

FACULTAD DE CIENCIAS
EXACTAS Y NATURALES

Universidad Nacional de La Pampa

**“GEOLOGÍA DE SUPERFICIE Y PROFUNDIDAD DEL
PROSPECTO SORPRESA, ÁREA OESTE, MACIZO DEL
DESEADO, SANTA CRUZ”.**

PRIMO, Aylene

**TESINA PRESENTADA PARA OBTENER
EL GRADO ACADÉMICO DE
LICENCIADA EN GEOLOGÍA**

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

AÑO 2023

Prólogo

Esta Tesis es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciatura en Geología de la Universidad Nacional de La Pampa y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en la cátedra de Génesis de Yacimientos Minerales, dependiente del Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, durante el período comprendido entre el 28 octubre 2022 y el 5 de mayo de 2023, bajo la dirección de la Dra. Viviana Alejandra Martínez, bajo la codirección del Lic. en Ciencias Geológicas Darío Vera y la asistencia de la Lic. en Geología Luciana Cobo.

Agradecimientos

- ✚ A la Universidad Nacional de La Pampa, por permitir desarrollarme profesionalmente en la institución.
- ✚ A la Doctora Viviana Martínez, por su paciencia, dedicación, esmero, constante guía, preocupación, risas y comidas durante la estadía en la oficina.
- ✚ Al Licenciado Darío Vera, gerente de exploración de Patagonia Gold S.A. por posibilitar la presente tesina, por transmitir sus conocimientos, su gran disposición y por las divertidas salidas de campo.
- ✚ A la Licenciada Luciana Cobo, por su intervención para poder realizar la presente tesina, su predisposición y por su buena compañía durante el tiempo compartido.
- ✚ A los Licenciados Fernando Villavicencio, Marcelo Paulini, Lucas Bere, Jorge Garay y Gustavo Almeida por transmitir sus conocimientos y experiencia.
- ✚ A José Álvarez gerente de recursos humanos de Patagonia Gold S.A. por la gestión y participación activa durante el presente trabajo.
- ✚ A todos los trabajadores y asistentes de la empresa Patagonia Gold S.A. que brindaron su ayuda e hicieron la estadía más agradable.
- ✚ A todos los docentes que me acompañaron y formaron como profesional en toda la carrera. En especial a Mónica Pires, por su ayuda en la descripción petrogenética. Alexis Ponce y Miguel Fantini por su paciencia para corregir.
- ✚ A Maite y Marcelo Zarate por ayuda y guía para realizar el abstract.
- ✚ A mi colega y amigo Ed Gunther por su compañía, risas y charlas durante toda la campaña y la presente tesina.
- ✚ A toda mi familia, por la compañía, su apoyo y aguante durante todos los años.
- ✚ A mi viejo que de pequeña me inculco que tenía que esforzarme y estudiar en la universidad.
- ✚ A mi novio, por su contención, mates y compañía.
- ✚ A mis amigos, por ser mi escape y distracción cada vez que las cosas se volvían difícil.
- ✚ A mi compañero con autoridad Guillermo Arhex, agrimensor de Catastro Provincial por su predisposición y brindar todos los días de estudios necesarios durante mi pasantía. A Colo, Alicia y Nico por las charlas divertidas.
- ✚ A Arya por su incondicional compañía durante toda mi carrera.

Resumen

El presente trabajo comprende la caracterización geológica, metalogénica, estructural y magnetométrica del área Oeste del prospecto “Sorpresa” del Proyecto La Josefina, provincia de Santa Cruz. Las litologías observadas son: 1) toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por procesos de desferritización y cloritización; 2) toba de cristales, matriz sostén, muy pobremente seleccionada con predominio de pátinas de óxidos e hidróxidos; 3) toba de cristales, matriz sostén, muy mal seleccionada, con abundante calcita y cloritización; 4) toba de cristales, matriz sostén, mal seleccionada, dominada por silicificación, con una venilla de cuarzo; 5) toba de cristales brechada, matriz sostén, mal seleccionada, parcialmente reemplazada por argilominerales; 6) toba de cristales, matriz sostén, mal seleccionada, con predominio de vitroclastos mayores a 2 cm y cristaloclastos alterados y 7) toba vítrea, matriz sostén, mal seleccionada, producto de procesos de surge, con textura laminar. Las estructuras mineralizadas están representadas por zonas de venillas y de brechamiento. Se determinó una dirección preferencial de fractura N-S 0° a 10° y dos subfamilias, coincidentes con el sistema Zanjón de Pescado. Los valores de Pb-Zn obtenidos en superficie, sobre la veta Mabel, podrían mostrar continuidad en profundidad por la presencia de minerales portadores de esos elementos. Del análisis magnetométrico se interpreta que las estructuras mapeadas en superficie continúan en profundidad y permite inferir la presencia de otras estructuras que no afloran.

Abstract

This work comprises the geological characterization, metallogenic, structural, and magnetometric features of the western area of the "Sorpresa" prospect belonging to the La Josefina Project, located in the Deseado Massif, Santa Cruz province. The observed lithologies are : 1) matrix-supported crystal tuff that is poorly selected and dominated by deferritization and chloritization processes; 2) matrix-supported crystal tuff that is very poorly sorted with predominance of oxide and hydroxide patinas; 3) matrix-supported crystal tuff that is very poorly sorted with abundant calcite and chloritization; 4) matrix-supported crystal tuff which has a quartz vein and it is poorly sorted and dominated by silicification; 5) matrix-supported and brecciated crystal tuff that is poorly sorted and it is partially replaced by argillominerals; 6) matrix-supported crystal tuff that is poorly sorted with predominance of vitroclasts over 2 cm and altered crystalloclasts; and 7) poorly sorted vitreous tuff with laminar texture, product of surge processes. The mineralized structures are represented by vein and breccia zones. A preferential fracture direction N-S 0° to 10° and two subfamilies were determined, coinciding with the Zanjón de Pescado system. The Pb-Zn values obtained from the surface, on the Mabel vein, could show continuity at depth due to the presence of minerals that carry these elements. As for the magnetometric analysis, it is interpreted that the structures mapped on the surface continue at depth and it can be inferred that there is a presence of other structures that do not emerge.

Índice

Capítulo 1: Introducción	1
• Introducción	1
• Objetivos	2
• Aspectos Geográficos	3
Ubicación y accesos	3
Geomorfología	5
Capítulo 2: Metodología de trabajo	7
• Trabajos de campo	7
• Trabajo de gabinete	7
Magnetometría	8
• Trabajos de Laboratorio	15
Capítulo 3: Marco Geológico	20
• Marco Geológico Regional del Macizo del Deseado	20
Estratigrafía y marco Geotectónico	20
Geología estructural	26
Depósitos epitermales	31
• Marco Geológico Local	34
Estratigrafía	34
• Manifestaciones hidrotermales	44
• Alteraciones Hidrotermales	45
Capítulo 4: Geología del área Oeste, Prospecto Sorpresa	48
• Introducción	48
Descripciones de las unidades litológicas	53
Descripción de las texturas macroscópicas en la veta Mabel	83
• Geología del subsuelo	85
Secciones transversales	85
• Análisis estructural	101
• Valores Geoquímicos en la Veta Mabel	105
• Magnetometría	108
Capítulo 5: Conclusiones	114
Capítulo 6: BIBLIOGRAFÍA	115

Capítulo 1: Introducción

Introducción

La provincia geológica Macizo del Deseado (Feruglio 1949) se encuentra ubicada en el sur de la Patagonia Argentina, en la provincia de Santa Cruz y abarca un área de 60.000 km² que se extiende desde el río Deseado (límite norte que lo separa de la cuenca del Golfo San Jorge) y el río Chico (que limita al sur con la cuenca Austral) y desde la costa Atlántica en el este hasta Cordillera Patagónica Austral al oeste (Fig. 1). La misma, se desarrolló bajo un ambiente tectónico extensional referente a la temprana ruptura del supercontinente Gondwana y al inicio de la apertura del Océano Atlántico (Pankhurst et al. 1998; Féraud et al. 1999; Uliana et al. 1985).

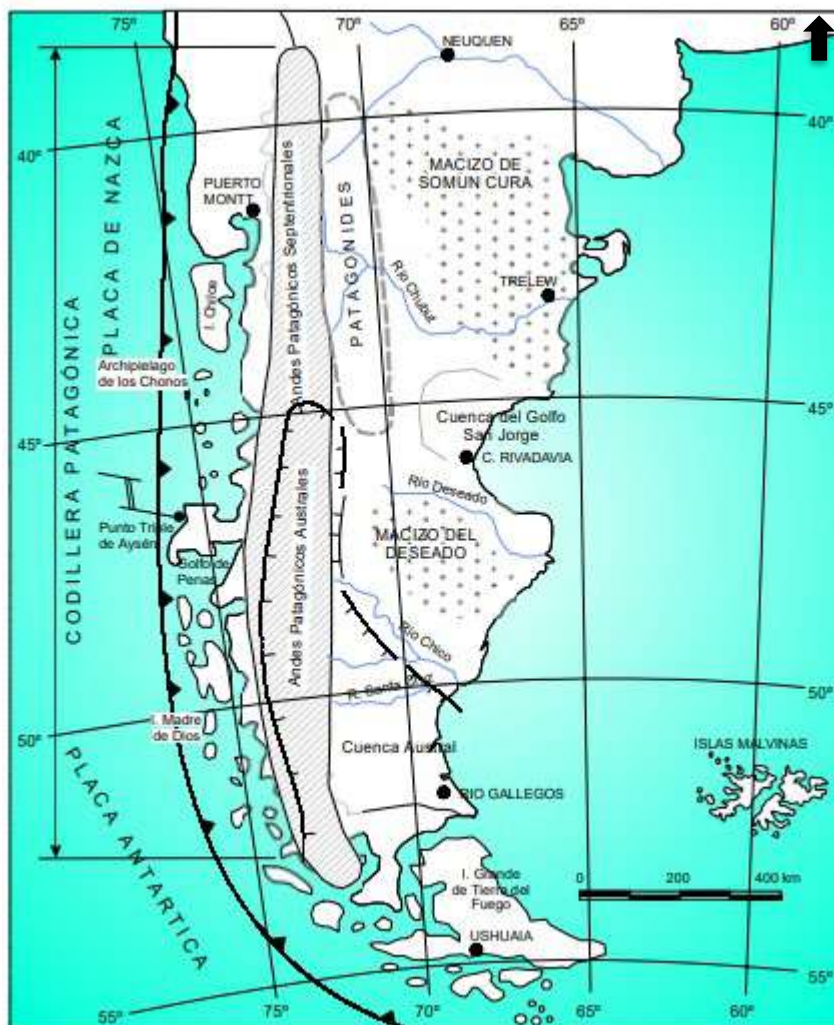


Figura 1: Mapa de ubicación de la provincia geológica Macizo del Deseado (Tomado de Moreira 2005).

