piroclásticas riolíticas en CVZ y rocas subvolcánicas de composiciones riodacíticas y andesíticas en Armadillo-Choique (Figura 3.5).

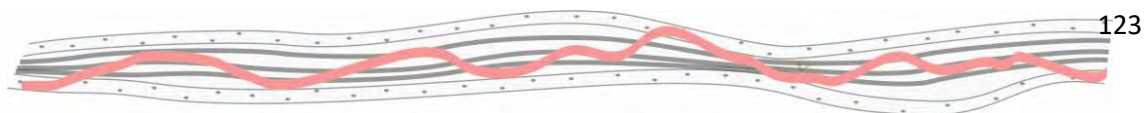
- b) La signatura geoquímica de las vetas, cuya paragénesis de metales corresponde principalmente a Au-Ag, con muy escaso contenido de Cu-Pb-Zn-Sb-As. La relación Ag/Au se promedia en 3,5:1, lo que permite definir al yacimiento como un depósito auroargentífero, tendiendo a aurífero (Fig. 3.6a).
- c) La mena ésta compuesta por una mineralogía simple de oro nativo, electrum y escasa pirita con Au. La mineralogía de la ganga también es relativamente sencilla, compuesta por adularia, cuarzo y sericita (illita) y pirita, con escasa calcopirita y esfalerita como sulfuros, que se presentan en cantidades variables (Figuras 3.8 y 3.17), pero no suelen superar el 2 % en volumen de la estructura.
- d) La mineralización se presenta como vetas finamente bandeadas y vetillas/brechas locales que comprenden predominantemente bandas de cuarzo coloforme (generalmente calcedonia, con cuarzo en peine fino u ópalo), adularia, cuarzo pseudomorfo de carbonato y bandas de ginguros.
- e) Las características texturales y mineralógicas encontradas en el distrito Martinetas, que comprenden predominantemente bandas de cuarzo coloforme y costriforme, adularia rómbica, cuarzo pseudomorfo de carbonato (*lattice bladed*) y bandas de ginguros, sugieren a la ebullición como principal proceso responsable de la deposición de minerales. En ambientes epitermales, el origen de la precipitación de calcita en vetas es muy probablemente impulsada por la pérdida de CO<sub>2</sub> debido a la ebullición (Henley *et al.*, 1984), de igual manera se ha relacionado la presencia de la adularia rómbica (Browne y Ellis, 1970) y las bandas de ginguros (Tharalson *et al.*, 2019) como producto de este proceso.



- f) Los cuerpos mineralizados están rodeados por un halo de alteración compuesto principalmente por la asociación adularia, cuarzo, illita, interestratificados illita/esmectita, esmectita y cantidades menores de clorita y calcita en los sectores distales (Figura 3.33 y 3.34). Si bien los sectores de Armadillo-Choique exhiben pirofilita y dickita como minerales de alteración, esta se atribuye al evento pre-mineral de intrusión de los

**Tabla 3.3.** Características principales del yacimiento epitermal Martinetas y su comparación con los depósitos epitermales de baja e intermedia sulfuración.

	Baja Sulfuración	Martinetas	Sulfuración Intermedia
<b>Sulfuros Primarios</b>	Py-Pi-Aspy-Esf (Fe)-Cpy-Ga-Tt-Tn	Py-Cpy	Py-Esf (bajo Fe)-Cpy-Ga-Tt/Tn
<b>Salinidad</b>	Muy Baja (<5% NaCl eq.), rico en agua meteórica	1.8 % NaCl equivalente	Alta (hasta 23% NaCl eq), mayor aporte magmático
<b>Rocas asociadas</b>	Volcánicas subaéreas, calcoalcalinas y bimodales (basaltos a andesitas y riolitas)	Rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición basandesítica a riolítica	Rocas volcánicas subaéreas calcoalcalinas (andesitas a riolitas). Raras riolitas.
<b>Morfologías de depósito</b>	Vetas, vetillas (subparalelas o stockwork), brechas y en menor medida diseminación, y reemplazo. bonanzas u "ore shoots" de 100 a 150m de desarrollo vertical	Vetas, vetillas (subparalelas o stockwork) y brechas	Principalmente vetas y brechas y < diseminaciones (poco conocidas, Real de Ángeles, México). Intervalo mineralizado de hasta 1000m de desarrollo vertical
<b>Signatura geoquímica</b>	Au y Ag, con poco Cu-Pb-Zn, Mo, As, Sb, Hg y Tl	Au y Ag	Ag-Au y metales base (Cu, Pb, Zn), con Mo, As, Sb, Te, Se y Hg
<b>Relación Ag-Au</b>	0,5 a 20: Auroargentíferos	3,5 (Auroargentífero)	10 a 1500: Argentíferos
<b>Mena</b>	(S= <2% vol): Oro, electrum, argentita y sulfosales de Ag ("ginguro") asociados a Py (ppal sulfuro) y < Esf (Fe), marcasita, Ga, Tt/Tn, Cpy, Aspy Pi y seleniuros	Oro, electrum, ginguros Py(Au)	(S: 5 a >20% vol): Ag, electrum, argentita, sulfosales de Ag ("ruby silvers"), telurios y menor seleniuros, con Py, Esf (bajo Fe), Ga, Tt/Tn, Cpy
<b>Ganga</b>	Cuarzo, calcedonia, calcita y menor fluorita	Cuarzo, calcedonia	Cuarzo, calcita, rodocrosita, anhidrita, menor baritina y rodonita
<b>Texturas de cuarzo</b>	Crustiforme, coloforme, cocarda, en peine, brechosa y pseudomórfica de calcita	Coloforme, en peine, brechosa y pseudomorfos de calcita	Crustiforme grueso y en peine y < coloforme, cocarda, brechosa y pseudomorfos de calcita
<b>Alteración hidrotermal</b>	Restringida: Qz-adul, Argílica (illita, mixed layer, esmectita) y Propilitica (clorita, calcita, epidoto) y piritización	Cuarzo-Adularia, Argílica intermedia (Illita-Esmectita) y argílica avanzada (steam heated), propilitica (clorita, calcita) y piritización	Qz-illita-adularia (poca), Argílica (sericita ppalmente) y propilitica (clorita, calcita) y piritización
<b>Rasgos superficiales</b>	Sinter silíceo, "steam heated blanket" y "silica cap"	Steam heated y silica cap	Laminados silíceos, "steam heated blanket" y "silica cap"



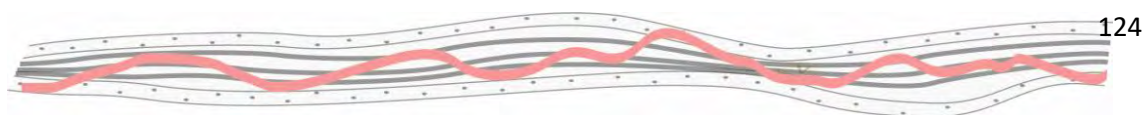
cuerpos subvolcánicos presentes en dicho sector (ver capítulo 2). Las brechas de interacción magma-sedimentos cargados en agua que presentan los cuerpos intrusivos en sus bordes (ver Capítulo 2), evidencian la coexistencia de fuentes magmáticas cercanas en profundidad y aguas subterráneas, la cual conduciría a la generación de sistemas magmáticos-hidrotermales de alta temperatura y acidez asociados, originados por la desgasificación del cuerpo magmático y la absorción del SO<sub>2</sub> y HCl que por las aguas subterráneas.

Todas las características citadas indican que la naturaleza del depósito es de tipo epitermal de baja sulfuración, de acuerdo a las clasificaciones propuestas por [Hedenquist \*et al.\* \(2000\)](#) y [Sillitoe y Hedenquist \(2003\)](#). (Tabla 3.3).

### 3.8.2. Distribución y naturaleza de las alteraciones

La alteración hidrotermal presente en el distrito presenta una superposición de eventos previos, sincrónicos y posteriores a la mineralización.

En primera instancia se observa que los sectores Armadillo y Choique se encuentran afectados por una intensa silicificación que afecta principalmente a los cuerpos riódacíticos allí aflorantes, a modo de reemplazo penetrativo de la roca. Se conforma por un agregado de cristales de cuarzo microcristalino a modo de mosaico que enmascara la textura original de la roca. Alrededor de dicha silicificación, se hace presente la asociación mineral de alteración pirofilita, dickita y caolinita de alta cristalinidad. Estas últimas son indicadoras de alta acidez y temperatura ([Hedenquist y Arribas, 1999](#), [Arribas y Hedenquist, 2019](#)), y se relacionan a la interacción de los gases magmáticos que contienen SO<sub>2</sub> y HCl con el nivel freático ([Hedenquist y Lowenstern, 1994](#)). La presencia de fábricas de interacción del magma con los sedimentos cargados en agua en los cuerpos subvolcánicos de estos sectores, evidencia la coexistencia de magmatismo y un nivel freático previo al evento mineralizante del distrito. Esta configuración mineral respondería a una alteración de tipo argílica avanzada, conformada por un núcleo de cuarzo de textura porosa, bordeado por un halo de pirofilita, dickita y caolinita de alta cristalinidad (Fig. 3.38, "1 - *vuggy quartz*-" y "2", respectivamente;



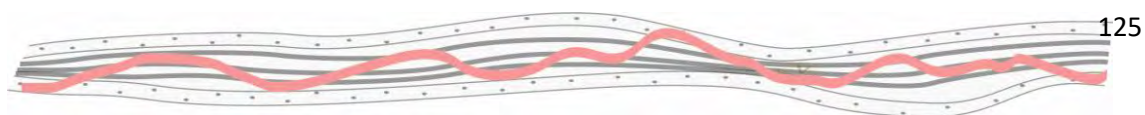


Sillitoe, 2010) y se interpreta como un evento previo al responsable de la mineralización del distrito.

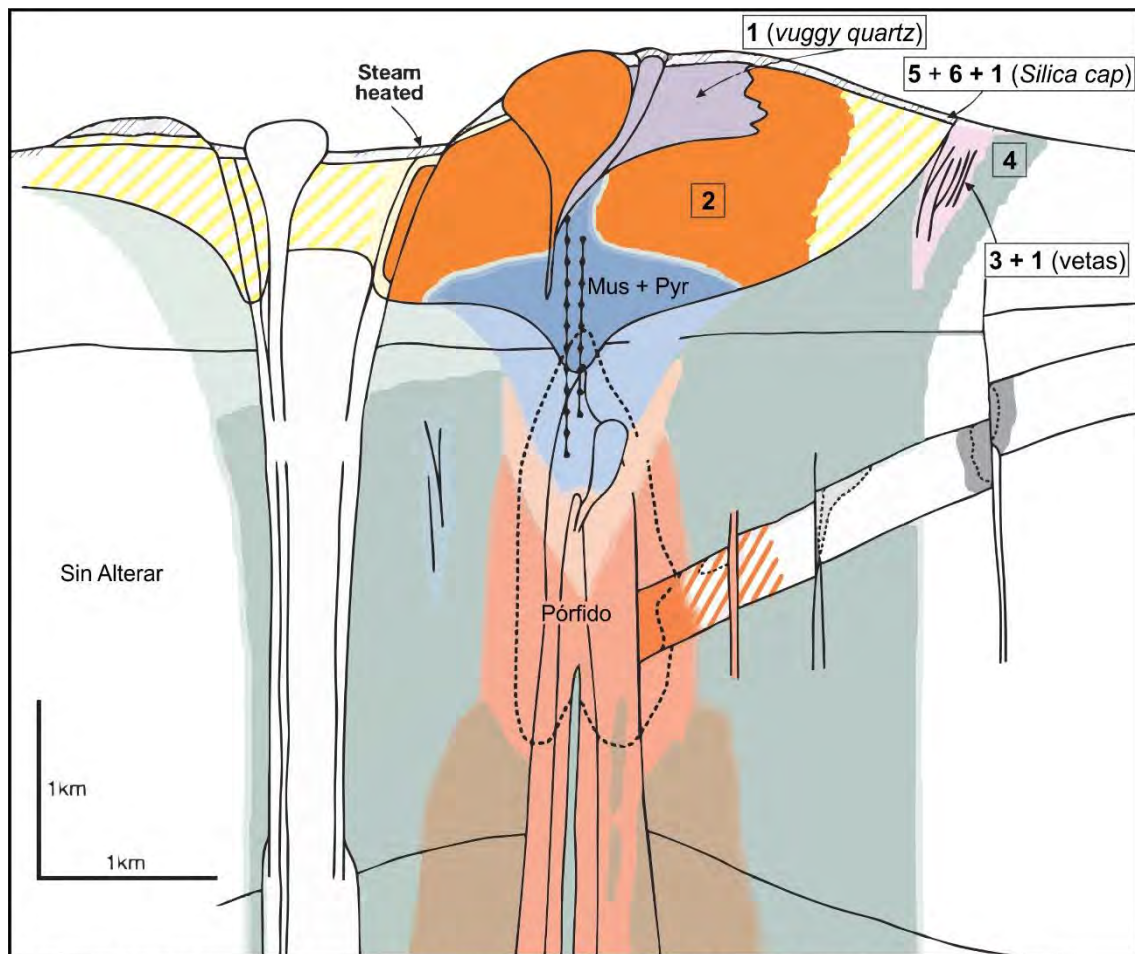
Adyacente a las vetas y vetillas epitermales, se presenta un agregado de cuarzo-adularia (Fig. 3.38, "1 vetas") e illita, abarcando los primeros centímetros a escasos metros desde las estructuras, seguida por interestratificados de illita/esmecita (Fig 3.38, "3"). A su vez, la illita presenta composiciones más sódicas (paragonítica) en dirección hacia zonas proximales (adyacente a las vetas/vetillas), asociado según Pontual *et al.* (2008b), a un incremento en la cristalinidad y proximidad a zonas de mayor temperatura del sistema de alteración. Por debajo del nivel de oxidación, la alteración adyacente al sistema de vetas/vetillas es acompañada por disseminaciones de pirita y hacia las porciones distales (decenas de centímetros a decenas de metros desde las vetas/vetillas), la roca de caja presenta los cristales máficos alterados a clorita y las plagioclasas principalmente a carbonatos, conformando una alteración propilítica (Fig. 3.38, "4"), la cual se vincula al evento epitermal relacionado a la mineralización del distrito (syn-mineral).

La alteración propilítica descrita también se observa como reemplazos parciales de los fenocristales en todas las unidades aflorantes en el distrito, lo cual se relaciona una alteración deutérica, como se ha señalado para otros yacimientos del Macizo del Deseado (Páez *et al.* 2010; Rodríguez, 2013; Echeveste *et al.*, 2016).

La porción somera de los sistemas de vetas/vetillas y rocas de caja, están afectadas por una penetrativa e intensa alteración a caolinita de alta cristalinidad acompañada por jarosita, que cubre desde la superficie topográfica hasta algunas decenas de metros en profundidad. La asociación espacial de silicificaciones subhorizontales, interpretadas como *silica cap* (Fig. 3.38, "1 Silica cap") y la asociación de caolinita y jarosita permiten interpretar a este evento como de *steam heated* (Fig. 3.38, "5"), formada a partir de fluidos cargados con  $H_2S$  que al interactuar con el  $O_2$  en la zona vadosa forma  $H_2SO_4$ , generando condiciones suficientemente ácidas como para formar caolinita (pH 2-3; Arribas y Hedenquist, 2019). La superposición de esta alteración con la asociada a la mineralización del distrito, requiere del ascenso relativo de los bloques mineralizados con el consecuente descenso del nivel



freático en un evento tardío del sistema epitermal, de naturaleza post-mineral.



**Figura 2.38.** Modelo esquemático de la alteración asociada a un modelo hidrotermal tipo pórfido-epitermal (Modificado de Sillitoe, 2010). (1) Silicificación; (2) Pirofilita + Dickita (Argílica avanzada Magmático-hidrotermal); (3) Illita, Illita/Esmectita; (4) Clorita ± Calcita ± Epidoto; (5) Caolinita ± Jarosita (Steam Heated); (6) Halloysita ± Jarosita ± Óxidos e hidróxidos de Fe.

Por último, en los sectores más someros se observan vetillas de caolinita de baja cristalinidad (halloysita) que descienden desde la superficie topográfica en pequeñas fracturas, rellenando espacios dentro de las estructuras mineralizadas, en asociación con óxidos e hidróxidos de Fe y jarosita, las cuales cortan tanto a las vetillas de cuarzo syn-minerales, como a las rocas adyacentes, incluidas a las afectadas por el ambiente de *steam heated*. Esto último denota su naturaleza posmineral, producto de la intemperización y/o circulación de aguas meteóricas en descenso. La caolinita que aparece junto a los óxidos, hidróxidos de hierro y jarosita, tiene un origen supergénico ya que la caolinita hipogénica está en equilibrio con la pirita (Simmons et al., 2005), asociado a la oxidación de la pirita por aguas superficiales, lo cual genera soluciones ácidas capaces de formar caolinita por

alteración de adularia e illita (Sillitoe, 2005). Estas características, junto a su naturaleza supérgena determinada por isótopos de  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$ , evidencia su origen a partir de aguas meteóricas descendentes por descenso del nivel freático y oxidación del sistema (Fig. 3.38, "6").

Esta relación permite interpretar al menos cuatro eventos de alteración. El primero corresponde a uno magmático-hidrotermal, relacionado al emplazamiento de los cuerpos ígneos al sur del distrito, constituida por fajas de cuarzo residual de textura porosa con halos de pirofilita y dickita. El segundo está relacionado a la mineralización epitermal de Martinetas, conformada por halos de alteración argílica intermedia en la zona proximal y propilítica distalmente a las vetas/vetillas. El tercer evento, está generado por el colapso del sistema o el posible ascenso relativo de los bloques mineralizados y consecuente sobreimpresión de un ambiente de *steam heated* sobre el sistema de vetas/vetillas y su alteración asociada. Por último, el levantamiento de los bloques en una etapa posterior al sistema hidrotermal, producen la oxidación del sistema, evidenciado tanto por los óxidos de Fe, caolinita de baja cristalinidad supérgena y jarosita, como por los haluros de plata observados en la mineralización en las porciones más someras de las vetas.

### 3.9. Referencias

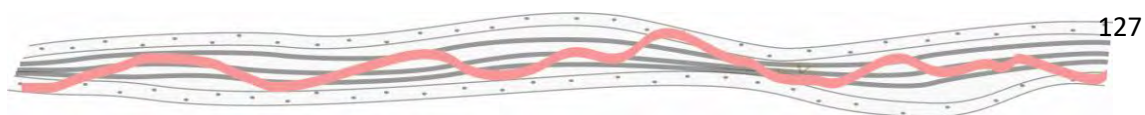
Albino, G.V., and Margolis, J., 1991, Differing styles of adularia-sericite epithermal deposits—Contrasts in geologic setting and mineralogy [abs.]: Geological Society of American Abstracts with Programs, v. 23, p. A230.

Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D., and Chomiak, B.A., 2001. Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico—Constraint from fluid inclusion and stable isotope data:

Society of Economic Geologists Special Publication 8, p. 1–32.

Arribas, A., Jr., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid: Mineralogical Association of Canada Short Course, v. 23, p. 419–454.

Arribas, A. y Hedenquist, J., 2019. Environments of advanced argillic alteration: II) steam-heated, and exploration implications. Conference: Society of Resource Geology Annual





Symposium, University of Tokyo, Tokyo, Volume: 69.

Ashley, R.P., 1982. Occurrence model for enargite-gold deposits: U.S. Geological Survey Open-File Report 82-795, p. 144–147.

Berger, B.R. y Henley, R.W., 1989. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States: Economic Geology Monograph 6, p. 405–423.

Bethke, P.M., Rye, R.O., Stoffregen, R.E. y Vikre, P.G., 2005. Evolution of the magmatic-hydrothermal acid-sulfate system at Summitville, Colorado: Integration of geological, stable isotope, and fluid-inclusion evidence: Chemical Geology, v.215, p. 281–315.

Bodnar, R.J., Reynolds, T.J., y Kuehn, C.A., 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems: Reviews in Economic Geology, v.2, p. 73–97.

Bonham, H.F., Jr., 1988. Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits, in Hedenquist, J.W., White, N.C., and Siddle, G., eds., Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific—Geology,

geochemistry, origin, and exploration, II: Journal of Geochemical Exploration, v. 36, p. 339–374.

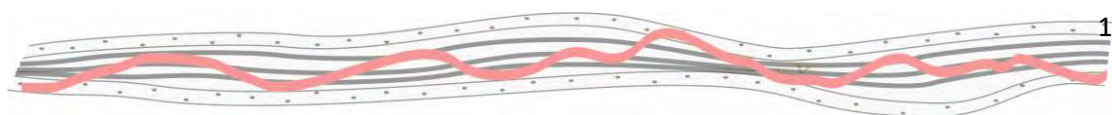
Bonham, H.F., Jr., 1986. Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review: Volcanism, Hydrothermal Systems and Related Mineralisation, International Volcanological Congress, 5th, University of Auckland, Auckland, New Zealand, Proceedings, p. 13–17.

Broomhead, D.S. y Lowe, D., 1988. Multivariable functional interpolation and adaptive networks. Complex Systems, 2, 321–355

Brown, P.E., 1989. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. The American Mineralogist 74, 1390–1393.

Brown, K.L., 1986. Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand: Economic Geology, v. 81, p. 979–983.

Browne, P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 6, 229–250.



Browne, P.R.L. y Ellis, A.J., 1970. The Ohaaki broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science* 269, 97–131.

Buchanan, L.J., 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environment in the southwest: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 237–262.

Clayton, R.N. y Mayeda, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 27, 43-52.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. y Fan, J.X., 2013; (actualización 2020). Traducción al castellano de J.C. Gutiérrez-Marco en colaboración con: The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.

De Martino, F.J., Paez, G., Echeveste, H., Jovic, S. y Tessone, M.O.R., 2020. Felsic magma-water interaction in shallow intrusive environments: Timing between fluidal peperites and intrusive hyaloclastites in a Jurassic cryptodome from the eastern Deseado Massif (Patagonia, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 102654.

doi:10.1016/j.jsames.2020.102654

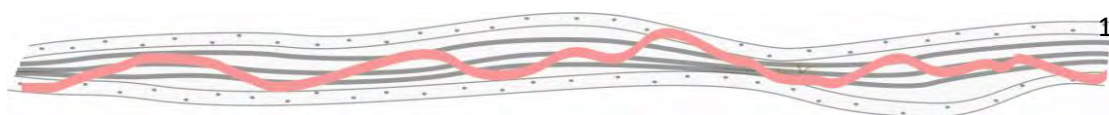
Dristas, J. y Frisicale, C., 2014. Descripción petrográfica de 14 muestras de cuarzo y análisis termométrico de 5 de ellas, pertenecientes al Prospecto Martinetas, en el Depósito Epitermal de Au-Ag Don Nicolás, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Informe técnico. Inédito. 18p.

Dong, G. y Morrison, G. W., 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita* 30: 11-19.

Dong, G., Morrison, G. W. y Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland - Classification, origin and implications. *Economic Geology* 90 (6): 1841-1856.

Echavarría, L., Schalamuk, I. y Etcheverry, R., 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. *Journal of South American Earth Sciences*. 19. 415-432.  
10.1016/j.jsames.2005.06.005.

Echavarría, L. 1997. Estudio geológico-minero del área El Dorado - Montserrat, Departamento Magallanes,



provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., and Inan, E., 2003, Sulfidation state of hydrothermal fluids—The porphyry-epithermal transition and beyond, chap. 15 of Simmons, S.F., and Graham, I.J., eds., Volcanic, geothermal and ore-forming fluids—rulers and witnesses of processes within the Earth: Society of Economic Geologists and Geochemical Society Special Publication 10, p. 285–313.

Emmons, W.H., 1918. The principles of economic geology: New York, McGraw-Hill Book Company, Inc., 606 p.

Fernández, R., 2017. Análisis geoestadístico y numérico de datos geoquímicos de sondeos de exploración minera, Casos de depósitos epitermales. Revista de la Asociación Geológica Argentina 74, v4: 537-552.

Fernández, R.R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada De Palomera, P., Tessone M., 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y

perspectivas para la exploración. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63 (4): 665-681.

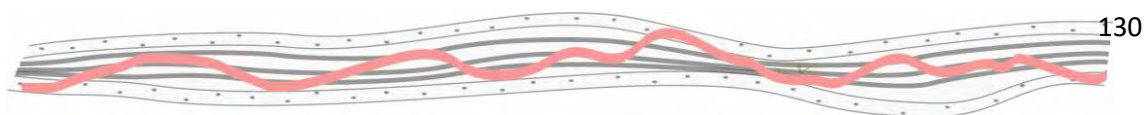
Frimmel, H.E., 2008. Earth's continental crust gold endowment: Earth and Planetary Science Letters, v. 267, p. 45–55.

Genini, A., 1990. Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz, nuevo prospecto auro-argentífero. III Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 3: 97-110.

Genini, A. D., 1977. Informe preliminar Mosaico 4969-II-B3, Proyecto 19 NE, Área Cerro Vanguardia, Prov. de Santa Cruz. Plan Patagonia - Comahue, Secretaría de Minería, inédito.

Giggenbach, W.F., 1992. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries: Economic Geology, v. 87, p. 1927–1944.

Giles, D.I., y Nelson, C.E., 1982. Principal features of epithermal lode gold deposits of the circum-Pacific rim-Circum-Pacific Energy and Minerals Resources Conference, 3rd, Honolulu, 1982, Transactions: American Association of Petroleum Geologists, p. 273–278.





Gonzalez Guillot, M., De Barrio, R., Ganem, F., 2004. Mina Martha, un Yacimiento Epitermal Argentífero en el Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 119-204. Río Cuarto.

Guido, D., 2002. Geología y metalogénesis del sector oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata. Inédita. 244 p.

Guido, D. y Schalamuk, I., 2003. Genesis and exploration potential of epithermal deposits from the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. En: Eliopoulos et al. (editores). Mineral Exploration and Sustainable Development. Balkema-Rotterdam, Vol I, 493-496.

Harvey, C. C. y Browne P.R.L., 1991. Mixed-layered clay geothermometry in the Wairakei geothermal field, New Zealand. Clays & Clay Miner. 39: 614-621.

Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P., and Foley, N.K., 1985. Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits, in Berger, B.R., and Bethke, P.M., eds.,

Geology and geochemistry of epithermal systems: Reviews in Economic Geology, v. 2, p. 129–167.

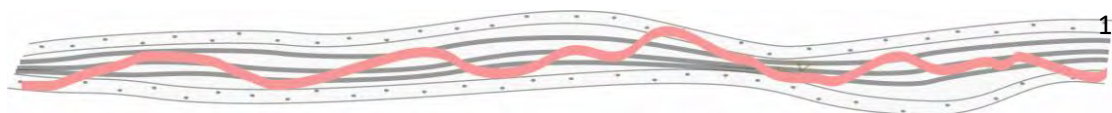
Heald, P., Foley, N.K., y Hayba, D.O., 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits—Acid-sulphate and adularia-sericite types: Economic Geology, v. 82, p.1–26.

Hedenquist, J.W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific basin: Transactions of the Fourth Circum Pacific Conference on Energy and Mineral Resources Conference, Singapore, American Association of Petroleum Geologists, p. 513–524.

Hedenquist, J.W. y Arribas, A., Jr. 1999. The tops and bottoms of high sulfidation epithermal ore deposits. In C.J. Stanley et. al. (eds), Mineral Deposits: Processes to Processing.

Hedenquist, J.W. y Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: Nature, v. 370, p. 519-526.

Hedenquist, J.W., Arribas, A.R., y Gonzalez-Urrien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits, in Hagemann, S.G., and



Brown, P.E., eds., Gold in 2000: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 245-277.

Hedenquist, J.W., Arribas A. y Reynolds, T. J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines: Economic Geology, v. 93, p. 373-404.

Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A. Jr. y White, N.C., 1996. Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration: Resource Geology Special Publication, 1, 18 p.

Henley, R. D. y Ellis, A. J., 1983. Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review: Earth-Science Reviews, v. 19, p. 1-50.

Henley, R.W., Truesdell, A.H. y Barton, P.B., 1984. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. Reviews in Economic Geology 1, 267.

Henley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W. y Luce, R.W., 1980. Equilibria in the system  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  and some general implications for alteration-mineralization processes. Economic Geology 75: 210- 228.

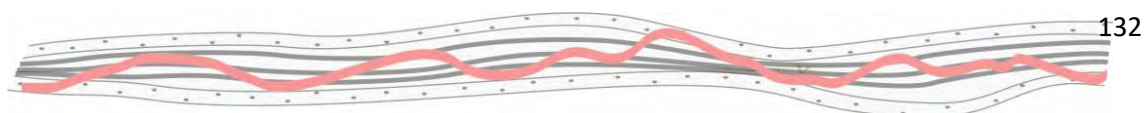
Herrmann, W., Blake, M., Doyle, M., Houston, D., Kamprad, J., Merry, N., Pontual, S., 2001. Short Wavelength Infrared (SWIR) Spectral Analysis of Hydrothermal Alteration Zones Associated with Base Metal Sulfide Deposits at Rosebery and Western Tharsis, Tasmania, and Highway-Reward, Queensland. Economic Geology 96(5): 939-955.

Huntington, J. F., Yang, K. y Boardman, J.W., 1998. Validation of mineralogical variations evident in simulated ARIES-1 hyperspectral data R.O.

Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., and Horiuchi, M., 1976, Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos: Mining Geology, v. 26, p. 105-117. (in Japanese with English abs.).

Janssen, C., Wirth, R., Lin, A. y Dresen, G., 2013. TEM microstructural analysis in a fault gouge sample of the Nojima Fault Zone, Japan. Tectonophysics 583, 101-104.

Janssen, C., Wirth, R., Rybaoki, E., Naumann, R., Lemnitz, H., Wenk, H.-R. y Dresen, G., 2010. Amorphous material in SAFOD core samples (San Andreas



Fault): evidence for crush-origin pseudotachylyte. *Geophys. Res. Lett.* 37, L01303. <http://dx.doi.org/10.1029/2009GL040993>.

John, D.A., Vikre, P.G., du Bray, E.A., Blakely, R.J., Fey, D.L., Rockwell, B.W., Mauk, J.L., Anderson, E.D., y Graybeal, F.T., 2018. Descriptive models for epithermal gold-silver deposits: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–Q, 247. <https://doi.org/10.3133/sir20105070Q>.

Jovic. S. M. 2010. *Geología y Metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz*. 1a ed. Editorial de la Universidad de La Plata (EDULP), La Plata. 278 p.

Jovic, S. M., Guido, D. M., Schalamuk, I. B., Ríos, F. J., Tassinari, C. C. G., Recio, C., 2010. Pingüino In-bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita* 45: 735763.

Kerr, A., Rafuse, H., Sparkes, G., Hinchey, J. y

Sandeman, H., 2011. Visible/infrared spectroscopy (VIRS) as a research tool in economic geology; background and pilot studies from New Foundland and Labrador. 145-166.

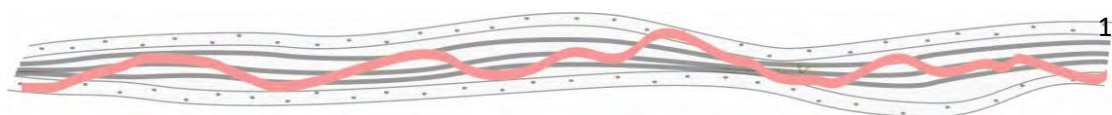
Kristmannsdotter, H., 1984. Types of clay minerals in hydrothermally altered basaltic rocks: Reykjanes, Iceland: *Jokull*, v.26, p. 30-39.

Leach, T.M. y Muchemi, G.G., 1987. Geology and hydrothermal alteration of the north and west exploration wells in the Olkaria geothermal field, Kenya. *Proc. The 9th geothermal workshop*: 187-192.

Lin, A., 2019. Thermal pressurization and fluidization of pulverized cataclastic rocks formed in seismogenic fault zones, *Journal of Structural Geology*, Volume 125. 278-284p, ISSN 0191-8141 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.12.010>.

Lin, A., 2011. Seismic slip recorded by fluidized ultracataclastic veins formed in a coseismic shear zone during the 2008 MW 7.9 Wenchuan earthquake. *Geology*. 39. 547-550. [10.1130/G32065.1](https://doi.org/10.1130/G32065.1).

Lin, A., 2008. Fossil earthquakes: the Formation and





Preservation of Pseudotachylytes, vol. 348 Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Lin, A., 1994a. Glassy pseudotachylyte veins from the Fuyun fault zone, northwest China. *J. Struct. Geol.* 102, 71–83.

Lin, A., 1994b. Microlite morphology and chemistry in pseudotachylite, from the Fuyun fault zone, China. *J. Geol.* 102, 317–329.

Lindgren, W., 1933. *Mineral Deposits*, Fourth Edition: McGraw Hill, New York, 9.30 p.

Meyer, C. y Hemley, J. J., 1967. Wall rock alteration. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes, H. L. (Ed) 166–235. Holt, Rinehart and Winston, Nueva York.

Moreira, P., 2005. *Geología y Metalogénesis del Distrito La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz*. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.

Páez, G.N. 2012. *Génesis del yacimiento de metales preciosos Mina Martha, sector sudoccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz*. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata (inédita), 241 p., La Plata.

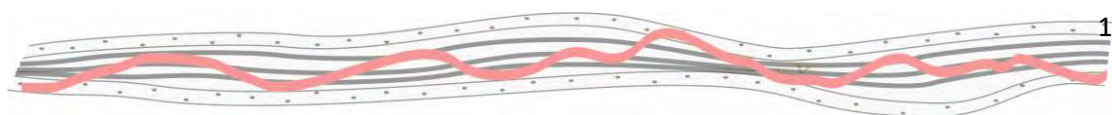
Páez, G.N., Ruiz, R., Guido, D.M., Jovic, S.M. y Schalamuk, I.B. 2010. The effects of Kmetasomatism in the Bahía Laura Volcanic Complex, Deseado Massif, Argentina: Petrologic and metallogenic consequences. *Chemical Geology* 273: 300–313.

Permuy Vidal, C., 2014. *Caracterización detallada de la mineralización en veta Eureka, y su comparación con otras mineralizaciones del Distrito Cerro Negro, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina* PhD thesis, Universidad Nacional de La Plata, LaPlata, Argentina (275 pp. Available at: <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/36121>)

Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. 10.1007/978-1-4020-8613-7\_10.

Pontual, S., Merry, N. y Gamson, P., 2008a. *G-Mex-spectral análisis guides for mineral exploration-spectral interpretation field manual*: Kew, Victoria 3101, Australia, Auspec International Pty. Ltd., v. 1, 62–67p. Edition 3.

2008b, *G-Mex—epithermal alteration systems*: Kew, Victoria 3101, Australia, Auspec



International Pty. Ltd., v. 4, 8 p. Edition 3.

Ransome, F.L., 1907. The association of alunite with gold in the Goldfield district, Nevada: *Economic Geology*, v. 2, p. 667–692.

Reyes, A.G., 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43: 279–309.

Rodríguez, M. E., 2013. Alteración hidrotermal en volcanitas jurásicas del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz: implicancia de los fluidos. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 251 p., La Plata.

Rodríguez, M., Fernández, R. Echavarría, L. & Ducart, D., 2010. Alteración hidrotermal en el distrito minero San José, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 67. 408–411.

Rowe, C.D. y Griffith, A., 2015. Do faults preserve a record of seismic slip: a second opinion. *J. Struct. Geol.* 78, 1–25.

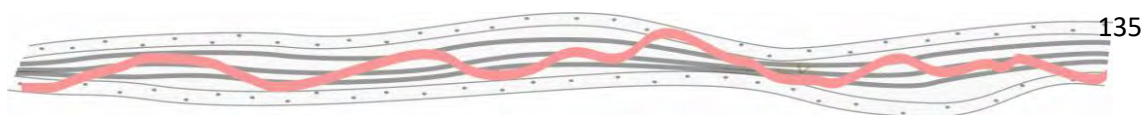
Rowe, C., Kirkpatrick, J. y Brodsky, E., 2012. Fault rock injections record paleo-earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*. 335–336. 154–166. 10.1016/j.epsl.2012.04.015.

Rowe, C.D., Meneghini, F. y Moore, J.C., 2009. Fluid-rich damage zone of an ancient outof-sequence thrust, Kodiak Islands, Alaska. *Tectonics* 28, TC1006 doi:1029/2007TC002126.

Rye, R.O., Bethke, P.M. y Wasserman, M. D., 1992. The stable isotope geochemistry of acid-sulfate alteration: *Economic Geology*, v. 87, p. 225–267.

Saunders, J.A., Hofstra, A.H., Goldfarb, R.J. y Reed, M.H., 2014. Geochemistry of hydrothermal gold deposits, in Holland, H.D., and Turekian, K.K., eds., *Treatise on Geochemistry* (2d ed.), v. 13: Oxford, Elsevier, p. 383–424.

Schalamuk, I.B., Ríos, F.J., De Barrio, R.E., Moreira, P., Fuzikawa, K., Echeveste, H., Cunningham, C., Vieira Alves, J., 2005. Mineralized fluids related to Au-Ag ores in selected districts of epithermal province Macizo del Deseado, Southern Patagonia, Argentina. XVI Congreso Geológico



Argentino, Actas 2: 355- 360. La Plata, Argentina.

Schalamuk, I.B., De Barrio, R., Zubia, M., Genini, A., Echeveste, H., 1999. Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1177-1188.

Schalamuk, I., Zubia M., Genini A., Fernández, R., 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 12 (3): 173-186.

Secretaría de política minera, 2020. Catastro Minero Unificado [online]. Disponible en <<http://cima.minem.gob.ar/datas-et/2100/catastro-minero-unificado>> [revisado el 21 de febrero de 2020].

Sheppard, S., 1986. Stable isotope in high temperature geological processes. En: Valley, J., Taylor, H., O'Neil, J. (editors). *Reviews in mineralogy*, Vol. 16: 165-184.

Sheppard, S. M. F., Nielsen, R. L., and Taylor, H. P., Jr., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits:

*Economic Geology*, v. 64, p. 755-777.

Sibson, R.H., 1975. Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 43, 775–794.

Sillitoe, R.H., 2015. Epithermal paleosurfaces: *Mineralium Deposita* 50, 767–793

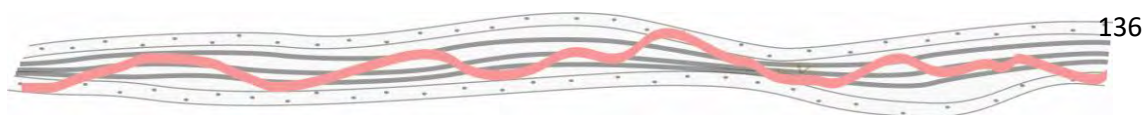
Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*. 105. 3-41. 10.2113/gsecongeo.105.1.3.

Sillitoe, R.H., 2005. Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 723–768.

Sillitoe, R.H., 1999. Styles of high sulfidation gold, silver and copper mineralization in the porphyry and epithermal environments, in Weber, G., ed., *Pacrim '99 Congress Proceedings: Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, p. 29–44.

Sillitoe, R.H., 1993. Epithermal models—Genetic types, geometrical controls and shallow features: *Geological Association of Canada Special Paper* 40, p. 403-417.

Sillitoe, R. H. 1989, Gold deposits in western Pacific arcs; the





magmatic connection. *Economic Geology*, Monograph 6: 274-291.

Sillitoe, R.H., 1977.

Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: *Geological Society Special Publication* 7, 99–116.

Sillitoe, R.H. y Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious metal deposits: *Society of Economic Geologists Special Publication* 10, p. 315–343.

Simmons, S.F. y Browne, P.R.L., 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments: *Economic Geology*, v. 95, p. 971–1000.

Simmons, S.F., White, N.C., y John, D.A., 2005, Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits: *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 485–522.

Singer, D. A., 1995. World class base and precious metal deposits—A quantitative analysis: *Economic Geology*, v. 90, p. 88–104.

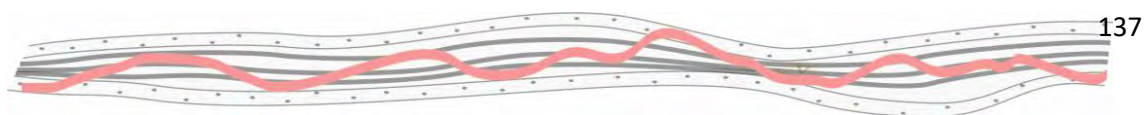
Smith, S.A.F., Billi, A., Di Toro, G. y Spiess, R., 2011. Principal slip zones in limestone: microstructural characterization and implications for the seismic cycle (Tre Monti Fault, Central Apennines, Italy). *Pure Appl. Geophys.* 168, 2365–2393.

Stoffregen, R.E., 1987. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado: *Economic Geology*, v. 82, p. 1575–1591.

Taylor, H. P., Jr., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: *Economic Geology*, v. 69, p. 843–883.

Tharalson, E. R., Monecke, T., Reynolds, T. J., Zeeck, L., Pfaff, K. y Kelly, N.M, 2019. "The Distribution of Precious Metals in High-Grade Banded Quartz Veins from Low-Sulfidation Epithermal Deposits: Constraints from  $\mu$ XRF Mapping" *Minerals* 9, no. 12: 740. <https://doi.org/10.3390/min9120740>

Wallier, S., 2009. The geology and evolution of the Manantial Espejo epithermal silver (+gold) deposit, Deseado Massif, Argentina. Tesis Doctoral de la University of British Columbia,



Vancouver. 303p. Inédito.  
Disponble en:  
<http://circle.ubc.ca/handle/2429/17439>.

White, J.C., 2012. Paradoxical pseudotachylite-Fault melt outside the seismogenic zone. *J. Struct. Geol.* 38, 11–20.

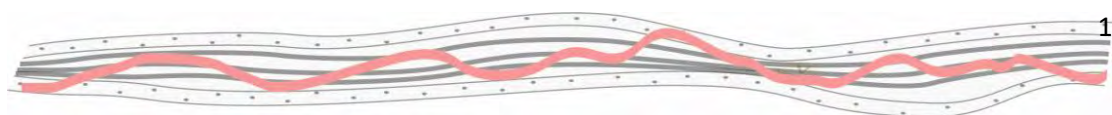
White, N.C. y Hedenquist, J.W., 1995. Epithermal gold deposits—Styles, characteristics and exploration: *Society of Economic Geologists Newsletter* 23, p. 1, 9–13.

White, N.C. y Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization—Variations and their causes, and guidelines for exploration, in Hedenquist, J., White, N.C., and Siddeley, G., eds., *Epithermal Gold Mineralization of the Circum-Pacific, Geology, Geochemistry, Origin and Exploration, II: Journal of Geochemical Exploration*, v. 36, p. 445–474.

Williams, N. y Davidson, G., 2004. Possible submarine advanced argillic alteration at the Basin Lake prospect western Tasmania, Australia. *Economic Geology*. 99. 987-1002. 10.2113/99.5.987.

Zubia, M. A., Genini, A., Dubé, B., Dunning, G. y Villeneuve, M., 2000. Yacimientos Auroargentíferos del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Aspectos Metalogénicos / Estudio Geocronológico de los Campos Filonianos Hospedados en la Formación Chon Aike / Descripción de las Áreas Investigadas. Serie Contribuciones Técnicas; Recursos Minerales No. 13. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.

Zheng, Y. F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals; *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1079-1091







## Capítulo 4

Controles estructural y litológico de la mineralización del distrito Martinetas, Macizo del Deseado, Argentina.



## Controles estructural y litológico de la mineralización del distrito Martinetas, Macizo del Deseado, Argentina.

### 4.1. Introducción

El transporte de fluidos entre las fuentes de los metales y los sitios donde el mineral se deposita responde a los gradientes de presión de dichos fluidos, a los efectos de flotabilidad y a la permeabilidad de la roca encajante (Cox *et al.*, 2001). La alta permeabilidad y los altos gradientes de presión conducen a un alto gradiente de flujo, lo que resulta en un importante transporte de calor, fluido y metales, favorable para la formación de los depósitos epitermales (Ingebritsen y Appold, 2012). Por ello, es importante conocer a qué responde la permeabilidad. Los fluidos magmático-hidrotermales calentados en profundidad, comúnmente por el emplazamiento y cristalización de magmas, asciende a los sectores de depositación en forma de plumas debido a su baja densidad, siguiendo planos de alta permeabilidad, generalmente representados por fallas (Cox *et al.*, 2001; Micklethwaite, 2009; Faulds *et al.*, 2011; Rowland y Simmons, 2012).

La permeabilidad es compleja en la mayoría de los sistemas hidrotermales. Puede responder en parte a una porosidad interconectada, propia de las rocas de caja (permeabilidad primaria), o bien, a fracturas (permeabilidad secundaria). La permeabilidad primaria varía en muchos órdenes de magnitud según el tipo de roca (Ingebritsen y Manning, 2010) y puede variar significativamente lateral y verticalmente debido a sus cambios texturales.

La conectividad de los poros en la permeabilidad primaria es generalmente baja, y el flujo es típicamente controlado por la permeabilidad asociada a las fracturas (Cox *et al.*, 2001; Ingebritsen y Manning, 2010; Rowland y Simmons, 2012). La distribución tridimensional de dichas estructuras, está controlado principalmente por los campos de tensión y presión de los fluidos, pero también puede verse influenciada por anisotropías mecánicas preexistentes (Cox *et al.*, 2001). Las estructuras actúan como canales para el movimiento de los fluidos y las porciones con mayor apertura pueden representar sitios de mayor flujo del fluido hidrotermal y así promover el desarrollo de "clavos" (Fig. 4.1) que albergan la mayor parte de la mineralización, como se observa en muchos sistemas epitermales de baja



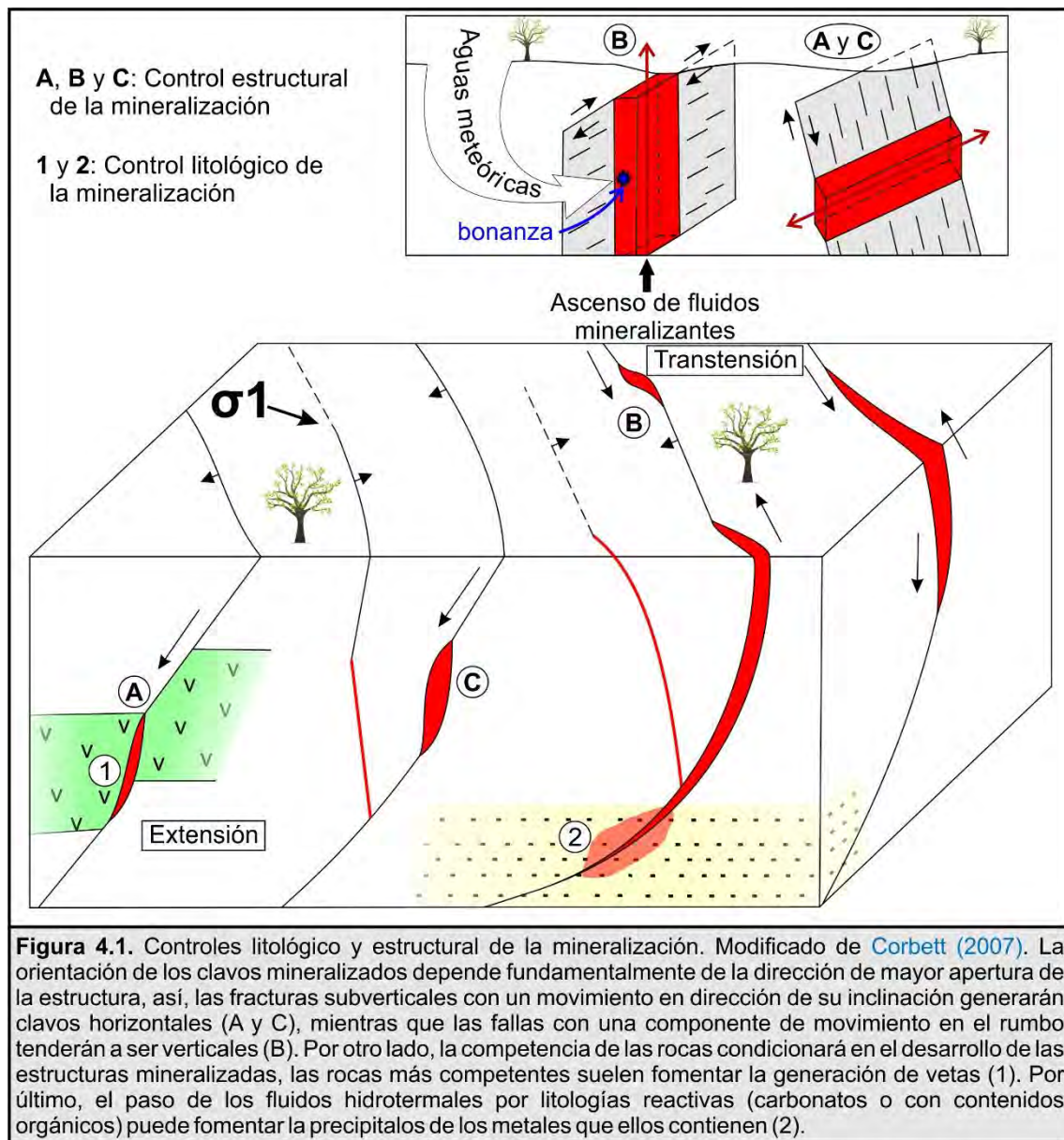
sulfuración (Corbett, 2002). Las zonas de mayor apertura suelen encontrarse en sectores de cizallamiento curvos con dilatación, así como en la terminación de las zonas de falla e intersecciones de las estructuras, sectores donde al haber mayor fracturamiento hay mayor permeabilidad formando sitios estructurales con alto potencial para concentrar los fluidos (Cox *et al.*, 2001; Micklethwaite, 2009; Faulds *et al.*, 2011; Rowland y Simmons, 2012).

Tanto la porosidad y la permeabilidad intergranular, como así también, la correspondiente a la permeabilidad secundaria, pueden variar a lo largo del tiempo debido a la precipitación de minerales que llena el espacio. Por ello, es importante destacar que la alta permeabilidad en los sistemas hidrotermales suele tener una corta vida en relación con la duración de dichos sistemas. Esto quiere decir que las trayectorias de los fluidos comprenden caminos transitorios y los períodos de alto flujo son episódicos, generalmente relacionados con el aumento de la permeabilidad durante eventos sísmicos o magmáticos (Rowland y Simmons, 2012). Esto último, resulta en ciclos de relleno multiepisódicos, reflejados en las estructuras mineralizadas (ver capítulo 3).

A escala del depósito, además de los campos de esfuerzos que actúan durante la vida del sistema hidrotermal, el control de la mineralización se asocia principalmente a la competencia de las rocas de caja. En las secuencias volcánicas, las vetas epitermales pueden estar confinadas sólo a las rocas competentes (Fig. 4.1), mientras que las menos competentes que intervienen en la secuencia albergan sólo estructuras de falla estériles (Corbett, 2007) o pueden presentar un menor desarrollo de la mineralización.

Además, es importante destacar la reactividad de las rocas hospedantes y su interacción con el fluido hidrotermal. Las rocas de caja químicamente reactivas pueden generar la precipitación de los solutos transportados por los fluidos hidrotermales, fomentando la depositación de los metales (Fig. 4.1). Como ejemplos de este efecto, pueden nombrarse las rocas carbonáticas con diatomeas en Cerro de Pasco y Colquijirca (Perú; Einaudi, 1977; Baumgartner *et al.*, 2008; BendeZú y Fontboté, 2009), las areniscas calcáreas y limos en Peñasquito (México; Belanger *et al.*, 2011), y el cemento carbonático en las areniscas cuarzosas de Chinkuashih (Taiwán; Wang, 2010).





Dentro de los materiales reactivos, también se ha citado la materia orgánica que podría portar una roca huésped de la mineralización. La asociación espacial de la mineralización de oro con rocas carbonosas, es un rasgo destacable en los sistemas ricos en oro, como los depósitos del tipo Carlin (Cline *et al.*, 2005), de oro orogénico (Large *et al.*, 2011) y los paleoplaceres de Witwatersrand modificados por fluidos hidrotermales (Fuchs *et al.*, 2017). La asociación de la materia orgánica con la depositación de minerales en depósitos hidrotermales de baja (<120°) y moderada (120-350°) temperatura, es un fenómeno muy estudiado y reconocido desde comienzos del siglo XX (Harder, 1919; Schneiderholm, 1923; Saxby, 1976; Campbell, 1993; Parnell *et al.*, 1993; Giordano, 1996; Leventhal y Giordano, 1997; Gize, 1999, Kettler, 2000; Pirajno, 2009). La materia orgánica y sus



derivados pueden tener diferentes roles activos en los procesos que forman o preservan depósitos metalíferos, entre los que se encuentra la concentración y reducción de los metales (Leventhal y Giordano, 1997). Teniendo en cuenta esto, la materia orgánica que juega algún rol en la génesis de un depósito puede ser usada como una herramienta exploratoria (Levinson, 1974; Rose *et al.*, 1979; Carlisle *et al.*, 1986; Landis y Hofstra, 1991; Brooks *et al.*, 1995; Leventhal y Giordano, 1997).

En el presente capítulo se describen los controles estructural y litológico que afectan la distribución, orientación y precipitación de la mineralización en el distrito Martinetas, desde el contexto estructural del Macizo del Deseado y del distrito y el análisis del rol que juegan las unidades geológicas que hospedan la mineralización.

## 4.2. Marco estructural del Macizo del Deseado

### 4.2.1. Marco estructural regional pre-Jurásico

Si bien las rocas que afloran en el área de estudio pertenecen al Jurásico, es importante tener en cuenta la historia de la estructuración regional, abarcando los ciclos orogénicos y las fases diastróficas que ocurrieron sobre el Macizo y sectores aledaños en etapas pre-, syn- y pos-mineralización, dado que las estructuras del basamento pre-jurásico jugaron un control fundamental en el comportamiento ante los esfuerzos de las rocas jurásicas y la evolución tectónica posterior las desplazó lateral y verticalmente.

Durante la evolución geológica del Macizo del Deseado, ubicado en el extremo sur de la placa sudamericana, ha habido una historia de deformación compleja, dada a las variaciones que su marco geotectónico ha sufrido desde el Eopaleozoico.

La evolución tectónica del Macizo comenzaría en el ciclo Pampeano, a partir de la depositación de los Esquistos La Modesta y los gneisses y metamorfitas de mayor grado del Complejo Metamórfico Río Deseado (Viera y Pezzuchi, 1976).

Durante el ciclo Famatiniano se intruyen granitoides y tonalitas, los cuales representarían un arco magmático en el sector norte del Macizo del Deseado (Ramos, 2002), con una dirección de deformación penetrativa dominante N35°O (Giacosa *et al.*, 2002). Según Fracchia y Giacosa (2006) el



basamento en el noreste del Macizo presenta evidencias de deformación transcurrente de cinemática dextral y dúctil-frágil en zonas de cizalla de orientación NNO, correspondiente al Silúrico Tardío-Devónico, representando un importante acortamiento regional en dirección NNE-SSO a NE-SO y sugiriendo que el contexto geodinámico del orógeno paleozoico de la comarca del Deseado en este sector se ha mantenido durante el lapso Silúrico Tardío-Pérmico Temprano.

El ciclo Gondwánico se caracteriza por el desarrollo de un rift, representado por un relleno syn-extensional (Formaciones La Golondrina y La Juanita) en hemigrábenes de orientación NNO-SSE a NS ([Ramos, 2002](#)), que hacia el Triásico superior y Jurásico inferior evolucionan hacia una etapa de subsidencia termal caracterizada por sedimentación silicoclástica (Grupo El Tranquilo) y piroclástica (Formación Roca Blanca). La configuración NNO que presenta la cuenca neopaleozoica de La Golondrina sugiere un control de las estructuras del basamento ([Giacosa, 2020](#)), alineadas a su vez, con el arco magmático Paleozoico ([Ramos, 2008](#)).

Hacia el Triásico superior se instala un cinturón magmático calcoalcalino de orientación NNO-SSE, atravesando la Patagonia desde el sudoeste de Río Negro, hasta el noreste de la provincia de Santa Cruz, denominado Batolito Patagónico Central (Fig. 4.3; [Rapela et al., 1991](#); [Navarrete et al., 2019](#)) y representado en el Macizo del Deseado por la Formación La Leona, aflorante en las localidades de La Calandria y La Leona.