El Macizo del Deseado (MD) se caracteriza por la presencia de mineralizaciones de metales preciosos que se encuentran espacial, temporal y genéticamente relacionados a un extenso magmatismo bimodal ocurrido en el Jurásico (Guido y Schalamuk 2003). Los productos de este magmatismo cubren extensas superficies formando un plateau ignimbrítico que representan más del 50 % de los afloramientos. Desde el punto de vista estratigráfico pertenecen al Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello 1972).

A partir del estudio y caracterización de las mineralizaciones de la región, Schalamuk et al. (1999) definieron una nueva entidad metalogénica, la Provincia Auroargentífera del Deseado, caracterizada por depósitos epitermales de baja sulfuración. Los depósitos epitermales fueron definidos por Lindgren (1933) en función de su mineralogía, textura de mena, alteraciones, temperatura y profundidad de formación. Sin embargo, en los últimos años y gracias a la gran cantidad de áreas exploradas y estudios de detalle realizados por entes nacionales (estatales y privados) e internacionales, se pudo reconocer la presencia de mineralizaciones con características diferenciales en comparación con las típicas mineralizaciones epitermales.

El proyecto “La Josefina” es una de las tantas áreas exploradas y en parte explotadas del MD. En lo referente a los trabajos de exploración realizados por empresas mineras en el proyecto, se encuentran las tareas de Formicruz S.E., Minamerica S.A. y Cerro Cazador S.A. Actualmente el área forma parte de las propiedades mineras de Patagonia Gold S.A. Esta última empresa, en gestión con La Universidad Nacional de La Pampa, posibilitó la realización de la presente tesina en el área correspondiente al proyecto de exploración avanzada “La Josefina”, prospecto “Sorpresa”; especialmente en las rocas volcánicas de la Formación Chon Aike del Grupo Bahía Laura, que se destacan como rocas hospedantes de las mineralizaciones de metales preciosos.

Objetivos

Este trabajo de investigación tiene como objetivos principales contribuir con la caracterización geológica de las unidades reconocidas en superficie y sus equivalentes en el subsuelo en relación con la mineralización del Prospecto “Sorpresa”, área Oeste, en el proyecto minero “La Josefina”.

Los objetivos particulares son:

- Estudiar las relaciones temporales y genéticas entre las distintas unidades geológicas del área “Sorpresa”, área Oeste, con especial énfasis en la Veta “Mabel”.
- Ampliar la información petrológica, mineralógica y estructural que permita caracterizar y

conocer el evento volcánico jurásico.

- Realizar un estudio integrado de testigos corona, secciones, perfiles y mapas de superficie, lo cual es fundamental para la exploración.

-Inferir los mecanismos que actuaron durante la formación de los depósitos.

-Correlacionar la litología y la mineralización con la magnetometría proporcionada por Patagonia Gold S.A.

Aspectos Geográficos

Ubicación y accesos.

El MD está comprendido por los departamentos Magallanes, Lago Buenos Aires y Deseado en la provincia de Santa Cruz. Las rutas nacionales que se encuentran en cercanías del área, son hacia el oeste la N° 40, hacia el este la N° 3 y hacia el noreste la N° 281 (Fig. 2).

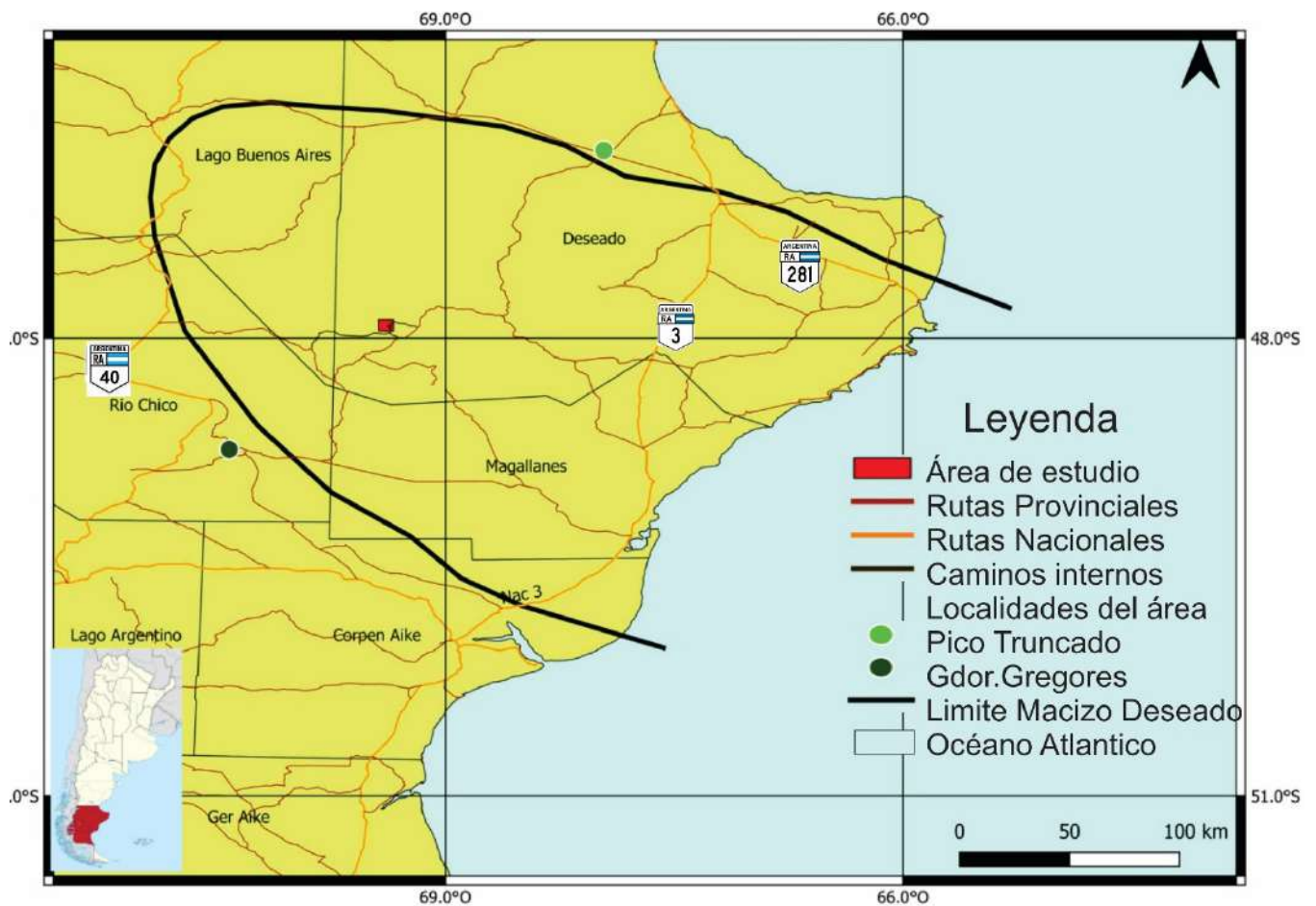


Figura 2: Mapa de ubicación en el MD.

El Proyecto La Josefina comprende una superficie de 400 km² y está limitado por los meridianos 69° 15' y 69° 30' O y los paralelos 47° 45' y 47° 59' S. El prospecto Sorpresa, con una superficie de 6 km², se encuentra al SO del departamento Deseado, en la porción centro-norte de la provincia de Santa Cruz.

El acceso desde Gobernador Gregores, la localidad más cercana situada a 150 km al sur, se realiza por la RP N° 12, por unos 110 km hasta llegar al acceso sur del área donde luego se toman caminos internos por 31 km. Desde el norte se puede acceder desde la ciudad de Pico Truncado a través de la RP N° 12 en dirección sur por unos 200 km aproximadamente hasta alcanzar el acceso norte, luego se toma un camino interno por unos 23 km hasta llegar a la estancia Piedra Labrada (Fig.3). En esta última se encuentra el campamento base de la empresa Patagonia Gold S.A. a los 69° 23,6' O y 47° 55' S y el prospecto Sorpresa se localiza en las inmediaciones.

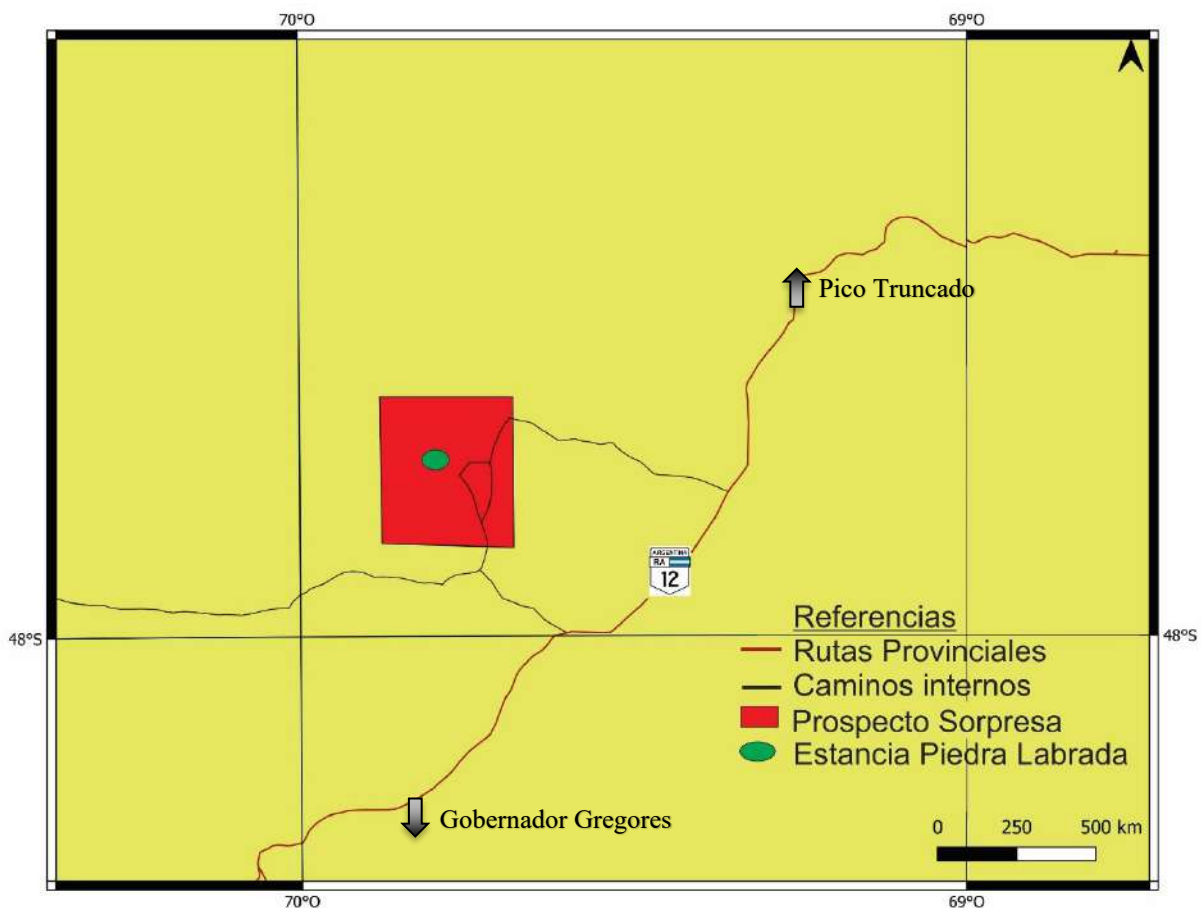


Figura 3: Mapa de accesos al prospecto Sorpresa.