#### *4.2.2. Marco estructural de las mineralizaciones jurásicas*

El Jurásico del Macizo del Deseado se destaca por el desarrollo de una extensa y voluminosa actividad ígnea (ver capítulo 2) que implicó una intensa fusión de la corteza ([Pankhurst y Rapela, 1995](#); [Seitz et al., 2018](#)) con una aparente migración de la actividad ígnea hacia el suroeste ([Féraud et al., 1999](#); [Pankhurst et al., 2000](#)). Este volcanismo fue el resultado de un régimen tectónico extensional que afectó el sur de Gondwana durante el Jurásico ([Giacosa et al., 2010](#)), asociado tanto a la subducción en el borde sudoccidental, como a un punto caliente vinculado a una pluma mantélica, originalmente situada al NE del distrito ([Storey et al., 2001](#); [Navarrete et al., 2019](#)).

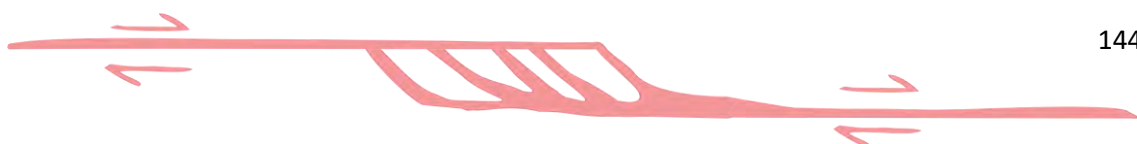


Este evento de extensión habría formado parte de la división inicial de Pangea, con la ruptura de la unión triple del Mar de Weddell hacia los 177 a 168 Ma y originado el desarrollo de cuencas de *rift* con *grábenes* y *hemi-grábenes* rellenados por la syn-depositación de los productos volcánicos y volcanoclásticos (Homovc y Constantini, 2001), acompañado por una extensión oblicua de dirección ENE-OSO, con la generación de fallas de régimen extensional oblicuo normal-dextral de rumbo ONO, normal-sinistral de orientación NNE y fallas normales de orientación NO, definidas para el sector central y occidental del Macizo (Giacosa *et al.*, 2010, Japas *et al.*, 2013).

La continua extensión, el magmatismo y la formación de sistemas hidrotermales asociados dieron lugar a una mineralización vinculada a sistemas epitermales de baja sulfuración a sulfuración intermedia, caracterizados principalmente por mineralizaciones en sistemas vetiformes, *stockworks* y brechas hidrotermales de cuarzo, calcedonia, carbonatos y sulfuros, con un rumbo general predominante NO (NNO-ONO) y en menor medida N-S, NE-SO y E-O. Su distribución y orientación muestra que estos sistemas están asociados a lineamientos geológicos y magnéticos regionales de orientación ONO y NNO (Fig. 4.2; Guido y Campbell, 2011; Giacosa *et al.*, 2010), relacionadas a estructuras del basamento del Paleozoico inferior para aquellas de orientación NNO a NO (Homovc y Constantini, 2001; Giacosa, 2020) y al arco magmático gondwánico para las fallas de orientación NNO a NNE (Pankhurst *et al.*, 2006; Ramos, 2008).

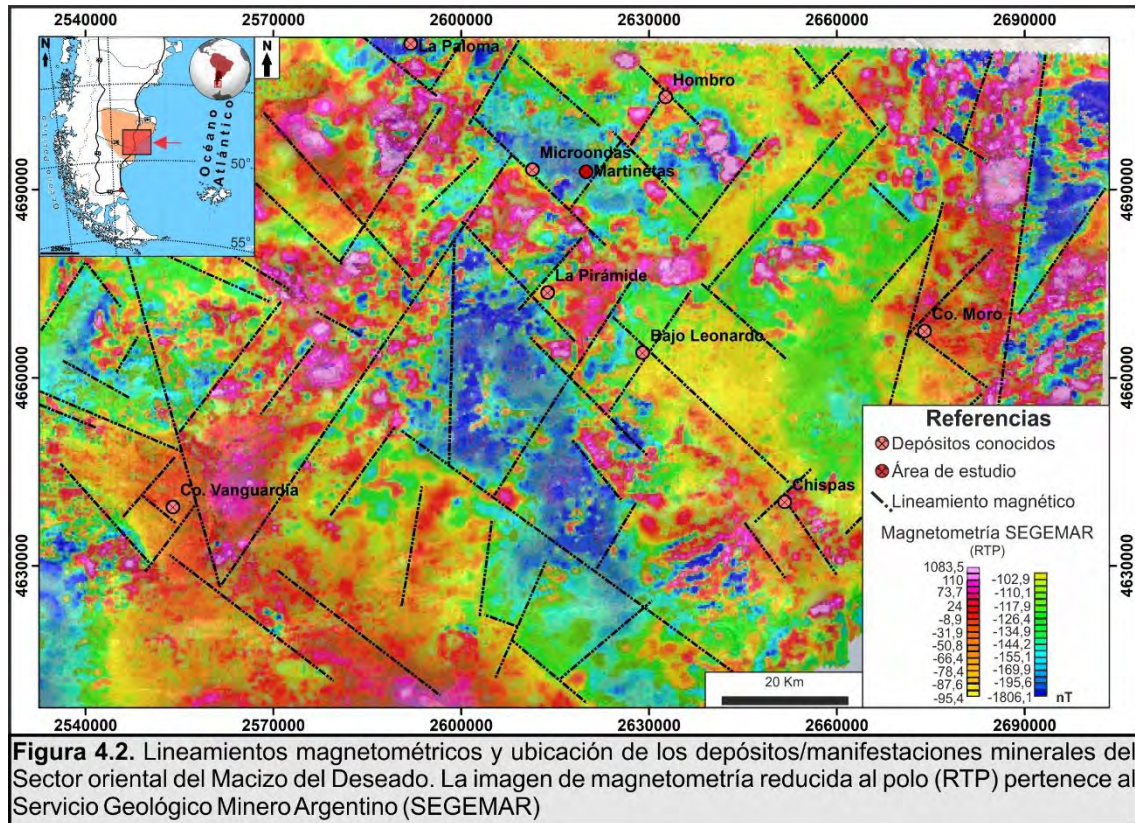
Aunque la tectónica regional del Jurásico presentaba una extensión general de orientación ENE-OSO (Giacosa *et al.*, 2010), el intervalo de mineralización epitermal se asoció con la rotación del campo de esfuerzos a una fase intermedia de extensión con orientación NE a NNE (Echeveste, 2010). La deformación posmineral coincidió con el retorno a la extensión de dirección ENE que puede haber señalado un retorno a la tensión regional dictada por la subducción al oeste (roll-back de la losa subductada).

El análisis estructural multi-escala de la mineralización Au-Ag en vetas muestra que la distribución de los distritos está controlada regionalmente por sistema de fallas normales a híbridas, con una componente extensional y de cizalla, como respuesta a la dirección de extensión NE-SO (Fig. 4.3; Jovic *et al.*, 2014; Fernández *et al.*, 2019). Sin embargo, localmente cada distrito





muestra controles dependientes de sus características geológicas, litológicas y estructurales propias, resultando en una variación en las máximas extensiones y formando rasgos estructurales propios que controlan la formación de los sistemas de vetas y condicionan las morfologías y distribución de la ley en los clavos mineralizados (Jovic *et al.*, 2014).

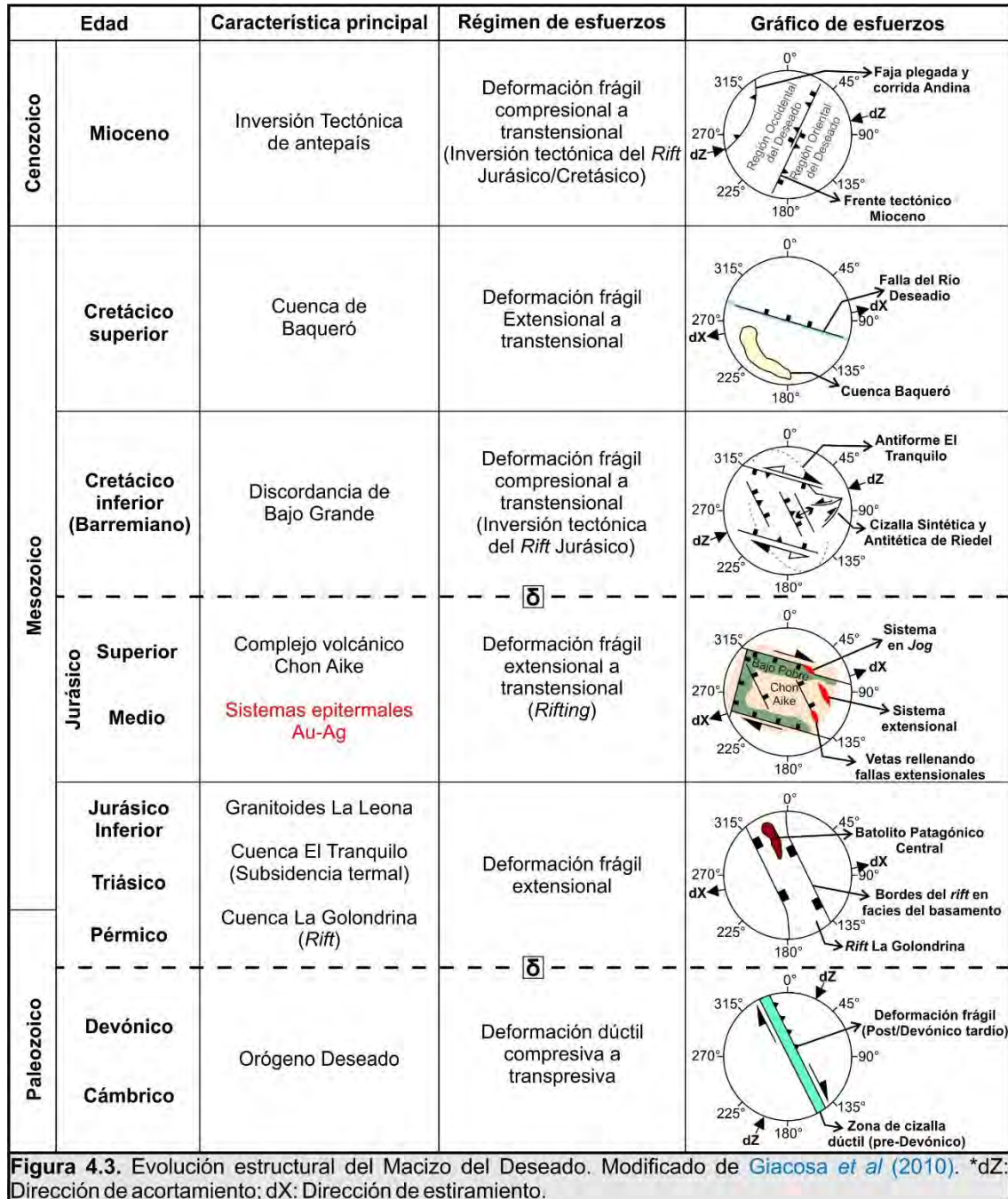


#### 4.2.3. Marco estructural pos-Jurásico

Hacia el Cretáceo Temprano-tardío se propone una reactivación de fallas y deformación de la región extraandina por la propagación de los esfuerzos de la orogenia Andina (Ramos y Folguera, 2009), con una dirección de acortamiento E-O a OSO-ENE, representada en parte por una inconformidad de posible edad Barremiana, en la base de la Formación Baqueró (Homoc y Constantini, 2001; Giacosa *et al.*, 2010).

En el Paleógeno, los movimientos compresivos de la Fase Incaica (primer movimiento del ciclo Ándico) serían los que produjeron el descenso necesario para la ingresión del mar Atlántico. La regresión estaría vinculada a los movimientos ascensionales del Mioceno (Homoc *et al.*, 1996), acompañado por estructuras compresivas, observadas principalmente en la parte occidental de la región (Fig. 4.3; Panza, 1998), afectando

especialmente a las sedimentitas y unidades basálticas del Oligoceno. Por esto último, [Giacosa et al. \(2010\)](#) asignan esta deformación a la Fase Orogénica Quechua, desencadenando la inversión tectónica de las fallas de orientación N-S a NNE. A su vez, esta fase orogénica sería la responsable del mayor evento de oxidación supergénica de los sistemas epitermales del Macizo del Deseado ([Sillitoe, 2019](#); [Fernández et al., 2019](#)).



La influencia de este ciclo compresivo en el sector oriental del Macizo del Deseado es mínima debido a que las unidades Terciarias a Recientes se encuentran en una posición prácticamente subhorizontal. Sin embargo, en la

zona costera se registran fallas menores NO producto de la reactivación de estructuras previas y que tienen desplazamientos de rumbo que evidencian un campo de esfuerzos compresivos de rumbo E-O (Guido, 2002).

#### 4.3. Metodología

Para la realización del presente estudio se recopiló la información brindada por la empresa Minera Don Nicolás S. A., correspondiente a sólidos (modelos en 3D) de las estructuras mineralizadas, datos estructurales de trincheras e interior de mina, *logueo* y datos geoquímicos de pozos de diamantina y aire reverso.

Con el fin de analizar el control estructural de la mineralización, se realizaron mapas de interior de mina, a partir de los cuales se amplió y completó la información proveniente de las planillas de *logueo* y de muestreos de la empresa, para luego ser digitalizados e incorporados a una base de datos GIS, con el fin de realizar un análisis completo de las fallas, geometría de los cuerpos mineralizados y su relación con la distribución de las leyes. Posteriormente, se recopilaron todos los datos disponibles de rumbo, buzamiento y espesor de las estructuras mineralizadas y de las fallas pos-minerales. Estos datos fueron completados y controlados con mediciones de campo en superficie e interior de mina por parte del autor. La información estructural fue organizada en planillas de cálculo, expresada como rumbo de buzamiento (Rbz), discriminada en función del tipo de dato (veta/falla) y el espesor de la estructura mineralizada (Anexo 8).

Finalmente, para el análisis de los datos estructurales y la realización de los diagramas de polos, se utilizaron los *softwares* Leapfrog Geo e IOGAS.

Por otro lado, a fin de analizar los controles litológicos de la mineralización, se tuvieron en cuenta dos aspectos. Por un lado, el comportamiento de las unidades geológicas como roca hospedadora de los cuerpos mineralizados (competencia) y por otro, su reactividad para concentrar, o ligar los metales. Para dicho análisis, se realizó el *logueo* de más de 1500 m de testigos de perforaciones de diamantina correspondientes a interceptos de vetas y roca de caja, se realizaron mapas de interior de mina y se tomaron muestras para su análisis petrográfico, con el fin de describir la textura y estructura de los cuerpos mineralizados de acuerdo a la roca hospedante y analizar la composición de los tramos mineralizados con





diferentes anomalías de oro. Las muestras fueron analizadas en detalle a partir de la caracterización mineralógica y textural de los pulsos mineralizantes, tanto en muestras de mano como en secciones delgadas para lo que se utilizó el laboratorio petrográfico del Instituto de Recursos Minerales mediante el uso de un Microscopio Olympus modelo BX53, equipado con una cámara digital Olympus modelo UC-30.

La presencia de materia orgánica en los cuerpos mineralizados fue determinada a partir de espectrometría Raman en un microscopio Jasco modelo NRS-4100. Los macerales constituyentes de la materia orgánica (kerógenos) fueron determinados a partir de su análisis bajo microscopio con luz reflejada e inmersión en aceite. Ambos análisis se realizaron en el Laboratorio de microscopía y espectrometría Raman, perteneciente a YPF Tecnología (YTEC).

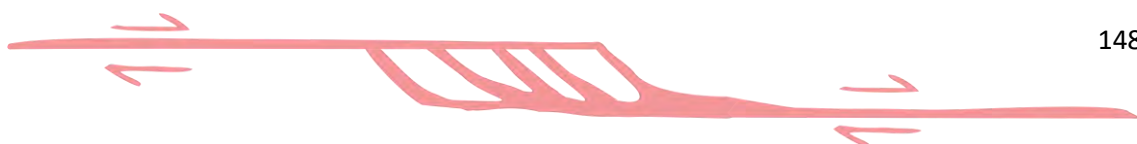
#### 4.3.1 Modelado en 3D de las estructuras

Las estructuras, clavos mineralizados y cuerpos geológicos presentan geometrías tridimensionales, por lo que es muy importante poder visualizar y analizar la información en las tres dimensiones. Para ello, existen dos tipos de modelados, el primero se denomina como modelo explícito, generado a partir de la interpretación de plantas (mapas) y secciones 2D. Dichas secciones se realizan con un área de influencia predeterminada, donde se integra la información geológica disponible de superficie y de subsuelo. Posteriormente, se digitaliza los cuerpos de cada sección y se generan sólidos mediante triangulación (interpolación) entre ellas.

El segundo modelado corresponde al implícito, para el cual se utiliza un algoritmo (función matemática) para la generación de las superficies de los cuerpos directamente a partir de los datos provenientes de sondajes, contactos geológicos, lecturas estructurales, etc.

Para el modelado de las estructuras y litologías del presente capítulo se utilizaron ambos métodos combinados. Los sólidos generados a partir del modelo implícito fueron ajustados con las secciones realizadas a partir del logeo de las perforaciones con control de campo.

Para el análisis estadístico de la orientación de las estructuras y los clavos mineralizados, se extrajeron datos de rumbo e inclinación de las vetas con una equidistancia predeterminada, relacionada a la resolución del sólido



(0,5 m para Armadillo y 2 m para Cerro Oro). Dichos datos se generan con la herramienta “*Planar Structural Data*” que ofrece el *software LeapfrogGeo*, el cual extrae los datos de rumbo e inclinación de los triángulos que conforman la superficie de los sólidos (generados previamente por triangulación de los datos). De esta manera, se obtuvieron 3186 discos estructurales para la V10 y 1179 para la V20 del sector Armadillo.

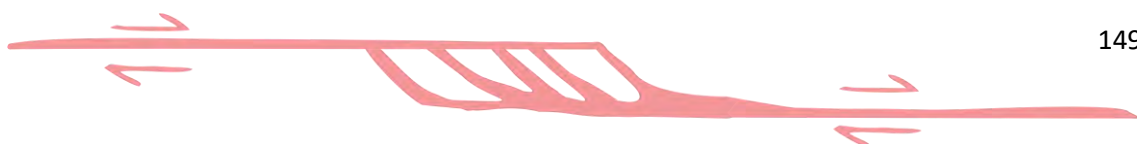
La escasa potencia y reducido espaciamiento entre las vetillas del sector CVZ, hace dificultoso el seguimiento de las vetillas en las 3 dimensiones, por lo que para generar un modelo en 3D, se interpolaron las estructuras *logueadas* de las perforaciones de diamantina y aire reverso junto con las estructuras analizadas en superficie con una potencia de al menos 25 cm, contando con el logueo de más de 461 pozos, el control de 55 perforaciones de diamantina re-logueadas, 1800 datos de rumbo e inclinación de vetillas ubicadas en las paredes y trincheras de ambas labores mineras y el control de superficie.

Dichas representaciones del rumbo e inclinación, denominados “discos estructurales”, fueron discriminadas por su contenido en metales y espesor donde la potencia de la estructura lo permitió, para luego ser graficado en estereogramas para analizarlas en detalle.

#### 4.4. Control estructural en los cuerpos mineralizados

##### 4.4.1. Distribución y orientación de las estructuras del distrito Martinetas

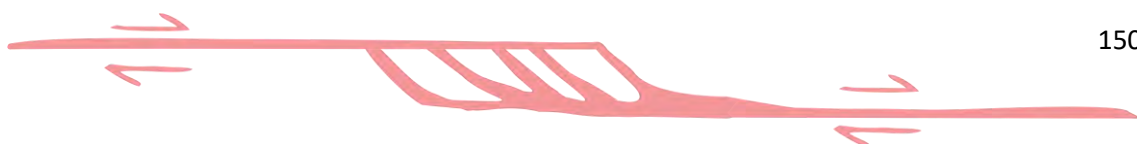
Desde un punto de vista regional, en ciertos sectores de la corteza en un ambiente de *rift*, como el propuesto para el Jurásico del Macizo del Deseado, pueden generarse zonas de extensión localizadas de forma transtensional o extensional a lo largo de las estructuras. Estas zonas proporcionan conductos de alta permeabilidad para el ascenso de los magmas hasta niveles poco profundos de la corteza, favoreciendo el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos con volcanismo subaéreo localizado asociado, constituyendo un entorno propicio para la formación de sistemas hidrotermales. Por ello, es importante conocer los principales lineamientos a nivel regional y distrital, y su posible vinculación con la distribución de las rocas de las facies efusivas y sistemas hidrotermales asociados. En el Macizo del Deseado, las facies efusivas se asocian a lineamientos ENE y NNO, poniendo en evidencia que los materiales volcánicos se extruyeron, en su



mayor parte, a través de las fracturas extensionales jurásicas del sistema El Tranquilo, generando, ocasionalmente, estructuras de calderas (Guido, 2004).

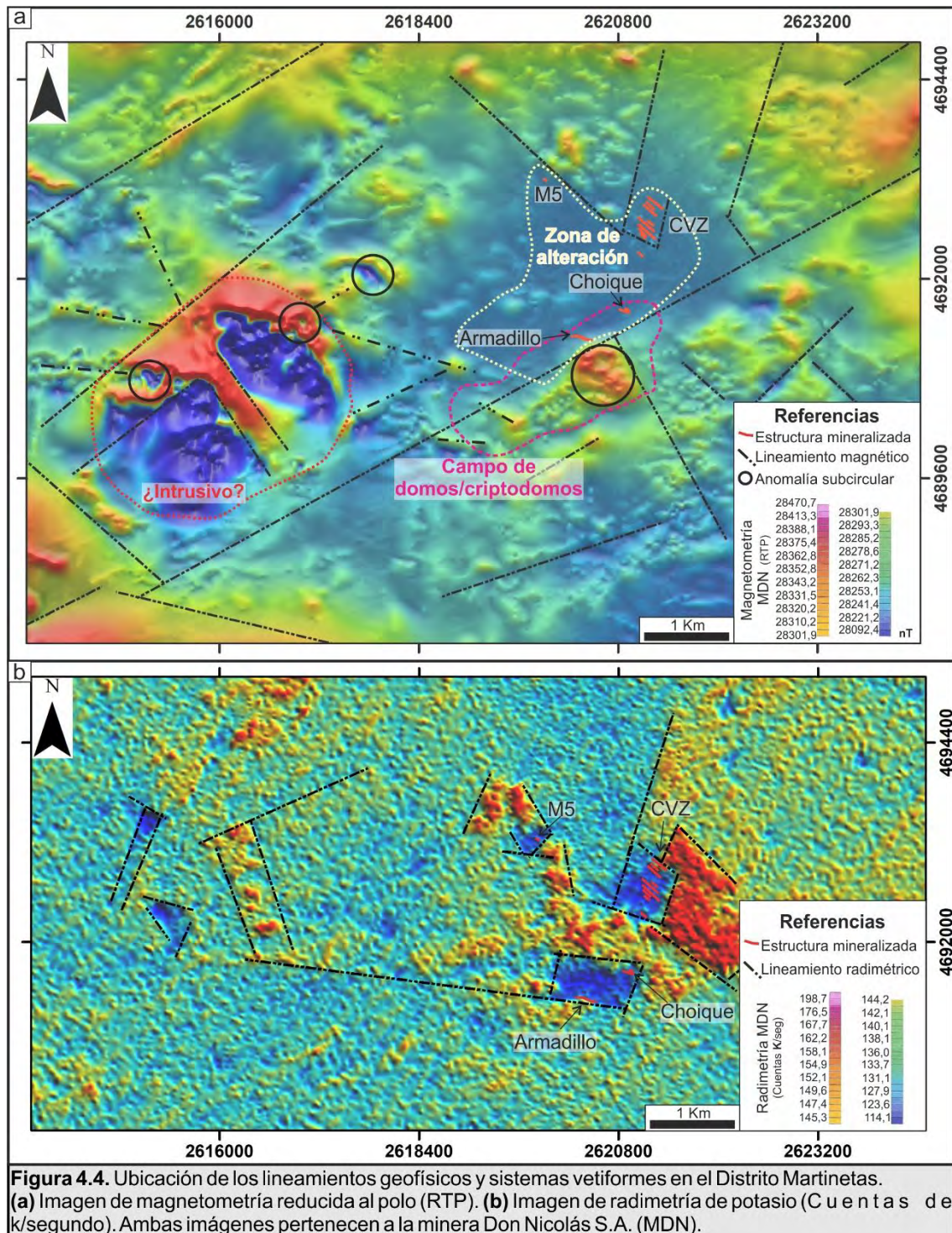
Los sistemas de vetas que conforman el depósito epitermal del distrito Martinetas están emplazados en rocas volcánicas, subvolcánicas y piroclásticas del Complejo Volcánico Bahía Laura, de edad Jurásica media-superior (ver capítulo 2). Este volcanismo ocurre en una etapa netamente extensional asociada a la presencia de una pluma mantélica que posteriormente llevaría a la apertura del Océano Atlántico (Storey y Kyle, 1997; Riley *et al.*, 2001; Storey *et al.*, 2013). Desde un punto de vista regional, el distrito Martinetas se ubica en un cruce de estructuras de primer orden de dirección ENE y NNO (Figs. 4.2 y 4.4). A escala distrital, los sistemas de estructuras mineralizadas se diferencian en los sectores *Central Vein Zone* (CVZ), Choique, Armadillo y otros sistemas de vetas "satélites", como M5 y Mara. En la magnetometría distrital (Fig. 4.4a), se observa que los sistemas vetiformes se encuentran asociados a los lineamientos magnéticos interpretados pero que no presentan una firma distintiva (particular). Los sistemas CVZ, M5, Choique y Armadillo se ubican dentro una zona de baja intensidad magnética (en azul) y valores relativamente homogéneos sin la presencia de contrastes importantes, probablemente debido a la alteración que presentan las unidades geológicas afectadas por el sistema hidrotermal y oxidación posmineral (ver capítulo 3).

Los sectores Armadillo y Choique se encuentran en un campo conformado por domos y criptodomos que se extiende al sur del distrito, coincidente con la intersección de los lineamientos regionales antes citados, mientras que al oeste se aprecia una intensa anomalía magnética de forma subcircular, posiblemente correspondiente a un intrusivo somero de aproximadamente 2 km de diámetro con lineamientos menores asociados, siguiendo una disposición radial. Esta anomalía de muy baja intensidad magnética se encuentra atravesada/dividida por un lineamiento magnético de alta intensidad (rojo) asociado a un cruce de estructuras NNO y ONO, como es señalado en la Figura 4.4a. A su vez, se observan otras 3 anomalías subcirculares de menor diámetro asociadas a la de mayor tamaño, posiblemente atribuibles a la presencia de domos o criptodomos de aspecto similar a la observada al sur de Armadillo.

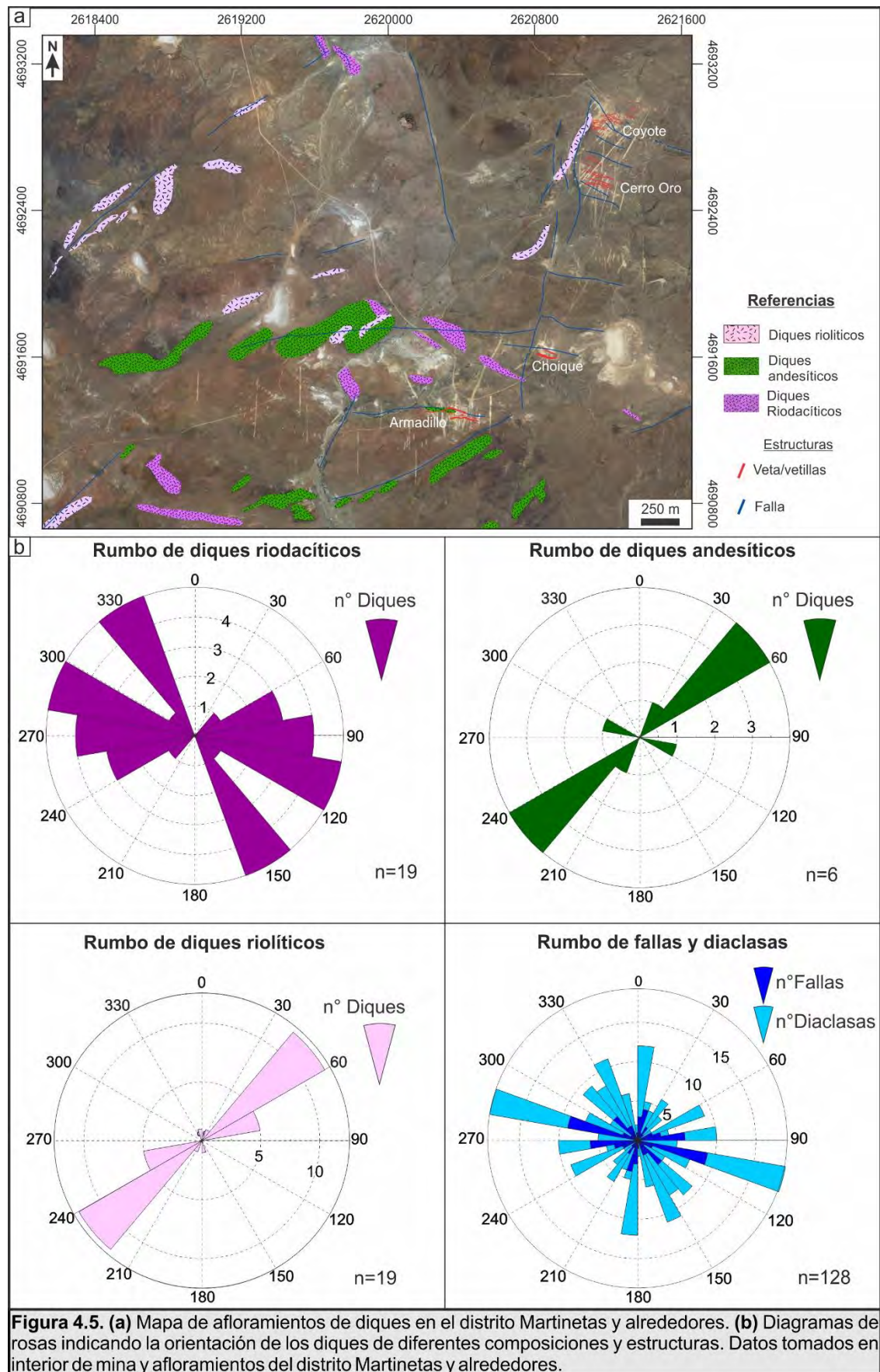




Limitando los sistemas mineralizados, se encuentran lineamientos de orientación NNE y ONO, muy marcados en la imagen de radimetría de potasio del distrito (Fig. 4.4b). La pérdida del potasio se interpreta como producto de la intensa alteración argílica avanzada (*steam heated*) que presentan las inmediaciones a las estructuras mineralizadas (ver capítulo 3), la cual destruye los feldspatos primarios y de alteración, tanto en la roca de caja como en las vetas (ver Capítulo 3).







Para el análisis estructural del yacimiento se tuvieron en consideración únicamente las estructuras expuestas en explotación por ser éstas las que cuentan con un mejor acceso y un mayor volumen de información.

Si bien los afloramientos en el área de estudio son escasos y sólo permiten el mapeo preciso de las zonas de falla dentro de las labores mineras, el emplazamiento del magmatismo jurásico estuvo fuertemente condicionado por la estructuración, como resaltan, por ejemplo, las orientaciones de los afloramientos de intrusivos subvolcánicos (Figura 4.5).

Los cuerpos intrusivos aflorantes en el distrito y alrededores, mayormente representados por diques, son un rasgo destacado del magmatismo jurásico en el área de estudio y su orientación predominante se corresponde con las distintas composiciones de los magmas (Figura 4.5). Los diques de composición riodacítica y textura microporfírica a afanítica vinculados al campo de domos y criptodomas (ver capítulo 2), presenta como direcciones principales a los rumbos NO-ONO y como secundarias E-O a ENE, con un amplio espectro de orientaciones de menor abundancia, con diques radiales asociados a cuerpos dómicos. Por su parte, los diques andesíticos presentan una orientación principal NE y secundarias ONO y NNE. Por último, los diques que cortan dichas unidades (y a las estructuras mineralizadas), de composición riolítica y textura porfírica, presentan una clara orientación NE y secundariamente ENE y NNE.

#### 4.4.2. Estructura y cinemática syn-mineral.

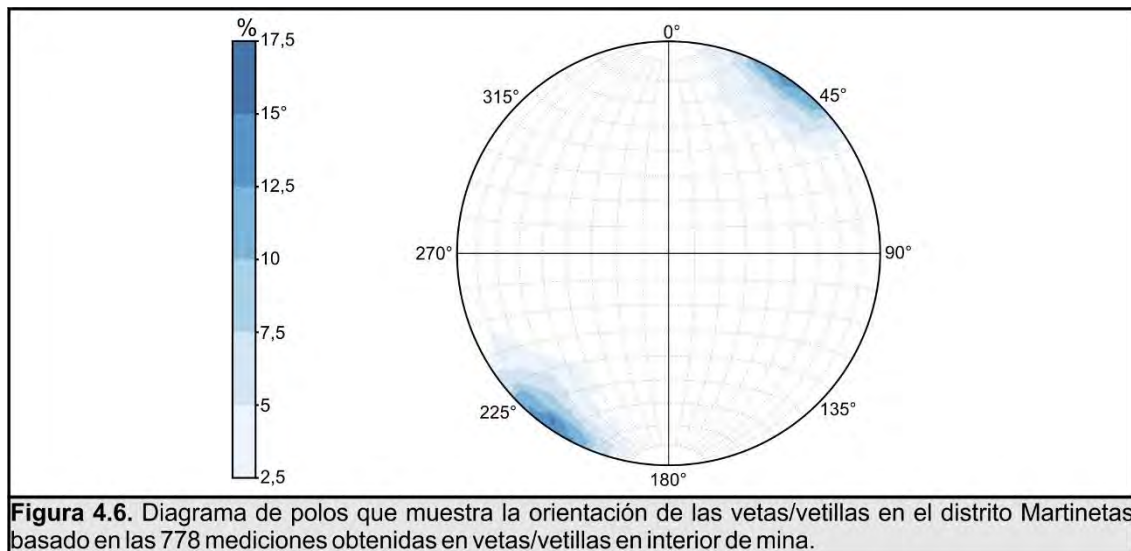
Como fue descripto previamente, la distribución de la mineralización en los sistemas epitermales suele estar principalmente controlado por el marco estructural del medio en el cual se deposita, en episodios sincrónicos con la apertura del espacio (magmáticos o sísmicos; Rowland y Simmons, 2012). Particularmente, la distribución de las leyes más altas suele darse en discretos volúmenes dentro de las vetas, usualmente llamados “clavos” mineralizados, cuya forma, orientación y distribución se asocia a la dirección de flujo del fluido hidrotermal, el cual responde al movimiento de dicha estructura durante el relleno (Corbett, 2007). Por ello, el análisis de la cinemática de las estructuras que albergan la mineralización en base a distintos indicadores cinemáticos, resulta de suma importancia para interpretar la distribución de la mineralización y sus leyes.





El distrito Martinetas se caracteriza por sistemas de vetas y vetillas de rumbos predominantemente ONO a NO, discriminados en sectores limitados por fallas ONO y NNE, con similares características en su relleno hidrotermal, constituido por sucesivos pulsos generados durante la evolución de un mismo sistema hidrotermal (ver capítulo 3).

Con el fin de estudiar en detalle la geometría de los sistemas de vetas de Martinetas, se subdividieron las estructuras en segmentos en función de su espesor, para esto se utilizaron los datos estructurales medidos en los diferentes niveles de las labores mineras. Un diagrama de polos generado a partir de 773 datos de rumbo e inclinación de las vetas/vetillas medidas en interior de mina (Figura 4.6; Anexo 8) muestra que las inclinaciones son predominantemente subverticales y suelen superar los  $70^\circ$ , siendo estas inclinaciones predominantemente hacia el norte.

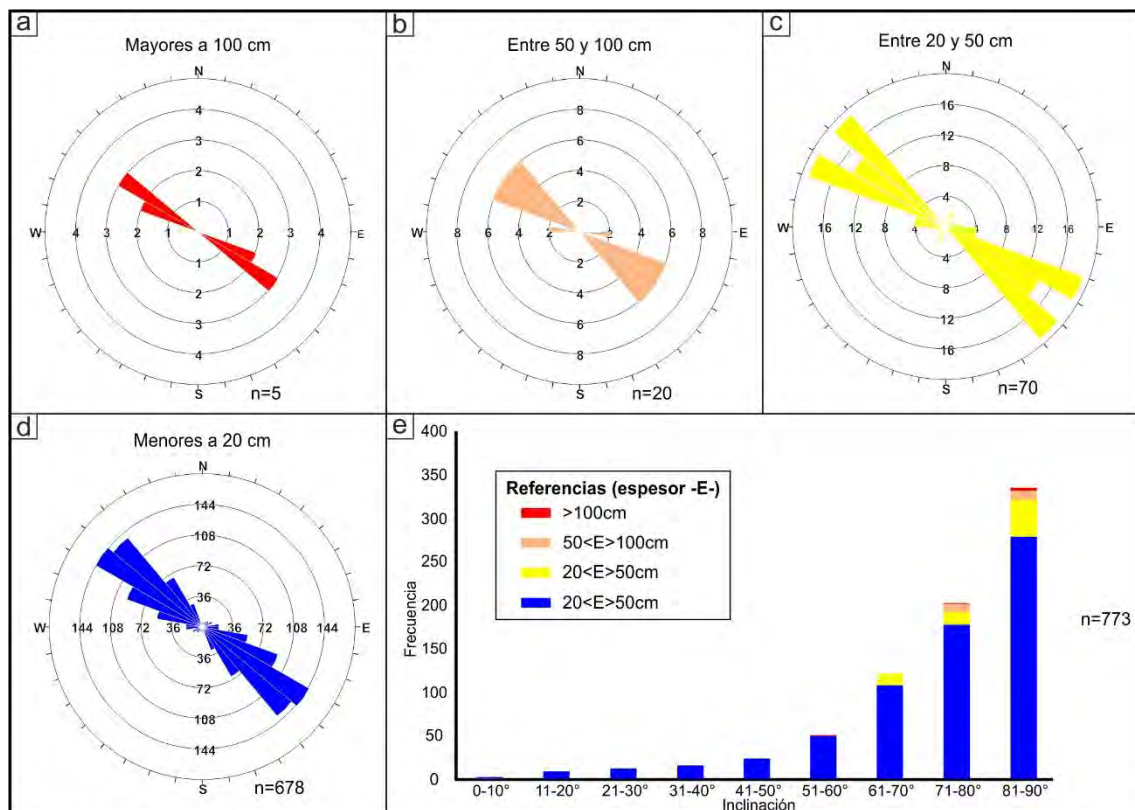


A partir de la discriminación de los espesores de los segmentos de estructuras medidos en interior de mina (Anexo 8), fue posible realizar un procesamiento evaluando el espesor de los segmentos en función de su orientación. Un diagrama de rosas permite visualizar los espesores vinculados a la frecuencia de rumbos (Figura 4.7). En él, se muestran que los mayores espesores (mayores al metro) tienen un rango de azimuth entre  $300^\circ$  y  $310^\circ$  (Fig. 4.7a). Las estructuras cuyos espesores se encuentran entre 50 cm y 1 m metro suelen tener orientarse entre los  $290^\circ$  y  $320^\circ$  (Fig. 4.7b). Por su parte, las vetas de entre 20 y 50 cm se presentan con dos modas hacia los  $290-300^\circ$  y  $310-320^\circ$ , siendo menos frecuentes en el rango  $300-310^\circ$  (Fig.



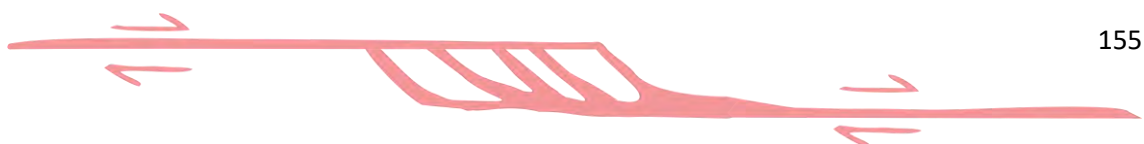
4.7c). Las vetillas menores a 20 cm muestran una mayor dispersión en su orientación, siendo más abundantes entre los 300° y 310° (Fig. 4.7d).

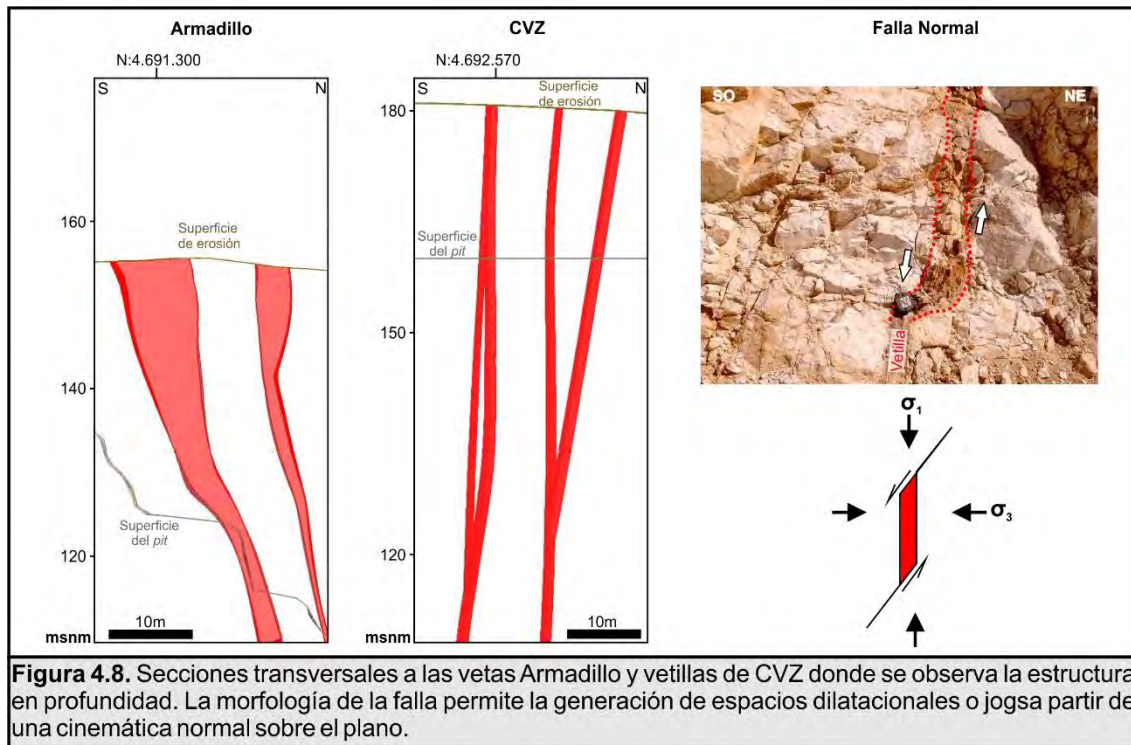
En la vertical, la estructura repite el patrón de alternancia de segmentos observados en planta, pero con diferentes buzamientos (Figura 4.7e). Las vetillas menores a 20 cm presentan una gran dispersión en su inclinación, mientras que las estructuras mayores a 20 cm suelen presentar un buzamiento mayor a 60°. Especialmente, las vetas más potentes suelen ser subverticales, como se observa en la frecuencia de aquellas mayores a 1m, mostrando una predominancia entre los 81-90° de inclinación (Fig. 4.7e).



**Figura 4.7.** Orientación de las vetas/vetillas en el distrito Martinetas. (a-d) Diagramas de rosa indicando la frecuencia de orientación de las vetillas/vetas discriminadas de acuerdo a su espesor. Los datos corresponden a un total de 773 mediciones de rumbo e inclinación de vetas/vetillas con brújula tipo Brunton dentro de los *pits*. (e) Diagrama de frecuencias discriminando la inclinación de las vetas/vetillas de acuerdo a su espesor.

La variación de los espesores en función del buzamiento sugiere un movimiento normal como el responsable de la generación de los espacios de relleno, dada la mayor apertura en el sentido vertical que muestran las estructuras y, como consecuencia, la dirección del  $\sigma_1$  es vertical (Fig. 4.8).





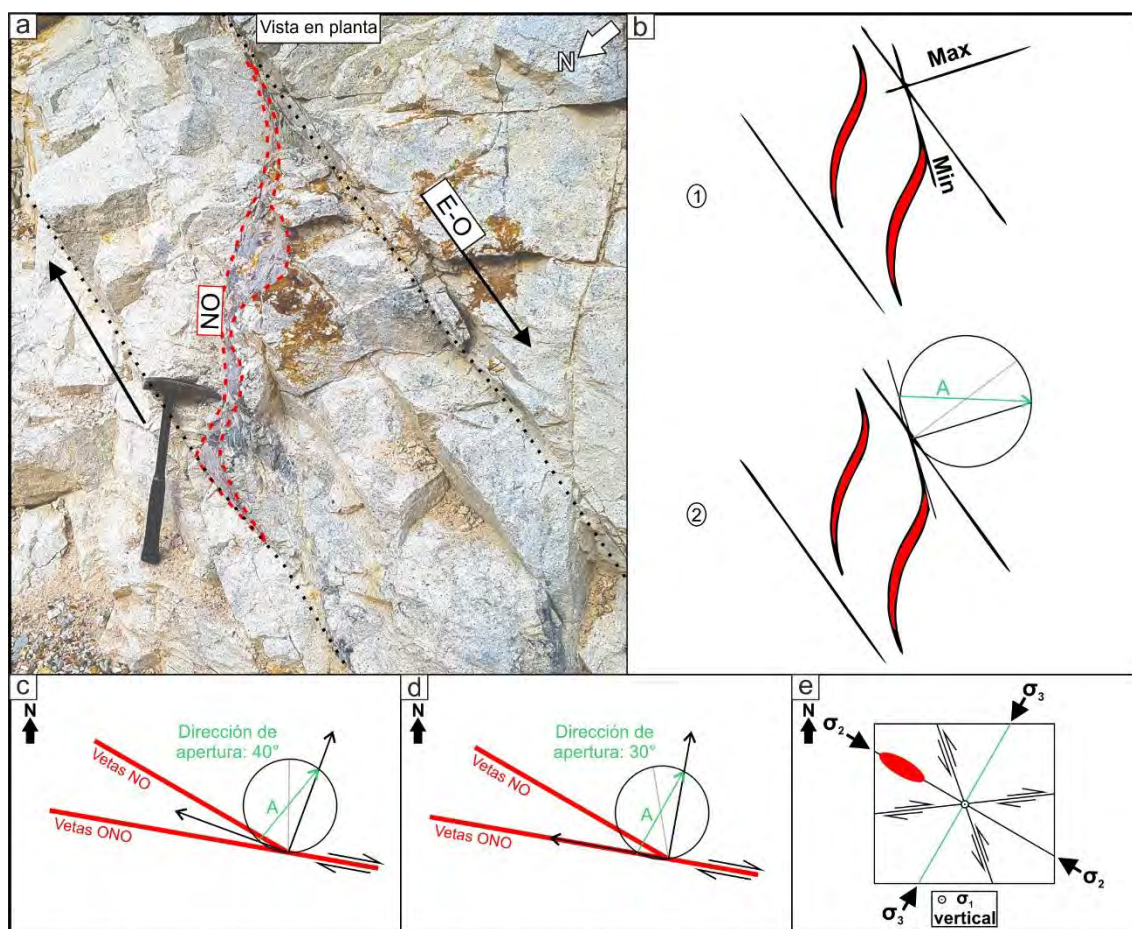
El vector de máxima apertura para el momento syn-mineral puede determinarse de forma cualitativa o bien de manera cuantitativa. De forma cualitativa puede interpretarse la dirección de mayor apertura basado en la observación de la morfología de la estructura y las texturas del relleno hidrotermal. En las vetas del distrito las texturas de relleno denotan gran disponibilidad de espacio, como es la presencia de bandeados crustiformes/coloformes (ver Capítulo 3). En contraposición, las secciones de rumbo ONO a E-O presenta espesores menores y carece de estructuras auxiliares paralelas, predominando las brechas, por lo que podría interpretarse que la mayor apertura puede haber sido aproximadamente perpendicular al azimut 300-310°.

Para validar esta hipótesis, se utilizó el método gráfico de [McCoss \(1986\)](#) para determinar la dirección de apertura en las estructuras mineralizadas. Al tratarse de una construcción geométrica sencilla, este método gráfico presenta la ventaja de ser rápido y expeditivo. El método consiste en determinar dos direcciones principales en función de observaciones de campo: la orientación de la zona de falla que acomoda la mayor deformación por cizalla, y la dirección de máxima apertura dentro de esa zona de cizalla (a partir de fibras minerales orientadas, sigmoides, vetas tensionales, etc.; Figs. 4.9a y b).



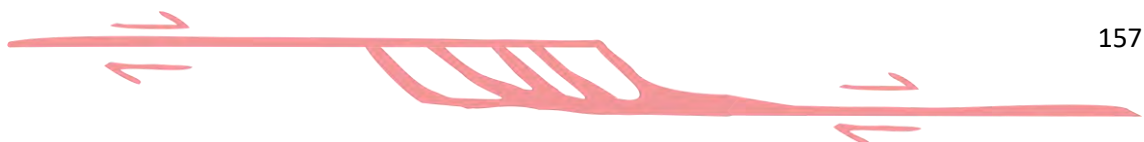


El método gráfico de [McCoss \(1986\)](#), permite conocer la dirección de máxima apertura de la estructura. Para ello, se trazan líneas paralelas a los ejes principales máximo y mínimo del elipsoide de deformación desde la terminación del sigmoide (Fig. 4.9b). La intersección de estas líneas debe coincidir con un círculo de radio arbitrario centrado entre el límite de la zona de cizalla y una línea normal a dicho límite, que pasa por el centro del círculo (Fig. 4.9b). El vector de apertura se conforma uniendo la proyección de los ejes máximo y mínimo con el círculo, pasando por el centro del mismo. El sentido del vector es desde la intersección con el eje mínimo hacia la del eje máximo (Fi. 4.9b).



**Figura 4.9.** (a) Vetilla en sigmoide de orientación NO vista en planta, limitada por planos E-O, evidenciando un cizallamiento dextral. (b) Representación esquemática de la zona de cizalla con vetillas sigmoidales de la figura (a) con: (1) las orientaciones identificadas de los ejes principales mínimo y máximo de la elipse de deformación y (2) el vector de desplazamiento obtenido según la resolución gráfica de [McCoss \(1986\)](#). (c) Resolución gráfica según el método de [McCoss \(1986\)](#) utilizando las orientaciones medias de las vetas NO y ONO según la hipótesis de que ambas orientaciones presentan igual proporción de cizalla y apertura. (d) Resolución gráfica según el método de [McCoss \(1986\)](#) utilizando las orientaciones medias de las vetas NO y ONO asumiendo que las vetas NO acomodan toda la deformación por cizalla, mientras que las NO acomodan toda la apertura. (e) Diagrama de esfuerzos teóricos propuesto para el área de estudio comparado con la orientación del vector de apertura obtenido.

En el caso del distrito Martinetas, las observaciones de campo muestran que ambos sistemas de vetas están caracterizados por un



desplazamiento mixto con una componente de cizalla y una componente de apertura. Sin embargo, la componente de cizalla parece ser mayor las estructuras E-O que, en las NO, donde la apertura predomina por sobre la cizalla (Fig. 4.9a; ver Capítulo 3).

Estas características permiten plantear dos hipótesis contrastantes utilizando las orientaciones medias de cada sistema de vetas. La primera de ellas supone que ambos sistemas experimentaron iguales proporciones de cizalla y apertura (Figura 4.9c). La segunda hipótesis consiste en que las vetas E-O a ONO (290°) acomodan toda la deformación por cizalla y que las NO (310°) representan una situación de apertura pura (Figura 4.14b). De acuerdo a lo expuesto y a las construcciones geométricas (Fig. 4.9c y d), la dirección de apertura tendría una orientación que se encontraría entre N30° y N40°, y cuyo valor promedio es N35°.

A grandes rasgos, el distrito Martinetas presenta dos sectores bien diferenciados desde el punto de vista de la roca de caja y estructura de las vetas. Al norte, en el sector de *Central Vein Zone*, la mineralización se asocia principalmente a escasas vetas que no superan los dos metros de potencia y un gran desarrollo de vetillas de menor espesor con una distribución paralela (*sheeted vein*) y en menor medida, *stockwork*. Por su parte, al sur, los sectores Armadillo, Mara y Choique presentan estructuras vetiformes con mayor potencia (superando los 5 m de espesor en algunos tramos) con brechas y *stockwork* asociado. Por ello, a continuación, se analizan las estructuras de ambos sectores de manera diferenciada a partir de modelos en 3D realizados con el software *LeapfrogGeo*, el cual nos permite realizar análisis integradores con más detalle dentro de las estructuras.

#### 4.4.2.1 Sector sur de Martinetas: Armadillo

En el sector sur del distrito, al momento de la de escritura de la presente tesis, se encuentran en explotación los rajos de Armadillo y Choique, siendo el primero de ellos el de mayor desarrollo y cuenta con la mayor cantidad de datos, por lo que se toma como modelo para el análisis estructural en 3D.

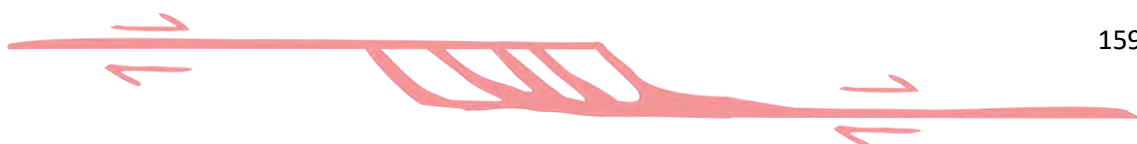
La mineralización en dicho sector está conformada por tres vetas principales asociadas de orientación general ONO, presentando pequeñas variaciones en su rumbo e inclinación. A fin de comprender el movimiento de las fallas



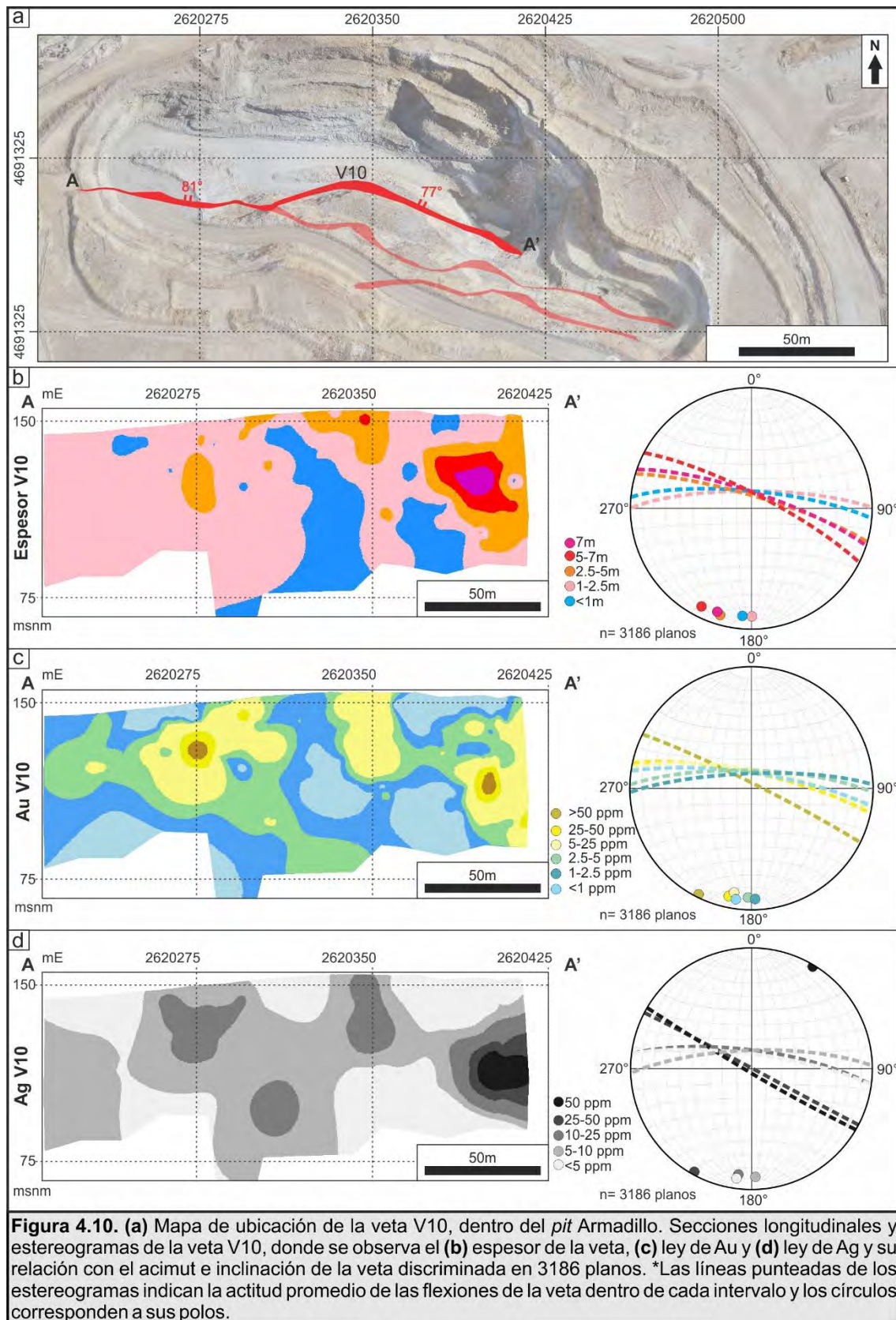
durante el ascenso de los fluidos hidrotermales se analizaron las vetas Norte, denominada *V10* (Fig. 4.10a) y central, denominada *V20* (Fig. 4.11a). Para su análisis se utilizó un modelo 3D creado a partir de datos de superficie y perforaciones con el *software Leapfrog Geo* (4.3.1 Modelado en 3D de las estructuras).

A su vez, se realizaron secciones longitudinales de ambas vetas, de las cuales se analizó su espesor (Figs. 4.10b, 4.11b), distribución de oro (Figs. 4.10c, 4.11c) y distribución de plata (Fig. 4.10d y 4.11d). A partir de estas secciones, se categorizaron los discos estructurales por intervalos de espesor, Au y Ag y se graficaron sus actitudes y polos resultantes promedio en estereogramas.

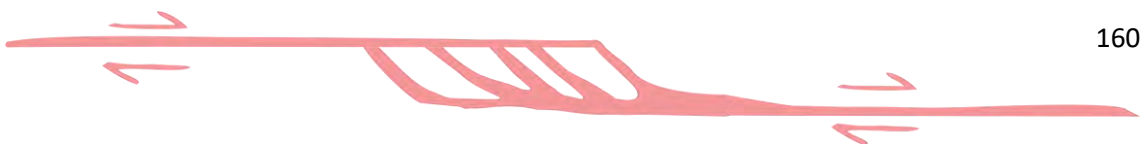
La veta *V10*, ubicada al norte del sistema Armadillo (Fig. 4.10a), presenta un espesor mayor a 5 m en el sector centro y este, con una actitud de azimuth 290-300° (Fig. 4.10b), presentando una disminución gradual en su potencia en el rumbo E-O. Este comportamiento coincide con la distribución de Au (Fig. 4.10c), la cual presenta mayores leyes donde la estructura muestra un azimuth cercano a 300°, disminuyendo considerablemente cuando se torna E-O. Al mismo tiempo, se observa una variación en la inclinación de la veta, las leyes mayores a 50 ppm de Au se concentran en los tramos donde presenta una inclinación promedio de 85°. Por su parte, las menores leyes se distribuyen entre los 75 y 80° de inclinación promedio. De manera similar se comportan las leyes de Ag, aquellas que superan los 25 ppm se agrupan en sectores de la veta con un azimuth de 300°, con una inclinación subvertical (85-90° promedio), mientras que las menores leyes tienden a ubicarse en los tramos de orientación E-O con una inclinación promedio más tendida (75°).

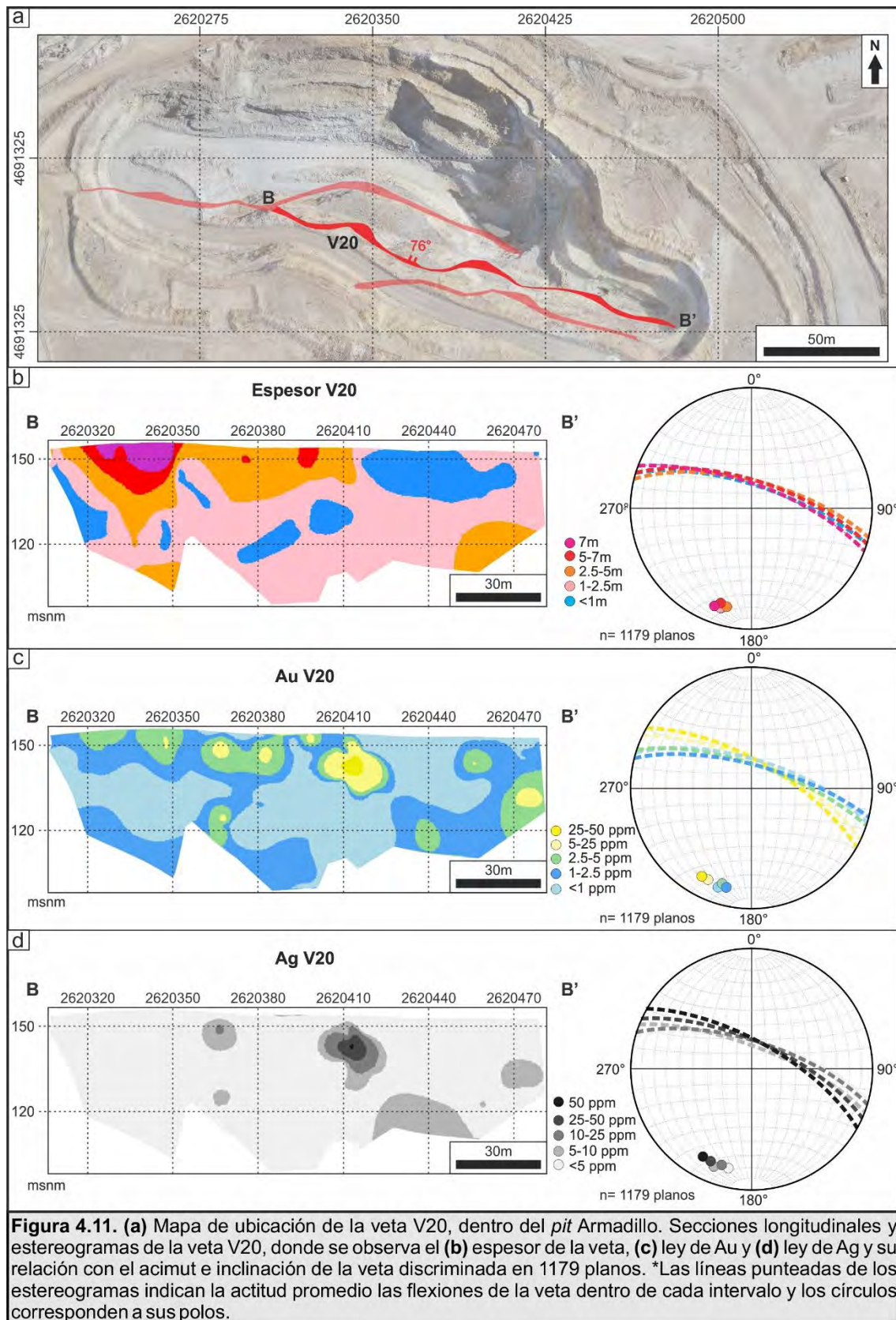






Por su parte, la veta V20 correspondiente a la estructura central del sistema Armadillo (Fig. 4.11a), al igual que la V10, exhibe una distribución del espesor, leyes de Au y de Ag dependientes de la actitud del plano.





Las mayores potencias de la veta, se observan en los tramos occidental y central, los cuales presentan un acimut promedio de 290-300° (Fig. 4.11b), exhibiendo una disminución gradual en su potencia hacia los 280-290°, lo





cual indica una menor variación respecto a la V10. Este comportamiento concuerda con la distribución de Au (Fig. 4.11c), la cual presenta mayores leyes donde la estructura enseña un azimuth cercano a 300°, disminuyendo considerablemente en los tramos de azimuth promedio 290°. De manera similar se comportan las leyes de Ag, aquellas que superan los 50 ppm se agrupan en sectores de la veta con un azimuth promedio de 300°, mientras que las menores leyes tienden a ubicarse en los tramos de azimuth 290°.

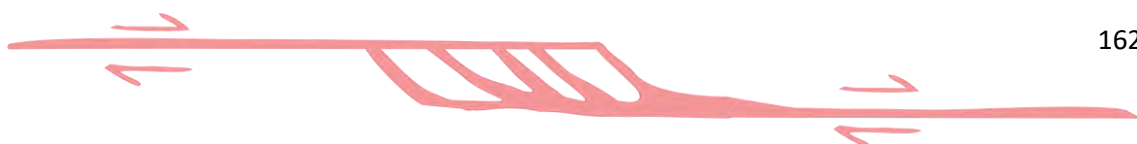
#### 4.4.2.2 Sector norte de Martinetas: Cerro Oro

Al noreste del distrito Martinetas se ubica el sistema *Central Vein Zone* (CVZ), conformado por los *open pits* Coyote, situado al norte y Cerro Oro, al sur. La estructura hidrotermal se compone de numerosas vetillas subparalelas de escasos centímetros de potencia y reducidas vetas de hasta 2 m de espesor de orientación NO y ONO y en menor medida, E-O a NNE e inclinación subvertical con escasas vetillas subhorizontales, conformando sistemas que cruzan los *pits* de ESE a ONO (Fig. 4.12a)

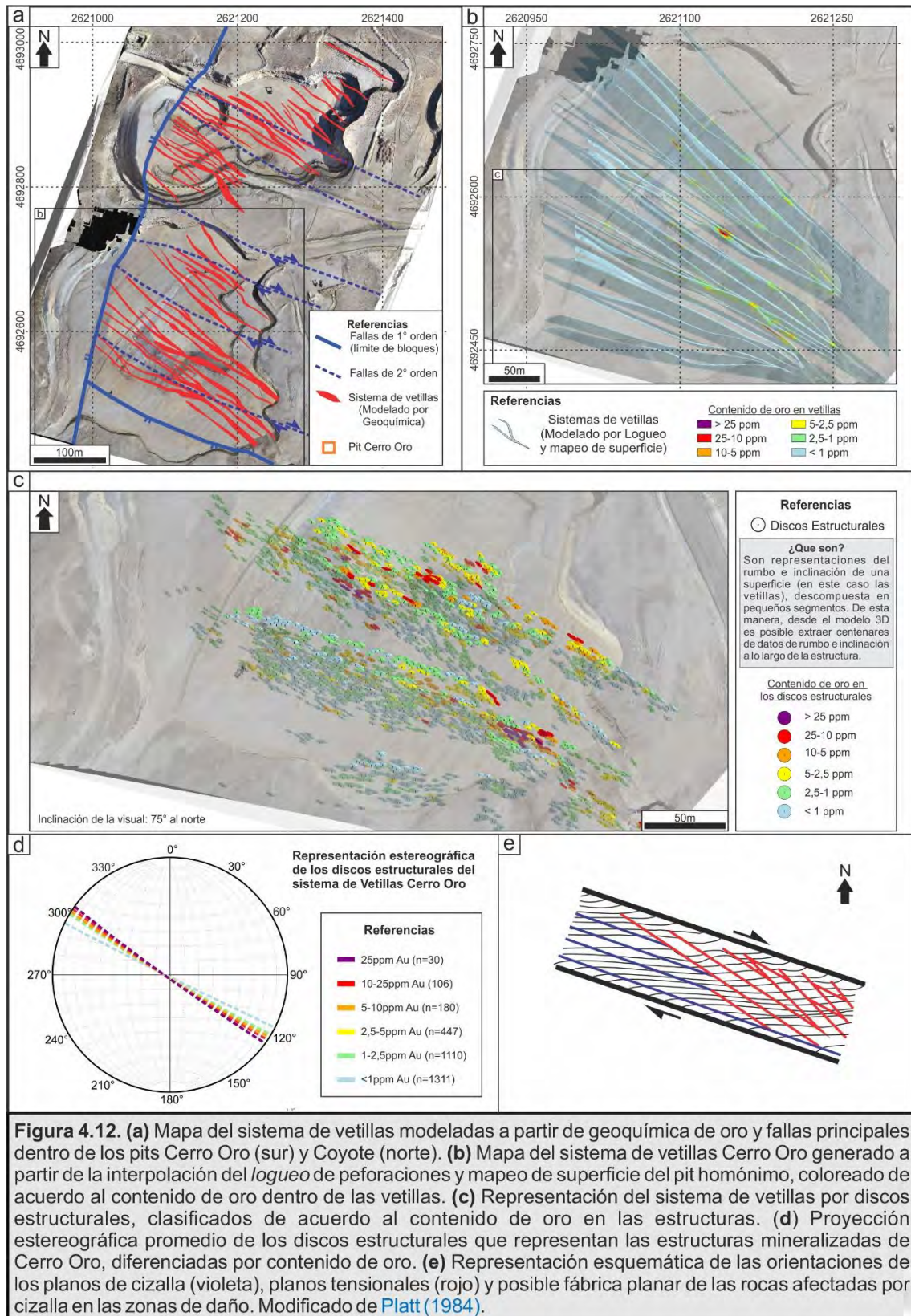
A partir de la interpolación de estos datos se pudieron reconstruir 24 vetas/vetillas de más de 25 cm de potencia, dentro de las cuales se evaluó el contenido en Au (Fig. 4.12b). Posteriormente, las estructuras con mayor densidad de datos en superficie fueron descompuestas en pequeños planos, representados por discos estructurales que incorporan datos de rumbo e inclinación de cada porción de dicha estructura (Fig. 4.12c).

Los discos estructurales se discriminaron de acuerdo al contenido de Au que presenta la vetilla en dicha superficie para luego ser representados en un diagrama estereográfico, donde se aprecia la distribución promedio del Au de acuerdo a la actitud de la superficie de la estructura que lo contiene (Fig. 4.12d). El estereograma muestra una clara tendencia del aumento en el contenido de oro hacia donde el azimuth promedio de la estructura es de 305°, disminuyendo su contenido a medida que la orientación se acerca a los 290°.

En el modelo de la Figura 4.12b, se aprecia que los mayores valores del metal se encuentran en las flexiones NO de las estructuras y donde las mismas se interceptan. Por ello, se interpreta que ambas situaciones conforman la condición de mayor permeabilidad/apertura dentro del sistema, coincidente con la representación estereográfica.







La distribución y orientación de las estructuras, observadas en las figuras 4.12a y 4.12b, junto con los sigmoides limitados por fallas E-O en interior de mina, la disminución de la potencia de las vetas en el rumbo ONO (280-290°) y el aumento del espesor cuando presentan una orientación NO

(305-310°) permiten definir en CVZ un sistema syn-mineral de cizalla normal-dextral con límites de orientación ONO (Fig. 4.12e), fallas de 2°orden de orientación 290° y otras de 3° orden con un azimuth aproximado de 305°. Las primeras están representadas por fallas con una componente de movimiento principal en el rumbo y cinemática dextral, mientras que las estructuras de 3° orden conforman las vetas de 305°, con una componente de movimiento principalmente extensional, favoreciendo la conformación de los clavos mineralizados.

Platt (1984) explica, a una menor escala, cómo se desarrollan las estructuras con componentes de movimiento en el rumbo y de extensión en una zona de cizalla compuesta por una roca homogénea. En la figura 4.12e se puede apreciar que los planos de cizalla (azules) son subparalelos a los bordes del bloque y conforman un ángulo de entre 15-20° con los planos de extensión. De igual manera, a una escala mayor, se observa que el sistema de CVZ presenta fallas con una componente principal de rumbo con un azimuth promedio de 290°, mientras la orientación media de las vetillas y vetas ronda los 305°. Si bien en Platt (1984) se analiza la orientación del clivaje en una roca homogénea afectada por cizalla, se entiende como una respuesta a escala de mayor detalle de lo que ocurre en un bloque afectado por el mismo campo de esfuerzos a menor escala. Debido a la conservación de las relaciones angulares con el ejemplo citado, se interpreta a CVZ como una respuesta similar de mayor magnitud, usando como modelo a la orientación de las estructuras observadas dentro del bloque afectado por cizallamiento en el sector de Cerro Oro.

#### 4.4.3. Fallamiento posmineral.

Debido a que los sistemas epitermales se generan en sectores tectónicamente activos y a profundidades menores a los 1500 m son muy susceptibles a la erosión. Por ello, el movimiento de los bloques luego de la mineralización juega un rol fundamental en la posible preservación o erosión del sistema, incluso generando un desplazamiento del mismo en el rumbo, haciendo imprescindible el análisis de la estructuración posmineral como herramienta de exploración.

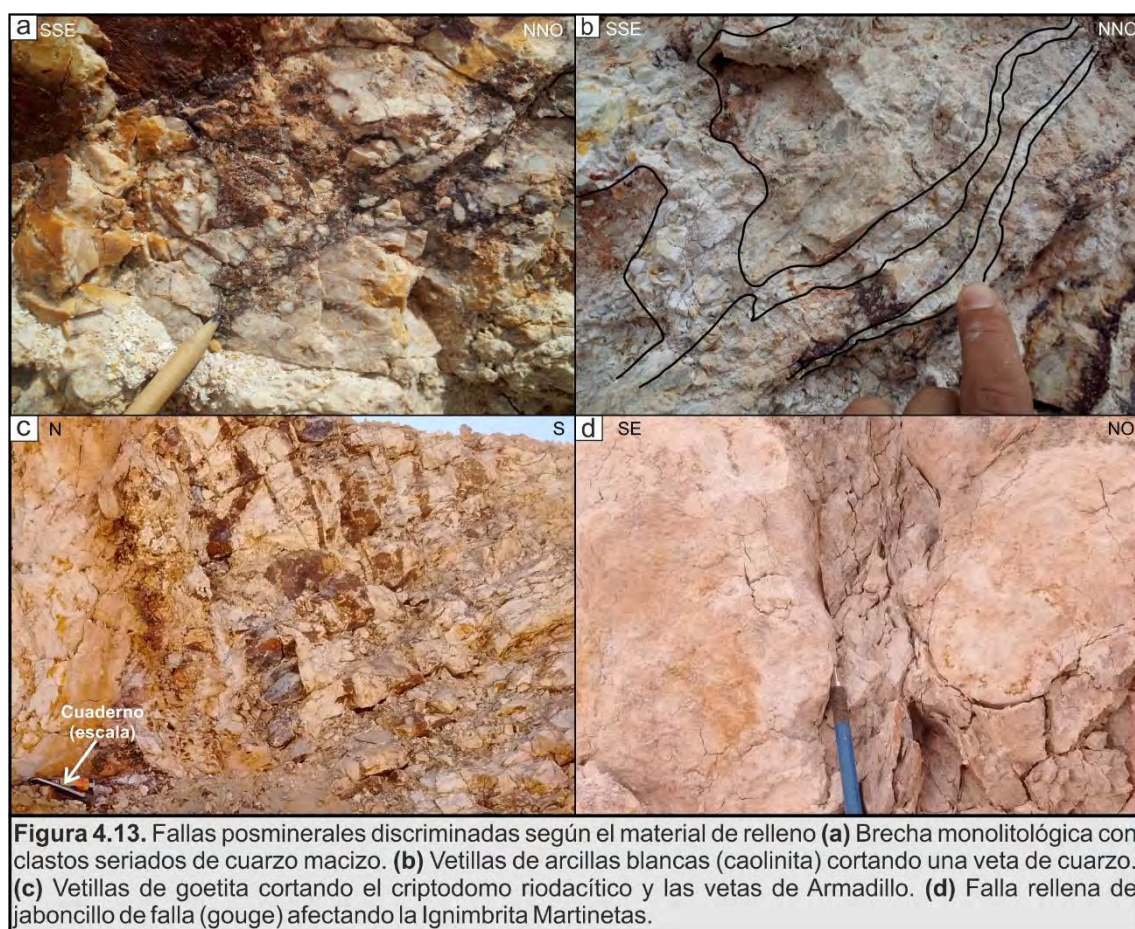
Debido a los escasos afloramientos en el distrito, las fallas en superficie son de difícil observación. Muchas de ellas se corresponden con lineamientos





en imágenes satelitales y fotos aéreas, y en el campo solo pueden ser inferidas por cambios litológicos. Sin embargo, el acceso a las labores mineras facilita en gran medida el reconocimiento y la medición de los distintos juegos de fallas que afectaron a la mineralización con posterioridad a su formación.

El fallamiento posmineral en el distrito Martinetas (Figura 4.13) está caracterizado por estructuras que cortan a las vetas y a sus halos de alteración, ya sea con o sin un aparente desplazamiento de los cuerpos mineralizados (Tabla 4.1). Se han podido reconocer cuatro estilos de fallamiento afectando a los sistemas de vetas de acuerdo al material de relleno (Tabla 4.1), el primero de ellos caracterizado por brechas clasto soportadas con clastos esqueléticos de cuarzo proveniente las vetas (Fig. 4.13a), el segundo corresponde a un relleno arcilloso a lo largo de planos de fractura (Figura 4.13b), el tercero se conforma por óxidos de Fe (goetita y hematita; Fig. 4.13c) y por último, estructuras rellenas de material cataclástico (salbanda) por fragmentación de la roca de caja (Fig. 4.13d).



Las primeras fallas corresponden a brechas tectónicas clasto soportadas, caracterizadas por clastos sub-angulosos con una distribución





seriada en el tamaño de los mismos, que presentan dimensiones máximas de alrededor de 5 cm. Los clastos no presentan ninguna orientación definida y son de naturaleza monolítica, ocasionalmente heterolítica, incluyendo fragmentos de roca de caja junto con clastos provenientes de la mineralización, que se presentan teñidos de un color castaño rojizo producto de una pátina de óxidos de hierro (Fig. 4.13a). Este tipo de brechas presentan contactos irregulares y espesores variables de entre 5cm y 1 m, y fueron observadas únicamente a lo largo de los planos que ocupan las vetas (Fig. 4.14a "Bx cuarzo"), tanto en interior mina como en superficie, indicando que se originaron a partir de una reactivación de las fallas que contienen las estructuras mineralizadas.

El segundo tipo de fracturas se caracteriza por planos y zonas de falla con contactos netos y abundante relleno arcilloso (Fig. 4.13b). Se trata de estructuras con espesores de entre 0,5 cm y 25 cm, que se desarrollan tanto en forma paralela como también cortando a las estructuras vetiformes, con rumbos NO y NNE, indicando que corresponden tanto a estructuras nuevas, como a reactivaciones de los planos de falla que contienen a las vetas (Fig. 4.14a, "Arcilla").

El tercer grupo de fracturas se encuentra rellena por goetita y hematita maciza (Fig. 4.13c). Se trata de estructuras con espesores de entre 2 cm y 50 cm, que se desarrollan tanto en forma paralela como también cortando a las estructuras vetiformes, con rumbos NO, NNE, NE y E-O (Fig. 4.14a, "Óxidos"), indicando que corresponden tanto a estructuras nuevas, como a reactivaciones de los planos de falla que contienen a las vetas.

Por último, el cuarto grupo de fracturas comprende a aquellas constituidas por cataclasitas generadas por la fragmentación de la roca afectada. Corresponde a estructuras de entre escasos centímetros hasta zonas de falla de hasta varios metros de potencia con contactos netos. se desarrollan tanto en forma paralela como también cortando a las estructuras vetiformes, con rumbos principales ONO, NNE y NE (Fig. 4.14a, "Arcilla").

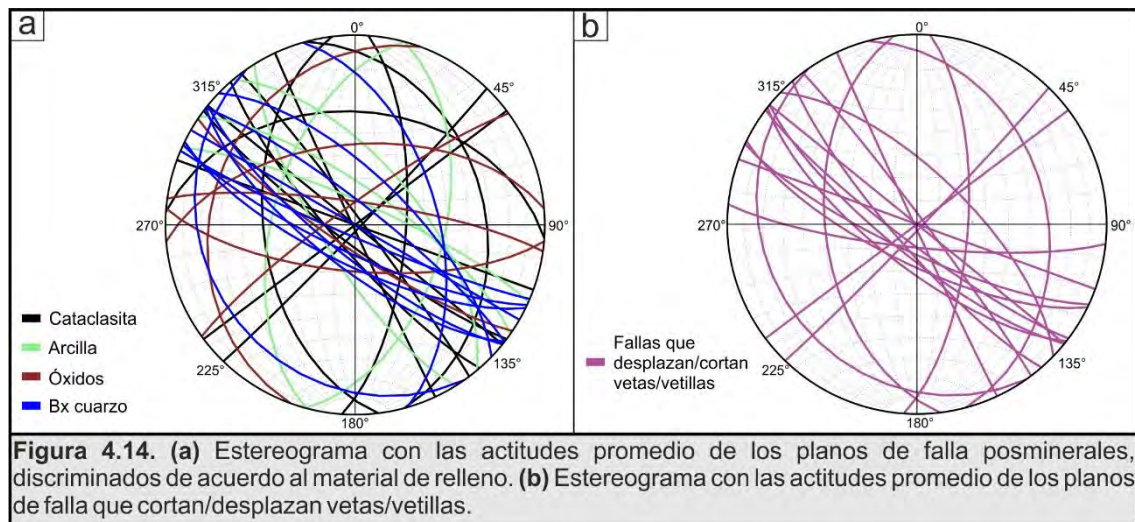


**Tabla 4.1.** Fallas posminerales (afectando vetas/vetillas o rocas posminerales) discriminadas de acuerdo al material de lleno. Los datos coloreados corresponden a las estructuras que desplazan vetas/vetillas.

ID	53	109	159	165	161a	c36	66	67
Este	2621304.6	2621151.1	2621080.0	2621087.7	2621082.8	2621174.9	2621228.4	2621222.2
Norte	4692372.0	4692505.7	4692739.2	4692741.3	4692740.0	4692451.2	4692361.8	4692364.4
Cota	157.5	151.4	157.5	157.2	157.3	152.5	157.5	156.6
Material	Arcilla	Arcilla	Arcilla	Arcilla	Arcilla	Arcilla	Óxidos	Óxidos
Inclinación	74	51	54	63	75	80	70	82
RBZ	35	105	285	50	238	24	185	324
ID	p85	p93	p66	50	R37	105	23	p62
Este	2621168.2	2621188.2	2621058.6	2621294.2	2621227.8	2621207.3	2621242.8	2621065.5
Norte	4692565.4	4692515.4	4692691.7	4692389.7	4692513.4	4692432.9	4692463.6	4692697.9
Cota	153.5	154.3	153.0	156.9	157.2	155.9	155.5	153.6
Material	Qtz Bx	Qtz Bx	Qtz Bx	Cataclasita	Cataclasita	Cataclasita	Cataclasita	Cataclasita
Inclinación	77	78	81	80	80	50	32	68
RBZ	219	205	38	186	71	263	75	94
ID	131	210	c26	137	151	p86	p8	p80
Este	2621204.5	2621148.4	2621191.2	2621055.9	2621112.9	2621169.5	2621121.7	2621150.1
Norte	4692391.1	4692742.2	4692475.4	4692536.1	4692486.1	4692562.9	4692686.1	4692589.9
Cota	156.5	157.5	151.3	153.0	151.3	153.5	154.2	153.1
Material	Óxidos	Óxidos	Óxidos	Qtz Bx	Qtz Bx	Qtz Bx	Qtz Bx	Qtz Bx
Inclinación	80	55	80	85	90	54	21	68
RBZ	8	355	214	203	210	74	235	44
ID	p81	p82	p104	p87	p76	p84	p88	178
Este	2621151.2	2621152.3	2621202.9	2621171.0	2621142.8	2621159.0	2621178.8	2621104.2
Norte	4692588.4	4692586.6	4692484.1	4692563.3	4692596.5	4692579.8	4692560.4	4692740.3
Cota	153.7	153.8	153.3	154.0	153.5	153.6	153.8	157.2
Material	Cataclasita	Cataclasita	Cataclasita	Cataclasita	Cataclasita	Cataclasita	Cataclasita	Cataclasita
Inclinación	82	87	88	89	90	90	90	17
RBZ	217	53	134	245	143	39	20	154
ID	p89	178	121	p35	p99	193		
Este	2621193.8	2621104.2	2621141.1	2621116.7	2621181.0	2621135.4		
Norte	4692544.2	4692740.3	4692500.5	4692717.7	4692501.5	4692740.9		
Cota	153.7	157.2	151.8	153.9	154.1	156.5		
Material	Qtz Bx	Cataclasita	Óxidos	Cataclasita	Qtz Bx	Cataclasita		
Inclinación	73	17	25	80	72	40		
RBZ	206	154	290	229	218	4		

Cuando se comparan las orientaciones de estas fallas (Figura 4.14a) con el total de las estructuras mineralizadas y aquellas que las cortan o desplazan (Figura 4.14b), puede observarse que la mayoría de las mismas corresponden a reactivaciones de los planos que contienen a las vetas o limitan los bloques mineralizados (ONO-NNE). Sin embargo, pueden reconocerse dos direcciones de fallamiento completamente nuevas (Figura 4.21), ambas desarrolladas con frecuencias similares, la primera de ellas con orientación media NNO-SSE e inclinaciones de bajo ángulo. La segunda dirección posee una orientación NE-SO e inclinaciones con alto ángulo (subverticales). Las relaciones de corte entre ambos sistemas no son claras y podrían ser simultáneas.





Si bien la observación directa de estriados y otros indicadores cinemáticos es muy difícil debido a la mala calidad de los afloramientos, se han dividido estrías sobre planos arcillosos tapizando la superficie de las vetas, contrarias a las observadas sobre la superficie cuarzosa, lo que no permite conocer la cinemática del movimiento, pero indica un cambio en su orientación (Fig. 4.15a).

Por su parte, las estructuras de azimuth N40° e inclinación subvertical al SE, evidencian en su superficie estrías y escalones de falla (pasos congruentes) indicando una cinemática dextral, desplazando las vetillas de CVZ (Fig. 4.15b). Mientras que aquellas de orientación NNO e inclinación de bajo ángulo (20-35°) tanto al E como al O, suele cortar y desplazar las vetas/vetillas del distrito con una cinemática inversa, con desplazamientos de baja magnitud (Figs. 4.15c-e)

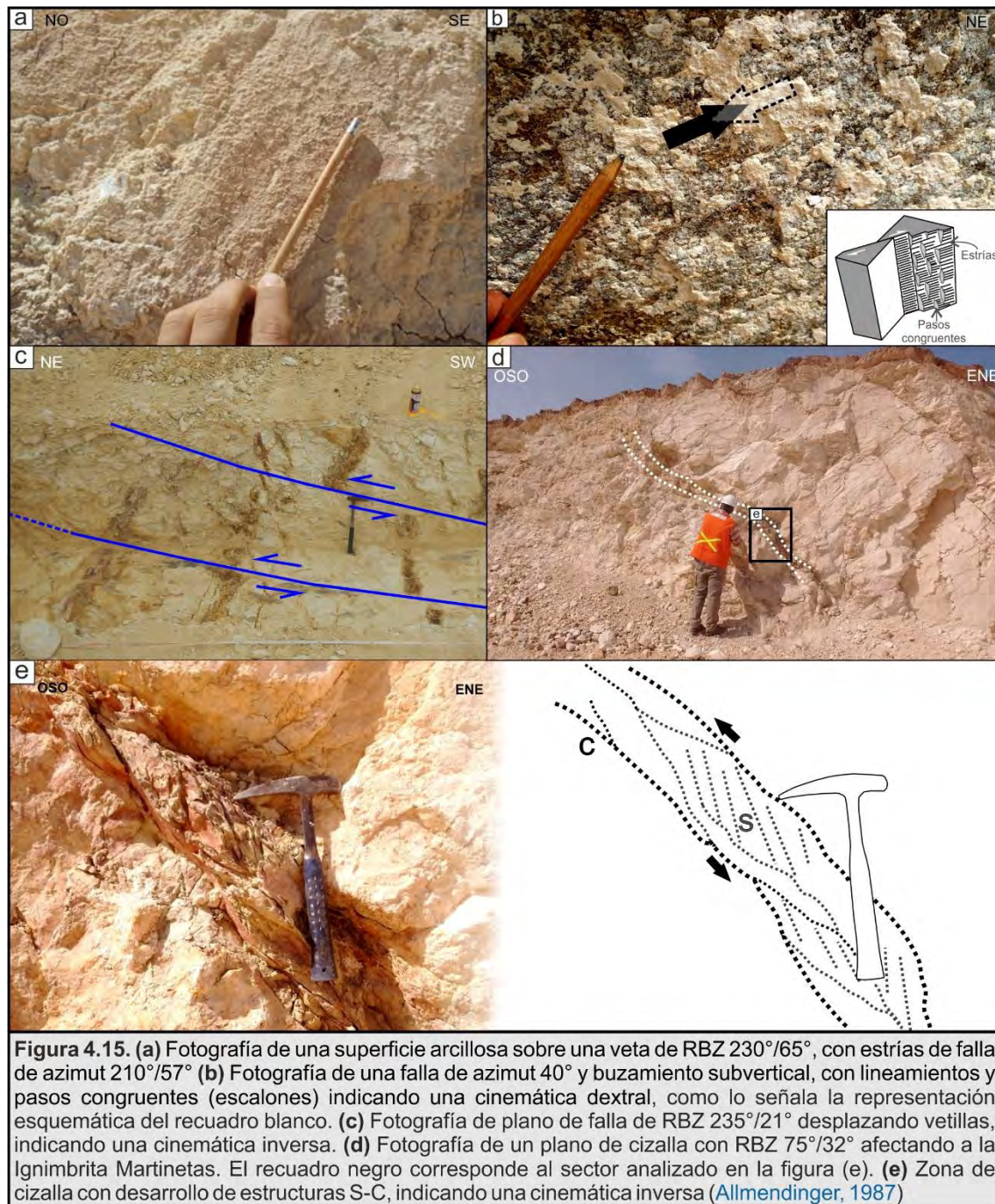
Las vetas presentan evidencias de una reactivación posmineral en un evento tardío del sistema hidrotermal, representado por el E6 (ver capítulo 3), compuesto por una brecha de cemento silíceo con óxidos que incorpora clastos de los eventos previos y los desplaza. Pero tanto las estructuras relacionadas a la mineralización como aquellas previas o posteriores a las mismas, presentan evidencias de movimientos posteriores al jurásico que las desplazan o reactivan.

Si bien los indicadores cinemáticos son escasos en el área de estudio, lo que no permite realizar un análisis confiable de la orientación del campo de esfuerzos, la cinemática indicada para los indicadores observados en el campo es congruente con los esfuerzos contraccionales de rumbo E-O a





OSO-ENE propuestos para el Mioceno del Macizo del Deseado por [Guido \(2002\)](#) y [Giacosa et al. \(2010\)](#).



#### 4.5. Controles litológicos en los cuerpos mineralizados

Un importante aspecto a tener en cuenta en los controles de la mineralización corresponde a las litologías con las que interactúa el fluido hidrotermal, dado que la anisotropía mecánica puede generar variaciones en



la densidad de fracturas, cambios en la orientación de las estructuras, o una combinación de ambas.

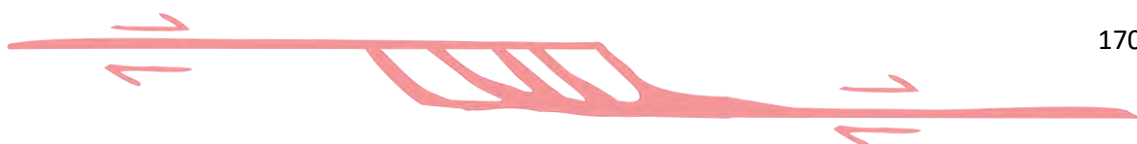
La distribución y geometría de las estructuras mineralizadas responde en gran medida a la competencia de las unidades que atraviesan (Corbett, 2007), mientras que su composición puede ocupar un rol fundamental para la precipitación o concentración de los metales en el depósito. A continuación, se describen dos aspectos de los controles que la roca de caja aporta en la mineralización del distrito Martinetas, desde el punto de vista reológico y de la reactividad de sus componentes.

#### *4.5.1 Competencia y permeabilidad de las rocas hospedantes.*

Los ambientes epitermales someros suelen abarcar grandes variaciones en la permeabilidad de las unidades geológicas presentes, la permeabilidad primaria es baja en las rocas con baja porosidad intergranular interconectada, como las ignimbritas densamente soldadas, o rocas volcánicas coherentes, lo que obliga al flujo de fluidos hidrotermales canalizarse por la permeabilidad secundaria (fracturas). En cambio, las litologías con permeabilidades primarias elevadas, como las presentes en ignimbritas pumíceas sin soldar o rocas sedimentarias clásticas y volcaniclásticas, son hidráulicamente conductoras y los fluidos hidrotermales fluyen a través de ellas en respuesta a los gradientes de presión de los fluidos.

Además, los contrastes de competencia dentro de las masas rocosas pueden controlar la localización y la morfología de la fractura. La presencia de rocas competentes dentro de una matriz de menor competencia, puede conducir a la acumulación de fluidos hidrotermales a lo largo de los contactos, dando lugar a grandes variaciones en la presión de fluidos ( $P_f$ ). El gran gradiente de  $P_f$  puede promover la fracturación de la roca más competente en la zona de dilatación creada por la variación de dicha tensión y, por lo tanto, desencadenar la apertura de espacios, proporcionando un potencial sitio para la mineralización (Phillips, 1972). La sobrepresión que conduce a la fractura suele ser mucho más fácil de alcanzar a lo largo de esos límites que en cuerpos de roca homogéneos.

El distrito Martinetas presenta rocas hospedantes de la mineralización de diversa competencia, la unidad más antigua aflorante en el área de estudio corresponde a la Ignimbrita Martinetas (ver capítulo 2), compuesta a grandes



rasgos por dos facies, una facies eutaxítica en la base y otra menos soldada (pumícea) hacia el techo, exhibiendo una transición gradual entre ellas. Por encima de esta unidad, se apoya una secuencia volcanoclástica, intruida por cuerpos subvolcánicos de composiciones riódacíticas y andesíticas. Los cuerpos de composición riódacítica presentan un núcleo coherente y bordes brechados por la interacción con la roca de caja inconsolidada y cargada en agua (ver capítulo 2), conformando peperitas y hialoclastitas intrusivas. Por su parte, el cuerpo andesítico es de naturaleza coherente, conformando brechas por incorporación del material de la caja durante la intrusión de manera localizada en sus bordes. La diferente naturaleza de estas unidades resulta en una heterogeneidad en su competencia, que ordenadas de mayor a menor, los intrusivos subvolcánicos (criptodomas/domos y diques) de composición riódacítica y andesítica corresponden a las unidades más competentes, seguidas por la facies más soldada de la Ignimbrita Martinetas, mientras que la facies pumícea y menos soldada de dicha ignimbrita y la secuencia hidromagmática corresponden a las unidades menos competentes.

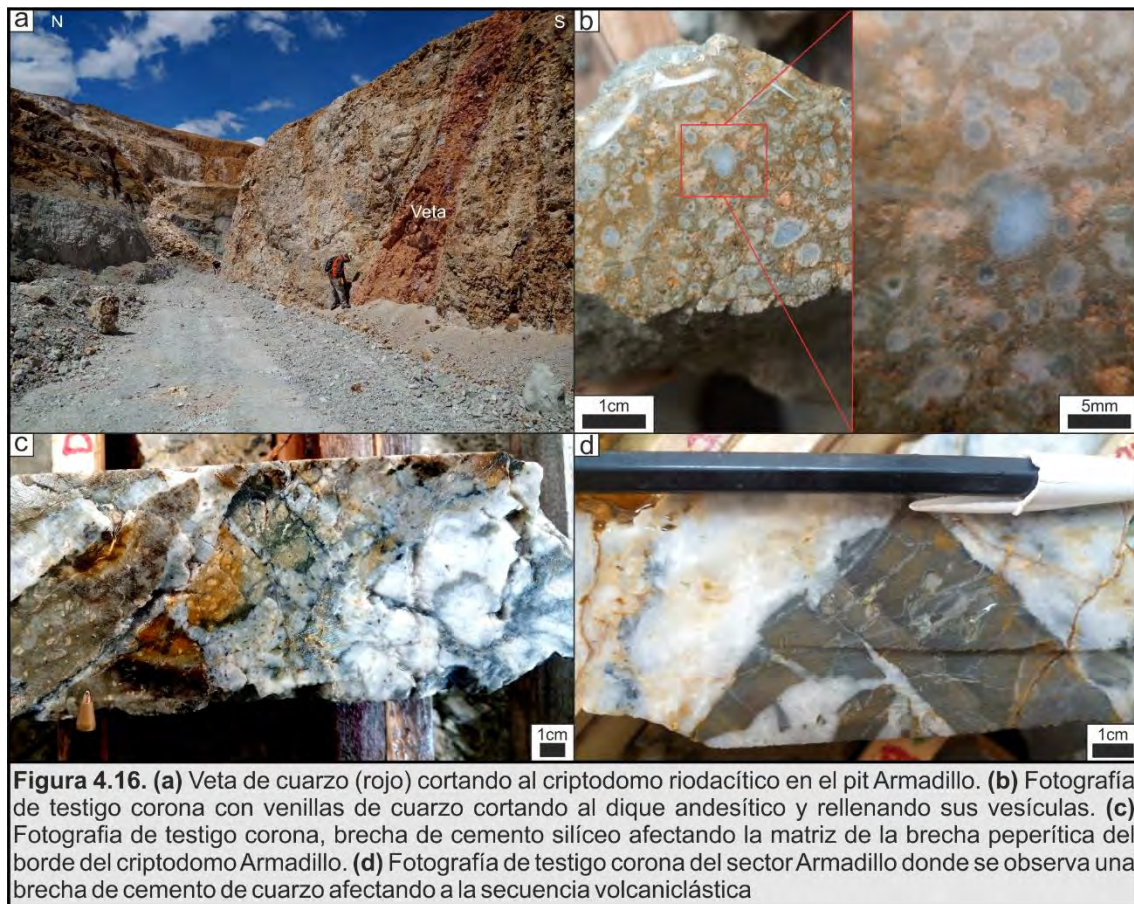
La estructura mineralizada del distrito comprende a vetas, vetillas subparalelas y brechas de cemento silíceo, cuya distribución guarda una estrecha relación con la roca de caja en la cual se hospeda.

El sector sur de Martinetas comprende a los sectores Mara, Armadillo y Choique, los cuales se caracterizan por la presencia de cuerpos subvolcánicos hospedados en la secuencia hidromagmática. La roca de caja preferencial corresponde a las rocas subvolcánicas coherentes de composición riódacítica y en menor medida, el dique de composición andesítica, donde la estructura conforma vetas de hasta 5 m de potencia (Fig. 4.16a) acompañadas por una intensa silicificación de la caja. Las diferentes fábricas presentes dentro de estas unidades están acompañadas por cambios en la estructura de la mineralización. Esto último se ve reflejado, por ejemplo, en el dique andesítico, donde las vesículas que presenta son rellenadas por el fluido mineralizante cuando las vetillas de cuarzo las cortan (Fig. 4.16b). Por su parte, el criptodomo riódacítico exhibe potentes estructuras vetiformes en sus porciones más coherentes, mientras que, en los bordes, donde se generan las brechas peperíticas y hialoclastitas intrusivas, su matriz suele ser aprovechada por el transporte y depositación del fluido hidrotermal, resultando en brechas líticas con cemento de cuarzo (Fig. 4.16c). Por otro





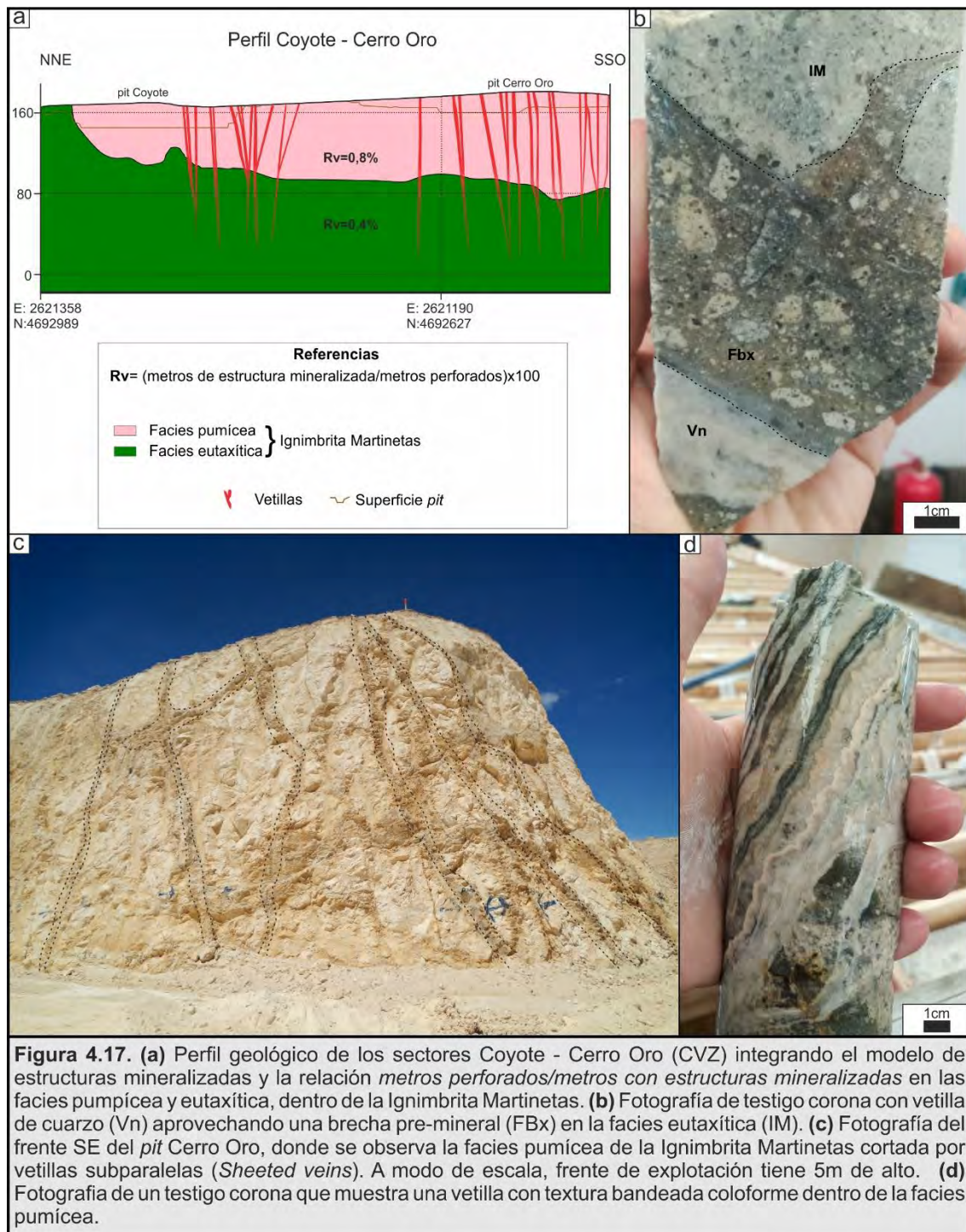
lado, la secuencia hidromagmática, unidad clástica constituida por una intercalación de capas de variada selección y tamaño de grano, se encuentra menos afectada por estructuras mineralizadas respecto a las rocas subvolcánicas. En ella, de manera similar a lo que ocurre con las brechas peperíticas y hialoclastitas, la mineralización se encuentra restringida a brechas líticas de cemento silíceo con variado tamaño de clastos esqueléticos provenientes de la propia roca hospedante (Fig. 4.16d).



En contraste, en el sector norte del distrito Martinetas, representado por los *pits* Cerro Oro y Coyote (CVZ), como se ha analizado en el apartado del análisis estructural, la mineralización se caracteriza por un conjunto de vetillas subparalelas (*sheeted vein*) de orientación SE - NO (Fig. 4.17). La roca hospedante corresponde a la Ignimbrita Martinetas, unidad piroclástica de estructura maciza con escasas variaciones texturales a lo largo de los más de 300 m de potencia que cortan las perforaciones más profundas del distrito. La única diferencia destacable de la unidad corresponde a la deformación de la pómez, que por medio de una transición gradual permite diferenciarla en dos facies, una facies pumícea en la porción superior y otra eutaxítica, hacia la base. El límite gradual entre ambas unidades se encuentra en promedio en



la cota 100 msnm en el sector de los *pits* de CVZ, con una leve inclinación al sur.



A partir de la observación de perfiles transversales a las estructuras es posible observar una multiplicación de las vetillas hacia la superficie a partir de la cota antes mencionada. Con el fin de cuantificar la participación de vetillas en el volumen de roca en ambos niveles, se calculó la relación entre los metros de estructura mineralizada y metros perforados, la cual demuestra

una participación del 0,8% de vetillas para la facies pumícea y del 0,4% para la eutaxítica (Fig. 4.17a).

Las vetillas analizadas en los tramos de testigos corona dentro de la facies eutaxítica suelen asociarse a sectores afectados por eventos tectónicos previos, representados por brechas tectónicas o tectónico-hidráulicas/hidrotermales usualmente de aspecto fluidizado (Fig. 4.17b, planos aprovechados por el fluido hidrotermal para su ascenso. La superficie de las labores mineras de CVZ se destaca por la abundante presencia de vetillas subparalelas y escasos centímetros de espesor (Fig. 4.17c) de textura bandeada coloforme (Fig. 4.17d).

#### 4.5.2 Reactividad de la roca de caja

Otro aspecto a destacar como control litológico de la mineralización es la reactividad de las rocas hospedantes y su interacción con el fluido hidrotermal. Dentro del sistema de vetas se ha registrado la posible precipitación de oro por procesos de reducción vinculado a la presencia de kerógenos de tipo III en pulsos silíceos formadores de las vetas.

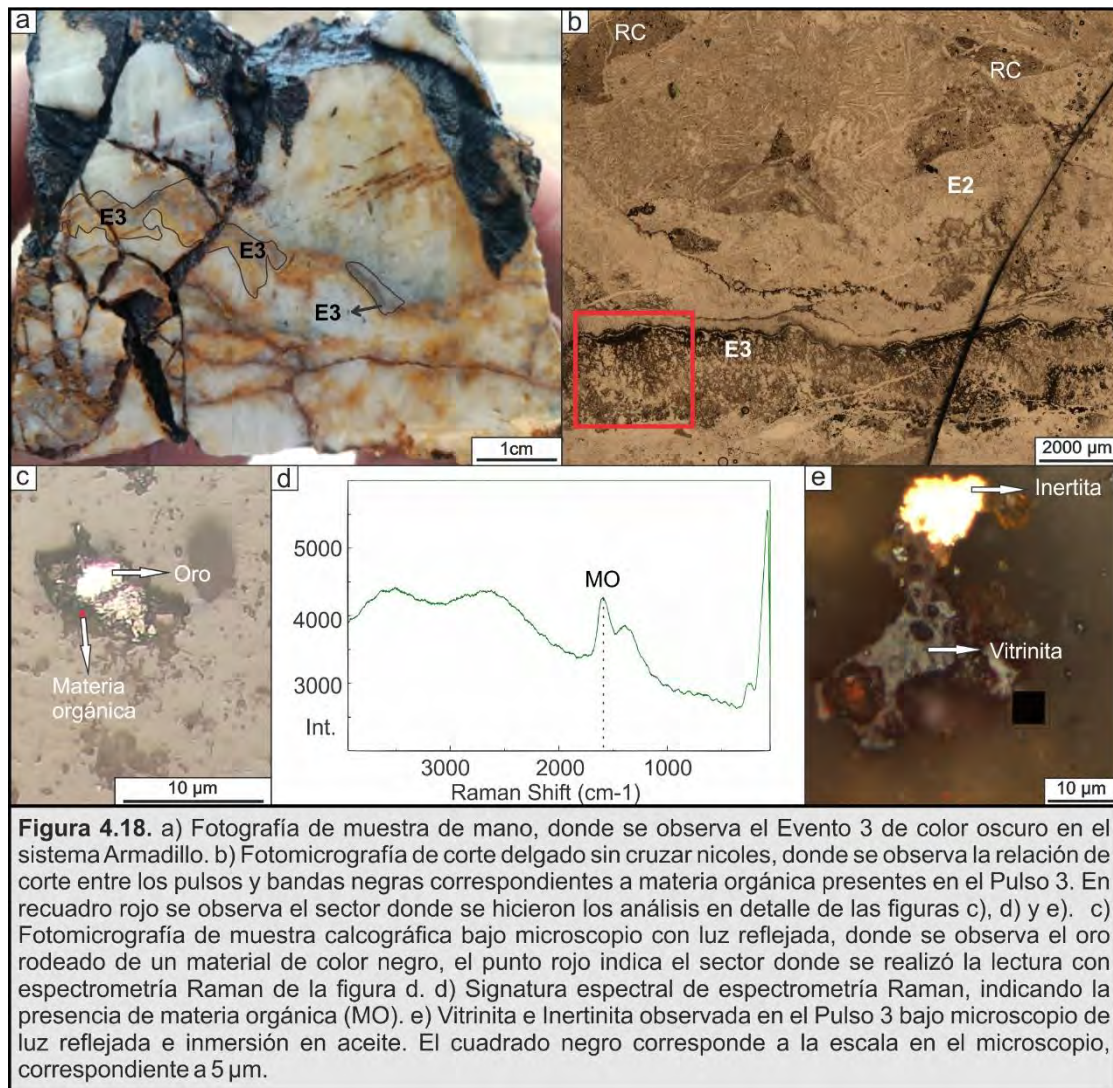
La geología del *pit* Armadillo (ver capítulo 2) comprende, como unidad más antigua, una secuencia hidromagmática estratificada, conformada por dos facies piroclásticas de entre 1 y 15 cm de potencia que se intercalan: la primera corresponde a un flujo piroclástico macizo, interpretado como un flujo piroclástico denso y la segunda presenta estructuras tractivas (estratificación paralela, entrecruzada y en artesa) con estructuras aisladas de impacto de balísticos, interpretada como un flujo piroclástico diluido (ver Capítulo 2). Dicha unidad se caracteriza por presentar abundante cantidad de restos carbonosos de origen vegetal, tanto como clastos incorporados durante el avance del flujo, como balísticos, evidenciando la cercanía al centro volcánico y la posible presencia de abundante cantidad de árboles en el medio durante la erupción. Luego, la secuencia hidromagmática es intruída por dos cuerpos subvolcánicos: un criptodomo de composición riodacítica y un dique andesítico más joven (ver Capítulo 2; De Martino *et al.*, 2017). El sistema de vetas Armadillo se hospeda en las tres unidades citadas.

El sistema de vetas, como se ha descripto en el capítulo 3, se trata de un relleno multiepisódico (Fig. 4.18a), donde el tercer evento hidrotermal en Armadillo se caracteriza por la presencia de componentes de origen orgánico





vinculados al oro (Fig 4.18b y c), determinados a partir de microscopía Raman (Fig. 4.18d). Por medio del análisis de dichos componentes bajo microscopio óptico de luz reflejada e inmersión en aceite, se ha determinado que corresponden a macerales denominados vitrinita e inertinita (Fig. 4.18e; De Martino *et al.*, 2020).



Los macerales de vitrinita son derivados de tejidos parenquimatosos y leñosos de raíces, tallos, cortezas y hojas compuestas de celulosa y lignina (ICCOP, 1998). Por su parte, la inertinita se considera derivada de material vegetal que ha sido fuertemente alterado y degradado en condiciones oxidantes (Falcon y Snyman, 1986), que muchos autores asocian a incendios forestales (Cope y Chaloner, 1985; Guo y Bustin, 1998; Glasspool, 2000) u oxidación subaérea. Esto último puede ser evidencia de una carbonización previa o durante la depositación de la unidad que contiene a los restos vegetales. El kerógeno en las vetas de Armadillo podrían estar asociados

genéticamente a un evento piroclástico causante de la carbonización de los restos vegetales, representado por los depósitos de la secuencia hidromagmática con restos carbonosos, presente en el sector (De Martino *et al.* 2017; ver capítulo 2).