Geomorfología

El modelado del paisaje responde a la acción eólica, procesos de remoción en masa y acción fluvial. La acción eólica, a través de la deflación, es el agente que ha producido mayor erosión y removido la mayor cantidad de material (Moreira 2005).

El paisaje presenta ventanas erosivas con relieves de morfología recortada e irregulares, en el que se destacan cerros de formas abruptas, aislados alternando con lomas redondeadas y mesetas de reducidas dimensiones de baja altura. Las elevaciones máximas corresponden a las vulcanitas jurásicas, estructuras de cuarzo y zonas silicificadas, destacándose el cerro Piedra Labrada de 832 m s.n.m. (Fig. 4 A). Las menores cotas están alrededor de los 520 m s.n.m. representadas por extensos bajos ocupados por lagunas (Fig. 4 B), la mayoría sin agua. La red de drenaje está poco desarrollada y no hay cursos de agua permanentes, sino corrientes de agua intermitentes o perennes (Moreira 2005).



Figura 4: A) Cerro Piedra Labrada a 832 m s.n.m. B) Bajos ocupados temporalmente por lagunas secas a 520 m s.n.m.

Posteriormente al evento jurásico y uno de los procesos importantes que ha intervenido en el desarrollo de la morfología es el vulcanismo basáltico cenozoico. Las coladas basálticas cretácico-paleógenas se ubican en la porción centro-norte del área La Josefina y se distribuyen siguiendo una orientación aproximada N-S.

En toda la comarca se encuentran diseminadas innumerables cuencas sin desagüe ocupadas en sus sectores más profundos por barreales o lagunas temporales que se llenan de sedimentos de diferente granulometría. Estas depresiones forman el nivel de base local de

erosión para gran parte del área estudiada. La forma en planta de las depresiones es por lo general elíptica o subcircular, si bien en las de mayor tamaño es muy irregular (Moreira 2005). El origen de estos bajos ha sido un tema de discusión por varios años, sin embargo, varios autores (Feruglio 1929; Fidalgo y Riggi, 1965; Methol 1967 y Fidalgo 1973) están de acuerdo con el origen múltiple de los mismos. Schiller (1923) y Panza et al. (1995) consideran que estos bajos se han originado por sub lavado de materiales, aprovechando sectores controlados estructural o litológicamente, y posteriormente ensanchados y profundizados por la acción de las lluvias y la meteorización.

Capítulo 2: Metodología de trabajo

Trabajos de campo

Los trabajos de campo consistieron en un reconocimiento y mapeo de la superficie del prospecto “Sorpresa”, donde se identificaron litologías, estructuras y alteraciones los cuales se referenciaron con 1060 puntos GPS. Por otro lado, con la brújula estructural se procedió a medir el rumbo del buzamiento y buzamiento registrándose un total de 90 puntos GPS.

Respecto al muestreo se recolectaron 25 muestras en superficie de las distintas litologías, de las cuales 12 corresponden a la veta Mabel. De los testigos de perforación, se tomaron 10 muestras de diferentes tramos de los pozos en cuya selección se priorizaron aquellas que presentaban mayores variaciones texturales.

Trabajo de gabinete

Los trabajos en el gabinete consistieron en la búsqueda y recopilación bibliográfica de información relacionada con trabajos previos geológicos y mineros con énfasis en la génesis y descubrimiento de los depósitos epitermales, las rocas piroclásticas relacionadas, sus texturas y alteraciones en el MD.

Con los datos obtenidos en los trabajos de campo, primeramente, se procedió a la descarga de los datos GPS en coordenadas latitud y longitud (Lat.-Lon) para pasarlas a Gauss Krueger, con el programa Base Camp-GARMIN y así modificar e incorporar distintos atributos con Excel para de esa manera trabajar en QGIS.

El mapa geológico se confeccionó a escala 1:5000, en el cual se definieron distintos polígonos correspondientes a las litologías observadas y las estructuras se diferenciaron según la presencia de posible mineralización. Además, con Corel EDRAW se realizó una columna estratigráfica. Los datos estructurales se cargaron en el programa StereoNet y se graficaron diagramas de rosetas.

Por otro lado, una vez definidas todas las estructuras, se seleccionó una veta, representativa del área, que disponía de una serie de perforaciones donde se seleccionaron 4, una del extremo superior, dos del área media y una del extremo inferior. A partir de los testigos de perforación, proporcionados por la empresa Patagonia Gold S.A., se realizó el logueo y la

posterior confección de secciones y perfiles a escala 1:500; de modo tal, que se puedan observar en detalle las variaciones litológicas y las zonas de falla, entre otros aspectos. Finalmente, con los datos de magnetometría procesados con seis filtros diferentes por la empresa Patagonia Gold S.A., con los que se realizó una interpretación de las anomalías.

Magnetometría

Principios Teóricos

El método magnético es una de las técnicas geofísicas más ampliamente usada para exploración del subsuelo terrestre, el mismo involucra variaciones de propiedades magnéticas laterales dentro de la corteza superior y es una herramienta no invasiva ni contaminante, de fácil operación y relativamente poco costosa, donde su interpretación es fundamentalmente cualitativa.

El magnetismo es la ciencia que estudia la fuerza de atracción de un imán, cuerpo cuya sustancia es capaz de atraer hierro, sin tener en cuenta la atracción gravitatoria (Estrada 2013). El magnetismo puede ser inducido por un campo magnético externo (J_i = magnetismo inducido) o intrínseco (J_r = magnetismo remanente). El magnetismo general de un cuerpo resulta de la suma vectorial de sus magnetismos inducidos (J_i) y remanentes (J_r) (Peroni 2020).

$$J = J_i + J_r$$

La magnetización inducida, es el componente de una magnetización producido en respuestas a un campo aplicado. Para campos débiles como el campo geomagnético, el cual varía tanto espacial como temporalmente; es aproximadamente proporcional al campo aplicado H y desaparece cuando se elimina el campo.

$$J_i = \chi H$$

La constante de proporcionalidad se conoce como susceptibilidad magnética (χ). La susceptibilidad magnética es una cantidad escalar (se caracteriza simplemente por su magnitud) y es aproximadamente isotrópica. Para la mayoría de las rocas, la magnetización inducida es esencialmente paralela al campo aplicado, independientemente de la dirección.

Una anomalía en el campo magnético de la Tierra se debe a una variación lateral en el momento magnético por unidad de volumen (magnetización) de los materiales en el subsuelo. Según Peroni (2020), las principales componentes del campo magnético terrestre en latitudes medias se representan en la Figura 5 donde:

a) F : es el módulo del vector B y es llamado intensidad total.

- b) H: la componente horizontal es la proyección del vector B sobre el horizonte.
- c) D: la declinación es el ángulo que forma la componente H con la dirección norte.
- d) I: la inclinación es el ángulo que forma el vector de campo geomagnético con el plano horizontal y también es el ángulo entre la componente H y el vector B.
- e) X: es la componente Sur-Norte.
- f) Y: es la componente Oeste-Este.
- g) Z: es la proyección vertical del vector B con sentido positivo hacia abajo.

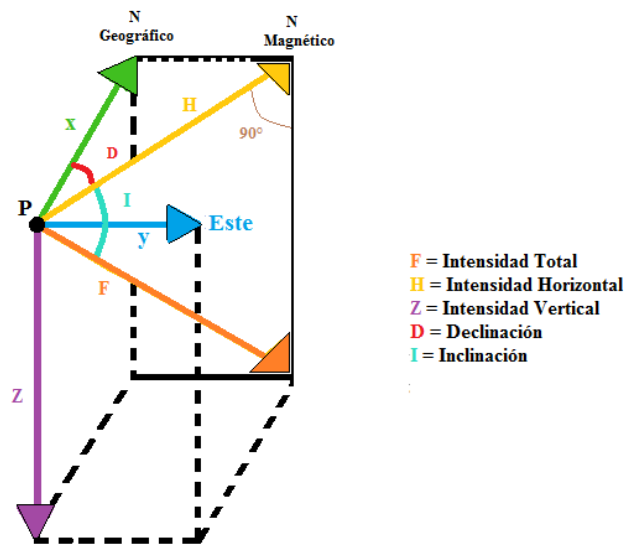


Figura 5: Principales componentes del campo magnético (Pérez Orrego 2017).

Bajo ciertas condiciones, el campo externo puede causar cambios irreversibles en las propiedades magnéticas del material. Cuando se elimina el campo externo, el material retiene un magnetismo permanente, por lo que su fuerza y orientación la adquiere en el momento de su formación, dependiendo del contenido de mineral magnético de la roca, el tamaño de grano y la microestructura (Peroni 2020). Estas propiedades físicas sólo existen a temperaturas por debajo del umbral de magnetización conocido como Punto de Curie o Temperatura de Curie que es 573 °C para la magnetita (Sottile 2018).

La Figura 6 ilustra los tres tipos fundamentales de propiedades magnéticas observadas en un experimento en el que se monitorea la magnetización (J) adquirida en respuesta a la aplicación de un campo magnético (H) (Butler 1992).