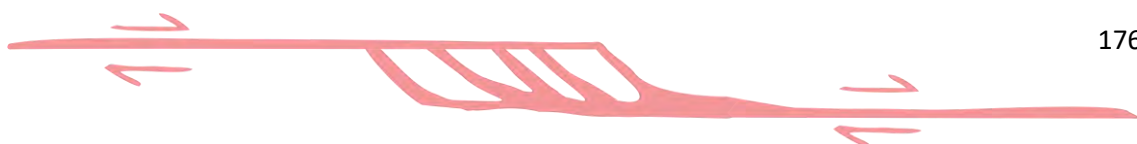
## 4.6. Discusión.

### 4.6.1 Cinemática syn-mineral y control estructural de la mineralización

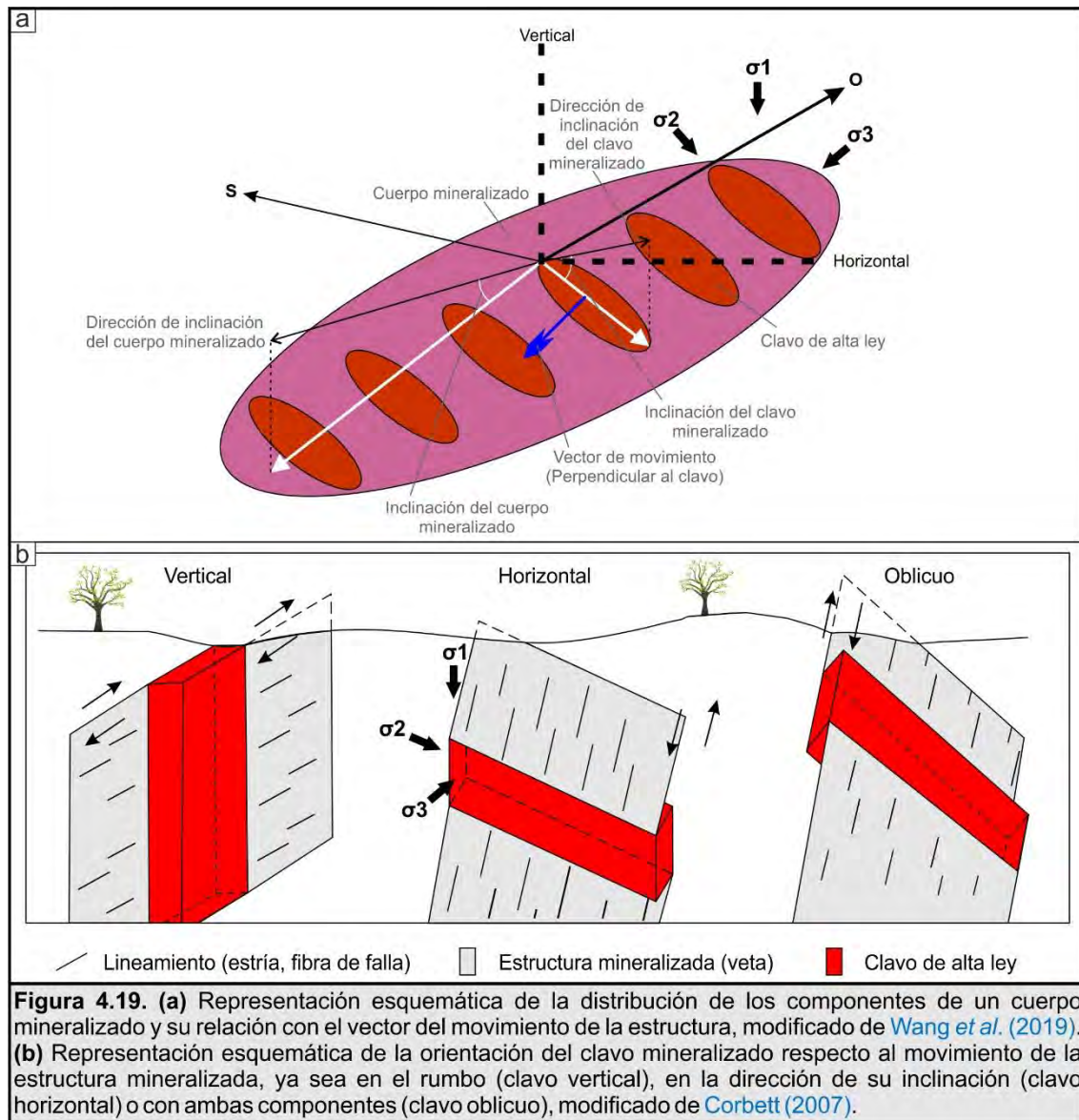
Como se ha descrito en la introducción del presente capítulo, la permeabilidad del macizo rocoso es un factor determinante para el transporte y depositación de los fluidos hidrotermales mineralizantes, siendo las fallas los planos de mayor permeabilidad y, por ende, el principal medio de circulación de los fluidos. A su vez, la circulación dentro de una estructura dependerá del grado de fracturación de la roca encajante (Kim *et al.*, 2003; Sibson, 1996). Las estructuras principales suelen ser relativamente continuas y potentes, dado la repetición de los deslizamientos motivada por los sucesivos eventos sísmicos que se concentran en ellas, permitiendo la depositación de repetidos pulsos hidrotermales en una misma estructura (Blenkinsop, 2008). Mientras que las zonas de transferencia concentran el mayor daño dentro del macizo rocoso, lo que le otorga una alta permeabilidad (Micklethwaite *et al.*, 2010) por medio de estructuras usualmente delgadas y discontinuas, pero abundantes. Esta propiedad permite a estos sectores contener altas leyes por la concentración de la circulación de los fluidos (Seebeck *et al.*, 2014; Sibson, 1996; Cox, 2005).

De esta manera, los segmentos que concentran la mayor apertura dentro de las estructuras principales, están directamente vinculados con los clavos mineralizados, mientras que las zonas de transferencia representan sectores de alta ley alojados en estructuras de limitado espesor y continuidad dentro del macizo. Los primeros reúnen las características típicas de los sistemas epitermales de baja sulfuración, donde la mineralización se aloja en estructuras definidas con una ley y espesor que hacen factible su explotación, mientras que las zonas de daño en el macizo tenderán a conformar estructuras menos continuas.

Generalmente, las estructuras mineralizadas presentan una distribución en los contenidos de metales heterogénea, donde las zonas con



mayores contenidos se denominan clavos mineralizados (Fig. 4.19a; Nelson, 2006) y suelen constituir los sectores de mayor apertura localizada dentro de la estructura, por lo que usualmente coinciden con las porciones de mayor espesor dentro de la misma, coincidiendo con curvaturas o *jogs* (Figs. 4.1 y 4.19b; Corbett, 2007).



La orientación de estos clavos está controlada por la dirección de deslizamiento de los bloques que limitan la estructura, lo cual está controlado por la orientación del campo de esfuerzos principales ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ; Fig. 4.19; Poulsen y Robert, 1989). Por ejemplo, en las estructuras puramente extensionales los clavos se orientan paralelos al  $\sigma_2$  que está contenido en el plano de falla y a  $\sigma_1$ , dispuesto de manera vertical (Blenkinsop, 2008; Fig. 3.19b). De esta manera, un movimiento de los bloques netamente en el





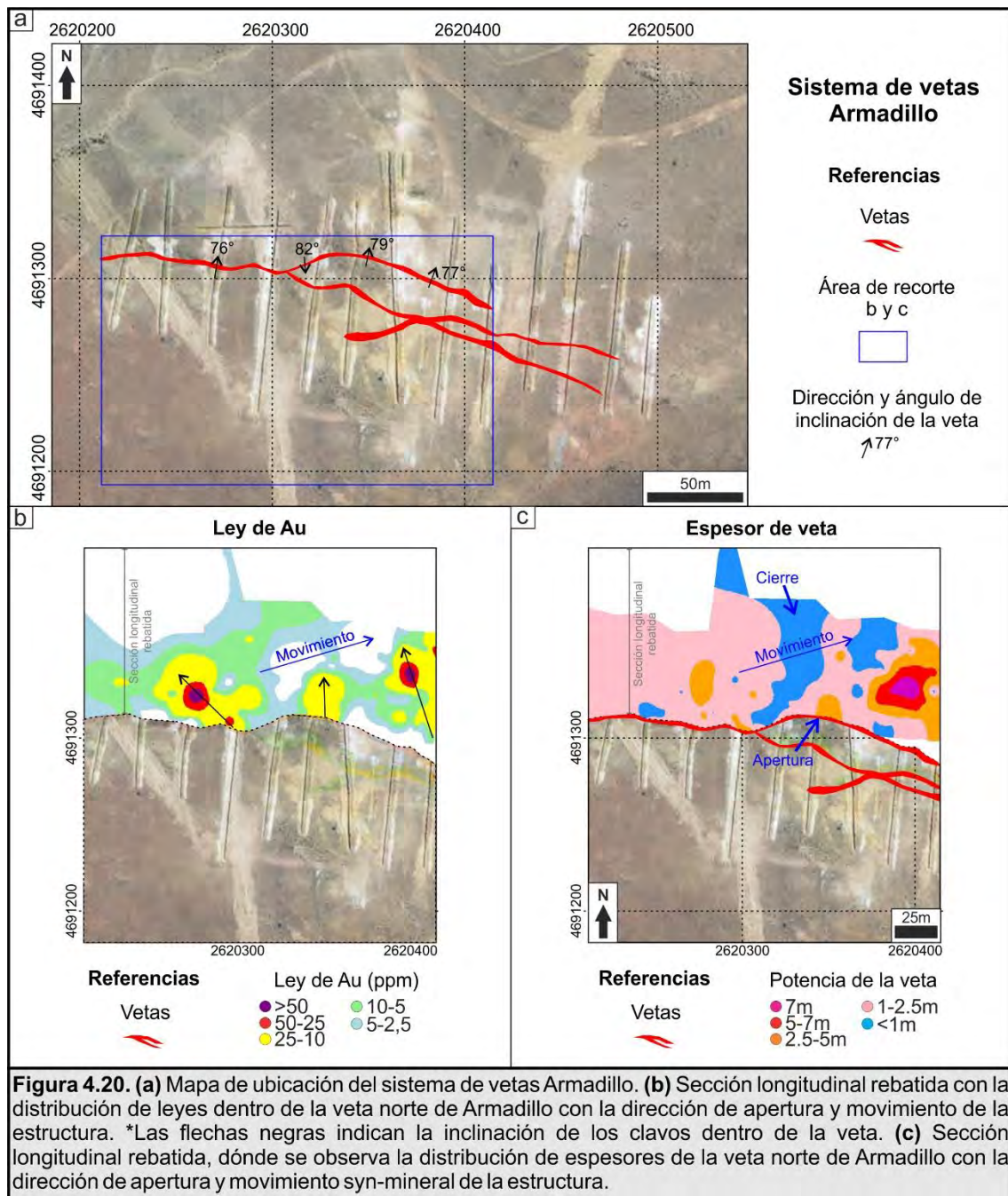
rumbo de la estructura resulta en un clavo vertical, si el movimiento es en la dirección de inclinación, será horizontal y un desplazamiento con ambos componentes resulta en un clavo oblicuo (Fig. 4.19b).

A partir del análisis de los sectores Armadillo y *Central Vein Zone*, se ha podido determinar las orientaciones preferenciales de las estructuras para los mayores contenidos de metales en el distrito Martinetas.

Con el objetivo de analizar en detalle la relación entre la geometría de la estructura con el contenido de Au y complementar el estudio de los discos estructurales realizados tanto en Armadillo como en CVZ (Figuras 4.10, 4.11 y 4.12), se dispuso de manera gráfica la información obtenida en el modelo estructural 3D. Para el mismo se eligió la estructura norte del sistema de vetas Armadillo, por contener la mayor información dentro del mismo (Fig. 4.20a).

Las vetas presentes en Armadillo presentan una orientación general ONO, con segmentos de mayor potencia de rumbo NO y fuerte inclinación al NE. Secundariamente, se observan tramos de orientación ENE e inclinación fuerte al sur, donde la estructura presenta menor potencia. Las leyes se distribuyen siguiendo los segmentos ONO a NO, constituyendo clavos mineralizados con un buzamiento subvertical donde la estructura presenta una orientación ONO, inclinando 45° al NO donde la misma presenta flexiones con esta orientación, mientras que los tramos de azimuth ENE presentan bajas leyes (Fig. 4.20b). La distribución del contenido de Au en la veta coincide con sus espesores, como se observa en la figura 4.20c, los segmentos de orientación NO exhiben hasta 7m de potencia, representando los sectores de mayor apertura, mientras que, en el segmento ENE su espesor se reduce a menos de 1 m, representando el cierre de la estructura. Esto último se relaciona directamente con la cinemática de los bloques que contienen a la veta, la dirección de apertura estimada a partir de los indicadores cinemáticos y orientación de las vetas (ver apartado 4.4.2. *Estructura y cinemática syn-mineral*), presenta un azimuth aproximado de 35°, resultando en una cinemática syn-mineral tensional-dextral, generando tramos de orientación NO transtensivos y otros NE transpresivos, lo que es congruente con los sectores de mayor apertura y leyes dentro de las vetas.





Si bien este análisis geométrico resulta difícil para CVZ, dado la escasa potencia y continuidad de las vetillas allí presentes, el análisis estadístico realizado para ese sector a partir de la generación de discos estructurales (4.10 c y d), permitió determinar un azimuth de  $306^\circ$  como la orientación con los mayores contenidos de Au dentro de las vetillas, con una reducción en la ley promedio a medida que las mismas exhiben una orientación E-O. Este patrón es similar al que se presenta en Armadillo, por lo que se considera que la orientación del campo de esfuerzos syn-mineral es el mismo en ambos sectores.



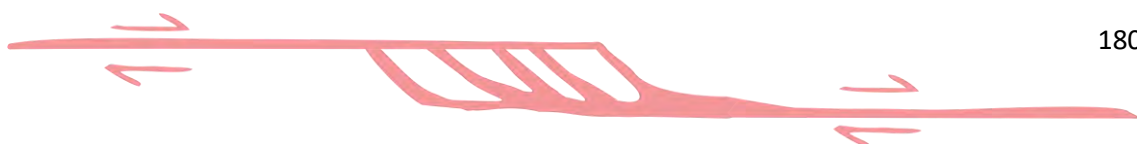
#### 4.6.2 Reactivación y estructuras posminerales

Mientras que las estructuras mineralizadas y los diques de composición riódacítica vinculados al campo de domos y criptodomas (ver capítulo 2), y los diques andesíticos que funcionan como rocas hospedadoras de la mineralización al sur de Martinetas, presentan como direcciones principales a los rumbos NO-ONO, los diques que cortan dichas unidades (y a las estructuras mineralizadas), de composición riolítica y textura porfírica, presentan una orientación NE y secundariamente ENE y NNE.

Esta disposición y secuencia de eventos es coincidente con las observaciones de campo, correspondientes a la relación de corte entre las unidades. Los diques más antiguos, relacionados al campo de domos y criptodomas riódacíticos ubicados al sur de Martinetas, se encuentran cortados por diques de composición andesítica. Ambas unidades se relacionan con la mineralización del distrito, cuyas estructuras mineralizadas presentan una orientación NO a ONO (Fig. 4.7b).

Posteriormente, se observa intrusión de nuevos diques de composición andesítica y otros de composición riolítica. La presencia de diques andesíticos con ambas orientaciones y la alteración relacionada al steam heated (ver Capítulo 3) que exhibe el dique riolítico en CVZ, por un lado, permite interpretar que el magmatismo bimodal fue contemporáneo y el tiempo transcurrido desde el fin del evento hidrotermal mineralizante y el emplazamiento de los cuerpos andesíticos y riolíticos posminerales es relativamente corto; y por otro, que las estructuras NNE y ENE, fueron reactivadas en una etapa posmineral, tardía del sistema hidrotermal. Esto último, coincide con el ascenso de los bloques mineralizados, debido a que la estructura NNE que limita al oeste el bloque de CVZ pone en contacto la unidad basal de la estratigrafía del área de estudio, la Ignimbrita Martinetas al este, con la Ignimbrita Carbonosa al oeste, indicando un descenso considerable del bloque occidental y el ascenso relativo del bloque de CVZ.

El fallamiento posmineral en el distrito Martinetas, a su vez, está caracterizado por estructuras que afectan a las vetas, ya sea con o sin un aparente desplazamiento de los cuerpos mineralizados y se han podido reconocer cuatro estilos de fallamiento afectando a los sistemas de vetas, de acuerdo al material de relleno (Figura 4.13).





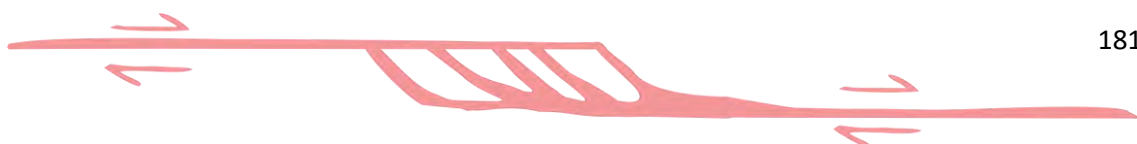
Esta discriminación muestra una recurrente reactivación de las estructuras mineralizadas, de orientación ONO a NO y aquellas de orientación NNE que limitan los sectores mineralizados, pero, a su vez, se reconocieron dos direcciones de fallamiento completamente nuevas (Fig. 4.14), ambas desarrolladas con frecuencias similares, la primera de ellas con orientación media NNO-SSE a N-S e inclinaciones de bajo ángulo y una segunda, de orientación NE e inclinaciones de alto ángulo. El desplazamiento de los bloques por estas estructuras es relativamente corto (escasos centímetros a metros) y las relaciones de corte entre ambos sistemas no son claras y podrían haberse formado simultáneamente.

La reactivación de las fallas jurásicas y pre-jurásicas del distrito no sólo habría afectado la mineralización a partir de la generación de brechas y desplazamiento de las mismas, sino que habría jugado un rol fundamental en la oxidación de los sulfuros presentes en las porciones más someras del sistema. La presencia de jarosita observada en las brechas que afectan las vetas del distrito se interpretan como consecuencia de la reactivación de las estructuras que las contienen. Este evento puede atribuirse al levantamiento de los Andes Patagónicos en el Mioceno temprano, tal como propone [Sillitoe \(2019\)](#) a partir de las edades tomadas en jarositas del Macizo del Deseado, lo que a su vez habría dado inicio a la aridez que, combinado con los efectos del enfriamiento global, habría ralentizado progresivamente los procesos supergénicos desde los aproximadamente 14 Ma y facilitado la preservación de la existente zona de oxidación del medio-mioceno.

A su vez, los datos termocronométricos obtenidos por [Fernandez et al. \(2020\)](#) para el distrito La Paloma, ubicado a 40 km al NO de Martinetas, sugieren que la reactivación tardía de las fallas asociada al acortamiento E-O en el área de estudio no estuvo acompañada por una erosión focalizada de los bloques de falla levantados y tampoco se registra un levantamiento neógeno suficiente para desencadenar una exhumación significativa.

#### 4.6.3 Rocas de caja y control litológico de la mineralización.

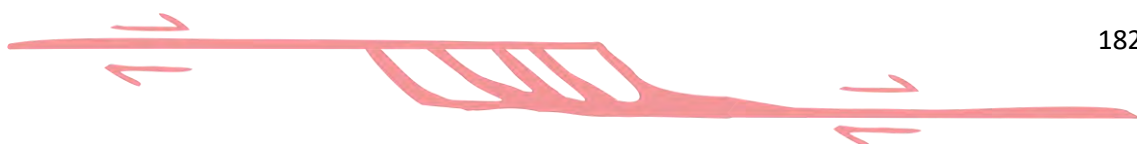
En muchos casos los controles estructurales predominan en las porciones más profundas y pasan hacia los niveles someros a un control litológico ([Corbett, 2002](#)). Los depósitos epitermales de baja e intermedia sulfuración suelen desarrollarse predominantemente en estructuras



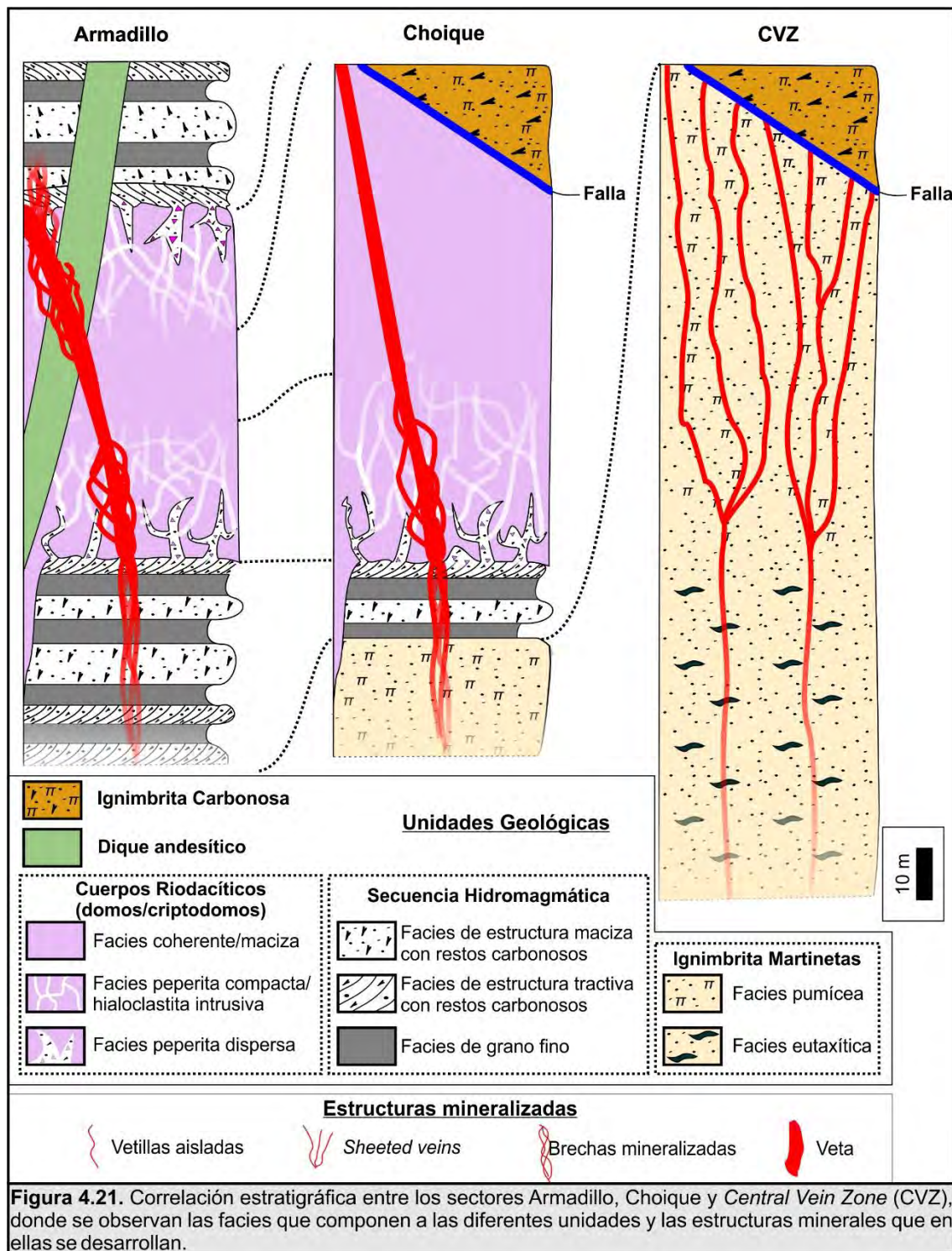
dilatacionales con bajas relaciones angulares con los principales corredores estructurales, como por ejemplo, Amancaya (López *et al.*, 2019), mina Martha (Páez *et al.*, 2011) y Manantial Espejo (Echeveste, 2010), mientras que en otros lugares, predominantemente en los epitermales de alta sulfuración, las litologías de roca huésped permeable pueden controlar el transporte y depositación del fluido, como por ejemplo en Lagunas Norte (Cerpa *et al.*, 2013). En otras ocasiones, los fluidos son depositados al pasar de las estructuras hospedadas en una litología impermeable a otra permeable (por ejemplo, Maragorik; Corbett y Hayward, 1994), donde la intersección de las estructuras extensionales con planos horizontes permeables representan ambientes ideales para la depositación de los fluidos (Corbett, 2002). De esta manera, el control estructural comúnmente se extiende de los principales corredores estructurales que localizan el sistema mineral a fracturas de segundo o tercer orden con un control litológico.

Las estructuras mineralizadas en el distrito incluyen a vetas, vetillas aisladas, vetillas sub-paralelas poco espaciadas (*sheeted veins*) y brechas por inyección hidrotermal. Estos patrones presentan una distribución fuertemente controlada por la litología que hospeda la estructura (Fig. 4.21). El sur del distrito se caracteriza por presentar vetas de hasta más de 5 m de potencia, hospedadas en las volcanitas de composición riodacítica y, en menor medida, andesítica, conformando las rocas hospedantes principales de los sectores Armadillo y Choique. Estos cuerpos fueron interpretados como Criptodomas y domos, cuya interacción con la roca de caja (Secuencia Hidromagmática) resulta en la generación de brechas peperíticas y hialoclastitas intrusivas (ver capítulo 2), donde la mineralización se presenta como brechas líticas con cemento de cuarzo hidrotermal, aprovechando la textura primaria para su inyección. Del mismo modo, la Secuencia Hidromagmática actúa como roca hospedante de la mineralización, con la misma textura que las brechas del borde de los cuerpos subvolcánicos.

Por su parte, el norte de Martinetas, representado por *Central Vein Zone*, comprende únicamente a la Ignimbrita Martinetas como roca hospedante de la mineralización. Si bien no se han observado discontinuidades marcadas dentro de esta unidad en los trabajos de mapeo y logueo de testigos corona, se destaca la transición gradual en el grado de



deformación de la pómez entre los 70 y 100 m de profundidad desde la superficie del terreno en los sectores Coyote y Cerro Oro, respectivamente.



Esta distinción en la textura, permitió diferenciar dos facies dentro de la ignimbrita, una facies eutaxítica en la base y otra pumícea por encima. El límite gradual entre ambas facies coincide con la densificación de las vetillas hacia la superficie, cuantificada a partir de la relación veta-vetilla/metros perforados. Esta diferencia en el desarrollo de vetillas aisladas a vetillas



paralelas más densas (*sheeted vein*) puede responder a la variación en la permeabilidad y competencia de la unidad entre los sectores someros y profundos debido a la variación en su fábrica (Fig. 4.21).

En ambientes epitermales someros suele haber grandes variaciones en la permeabilidad ( $k$ ) entre y dentro de las unidades geológicas, como en las ignimbritas con variación en su grado de soldadura, cuya permeabilidad puede variar en un factor de  $10^4$ , (Ingebritsen y Manning, 2010). Según John *et al.* (2018), la permeabilidad primaria es baja en rocas con baja porosidad intergranular interconectada ( $k$  inferior a  $10^{-16}/m^2$ ), como ignimbritas densamente soldadas y rocas magmáticas coherentes, y el flujo del fluido hidrotermal depende de la permeabilidad secundaria. En cambio, las litologías con permeabilidades primarias elevadas ( $k$  superiores a  $10^{-16}/m^2$ ), como en ignimbritas sin soldar y rocas clásticas poco cementadas, los fluidos hidrotermales fluyen a través de ellas en respuesta a los gradientes de presión de los fluidos.

Por ello, se interpreta que en las rocas subvolcánicas riodacíticas y andesíticas que caracteriza el sur del distrito y en la facies eutaxítica de la Ignimbrita Martinetas (CVZ), donde la conectividad de los poros es baja, el ascenso de los fluidos estaría controlado por la permeabilidad de las fracturas (Cox *et al.*, 2001; Ingebritsen y Manning, 2010; Rowland y Simmons, 2012) con mayor apertura durante el Jurásico medio. Mientras que, en las rocas clásticas poco cementadas o soldadas del distrito, representadas por la facies pumícea de la Ignimbrita Martinetas, la Secuencia Hidromagmática y las brechas de borde del Criptodomo riodacítico, el ascenso de los fluidos respondería netamente a sus gradientes de presión, generando *sheeted veins* y brechas por inyección del fluido hidrotermal.

Por su parte, desde el punto de vista composicional de la roca de caja, se ha determinado una estrecha relación entre la materia orgánica presente en las vetas y los mayores contenidos de metales. La asociación de la materia orgánica con depósitos minerales, ganga y roca de caja en depósitos hidrotermales de baja ( $<120^\circ$ ) y moderada ( $120-350^\circ$ ) temperatura, es un fenómeno muy estudiado y reconocido desde comienzos del siglo XX (Harder, 1919; Schneiderholm, 1923; Saxby, 1976; Campbell, 1993; Parnell *et al.*, 1993; Giordano 1996; Leventhal y Giordano, 1997; Gize, 1999, Kettler, 2000; Pirajno, 2009).



Durante la diagénesis, los biopolímeros (proteínas, lípidos, carbohidratos y ligninos) sintetizados por plantas y animales son destruidos por la actividad microbiana y convertidos progresivamente en estructuras policondensadas conocidas como geopolímeros, los cuáles constituyen el precursor del kerógeno (Tissot y Welte, 1984).

El Kerógeno es la fracción orgánica insoluble en disolventes orgánicos y, de acuerdo a su origen, se diferencia en tres tipos. El kerógeno tipo I proviene de materia algácea, el tipo II procede principalmente de restos de plancton re-elaborados por bacterias y el tipo III, de plantas terrestres; este último corresponde a los analizados en Armadillo.

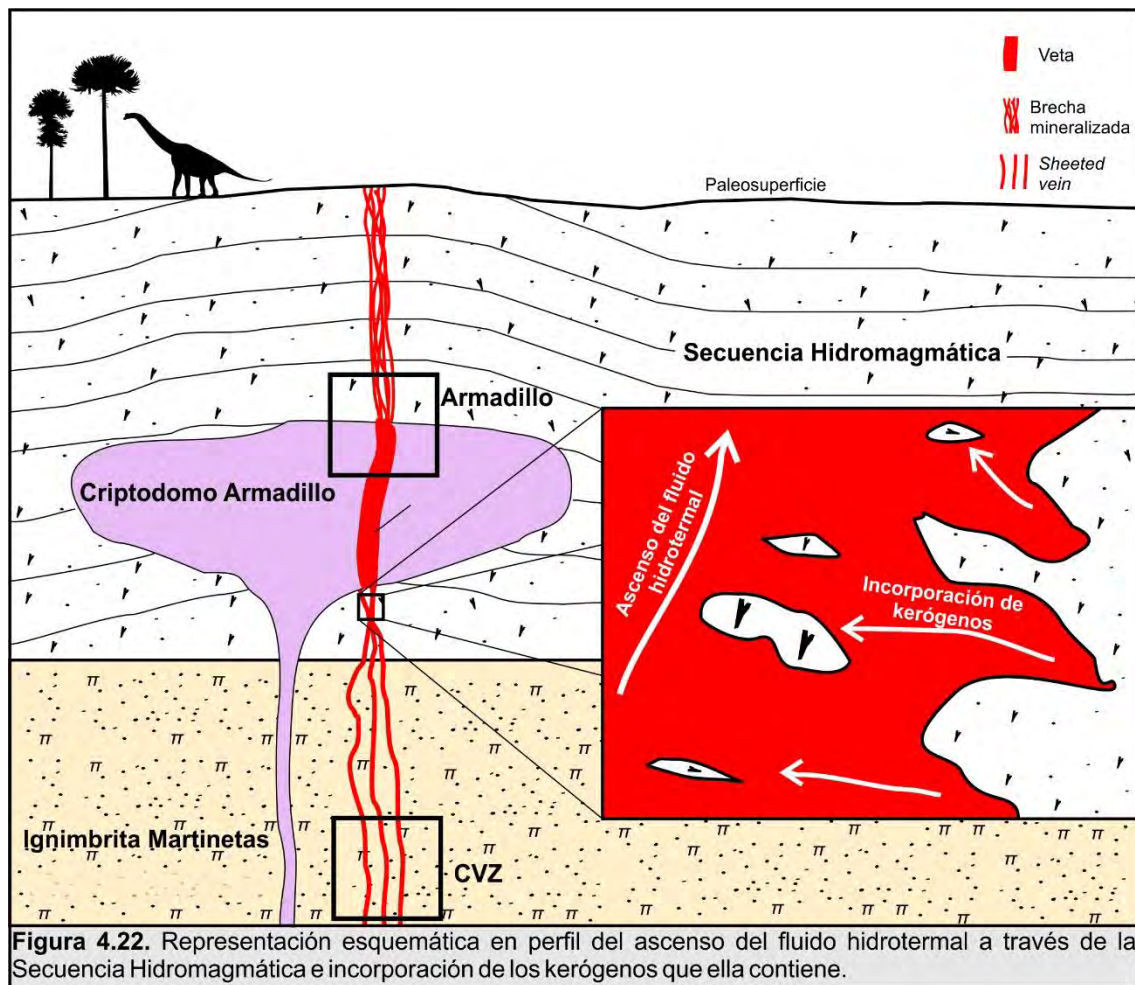
Los kerógenos y sus derivados (bitumen, pirobitumen) pueden actuar de diferentes formas en la formación de un depósito metalífero. Según Leventhal y Giordano (1997), la materia orgánica y sus derivados pueden tener seis roles activos en los procesos que forman o preservan depósitos metalíferos. Estos pueden ser: 1- Movilización (cuando la fuente de los metales se vinculan a rocas superficiales y ambientes sedimentarios, las anomalías se asocian a materia orgánica disuelta), 2-Transporte (por complejos orgánicos de metales en agua subterránea y fluidos hidrotermales), 3- Concentración (los metales en el depósito están mejor correlacionados con la materia orgánica que con los sulfuros), 4- Reducción (hay materia orgánica parcialmente oxidada y tanto los metales como los sulfuros se correlacionan con las concentraciones de la materia orgánica, el kerógeno autóctono puede servir como reductor para los metales y sulfatos), 5- Oxidación (por actividad de microorganismos), 6- Preservación (granos de minerales rodeados o cubiertos por materia orgánica micro o macroscópica). Teniendo en cuenta esto, la materia orgánica que juega algún rol en la génesis de un depósito puede ser usada como una herramienta exploratoria (Levinson 1974; Rose *et al.*, 1979; Carlisle *et al.*, 1986; Landis y Hofstra, 1991; Brooks *et al.*, 1995; Leventhal y Giordano, 1997).

Dado que existe una correlación entre los valores anómalos de oro en el evento 3 y la concentración de materia orgánica dentro del mismo, se interpreta una relación entre la precipitación de los metales preciosos y la materia orgánica. El kerógeno sería uno de los responsables directos (fijación del Au por parte del lignito) o indirectos (reducción por bacterias o termoquímicamente inducido por cambios en el Eh y pH del fluido por parte



de la materia orgánica) de la precipitación del oro (Leventhal y Giordano, 1997).

Las muestras analizadas corresponden a lignito en estado sólido en contacto con los metales, lo que sugiere una reducción de los últimos al entrar en contacto con los restos carbonosos. Esto supondría el paso del fluido hidrotermal por niveles carbonosos (Secuencia Hidromagmática) y la captación de los kerógenos que ella contiene, causando la posterior reducción y precipitación del metal (Fig. 4.22).



**Figura 4.22.** Representación esquemática en perfil del ascenso del fluido hidrotermal a través de la Secuencia Hidromagmática e incorporación de los kerógenos que ella contiene.

Si bien se entiende a la ebullición del fluido hidrotermal como el principal proceso que motoriza la depositación de los metales en el distrito Martinetas (ver capítulo 3), se interpreta que los restos carbonosos presentes en las vetas de Armadillo migraron como resultado del evento hidrotermal responsable de la generación de los metales, cumpliendo un rol secundario como agente reductor, aumentando las leyes donde se hacen presentes.





#### 4.7. Consideraciones finales

La migración de los fluidos dentro de la corteza está fuertemente influenciada por las interconexiones existentes entre las diversas discontinuidades, tales como fallas, diaclasas, planos de estratificación o foliaciones y, en menor medida, a la permeabilidad primaria de las rocas que atraviesa (Sibson, 1996; Cox *et al.*, 2001; Cox, 2005; Ingebritsen y Manning, 2010; Rowland y Simmons, 2012).

El distrito Martinetas presenta dos sectores bien diferenciados desde el punto de vista de la geometría de la estructura mineralizada y la permeabilidad y reología de las rocas de caja. La porción sur del distrito se encuentra representado por los sectores Armadillo y Choique, cuya roca de caja preferencial corresponde a unidades subvolcánicas coherentes de composición riodacítica y andesítica, donde la estructura mineralizada conforma un corredor ONO con sigmoides y flexiones de orientación NO, donde exhibe las mayores concentraciones de metales. Secundariamente, rocas clásticas adyacentes a estos cuerpos subvolcánicos presentan escasas estructuras mineralizadas, representadas principalmente por brechas de cemento cuarzoso. Por otro lado, la mitad norte del distrito, representada por los sectores Coyote y Cerro Oro, en conjunto denominadas como *Central Vein Zone*, se caracteriza por presentar una densa concentración de vetillas subparalelas de escasos centímetros de potencia, alojadas en una ignimbrita compuesta por dos facies con diferente grado de soldadura. La facies inferior es de textura eutaxítica y contiene una densidad marcadamente inferior de vetillas respecto a la facies pumícea que se encuentra por encima. Esta distribución de las estructuras mineralizadas indica un rol fundamental de la reología y permeabilidad de las rocas hospedantes para la generación de sus diferentes geometrías.

La geometría de las vetas junto con el análisis de los discos estructurales que componen su superficie demuestra que tanto Armadillo como CVZ presentan estructuras de orientación ONO y flexiones NO, donde las mismas presentan mayor potencia y ley de metales y permitieron determinar una dirección de apertura hacia el azimuth 35°, caracterizada por una inclinación de alto ángulo acompañada con una gran dilatación.

Del arreglo geométrico observado en ambos sistemas de vetas, se deduce que el ambiente tectónico activo al momento del funcionamiento del



sistema hidrotermal corresponde a un régimen transtensivo caracterizado por una cinemática mixta de tipo normal-dextral (Figura 4.10).

En los depósitos epitermales el transporte de fluidos entre las fuentes de los metales y los sitios donde el mineral se deposita, responde a los gradientes de presión de dichos fluidos, a los efectos de flotabilidad y a la permeabilidad (Cox *et al.*, 2001). Sin embargo, la presencia de irregularidades en las zonas de fractura (tales como sigmoides, intersecciones con otras estructuras, etc.) dan lugar a zonas donde el flujo se canaliza y concentra (Sibson, 1996; Rowland y Sibson, 2004; Cox, 2005). Estos conductos de alta permeabilidad serían fundamentales para la formación de depósitos minerales de relevancia económica (Simmons y Browne, 2000; Simmons y Brown, 2006; Micklethwaite, 2009).

En el caso de Martinetas, al tratarse de un depósito epitermal desarrollado en niveles altos de la corteza, el gradiente hidráulico disminuye en forma aproximadamente vertical hacia la superficie (Sibson, 1996), de manera que el movimiento de los fluidos debería ser esencialmente ascendente. Sin embargo, la presencia de intersecciones entre estructuras y sigmoides de apertura, desvían y concentran el flujo de las soluciones en forma ascendente, pero paralela al eje de los sigmoides, siguiendo un rake aproximado de 45°.

De esta manera pueden reconocerse tres escalas diferentes para los controles estructurales que permitieron el desarrollo de la mineralización en Martinetas. A escala regional, los fluidos hidrotermales se concentraron en zonas de transferencia desarrolladas entre zonas de falla de rumbo E-O a ONO. A escala del yacimiento, los fluidos hidrotermales aprovecharon zonas de intersección entre estructuras y estructuras dilatantes NO para canalizar y concentrar el pasaje de los fluidos mineralizantes. Por último, a la escala de cada veta, los fluidos hidrotermales aprovecharon zonas de apertura localizada, como los sigmoides, para terminar de canalizar y concentrar el flujo de los fluidos y originar de esa manera los sectores de mayor ley dentro del yacimiento.

Por su parte, se ha determinado una estrecha relación entre la materia orgánica (kerógenos) presente en las vetas y los mayores contenidos de metales. La vinculación de la precipitación del Au con la materia orgánica en el sistema de vetas es comparable con los depósitos world class de Suyai, en



Esquel, Chubut (Blesa, 2004), McLaughlin, California, USA (Sherlock y Lehrman, 1995) y Creede, Colorado, USA (Larsen y Crossey, 1996), los que también muestran alguna relación entre la precipitación de Au y materia orgánica.

Esta vinculación presente en las vetas de Armadillo representa la primera mención en depósitos epitermales de la provincia auroargentífera del Macizo del Deseado, conformando un descubrimiento que revela una potencial herramienta exploratoria para otros depósitos con similares características litológicas y de mineralización en la región.

Finalmente, la mineralización fue modificada por un evento de fallamiento pos-mineral que produce el desplazamiento de los cuerpos mineralizados, y la oxidación de los sulfuros. Dentro de este esquema, y en función de sus atributos texturales, el episodio removilizado E6 probablemente represente el accionar del fallamiento pos-mineral, relacionado a un estadio tardío del sistema hidrotermal, mientras que los últimos desplazamientos y la oxidación del sistema se relacionaría a los eventos vinculados al levantamiento de Los Andes Patagónicos hacia el Mioceno temprano (Sillitoe, 2019). A su vez, la reactivación tardía de las fallas asociada al acortamiento E-O en el área de estudio presentan escasos desplazamientos y no significaron un levantamiento neógeno suficiente para desencadenar una exhumación significativa (Fernandez *et al.*, 2020).

#### 4.8. Referencias

Acocella, V., Salvini, F., Funiciello, R. y Faccenna, C., 1999. The role of transfer structures on volcanic activity at Campi Flegrei (Southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 123 – 139.

Baumgartner, R., Fontboté, L. y Vennemann, T., 2008. Mineral zoning and geochemistry of epithermal polymetallic Zn-PbAg-Cu-Bi mineralization at Cerro de

Pasco, Peru: *Economic Geology*, v. 103, p. 493–537.

Belanger, M., Pareja, G. y Nahan, P., 2011. Peñasquito Polymetallic Operation Zacatecas State, Mexico: Silver Wheaton NI 43-101 Technical Report, 142 p., accessed July 24, 2014, en [http://www.silverwheaton.com/Theme/SilverWheaton/files/docs\\_mine%20tech%20reports/2011-04-01%20Peñasquito%20Technical%20Report%20%28final%29.pdf](http://www.silverwheaton.com/Theme/SilverWheaton/files/docs_mine%20tech%20reports/2011-04-01%20Peñasquito%20Technical%20Report%20%28final%29.pdf).



Bendezú, R. y Fontboté, L., 2009. Cordilleran epithermal Cu-Zn-Pb-(Au-Ag) mineralization in the Colquijirca district, central Peru—Deposit-scale mineralogical patterns: *Economic Geology*, v. 104, p. 904–955.

Blesa, A. 2004. Geology and mineralization of the Esquel area, Patagonia, Argentina. Master Sciences Thesis, Colorado School of Mines, (inérita) 195 p., Boulder

Blenkinsop, T., 2008. Relationships between faults, extension fractures and veins, and stress. *Journal of Structural Geology*. 30. 622-632. 10.1016/j.jsg.2008.01.008.

Brooks, R.R., Dunn, C.E. y Hall, G.E.M., 1995. Biological Systems in Mineral Exploration and Processing. Ellis Horwood, 538 p., London.

Campbell, W.R., 1993. Research drilling into the Creede epithermal vein system, San Juan Mountains, Colorado. *Society of Economic Geologists Newsletter* 13: 1, 12-16.

Carlisle, D., Berry, W.L., Kaplan, I.R. y Watterson, J.R., 1986. Mineral Exploration: Biological Systems and Organic Matter. Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 465 p., New Jersey.

Cerpa, L., Bissig, T., Mcewan, C., Macassi, A. y Rios, H., 2013. Lithologic controls on mineralization at the Lagunas Norte high-sulfidation epithermal gold deposit, northern Peru. *Mineralium Deposita*. 48. 653-673. 10.1007/s00126-013-0455-6.

Cline, J.S., Hofstra, A.H., Muntean, J.L., Tosdal, R.M. y Hickey, K.A., 2005. Carlin-type gold deposits in Nevada-Critical geologic characteristics and viable models: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 451–484.

Cope, M.J. y Chaloner, W.G., 1985. Wildfire, an interaction Of biological and physical processes. In: B.H. Tiffney (Editor), *Geological Factors and the Evolution of Plants*. Yale University Press, Hartford, CT, pp. 257-277.

Corbett, G.J., 2007. Controls to low sulphidation epithermal Au-Ag: Charla presentada en una reunión del Grupo de Discusión de Exploración Mineral de Sydney (SMEDG), powerpoint y texto en el sitio web del SMEDG [www.smedg.org.au](http://www.smedg.org.au)

Corbett, G., 2002. Epithermal gold for explorationists. *Australian Institute of Geoscientists Journal - Applied Geoscientific Practice and Research in Australia*.

Corbett, G.J., y Hayward, S.B., 1994. The Maragorik high sulphidation Cu/Au system - an update, in Rogerson, R., ed., Geology, exploration and mining conference, June 1994, Lae, Papua New Guinea, proceedings: Parkville, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 125-129.

Corti, G., Bonini, M., Sokoutis, D., Innocenti, F., Piero, M., Cloetingh, S. y Mulugeta, G., 2004. Continental rift architecture and patterns of magma migration: A dynamic analysis based on centrifuge models. *Tectonics*. 23. 2-20.  
DOI:10.1029/2003TC001561.

Corti, G., Bonini, M., Cloetingh, S., Innocenti, F., Manetti, P. y Sokoutis, D., 2003. Analogue modelling of continental extension: A review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma: *Earth-Science Reviews*, v. 63, p. 169-247, doi: 10.1016/S0012-8252(03)00035-7.

Cox, S.F., 2005. Coupling between deformation, fluid pressures and fluid flow in ore-producing hydrothermal environments: *Economic Geology*

100th Anniversary Volume, p. 39-75.

Cox, S.F., Knackstedt, M.A., y Brown, J., 2001. Principle of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems, in Richards, J.P., and Tosdal, R.M., eds., *Structural control on ore genesis: Reviews in Economic Geology*, v. 14, p. 1-24.

De Martino F. J., Jovic S.M., Echeveste H. J., Tessone M.O.R. y Palma D., 2020. Precipitación de Au vinculada a materia orgánica. sistema vetiforme armadillo, mina Don Nicolas, Macizo del Deseado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina. vol.77 n°2. p-. issn 0004-4822. eissn 1851-8249.

De Martino, Facundo J., Echeveste, H.J., Jovic, S.M. y Tessone, M.O.R., 2017. Estratigrafía volcánica bimodal de los proyectos Martinetas y Microondas, sector oriental del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *XX Congreso Geológico Argentino*, Actas ST9, pp. 34-38.

Ebinger, C., y Sleep, N., 1998. Cenozoic magmatism throughout East Africa resulting from impact of a single plume: *Nature*, v. 395, p. 788.



Einaudi, M.T., 1977. Environment of ore deposition at Cerro de Pasco, Peru: *Economic Geology*, v. 72, p. 893–924.

Echeveste, H., 2010. Control estructural de la mineralización epitermal del distrito Manantial Espejo, Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66, 325–334. Retrieved from

[http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0004-48222010000200004&lng=es&nr\\_m=iso](http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0004-48222010000200004&lng=es&nr_m=iso)

Falcon, R. y Snyman, C., 1986. An introduction to Coal Petrology: Atlas of Petrographic Constituents in the Bituminous Coals of Southern Africa. The Geological Society of South Africa. Review paper Number 2. 9-13 pp.

Faulds, J.E., Coolbaugh, M.F. y Hinz, N.H., 2011. Structural investigations of Great Basin geothermal fields—Applications and implications, in Steininger, Roger, and Pennell, Bill, eds., *Proceedings of the Great Basin Evolution and Metallogeny Symposium*, Reno, 2010: Geological Society of Nevada, p. 361–372.

Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M., 1999.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Jurassic

silicic volcanic Province of Patagonia and its relationship to Gondwana breakup and subduction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 172 (1), 83–96.

Fernández, M.L., Mazzoli, S., Zattin, M., Savignano, E., Genge, M., Tavani, S., Garrone, A. y Franchini, M., 2020. Structural controls on Jurassic gold mineralization, and Cretaceous-Tertiary exhumation in the foreland of the southern Patagonian Andes: New constraints from La Paloma area, Deseado Massif, Argentina. *Tectonophysics*. 775. 228302. 10.1016/j.tecto.2019.228302.

Fracchia, D. y Giacosa, R., 2006. Evolución estructural del basamento ígneo-metamórfico en la estancia Las Tres Hermanas, noreste de la Comarca del Deseado, Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 61 (1), 118–131.

Fuchs, S., Schumann, D., Williams-Jones, A., Murray, A., Couillard, M., Lagarec, K., Phaneuf, M. y Vali, H., 2017. Gold and uranium concentration by interaction of immiscible fluids (hydrothermal and hydrocarbon) in the Carbon Leader Reef, Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*. 293. 10.1016/j.precamres.2017.03.007



Giacosa, R., 2020. Basement control, sedimentary basin inception and early evolution of the Mesozoic basins in the Patagonian foreland. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 97, 2020, 102407, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102407>.

Giacosa, R., Zubia, M. A., Sánchez, M. y Allard, J. 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au-Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 30 (3-4): 134-150.

Giacosa, R., Márquez, M. y Panza, J., 2002. Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. *Relatorio 15 Congreso Geológico Argentino*. 33-44.

Giordano, T.H., 1996. Special issue on organics and ore deposits: *Ore Geology Reviews* 11(1-3): 173.

Gize, A., 1999. Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits: *Economic Geology* 94: 967-980.

Glasspool, I.J., 2000. Megaspores from the Late Permian, Lower Whybrow coal seam, Sydney

Basin, Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 110, 209-227.

Guido, D. 2004. Subdivisión litofacial e interpretación del volcanismo jurásico (Grupo Bahía Laura) en el este del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 727-742.

Guido, D., 2002. Geología y metalogénesis del sector oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral. Inédita. 244 p.

Guido, D.M. y Campbell, K.A. 2011, Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): Characteristics and controls on regional distribution: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 203: 35-47.

Guo, Y. y Bustin, R.M., 1998. Micro-FTIR spectroscopy of liptinite macerals in coal. *International Journal of Coal Petrology*, 36, 259-275.

Harder, E.C., 1919. Iron-depositing bacteria and their geologic relations: U.S. Geological Survey Professional Paper 113: 89 p. *International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP)*

1998. The new vitrinite classification (ICCP system 1994). Fuel 77: 349-358.

Homoc, J.F., Constantini, L., 2001. Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julian basins, southern Argentina. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 85, 1795-1816.

Homoc, J., Constantini, L., Pellón de Miranda, A. y Ferreira, R., 1996. Evolution of the Deseado massif in Argentina and its relationship with the San Julián area in the South Atlantic Ocean. In: International Conference and Exhibition. American Association of Petroleum Geologists (Annual Convention, Abstract, San Diego).

Ingebritsen, S.E., y Appold, M.S., 2012. The physical hydrogeology of ore deposits: Economic Geology, v. 107, p. 559-584.

Ingebritsen, S.E., y Manning, C.E., 2010. Permeability of the continental crust—Dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism: Geofluids, v. 10, p. 193-205.

Japas, M.S., Sruoga, P., Kleiman, L., Gayone, M.R., Maloberti, A. y Comito, A., 2013.

Cinemática de la extensión jurásica vinculada a la provincia silíceo Chon Aike, Santa Cruz. Argentina. Rev. Asoc. Geol. Argentina 70 (1), 16-30.

John, D.A., Vikre, P.G., du Bray, E.A., Blakely, R.J., Fey, D.L., Rockwell, B.W., Mauk, J.L., Anderson, E.D., and Graybeal, F.T., 2018. Descriptive models for epithermal gold-silver deposits: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5070-Q, 247. <https://doi.org/10.3133/sir20105070Q>.

Jovic, S., Guido, D., Sanchez M., Páez G., Ruiz R., Permuy C. y López L. 2014. Controles estructurales multi-escala en los sistemas epitermales del Macizo del Deseado. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba.

Kettler, R.M., 2000. The interaction of organic matter and fluids during the genesis of some precious metal and volcanogenic massive sulfide deposits: Reviews in Economic Geology 9: 301-313.

Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P. y Sanderson, D.J., 2003. Strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. Journal of Structural Geology 25, 793-812.



Landis, G.P. y Hofstra, A.H., 1991. Fluid inclusion gas chemistry as a potential minerals exploration tool: Case studies from Creede, CO, Jerritt Canyon, NV, Coeur d'Alene district, ID and MT, southern Alaska mesothermal veins, and mid-continent MVT's. *Journal of Geochemical Exploration* 42: 25-59.

Large, R., Bull, S. y Maslennikov, V., 2011. A Carbonaceous Sedimentary Source-Rock Model for Carlin-Type and Orogenic Gold Deposits. *Economic Geology*. 106. 331-358. 10.2113/econgeo.106.3.331.

Larsen, D. y Crossey, L., 1996. Depositional environments and paleolimnology at an ancient caldera lake: Oligocene Creede Formation, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, v, 108, 526-544 p.

Leventhal, A.G. y Giordano, T.H., 1997. The Nature and Roles of Organic Matter Associated with Ores and Ore-Forming Systems: An Introduction. En: Giordano, T.H., Kettler, R.M. y Wood, S.A. (eds.), *Ore Genesis and Exploration: The Roles of Organic Matter. Reviews In Economic Geology* 9: 1-26, Littleton.

Levinson A.A., 1974. *Introduction to Exploration Geochemistry*. Applied Publishing Ltd., 924 p., Wilmette.

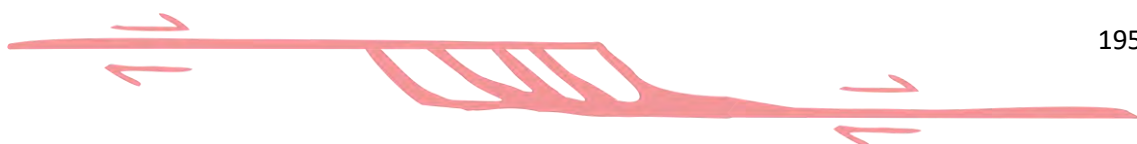
Lopez, P., Jovic, S., López, L., Paez, G. y Guido, D., 2018. Marco y control estructural del depósito epitermal Amancaya, Antofagasta, Chile. *XV Congreso Geológico Chileno*.

Martínez-Martínez, J.M., 2006. Lateral interaction between metamorphic core complexes and less-extended, tilt-block domains: the Alpujarras strike-slip transfer fault zone (Betics, SE Spain). *J. Struct. Geol.* 28, 602-620.

McCoss, A.M., 1986. Simple constructions for deformation in transpression/ transtension zones. *Journal of Structural Geology* 8(6): 715-718.

Micklethwaite, S., 2009. Mechanisms of faulting and permeability enhancement during epithermal mineralization-Cracow goldfield, Australia: *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 288-300.

Micklethwaite, S., Sheldon, H.A., y Baker, T., 2010. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery: *Journal of*





Structural Geology, v. 32, p. 151–165.

Navarrete, C., Butler, K.L., Hurley, M. y Márquez, M., 2020. An early Jurassic graben caldera of Chon Aike silicic LIP at the southernmost massif of the world: The Deseado caldera, Patagonia, Argentina, Journal of South American Earth Sciences, Volume 101, 2020, 102626, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102626>.

Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M., y Folguera, A., 2019. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting. EarthScience Reviews. doi:10.1016/j.earscirev.2019.05.002.

Nelson, E. P., 2006. Drill-hole design for dilational ore shoot targets in fault-fill veins. Economic Geology 101: 1079–1085.

Páez, G. N., Ruiz, R., Guido, D. M., Jovic, S. M., Schalamuk, I. B., 2011. Structurally controlled fluid flow: High-grade silver ore-shoots at Martha epithermal mine,

Deseado Massif, Argentina. J. Struct. Geol. 33: 985-999.

Pankhurst, R., Rapela, C., Fanning, M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. Earth Sci. Rev. 76, 235–257.

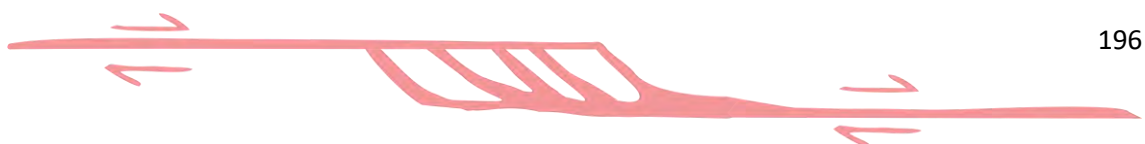
Pankhurst, R., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. J. Petrol. 41,605–625.

<https://doi.org/10.1093/petrology/41.5.605>.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., 1995. Production of Jurassic Rhyolite by Anatexis of the lower Crust of Patagonia. Earth Planet. Sci. Lett. 134, 23–36. [https://doi.org/10.1016/0012821X\(95\)00103-J](https://doi.org/10.1016/0012821X(95)00103-J).

Panza, J., 1998. Hoja Geológica 4769-IV, Monumento Nacional Bosque Petrificado, Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.

Parnell, J., Hucha, H. y Landais, P., 1993. Bitumens in ore deposits. Springer, 520 p. New York.



Phillips WJ., 1972. Hydraulic fracturing and mineralisation. *Journal of the Geological Society of London*, 128, 337– 59.

Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, 1250 p., New York.

Platt, J. P., 1984. Secondary cleavages in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*. 6. 439-442. DOI: 10.1016/0191-8141(84)90045-2.

Poulsen, K.H. y Robert, F., 1989. Shear zones and gold: Practical examples from the southern Canadian Shield, in J.T. Burnsall, ed., *Mineralization and shear zones: Geological Association of Canada, Short Course Notes 6*: 239–266.

Ramos, V.A., 2008. Patagonia: a Paleozoic continental rift? *J. South Am. Earth Sci.* 26, 235–251.

Ramos, V., 2002. Evolución Tectónica. En: M. Haller (ed): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, I-23: 235-387.

Ramos, V.A. y Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. In: Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J. (Eds.),

*Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society, London, pp. 31–54. <https://doi.org/10.1144/SP327.3>. Special Publications 327.

Rapela, C.W., Días, G., Franzese, J., Alonso, G., Benvenuto, A., 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Rev. Geol. Chile* 18 (2), 121–138.

Riedel, W., 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Centralblatt fur Minerologie, Geologie, und Paleontologie* 1929B, 354.

Rose, A.W., Hawkes, H.E. y Webb, J.S., 1979. *Geochemistry in Mineral Exploration*. Academic Press, 657 p., New York.

Rowland, J.V. y Simmons, S.F., 2012. Hydrologic, magmatic, and tectonic controls on hydrothermal flow, Taupo volcanic zone, New Zealand—Implications for the formation of epithermal vein deposits: *Economic Geology*, v. 107, p.427–457.

Rowland, J.V. y Sibson, R.H., 2004. Structural Controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geofluids* 4: 259–283.



Saxby, J.D., 1976. Significance of organic matter in ore genesis. En: Wolf, K.H. (ed.), Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits 2. Elsevier, 112-133, Amsterdam.

Schneiderholm, H., 1923. Chalcographische untersuchung des Mansfelder kupferschiefers: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paleontologie 47: 1-38.

Seebeck, H., Nicol, A., Walsh, J.J., Childs, C., Beetham, R.D. y Pettinga, J., 2014. Fluid flow in fault zones from an active rift. Journal of Structural Geology. 62. 10.1016/j.jsg.2014.01.008.

Seitz, S., Putlitz, B., Baumgartner, L.P. y Bouvier, A.-S., 2018. The role of crustal melting in the formation of rhyolites: constraints from SIMS oxygen isotope data (Chon Aike Province, Patagonia, Argentina). Am. Mineral. 103, 2011-2027. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6520>.

Sherlock, R.L. y Lehrman, N. J. 1995. Occurrences of dendritic gold at the McLaughlin mine hot-spring deposit. Mineral. Deposita 30, 323-327.

Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes.

Journal of Structural Geology 18, 1031-1042.

Sillitoe, R.H., 2019. Supergene oxidation of epithermal gold-silver mineralization in the Deseado massif, Patagonia, Argentina: response to subduction of the Chile Ridge. Miner Deposita 54, 381-394, <https://doi.org/10.1007/s00126-018-0814-4>

Simmons, S.F. y Brown, K.L., 2006. Gold in magmatic hydrothermal solutions and the rapid formation of a giant ore deposit. Science 314: 288-291.

Simmons, S.F., y Browne, P.R.L., 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system—Implications for understanding lowsulfidation epithermal environments: Economic Geology, v. 95, p. 971-999.

Storey, B.C., Leat, P.T., Ferris, J.K., 2001. The location of mantle-plume centers during the initial stages of Gondwana breakup. In: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.), Mantle Plumes: Their Identification through Time, Geological Society of America Special Paper. vol. 352. pp. 71-80 Boulder, Colorado.





Tissot, R. P. y Welte, D. H. 1984. Petroleum Formation and Occurrence. 2nd Ed. Springer Berlin Heidelberg, 699. Minerals. 9. 214. 10.3390/min9040214.

Viera, R. y Pezzuchi, H., 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extraandina, Ea. dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina 31 (4), 281–283.

Walsh, J.J. y Watterson, J. 1991. Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems. En: Roberts, A.M., Yielding, G. y Freeman, B. (Ed.), The Geometry of Normal Faults, Geological Society Special Publication 56: 193-203.

Wang, Y., 2010, Physical and chemical characteristics of the host rocks in controlling the mineralization of the Chinkuashih high-sulfidation gold-copper deposits, northeastern Taiwan: Journal of Geochemical Exploration, v. 104, p. 61–68.

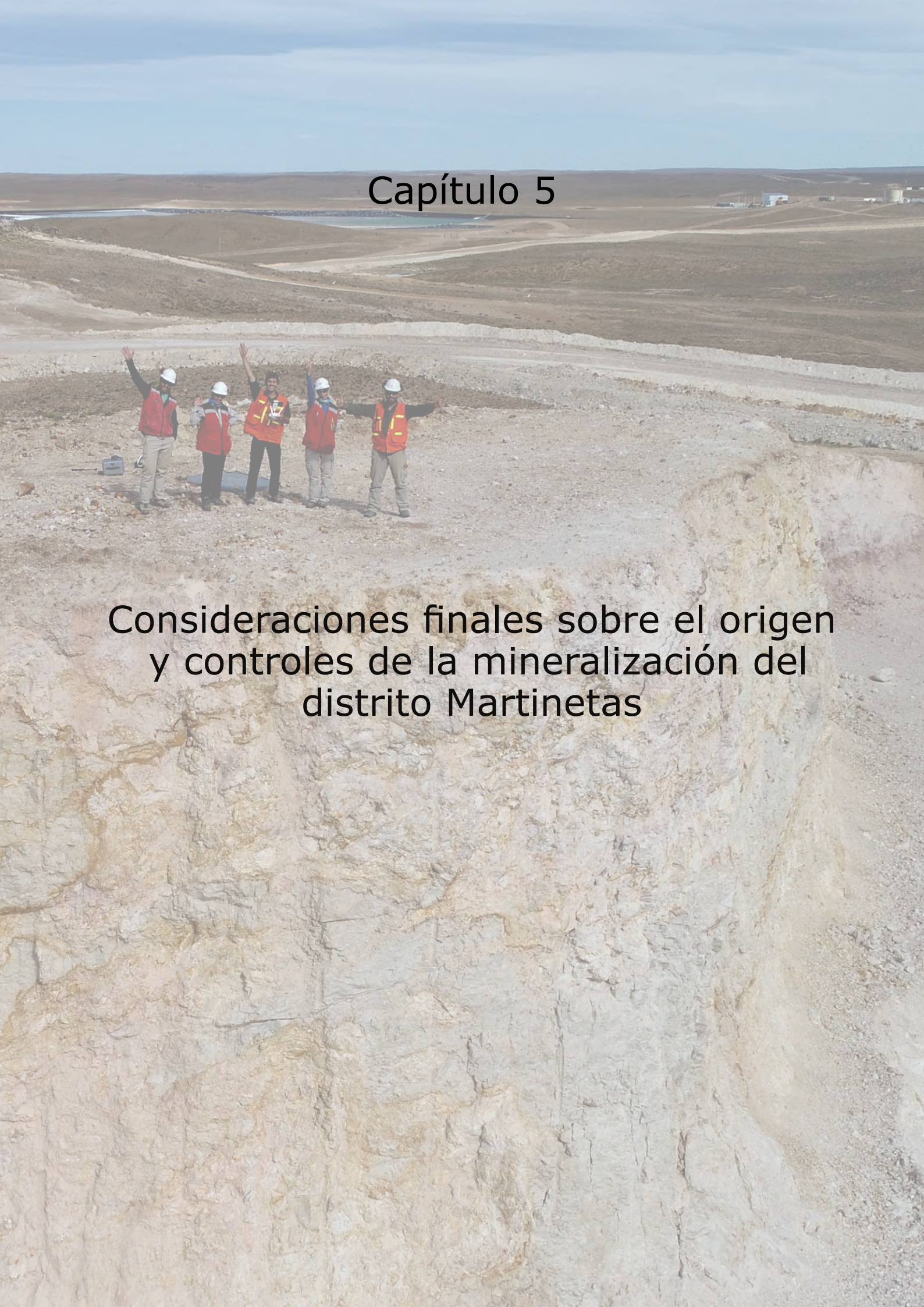
Wang, S-R., Yang, L., Wang, J-G., Wang, E-J. y Xu, Y-L., 2019. Geostatistical Determination of Ore Shoot Plunge and Structural Control of the Sizhuang World-Class Epizonal Orogenic Gold Deposit, Jiaodong Peninsula, China.





## Capítulo 5

Consideraciones finales sobre el origen  
y controles de la mineralización del  
distrito Martinetas





## Consideraciones finales sobre el origen y controles de la mineralización del distrito Martinetas.

### 5.1. Introducción

A partir del descubrimiento de mineralizaciones auríferas en el área de Cerro Vanguardia ([Genini, 1988](#)) y su vinculación genética con los procesos volcánicos jurásicos ([Fernández y de Barrio 1994](#); [Schalamuk et al., 1995](#); [Arribas et al., 1996](#); [Schalamuk et al., 1997](#); [Dubé et al., 2000](#)), el Macizo del Deseado comienza a considerarse como un importante objetivo regional para la búsqueda de depósitos de oro y plata. Es así que a partir de fines de los años 80' se desarrolla en la región una intensa actividad prospectiva que conduce al descubrimiento de, entre otros distritos auroargentíferos, el de Martinetas.

Actualmente, esta provincia auroargentífera ([Schalamuk et al., 1999](#)) es una importante productora de Au-Ag con ocho minas activas (Cerro Vanguardia, Cerro Moro, Cerro Negro, Martha, San José, Cap Oeste, Manantial Espejo y Don Nicolás) y es objeto de una intensa exploración con decenas de proyectos en distinto grado de desarrollo, entre los que se encuentran siete en exploración avanzada (Lejano, Virginia, La Josefina, La Manchuria, Claudia, Pingüino y Las Calandrias; [Secretaría de Política Minera, 2019](#)). Dentro de este marco, el distrito Martinetas se ubica en el sector nororiental de esta provincia metalogenética, a unos 180 km al norte de la localidad santacruceña de Puerto San Julián (Fig. 5.1a)

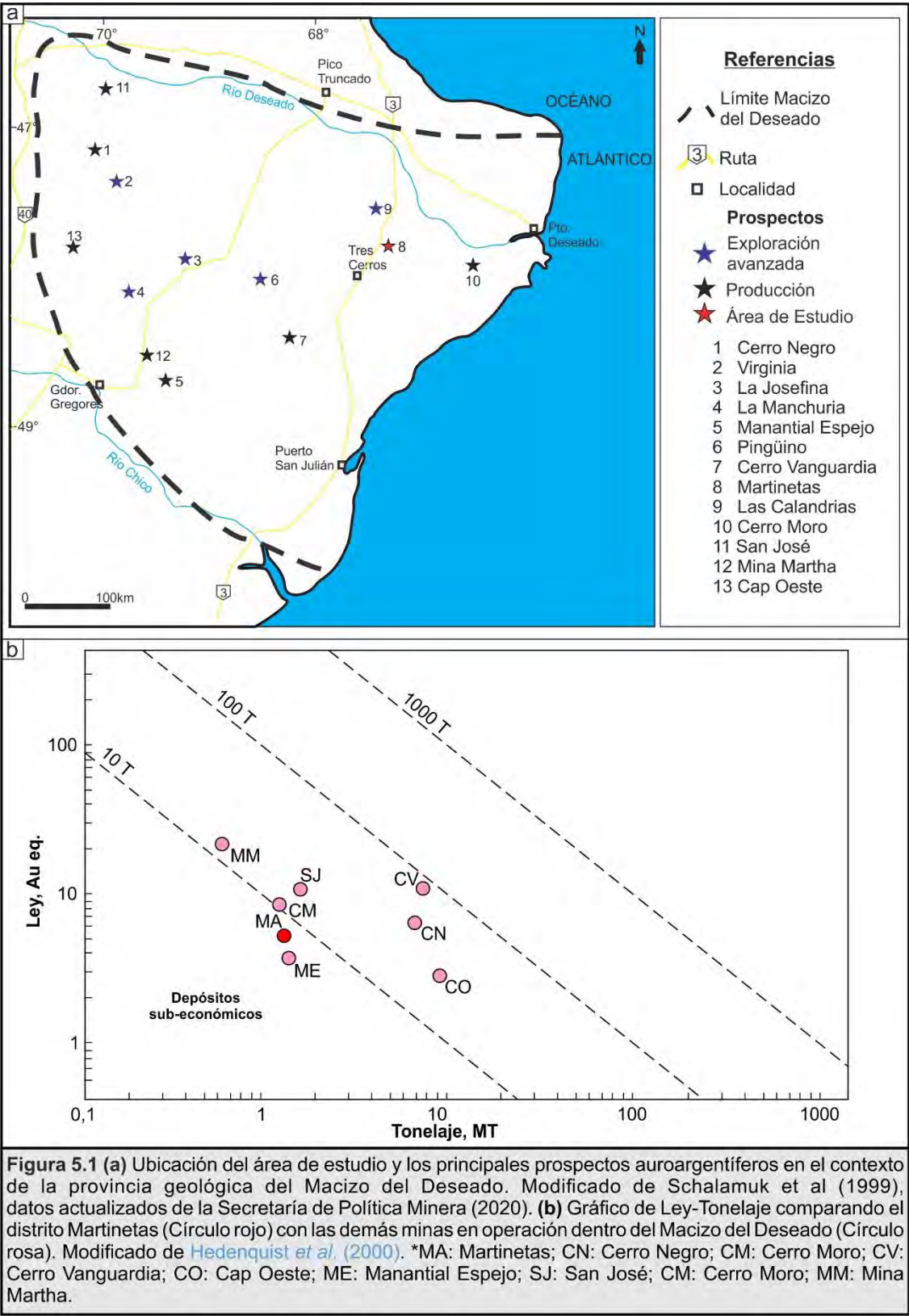
El distrito Martinetas forma parte del proyecto minero Don Nicolás, recientemente adquirida por la empresa minera Cerrado Gold y está en explotación desde el año 2016. Con un total de recursos medidos más indicados de 1,14Mt @ 4g/t Au y 10,41g/t Ag (Fig. 5.1b; [Reporte técnico, 2018](#)) con una ley de corte de 1,6g/t. El tonelaje y ley que presenta el distrito se encuentra levemente por debajo del límite que engloba la categoría de depósitos sub-economicos (Fig. 5.1b; [Hedenquist et al., 2000](#)), por lo que el proyecto minero Don Nicolás complementa su explotación con la del distrito La Paloma, ubicado a 40km al NO.

En este capítulo se resumen y agrupan las principales conclusiones que resultaron del presente trabajo de tesis doctoral, con el fin de realizar una caracterización integral del yacimiento que permita entender los principales





controles que se combinaron para dar origen al yacimiento del distrito Martinetas.



## 5.2. Evolución del magmatismo en el distrito Martinetas

La geología del distrito está conformada por una secuencia volcánica jurásica representada por el Complejo Volcánico Bahía Laura, compuesta por una intercalación de depósitos piroclásticos y cuerpos volcánicos y subvolcánicos de composición andesítica (Formación Bajo Pobre) y riolítica-riodacítica (Formación Chon Aike). Todas las muestras de roca total analizadas en el área (ver capítulo 2) corresponden a rocas subcalcalinas pertenecientes a la serie calcoalcalina, características distintivas del volcanismo jurásico del Grupo Bahía Laura (Pankhurst *et al.*, 1998), alimentado por una fuente correspondiente a un manto fértil. La geoquímica típica para un ambiente de subducción de las rocas del Macizo del Deseado estaría asociada a la pluma del manto de Karoo, la cual habría desencadenando la fusión parcial de la corteza Grenvilliana de la Patagonia, dando lugar a un gran volumen de fundidos de la corteza félsica e intermedia (Pankhurst y Rapela, 1995; Riley *et al.*, 2001; Seitz *et al.*, 2018) y otorgando una fuerte influencia de la corteza en la geoquímica de las rocas volcánicas, coherente con la discriminación geotectónica dentro de un arco volcánico (Pearce *et al.*, 1984)

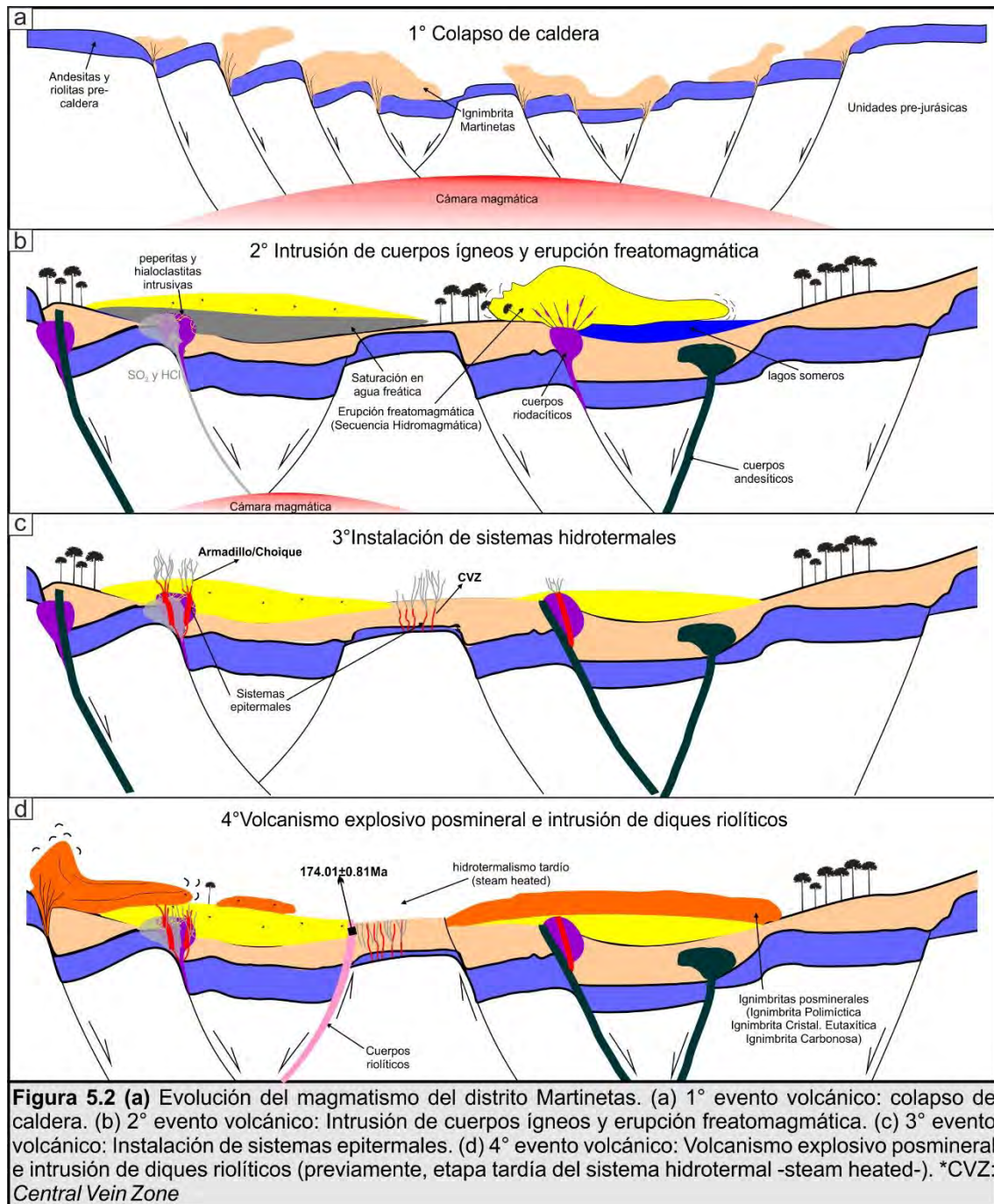
La potencia de la cubierta volcánica jurásica tiene al menos 400 metros de espesor y en ella se destaca una sección inferior representada por una ignimbrita de más de 300 m de potencia, de la cual no se conoce la base. La gran potencia que desarrolla esta unidad, podría indicar un origen como de intracaldera (Fig. 5.2a), de cuya estructura no se conoce los límites.

Luego, tras un período de calma, que permitiera la generación de niveles lacustres someros y desarrollo de bosques, la intrusión somera de cuerpos ígneos de composición silícica, motorizó la generación de erupciones freatomagmáticas (*sensu* Németh y Kósik, 2020), con la consiguiente depositación de secuencias hidromagmáticas de al menos 120 m de potencia. La presencia de *lapilli* acrecional y estructuras de deformación plástica (relacionadas a estructuras de impacto), evidencian altos valores de humedad en la columna eruptiva y la presencia de troncos carbonizados y niveles pelíticos intercalados, demuestran la existencia de un bosque y sistemas lacustres someros afectados por las erupciones (Fig. 5.2b).

A su vez, el contacto del magma con los niveles clásticos (Secuencia Hidromagmática), inconsolidados y cargados en agua freática, también



permitió su mezcla, con la consecuente generación de peperitas y hialoclastitas intrusivas en sus bordes (Fig. 5.2b). La formación de las brechas citadas en los bordes de los cuerpos intrusivos es especialmente importante para entender la profundidad del sistema volcánico, dado que la generación de estas facies sólo es factible en un ambiente somero, menor a 1600 metros de profundidad (Kokelaar, 1982).



Esta inyección de cuerpos ígneos se complementó con el ascenso de gases magmáticos de la fuente profunda, incluyendo  $\text{SO}_2$  y  $\text{HCl}$ . La interacción de estos gases magmáticos con el nivel freático (Hedenquist y Lowenstern,



1994), motorizó una alteración de tipo ácido-sulfato, proximal al *vent* magmático como lo indica la asociación mineral de alteración pirofilita + dickita (ver Capítulo 3).

Posteriormente, se emplazaron cuerpos subvolcánicos de composición andesítica, incluyendo y asimilando bloques de la Secuencia Hidromagmática en su ascenso, como puede observarse en el *pit* Armadillo (ver capítulo 2). Tardíamente a la intrusión de estos cuerpos, y como resultado de un alto gradiente térmico, posiblemente motorizado por dicho magmatismo, se generaron las condiciones para el emplazamiento de un sistema geotermal-hidrotermal (Fig. 5.2c) de al menos unos 9 km<sup>2</sup>, correspondiente al distrito Martinetas.

Los fluidos hidrotermales se focalizaron en sitios de mayor permeabilidad como son las zonas extensivas limitadas por grandes fallas de orientación ONO y NNE y en fracturas secundarias (sistemas de vetas-vetillas NO), generando vetas epitermales de Au-Ag. Según las relaciones de campo, la edad de la mineralización debe ser de al menos  $174.01 \pm 0.81$  Ma (U/Pb LA-ICP-MS en circones), dado que las vetas se encuentran cortadas por los diques riolíticos de textura porfírica de esa edad (Ver Capítulo 2).

Con posterioridad, se desarrolla un nuevo evento volcánico explosivo que origina las ignimbritas Carbonosa, Eutaxítica y Polimíctica. Por último, en el sistema volcánico de Martinetas se emplaza un enjambre de diques de composición riolítica y textura porfírica que corta toda la secuencia de SO a NE. Estos diques representan las etapas terminales del volcanismo del distrito (Fig. 5.2d).

En función de las características analizadas en el Capítulo 3, el gran volumen de la Ignimbrita Martinetas y la cobertura epi-piroclástica que la suprayace, junto a la complejidad de los procesos que llevaron a su formación, muestran algunas características típicas de un aparato volcánico de colapso tipo caldera, tal y como fuese planteado por Navarrete *et al.* (2020) para la “caldera Deseado”, ubicada a 50 km al NE del área de estudio.

### 5.3. Características y evolución del sistema hidrotermal.

La mineralización en el distrito Martinetas se concentra en cuerpos vetiformes de hasta 5 m de espesor y varias decenas de metros de longitud, caracterizados por el desarrollo de texturas brechosas, bandeados coloformes



y costriformes, y cuarzo en peine con tamaño de grano fino. En el sector de *Central Vein Zone* (CVZ) predominan las estructuras asociadas a vetillas paralelas (*sheeted vein*) y en el sector Armadillo predominan estructuras vetiformes con silicificación de la roca de caja, mientras que en el sector Choique preponderan las brechas con intensa silicificación. Estos cuerpos se asocian a fallas normales y se alojan en una secuencia volcánica compuesta por rocas piroclásticas ácidas en CVZ y rocas volcánicas y subvolcánicas en Armadillo-Choique (Fig. 5.2c).

La signatura geoquímica de las vetas, cuya paragénesis de metales corresponde principalmente a Ag-Au, demuestra una relación Ag/Au que se promedia en 3,5:1, lo que permite definir al yacimiento como un depósito auroargentífero, tendiendo a aurífero. La mena está compuesta por una mineralogía simple de oro nativo y electrum acompañados por pirita y escasas calcopirita y esfalerita, que se presentan en cantidades variables, pero no suelen superar el 2 % en volumen de la estructura.

En función de la mineralogía de mena, las texturas observadas y la alteración, el esquema definido para el yacimiento (Capítulo 3) puede ser dividido en cuatro grandes etapas (Fig. 5.3a) que marcaron la evolución del depósito epitermal presente en Martinetas, la primera etapa es hidrotermal hipógena, pre-mineral, relacionada a una fuente magmática en profundidad que aporta gases magmáticos al sur de Martinetas, entre los sectores de Armadillo y Choique. Este evento motoriza la alteración argílica avanzada con el desarrollo de cuarzo de textura porosa proximal al *vent*.

La segunda etapa, de edad jurásica media, está subdividida en un episodio hidrotermal *sensu stricto* (eventos E1 a E5), responsable de la mineralización del yacimiento, y otro episodio tectónico-hidrotermal tardío (evento E6), definido de esta manera por presentar relleno silíceo y desplazar los puntos anteriores.

La tercera etapa se caracteriza por el desarrollo de un *steam heated* afectando la porción somera del sistema, asociado al ascenso de los bloques mineralizados.

Por último, la cuarta etapa corresponde a la alteración supérgena postmineral, posiblemente de edad miocena, a la cual se asocian las vetillas de caolinita descendente que corta las vetas de cuarzo y rocas adyacentes,



asociadas al levantamiento tectónico y consecuente descenso del nivel freático que produce oxidación de pirita y generación de  $\text{SO}_4\text{H}_2$ .

Dentro de la segunda etapa, el episodio hidrotermal *sensu stricto* está representado por los eventos E1 a E5, cuya paragénesis comprende oro y plata como especies nativas o formando aleaciones. La mineralogía de la ganga es relativamente sencilla, está compuesta por adularia, cuarzo e illita. La mineralización se presenta como vetas finamente bandeadas (Fig. 5.3a) y vetillas/brechas locales.

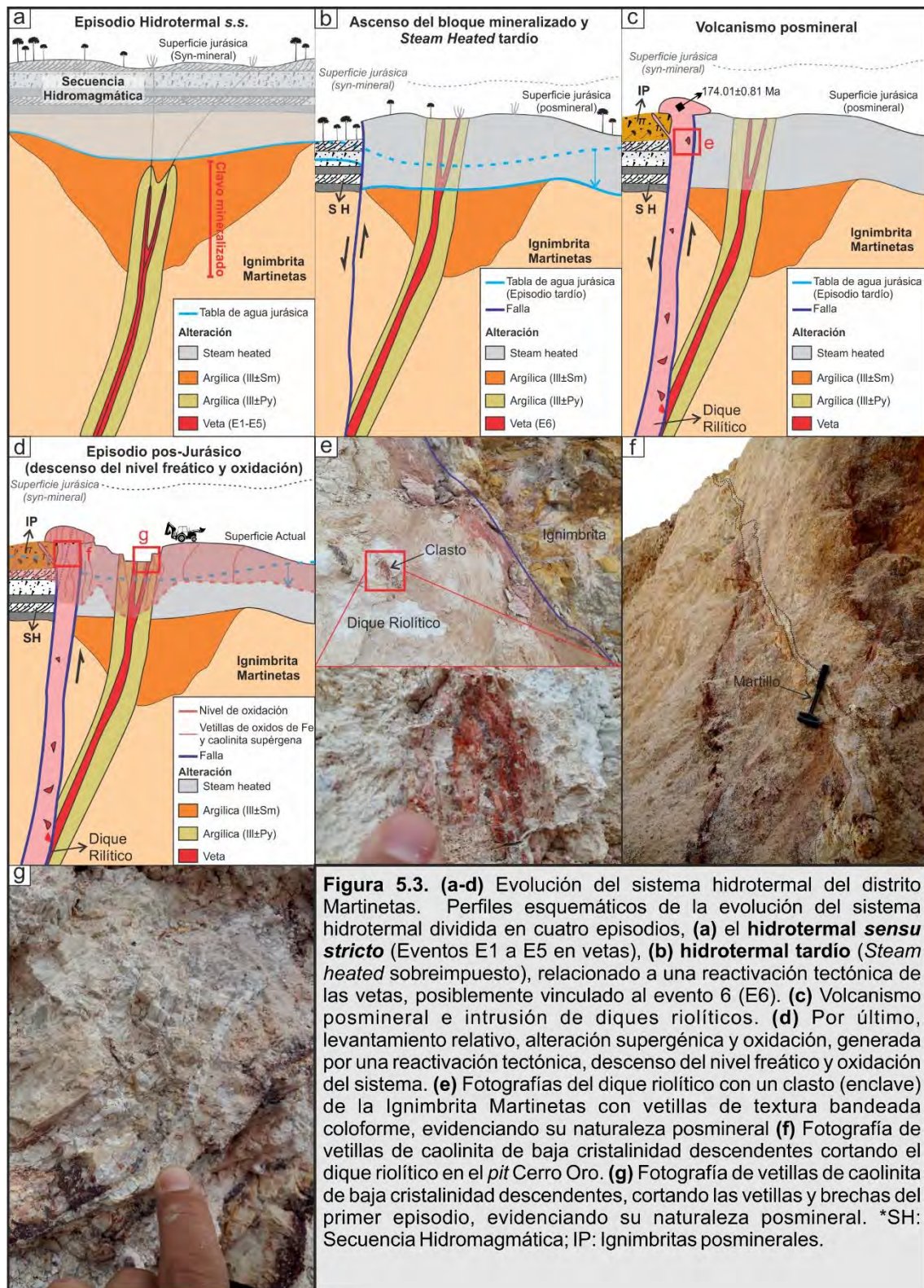
Las características texturales y mineralógicas encontradas en el distrito Martinetas, que comprenden predominantemente bandas de cuarzo coloforme y costriforme, adularia rómbica, cuarzo pseudomorfo de carbonato (*lattice bladed*) y bandas de ginguros, sugieren a la ebullición como principal proceso responsable de la deposición de minerales. Dichas características incluyen la precipitación temprana de calcita en forma de láminas (Pulso 1, E1), sustituida más tarde por cuarzo, la presencia de adularia rómbica, y las bandas con ginguros. En ambientes epitermales, el origen de la precipitación de calcita en vetas es muy probablemente impulsada por la pérdida de  $\text{CO}_2$  debido a la ebullición (Henley *et al.*, 1984), de igual manera se ha relacionado la presencia de la adularia rómbica (Browne y Ellis, 1970) y las bandas de ginguros (Tharalson *et al.*, 2019) como producto de este proceso.

Por estas características se encuadra en un depósito epitermal de baja sulfuración de Au-Ag.

El segundo episodio, denominado Tectónico-hidrotermal (evento E6), corresponde a una etapa tardía del sistema, asociado a un evento hidrotermal acompañado por tectonismo, ya que se encuentra brechando y desplazando los pulsos anteriores. Este episodio podría estar relacionado al ascenso relativo del bloque mineralizado, al cual se asocia un ambiente de *steam heated* que se desarrolló en el sector somero del sistema, caracterizado por una alteración de caolinita de alta cristalinidad + jarosita que se superpone sobre la alteración asociada a la mineralización y afecta las rocas hospedantes (Fig. 5.3b; ver Capítulo 3).







Los últimos eventos volcánicos del área de estudio, comprenden una etapa explosiva, representada en el área de los *pits* por la Ignimbrita Carbonosa, aflorante al oeste y sur de CVZ (Fig. 5.3c) y las Ignimbritas Eutaxítica y Polimíctica, hacia los extremos NO y NE del distrito, respectivamente; y una última etapa no explosiva, representada por los

Diques Riolíticos, los cuales aprovechan las estructuras ENE y la estructura subvertical NNE que limita al oeste el bloque de CVZ, para su ascenso (Fig. 5.3c). La presencia de enclaves de la Ignimbrita Martinetas con vetillas de textura bandeada coloforme dentro de los mismos, posiblemente atribuibles a los eventos hidrotermales E1 y E2 (Fig. 5.3c y e), le otorga una edad posterior a la mineralización.

Por último, se desarrolla la etapa supérgena de oxidación (Fig. 5.3a). Se presenta como vetillas de caolinita de baja cristalinidad (halloysita) descendentes, que cortan a las vetillas de cuarzo y las rocas hospedantes de la mineralización (Figuras 5.3d), además de las unidades posminerales, como el Dique Riolítico (Fig. 5.3f). Este proceso afecta intensamente las zonas tectónicamente afectadas (Figs. 5.3 f y g) zona de falla del límite oeste del bloque CVZ y sectores de vetillas). Posiblemente originadas como el resultado del descenso de aguas meteóricas frías (menos de 40°C), de naturaleza ácida y oxidante ([Simmons et al., 2005](#)), producto del descenso del nivel freático y consecuente oxidación de la pirita y generación de  $\text{SO}_4\text{H}_2$ .

Esta alteración habría conducido a la destrucción de la mineralización en superficie y dieron origen a una alteración rica en caolinita, óxidos de hierro y jarosita. La presencia de pátinas de haluros de plata ( $\text{AgI}$ ,  $\text{AgCl}$ ; ver Capítulo 3; Anexo 4) en los bordes de los minerales de Ag y pirita, es producto de una alteración típica de regiones con aguas subterráneas salinas y oxigenadas, especialmente en ambientes áridos y semiáridos. El cloruro, el bromuro y los aniones yodados precipitan efectivamente la plata a temperaturas superficiales en un amplio rango de condiciones redox y pH atribuibles a la solubilidad extremadamente baja de la plata en minerales de haluro ([Gammons y Yu, 1997](#)). Por lo tanto, bajo condiciones supergénicas moderadamente salinas y sin importar el pH del fluido, los sulfuros de plata, los sulfosales y la plata nativa pueden ser reemplazados directamente por minerales de haluros de plata.

#### 5.4. El rol estructural y litológico en la mineralización.

El distrito Martinetas presenta dos sectores bien diferenciados desde el punto de vista de la geometría de la estructura mineralizada, la permeabilidad y competencia de las rocas de caja. La zona sur del distrito se encuentra representado por los sectores Armadillo y Choique, cuya roca de caja



preferencial corresponde a unidades subvolcánicas coherentes de composición riodacítica y andesítica, donde la estructura mineralizada conforma un corredor ONO con sigmoides y flexiones de orientación NO, donde exhibe las mayores concentraciones de metales (Fig. 5.4 a y b). Secundariamente, rocas clásticas adyacentes a estos cuerpos subvolcánicos presentan escasas estructuras mineralizadas, representadas principalmente por brechas de cemento cuarzoso. Por otro lado, la zona norte del distrito, representada por los sectores Coyote y Cerro Oro, en conjunto denominadas como *Central Vein Zone*, se caracterizan por presentar una densa concentración de vetillas subparalelas de escasos centímetros de potencia, alojadas en una ignimbrita compuesta por dos facies con diferente grado de soldamiento, generando variaciones en la permeabilidad y competencia entre ambas facies. La facies inferior es de textura eutaxítica y contiene una densidad marcadamente inferior de vetillas respecto a la facies pumícea que se encuentra por encima. Esta distribución de las estructuras mineralizadas indica un rol fundamental de la reología y permeabilidad de las rocas hospedantes para la generación de sus diferentes geometrías.

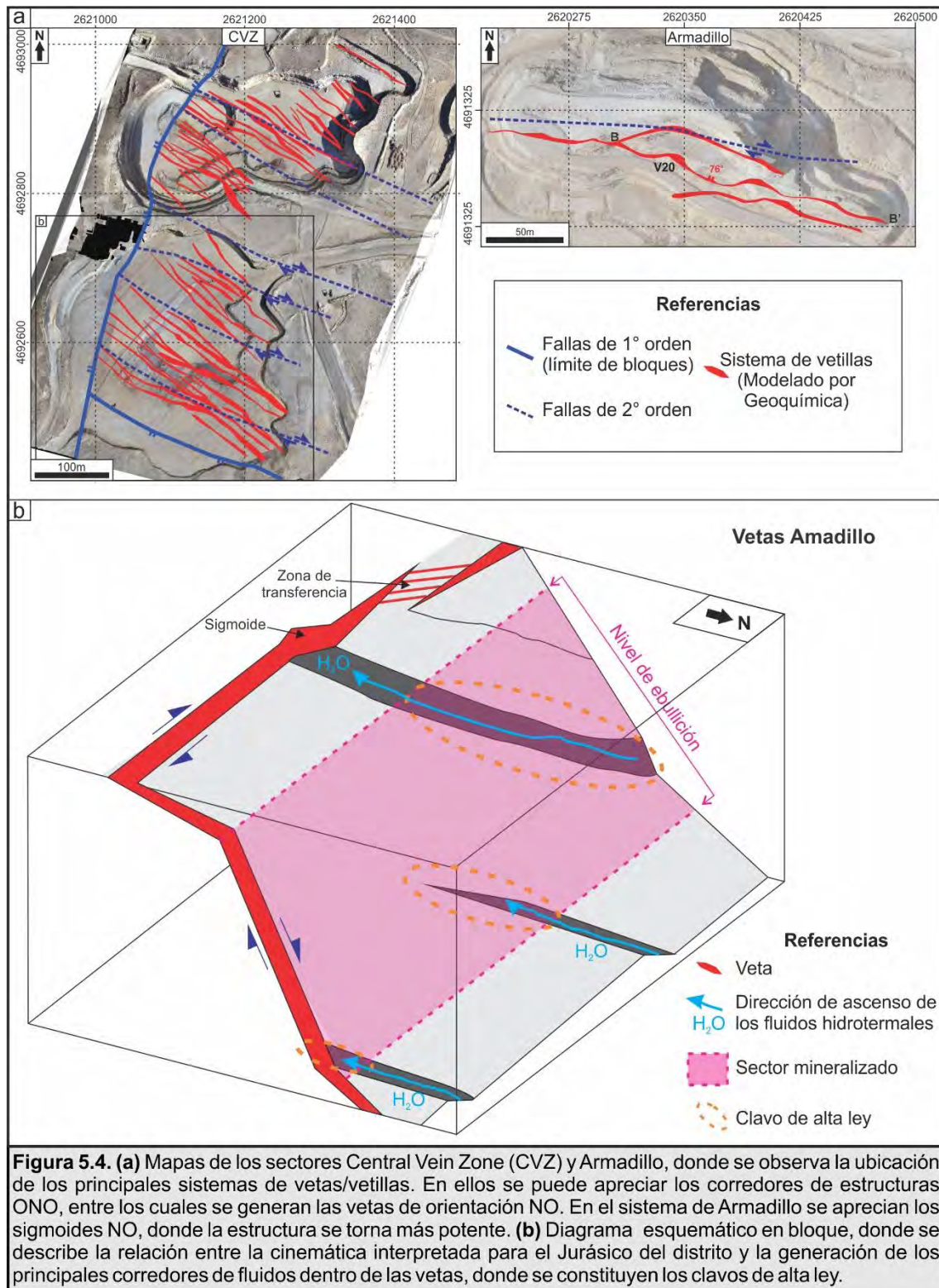
El campo de esfuerzos y estructuras activas al momento del funcionamiento del sistema hidrotermal registrado en el distrito Martinetas jugó un papel fundamental en la migración de los fluidos y depositación de los metales. Las zonas mineralizadas corresponden a un régimen transtensivo caracterizado por una cinemática mixta de tipo normal-dextral en corredores ONO (Capítulo 4), en bloques limitados por fallas de orientación NNE y ONO (Fig. 5.4a).

La geometría de las vetas junto con el análisis de la orientación de las flexiones en su superficie, demuestra que tanto en Armadillo como en CVZ la cinemática de las fallas condicionó la ubicación de las zonas de ascenso de las soluciones hidrotermales dentro de las estructuras y, por lo tanto, la consolidación de los clavos mineralizados presentes en el yacimiento (Fig. 5.4b; ver Capítulo 4). De esta manera pueden reconocerse tres escalas diferentes para los controles estructurales que permitieron el desarrollo de la mineralización en Martinetas. A escala regional, los fluidos hidrotermales se concentraron en zonas de transferencia desarrolladas entre zonas de falla de rumbo E-O a ONO. A escala del yacimiento, los fluidos hidrotermales aprovecharon zonas de intersección entre estructuras, y estructuras





dilatacionales NO para canalizar y concentrar el ascenso de los fluidos mineralizantes. Por último, a la escala de la veta, los fluidos hidrotermales aprovecharon zonas de apertura localizada, como los sigmoides, para terminar de canalizar y concentrar el flujo de los fluidos y originar de esa manera los sectores de mayor ley dentro del yacimiento (Figura 5.4b).



A su vez, el control estructural del distrito Martinetas se extiende de los principales corredores estructurales que localizan el sistema mineral a fracturas a escala de afloramiento con un control litológico muy marcado. La distribución de las vetas, vetillas sub-paralelas (*sheeted veins*) y brechas por inyección hidrotermal presentan una distribución fuertemente controlada por la litología que hospeda la estructura.

En las facies macizas de los Cuerpos Riodacíticos y Cuerpos Andesíticos que afloran al sur del distrito y en la facies eutaxítica de la Ignimbrita Martinetas (CVZ), donde la conectividad de los poros es baja, el ascenso de los fluidos estaría controlado por la permeabilidad de las fracturas (Cox *et al.*, 2001; Ingebritsen y Manning, 2010; Rowland y Simmons, 2012). Mientras que, en las rocas clásticas poco cementadas o soldadas del distrito, representadas por la facies pumícea de la Ignimbrita Martinetas, la Secuencia Hidromagmática y las brechas de borde del criptodomo riodacítico de Armadillo, el ascenso de los fluidos respondería principalmente a sus gradientes de presión, generando *sheeted veins* y brechas por inyección del fluido hidrotermal.

Por su parte, se ha determinado una estrecha relación entre los restos carbonosos (kerógenos) y los mayores contenidos de metales en las vetas de Armadillo. Al ser la Secuencia Hidromagmática la unidad portadora de estos componentes y actuar como roca hospedadora en este sector, se postula como posible fuente de la materia orgánica. Si bien se entiende a la ebullición del fluido hidrotermal como el principal proceso que motoriza la depositación de los metales en el distrito Martinetas (ver capítulo 3), se interpreta que los restos carbonosos presentes en las vetas de Armadillo migraron como resultado del evento hidrotermal responsable de la mineralización, cumpliendo un rol secundario como agente reductor, aumentando las leyes donde se hacen presentes. Esta representa la primera mención en depósitos epitermales de la provincia auroargentífera del Macizo del Deseado, conformando un descubrimiento que revela una potencial herramienta exploratoria para otros depósitos con similares características litológicas y de mineralización en la región.

Finalmente, la mineralización fue modificada por un evento de fallamiento poshidrotermal que produce el desplazamiento de los cuerpos mineralizados, y la oxidación de los sulfuros. Dentro de este esquema, y en



función de sus atributos texturales, el episodio removilizado E6 probablemente represente el accionar del fallamiento pos-mineral, relacionado a un estadio tardío del sistema hidrotermal, mientras que los últimos desplazamientos y la oxidación del sistema se relacionaría a los eventos vinculados al levantamiento de Los Andes Patagónicos hacia el Mioceno temprano (Sillitoe, 2019). Esto último se sustenta en la presencia de minerales de oxidación típicos de ambientes oxidantes y áridos, como la yodargirita, ambiente asociado al Macizo del Deseado luego del levantamiento de la cordillera de Los Andes hacia los 14 Ma. La sombra de lluvia orográfica, inducida por la barrera topográfica construida durante el levantamiento del Mioceno temprano de Los Andes patagónicos, inició la aridificación del territorio extra-andino, incluyendo el Macizo Deseado (Blisniuk *et al.*, 2005; Ramos y Ghiglione, 2008; Compagnucci, 2011), lo que llevó al desarrollo de la actual estepa del desierto patagónico (Palazzesi *et al.*, 2014)

## 5.5. Aportes a la exploración y consideraciones finales del modelo metalogenético.

### 5.5.1 La importancia de comprender un depósito conocido.

Desarrollar una comprensión del marco geológico y caracterizar los depósitos conocidos contenidos dentro de la zona de estudio, son pasos iniciales críticos para las actividades desarrolladas durante la exploración. El entorno geológico, incluyendo su edad y la relación con el magmatismo y las estructuras, es esencial para delinear los sectores de mayor interés exploratorio y restarles importancia a las zonas fuera de las cuales la probabilidad de que se formen depósitos es insignificante. En la exploración, los conocimientos geológicos se utilizan para identificar las zonas con mayor probabilidad de contener nuevos depósitos, lo que justifica una exploración más centrada.

Un ejemplo de ello, corresponde a los antecedentes de exploración de 26 depósitos epitermales descubiertos en la región circumpacífica entre 1969 y 1998, los cuales indican que un gran número de ellos se descubrieron durante la re-evaluación de los distritos preexistentes (Sillitoe, 1995, 2000). Allí, la revisión de la literatura jugó un papel importante en el descubrimiento de 24 de los 26 depósitos (Sillitoe, 1995, 2000). En este marco, los mapas





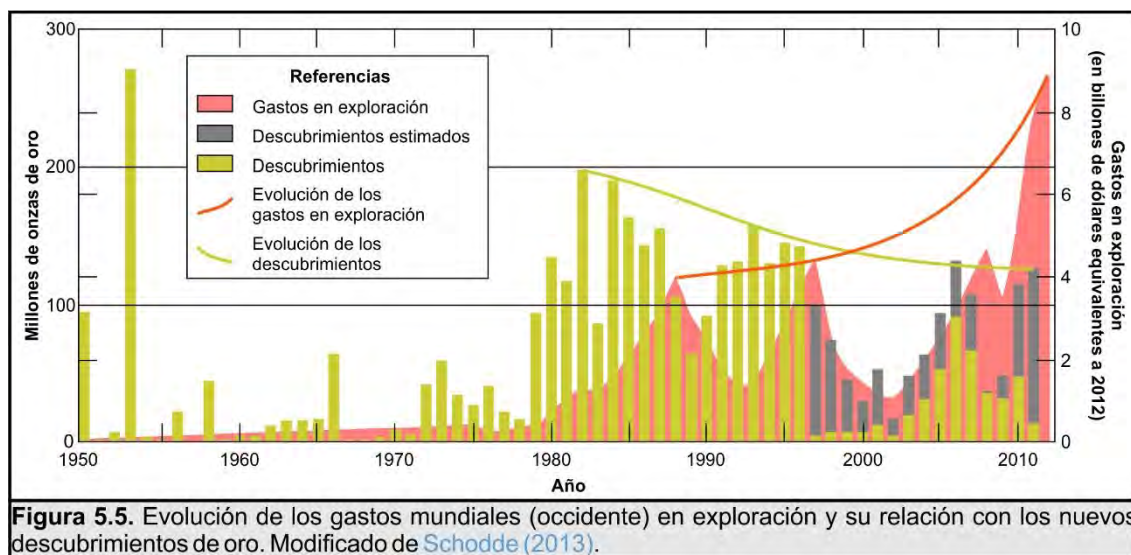
geológicos regionales y mapas interpretativos derivados, que permiten definir áreas que incluyen rocas que tienen la litología, la edad, erosión y alteración apropiadas, son especialmente importantes. Además, la escala del levantamiento constituye una limitación clave en proyectos de exploración y evaluación, ya que las evaluaciones detalladas en grandes escalas (por ejemplo, a 1:10.000 o de mayor detalle) y la definición de los objetivos de perforación en los programas de exploración requieren datos detallados, los cuales son escasos para el Macizo del Deseado.

Entre las características geológicas útiles en las actividades de exploración y evaluación figuran (John *et al.*, 2018): (1) la presencia de depósitos epitermales y prospectos conocidos, (2) las rocas que albergan depósitos conocidos, (3) la alteración hidrotermal que los acompañan, (4) las estructuras y zonas estructurales que localizan la mineralización en depósitos conocidos, y (5) las características hidrotermales que indican la profundidad del sistema.

Los distritos donde los criterios de reconocimiento estén bien desarrollados pueden demostrar los procesos requeridos para la formación del depósito y, en consecuencia, presentan un mayor potencial para revelar los depósitos no descubiertos. Dicho de otra manera, los criterios para el reconocimiento de nuevos depósitos estarán más desarrollados en aquellos distritos donde se llegue a un modelo completo de un yacimiento conocido y, por lo tanto, presentarán una mayor probabilidad de encontrar un potencial depósito no descubierto.

En los últimos 40 años, la generación de nuevos distritos se ha reducido y los costos para la generación de nuevos depósitos se ha incrementado, como lo demuestran los datos históricos (Fig. 5.5). Esto hace necesario una financiación estratégica para la exploración hacia donde la abundancia de los datos históricos es mayor y el riesgo de fracaso menor, reduciendo la inversión necesaria para llegar a un descubrimiento.





### 5.5.2 De la tesis a la exploración distrital.

Por las razones citadas, el conocimiento de las rocas hospedantes, la alteración hidrotermal asociada al yacimiento y las estructuras y zonas estructurales que localizan la mineralización en Martinetas, constituye una información de alto valor como herramienta exploratoria para las zonas adyacentes al distrito. A continuación, se numeran las principales características que constituyen el metalotecto (*sensu* [Laffitte et al., 1965](#)) de Martinetas, como herramienta para la exploración de la región.

1. Existe una clara relación espacial y temporal entre los intrusivos riodacíticos y andesíticos, quienes aprovecharon las fallas NO y ONO para su ascenso, como se aprecia en el mapa de magnetometría del distrito (Fig. 5.6a y b), y las vetas del sector sur del distrito (Armadillo-Choique) donde, además hay evidencias de interacción entre el magma y el agua freática con la generación de peperitas y hialoclastitas intrusivas (ver Capítulo 2). Por su parte, en CVZ, si bien la Ignimbrita Martinetas constituye la roca hospedante, se han detectado bajos resistivos asociados a las fallas ONO que limitan el sector, interpretados como intrusivos en los perfiles de CSMAT por analogía con lo observado en Armadillo.

Por otro lado, en Armadillo se ha detectado la presencia de pequeñas partículas de kerógeno en las vetas, asociada a la Secuencia Hidromagmática, donde la concentración de los metales demuestra un claro incremento, producto de su función como ligante de metales o reductor del fluido hidrotermal (ver capítulo 4).

Estas observaciones permiten definir como potencialmente interesantes aquellos sectores donde se conjugan los cuerpos intrusivos riodacíticos y andesíticos con los depósitos freatomagmáticos con restos carbonosos.

2. La mineralización presenta una mineralogía simple, con Au, Ag y aleaciones de Au y Ag, acompañados pirita, cuarzo y adularia y escasa esfalerita y calcopirita. La alteración hidrotermal incluye a una asociación de pirofilita + dickita y una silicificación intensa en las inmediaciones del campo de domos y criptodomas citados para el sur del distrito (Fig. 5.6), pero es considerado como un episodio previo al sistema epitermal mineralizante. La alteración vinculada a este último, se caracteriza por halos concéntricos de illita, interestratificados de illita/esmectita y clorita + carbonatos como alteración propilítica, distal a las vetas. Además, se ha observado una variación en la composición de la illita, siendo sódica en las porciones más proximales a las vetas y de potásica a ferromagnesiana hacia los sectores distales, acompañada por clorita y carbonatos. Sumado a ello, en los niveles más someros del sistema es característica la presencia de una alteración de caolinita de alta cristalinidad + jarosita, típico de un ambiente de steam heated (Fig. 5.6). Esta distribución de la alteración permite discriminar los blancos a partir de su mineralogía y geoquímica.

Las muestras de la zona de alteración argílica (illita, illita/esmectita) representan la destrucción del feldespato y a la eliminación del CaO y del Na<sub>2</sub>O de la roca fresca con la retención del K<sub>2</sub>O en la illita. Las muestras de las zonas zómeras del sistema, afectados por el *steam heated*, se caracterizan por la lixiviación y formación de minerales de aluminosilicatos, donde se elimina el K<sub>2</sub>O de la illita (por caolinita; ver Capítulo 3). Este patrón puede observarse en los mapas de radiometría de potasio, donde se observan fuertes bajos en la respuesta radiométrica de los sectores mineralizados, limitados por lineamientos ONO y NNE (Fig. 5.6c). Las zonas con alteración hidrotermal, a su vez, se ubican dentro una zona de baja intensidad magnética (en azul) y valores relativamente homogéneos sin la presencia de contrastes importantes, probablemente debido a la alteración que presentan las unidades geológicas afectadas por el sistema hidrotermal y oxidación posmineral (Fig. 5.6b). Al mismo tiempo, el mapa derivado de la imagen ASTER, producto de la relación de





bandas 4/5, señala estos sectores con alteración hidrotermal (Fig. 5.6d; Volesky *et al.*, 2003)

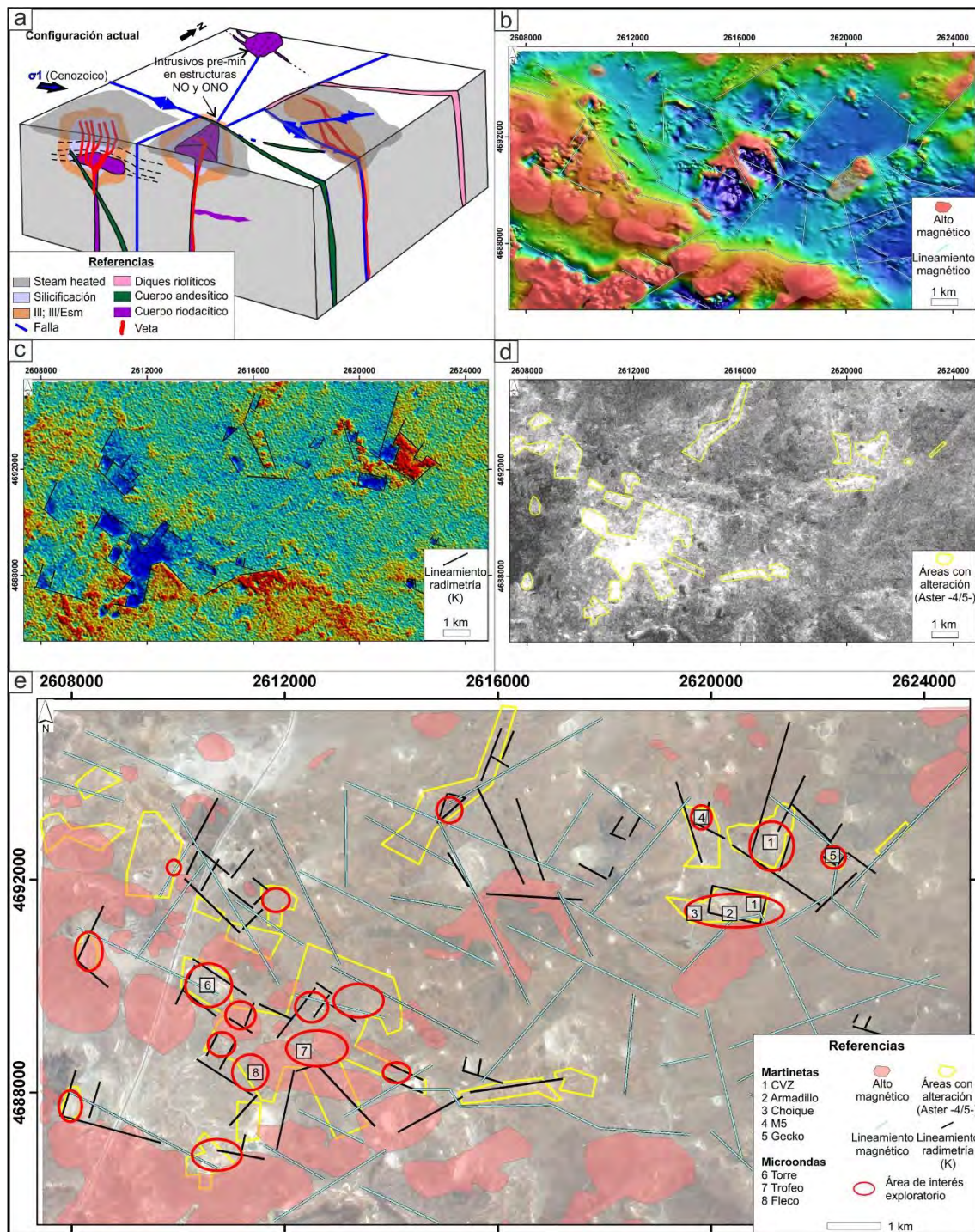
Esta distribución de los minerales y geoquímica permite determinar posibles blancos mineralizados a partir de la detección de especies minerales por espectroscopía de reflectancia (ver Capítulo 3), imágenes geofísicas (radimetría de K y magnetometría) o geoquímica de las muestras a partir del análisis de los índices de Alteración (AI) y de Alteración Argílica Avanzada (AAAI; ver Capítulo 3).