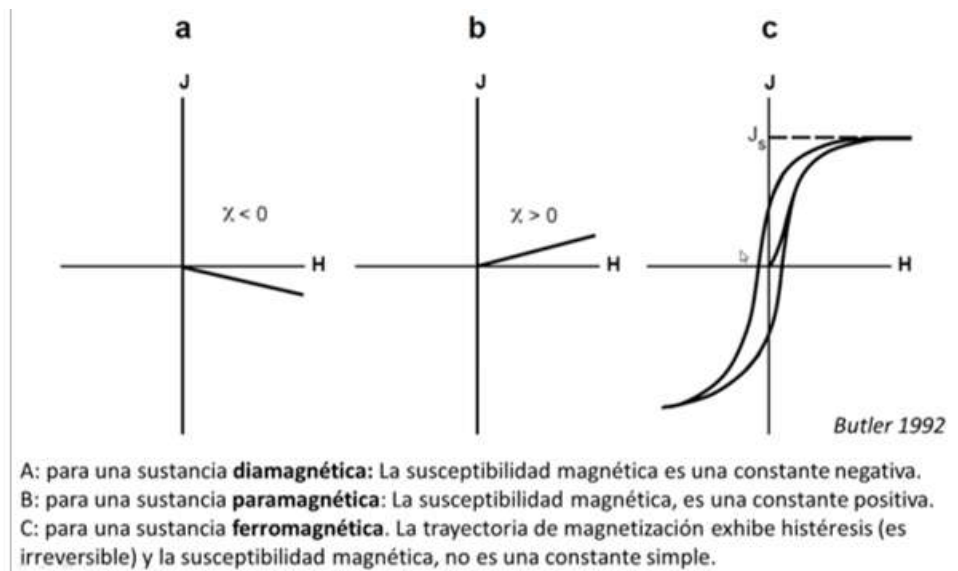


Figura 6: Comportamiento de los tres tipos fundamentales de propiedades magnéticas ante la aplicación de un campo magnético (H) (Butler 1992).

Las sustancias diamagnéticas surgen de la respuesta de los electrones en los átomos frente a un campo magnético, oponiéndose al campo aplicado y se caracteriza por una susceptibilidad muy baja y negativa. Las rocas y minerales diamagnéticos más comunes son grafito, yeso, mármol, cuarzo y sal (Peroni 2020).

Las sustancias paramagnéticas adquieren magnetización inducida paralela al campo aplicado, y el valor de susceptibilidad magnética es pequeño y positivo.

Las sustancias ferromagnéticas poseen los valores más altos de susceptibilidad, pierden su magnetización espontánea a una temperatura característica (t_c : punto de Curie). Por encima del t_c , el mineral se vuelve paramagnético con baja susceptibilidad y sin remanencia.

El campo geomagnético principal (relativamente estable) se origina en el núcleo y se lo conoce como el campo interno. Además, es el responsable del magnetismo inducido y remanente de las rocas, varía a corto-mediano-largo plazo y es imprescindible para sostener la vida en el planeta (Peroni 2020).

El campo magnético externo es inestable y está asociado con variaciones en las escalas de tiempo de fracciones de un segundo a meses. Estas variaciones se deben por completo a fuentes externas a la Tierra. El campo externo variable es un obstáculo durante el curso de un levantamiento magnético y las variaciones temporales más significativas son la variación diurna, las tormentas magnéticas y las micro-pulsaciones (Peroni 2020).

Las variaciones diurnas son el resultado del campo magnético inducido por el flujo de partículas cargadas dentro de la ionósfera que se dirigen hacia el polo magnético. Los patrones de circulación como así también las variaciones diurnas están relacionadas con el

efecto de mareas del Sol y la Luna, para su corrección, se establece generalmente un magnetómetro base, el cual es fijo y se realizan las mediciones de las variaciones magnéticas a lo largo del tiempo que dure el relevamiento (Sotille 2018).

Las tormentas magnéticas son variaciones rápidas del campo (milisegundos a minutos), aparecen como explosiones irregulares y duran de horas a varios días. Estas perturbaciones transitorias causan una amplia gama de cambios de amplitud, hasta 1000 nT en la mayoría de las latitudes, y aún más grandes en las regiones polares donde también están asociadas con eventos de auroras. Para este tipo de eventos lo que se trata es de no tomar datos de relevamientos, hasta que se normalice el campo.

Metodología

La fase de planificación de un estudio magnético involucra definir el rango de anomalías características las cuales son anticipadas a partir de las fuentes de interés y la naturaleza del ruido anómalo esperado que interfiere con la identificación y análisis de anomalías. Todas las decisiones sobre el patrón, densidad de observaciones, instrumentación, procesamiento y procedimiento interpretacional, se basan en estas anomalías y ruidos característicos teniendo en cuenta las consideraciones de costo/beneficio del estudio. El paso siguiente luego de la adquisición es el procesamiento de los datos, que involucra la reducción de estos a una forma interpretable mediante la eliminación de todos los efectos magnéticos predecibles, dejando solo los efectos magnéticos residuales de las fuentes desconocidas del subsuelo. Esto se realiza comparando los datos observados con el modelo teórico del campo geomagnético en cada sitio de observación y removiendo las variaciones temporales diurnas. Además, el procesamiento involucra el aislamiento o mejoramiento de las anomalías de interés para que puedan ser identificadas y analizadas. Una vez obtenidas las anomalías, luego de efectuar las correcciones, la siguiente etapa es la interpretación de las anomalías de interés. Esta puede ser simplemente la localización de las fuentes específicas. Para la visualización y mejora de los datos magnéticos se pueden usar varios filtros, los cuales pueden enfatizar características particulares de los datos o suprimir características indeseables. Existen muchos tipos, entre los que se mencionan reducción al polo, filtro de continuación ascendente y descendente, primera derivada vertical, gradiente horizontal, señal analítica y derivada TILF (Pérez Orrego 2017):

- Reducción al polo (RTP): es el proceso de convertir el campo magnético de una latitud magnética determinada (donde el campo de la Tierra está inclinado), al campo magnético en el polo, donde el campo inductor es vertical. En latitudes intermedias el

campo de la Tierra está inclinado, por lo que las anomalías magnéticas tienen formas que están relacionadas simétricamente con sus fuentes y presentan una bipolaridad. En los polos magnéticos el campo inductor es vertical, las anomalías inducidas están directamente sobre sus fuentes.

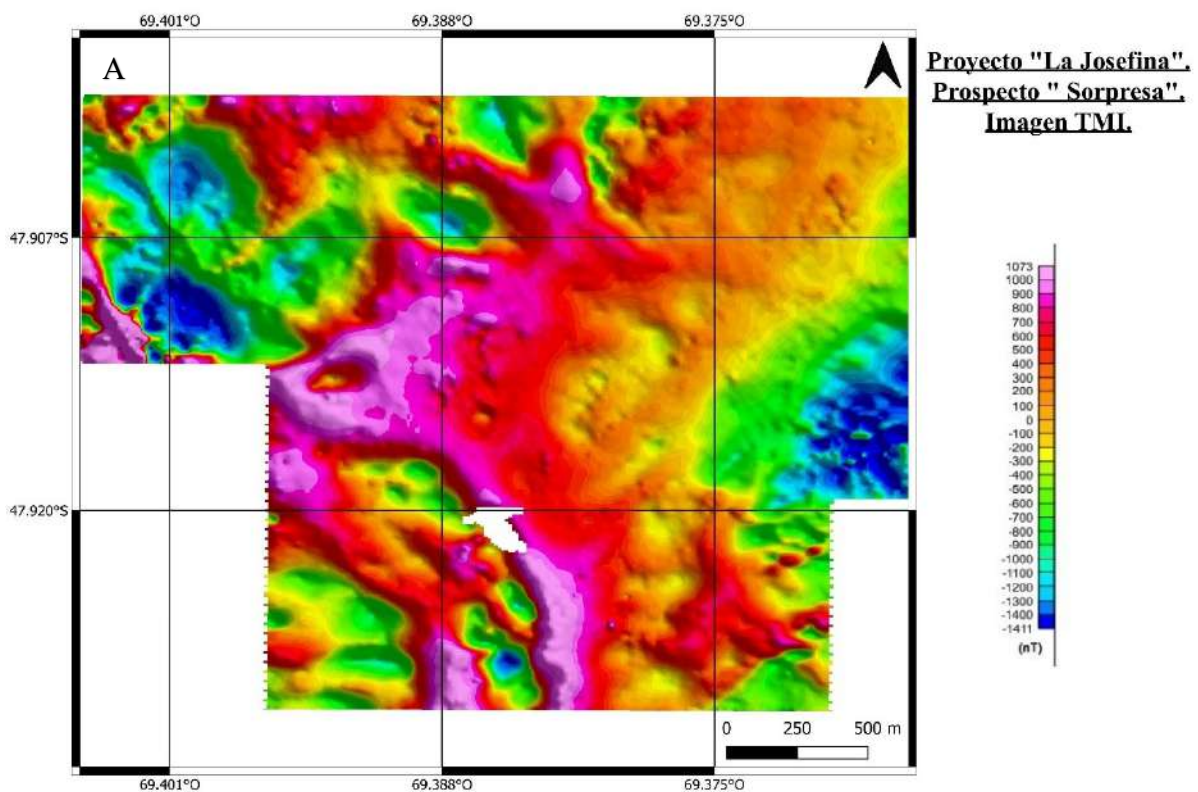
- Continuación ascendente y descendente (TDR): es el cálculo del campo magnético a mayor o menor altura del cual fue adquirido. La continuación ascendente suaviza las anomalías de alta frecuencia en relación con las anomalías de baja frecuencia y es útil para suprimir los efectos de anomalías superficiales cuando se requieren detalles sobre anomalías más profundas. La continuación descendente agudiza los efectos de las anomalías (mejora las frecuencias altas) y se utiliza tanto para anomalías geológicas como para el ruido de alta frecuencia.
- Primera derivada vertical (DV1): es la tasa de variación en el espacio en la dirección vertical (“Z”) y se aplica a la grilla de la reducción al polo (RTP). Enfatiza los efectos magnéticos causados por características subsuperficiales relativamente poco profundas y locales, (estructuras de basamentos magnéticos y fallas magnetizadas intra-sedimentarias, etc.). Los valores de 0 en los mapas de contorno de DV1 suelen delimitar los límites de los bloques de falla. Las discontinuidades suelen indicar la presencia de zonas de cizalla.
- Gradiente horizontal: se aplica a la grilla de RTP. El objetivo es identificar las fallas por el contraste de susceptibilidad magnética y es muy utilizado en fallas en cuencas sedimentarias.
- Señal analítica (AS): técnica propuesta por Nabighian (1972) y mejorada por Roest y Pilkington (1992), es utilizada para delinear los límites o bordes de las fuentes magnéticas, similar al gradiente horizontal, con la diferencia que la AS considera las variaciones verticales del campo magnético y de esta manera es útil para inferir la profundidad, localización y geometría de las fuentes. Los máximos absolutos determinan la posición de los sectores donde hay mayor contraste magnético, como, por ejemplo, en el contacto entre la roca de caja y un intrusivo. Es independiente de los parámetros del campo magnético terrestre y de la dirección de magnetización de la fuente que genera la anomalía. Puede utilizarse (a diferencia de la reducción al polo), en fuentes magnéticas en las cuales se presume la contribución de un magnetismo remanente.

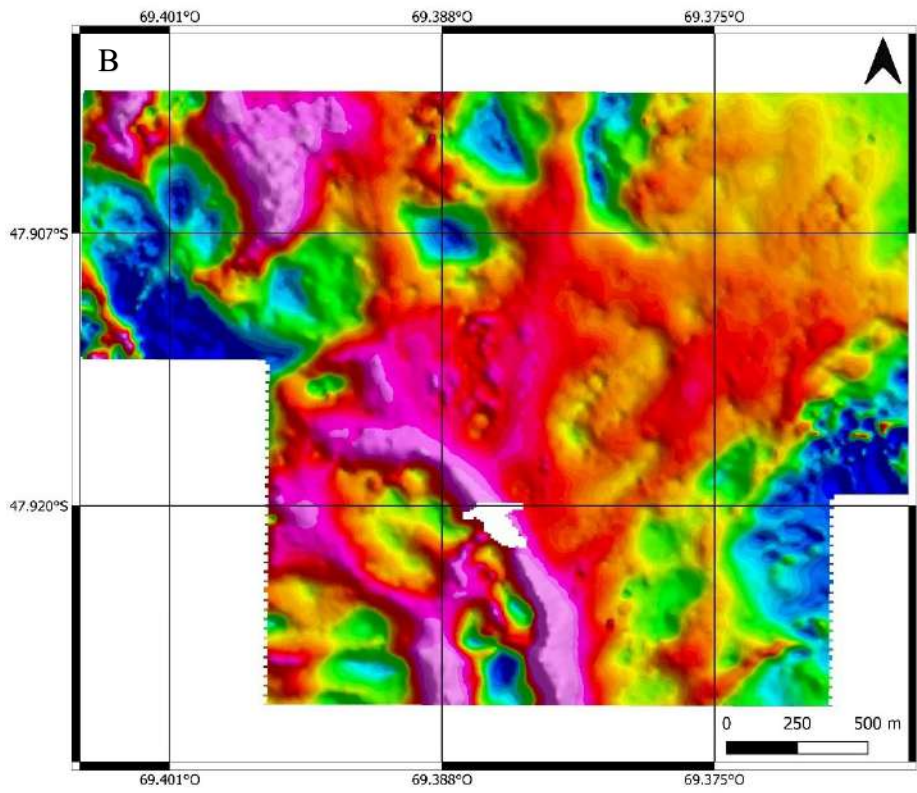
Los objetivos de los relevamientos magnéticos en depósitos epitermales a escala regional es mapear las estructuras que controlan las alteraciones hidrotermales y la mineralización. Por

otra parte, a escala del distrito minero es delinear zonas de destrucción de la magnetita que reflejan la localización y la extensión de la alteración hidrotermal o sistemas geotermales fósiles. En estos ambientes, la alteración hidrotermal fuerte o intensa es caracterizada por zonas de valores cercanos a cero en la grilla de señal analítica (Peroni 2020).

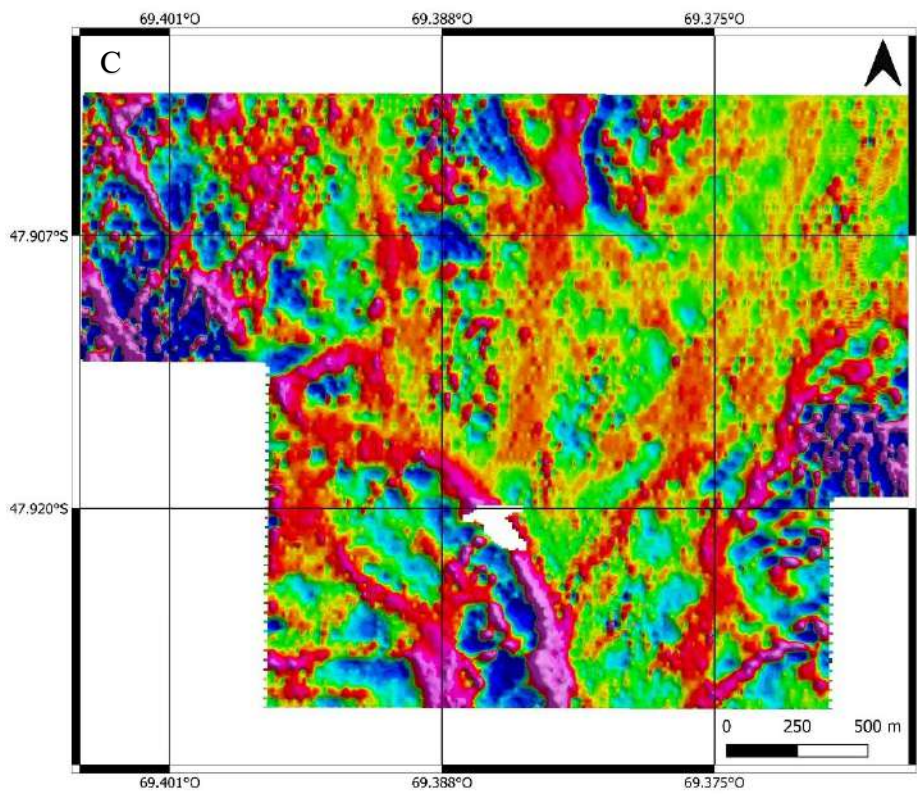
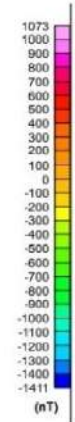
Adquisición de datos magnéticos.

El Prospecto Sorpresa cuenta con un total de 307336 puntos de mediciones magnéticas que fueron realizadas por Patagonia Gold S.A. a lo largo de perfiles que atraviesan líneas en dirección E-O, espaciadas cada 50 m. Para tal fin, se utilizaron magnetómetros GEMSYS con intensificación Overhauser de la señal. El magnetómetro móvil (rover) GSM-19W (0.015 nT/Hz sensibilidad, +/- 0.1 nT precisión absoluta, 10000 - 120000 nT rango dinámico y > 10,000 nT/m gradiente de tolerancia) tiene GPS incluido para seguir las líneas y el registro automático de datos (x, y, z, tmi, QC, fecha, hora). Para el procesamiento de datos se utilizó el software: Oasis Montaj, módulo MAGMAP e incluyó técnicas de filtrado técnicas de filtrado TMI (Fig. 7 A), RTP (Fig. 7 B), DV1 (Fig. 7 C) y AS (Fig. 7 D).

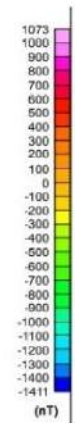




**Proyecto "La Josefina".
Prospecto "Sorpresa".
Imagen RTP.**



**Proyecto "La Josefina".
Prospecto "Sorpresa".
Imagen DVI.**



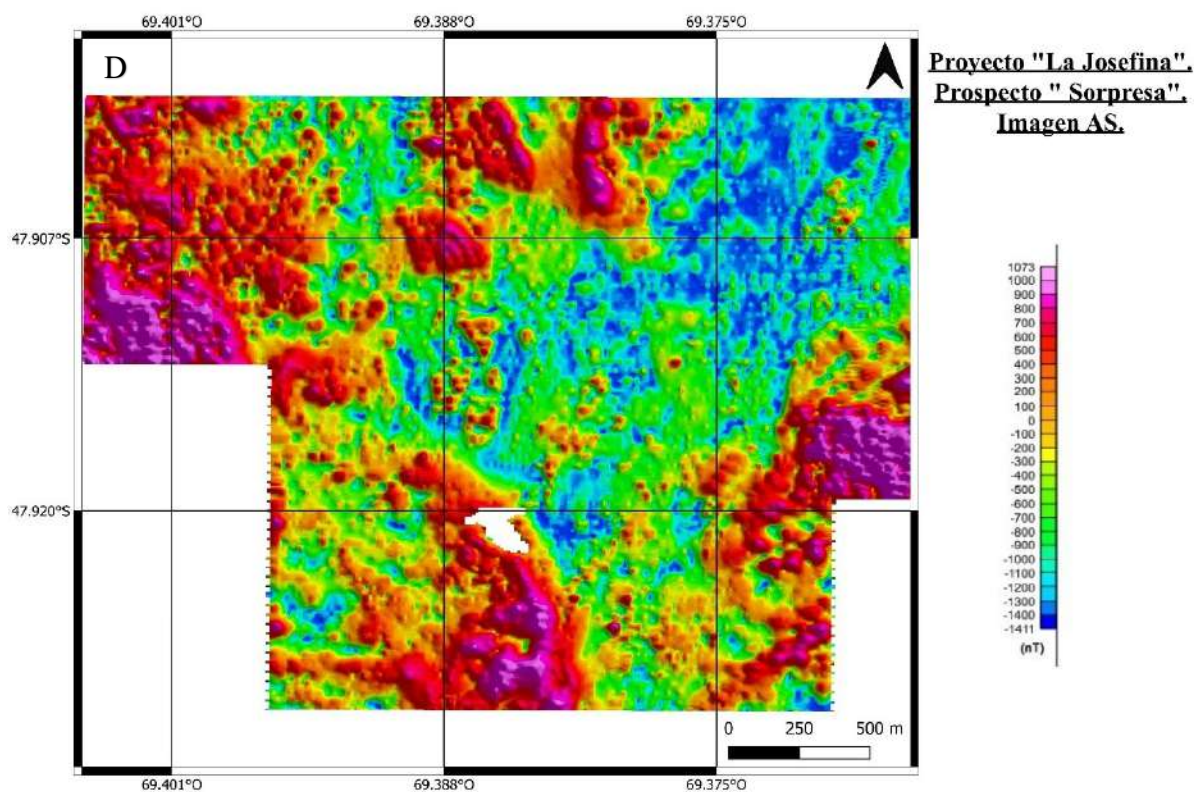


Figura 7: Imágenes proporcionadas por Patagonia Gold S.A. con los distintos filtrados aplicados A) TMI, B) RTP, C) DV1 y D) AS.

Trabajos de Laboratorio

Las tareas de laboratorio incluyeron la descripción litológica de las muestras de superficie, de testigos coronas y la confección de secciones delgadas. La descripción se realizó con lupas de mano, lupa binocular marca Arcano y cinta métrica.

El estudio de las muestras se efectuó desde una perspectiva integral con el análisis macroscópico y microscópico. Desde el enfoque macroscópico se tuvo en cuenta principalmente la granulometría, composición, cantidades relativas y grados de soldamientos de los componentes mayoritarios de las rocas piroclásticas estudiadas. Para la clasificación genética, se empleó la nomenclatura recomendada por Mc Phie et al. (1993), mientras que para los límites granulométricos la propuesta por Schmid (1981) (Tabla 1). Para clasificar las tobas se siguieron los criterios de Fisher y Schmincke (1984), utilizando comparadores visuales para estimar las cantidades relativas de cada componente principal (Fig. 8).