3. Son evidentes los controles estructurales y litológicos en las zonas de ascenso de fluidos hidrotermales. Las fallas que permitieron el desarrollo de la mineralización en Martinetas y limitan o contienen las vetas/vetillas y la alteración hidrotermal, pueden reconocerse en tres escalas diferentes. A escala regional, los fluidos hidrotermales se concentraron en zonas de transferencia desarrolladas entre zonas de falla de rumbo E-O a ONO (Fig 5.6a y c). A escala del yacimiento, los fluidos hidrotermales aprovecharon zonas de intersección entre fallas, y estructuras dilatacionales NO para canalizar y concentrar el pasaje de los fluidos mineralizantes. Por último, a la escala de cada veta, los fluidos hidrotermales aprovecharon zonas de apertura localizada, como los sigmoides, para terminar de canalizar y concentrar el flujo de los fluidos y originar de esa manera los sectores de mayor ley dentro del yacimiento.

Por último, debe tenerse en cuenta que la mineralización fue modificada por un evento de fallamiento pos-mineral que produce el desplazamiento de los cuerpos mineralizados con una orientación de acortamiento OSO-ENE. Desplazando las vetas con cinemática dextral para las fallas NO (N40°; Fig. 5.6a) e inversa para aquellas de bajo ángulo y rumbo NNO.

A partir de la combinación de los datos aportados por el presente trabajo de tesis doctoral, se proponen a las áreas señaladas en la figura 5.6e como de posible interés exploratorio, dada a la conjunción de lineamientos NNE y ONO, junto con la alteración hidrotermal y cercanía a cuerpos intrusivos. En esta figura, se puede observar la coincidencia de algunos sectores de interés interpretados, con aquellos con mineralización ya conocidos en Martinetas y Microondas. Al mismo tiempo, se recomienda la extensión de un mapa de detalle que abarque estos sectores, con el fin de comparar con la estratigrafía y alteración analizada en el presente trabajo.





**Figura 5.6.** (a) Representación esquemática en 3D simplificada de la configuración geológica del distrito Martinetas en la actualidad, luego de la tectónica del Mioceno. (b) Mapa de magnetometría reducida al polo (RTP) de los distritos Martinetas y Microondas. (c) Mapa de radimetria de potasio (K) de los distritos Martinetas y Microondas. (d) Mapa derivado de imagen ASTER, a partir de la relación de las bandas 4/5, con la demarcación de zonas con posible alteración hidrotermal. (e) Mapa integral, donde se observan los altos y lineamientos magnéticos, lineamientos de radimetria de potasio y zonas con alteración hidrotermal derivado de la imagen ASTER, señalando las áreas donde se conjugan los parámetros analizados. Los recuadros numerados corresponden a sectores conocidos con estructuras mineralizadas.

## 5.7. Referencias

- Arribas, A. Jr., Schalamuk, I.B., de Barrio, R.E., Fernández, R.R. e Itaya, T., 1996. Edades radiométricas de mineralizaciones epitermales aurí-feras del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. 39º Congresso Brasileiro de Geología, Anais 7: 254-257.
- Blisniuk PM, Stern LA, Chamberlain CP, Idleman B y Zeitler PK, 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth Planet Sci Lett* 230:125-142.
- Browne, P.R.L. y Ellis, A.J., 1970. The Ohaaki broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science* 269, 97-131.
- Compagnucci R.H., 2011. Atmospheric circulation over Patagonia from the Jurassic to present: a review through proxy data and climatic modelling scenarios. *Biol J Linn Soc* 103:229-249.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A., y Brown, J., 2001. Principle of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems, in Richards, J.P., and Tosdal, R.M., eds., *Structural control on ore genesis: Reviews in Economic Geology*, v. 14, p. 1-24.
- Dubé, B., Zubia, M.A., Dunning, G. y Villeneuve, M., 2000. Estudio geocronológico de los campos filonianos de baja sulfuración hospedados en la Formación Chon Aike en el Macizo del Deseado, Patagonia, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas. Recursos Minerales 13 (versión electrónica), Buenos Aires.
- Fernández, R.R. y de Barrio, R.E. 1994. Mineralizaciones de oro y plata del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista Comunicaciones, Universidad de Chile*, 45: 59-66, Santiago.
- Gammons, C.H., y Yu, Y., 1997. The stability of aqueous silver bromide and iodide complexes at 25-300 °C-Experiments, theory and geologic applications: *Chemical Geology*, v. 137, p. 155-173.
- Genini, A., 1988. Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz, nuevo prospecto auro-argentífero, 3º Congreso Nacional de Geología Económica: Olavarría, Actas 3. p. 97-110.





Hedenquist, J.W., Arribas, A.R., y Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits, in Hagemann, S.G., and Brown, P.E., eds., *Gold in 2000: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 245–277.

Henley, R.W., Truesdell, A.H. y Barton, P.B., 1984. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology* 1, 267.

Ingebritsen, S.E., y Manning, C.E., 2010. Permeability of the continental crust—Dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism: *Geofluids*, v. 10, p. 193–205.

John, D.A., Vikre, P.G., du Bray, E.A., Blakely, R.J., Fey, D.L., Rockwell, B.W., Mauk, J.L., Anderson, E.D., and Graybeal, F.T., 2018. Descriptive models for epithermal gold-silver deposits: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–Q, 247. <https://doi.org/10.3133/sir20105070Q>.

Kokelaar, B.P., 1982. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *J. Geol. Soc.* 139 (1), 21–33.

Laffitte, P., Permingeat, F. y Routhier, P., 1965. Cartographie metallogénique. m'tallotect et géochimie régionale; *Soc. France Miner. Bull.*, vol. 88, pp. 3–6.

Navarrete, C., Butler, K.L., Hurley, M. y Márquez, M., 2020. An early Jurassic graben caldera of Chon Aike silicic LIP at the southernmost massif of the world: The Deseado caldera, Patagonia, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 101, 2020, 102626, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102626>.

Németh, K. y Kósik, S., 2020. Review of Explosive Hydrovolcanism. *Geosciences* 10, 44. <https://doi.org/10.3390/geosciences10020044>.

Palazzesi, L., Barreda, V.D., Cuitiño, J.I., Guler, M.V., Tellería, M.C. y Ventura Santos R., 2014. Fossil pollen records indicate that Patagonian desertification was not solely a consequence of Andean uplift. *Nat Commun* 5:3558. <https://doi.org/10.1038/ncomms4558>

Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W., 1995. Production of Jurassic Rhyolite by Anatexis of the lower



Crust of Patagonia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 23–36.

[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00103-J](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00103-J).

Pankhurst, R., Leat, P., Sruoga, P., Rapela, C., Márquez, M., Storey, B., Riley, T., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 81, 113–136. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00070-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00070-X).

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*. 25. 956–983.

Ramos V.A. y Ghiglione M.C., 2008. Tectonic evolution of the Patagonian Andes. En: Rabassa J (ed) *The late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences* 11:57–72. Elsevier, Amsterdam.

Rowland, J.V. y Simmons, S.F., 2012. Hydrologic, magmatic, and tectonic controls on hydrothermal flow, Taupo volcanic zone, New Zealand—Implications for the formation of epithermal vein

deposits: *Economic Geology*, v. 107, p.427–457.

Riley, P., Linker, J.A. y Mikic, Z., 2001. An empirically-driven global MHD model of the solar corona and inner heliosphere. *Journal of Geophysical Research* 106: doi: 10.1029/2000JA000121. issn: 0148-0227.

Secretaría De Política Minera, 2019. Catastro Minero Unificado [online]. Available from <<http://cima.minem.gob.ar/datas-et/2100/catastro-minero-nificado>> [checked on 20 November 2019].

Schalamuk, I.B., Guido, D.M., de Barrio, R.E. y Fernández, R., 1999. Hot spring from El Macanudo-El Mirasol area, Deseado Massif, Argentina. En Stanley et al.(eds.) *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Balkema, 577–580, Rotterdam.

Schalamuk, I.B., Zubia, M., Genini, A. y Fernández, R.R. 1997. Jurassic Epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 12(3): 173–186.

Schalamuk, I.B., Fernández, R.R. y Etcheverry, R.O. 1995. Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. En Pasava, J., Kribek, B. y Zak, K. (eds.) *Mineral Deposits: From Their*



Origin to Their Environmental Impacts, Balkema, 385-388, Rotterdam.

Schodde, R., 2013, Long term outlook for the global exploration industry-gloom or boom?: GeoForum 2013 Conference, Geological Society of South Africa, Johannesburg, South Africa, accessed July 14, 2015, at <http://minexconsulting.com/publications/jul2013.html>.

Seitz, S., Putlitz, B., Baumgartner, L.P. y Bouvier, A.-S., 2018. The role of crustal melting in the formation of rhyolites: constraints from SIMS oxygen isotope data (Chon Aike Province, Patagonia, Argentina). *Am. Mineral.* 103, 2011-2027. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6520>.

Sillitoe, R.H., 2019. Supergene oxidation of epithermal gold-silver mineralization in the Deseado massif, Patagonia, Argentina: response to subduction of the Chile Ridge. *Miner Deposita* 54, 381-394, <https://doi.org/10.1007/s00126018-0814-4>

Simmons, S.F., White, N.C., y John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits:

Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 485-522.

Sillitoe, R.H., 2000, Exploration and discovery of base- and precious-metal deposits in the Circum-Pacific region—A late 1990s update: *Resource Geology Special Issue*, no. 21, 65 p.

Sillitoe, R.H., 1995. Exploration and discovery of base- and precious-metal deposits in the circum-Pacific region during the last 25 years: *Resource Geology Special Issue*, no. 19, 119 p.

Tharalson, E. R., Monecke, T., Reynolds, T. J., Zeeck, L., Pfaff, K. y Kelly, N.M., 2019. "The Distribution of Precious Metals in High-Grade Banded Quartz Veins from Low-Sulfidation Epithermal Deposits: Constraints from  $\mu$ XRF Mapping" *Minerals* 9, no. 12: 740. <https://doi.org/10.3390/min9120740>

Volesky, C.J., Stern R.J., Johnson P.R., 2003. Geological control of massive sulfide mineralization in the Neoproterozoic Wadi Bidah shear zone, southwestern Saudi Arabia, inferences from orbital remote sensing and field studies. *Precambrian Res.* 123 (2-4) (2003), pp. 235-247.







ANEXOS

MICROONDAS

MICROONDAS

2514000

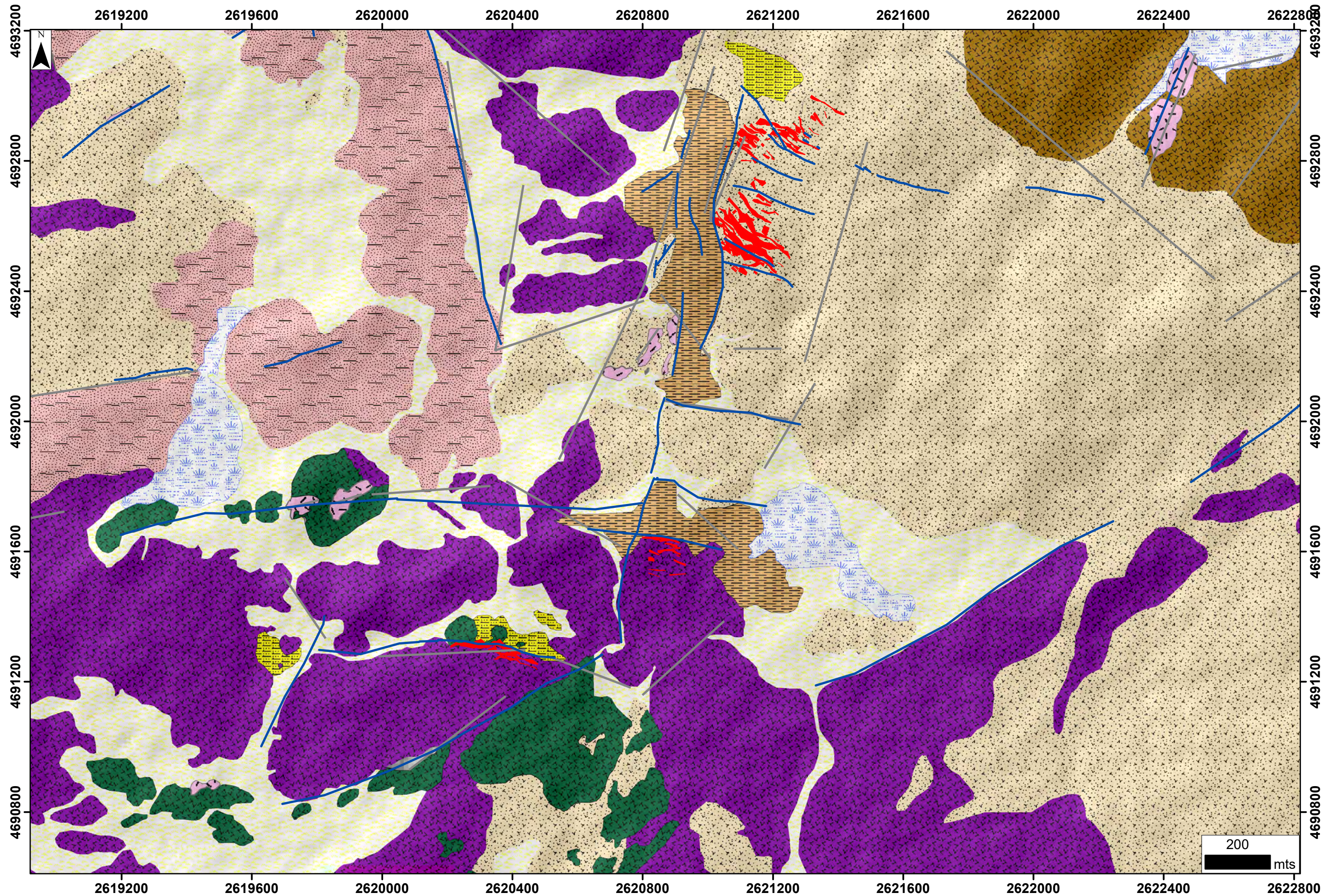
2010000

2010000

# Anexo 1

Mapa Geológico del distrito Martinetas  
(1:10.000)





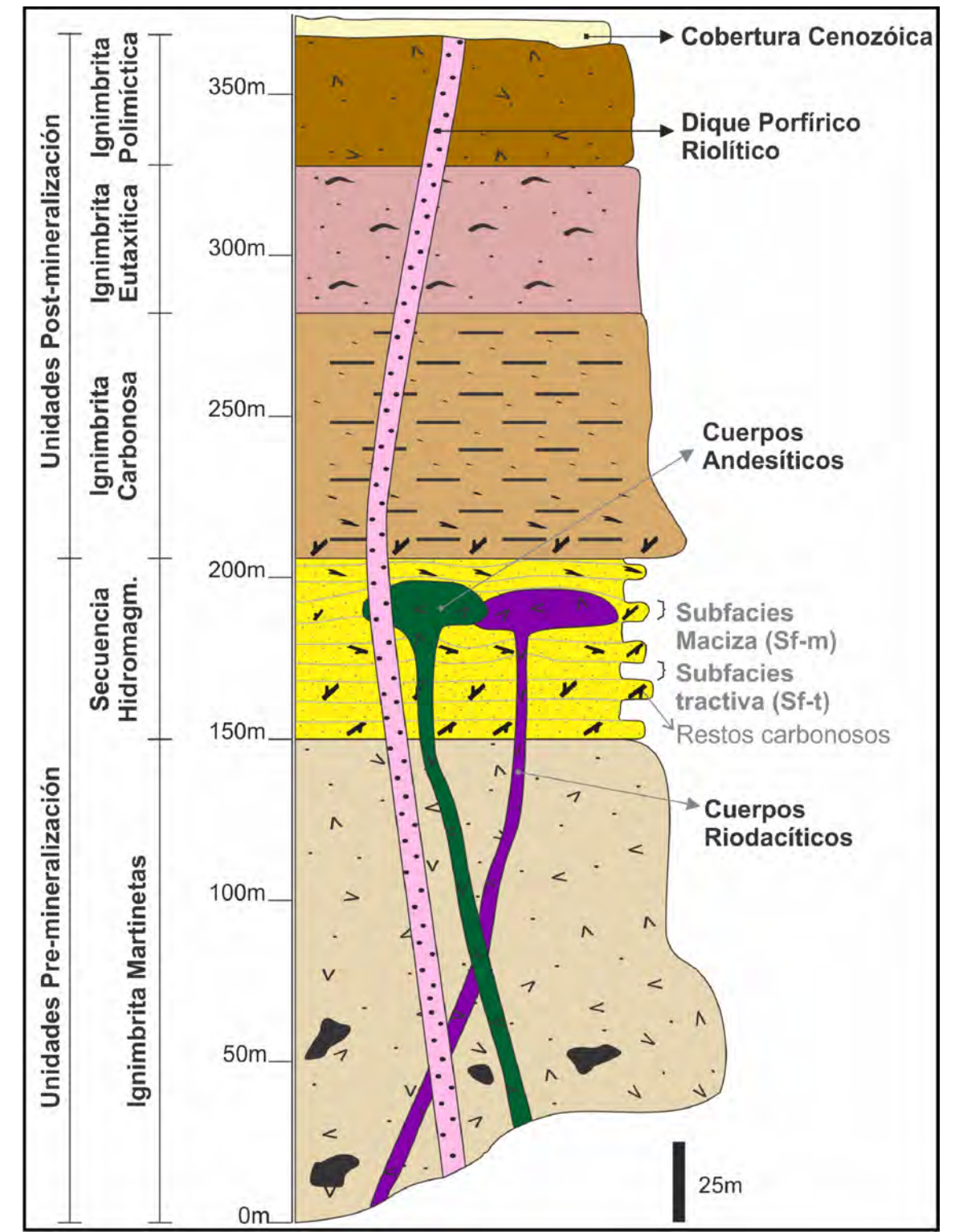
**Referencias**

- Falla
- Lineamientos geofísicos
- Sistema de vetas

**Unidades geológicas**

- Bajo-Laguna
- Cubierta aluvial
- Dique riolítico
- Ignimbrita Carbonosa
- Cuerpos Andesíticos
- Cuerpos Riodacíticos
- Secuencia Hidromagmatica
- Ignimbrita Polimíctica
- Ignimbrita Martinetas
- Ignimbrita Eutaxítica

Mapa geológico distrito Martinetas	
Autor	Lic. Facundo J. De Martino
Coordenadas	Gauss Krüger, Campo Inchauspe, Faja 2





## Anexo 2

Isótopos Inestables:  
Edad del Volcanismo

## Determinación de edades U/Pb en circones mediante LA ICPMS

Fecha de entrega: *Septiembre de 2020.*

Proyecto/Solicitante: **INREMI – CONICET**

Instituto: **INREMI – CONICET**

Objetivo: **Determinación de edades U/Pb en circones.**

MUESTRAS: 132 (C288).

### I. GENERALIDADES

El objetivo de los estudios de U/Pb es determinar la edad de depositación de niveles piroclásticos de caída distales (tobas), tobas retrabajadas o areniscas tobáceas mediante la determinación geocronológica de la edad de cristalización de circones. Se considera que la edad del depósito de circones magmáticos en eventos piroclásticos de magmas intermedios a silíceos es prácticamente la misma que la edad de cristalización, determinada en el sistema isotópico U-Pb en circones. Otro objetivo, en aquellos casos en que las muestras son arenas o tobas retrabajadas, es determinar la procedencia y edad de máxima depositación sobre circones detríticos. El objetivo del estudio de U-Pb en circones detríticos, es identificar las diferentes fuentes litológicas que aportaron elementos detríticos a las areniscas muestreadas. Los resultados pueden mostrar una fuente única homogénea (distribución unimodal), o la procedencia de varias fuentes heterogéneas (distribución polimodal), alguna de ellas con material reciclado. Estos datos si son uniformes o correlacionables pueden ser tomados como edad máxima de depositación de la arenisca.

### II. MUESTRAS ANALIZADAS

**Tabla 1:** Síntesis de la información de la muestra y nombre equivalente provisto por LA TE ANDES.

Muestra	N° La Te Andes	Litología	Área/Perfil	Edad Estratigráfica	Coordenadas	
					Latitud	Longitud
132	C288	Dique riolítico porfírico		Jurásico	-47.941955	-67.469702



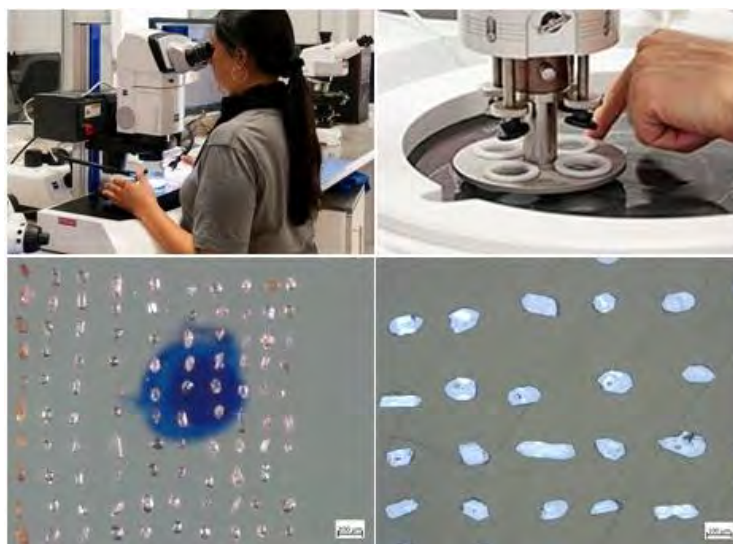
### III- METODOLOGÍA

Los concentrados de circón fueron obtenidos a partir de aproximadamente 2 Kg de roca o menos, utilizando técnicas gravimétricas, magnéticas y ópticas en el laboratorio LaTe Andes. En base a la mineralogía presente en cada muestra en la fracción de minerales pesados y a las características morfológicas de las fases minerales, en especial lo que respecta cantidad y calidad de circones, se evalúa la aptitud de cada muestra para realizar los análisis solicitados. El procedimiento general de procesamiento y concentrado realizado en el Centro LA.TE ANDES S.A se sintetiza en la **Figura 1**.



**Figura 1:** Etapas de procesamiento de muestras para Concentrado de minerales pesados.

Una vez obtenidos los concentrados de circones, la última fase consiste en la purificación del concentrado de minerales pesados por separación manual (hand picking) bajo lupa binocular con un aumento de 15 x. Los circones seleccionados fueron montados en teflón PFA en una probeta cuadrada de 15 mm de lado o en resina Epoxy en una probeta de 25 mm de diámetro. Posteriormente la probeta fue pulida a espejo mediante desbaste y pulido con pastas diamantadas (**Figura 2**).



**Figura 2:** Preparación de muestras para U/Pb en el laboratorio LA.TE ANDES S.A.

Los análisis de U/Pb fueron llevados a cabo en el Laboratorio LA TE ANDES S.A. Los análisis fueron realizados con una combinación instrumental de LA-ICP-MS (Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, **Figura 3**): un láser de ablación RESOLUTION 193 nm fabricado por Australian Scientific Instruments y un ICP-MS triple cuadrupolo modelo 8900 fabricado por Agilent Technologies. Esta técnica permite realizar análisis isotópicos puntuales en granos individuales de circon. Para ello, los granos se seleccionaron evitando en lo posible inclusiones o fracturas. Las mediciones incluyen en general un *spot* por circon analizado; sin embargo, se seleccionan algunos circones donde, si la morfología lo permite, se realizan dos o más *spots* con el objetivo de corroborar concordancia en las edades calculadas para un mismo grano.

El diámetro de *spot* se selecciona de acuerdo al tamaño y la homogeneidad de los circones, pudiendo variar entre 20, 24 o 30  $\mu\text{m}$ . A mayor diámetro de spot se selecciona un menor valor de fluencia, de acuerdo a los resultados reportados por Mukherjee et. al., 2019; y, en general, una frecuencia también menor, la cual se selecciona en base a la menor dispersión estándar relativa (RSD) lograda durante la sintonización del ICP-MS en modo LA-ICPMS. La sintonización del ICP-MS se realiza en dos etapas. En la primera etapa se optimizan la sensibilidad y la estabilidad en modo solución utilizando una solución de sintonización Agilent conteniendo 1 ppb de 7Li, 89Y y 205Tl. En la segunda etapa, la sintonización se realiza en modo LA-ICPMS usando una ablación lineal (diámetro de spot y fluencia de acuerdo a los que se usarán en la secuencia de medición, frecuencia entre 5 y 10 Hz, velocidad de scan de 1  $\mu\text{m/s}$ ) sobre vidrio NIST SRM 612 para alcanzar una intensidad máxima en cps (cuentas por segundo) en la masa 238 de modo que se cumplan las relaciones  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th} \approx 1.05$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \approx 0.917$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \approx 2.17$  y  $^{248}\text{ThO}/^{232}\text{Th} < 0.3\%$ ; y con una RSD  $\leq 5\%$ . Se adicionó un caudal de 5 ml/min de  $\text{N}_2$  para favorecer la ionización de los elementos en el plasma (Solari et. al., 2009). El caudal de He fue de 370 ml/min.

Las concentraciones elementales se obtienen considerando el vidrio NIST 610 como material de referencia (RM) primario y NIST 612 como RM secundario (Jochum et al. 2011). Las edades UPb se calculan a partir de las relaciones isotópicas empleando circon 91500 como material de referencia (Wiedenbeck

et al. 2004) y mediciones repetidas sobre circón Plesovice (edad TIMS de referencia 337.13  $\pm$  0.37 Ma; Slama et al., 2008) como testigo. Una secuencia analítica típica, consiste en 100-130 granos de una muestra, al comienzo y al final de cada muestra tres mediciones de vidrio NIST SRM612 y 610, tres de 91500 y dos de Plesovice; con un punto de análisis de Plesovice y uno de 91500 después de cada 20-30 análisis. La precisión de los resultados, se confirma a través de la obtención de la edad 206Pb/238U media ponderada del testigo (Plesovice).

La secuencia analítica comprendió 25 segundos de mediciones de fondo (sin ablación), seguidas de 25 segundos de ablación y 5 segundos de lavado (láser apagado). Se monitorearon las siguientes masas mediante ICP-MS: 89 (Y), 91 (Zr), 111 (Cd), 131 (La), 206 (Pb), 207 (Pb), 208 (Pb), 232 (Th), 235 (U) y 238 (U). Para la reducción de los datos se utilizó el Software LADR 1.1.05. El procesamiento posterior se realizó con Isoplot 4.15 (K.R. Ludwig, 2008) y IsoplotR (Vermeesch 2018).



Figura 3: Laboratorio del laboratorio Cron.Ar en instalaciones de LA TE ANDES S.A.. Área de mediciones en LA-ICP-MS (Laser Ablation- Induced Coupled Plasma – Mas Spectrometry)

### Referencias de la metodología aplicada.

- Gehrels G.E., Valencia V.A., Ruiz J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector– inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, 3. doi:10.1029/2007GC001805
- Ludwig K.R. 2003. User's Manual Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Geochronology Center Special Publication 4*. Berkeley.
- Mukherjee, P.K., Souders, A.K., Sylvester, P.J. (2019). Accuracy and precision of U-Pb zircon geochronology at high spatial resolution (7-20  $\mu$ m spots) by laser ablation-ICP-single-collector-sector-field-mass-spectrometry. *JAAS* 34, 180-192. DOI: 10.1039/c8ja00321a
- Jochum, K. P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Enzweiler, J. (2011). Determination of Reference Values for NIST SRM 610-617 Glasses Following ISO Guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35(4), 397–429. doi:10.1111/j.1751-908x.2011.00120.x
- Slama et al. 2008. Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem Geology* 249, 1-35; (7).
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O, Tanner, Martin. (2009). U-Pb Zircon Geochronology with an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5–18.
- Vermeesch, P., 2018, Isoplot R: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, v.9, p. 1479-1793, doi:10.1016/j.gsf.2018.04.001.



Wiedenbeck M. et. al. (2004) Further characterisation of the 91500 zircon crystal. Geostandards and Geoanalytical Research, 28(1), 9–39.

## **VI. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS**

Se adjunta por muestra un archivo .xlsx con la información de condiciones analíticas por muestra, puntos analizados con sus contenidos isotópicos en ppm de uranio (U) y torio (Th) y relación Th/U, relaciones radiogénicas entre los isótopos de interés y las tres edades isotópicas, con errores 2s. Así mismo se presenta la edad recomendada (Ma) en base a las siguientes relaciones:  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  para edades menores a 1.5 Ga y para edades mayores a 1.5 Ga se utilizan las relaciones  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Gehrels 2008). Por último se realiza el cálculo de la discordancia entre las edades de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Para los gráficos de probabilidad relativa y medias calculadas, se tomaron sólo los valores con discordancia menor al 10% (coloreados en amarillo). Los gráficos se presentan dentro del .xlsx. Además se recomienda el uso del software IsoplotR para la realización de gráficas. Un mirror de este software podrá encontrarlo en nuestra web:

<http://www.lateandes.com/shiny/IsoplotR/>

IsoplotR es un paquete R para geocronología que fue desarrollado por Dr. Pieter Vermeesch<sup>1</sup>. Es gratuito y flexible. Implementa funciones para U-Pb, Pb-Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , K-Ca, Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf, Re-Os, U-Th-He, trazas de fisión y datación de desequilibrio de la serie U así como geocronología detrítica.

---

<sup>1</sup> Vermeesch, P., 2018, IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. Geoscience Frontiers, v.9, p.1479-1493, doi:10.1016/j.gsf.2018.04.001.

---

Muestra- punto	Relaciones radiogénicas					Edad Recomendada		Concordia (%)
	207Pb/ 235U	2e	206Pb/ 238U	2e	rho	Edad Preferida	2e	
Concordancias mayores a 110% o menores a 90% (Descartados)								
C288 - 14	0.479470134	0.080102872	0.027785736	0.000717997	0.008963438	176.67	4.57	44.42
C288 - 80	0.4679989	0.041264219	0.028241654	0.000786948	0.019070962	179.53	5.00	46.06
C288 - 39	0.413531107	0.04054205	0.027253881	0.000820278	0.020232773	173.34	5.22	49.33
C288 - 79	0.403406816	0.028652543	0.026966576	0.000738836	0.025786061	171.53	4.70	49.85
C288 - 22	0.409433664	0.024761883	0.027566234	0.000726996	0.029359474	175.30	4.62	50.31
C288 - 36	0.406997837	0.049336516	0.027459494	0.000793568	0.016084799	174.63	5.05	50.37
C288 - 13	0.807889542	0.079745678	0.049205059	0.001333111	0.016717033	309.64	8.39	51.50
C288 - 29	0.40705949	0.032487942	0.028721805	0.000932945	0.028716659	182.54	5.93	52.64
C288 - 21	0.335592591	0.016313974	0.027576132	0.000785329	0.048138428	175.36	4.99	59.68
C288 - 60	0.329128799	0.059615045	0.027312106	0.00103319	0.017331031	173.70	6.57	60.13
C288 - 58	0.314451102	0.035241684	0.02759778	0.000857005	0.02431795	175.50	5.45	63.21
C288 - 64	0.252309109	0.016692722	0.02687859	0.00085077	0.050966532	170.98	5.41	74.84
C288 - 68	0.275409413	0.02215166	0.029161849	0.001194877	0.053940723	185.30	7.59	75.02
C288 - 49	0.250873176	0.019416487	0.0272046	0.000877461	0.045191542	173.03	5.58	76.13
C288 - 28	0.257489244	0.017560499	0.027910377	0.000735208	0.041867132	177.46	4.67	76.28
C288 - 27	0.253598212	0.012098381	0.02800202	0.000723708	0.059818591	178.03	4.60	77.58
C288 - 6	0.230185962	0.015339236	0.026444057	0.00085614	0.055813734	168.25	5.45	79.99
C288 - 32	0.227212312	0.015256452	0.026732222	0.00088751	0.058172748	170.06	5.65	81.80
C288 - 41	0.231474219	0.014243457	0.027694039	0.000924394	0.064899553	176.10	5.88	83.30
C288 - 82	0.22458097	0.027066537	0.027464527	0.000800131	0.029561628	174.66	5.09	84.90
C288 - 5	0.215678999	0.00851851	0.026512109	0.000742345	0.087144901	168.68	4.72	85.06
C288 - 15	0.225309695	0.020129875	0.02763601	0.000844592	0.04195712	175.74	5.37	85.18
C288 - 71	0.281188025	0.01908589	0.033813424	0.00110177	0.057726929	214.37	6.99	85.20
C288 - 7	0.20903791	0.013830886	0.026014567	0.000874048	0.063195377	165.56	5.56	85.89
C288 - 48	0.227973592	0.03754754	0.028206096	0.001555591	0.041429906	179.31	9.89	85.99
C288 - 69	0.215923492	0.015366469	0.027022709	0.000826898	0.053811817	171.89	5.26	86.59
C288 - 50	0.211715359	0.015747914	0.026693625	0.000799835	0.050789884	169.82	5.09	87.09
C288 - 78	0.220669082	0.012608987	0.027821435	0.000843086	0.066863916	176.90	5.36	87.37
C288 - 11	0.205842616	0.008054963	0.026502183	0.000626133	0.077732547	168.62	3.98	88.72
C288 - 46	0.207874849	0.012276871	0.026849454	0.00071085	0.057901553	170.80	4.52	89.07
Concordancias entre 110% y 90% (Considerados)								
C288 - 24	0.18155268	0.010403198	0.026141864	0.000718452	0.069060713	166.36	4.57	98.21
C288 - 37	0.195721176	0.022348496	0.026591186	0.000798965	0.035750263	169.18	5.08	93.21
C288 - 90	0.204256625	0.01416376	0.026719418	0.000709301	0.050078568	169.98	4.51	90.07
C288 - 88	0.187867476	0.016288391	0.026756019	0.000816636	0.050136089	170.21	5.20	97.37
C288 - 51	0.181220018	0.009889393	0.026776167	0.000718757	0.072679596	170.34	4.57	100.73
C288 - 84	0.188986788	0.013409342	0.026777421	0.000796746	0.059417264	170.35	5.07	96.92
C288 - 33	0.175537897	0.010625761	0.026792122	0.000742249	0.069853753	170.44	4.72	103.79
C288 - 40	0.191176795	0.016548174	0.026825638	0.000888736	0.053705965	170.65	5.65	96.07
C288 - 53	0.205580118	0.011241118	0.026873842	0.000842742	0.074969624	170.95	5.36	90.05
C288 - 12	0.189860232	0.014357345	0.026885393	0.000863331	0.060131688	171.02	5.49	96.89
C288 - 85	0.18326034	0.01132962	0.026948571	0.000734684	0.064846337	171.42	4.67	100.33
C288 - 81	0.184548389	0.010910827	0.026951749	0.000704942	0.064609431	171.44	4.48	99.69
C288 - 59	0.185304186	0.013652958	0.026996739	0.000864202	0.063297816	171.72	5.50	99.48



C288 - 70	0.193992153	0.010542519	0.027009363	0.000764584	0.07252384	<b>171.80</b>	<b>4.86</b>	<b>95.43</b>
C288 - 72	0.189089794	0.015333039	0.027041284	0.000872887	0.056928496	<b>172.00</b>	<b>5.55</b>	<b>97.81</b>
C288 - 30	0.184851849	0.009578723	0.027094509	0.000737523	0.076996003	<b>172.34</b>	<b>4.69</b>	<b>100.06</b>
C288 - 18	0.184026957	0.009145179	0.027097368	0.000732842	0.080134194	<b>172.36</b>	<b>4.66</b>	<b>100.49</b>
C288 - 3	0.187389919	0.010753966	0.02713413	0.000807843	0.075120494	<b>172.59</b>	<b>5.14</b>	<b>98.96</b>
C288 - 87	0.204456554	0.030828926	0.027172179	0.000735874	0.023869603	<b>172.83</b>	<b>4.68</b>	<b>91.49</b>
C288 - 77	0.182122101	0.010982006	0.027211921	0.000767841	0.06991814	<b>173.07</b>	<b>4.88</b>	<b>101.88</b>
C288 - 73	0.189830143	0.013749571	0.027257401	0.000773142	0.056230272	<b>173.36</b>	<b>4.92</b>	<b>98.23</b>
C288 - 8	0.209001966	0.012406409	0.027268326	0.000892918	0.071972296	<b>173.43</b>	<b>5.68</b>	<b>89.99</b>
C288 - 45	0.191806002	0.011548005	0.027288454	0.000746091	0.064607815	<b>173.55</b>	<b>4.75</b>	<b>97.41</b>
C288 - 55	0.18445819	0.009243869	0.02731329	0.000755652	0.081746289	<b>173.71</b>	<b>4.81</b>	<b>101.06</b>
C288 - 42	0.203284669	0.012920744	0.027354257	0.000824507	0.063812685	<b>173.97</b>	<b>5.24</b>	<b>92.58</b>
C288 - 16	0.188603526	0.011691812	0.027365109	0.000748945	0.064057187	<b>174.04</b>	<b>4.76</b>	<b>99.20</b>
C288 - 65	0.18594739	0.010399378	0.027370181	0.000773241	0.074354536	<b>174.07</b>	<b>4.92</b>	<b>100.52</b>
C288 - 19	0.191329014	0.01262542	0.027374051	0.000875417	0.069337674	<b>174.09</b>	<b>5.57</b>	<b>97.94</b>
C288 - 44	0.188711024	0.007421086	0.027411148	0.000760388	0.1024632	<b>174.32</b>	<b>4.84</b>	<b>99.31</b>
C288 - 26	0.192798795	0.008316222	0.027429596	0.000789139	0.094891589	<b>174.44</b>	<b>5.02</b>	<b>97.44</b>
C288 - 31	0.207490174	0.014938479	0.027431872	0.000797611	0.053393021	<b>174.45</b>	<b>5.07</b>	<b>91.13</b>
C288 - 43	0.188557535	0.009451747	0.027452148	0.000784721	0.083023869	<b>174.58</b>	<b>4.99</b>	<b>99.53</b>
C288 - 74	0.183008124	0.011647483	0.027461364	0.000873675	0.075009773	<b>174.64</b>	<b>5.56</b>	<b>102.34</b>
C288 - 67	0.182885999	0.010653944	0.027482573	0.000732271	0.068732368	<b>174.77</b>	<b>4.66</b>	<b>102.48</b>
C288 - 2	0.18676122	0.010311916	0.027504475	0.000757382	0.073447268	<b>174.91</b>	<b>4.82</b>	<b>100.60</b>
C288 - 57	0.199717579	0.010138264	0.027550012	0.000715694	0.070593313	<b>175.20</b>	<b>4.55</b>	<b>94.76</b>
C288 - 9	0.187787757	0.012117807	0.027685614	0.000757056	0.062474687	<b>176.05</b>	<b>4.81</b>	<b>100.75</b>
C288 - 23	0.199501558	0.008419415	0.027800325	0.000932005	0.110697083	<b>176.77</b>	<b>5.93</b>	<b>95.70</b>
C288 - 61	0.192373718	0.012485286	0.027823207	0.000931386	0.074598697	<b>176.91</b>	<b>5.92</b>	<b>99.02</b>
C288 - 62	0.178853774	0.010701474	0.027934383	0.00080202	0.074944838	<b>177.61</b>	<b>5.10</b>	<b>106.30</b>
C288 - 10	0.189122428	0.011389278	0.027956775	0.000898795	0.07891589	<b>177.75</b>	<b>5.71</b>	<b>101.06</b>
C288 - 4	0.202572493	0.013851977	0.028003629	0.000820604	0.059240934	<b>178.04</b>	<b>5.22</b>	<b>95.06</b>
C288 - 35	0.196477728	0.009126695	0.02800993	0.000769749	0.084340434	<b>178.08</b>	<b>4.89</b>	<b>97.77</b>
C288 - 54	0.216253502	0.01619991	0.028044593	0.000754116	0.046550606	<b>178.30</b>	<b>4.79</b>	<b>89.69</b>
C288 - 75	0.186258416	0.013091813	0.02804647	0.000867812	0.06628665	<b>178.31</b>	<b>5.52</b>	<b>102.81</b>
C288 - 20	0.202284456	0.011112116	0.028126593	0.00074283	0.066848678	<b>178.81</b>	<b>4.72</b>	<b>95.59</b>
C288 - 52	0.193140968	0.009433756	0.028188626	0.000793627	0.08412628	<b>179.20</b>	<b>5.05</b>	<b>99.94</b>
C288 - 1	0.203043946	0.014942509	0.028206304	0.000819768	0.054861486	<b>179.31</b>	<b>5.21</b>	<b>95.53</b>
C288 - 76	0.196208447	0.014749336	0.028737285	0.000940281	0.063750766	<b>182.64</b>	<b>5.98</b>	<b>100.40</b>
C288 - 17	0.22902291	0.01460554	0.031600549	0.000926959	0.063466239	200.56	5.88	95.78

---

## Anexo 3

Tabla de cuantificación de pulsos hidrotermales en los pozos de diamantina descritos para la tesis doctoral. La escala relativa equivale a 1= escaso, 2=moderado; 3=abundante; 4=muy abundante.

Hole_ID	From	To	Evento 0	Evento 1	Evento 2	Evento 3	Evento 4	Evento 5	Evento 6
<b>Sistema Central Vein Zone</b>									
CYS-D06-09	53.5	64	1	3	4	-	3	4	-
CO-18	124.5	128	-	3	-	2	4	-	-
CO-D06-01	41.3	41.4	-	2	3	-	3	-	4
CO-D06-01	66	67.4	-	4	3	-	-	-	3
CO-D06-01	87.6	88	1	2	3	-	3	-	-
CO-D06-01	100.2	102.8	1	3	1	-	-	3	2
CYN-D06-01	55	57	1	3	1	-	-	-	1
CYN-D06-02	126.8	127.9	2	1	4	1	-	4	-
COR-D10-02	69.7	70.3	1	2	2	4	1	4	2
CYS-D08-12	22.7	24.3	-	2	3	-	3	-	4
CYS-D08-12	33.2	37.3	-	-	3	2	3	-	4
CYS-D08-12	47.5	48	-	-	3	2	-	-	4
CYS-D08-12	81	84	-	4	-	-	-	-	4
CYS-D06-07	17	26	-	3	2	-	-	-	4
CYS-D06-07	34.6	35.4	-	2	1	4	4	4	2
CYS-D06-07	51.8	54	-	2	3	1	3	3	3
CYS-D06-07	63.7	64.4	-	1	3	3	2	4	-
CYS-D06-02	10.3	10.5	-	1	-	2	3	-	-
CYS-D06-02	22.5	25.5	-	4	4	1	-	-	3
CYS-D06-02	44.4	45.2	-	4	-	1	-	-	-
CYS-D06-02	47.9	48.8	-	4	-	-	-	-	-
CYS-D06-02	73.9	74.3	2	1	3	4	4	-	1
CO-D10-19	108.2	108.4	3	1	-	-	-	4	1
CA-D14-008	23.3	23.5	-	4	-	-	-	-	2
CYN-D06-11	103.8	104.5	4	2	-	-	-	-	-
CYN-D06-11	106.3	107.3	4	2	-	-	-	-	-
CYN-D06-12	103	109	4	2	-	-	-	-	-
CYNS-D15-004	195	195.8	-	4	2	1	-	-	3
CYN-D08-19	102	104.8	3	3	1	1	-	-	-
CYS-D06-10	47	49	3	1	-	2	2	-	-
CYS-D06-05	53.7	54.1	2	3	1	3	-	-	2
CYS-D06-05	59.2	59.7	2	3	1	3	-	-	2
CYS-D06-05	71.7	73.7	1	2	3	-	3	4	-
CYS-D06-05	101.4	102.5	2	1	2	-	4	-	1
CYNS-D15-002	137.5	137.9	2	4	1	-	-	-	-
CYNS-D15-002	158.3	161.5	2	3	1	-	2	2	-
CYNS-D15-002	177	179.8	-	1	2	-	3	-	1
CO-8	122.55	123	1	1	3	4	1	4	2
CO-D10-33	37	41	4	-	-	-	-	3	2
CO-D10-33	61.7	62.4	4	2	-	1	-	-	2
CO-D10-33	73.7	74.2	3	2	1	2	1	3	2
CO-D10-33	90.25	95	3	1	2	4	2	3	2
CO-D10-21	75.4	76	2	1	4	2	-	3	3
CO-D10-21	93.3	93.5	-	1	4	1	-	3	2
CO-D06-05	52.4	52.6	-	2	4	-	-	-	3
CO-D06-05	65	65.4	-	2	2	4	-	-	1
CO-D06-05	73.4	73.8	-	1	4	4	-	1	-
CO-D06-05	102.7	103	3	1	1	2	-	2	-



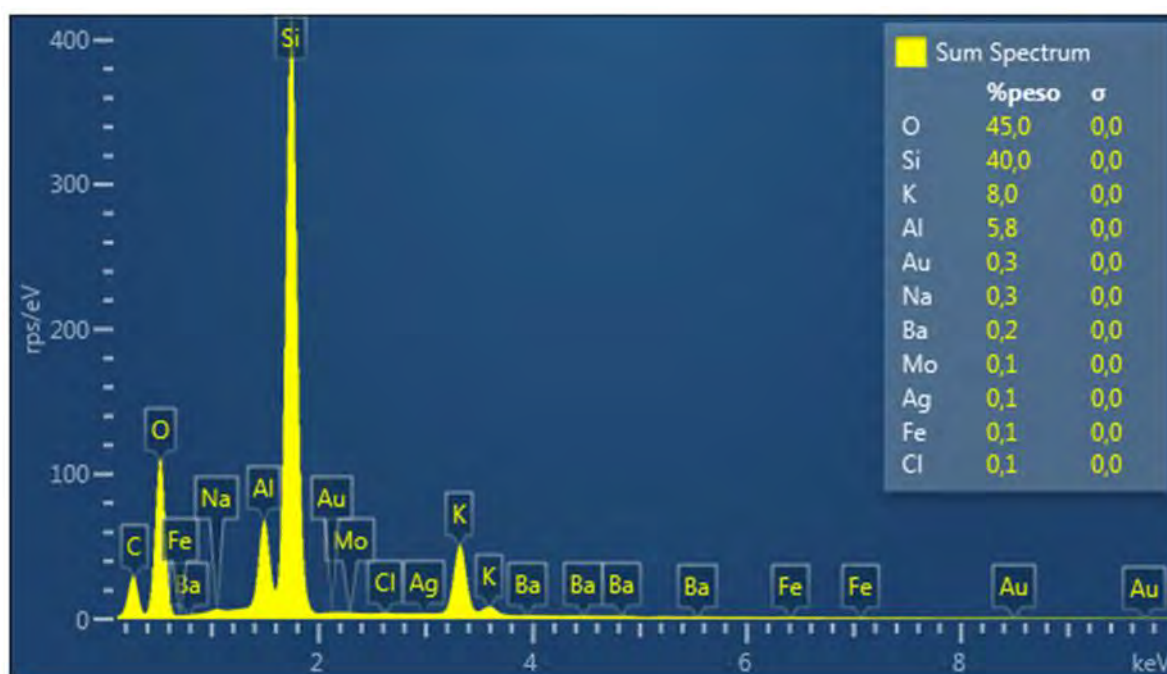
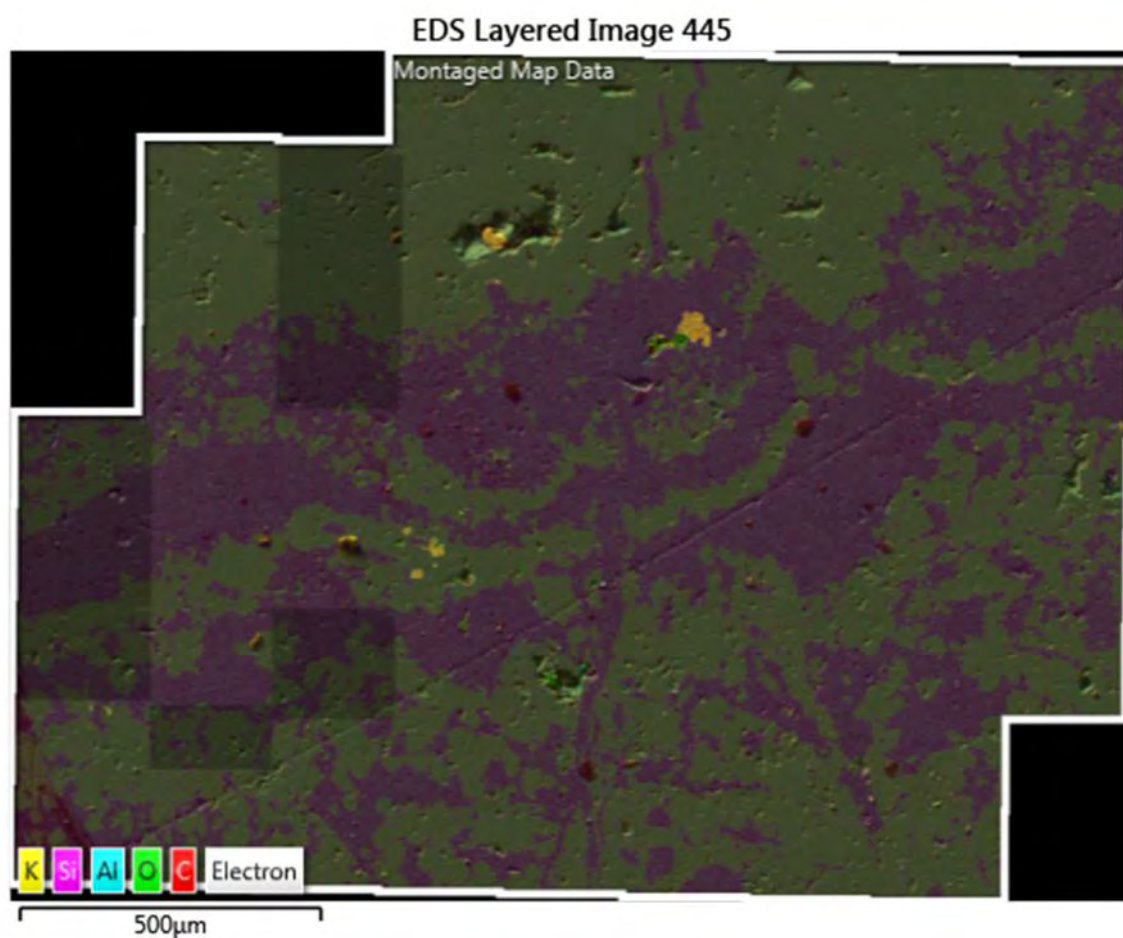
Hole_ID	From	To	Evento 0	Evento 1	Evento 2	Evento 3	Evento 4	Evento 5	Evento 6
CO-D06-05	114.9	115.9	1	2	1	4	-	3	-
CA-D06-01	35.2	44.8	1	-	4	-	-	4	-
CYN-D06-15	43	43.3	1	1	3	-	-	-	-
CO-D06-06	94.4	95	-	-	4	1	-	4	-
CO-D06-06	98	98.4	-	-	2	-	-	4	-
CO-D06-06	114.2	114.6	-	1	-	2	2	-	-
CO-D06-07	47.2	47.3	-	1	2	-	3	-	1
CO-D06-07	55.5	55.7	3	2	1	-	-	2	4
CO-D06-07	72.7	73.5	2	1	3	4	2	4	3
CO-D12-034	110.5	111.2	2	2	2	-	2	4	-
CO-D06-08	21.3	25.9	-	4	1	-	3	-	1
CO-D06-08	43.1	46.4	-	4	3	2	3	-	2
CO-D06-08	49.2	50.5	-	4	3	2	3	-	2
CO-D06-08	62.2	62.8	1	-	3	4	2	-	1
COR-D15-035	135	135.4	-	1	2	-	2	-	-
02-072C	32	42.9	4	4	2	1	-	-	2
CO-D10-23	49.5	50	4	3	1	1	3	-	1
CO-D10-23	63.4	63.6	1	4	4	3	-	-	-
CO-D10-23	68.5	69	3	2	3	3	-	-	-
CO-D10-23	100.75	101	2	2	4	4	2	1	-
CO-D10-23	109.75	110.3	4	4	1	2	2	-	-
CO-D10-25	41	41.3	-	3	2	1	2	-	4
CYN-D06-07	34.8	35.6	-	1	-	1	-	-	2
CYN-D06-07	57.45	58.4	1	2	2	-	-	3	-
CYN-D06-16	33.1	34.5	2	2	1	-	4	-	2
CYN-D06-18	25	26.5	-	3	1	-	-	-	1
LU-D15-008	18.4	19	-	4	-	-	-	-	3
CO-D15-037	6.8	7.2	-	4	2	-	-	-	3
CO-D15-037	9.3	9.6	-	4	2	-	-	-	3
CO-D15-037	10.6	12	-	4	2	-	-	-	3
CO-D15-038	28.5	28.75	-	3	-	-	2	-	4
CO-D15-038	54.35	54.7	4	4	-	1	3	4	1
CO-D10-20	99.5	100.7	4	2	2	-	-	-	4