Tabla 1: Criterios para la clasificación granulométrica de los fragmentos, depósitos y rocas piroclásticas (Schmid, 1981).

Tamaño de grano (mm)	Piroclastos	Depósito piroclástico	
		Tefra no consolidada	Roca piroclástica consolidada
> 64	bomba, bloque	tefra de bloques o bombas	brecha/aglomerado piroclástico
64 a 2	lapilli	tefra-lapilli	toba-lapilli
2 a 1/16	ceniza gruesa	ceniza gruesa	toba gruesa
< 1/16	ceniza fina	ceniza fina (polvo)	toba fina

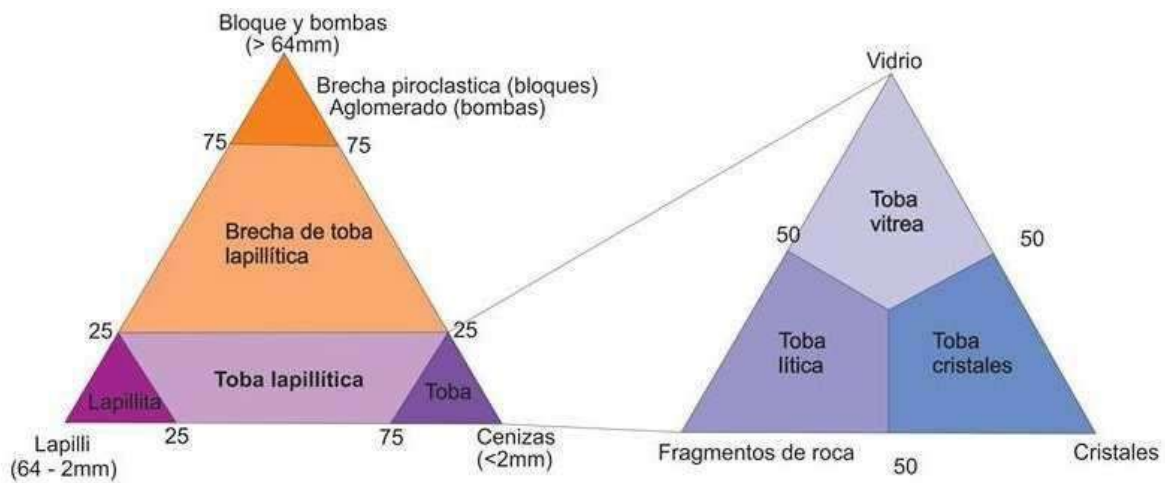


Figura 8: Clasificación de las tobas en función de sus componentes principales (modificado de Fisher y Schmincke 1984).

Para el estudio de facies se aplicaron los criterios dados por Cas y Wright (1982) y McPhie et al. (1993) que incluyen facies magmática (subfacies lávica y subvolcánica) y facies volcanoclásticas (subfacies piroclástica de flujo, caída, surge y volcanoclásticos resedimentados). Por tal motivo, con los datos obtenidos en campaña e integrados con los de gabinete y laboratorio, se trabajó desde un enfoque litofacial y se adoptó como base las propuestas de Fernández et al. (1996) y Moreira (2005), donde se divide a la Formación Chon Aike en 9 Miembros integrados por distintas facies y subfacies.

Las rocas de las facies volcanoclásticas incluyen todos los depósitos volcánicos fragmentarios, englobando a las rocas piroclásticas (depósitos producidos por erupciones explosivas) y las rocas volcánicas retrabajadas (tufitas) (Cas y Wight 1982 y McPhie et al. 1993). Las rocas piroclásticas se subdividen genéticamente en tres subfacies: piroclástica de flujo, de surge y de caída, en función del modo de transporte y depositación de los materiales.

Respecto al grado de soldamiento de los depósitos piroclásticos, éstos fueron estimados siguiendo los criterios de Quane y Russell (2005) quienes proponen centrar la atención en los vitroclastos (Tabla 2). Cuando las trizas vítreas y pómez no están compactadas ni deformadas forman ignimbritas no soldadas. Las rocas que presentan los fragmentos pumíceos aplastados y deformados generando fiammes con las trizas vítreas aglutinadas y distorsionadas, forman ignimbritas densamente soldadas con textura eutaxítica. Entre estos extremos están las ignimbritas parcialmente soldadas, que pueden tener evidencias de una incipiente compactación y aglutinamiento de las trizas vítreas y las pómez ligeramente aplastadas.

Tabla 2: Características de los distintos grados de soldamiento de los depósitos piroclásticos (Quane y Russell 2005).

Grado de soldamiento	Matriz cinerítica	Pómez o fragmentos pumíceos
I	Inconsolidada, friable, con poca o ninguna adhesión entre las trizas.	Sin deformación, orientación al azar.
II	Poco consolidada, trizas adheridas, material vítreo sin coalescencia.	Sin deformación, orientación al azar; fracturas alrededor de las pómez.
III	Trizas con leve deformación y algo de coalescencia, muy porosa.	Aplastamiento leve o débil.
IV	Con foliación moderada pero las trizas poseen deformación dúctil leve, clastos adheridos en forma moderada.	Textura eutaxítica con deformación moderada de pómez
V	Trizas muy adheridas, foliación bien definida.	Textura eutaxítica bien desarrollada, pómez colapsadas a fiammes con vesículas aun visibles
VI	Trizas completamente adheridas y colapsadas; textura hialopilitica o vítrea.	Textura eutaxítica completamente desarrollada; fiammes vítreos

Cabe destacar que las rocas volcánicas asociadas a sistemas epitermales generalmente están afectadas por procesos de alteración hidrotermal, ya sea, producto de fluidos calientes posteriores a la formación del depósito, o a fluidos que circulan por la roca mientras se consolida (diagenéticos). Las unidades estudiadas en este trabajo no escapan a tales fenómenos de alteración, que obliteran algunos rasgos de la roca original. Además, presentan relaciones estratigráficas complejas, por lo que suele ser difícil distinguir su origen. La propuesta para nombrarlas según Mc Phie et al. (1993) se muestra en la Figura N° 9 e incluye tamaño de grano, componentes, litofacies y tipo de alteración.



Figura 9: Combinación ideal para nombrar rocas volcánicas (Modificado de McPhie et al.1993).

Para la descripción de rocas con textura de brecha se aplicó la terminología y clasificación de Corbett y Leach (1998), distinguiendo tres componentes principales:

- Fragmentos: clastos que resultan de rocas fragmentadas.
- Matriz: incluye los minerales (inclusive los de mena) depositados entre los fragmentos a partir de los fluidos hidrotermales; así como, al material derivado de la molienda de los fragmentos y al material rocoso introducido, de granulometría más fina que los fragmentos.
- Cavidades: espacios abiertos desarrollados entre los fragmentos.

Para determinar criterios de la estructura de la roca se utilizaron los parámetros propuestos por Simpson (1995), donde se estima el grado de selección de las muestras. Con respecto al cromatismo de las rocas, se utilizó la carta de colores de Munsell® (Rock Color Chart) para unificar los valores.

En cuanto al enfoque microscópico, el objetivo fue profundizar las descripciones macroscópicas y reconocer las texturas, petrografía y alteraciones de cada unidad de las rocas de caja. Para realizar esta tarea se elaboraron 10 secciones delgadas en el laboratorio de cortes de la Universidad Nacional de La Pampa (UNLPam). La preparación de las secciones delgadas consistió en primera instancia en reducir el tamaño de las muestras a pequeños prismas regulares, para lo cual se utilizó una sierra circular con incrustaciones de diamantes lubricada con una mezcla de aceite soluble y agua. Las muestras se impregnaron con resina Epoxy diluida con alcohol, debido a su estado de alteración e inconsistencia. Posteriormente, se pulieron los prismas con una secuencia de abrasivos de granulometrías decrecientes para obtener superficies lisas, para adherirlas al portaobjetos. A continuación, se procedió a desbastar las muestras por su cara libre utilizando una sierra de diamante y diferentes abrasivos sobre placas de vidrio hasta llegar a un espesor aproximado a 30 µm. El pegamento utilizado fue una mezcla de resina Epoxy con endurecedor. Las secciones delgadas se analizaron a través de un microscopio óptico Leica DM 750P perteneciente a la UNLPam.

Para concluir, las litologías observadas principalmente de la veta en superficie, fueron correlacionadas con los datos geoquímicos de muestreos de canaleta realizados previamente y aportados por Patagonia Gold S.A.

Capítulo 3: Marco Geológico

Marco Geológico Regional del Macizo del Deseado

Estratigrafía y marco Geotectónico

El MD se define como una unidad morfoestructural positiva y de comportamiento rígido, con escasa deformación (Panza et al. 1995). Las rocas más antiguas definidas como “Complejo Río Deseado” y la “Formación La Modesta” conforman el basamento de esta provincia geológica y constituyen altos estructurales aislados de poca extensión areal, están asociadas al Ciclo Pampeano (Neoproterozoico a Cámbrico inferior) y Famatiniano (Ordovícico al Devónico medio). Hacia el sector oriental del MD se encuentra el complejo ígneo-metamórfico denominado Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi 1976), compuesto por filitas, meta cuarcitas, filitas cuarzosas, esquistos anfibólicos, anfíbolitas, gneises, migmatitas y granitoides deformados ubicados entre el Neoproterozoico y el Cámbrico (565 a 540 Ma) (Pezzuchi 1978; Pankhurst et al. 2001) (Fig. 10).