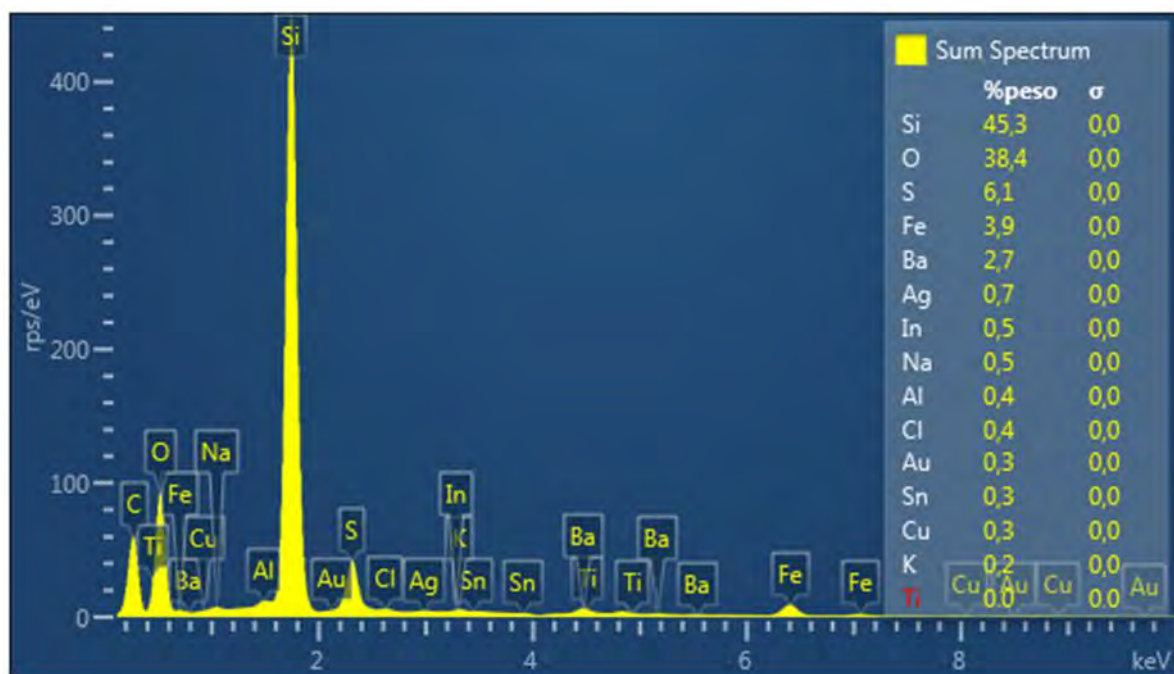
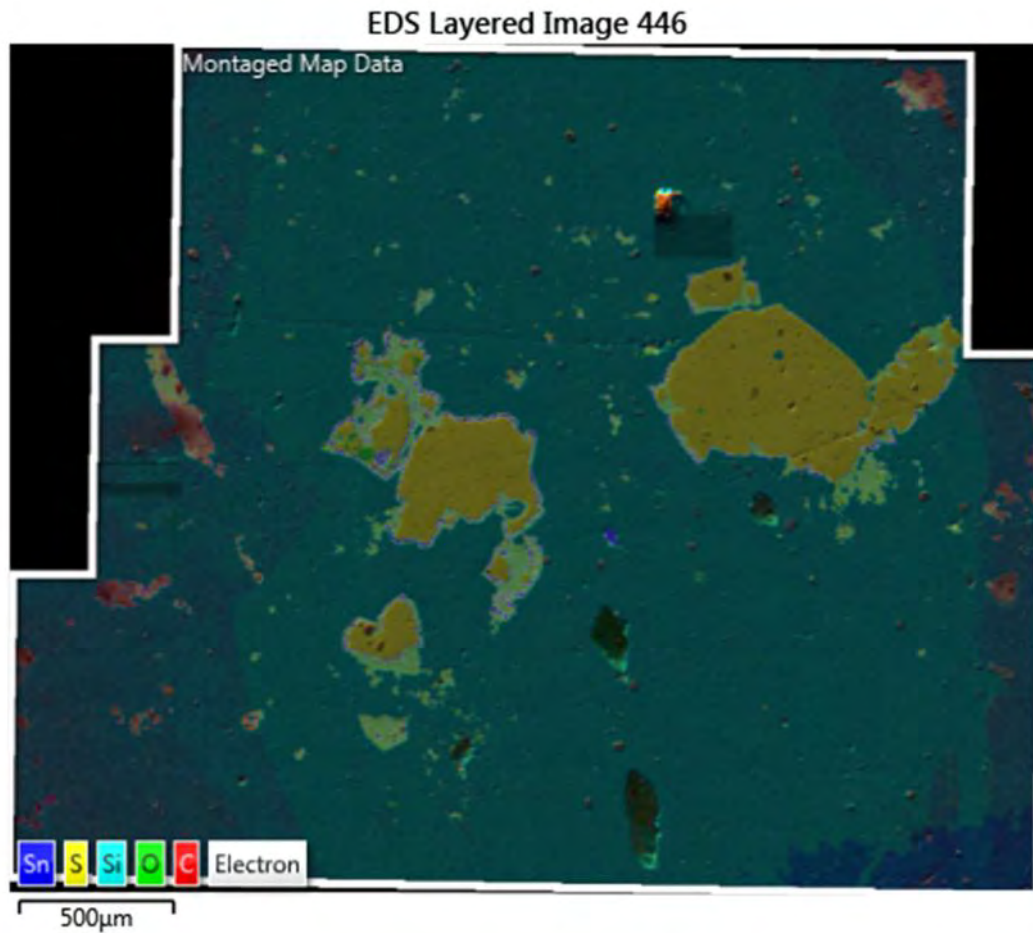
Hole_ID	From	To	Evento 0	Evento 1	Evento 2	Evento 3	Evento 4	Evento 5	Evento 6
Sistema Armadillo									
02-022C	18.3	18.4	-	3	2	2	-	-	4
02-022C	20.5	21	-	4	-	-	-	-	1
02-022C	43.3	49	-	4	-	-	-	-	1
02-057C	7.25	9.8	-	3	2	3	-	-	3
02-058C	6.75	17.8	-	2	3	4	-	-	1
02-062C	2.8	4.2	-	2	2	-	-	-	2
02-063C	23.3	24.7	-	2	2	-	-	-	3
02-063C	35.7	38	-	4	2	-	-	-	4
02-064C	51.8	54.8	-	3	-	4	-	-	4
02-064C	64.75	67.7	-	4	-	1	-	-	3
02-064C	68.5	71	-	4	1	1	-	-	3
02-065C	14.3	26	-	2	3	1	-	-	2
02-065C	33.8	39.1	-	4	-	-	-	-	3
02-066C	24.45	26	-	4	1	-	-	-	3
02-066C	35.7	41.3	-	1	1	2	-	-	2
A-9	32.5	33.05	-	3	2	1	-	-	2
A-9	36.8	40.53	-	2	1	3	-	-	3
AR-D06-01	63.3	64.9	2	1	1	3	-	-	3
AR-D06-02	19.25	21.8	-	3	1	2	-	-	3
AR-D06-02	48.9	49.6	-	4	-	-	-	-	3
AR-D06-02	51.9	52.3	-	4	-	-	-	-	3
AR-D06-03	38.6	40.3	-	4	1	-	-	-	4
AR-D06-03	44.65	46.3	-	2	3	-	-	-	4
AR-D06-03	51.77	53.8	-	4	1	-	-	-	4
AR-D06-04	29.8	32.3	-	4	1	-	-	-	3
AR-D06-04	41	43.6	-	3	2	3	-	-	4
AR-D06-05	68.7	70.62	-	3	-	-	-	-	3
AR-D06-05	102.4	103.3	-	3	1	3	-	-	-

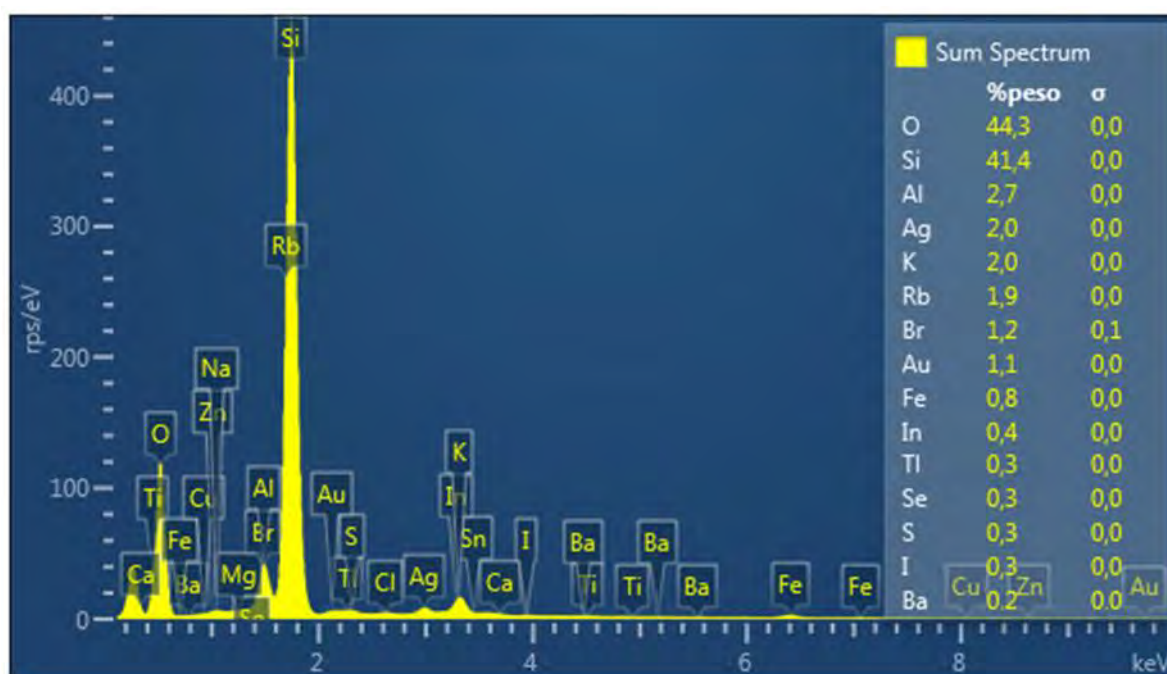
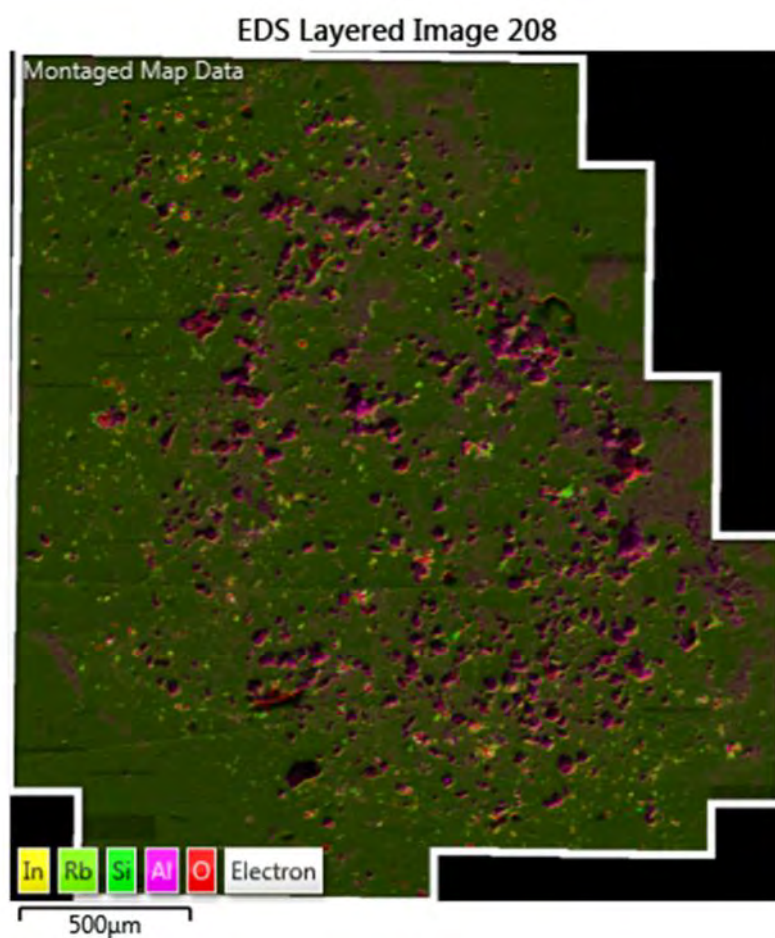
## Anexo 4

Geoquímica mineral:  
Análisis de microsonda de electrones (EPMA) y  
microscopio electrónico de barrido (SEM)



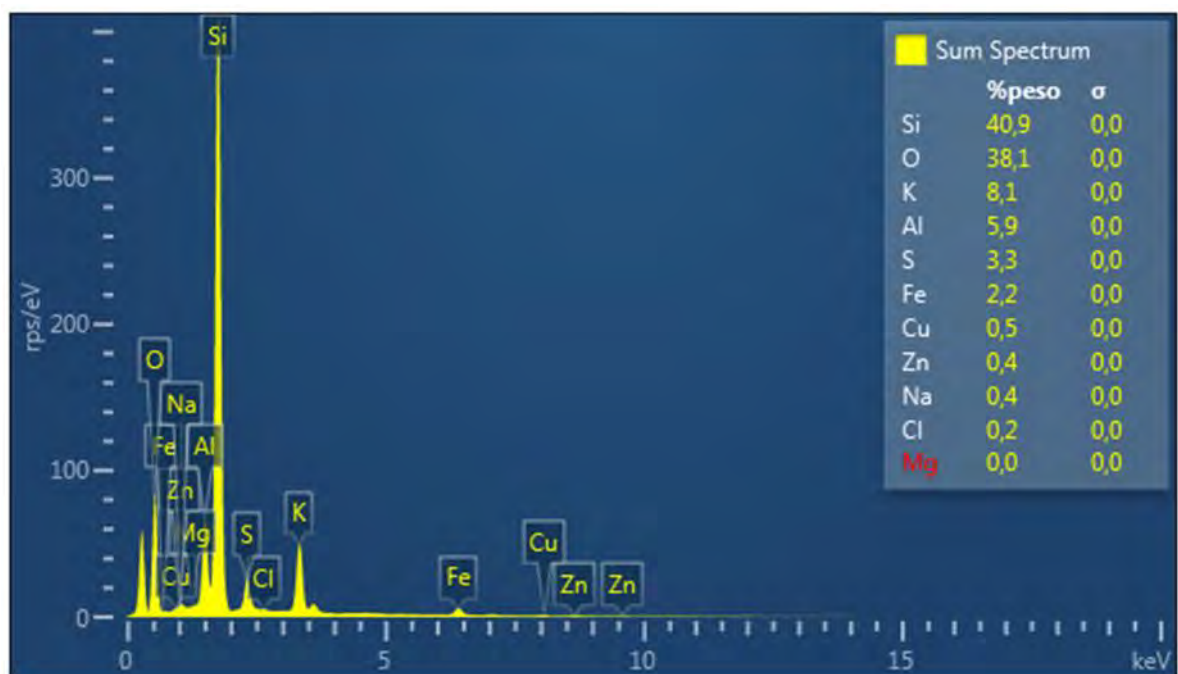
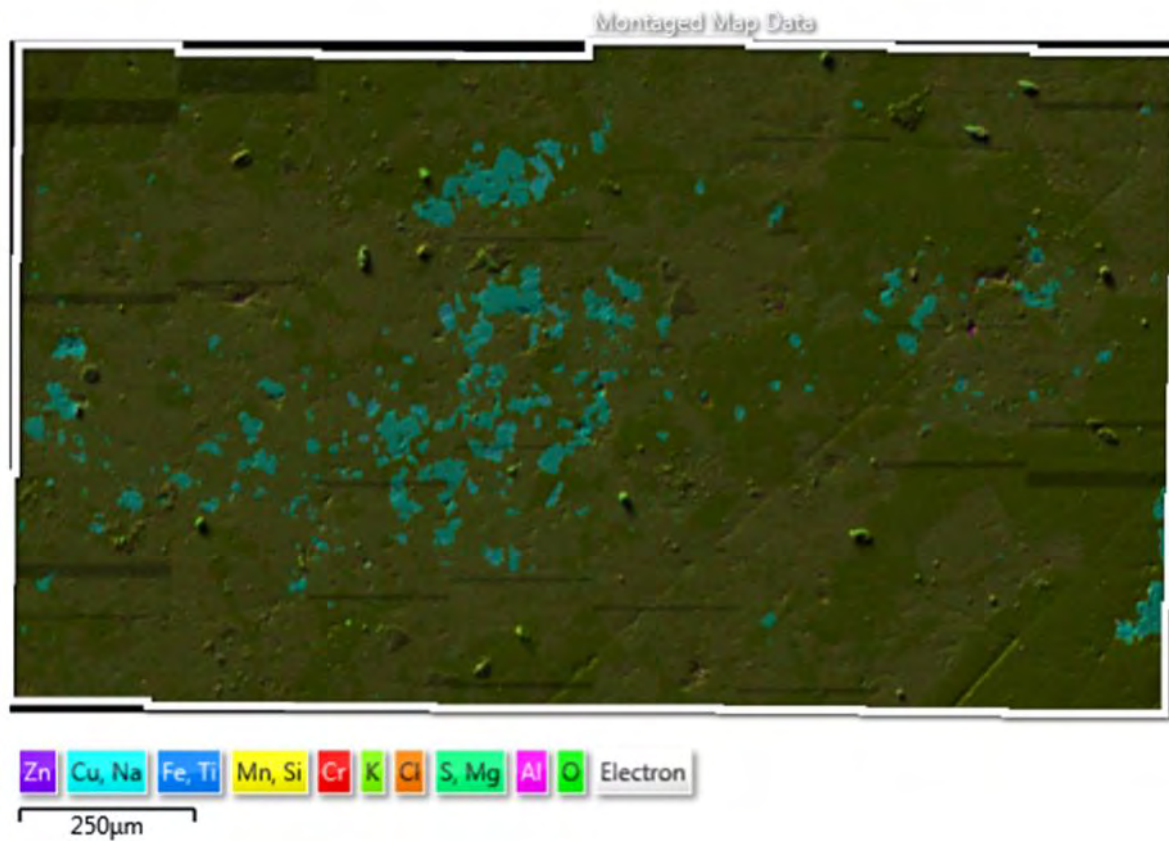








## EDS Layered Image 207



Mineral	Pirita	Pirita	Pirita	Pirita	Wurzita	Calcopirita	Pirita
Punto	485-1-1r	485-1-2r	485-1-3	485-1-4	485-16b	485-1-5b	485-1-4b
Ag(Mass%)	0.028	0	0.125	0.139	0.73	0.485	0.075
S(Mass%)	51.197	52.283	52.73	52.602	32.431	33.257	51.428
As(Mass%)	0.89	1.319	0.656	1.541	0.004	0.009	0
Se(Mass%)	0	0	0	0	0.001	0	0.007
Sn(Mass%)	0	0	0	0	0	0.001	0.012
In(Mass%)	0.021	0	0.017	0.032	0	0.006	0
Mo(Mass%)	0	0	0	0	0	0	0
Au(Mass%)	0.065	0.082	0.011	0	0	0	0
Pb(Mass%)	0.071	0.095	0.108	0.053	0.493	0.225	0.059
I(Mass%)	0.002	0.021	0	0.043	0.055	0	0.026
Fe(Mass%)	43.248	43.336	43.716	43.121	13.604	23.209	43.04
Cu(Mass%)	0.08	0.056	0.081	0.085	17.436	26.782	0.064
Zn(Mass%)	0	0.004	0	0.05	25.789	6.023	0.064
Total(Mass%)	95.602	97.196	97.444	97.666	90.543	89.997	94.775

Mineral	Esfalerita	Pirita	Calcopirita	Calcopirita	Wurzita	Pirita	Pirita
Punto	485-1-5	485-1-6	485-1-7	485-1-8	485-1-9	485-1-10	485-1-11
Ag(Mass%)	0.589	0.097	0.363	0.264	0.48	0.06	0.037
S(Mass%)	32.386	52.079	33.709	33.326	32.719	39.347	46.867
As(Mass%)	0.014	0.078	0.002	0	0	0.009	0.068
Se(Mass%)	0	0	0.003	0.021	0	0.005	0
Sn(Mass%)	0.017	0	0	0	0	0.008	0.009
In(Mass%)	0	0	0	0	0.003	0.016	0
Mo(Mass%)	0	0	0	0	0	0	0
Au(Mass%)	0	0	0	0.009	0.071	0	0
Pb(Mass%)	0.492	0.245	0.121	0.18	0.344	0.055	0.258
I(Mass%)	0	0	0	0	0.009	0	0
Fe(Mass%)	10.697	42.983	27.196	26.081	20.858	42.179	42.437
Cu(Mass%)	12.322	0.363	30.105	28.962	23.938	0.079	0.255
Zn(Mass%)	35.749	0.359	0.878	2.368	11.707	0.153	0.223
Total(Mass%)	92.266	96.204	92.377	91.211	90.129	81.911	90.154

Mineral	Electrum	Oro	Electrum	Electrum	Electrum	Electrum	Electrum
Punto	470-3-1r	470-3-2	470-3-3	470-3-4	470-3-5	470-3-6	470-3-7
Ag(Mass%)	43.371	7.681	48.023	34.963	32.318	58.384	62.98
S(Mass%)	0.082	0.222	0.227	10.283	7.448	6.048	7.03
As(Mass%)	0.006	0.007	0	0	0.009	0.003	0
Se(Mass%)	0	0	0.015	0.139	0.359	3.612	4.583
Sn(Mass%)	0	0	0	0	0	0	0
In(Mass%)	0	0	0	0	0	0	0
Mo(Mass%)	0.563	0.686	0.328	0.431	0.208	0.198	0.049
Au(Mass%)	48.03	90.248	42.649	50.435	51.261	25.913	26.811
Pb(Mass%)	0	0	0	0	0	0	0
I(Mass%)	0	0	0	0	0	0	0
Fe(Mass%)	0.033	0.068	0.071	0.054	0.279	0.026	0
Cu(Mass%)	0.083	0.057	0.052	0.197	0.22	0.09	0.057
Zn(Mass%)	0.09	0.048	0.008	0	0.009	0	0.062
Total(Mass%)	92.258	99.017	91.373	96.502	92.111	94.274	101.572

Mineral	Oro	Electrum	Electrum	Electrum	Iodargirita	Electrum	Oro
Punto	470-3-8	470-1-10	470-1-11	470-1-13	470-1-14	470-3-6	470-3-11r
Ag(Mass%)	0.267	51.764	38.115	51.025	49.896	19.686	1.208
S(Mass%)	0	0.067	9.237	5.474	0.691	0.13	0.034
As(Mass%)	0	0.002	0.012	0	0.003	0	0
Se(Mass%)	0	0.017	1.337	2.37	0	0.048	0
Sn(Mass%)	0	0	0	0	0	0	0
In(Mass%)	0	0	0	0	0	0	0
Mo(Mass%)	0.78	0.136	0.297	0.147	0.017	0.682	0.77
Au(Mass%)	97.8	41.421	49.879	36.141	5.125	83.81	94.598
Pb(Mass%)	0	0	0	0	0	0	0
I(Mass%)	0	0	0	0.099	39.269	0.194	0.135
Fe(Mass%)	0	0.016	0.038	0.145	0.06	0	0.032
Cu(Mass%)	0.011	0.06	0.008	0	0	0.038	0.027
Zn(Mass%)	0	0	0.109	0	0	0.065	0
Total(Mass%)	98.858	93.483	99.032	95.401	95.061	104.653	96.804

Mineral	Electrum	Electrum	Electrum	Oro Nativo	Electrum
Punto	5	8	9	16	17
Ag(Mass%)	53.6535	20.361	42.65	1.792	54.1067
S(Mass%)	0	0	0	0	0
As(Mass%)	0	0	0	0.0063	0.0029
Se(Mass%)	0	0	0	0	0
Sn(Mass%)	0	0	0	0	0
Bi(Mass%)	0.002	0	0.1363	0	0
Pd(Mass%)	0.0052	0	0	0	0
Au(Mass%)	47.296	80.3791	57.0893	97.6679	45.2457
Pb(Mass%)	0	0	0	0	0
I(Mass%)	0	0	0	0	0
Fe(Mass%)	0.0175	0.073	0.0434	0.1554	0.0131
Cu(Mass%)	0	0.0018	0	0.0047	0
Zn(Mass%)	0	0	0	0	0
Total(Mass%)	100.9743	100.8149	99.9189	99.6262	99.3684



## Anexo 5

### Geoquímica de alteración

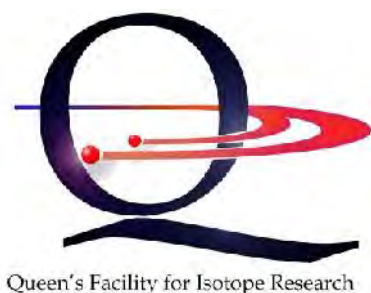
Muestra	GE-14405	GE-14406	GE-14407	GE-14408	GE-14409	GE-14410	GE-14411	GE-14412	GE-14413	GE-14414
Este	2619872	2621067	2620808	2620723	2620494	2621131	2621428	2620750	2620674	2620277
Norte	4693969	4693197	4693007	4692761	4692176	4692138	4691316	4690982	4690650	4690769
Cota	154	158	156	156	156	157	136	136	129	141
Al2O3%	13.17	8.35	11.62	14.06	11.54	11.98	12.26	16.04	15.61	11.2
CaO%	1.02	0.1	0.18	0.67	0.17	0.55	0.25	0.97	0.93	0.08
Cr2O3%	0.001	0.001	0.004	0.003	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001	0.004
Fe2O3%	4.59	1.43	0.89	3.54	0.84	1.2	1.24	4.96	4.65	2.34
K2O%	4.91	1.89	5.51	3.34	6.64	7.45	6.97	3.73	3.88	7.18
MgO%	0.51	0.18	0.05	0.21	0.07	0.3	0.08	0.27	0.42	0.02
MnO%	0.02	0.005	0.005	0.03	0.01	0.02	0.02	0.06	0.04	0.04
Na2O%	1.67	0.06	1.09	4.31	0.31	0.23	0.75	5.44	5.49	1.34
P2O5%	0.03	0.01	0.01	0.07	0.03	0.005	0.01	0.23	0.19	0.03
SiO2%	67.73	84.4	78.3	71.16	79.6	75.54	76.73	66.01	65.73	76.72
TiO2%	0.47	0.14	0.06	0.3	0.07	0.08	0.06	0.55	0.49	0.11
LOI%	5.4	2.8	1.9	1.9	1.6	2.2	1.6	1.5	1.7	0.6
Muestra	GE-14416	GE-14417	GE-14426	GE-14427	GE-14428	GE-14429	GE-14430	GE-14431	GE-14432	GE-14433
Este	2619428	2620860	2619473	2619232	2618525	2618698	2618842	2619599	2619890	2620323
Norte	4690887	4691541	4692235	4692960	4692813	4692495	4692569	4691170	4691415	4691272
Cota	132	160	134	145	147	129	134	160	160	160
Al2O3%	12.13	9.51	12.33	12.12	13.84	11.97	12.08	14.05	7.65	7.38
CaO%	0.41	0.1	0.16	0.24	0.96	0.3	0.49	0.21	0.94	0.05
Cr2O3%	0.002	0.003	0.001	0.003	0.004	0.008	0.007	0.001	0.003	0.002
Fe2O3%	1.75	4.88	1.42	1.36	3.02	1.59	2.67	1.05	1.81	1.47
K2O%	5.5	4.78	4.86	5.33	3.23	5.35	0.23	5.15	1.84	2.66
MgO%	0.16	0.13	0.02	0.11	0.13	0.14	0.07	0.1	0.13	0.09
MnO%	0.04	0.01	0.005	0.02	0.13	0.02	0.03	0.01	0.01	0.005
Na2O%	2.46	0.54	1.98	1.16	4.54	1.23	6.25	2.18	0.06	0.12
P2O5%	0.02	0.03	0.02	0.01	0.05	0.01	0.03	0.02	0.02	0.005
SiO2%	75.16	77.08	77.36	76.39	71.84	75.54	76.65	75.26	84.08	85.1
TiO2%	0.06	0.2	0.14	0.05	0.27	0.04	0.17	0.24	0.12	0.12
LOI%	1.6	2.4	1.3	2.9	1.2	3.1	0.8	1.9	3	2
Muestra	GE-14434	GE-14435	GE-14436	GE-14437	GE-14438	GE-14439	GE-14440	GE-14441	GE-14442	GE-14443
Este	2620324	2620852	2620027	2619776	2619674	2622206	2622057	2621884	2621390	2620999
Norte	4691276	4691544	4692271	4693094	4693262	4693141	4693438	4693680	4694048	4692911
Cota	160	160	160	160	160	160	167	146	169	154
Al2O3%	8.26	13.62	1.48	7.2	2.23	12.7	13	12.1	12.83	10.56
CaO%	0.06	0.19	0.15	0.1	0.05	1.72	1.59	0.18	0.32	0.05
Cr2O3%	0.002	0.003	0.001	0.002	0.006	0.004	0.003	0.004	0.005	0.001
Fe2O3%	1.86	1.17	2.01	1.13	1.45	2.58	2.73	1.37	2.15	1.71
K2O%	3.23	0.3	0.25	1.54	0.49	3.4	3.37	5.14	4.4	2.8
MgO%	0.07	0.05	0.03	0.04	0.005	0.49	0.52	0.05	0.2	0.07
MnO%	0.005	0.005	0.01	0.005	0.01	0.07	0.08	0.03	0.04	0.02
Na2O%	0.18	0.36	0.01	0.16	0.04	3.25	3.49	1.61	2.98	0.03
P2O5%	0.01	0.04	0.03	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02	0.05	0.02
SiO2%	83.45	80.2	94.8	86.44	94.43	72.83	73.07	77.66	75.82	82.07
TiO2%	0.16	0.2	0.32	0.19	0.27	0.16	0.15	0.05	0.08	0.06
LOI%	2.2	3.6	0.6	2.8	0.7	2.5	1.6	1.8	1.4	2.1
Muestra	GE-14444	GE-14445	GE-14446	GE-14447	GE-14448	GE-14449	GE-14464	GE-14465	GE-14466	GE-14471
Este	2620849	2620647	2620598	2620623	2620452	2619802	2617453	2618885	2618885	2620328
Norte	4692732	4692827	4692154	4691853	4691561	4691762	4690423	4690121	4690121	4691302
Cota	157	160	142	160	161	147	131	134	134	149
Al2O3%	9.95	13.95	11.31	10.87	2.27	12.19	12.45	10.96	11.29	9.54
CaO%	0.06	1.85	0.1	0.22	0.23	0.47	0.41	1.85	0.28	0.2
Cr2O3%	0.001	0.002	0.002	0.010	0.005	0.001	0.006	0.007	0.001	0.002
Fe2O3%	0.94	4.29	0.86	3.07	1.17	1.31	1.68	2.56	2.26	1.94
K2O%	2.63	2.92	5.26	3.12	0.3	5.42	4.54	2.86	3.17	2.66
MgO%	0.08	0.45	0.14	0.05	0.005	0.09	0.19	0.06	0.005	0.33
MnO%	0.01	0.11	0.02	0.01	0.005	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01
Na2O%	0.03	4.51	0.14	3.19	0.07	2.6	2.83	3.71	3.63	0.27
P2O5%	0.01	0.08	0.005	0.01	0.005	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01
SiO2%	83.41	68.51	79.77	77.61	93.87	75.94	74.44	74.76	78.44	81.11
TiO2%	0.05	0.32	0.04	0.12	0.28	0.04	0.05	0.13	0.14	0.1
LOI%	2.1	2.4	1.8	1.3	1.1	1.1	2.4	2.3	0.8	2.8

Muestra	GE-14472	GE-14473	GE-14474	GE-14475	GE-14476	GE-14478	GE-14479	GE-14646	GE-14647	GE-14648
Este	2622427	2622527	2620737	2620478	2620413	2619681	2619627	2620189	2621641	2619713
Norte	4692979	4692980	4691226	4691199	4691227	4691112	4691465	4690724	4692991	4691146
Cota	146	156	143	143	144	129	139	142	166	129
Al2O3%	12.42	12.91	0.95	12.1	1.75	11.72	12.14	15.88	11.68	13.98
CaO%	0.19	1.62	0.42	0.3	0.13	0.15	0.4	1.54	0.06	0.86
Cr2O3%	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.025	0.007	0.036	0.013	0.013
Fe2O3%	1.32	2.79	2.15	2.24	2.99	1.12	2.25	4.91	1.58	2.55
K2O%	4.77	3.41	0.1	3.96	0.28	4.71	4.6	3.05	7.42	3.28
MgO%	0.09	0.49	0.09	0.05	0.005	0.05	0.2	0.91	0.14	0.14
MnO%	0.01	0.07	0.02	0.01	0.005	0.005	0.02	0.11	0.01	0.03
Na2O%	2.75	3.5	0.005	3.13	0.04	1.88	2.09	4.2	0.18	3.89
P2O5%	0.02	0.05	0.06	0.02	0.03	0.01	0.02	0.24	0.01	0.04
SiO2%	76.95	73.02	94.58	75.98	93.21	77.75	76.16	64.6	77.42	72.41
TiO2%	0.03	0.14	0.29	0.15	0.26	0.05	0.19	0.57	0.07	0.27
LOI%	1.2	1.6	0.9	1.3	0.6	1.9	1.7	3.3	1.1	2.1
Muestra	GE-14760	GE-14761	GE-14762	GE-14763	GE-14764	GE-14765	GE-14766	GE-14768	GE-14769	GE-14770
Este	2622030	2622821	2621002	2621231	2620678	2620634	2620476	2619825	2620209	2620310
Norte	4691980	4691398	4691035	4690981	4691501	4691633	4691711	4691704	4691521	4691596
Cota	182	155	153	145	156	165	148	138	137	137
Al2O3%	11.4	14.52	15.34	12.08	1.37	15.01	8.62	15.72	8.92	11.13
CaO%	0.09	1.09	0.71	0.29	0.57	0.46	0.23	3.65	0.09	0.27
Cr2O3%	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Fe2O3%	1.52	3.97	5.82	2.63	0.94	0.25	1.68	6.56	1.42	1.25
K2O%	9.64	5.3	4.76	6.59	0.07	0.13	2.08	2.61	2.22	1.23
MgO%	0.06	0.42	0.46	0.06	0.14	0.21	0.17	1.32	0.16	0.14
MnO%	0.02	0.06	0.09	0.02	0.01	0.005	0.02	0.19	0.01	0.01
Na2O%	0.17	3.34	3.79	2.73	0.005	0.14	0.1	4.5	0.05	0.15
P2O5%	0.005	0.1	0.26	0.03	0.03	0.04	0.01	0.26	0.005	0.01
SiO2%	75.85	66.68	65.93	73.73	93.37	76.38	82.31	60.88	81.27	80.92
TiO2%	0.04	0.35	0.79	0.11	1.45	0.35	0.17	0.77	0.19	0.21
LOI%	0.49	2.36	2.36	0.84	0.94	6.42	2.28	2.76	2.05	3.78
Muestra	GE-14771	GE-14772	GE-14773	GE-14774	GE-14775	GE-14776	GE-14777	GE-14778	GE-14779	GE-14780
Este	2620288	2620508	2620831	2620915	2620738	2620637	2620203	2620309	2619572	2619446
Norte	4691758	4692578	4692433	4692539	4692625	4692587	4693750	4694004	4695140	4695199
Cota	136	144	165	171	164	151	164	160	141	151
Al2O3%	11.67	1.87	12.97	10.71	0.65	11.16	15.31	13.91	14.72	14.13
CaO%	0.19	0.47	0.13	0.15	0.04	0.13	1.22	0.52	3.35	0.72
Cr2O3%	0.005	0.005	0.005	0.005	0.010	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Fe2O3%	1.7	2.02	1.48	2.03	1.47	0.79	4.32	2.69	5.06	3.89
K2O%	3.37	0.36	2.1	2.79	0.12	2.82	3.71	3.56	2.85	3.74
MgO%	0.17	0.11	0.2	0.24	0.02	0.17	0.2	0.12	0.99	0.16
MnO%	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.05	0.01	0.12	0.03
Na2O%	3.02	0.06	0.09	0.05	0.01	0.11	4.79	4.45	4.05	3.91
P2O5%	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.02	0.13	0.03	0.18	0.07
SiO2%	76.88	90.84	78.68	80.56	96.41	80.07	65.56	69.25	65.72	71.32
TiO2%	0.21	0.38	0.07	0.06	0.32	0.29	0.42	0.27	0.44	0.34
LOI%	1.75	1.51	3.55	2.87	0.23	2.91	1.68	2.41	2.62	2.34
Muestra	GE-14781	GE-14821	GE-14822	GE-14823	GE-14824					
Este	2619314.5	2620563	2620540	2621394	2621546					
Norte	4692402	4690642	4690605	4692234	4692743					
Cota	140.5	139	135	165	166					
Al2O3%	13.1	13.47	13.7	11.43	12.81					
CaO%	0.25	0.73	1	0.08	0.3					
Cr2O3%	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005					
Fe2O3%	3.07	3.21	3.71	1.55	1.09					
K2O%	4.06	5.67	5.36	7.03	6.41					
MgO%	0.14	0.21	0.26	0.23	0.15					
MnO%	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01					
Na2O%	3.68	2.7	3.05	0.34	1.11					
P2O5%	0.01	0.05	0.09	0.01	0.01					
SiO2%	74.66	72.47	68.33	75.71	75.25					
TiO2%	0.18	0.22	0.3	0.11	0.1					
LOI%	1.71	2.16	1.81	1.59	1.74					



## Anexo 6

Isótopos Estables: Isótopos de hidrógeno y oxígeno en muestras de veta y caolinita supérgena.



Queen's Facility for Isotope Research  
Department of Geological Sciences  
Miller Hall, Queen's University  
Kingston, Ontario, Canada K7L 3N6  
Tel. (613) 533-2183  
Fax. (613) 533-6592

14/09/2020

Dear Shane,

Please find below the results from your WO: ME20050461 for isotopic analyses of  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ . QFIR protocols ensure both QA and QC reported herein for on-line results by generating 10% analyses each of the following: 1) certified reference materials and secondary standards 2) random duplication of unknown samples and 3) blanks. The off-line results are ensured by generating 20% standard analyses. This assurance and control program provides the routine monitoring of quality of both the measurements and the instrumentation.

Please note that all results are calibrated to certified reference materials, reported in standard permil notation (‰) and relative to the following international standards below:

<i>Isotope</i>	<i>Reference Material</i>
$\delta^2\text{H}$ relative to	VSMOW, VSLAP
$\delta^{18}\text{O}$ relative to	VSMOW, VSLAP

Precision, in permil notation (‰) is based upon duplicate sample analyses. Accuracy reported below, in permil notation (‰) is based upon primary or secondary standard analyses as follows:

<i>Isotope</i>	<i>Accuracy (std. dev.)</i>
$\delta^2\text{H}$	1.5‰
$\delta^{18}\text{O}$	0.4‰

Assoc. Prof. Matthew Leybourne & Assoc. Prof. Dan Layton-Matthews, co-Directors QFIR

Matthew Leybourne 

**Client Name:**

ALS Canada Ltd.  
2103 Dollarton Highway  
North Vancouver, BC V7H 0A7 Canada

**WO#:** ME20050461**No. of Samples:** n=3 whole rock, n=1 kaolinite

Sample ID	$\delta^2\text{H}$ ‰ vs VSMOW	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs VSMOW
BD-0436	-99	3.1
BD-0441	-105	2.8
FI-0124	-136	4.7
AD-0053	-83	13.8

**Methodology:**

**Oxygen (silicates):** Oxygen was extracted from 5mg samples at 550-600°C according to the conventional  $\text{BrF}_5$  procedure of Clayton and Mayeda (1963) and analyzed via dual inlet on a Thermo-Finnigan Delta<sup>Plus</sup> XP Isotope-Ratio Mass Spectrometer (IRMS).  $\delta^{18}\text{O}$  values are reported using the delta ( $\delta$ ) notation in units of permil (‰) relative to Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) international standard, with a precision of 0.4‰.

**Hydrogen (in minerals):** Samples were weighed into silver capsules, degassed for 1 hour at 100°C then crushed and loaded into a zero-blank auto sampler. The hydrogen isotopic composition was measured using a Thermo-Finnigan thermo-combustion elemental analyzer (TC/EA) coupled to a Thermo-Finnigan MAT 253 Continuous-Flow Isotope-Ratio Mass Spectrometer (CF-IRMS).  $\delta^2\text{H}$  values are reported using delta ( $\delta$ ) notation in permil (‰), relative to Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW), with a precision of 3‰.

**Sample storage policy:**

Samples are kept for 90 days from the date data is released, then disposed of. Please note that unless specifically requested, unused sample material will not be returned to you. If you wish to have your samples shipped back to you, please provide a shipping account; alternatively, the shipping costs can be added to your invoice upon request.



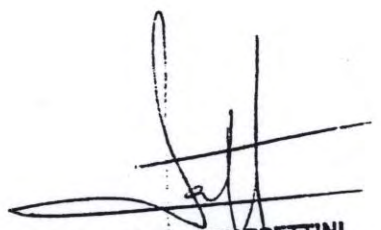
# Anexo 7

Isótopos Inestables:  
Edad de la mineralización

BUENOS AIRES, 12 de Enero de 1999

Coordinador Técnico de Delegaciones Regionales  
Dr. Mario Zubia

Adjunto al presente la información enviada por el Dr. Greg Duning de la University of Newfoundland - Centre for Earth Resources Research, Department of Earth Sciences, sobre edades del Macizo del Deseado.



Dr. EDUARDO ZAPPETINI  
Director de Recursos Geológico Mineros

DR:

CESAR VIDAL

Adjunto COPIA DE DATACION RADIMETRICA HECHA POR LA

GENTE DE LA UNIVERSIDAD DE NEWFOUNDLAND.

MUESTRAS DE ADULANIA EN MARTINETAS DIERON  $167,9 \pm 1.71$  MQ.



DANILO P SILVA  
Lic. Cs Geológicas  
Mat. Prof Nac N° 2140  
M.P Pcia Bs. As. B-G 475





# Memorial

University of Newfoundland

Centre for Earth Resources Research  
Department of Earth Sciences

①

## FAX

To: Dr. Eduardo Zappettini, SEGEMAR

From: Greg Dunning

Date: January 11, 1999

Re: Final data: U/Pb ages of samples

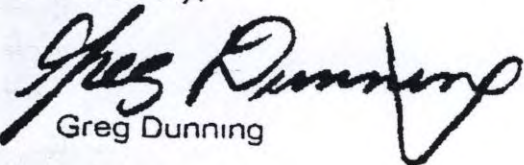
FAX: 541 349-3171

I am sending the concordia diagram and data table for samples of Vanguardia #1 and Espejo #16 on the following 2 pages. Both ages are now clearly determined from duplicated concordant points.

The new Manatial data confirms its age and below I outline the individual ages and 2 sigma uncertainties on each age. (These are at absolute 2 sigma (ie; 2 x 1 sigma, not the much smaller 2 sigma error of the mean).

		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
Z1	needles	159.9 +/-0.5 Ma	159.9 +/-0.5 Ma
Z2	prisms	159.7 +/-0.6 Ma	159.8 +/-0.8 Ma

Sincerely,

  
Greg Dunning

SUPPORT

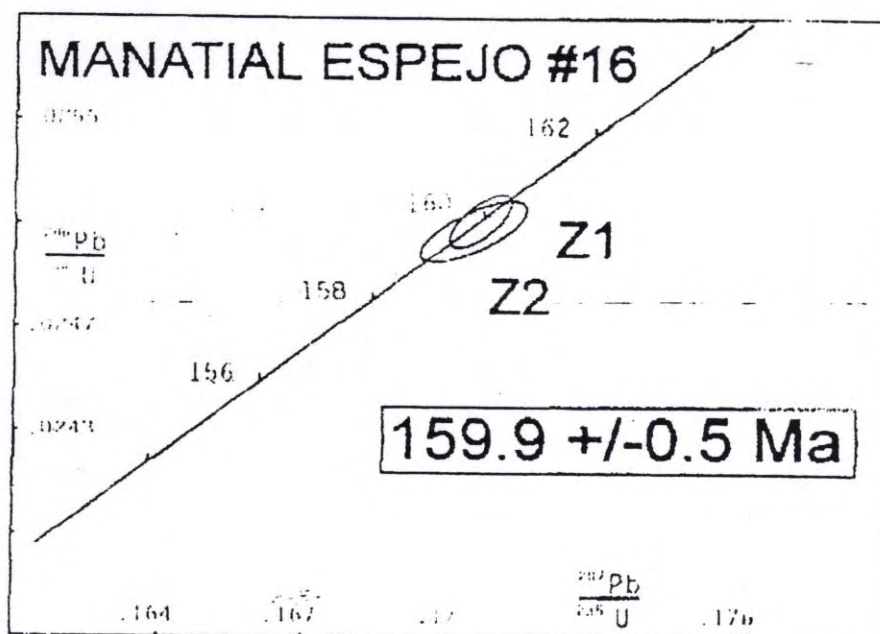
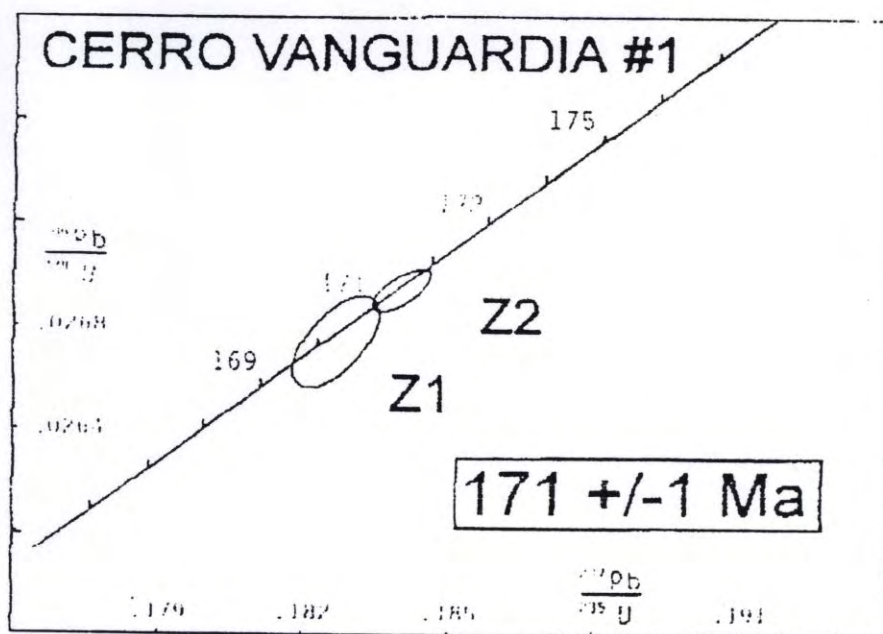




TABLE 1: U/Pb ZIRCON DATA FROM ARGENTINIAN ROCKS

Fraction	Concentration		Measured	Corrected Atomic Ratios				Age (Ma)	
	Weight (mg)	U (ppm)		Pb (ppm)	206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/206Pb		
CERRO VANGUARDIA #1									
Z1 Clr 12g prisms abr	0.063	172	5.0	19	974	0.1847	0.02674	14	173
Z2 Clr prisms abr	0.059	194	5.5	19	1026	0.1831	0.02694	6	173
								1.1226	
								1.1242	
								3	
								4	
								0.04993	
								12	
								171	
								172	
								173	
MANATIAL ESPEJO #16									
Z1 needles abr	0.025	579	15.7	33	933	0.2011	0.02512	8	160
Z2 Clr prisms abr	0.013	789	20.5	29	565	0.2109	0.02508	10	162
								0.1706	
								6	
								0.04925	
								12	
								160	
								162	

3





**Final Report**  
 **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology of Adularia Veins, Argentina**

September, 1999

This report outlines the results from 2  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  samples that have been analyzed for Benoit Dubé and SERGEMAR (Argentina) in the Geochronology Laboratory of the Geological Survey of Canada, Ottawa.

Each sample, is presented individually with a synopsis of the sample results and interpretation of the age, as well as a plot of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data. Details of the display and use of this plots is presented below.

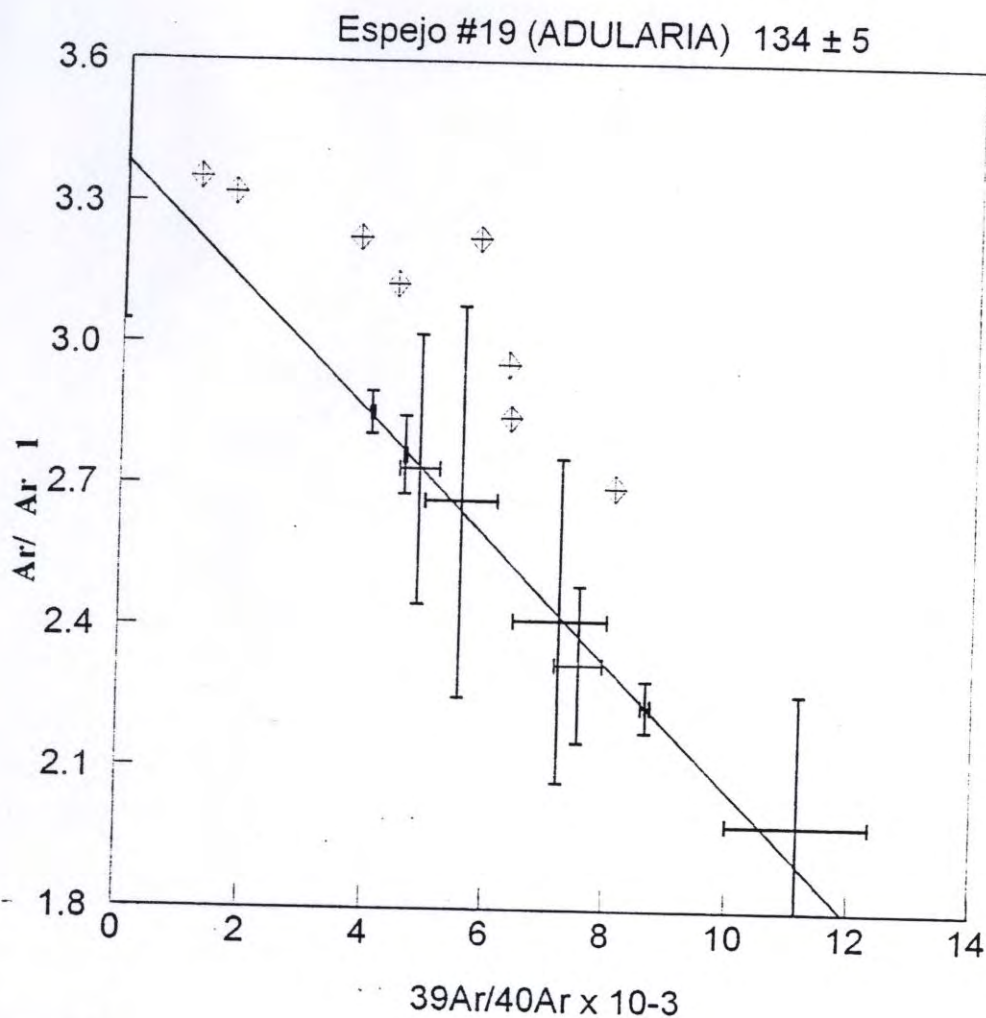
**$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Analytical Protocol:**

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  samples were analyzed by splitting the samples into 2-3 aliquots. Initially, each aliquot of a sample is treated as a separate step-heated analysis. If two aliquots give identical plateau ages (within error), the data is combined and treated as a single step-heated analysis for data reduction. Ages are referenced to a Fish Canyon Tuff Sanidine (FCT-SAN) standard with an assumed age of 28.03 Ma (Renne et al., 1994). It should be noted that any refinement or change in the accepted age of FCT-SAN will affect the absolute age (i.e. the age when used in comparison to age data produced by other laboratories or methods) but will not affect any age differential between the samples analyzed herein.

In gas release diagrams, multiple step-heating analyses are combined to form a single result, whereby the fraction of  $^{39}\text{Ar}$  released relative to the sum total of  $^{39}\text{Ar}$  released for all analyses forms the x-axis. Thus, the apparent  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of each heating step is plotted against the cumulative amount of  $^{39}\text{Ar}$  released from the sample, normalized to 100% for the total  $^{39}\text{Ar}$  released over all aliquots. Because of the use of replicate analyses (aliquots), gas release plots presented here differ from conventional  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  spectra in that data from each aliquot is displayed in adjacent, alternately shaded regions of a gas release spectra. Upon ascertaining reproducibility of individual spectra and plateau regions between aliquots, data was combined by integrating plateau portions (marked by line above steps) weighted by analytical error. Alternatively, data may be presented on inverse isochron diagrams which essentially provide a graphical display of mixtures of pure atmospheric ( $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , marked by the y-intercept) and pure radiogenic Ar ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  marked by the x-intercept). In this case, relationship between temperature of heating and apparent age are lost, but the most radiogenic steps are considered to give the best estimate of the age. Age and errors for each gas fraction were calculated using formulae detailed in Roddick (1988). Analytical uncertainties for individual steps are reported at the  $2\sigma$  level and do not include uncertainty in irradiation calibration of the amount of  $^{39}\text{K}$  converted to  $^{39}\text{Ar}$  (J factor). The error limit in the final age determination includes uncertainty in the J parameter, typically 0.5% ( $1\sigma$ ).

**Synopsis of Sample Results:**

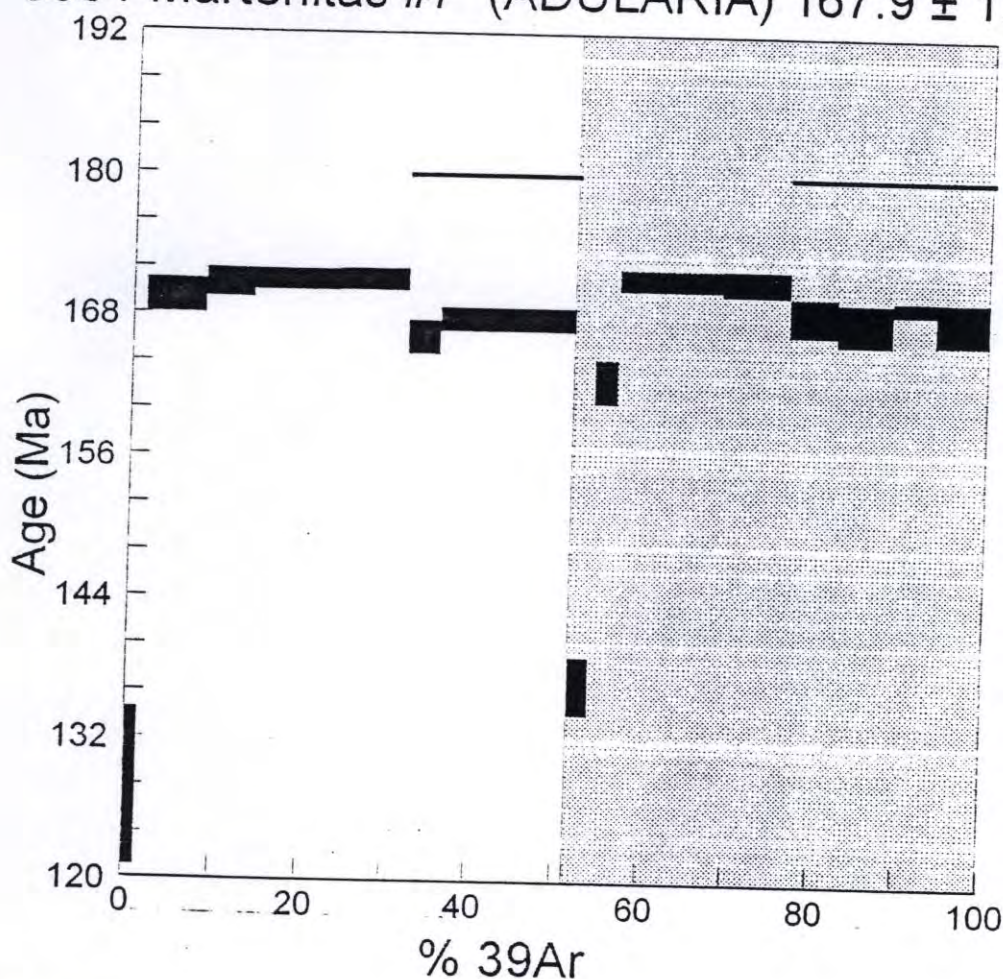




**Espejo #19:**

In the diagram above, steps not included in the regression are marked by diamond-shaped patterns. In general, these points represent low temperature steps and indicate Ar-loss as evidenced by their placement above the regression line. Furthermore, all these steps have lower proportions of radiogenic Ar. Four aliquots (two more than are normally done) were run for this sample in an attempt to increase the precision of the age. As such, although of poor precision because of the small number of radiogenic steps and the small amounts of gas contained in each of those steps, the age is determined to be  $134 \pm 5$  Ma

# 5561 Martenitas #7 (ADULARIA) $167.9 \pm 1.71$



## Martenitas:

Because of the general reproducibility of the step-heating patterns, a gas release plot is presented for this sample. Both aliquots display an initial low apparent age and rise to a high apparent age before settling to a plateau. This pattern is common in K-feldspar and is referred to as humped-shapes patterns. Because of the reproducibility of the highest temperature parts of each spectrum, this age is chosen as the age of the material. However, given the complexity in the overall pattern and the suitable, but low gas amounts in the plateau portion, this age should be used cautiously. Regardless of these assumptions, an age in the 168-172 Ma range is warranted by the fact that the mid to high temperature steps all fall in this age range.