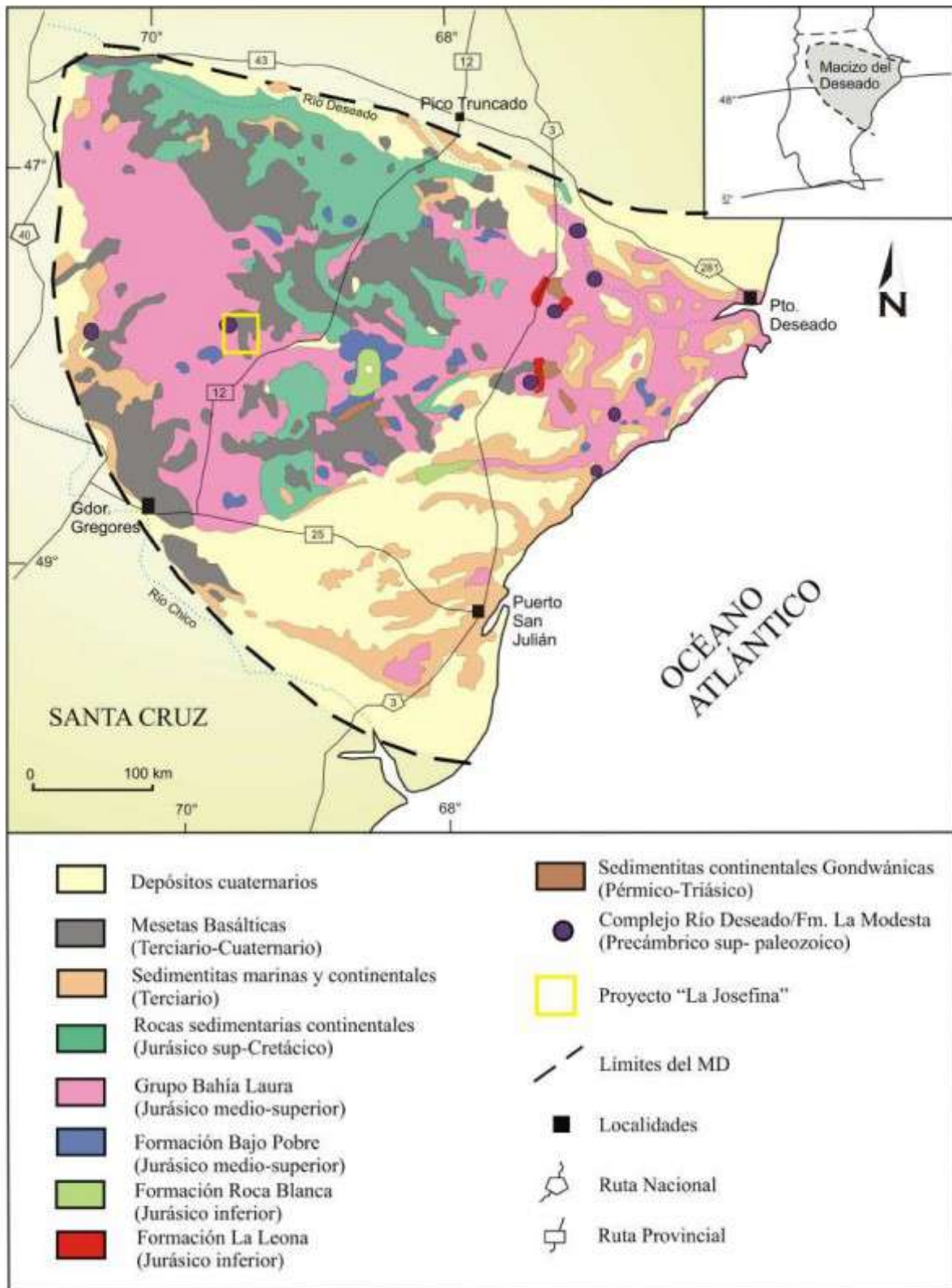


Figura 10: Mapa Geológico del Macizo del Deseado (modificado de Schalamuk et al. 1999).

Las metamórficas de este complejo se encuentran intruidas por granitoide y cuerpos sub volcánicos del Ordovícico al Carbonífero inferior (Chebli y Ferello 1975; Loske et al. 1999 y Pankhurst et al. 2001). Guido (2002) interpretó estas rocas como producto de una evolución neoproterozoica que involucraría la formación de corteza oceánica hasta el desarrollo de un arco magmático de islas. Producto de la dinámica de este arco, las rocas fueron afectadas por metamorfismo de alto grado a los 540 Ma, seguido por el desarrollo del arco magmático Famatiniano (Fig. 10).

El segundo grupo de rocas del basamento, se encuentra en el sector central y occidental del MD. La Formación La Modesta (Di Persa 1962); son rocas metamórficas de bajo grado como esquistos muscovíticos y muscovíticos-cloríticos, esquistos cuarzo-cloríticos, metacuarcitas, rocas calcosilicáticas, menores metavolcanitas mesosilícicas, turmalina y bancos de óxidos de Fe y Mn, del Silúrico-Devónico con edad máxima de sedimentación de 446 ± 6 Ma (Panza y Cobos 1999; Moreira et al. 2013).

Moreira (2005) planteó una posible evolución geológica pre-Mesozoica, en la que la Formación La Modesta podría integrarse en una cuenca desarrollada a partir de un margen protopacífico, que pasó a formar parte del prisma de acreción Gondwánico. Una potente secuencia de 2.500 m de sedimentos continentales del Pérmico en las zonas orientales y un paquete de 3.000 m de espesor de rocas sedimentarias y volcanoclásticas del Triásico Medio a Jurásico Inferior en la zona central del MD se depositaron sobre el basamento como consecuencia de la instauración de un régimen extensional generalizado que formó una serie de grabenes y hemigrabenos con orientación NO-SE (Uliana y Biddle 1987), desde el Pérmico hasta fines del Triásico (Homocv y Constantini 2001 y Cortiñas et al. 2005). Este evento, vinculado al Ciclo Gondwánico (Pérmico a Triásico), formó una cuenca de tipo rift en el noreste del MD denominada “La Golondrina”, rellena por sedimentos continentales de ambiente fluvial, discordantes con las rocas del basamento. Este paquete de sedimentitas fue agrupado bajo el nombre Grupo Tres Cerros e incluye a la Formación La Golondrina (Archangelsky 1967) y la Formación La Juanita (Arrondo 1972) de edad pérmica inferior a superior (Arrondo 1972; Archangelsky y Cúneo 1984 y Jalfin 1987). Esta cuenca es interpretada como de intraarco, continental, de tipo intermontana, con subducción occidental se desarrolló sobre un substrato leptometamórfico atenuado (Jalfin 1987; Bellosi y Jalfin 1989) y los movimientos de la Fase San Rafael condujeron a la conformación de ese espacio depositacional (Ramos y Palma 1991). Por lo tanto, las Formaciones La Golondrina y La Juanita según Ramos (2002) corresponden a facies de sinrift pertenecientes al relleno sinextensional en la cuenca. En el Triásico Medio a Superior se depositaron sedimentitas en

una cuenca tafrogénica de orientación NNO-SSE, que conforman el Grupo El Tranquilo (Di Persia 1965). Este último, está compuesto por la Formación Cañadón Largo de edad mesotriásica tardía a neotriásica temprana y por la Formación Laguna Colorada del neotriásico tardío (Jalfin y Herbst 1995), ambas separadas por una discordancia que marca un período de ascenso tectónico y actividad volcánica que abarcó la parte alta del neotriásico temprano (Moreira 2005). Hacia finales del Triásico y principios del Jurásico se intensificaron los fenómenos extensionales localizados, relacionados al Ciclo Patagónico (Triásico superior al Cretácico superior) donde el comienzo de la subducción en el margen sudoccidental de Gondwana dio lugar al evento magmático de mayor importancia para el MD.

En la zona central del Macizo, por encima del Grupo El Tranquilo, se desarrolló un evento epipiroclástico conocido como Formación Roca Blanca (Di Persia 1956 y De Giusto 1956), con espesores máximos de 900 m (Panza 1982) depositados en las cuencas de rift activas. La edad de la Formación es discutida: Liásico medio-Dogger inferior, según Herbst (1965), Toarciano a Aaleniano según Stipanovic y Bonetti (1970) debido a su contenido paleontológico, mientras que Homoc y Constantini (2001) le asignan una edad triásica superior alta (Retiano). Estos depósitos, junto a los del Grupo El Tranquilo, representan el relleno de subsidencia térmica o SAG de la cuenca La Golondrina (Homoc y Constantini 2001; Cortiñas et al. 2005), los cuales traslaparon los bordes de las fosas como consecuencia de la lenta subsidencia de la cuenca durante el Triásico Superior-Liásico.

Al mismo tiempo, en el sector oriental del MD se emplazó un complejo granítico-granodiorítico tipo-I, integrado por facies plutónicas e hipabisales de edad triásica superior a jurásica inferior de la Formación La Leona (Godeas 1985; Pankhurst et al. 1993), correspondientes al Batolito Patagónico Central por Stipanovic y Methol (1972) y Rapela et al. (1991), que instruye a las sedimentitas de las Formaciones La Golondrina y La Juanita y a las sedimentitas y piroclastitas triásicas del Grupo El Tranquilo. La presencia de diques basálticos a traquiandesíticos calcoalcalinos de la Formación Cerro León (Panza 1982) marca también este fenómeno distensivo de edad jurásica inferior alta (Guido 2002). El último autor interpretó a estas rocas como material básico que ascendió por fracturas, sin llegar a la superficie, dando lugar al inicio del proceso de rifting jurásico, con su máxima expresión en el volcanismo ácido del Grupo Bahía Laura.

Durante el Jurásico Medio a Superior y posiblemente parte del Cretácico, en un lapso de 172 a 149 Ma (Alric et al. 1996; Arribas et al. 1996; Feraud et al. 1999; Moreira et al. 2009; Pankhurst et al. 2000), un extenso evento volcánico de naturaleza bimodal tuvo lugar en la

Patagonia extendiéndose hasta la Península Antártica, que originó la denominada Provincia Silíceo Chon Aike (Pankhurst et al. 1998, 2000) (Fig. 11). Este es el evento geológico más importante que generó un complejo volcánico-sedimentario predominantemente riolítico, caracterizado por grandes depósitos de rocas volcánicas y piroclásticas de carácter bimodal que rellenaron grabenes producidos por una extensión generalizada de tendencia noroeste, asociada a un ambiente de retroarco difuso, relacionado con los primeros estadios del desmembramiento del sudoeste de Gondwana y la apertura del Océano Atlántico (Pankhurst et al. 2000; Riley et al. 2001; Ramos 2002). Los aportes de Feraud et al. (1999) explicaron que el magmatismo ocurrió entre la transición de un rifting continental asociado a abundantes basaltos tipo “flood basalt”, ayudado por una pluma mantélica al este y a la subducción al oeste y que se trata de rocas subcalcinas representadas por una tendencia continua de andesita, dacita y riolitas con una firma calcoalcalina.