Should you have any questions, please do not hesitate to contact me. I would be happy to write up any additional information that you feel is needed to complete the data sets.

Mike Villeneuve  
Geological Survey of Canada  
601 Booth St.  
Ottawa, Ontario



## References:

- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p.637-649.
- Parrish, R.R., Roddick, J.C., Loveridge, W.D. and Sullivan, R.W. 1987. Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada. In *Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 1*, Geological Survey of Canada, Paper 87-2, p.3-7.
- Renne, P.R., Deino, A.L., Walter, R.C., Turrin, B.D., Swisher III, C.C., Becker, T.A., Curtis, G.H., Sharp, W.D., and Jaouni, A.-R., 1994. Intercalibration of astronomical and radioisotopic time: *Geology*, v. 22, p. 783-786.
- Roddick, J.C., 1987. Generalized numerical error analysis with application to geochronology and thermodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p.359-362.
- Roddick, J.C., 1988. The assessment of errors in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, in *Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 2*. Geological Survey of Canada, Paper 88-2, p. 3-8.
- Roddick, J.C., Cliff, R.A. and Rex, D.C. 1980. The evolution of excess argon in alpine biotites — a  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  analysis: *Earth and Planetary Science Letters*, v.48. p. 185-208.
- Villeneuve, M.E. and MacIntyre, D.G., 1997, Laser  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of the Babine porphyries and Newman Volcanics, Fulton Lake map area, west-central British Columbia, in *Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 10*, Geological Survey of Canada, Current Research 1997-F, p. 131-139.
- York, D., 1969, Least squares fitting of a straight line with correlated errors: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 5. p. 320-324.



## Anexo 8

Datos estructurales: Orientación de las  
estructuras aflorantes en el distrito Martinetas

## Datos de RBZ e inclinación de las fallas y diaclasas del distrito Martinetas

<b>Estructura</b>	<b>50</b>	<b>53</b>	<b>65</b>	<b>66</b>	<b>67</b>	<b>68</b>	<b>73</b>	<b>74</b>	<b>96</b>	<b>108</b>	<b>109</b>	<b>111</b>	<b>112</b>
Este	2621294	2621305	2621236	2621228	2621222	2621217	2621213	2621214	2621125	2621149	2621151	2621150	2621150
Norte	4692390	4692372	4692361	4692362	4692364	4692367	4692404	4692404	4692518	4692507	4692506	4692503	4692507
Cota	157	158	157	157	157	157	157	156	151	151	151	151	151
Tipo	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla
Inclinación	80	74	88	70	82	90	90	85	53	85	51	64	55
RBZ	186	35	205	185	324	209	24	25	85	25	105	80	100
<b>Estructura</b>	<b>113</b>	<b>114</b>	<b>115</b>	<b>116</b>	<b>117</b>	<b>118</b>	<b>119</b>	<b>120</b>	<b>121</b>	<b>121</b>	<b>122</b>	<b>123</b>	<b>124</b>
Este	2621123	2621116	2621112	2621102	2621079	2621077	2621026	2621021	2621018	2621141	2621016	2621011	2621004
Norte	4692429	4692428	4692429	4692431	4692450	4692452	4692471	4692473	4692475	4692500	4692477	4692480	4692485
Cota	157	157	156	156	156	156	156	156	155	152	156	156	156
Tipo	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla
Inclinación	86	76	50	64	76	55	85	76	78	25	76	76	75
RBZ	310	350	40	20	106	80	355	5	10	290	358	13	15
<b>Estructura</b>	<b>125</b>	<b>126</b>	<b>130</b>	<b>131</b>	<b>135</b>	<b>136</b>	<b>137</b>	<b>137</b>	<b>138</b>	<b>139</b>	<b>141</b>	<b>142</b>	<b>144</b>
Este	2620999	2621125	2621206	2621204	2620973	2620973	2621056	2620974	2620977	2620977	2621066	2621073	2621092
Norte	4692489	4692507	4692379	4692391	4692574	4692584	4692536	4692590	4692597	4692618	4692473	4692469	4692445
Cota	156	150	157	156	156	157	157	157	157	157	151	152	151
Tipo	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla
Inclinación	74	88	89	80	56	44	85	43	51	52	77	68	56
RBZ	25	195	40	8	219	230	203	195	245	160	35	35	219
<b>Estructura</b>	<b>151</b>	<b>152</b>	<b>159</b>	<b>161</b>	<b>165</b>	<b>175</b>	<b>178</b>	<b>181</b>	<b>182</b>	<b>186</b>	<b>193</b>	<b>210</b>	<b>142a</b>
Este	2621113	2621114	2621080	2621082	2621088	2621103	2621104	2621111	2621112	2621127	2621135	2621148	2621080
Norte	4692486	4692485	4692739	4692739	4692741	4692741	4692740	4692737	4692737	4692735	4692741	4692742	4692459
Cota	151	152	157	157	157	157	157	157	156	156	157	157	151
Tipo	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla
Inclinación	90	82	54	60	63	38	17	46	66	64	40	55	62
RBZ	210	20	285	112	50	60	154	7	350	339	4	355	75
<b>Estructura</b>	<b>142b</b>	<b>161a</b>	<b>p86</b>	<b>R29</b>	<b>R31</b>	<b>R36</b>	<b>R37</b>	<b>R40</b>	<b>R60</b>	<b>R62</b>	<b>c1</b>	<b>c2</b>	<b>c3</b>
Este	2621082	2621083	2621169	2621069	2621217	2621228	2621228	2621231	2621217	2621219	2621152	2621152	2621154
Norte	4692455	4692740	4692563	4692599	4692504	4692513	4692513	4692511	4692566	4692574	4692503	4692503	4692502
Cota	152	157	153	151	157	157	157	157	157	160	151	151	151
Tipo	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla
Inclinación	47	75	54	76	44	70	80	87	90	82	28	74	70
RBZ	85	238	74	171	209	53	71	145	207	219	260	105	73
<b>Estructura</b>	<b>c4</b>	<b>c6</b>	<b>c12</b>	<b>c14</b>	<b>c17</b>	<b>c23</b>	<b>c36</b>	<b>17</b>	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>23</b>	<b>27</b>	<b>34</b>
Este	2621154	2621157	2621163	2621166	2621172	2621187	2621175	2621236	2621218	2621223	2621243	2621182	2621241
Norte	4692502	4692500	4692496	4692494	4692490	4692477	4692451	4692472	4692448	4692443	4692464	4692476	4692466
Cota	152	152	152	151	151	151	153	157	154	153	155	154	157
Tipo	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Falla	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	60	22	32	21	51	21	80	68	82	80	32	90	66
RBZ	170	292	167	278	171	295	24	281	222	215	75	55	149
<b>Estructura</b>	<b>35</b>	<b>40</b>	<b>41</b>	<b>42</b>	<b>44</b>	<b>87</b>	<b>91</b>	<b>95</b>	<b>105</b>	<b>114</b>	<b>116</b>	<b>117</b>	<b>126</b>
Este	2621245	2621131	2621127	2621127	2621269	2621016	2621293	2621292	2621207	2621148	2621148	2621139	2621211
Norte	4692461	4692562	4692564	4692566	4692415	4692610	4692380	4692376	4692433	4692501	4692501	4692504	4692372
Cota	157	153	153	153	157	151	154	154	156	151	151	151	156
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	36	88	84	85	72	80	84	80	50	88	84	87	63
RBZ	75	215	218	205	290	25	20	182	263	25	176	175	347
<b>Estructura</b>	<b>133</b>	<b>134</b>	<b>140</b>	<b>143</b>	<b>171</b>	<b>172</b>	<b>172</b>	<b>213</b>	<b>214</b>	<b>244</b>	<b>246</b>	<b>247</b>	<b>248</b>
Este	2621046	2621053	2621026	2621084	2621035	2621097	2621097	2621160	2621162	2621205	2621205	2621207	2621208
Norte	4692555	4692551	4692483	4692451	4692507	4692742	4692742	4692740	4692739	4692669	4692659	4692652	4692648
Cota	153	153	152	152	154	157	157	158	158	157	157	158	157
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	83	88	56	87	34	61	52	89	73	80	79	87	87
RBZ	13	212	247	10	5	337	307	40	40	40	208	227	220
<b>Estructura</b>	<b>111c</b>	<b>211a</b>	<b>213a</b>	<b>A1</b>	<b>A9</b>	<b>p10</b>	<b>p101</b>	<b>p103</b>	<b>p104</b>	<b>p105</b>	<b>p108</b>	<b>p109</b>	<b>p11</b>
Este	2621150	2621153	2621161	2621149	2621112	2621125	2621185	2621196	2621203	2621204	2621209	2621212	2621127
Norte	4692503	4692742	4692740	4692748	4692745	4692689	4692494	4692491	4692484	4692483	4692475	4692472	4692692
Cota	151	157	158	168	166	154	154	154	153	154	154	154	153
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	43	64	37	38	44	46	81	60	88	79	60	69	48
RBZ	82	123	155	131	326	101	119	94	134	25	84	130	117
<b>Estructura</b>	<b>A29</b>	<b>A3</b>	<b>A30</b>	<b>A31</b>	<b>p110</b>	<b>p111</b>	<b>p115</b>	<b>p117</b>	<b>p118</b>	<b>p14</b>	<b>p15</b>	<b>p16</b>	<b>p17</b>
Este	2621000	2621149	2620969	2620964	2621214	2621219	2621210	2621204	2621202	2621134	2621135	2621136	2621137
Norte	4692687	4692749	4692649	4692628	4692470	4692466	4692437	4692439	4692440	4692697	4692698	4692698	4692699
Cota	166	167	166	167	154	154	154	154	153	154	153	154	154
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	55	55	89	64	74	56	62	76	87	78	64	49	62
RBZ	291	117	316	309	44	57	336	204	221	143	126	114	126
<b>Estructura</b>	<b>p27</b>	<b>p32</b>	<b>p33</b>	<b>p34</b>	<b>p35</b>	<b>p36</b>	<b>p37</b>	<b>p38</b>	<b>p51</b>	<b>p56</b>	<b>p57</b>	<b>p62</b>	<b>p66</b>
Este	2621146	2621151	2621148	2621150	2621117	2621116	2621111	2621104	2621080	2621072	2621071	2621066	2621059
Norte	4692705	4692718	4692722	4692723	4692718	4692717	4692719	4692721	4692714	4692704	4692703	4692698	4692692
Cota	154	154	153	155	154	154	154	154	154	154	153	154	153
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	80	80	73	40	80	43	37	52	87	52	72	68	81
RBZ	45	50	42	116	229	21	327	333	238	46	60	94	38
<b>Estructura</b>	<b>p71</b>	<b>p74</b>	<b>p76</b>	<b>p8</b>	<b>p80</b>	<b>p81</b>	<b>p82</b>	<b>p84</b>	<b>p85</b>	<b>p87</b>	<b>p88</b>	<b>p89</b>	<b>p90</b>
Este	2621038	2621136	2621143	2621122	2621150	2621151	2621152	2621159	2621168	2621171	2621179	2621194	2621191
Norte	4692681	4692600	4692597	4692686	4692590	4692588	4692587	4692580	4692565	4692563	4692560	4692544	4692523
Cota	153	154	153	154	153	154	154	154	153	154	154	154	155
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	86	74	90	21	68	82	87	90	77	89	90	73	68
RBZ	44	160	143	235	44	217	53	39	219	245	20	206	216

<b>Estructura</b>	<b>p93</b>	<b>p99</b>	<b>R10</b>	<b>R100</b>	<b>R102</b>	<b>R104</b>	<b>R108</b>	<b>R11</b>	<b>R111</b>	<b>R12</b>	<b>R122</b>	<b>R123</b>	<b>R128</b>
Este	2621188	2621181	2621131	2621234	2621229	2621228	2621227	2621130	2621228	2621139	2621242	2621243	2621252
Norte	4692515	4692502	4692499	4692602	4692594	4692584	4692574	4692499	4692570	4692495	4692530	4692528	4692503
Cota	154	154	152	167	166	166	167	151	167	152	166	166	166
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	78	72	24	72	78	74	52	85	81	45	61	61	85
RBZ	205	218	296	235	237	224	214	154	235	231	161	174	220
<b>Estructura</b>	<b>R13</b>	<b>R130</b>	<b>R131</b>	<b>R132</b>	<b>R135</b>	<b>R137</b>	<b>R138</b>	<b>R138</b>	<b>R139</b>	<b>R141</b>	<b>R143</b>	<b>R144</b>	<b>R145</b>
Este	2621142	2621249	2621245	2621244	2621237	2621008	2621235	2621004	2621002	2621004	2621019	2621256	2621258
Norte	4692496	4692501	4692500	4692499	4692495	4692667	4692491	4692661	4692659	4692650	4692692	4692456	4692453
Cota	152	167	167	166	166	154	166	154	153	154	156	166	167
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	83	78	87	72	88		55					78	84
RBZ	25	241	240	234	215	294	348	296	309	288	316	64	36
<b>Estructura</b>	<b>R15</b>	<b>R152</b>	<b>R155</b>	<b>R156</b>	<b>R16</b>	<b>R17</b>	<b>R18</b>	<b>R21</b>	<b>R22</b>	<b>R28</b>	<b>R34</b>	<b>R4</b>	<b>R41</b>
Este	2621147	2621268	2621271	2621280	2621148	2621150	2621131	2621102	2621099	2621071	2621218	2621125	2621241
Norte	4692498	4692427	4692422	4692413	4692500	4692502	4692546	4692584	4692587	4692597	4692508	4692497	4692507
Cota	152	166	166	166	152	152	152	151	152	151	157	151	156
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	88	68	78	76	73	43	78	88	90	62	89	36	83
RBZ	218	26	316	209	21	90	36	46	44	161	206	256	223
<b>Estructura</b>	<b>R42</b>	<b>R45</b>	<b>R46</b>	<b>R48</b>	<b>R51</b>	<b>R56</b>	<b>R57</b>	<b>R61</b>	<b>R63</b>	<b>R65</b>	<b>R67</b>	<b>R68</b>	<b>R69</b>
Este	2621245	2621251	2621251	2621236	2621230	2621215	2621215	2621218	2621220	2621221	2621222	2621222	2621222
Norte	4692507	4692508	4692509	4692514	4692515	4692550	4692559	4692571	4692575	4692578	4692585	4692587	4692588
Cota	160	151	150	154	152	157	157	160	157	158	159	158	158
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	88	62	89	64	82	75	83	88	71	85	60	78	81
RBZ	211	136	44	193	208	211	46	44	225	230	228	236	231
<b>Estructura</b>	<b>R70</b>	<b>R71</b>	<b>R72</b>	<b>R73</b>	<b>R74</b>	<b>R76</b>	<b>R77</b>	<b>R80</b>	<b>R82</b>	<b>R83</b>	<b>R87</b>	<b>R89</b>	<b>R90</b>
Este	2621223	2621224	2621225	2621225	2621226	2621226	2621227	2621227	2621226	2621224	2621227	2621228	2621234
Norte	4692592	4692596	4692600	4692601	4692602	4692608	4692615	4692624	4692630	4692644	4692658	4692667	4692674
Cota	159	159	160	160	161	161	161	162	163	164	167	168	169
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	78	62	64	63	72	88	68	88	80	80	88	78	65
RBZ	225	220	240	227	235	210	211	46	224	221	214	232	231
<b>Estructura</b>	<b>R92</b>	<b>R95</b>	<b>R96</b>	<b>R99</b>	<b>S13</b>	<b>S3</b>	<b>S4</b>	<b>X1</b>	<b>T25</b>	<b>T42</b>	<b>T73</b>	<b>T74</b>	<b>T75</b>
Este	2621228	2621250	2621248	2621239	2621113	2621087	2621088	2621155	2621148	2621159	2621177	2621177	2621175
Norte	4692647	4692612	4692610	4692606	4692616	4692636	4692635	4692749	4692577	4692528	4692487	4692486	4692484
Cota	167	167	167	166	154	154	154	167	152	152	152	152	152
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	88	78	71	76	89	88	75	43	76	90	90	87	83
RBZ	211	234	244	225	41	46	20	134	36	42	219	219	201
<b>Estructura</b>	<b>T76</b>	<b>T80</b>	<b>T81</b>	<b>T82</b>	<b>T84</b>	<b>T88</b>	<b>T89</b>	<b>T90</b>	<b>T91</b>	<b>T92</b>	<b>T99</b>	<b>T109</b>	<b>T110</b>
Este	2621173	2621164	2621162	2621160	2621158	2621151	2621148	2621148	2621148	2621144	2621192	2621175	2621215
Norte	4692482	4692471	4692468	4692467	4692464	4692454	4692451	4692450	4692450	4692446	4692474	4692452	4692469
Cota	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152	153	154
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa
Inclinación	84	81	81	90	57	42	65	80	79	88	68	43	76
RBZ	211	213	204	206	94	160	196	207	193	215	215	199	174
<b>Estructura</b>	<b>T115</b>	<b>T116</b>	<b>T119</b>	<b>T122</b>	<b>c18</b>	<b>c21</b>	<b>c24</b>	<b>c25</b>	<b>c27</b>	<b>c38</b>	<b>c39</b>	<b>c22</b>	
Este	2621206	2621204	2621198	2621194	2621174	2621184	2621189	2621189	2621195	2621144	2621141	2621187	
Norte	4692459	4692457	4692449	4692445	4692489	4692479	4692477	4692476	4692473	4692459	4692460	4692477	
Cota	152	152	152	152	152	152	151	151	151	151	151	150	
Tipo	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	Diaclasa	
Inclinación	90	90	73	77	84	86	64	21	58	69	55	84	
RBZ	236	226	224	269	211	38	212	136	85	92	190	232	



## Datos de RBZ, inclinación y potencia (cm) de las vetas/vetillas del distrito Martinetas

Vetillas menores a 20 cm

Estructura	1	2	2	3	3	4	4	5	5	6	6	7
Este	2621192	2621218	2621193	2621194	2621219	2621222	2621197	2621223	2621198	2621200	2621223	2621224
Norte	4692475	4692499	4692474	4692474	4692495	4692491	4692472	4692489	4692470	4692469	4692488	4692488
Cota	154	157	154	154	156	156	154	156	154	154	156	156
Inclinación	17	50	83	61	82	87	83	72	87	32	86	62
RBZ	70	211	210	50	70	10	220	145	210	15	65	164
Potencia	2	6	3	10	5	10	6	7	6	4	2	4
Estructura	8	9	9	10	10	11	11	12	12	13	13	13
Este	2621202	2621227	2621205	2621225	2621208	2621210	2621229	2621230	2621212	2621214	2621232	2621232
Norte	4692468	4692484	4692468	4692487	4692466	4692463	4692481	4692479	4692461	4692459	4692477	4692477
Cota	154	156	154	157	154	154	156	157	154	154	157	157
Inclinación	68	68	23	50	37	18	90	80	58	40	84	50
RBZ	145	222	170	171	15	165	230	190	185	315	40	197
Potencia	3	12	5	2	1	6	4	4	2	4	3	2
Estructura	14	14	15	16	16	17	17	18	19	19	20	20
Este	2621232	2621214	2621232	2621233	2621217	2621236	2621236	2621228	2621239	2621225	2621240	2621240
Norte	4692477	4692458	4692476	4692476	4692449	4692472	4692472	4692482	4692469	4692441	4692468	4692468
Cota	157	154	157	157	153	157	157	157	156	154	157	157
Inclinación	56	60	82	70	88	82	20	75	55	70	60	52
RBZ	195	180	195	100	215	195	176	215	185	195	197	197
Potencia	3	3	3	12	5	5	2	3	2	1	4	3
Estructura	20	21	21	22	22	23	24	24	25	25	26	26
Este	2621214	2621242	2621214	2621243	2621211	2621209	2621200	2621245	2621248	2621187	2621250	2621183
Norte	4692446	4692465	4692447	4692463	4692449	4692450	4692460	4692461	4692454	4692469	4692451	4692472
Cota	154	156	154	157	153	153	154	157	156	154	156	155
Inclinación	64	78	65	74	80	80	80	76	56	20	75	12
RBZ	187	215	294	228	240	218	214	237	210	134	185	355
Potencia	1	3	1	3	2	15	5	3	9	2	5	3
Estructura	27	29	29	30	30	31	31	32	32	33	33	34
Este	2621250	2621181	2621252	2621179	2621251	2621178	2621252	2621179	2621252	2621176	2621253	2621176
Norte	4692450	4692538	4692446	4692539	4692445	4692539	4692445	4692539	4692443	4692540	4692441	4692541
Cota	156	154	156	154	156	154	156	154	156	154	157	154
Inclinación	60	19	68	31	78	83	66	52	64	49	70	34
RBZ	204	300	205	77	208	229	208	135	192	126	196	275
Potencia	3	10	7	10	2	4	3	10	1	5	1	1
Estructura	35	36	37	37	38	38	39	39	40	50	51	52
Este	2621175	2621242	2621161	2621254	2621134	2621255	2621254	2621133	2621256	2621100	2621120	2621119
Norte	4692541	4692465	4692556	4692436	4692561	4692436	4692437	4692561	4692433	4692611	4692599	4692600
Cota	154	156	154	156	153	157	156	153	156	154	154	154
Inclinación	47	72	72	72	84	81	55	85	84	48	78	68
RBZ	115	335	194	200	209	35	350	220	209	333	30	165
Potencia	9	4	8	2	8	5	2	1	11	1	1	1
Estructura	53	54	54	55	55	56	56	57	58	58	59	59
Este	2621104	2621304	2621097	2621304	2621097	2621303	2621095	2621095	2621091	2621266	2621258	2621090
Norte	4692608	4692371	4692612	4692367	4692612	4692367	4692613	4692614	4692618	4692369	4692367	4692618
Cota	154	157	153	158	153	158	154	154	154	158	158	154
Inclinación	76	70	67	88	52	85	84	88	87	84	69	90
RBZ	146	36	84	40	26	52	147	116	198	27	53	198
Potencia	1	3	0	2	1	2	0	1	4	3	7	4
Estructura	60	60	61	62	62	63	63	64	64	65	66	67
Este	2621257	2621085	2621251	2621077	2621249	2621081	2621245	2621085	2621244	2621089	2621099	2621099
Norte	4692367	4692624	4692366	4692644	4692364	4692644	4692362	4692646	4692361	4692653	4692668	4692667
Cota	157	154	157	153	157	154	157	154	158	154	154	154
Inclinación	68	75	86	90	76	80	80	81	52	89	81	79
RBZ	45	25	12	24	40	50	38	231	45	210	247	226
Potencia	12	3	1	7	1	7	1	4	1	3	4	1
Estructura	68	69	70	71	71	72	72	73	74	75	75	76
Este	2621090	2621212	2621069	2621211	2621066	2621064	2621212	2621061	2621057	2621051	2621214	2621049
Norte	4692694	4692371	4692692	4692401	4692688	4692686	4692402	4692685	4692683	4692683	4692405	4692683
Cota	154	156	154	157	153	153	153	153	153	154	156	153
Inclinación	35	78	68	78	80	88	76	80	80	60	76	89
RBZ	300	15	40	195	39	30	215	35	245	40	185	35
Potencia	5	1	1	4	1	5	3	3	4	1	1	3
Estructura	76	77	77	78	78	79	79	80	81	81	82	83
Este	2621216	2621044	2621216	2621042	2621216	2621039	2621217	2621217	2621218	2621034	2621219	2621219
Norte	4692407	4692682	4692409	4692681	4692408	4692681	4692411	4692412	4692412	4692680	4692413	4692413
Cota	156	153	157	153	157	154	156	157	157	153	156	156
Inclinación	80	75	79	52	84	59	84	85	82	70	80	88
RBZ	227	48	224	40	205	34	20	195	235	43	43	196
Potencia	3	6	2	3	1	3	1	5	2	2	1	17
Estructura	83	84	84	85	85	86	86	87	88	88	88	89
Este	2621023	2621021	2621220	2621018	2621221	2621017	2621221	2621220	2621220	2621108	2621288	2621218
Norte	4692674	4692674	4692414	4692673	4692418	4692673	4692419	4692421	4692422	4692527	4692384	4692424
Cota	153	153	156	154	157	154	157	156	156	151	154	157
Inclinación	46	66	78	86	86	41	90	64	83	90	88	87
RBZ	50	205	211	42	50	155	40	220	212	45	45	30
Potencia	2	2	1	3	1	4	1	3	12	8	5	4
Estructura	89	89	90	90	90	91	91	91	92	92	92	93
Este	2621113	2621288	2621216	2621291	2621114	2621215	2621116	2621116	2621117	2621212	2621296	2621207
Norte	4692523	4692384	4692427	4692383	4692522	4692429	4692520	4692521	4692521	4692431	4692378	4692433
Cota	151	154	156	154	151	156	151	151	151	156	154	156
Inclinación	86	84	67	84	86	51	76	32	74	43	75	48
RBZ	20	45	210	35	10	192	18	131	30	340	15	335
Potencia	4	3	7	5	1	4	3	1	15	1	1	8

Estructura	93	93	93	94	94	94	95	95	96	96	97	97
Este	2621116	2621115	2621297	2621189	2621121	2621297	2621187	2621124	2621290	2621185	2621182	2621126
Norte	4692521	4692520	4692377	4692439	4692519	4692376	4692440	4692518	4692378	4692440	4692443	4692517
Cota	151	151	154	156	151	154	156	151	153	157	156	152
Inclinación	89	62	85	62	36	84	65	68	90	66	63	53
RBZ	35	143	20	178	250	184	178	345	210	178	180	75
Potencia	1	1	1	2	1	1	5	2	10	3	8	1
Estructura	98	98	99	99	100	101	102	102	103	103	104	104
Este	2621179	2621127	2621129	2621177	2621175	2621175	2621138	2621174	2621137	2621214	2621140	2621210
Norte	4692443	4692516	4692516	4692444	4692445	4692445	4692513	4692445	4692513	4692430	4692512	4692432
Cota	156	151	151	157	157	157	152	157	151	156	151	155
Inclinación	82	89	81	65	70	67	52	62	10	66	74	47
RBZ	185	40	177	185	171	175	165	175	5	210	12	205
Potencia	5	3	10	3	2	1	4	1	3	2	15	5
Estructura	105	106	106	107	110	110	112	113	115	120	123	124
Este	2621141	2621177	2621142	2621143	2621151	2621163	2621155	2621150	2621147	2621140	2621129	2621126
Norte	4692511	4692444	4692511	4692510	4692504	4692445	4692443	4692502	4692502	4692501	4692504	4692505
Cota	151	157	151	151	151	156	156	152	151	152	151	151
Inclinación	79	85	19	58	84	63	85	83	74	89	81	81
RBZ	12	330	42	35	200	20	29	185	135	210	155	15
Potencia	2	1	1	2	12	2	8	4	1	8	1	3
Estructura	125	127	127	128	128	129	129	130	131	132	136	138
Este	2621125	2621210	2621039	2621210	2621040	2621042	2621209	2621043	2621043	2621209	2621054	2621057
Norte	4692506	4692373	4692561	4692376	4692559	4692558	4692374	4692558	4692557	4692399	4692543	4692534
Cota	151	156	153	155	153	152	157	152	153	156	153	153
Inclinación	67	77	82	84	22	72	10	81	76	24	88	43
RBZ	190	210	183	211	250	155	30	165	175	325	22	277
Potencia	4	2	2	12	1	3	1	1	1	2	1	1
Estructura	139	145	145	146	146	147	148	149	149	150	150	151
Este	2621059	2621065	2621098	2621099	2621066	2621066	2621101	2621103	2621069	2621111	2621071	2621072
Norte	4692531	4692723	4692494	4692493	4692723	4692725	4692493	4692491	4692728	4692487	4692730	4692732
Cota	153	157	151	151	157	152	152	151	158	151	157	157
Inclinación	71	70	87	82	78	78	76	88	80	85	88	80
RBZ	210	40	205	30	240	230	34	215	55	7	80	30
Potencia	16	3	1	16	7	2	5	8	2	14	7	6
Estructura	152	153	154	154	155	155	156	156	157	158	159	160
Este	2621073	2621074	2621066	2621075	2621076	2621066	2621078	2621064	2621078	2621079	2621056	2621055
Norte	4692733	4692734	4692510	4692735	4692736	4692509	4692737	4692505	4692738	4692739	4692501	4692501
Cota	157	157	153	157	158	152	157	152	157	157	152	152
Inclinación	86	82	64	89	85	88	82	79	82	85	41	88
RBZ	40	50	25	20	22	165	30	15	40	31	3	121
Potencia	2	2	8	2	3	1	14	1	4	3	1	3
Estructura	160	161	162	162	163	163	164	166	166	167	167	168
Este	2621081	2621052	2621051	2621084	2621048	2621086	2621085	2621042	2621089	2621090	2621041	2621040
Norte	4692739	4692502	4692502	4692740	4692502	4692740	4692740	4692504	4692741	4692741	4692505	4692505
Cota	157	153	152	157	152	157	156	153	157	156	153	153
Inclinación	84	26	61	64	42	79	54	58	90	60	45	78
RBZ	59	322	30	20	316	20	268	123	95	54	130	232
Potencia	2	1	4	1	18	3	2	6	1	1	1	9
Estructura	168	169	169	170	170	170	171	172	173	174	176	177
Este	2621092	2621038	2621092	2621037	2621092	2621037	2621094	2621037	2621100	2621102	2621102	2621104
Norte	4692742	4692505	4692742	4692506	4692742	4692505	4692742	4692506	4692742	4692741	4692741	4692740
Cota	157	153	157	153	158	153	157	153	157	157	157	158
Inclinación	12	27	82	54	78	89	76	82	70	84	26	88
RBZ	240	302	29	120	224	350	46	333	45	35	75	50
Potencia	1	12	5	3	2	2	5	2	3	3	1	2
Estructura	179	180	183	184	185	187	188	189	190	191	192	194
Este	2621108	2621109	2621119	2621124	2621126	2621129	2621131	2621131	2621132	2621133	2621135	2621136
Norte	4692740	4692739	4692733	4692734	4692735	4692737	4692739	4692739	4692739	4692740	4692741	4692741
Cota	158	157	156	157	157	156	158	157	157	157	157	157
Inclinación	46	61	83	87	43	56	77	65	78	76	70	68
RBZ	125	330	65	25	35	24	60	15	50	60	59	24
Potencia	1	1	2	7	1	1	10	3	2	4	1	2
Estructura	195	196	197	198	199	200	201	202	203	204	205	206
Este	2621136	2621136	2621137	2621137	2621138	2621138	2621139	2621140	2621141	2621143	2621143	2621146
Norte	4692741	4692741	4692742	4692742	4692742	4692742	4692742	4692742	4692742	4692742	4692742	4692742
Cota	157	156	157	157	157	157	157	157	157	157	157	157
Inclinación	44	45	68	53	74	77	48	78	65	59	63	60
RBZ	55	10	87	17	40	39	110	34	25	40	30	14
Potencia	2	1	1	1	1	18	0	1	3	1	7	2
Estructura	207	208	209	211	212	215	217	218	220	221	222	223
Este	2621147	2621147	2621148	2621149	2621156	2621163	2621172	2621175	2621181	2621183	2621187	2621188
Norte	4692742	4692742	4692742	4692742	4692741	4692738	4692734	4692730	4692726	4692724	4692719	4692719
Cota	157	156	157	156	158	157	158	156	156	156	157	156
Inclinación	66	74	79	67	81	80	52	58	64	65	89	46
RBZ	225	63	40	45	52	74	35	35	44	39	20	20
Potencia	2	2	2	1	18	3	15	2	1	6	1	3
Estructura	224	225	226	227	227	228	229	230	231	232	233	234
Este	2621192	2621195	2621196	2621199	2621198	2621199	2621202	2621202	2621203	2621203	2621204	2621205
Norte	4692714	4692711	4692710	4692706	4692706	4692704	4692701	4692700	4692700	4692698	4692695	4692693
Cota	157	157	157	157	157	157	156	157	157	157	157	157
Inclinación	65	48	34	26	70	90	80	85	38	84	75	75
RBZ	40	140	270	245	38	55	215	190	135	223	235	200
Potencia	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	1	2
Estructura	235	236	237	238	239	240	241	242	243	245	249	250
Este	2621205	2621206	2621207	2621207	2621207	2621207	2621207	2621207	2621206	2621206	2621210	2621212
Norte	4692693	4692690	4692688	4692683	4692682	4692681	4692681	4692675	4692673	4692666	4692641	4692639
Cota	157	156	157	157	156	156	158	158	157	157	157	157
Inclinación	84	87	65	84	80	88	75	85	72	68	80	84
RBZ	340	241	210	225	25	225	40	220	225	42	28	223
Potencia	1	3	3	4	2	2	4	8	4	5	1	1

Estructura	251	252	253	111a	111b	159a	160a	202a	A12	A13	A14	A15
Este	2621214	2621215	2621215	2621150	2621150	2621056	2621050	2621140	2621084	2621083	2621078	2621077
Norte	4692632	4692628	4692624	4692503	4692503	4692501	4692501	4692742	4692745	4692745	4692743	4692743
Cota	157	158	157	151	151	152	152	157	166	166	166	167
Inclinación	30	79	79	86	80	71	80	86	76	88	56	57
RBZ	215	242	223	10	204	18	5	29	65	50	31	31
Potencia	1	1	15	3	4	2	2	1	1	2	5	7
Estructura	A18	A19	A20	A4	A5	A6	A7	p1	p100	p102	p106	p107
Este	2621070	2621068	2621064	2621133	2621127	2621119	2621116	2621110	2621179	2621190	2621205	2621207
Norte	4692738	4692736	4692734	4692746	4692745	4692742	4692743	4692678	4692497	4692493	4692482	4692479
Cota	167	166	166	167	167	165	167	154	154	154	154	154
Inclinación	81	71	82	74	80	62	84	87	55	82	79	85
RBZ	38	36	51	31	54	127	48	231	108	37	215	15
Potencia	8	5	8	12	4	1	5	9	7	6	2	2
Estructura	p12	p13	p18	p19	p2	p20	p21	p22	p23	p24	p25	p26
Este	2621127	2621127	2621140	2621140	2621111	2621140	2621141	2621142	2621143	2621144	2621144	2621146
Norte	4692692	4692692	4692701	4692701	4692679	4692701	4692702	4692703	4692704	4692704	4692704	4692705
Cota	153	154	154	154	154	154	154	154	153	154	154	154
Inclinación	82	70	66	82	77	80	76	81	74	76	78	86
RBZ	54	49	51	57	53	231	62	63	59	55	48	211
Potencia	6	5	2	2	4	3	1	2	2	2	2	2
Estructura	p28	p29	p3	p30	p31	p39	p4	p40	p41	p42	p43	p44
Este	2621148	2621149	2621112	2621149	2621150	2621098	2621111	2621092	2621089	2621090	2621087	2621085
Norte	4692706	4692707	4692680	4692708	4692709	4692721	4692679	4692720	4692720	4692720	4692719	4692718
Cota	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154
Inclinación	84	67	72	76	56	79	71	81	63	80	64	84
RBZ	52	64	56	226	41	69	49	234	35	247	241	37
Potencia	2	2	1	4	3	5	4	8	7	6	3	4
Estructura	p45	p46	p47	p48	p49	p5	p50	p52	p53	p54	p55	p58
Este	2621084	2621083	2621082	2621082	2621080	2621118	2621080	2621079	2621076	2621076	2621076	2621070
Norte	4692717	4692716	4692716	4692716	4692715	4692684	4692714	4692712	4692709	4692708	4692708	4692702
Cota	153	154	154	154	154	154	154	154	153	154	154	154
Inclinación	68	80	77	77	64	89	69	88	78	85	66	79
RBZ	13	14	42	37	55	227	61	226	36	34	31	230
Potencia	3	2	4	1	10	3	1	8	10	2	2	2
Estructura	p59	p6	p60	p61	p63	p64	p65	p67	p68	p69	p7	p70
Este	2621070	2621123	2621069	2621067	2621064	2621063	2621060	2621054	2621049	2621048	2621122	2621047
Norte	4692702	4692687	4692701	4692699	4692696	4692695	4692693	4692689	4692686	4692685	4692686	4692685
Cota	154	154	153	153	153	153	153	153	153	153	154	153
Inclinación	68	79	76	72	75	66	76	85	77	81	82	86
RBZ	88	64	45	18	63	44	41	50	29	71	59	233
Potencia	3	5	3	10	4	10	1	10	2	3	2	3
Estructura	p72	p73	p75	p77	p78	p79	p83	p9	p91	p92	p94	R101
Este	2621135	2621136	2621140	2621144	2621145	2621149	2621157	2621123	2621190	2621189	2621187	2621231
Norte	4692601	4692600	4692597	4692596	4692596	4692590	4692583	4692688	4692521	4692520	4692512	4692597
Cota	154	154	153	154	154	154	153	154	154	154	154	166
Inclinación	77	90	86	87	83	45	52	74	62	80	83	75
RBZ	45	51	49	30	32	146	137	52	156	252	249	237
Potencia	12	10	15	1	2	3	6	2	6	2	3	6
Estructura	R103	R105	R106	R107	R109	R112	R113	R114	R116	R118	R119	R120
Este	2621229	2621228	2621227	2621227	2621226	2621225	2621225	2621224	2621223	2621223	2621234	2621237
Norte	4692591	4692582	4692576	4692574	4692572	4692568	4692568	4692566	4692564	4692549	4692536	4692533
Cota	166	166	166	166	166	166	166	166	166	167	167	167
Inclinación	75	60	62	78	71	65	63	83	84	55	72	57
RBZ	227	223	230	211	212	235	231	220	211	217	163	200
Potencia	1	2	1	7	3	1	1	1	1	4	10	4
Estructura	R121	R126	R127	R133	R134	R139	R140	R142	R146	R147	R148	R149
Este	2621238	2621255	2621254	2621240	2621239	2621235	2621235	2621248	2621258	2621259	2621261	2621264
Norte	4692533	4692511	4692507	4692497	4692496	4692489	4692488	4692470	4692451	4692450	4692441	4692436
Cota	167	167	166	166	167	166	167	167	167	167	166	167
Inclinación	35	75	82	70	61	57	74	48	65	76	84	65
RBZ	61	218	224	204	66	179	229	119	204	201	28	206
Potencia	15	15	8	5	7	11	3	4	1	1	16	6
Estructura	R150	R151	R154	R157	R158	R159	R160	R24	R30	R32	R33	R35
Este	2621265	2621267	2621270	2621290	2621297	2621304	2621308	2621092	2621217	2621217	2621218	2621222
Norte	4692436	4692432	4692423	4692405	4692398	4692391	4692386	4692589	4692503	4692506	4692507	4692511
Cota	167	166	166	166	166	166	166	151	157	157	158	156
Inclinación	64	63	85	82	88	86	82	84	73	74	83	89
RBZ	203	204	41	220	218	225	213	101	234	203	209	198
Potencia	1	10	3	3	2	3	3	2	4	5	4	3
Estructura	R38	R39	R40A	R43	R44	R47	R49	R51A	R52	R53	R54	R55
Este	2621230	2621231	2621239	2621249	2621251	2621237	2621236	2621230	2621228	2621225	2621218	2621216
Norte	4692513	4692512	4692508	4692506	4692508	4692516	4692514	4692532	4692532	4692536	4692544	4692547
Cota	156	157	156	154	152	154	154	158	157	157	157	157
Inclinación	89	82	35	85	90	82	75	33	88	69	74	78
RBZ	224	231	171	36	28	219	221	234	44	217	220	223
Potencia	10	4	8	15	3	10	8	4	1	6	4	8
Estructura	R59	R64	R75	R78	R79	R81	R84	R85	R86	R88	R91	R93
Este	2621215	2621221	2621226	2621227	2621227	2621227	2621225	2621227	2621227	2621228	2621240	2621244
Norte	4692564	4692578	4692606	4692617	4692622	4692624	4692651	4692657	4692658	4692661	4692683	4692628
Cota	157	158	160	161	162	163	166	168	168	165	169	167
Inclinación	69	76	70	69	62	81	80	78	73	88	73	59
RBZ	212	225	201	223	121	226	221	233	224	230	231	211
Potencia	1	2	1	1	5	4	1	8	2	1	2	4
Estructura	R97	R98	S1	S10	S11	S12	S14	S16	S2	S5	S6	S7
Este	2621244	2621241	2621082	2621104	2621108	2621112	2621121	2621130	2621084	2621092	2621093	2621097
Norte	4692608	4692606	4692639	4692623	4692618	4692616	4692612	4692606	4692636	4692632	4692631	4692628
Cota	166	167	154	154	154	154	153	153	153	154	154	153
Inclinación	76	64	77	90	75	90	88	81	77	86	78	88
RBZ	229	189	24	39	59	38	24	35	36	47	45	48
Potencia	2	4	12	7	8	6	15	12	6	10	4	18



Estructura	S8	S9	T2	T4	T5	T6	T8	S1	S2	T9	T10	T11
Este	2621100	2621101	2621072	2621083	2621084	2621088	2621090	2621075	2621076	2621104	2621102	2621100
Norte	4692626	4692625	4692611	4692625	4692625	4692630	4692632	4692644	4692642	4692618	4692615	4692613
Cota	153	154	152	152	152	152	152	153	153	152	152	152
Inclinación	73	90	80	87	90	67	90	72	81	82	89	87
RBZ	39	41	21	216	198	152	27	26	24	42	69	31
Potencia	10	10	12	4	7	2	15	8	7	5	6	12
Estructura	T12	T13	T15	T16	T17	T18	T19	T20	T21	T23	T26	T27
Este	2621098	2621089	2621116	2621112	2621134	2621133	2621130	2621127	2621122	2621152	2621140	2621138
Norte	4692611	4692602	4692602	4692598	4692591	4692590	4692587	4692582	4692576	4692581	4692567	4692565
Cota	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152
Inclinación	67	82	90	25	83	86	87	84	86	77	81	88
RBZ	178	209	39	296	46	48	207	31	24	217	205	178
Potencia	4	13	15	4	13	15	3	4	3	8	10	4
Estructura	T28	T29	T30	T31	T33	T34	T35	T37	T38A	T39	T41	T43
Este	2621136	2621135	2621134	2621133	2621166	2621165	2621154	2621148	2621173	2621172	2621165	2621192
Norte	4692562	4692561	4692560	4692559	4692566	4692566	4692553	4692546	4692544	4692542	4692535	4692534
Cota	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152
Inclinación	85	84	81	83	77	78	87	90	73	87	84	76
RBZ	41	40	29	28	25	34	34	36	36	33	33	203
Potencia	10	13	5	5	0	8	10	15	10	15	10	12
Estructura	T44	T45	T46	T47	T48	T49	T50	T51	T52	T53	T54	T55
Este	2621191	2621188	2621187	2621186	2621184	2621183	2621181	2621182	2621179	2621178	2621175	2621174
Norte	4692533	4692531	4692530	4692529	4692527	4692526	4692524	4692524	4692522	4692520	4692517	4692516
Cota	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152
Inclinación	83	90	84	66	90	88	84	89	89	90	83	84
RBZ	208	217	196	24	32	215	174	239	209	212	211	42
Potencia	12	2	6	2	3	3	12	3	6	2	1	3
Estructura	T56	T57	T57	T58	T59	T60	T61	T62	T63	T64	T65	T66
Este	2621174	2621173	2621173	2621171	2621170	2621168	2621168	2621165	2621165	2621161	2621161	2621160
Norte	4692516	4692515	4692515	4692511	4692509	4692508	4692506	4692504	4692503	4692498	4692498	4692497
Cota	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152
Inclinación	77	83	57	90	90	90	26	77	84	90	90	90
RBZ	211	210	233	207	25	226	237	222	226	26	34	16
Potencia	7	12	3	10	2	8	1	5	5	14	16	13
Estructura	T67	T68	T69	T70	T71	T72	T78	T83	T86	T87	T94	T95
Este	2621159	2621157	2621155	2621154	2621152	2621180	2621168	2621160	2621156	2621153	2621202	2621197
Norte	4692495	4692493	4692491	4692489	4692487	4692490	4692476	4692466	4692462	4692457	4692484	4692479
Cota	152	152	152	152	152	152	152	152	153	152	152	152
Inclinación	90	73	73	87	85	90	87	65	90	87	90	74
RBZ	17	34	199	222	41	211	216	211	211	207	195	204
Potencia	16	10	8	10	1	4	6	3	8	4	7	15
Estructura	T97	T104	T106	T111	T112	T113	T114	T118	T120	T121	T124	T125
Este	2621195	2621182	2621178	2621214	2621213	2621212	2621208	2621201	2621196	2621194	2621092	2621092
Norte	4692477	4692463	4692457	4692468	4692466	4692465	4692461	4692454	4692447	4692443	4692635	4692635
Cota	152	152	152	152	152	152	152	152	152	152	154	154
Inclinación	85	74	90	87	75	79	76	71	29	75	90	81
RBZ	59	220	200	223	185	218	215	198	123	25	35	253
Potencia	2	3	15	9	1	2	12	10	4	18	2	4
Estructura	T126	T127	T128	T129	T130	T131	T132	T133	T134	T135	T136	T137
Este	2621094	2621094	2621094	2621096	2621097	2621097	2621097	2621099	2621099	2621100	2621102	2621106
Norte	4692636	4692637	4692637	4692639	4692640	4692641	4692641	4692643	4692643	4692644	4692648	4692652
Cota	154	154	154	154	155	155	155	155	155	155	154	154
Inclinación	14	72	82	60	83	59	59	58	65	69	90	88
RBZ	133	39	28	227	36	134	137	34	137	34	107	31
Potencia	4	1	2	3	12	3	10	4	2	4	9	4
Estructura	T138	T139	T140	T141	T142	T143	T144	T145	T146	T147	T148	T149
Este	2621107	2621107	2621108	2621109	2621109	2621109	2621109	2621110	2621111	2621113	2621114	2621114
Norte	4692654	4692654	4692655	4692656	4692656	4692656	4692657	4692658	4692658	4692661	4692662	4692662
Cota	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154
Inclinación	85	77	90	90	90	87	90	67	76	78	84	77
RBZ	244	217	30	21	38	43	29	41	244	10	39	24
Potencia	3	2	10	12	2	3	2	1	3	3	14	5
Estructura	T150	T151	T152	T153	T154	T155	T156	T157	T158	T159	T160	T161
Este	2621115	2621116	2621116	2621117	2621117	2621118	2621119	2621119	2621120	2621121	2621122	2621124
Norte	4692663	4692664	4692665	4692665	4692666	4692667	4692668	4692668	4692669	4692671	4692672	4692674
Cota	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154
Inclinación	26	82	66	61	78	79	79	90	87	90	90	83
RBZ	41	44	138	23	34	56	188	49	227	221	42	29
Potencia	2	4	5	2	1	7	19	14	12	1	1	5
Estructura	T162	T163	T164	T165	T166	T167	T168	T169	T170	T171	T172	T173
Este	2621125	2621126	2621127	2621127	2621129	2621129	2621131	2621133	2621135	2621137	2621137	2621137
Norte	4692676	4692676	4692678	4692678	4692680	4692680	4692683	4692685	4692687	4692690	4692690	4692691
Cota	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154
Inclinación	90	74	90	72	84	72	90	76	65	90	90	90
RBZ	21	225	26	37	26	30	59	48	40	38	238	172
Potencia	12	6	2	3	5	2	1	8	3	1	2	1
Estructura	T174	T175	T176	T177	T178	T179	T180	T181	T182	T183	T184	T185
Este	2621138	2621138	2621140	2621142	2621143	2621144	2621144	2621172	2621172	2621170	2621168	2621165
Norte	4692691	4692692	4692693	4692696	4692697	4692698	4692699	4692702	4692701	4692700	4692697	4692694
Cota	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154
Inclinación	84	32	69	68	90	90	72	90	89	62	70	68
RBZ	49	51	48	266	51	47	49	16	46	48	50	42
Potencia	3	1	11	4	2	1	2	4	2	2	2	1
Estructura	T186	T187	T188	T189	T190	T191	T192	T193	T194	T195	T196	T197
Este	2621165	2621163	2621160	2621158	2621158	2621155	2621153	2621150	2621150	2621149	2621148	2621148
Norte	4692693	4692691	4692688	4692686	4692685	4692682	4692679	4692676	4692675	4692675	4692674	4692673
Cota	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154
Inclinación	90	90	76	77	36	90	83	77	83	90	53	62
RBZ	46	41	45	36	41	31	139	44	48	41	44	42
Potencia	3	12	3	2	2	3	2	3	1	1	3	3

Vetillas menores a 20 cm	Estructura	T198	T199	T200	T201	T202	T203	T204	T205	T206	T207	T208	T209
	Este	2621147	2621146	2621145	2621143	2621143	2621141	2621140	2621138	2621137	2621137	2621135	2621135
	Norte	4692672	4692671	4692670	4692667	4692666	4692664	4692663	4692661	4692660	4692659	4692657	4692656
	Cota	154	154	154	154	154	154	155	154	155	155	155	154
	Inclinación	57	73	82	67	26	78	90	90	90	90	75	73
	RBZ	149	53	217	32	227	201	275	34	152	175	44	50
	Potencia	2	1	4	1	3	10	12	4	2	2	1	2
	Estructura	T210	T211	T212	T213	T214	T215	T216	T217	T218	T219	T220	T221
	Este	2621134	2621133	2621132	2621132	2621130	2621130	2621129	2621129	2621127	2621125	2621124	2621123
	Norte	4692654	4692654	4692653	4692652	4692650	4692649	4692648	4692648	4692645	4692643	4692642	4692642
	Cota	154	155	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154
	Inclinación	82	90	82	80	90	77	64	83	84	54	90	90
	RBZ	38	51	37	41	30	42	34	61	231	29	46	41
	Potencia	1	6	4	3	3	3	1	5	6	2	10	8
	Estructura	T222	T223	T224	T225	T226	T227	T228	T229	T231	T232	T233	T234
	Este	2621123	2621122	2621121	2621120	2621119	2621118	2621116	2621115	2621114	2621113	2621110	2621109
	Norte	4692641	4692639	4692639	4692637	4692636	4692635	4692632	4692632	4692631	4692630	4692625	4692624
	Cota	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154	154
	Inclinación	90	35	90	62	67	57	64	90	60	84	73	83
	RBZ	179	315	32	69	37	119	226	49	15	32	184	59
	Potencia	1	2	2	4	2	2	3	6	4	6	2	2
	Estructura	T235	T236	T237	c5	c7	c8	c9	c19	c20	c28	c29	c30
	Este	2621109	2621108	2621108	2621156	2621158	2621159	2621160	2621176	2621182	2621196	2621195	2621196
	Norte	4692624	4692623	4692622	4692501	4692500	4692499	4692498	4692487	4692482	4692472	4692472	4692469
	Cota	154	154	154	151	152	151	151	151	152	151	151	151
	Inclinación	82	69	84	84	87	82	80	85	90	89	87	88
	RBZ	30	196	25	26	25	43	204	44	220	213	217	230
	Potencia	2	1	15	4	4	7	10	6	2	5	1	15

Vetillas entre 20 y 50 cm	Estructura	1	3	8	15	28	36	61	69	70	80	82	100
	Este	2621217	2621219	2621225	2621214	2621251	2621174	2621075	2621071	2621210	2621037	2621024	2621134
	Norte	4692501	4692495	4692486	4692456	4692447	4692542	4692643	4692693	4692400	4692681	4692675	4692515
	Cota	157	156	155	154	156	154	153	154	156	153	153	151
	Inclinación	84	67	70	70	68	90	69	38	88	83	84	86
	RBZ	210	295	172	205	205	205	30	212	30	40	28	40
	Potencia	22	20	23	20	28	50	34	22	23	49	23	20
	Estructura	101	107	108	109	111	118	119	122	132	147	153	173
	Este	2621135	2621167	2621166	2621164	2621157	2621137	2621138	2621131	2621045	2621100	2621070	2621026
	Norte	4692514	4692446	4692446	4692446	4692444	4692503	4692502	4692503	4692557	4692493	4692516	4692511
	Cota	151	157	156	157	156	152	152	151	152	151	152	154
	Inclinación	89	90	87	68	89	80	85	60	90	76	90	79
	RBZ	30	174	183	20	180	200	200	188	345	15	40	65
	Potencia	20	20	20	25	50	32	23	23	20	45	23	21
	Estructura	A17	p113	p114	R136	R137	R14	R141	R143	R153	R2	R3	R5
	Este	2621072	2621224	2621222	2621236	2621235	2621146	2621242	2621256	2621270	2621123	2621124	2621126
	Norte	4692740	4692438	4692432	4692494	4692493	4692496	4692477	4692457	4692425	4692494	4692495	4692498
	Cota	167	155	154	166	167	152	166	166	166	152	151	151
	Inclinación	77	90	88	65	71	82	68	89	90	75	85	82
	RBZ	44	224	205	232	221	19	213	31	221	208	23	21
	Potencia	20	50	38	22	22	20	40	30	30	35	20	20
	Estructura	R58	R6	R7	R8	R9	R94	S15	T1	T7	T17a	T22	T24
	Este	2621215	2621127	2621128	2621128	2621130	2621251	2621122	2621067	2621089	2621135	2621120	2621150
	Norte	4692563	4692498	4692497	4692498	4692499	4692615	4692612	4692606	4692631	4692593	4692575	4692579
	Cota	157	151	152	151	152	168	153	152	152	152	152	152
	Inclinación	90	89	78	84	77	65	87	83	90	89	85	87
	RBZ	48	184	116	338	18	227	48	201	41	39	29	202
	Potencia	20	20	30	30	20	20	20	28	35	40	20	30
	Estructura	T37A	T38	T40	T40A	T79	T85	T93	T96	T101	T102	T103	T105
	Este	2621142	2621182	2621171	2621169	2621166	2621157	2621204	2621196	2621189	2621187	2621183	2621182
	Norte	4692539	4692554	4692541	4692539	4692474	4692463	4692484	4692477	4692471	4692469	4692463	4692462
	Cota	152	152	152	152	152	153	152	152	152	152	152	152
	Inclinación	83	89	88	60	81	87	62	72	78	84	69	90
	RBZ	206	40	28	42	213	213	132	208	223	224	224	201
	Potencia	25	35	40	20	20	20	25	45	22	28	28	32
	Estructura	T117	T123	T230	c15	c16	c31	c32	c34	c37	c40		
	Este	2621202	2621091	2621115	2621169	2621171	2621197	2621196	2621195	2621170	2621128		
	Norte	4692455	4692634	4692631	4692492	4692491	4692467	4692465	4692463	4692452	4692466		
	Cota	152	154	154	150	151	151	152	151	152	151		
	Inclinación	71	90	82	86	80	84	88	76	80	90		
	RBZ	214	36	229	30	32	23	40	224	210	194		
	Potencia	21	22	20	50	50	37	20	40	30	40		

Vetillas entre 50 y 100 cm	Estructura	28	36	57	111	216	p113	p96	R1	R19	R20	R50	T3
	Este	2621181	2621174	2621300	2621157	2621166	2621224	2621187	2621122	2621121	2621121	2621236	2621082
	Norte	4692537	4692542	4692364	4692444	4692737	4692438	4692509	4692491	4692558	4692557	4692513	4692622
	Cota	154	154	157	156	157	155	154	152	151	152	154	152
	Inclinación	80	90	75	89	80	90	78	81	74	77	78	90
	RBZ	185	205	30	180	45	224	200	20	225	220	222	218
	Potencia	55	50	100	50	60	50	60	65	90	90	60	90
	Estructura	T14	T77	T100	c10	c11	c13	c15	c16				
	Este	2621119	2621171	2621191	2621163	2621163	2621165	2621169	2621171				
	Norte	4692606	4692480	4692473	4692497	4692496	4692495	4692492	4692491				
	Cota	152	152	152	152	150	151	150	151				
	Inclinación	84	74	90	81	84	85	86	80				
	RBZ	216	214	224	26	25	206	30	32				
	Potencia	65	80	75	70	70	70	50	50				

Vetillas Mayores a 100 cm	Estructura	57	157	158	T36	T108
	Este	2621300	2621062	2621061	2621152	2621176
	Norte	4692364	4692502	4692500	4692551	4692454
	Cota	157	153	152	152	152
	Inclinación	75	86	86	87	55
	RBZ	30	34	210	29	209
	Potencia	100	185	185	170	140



Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
Instituto de Recursos Minerales

CONICET



La Plata, 2020