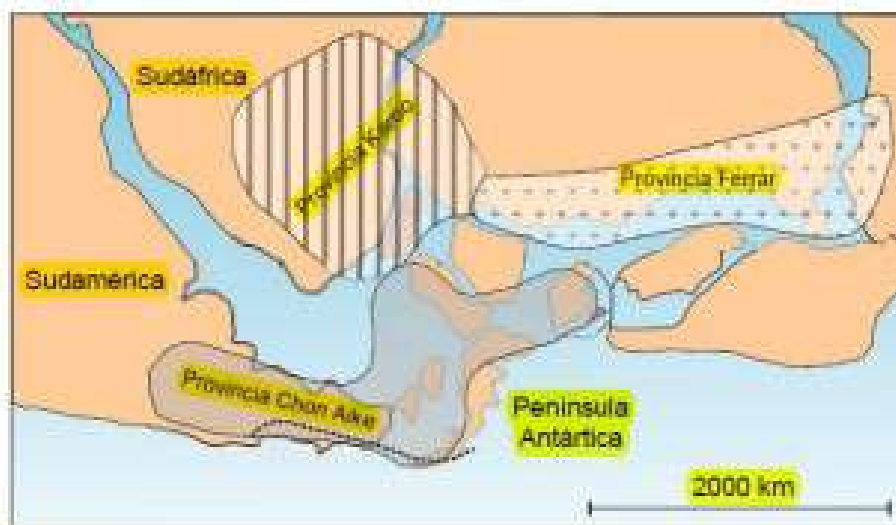


Figura 11: Mapa representativo de la actividad magmática de la provincia Chon Aike asociada a la pre-ruptura de Gondwana (tomado de Moreira 2005).

El término de composición básica a intermedia de esta suite volcánica es abarcado por la Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello 1972) y el término de composición ácida corresponde al Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello 1972), que incluye a las Formaciones Chon Aike (Stipanovic y Reig 1957; Archangelsky 1967) y La Matilde (Stipanovic y Reig 1957; Archangelsky 1967). Ambos términos son del Jurásico Medio a Superior (Alric et al. 1996; Féraud et al. 1999; Tessone et al. 1999; Pankhurst et al. 2000) y varios autores proponen que se trata de unidades coetáneas y cogenéticas (Fig. 10).

El grupo Bahía Laura es un complejo ignimbrítico-lávico-sedimentario, de gran extensión areal, constituido por con dos formaciones Chon Aike y La Matilde que son coetáneas e

interestratificadas entre sí (Lesta y Ferello 1972) (Fig. 10). Este vulcanismo según lo plantean Pankhurst et al. (2000) ocurrió durante aproximadamente 30 Ma (178-151 Ma), con un pico de actividad a los 10 Ma, apoyados en edades de U-Pb en circones. Durante este tiempo la combinación de los factores mencionados dio origen a actividad hidrotermal y al desarrollo de depósitos epitermales de Au-Ag con abundantes ocurrencias de tipo hot spring (Guido y Schalamuk 2003; Guido y Campbell 2011). Esta gran suite volcánica estuvo controlada por grabenes y hemigrabenes con un paralelismo activo entre vulcanismo y fallamiento normal en la etapa de sinrift, pero volviéndose menos importante en las etapas finales y postrift (Giacosa et al. 2010).

Hacia el Jurásico Superior-Cretácico Inferior se produjo una nueva reactivación de la tectónica extensional que generó la apertura de pequeñas cuencas cerradas en las que se depositaron sedimentos de origen epi-piroclástico continentales agrupados bajo las Formaciones Bajo Grande y Baqueró.

La Formación Bajo Grande (Di Persia 1958) del Jurásico Superior (Kimmeridgiano)-Cretácico Inferior (Hauteriviano) se apoya en discordancia angular sobre la Formación Chon Aike, con un espesor variable entre 20 y 420 m (Panza y Marín 1998), y son secuencias típicamente continentales.

La Formación Baqueró (Archangelsky 1967) del Cretácico inferior (Barremiano altoAptiano) se encuentra en discordancia angular sobre la Formación Bajo Grande y tiene un espesor de 100-140 m (Panza y Marín 1998).

Las unidades anteriores son cubiertas por sedimentitas continentales del cretácico inferior a superior que forman el Grupo Chubut (Lesta 1969), distribuidas con un rumbo ONO-ESE en la zona norte del MD. El Grupo está compuesto por las Formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios (Teruggi y Rossetto 1963), contienen gran cantidad de material piroclástico con espesores de 450 m y son de gran importancia en la Cuenca de San Jorge por ser rocas productoras de petróleo.

Con el inicio de la separación entre África y Sudamérica y como consecuencia de un aumento en la deriva continental se instauró un régimen tectónico de carácter compresivo, dando comienzo al ciclo Ándico. Panza et al. (1995) señalaron estabilidad, en el ámbito del MD, para este ciclo y durante la mayor parte del Fanerozoico. A fines del Cretácico, ligado a este ciclo orogénico comenzó en el sector central del MD un ciclo efusivo basáltico con la Formación Las Mercedes (Panza 1982), presente durante todo el Cenozoico. Esto marcó el comienzo de un magmatismo basáltico de carácter olivínico al que Panza y Franchi (2002) agruparon bajo siete ciclos dentro de los que se destacan Basalto Cerro del Doce, Alma

Gaucha, Basalto Cónдор Ciff, Basalto La Angelita y Basalto Tres Cerros, entre otros. Estos amplios mantos basálticos son consecuencia de la persistencia de ambientes distensivos post-orogénicos según de Barrio et al. (1999). Además, Ramos y Kay (1992) interpretaron que son el producto de la migración de sudoeste a noreste de una ventana astenosférica generada por la subducción del punto triple entre las placas Sudamericana, Antártica y Nazca.

Entre el Eoceno y el Mioceno se depositó la Formación Sarmiento (Feruglio 1949) compuesta por tobas y bentonitas continentales. Además, durante el Cenozoico se conocen dos ingresiones atlánticas representadas por las areniscas coquinoideas y areniscas verdosas de la Formación Salamanca (Lesta y Ferello 1972) de edad daniana; y la segunda transgresión de areniscas coquinoideas que corresponden a las Formaciones San Julián y Monte León (Bertels 1970), del Mioceno inferior.

Hacia el Terciario superior el vulcanismo explosivo cordillerano generó depósitos continentales adjudicados a la Formación Santa Cruz (Ameghino 1898), del Mioceno inferior. La estratigrafía de esta provincia geológica se completa con un delgado manto discordante de gravas y arenas asignadas a las Formaciones Mata Grande (Panza y de Barrio 1987; 1989) y La Avenida (Marín 1982) del Plioceno superior-Pleistoceno inferior conocidos como “Rodados Patagónicos”, que junto con los basaltos modelan el paisaje mesetiforme típico de la región. Por último, se encuentran depósitos aluviales, coluviales, de bajos y costeros del Cuaternario que están distribuidos irregularmente en toda el área del MD.

En el Pleistoceno se depositó gran cantidad de gravas y arenas con escasos limos producto de estadios glaciares (Panza y Cobos 1999). Esta unidad está representada por unos pocos remanentes aislados y el afloramiento más importante corresponde a la Pampa de la Chicharra, ubicada al norte de la estancia La Josefina.

Por otro lado, en la comarca hay gran cantidad de bajos y lagunas temporarias que constituyen los llamados guadales o barreales.

Geología estructural

El MD es denominado por Harrington (1962) como Nesocratón por su carácter estable y forma parte de la Plataforma Patagónica de la Placa Americana Sur (Fig. 12) (Irigoyen 1999).

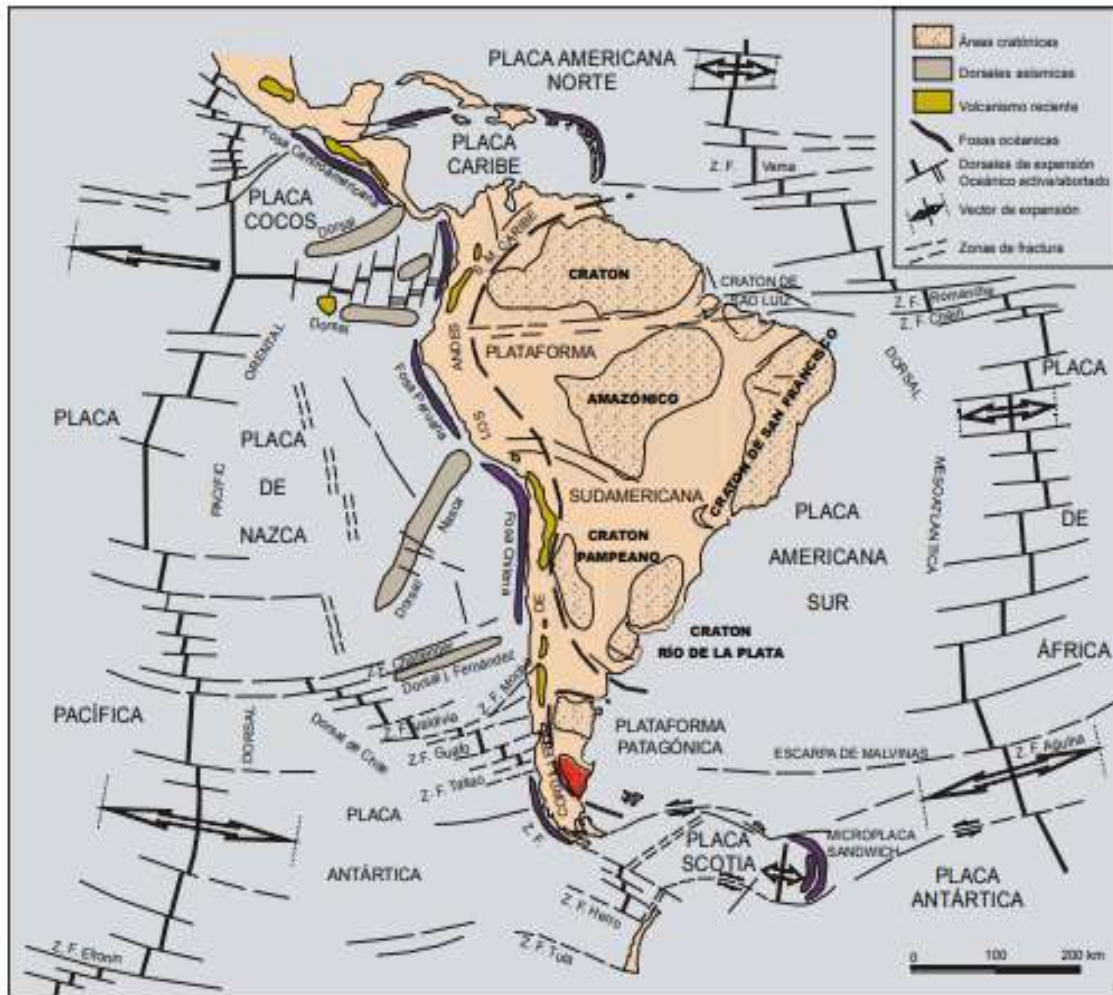


Figura 12 Mapa descriptivo del Macizo del Deseado, denominado Nesocratón estable, integrado a Sudamérica (Yrigoyen 1999).

El desarrollo tectónico de más relevancia está vinculado con el Ciclo Patagónico (Ramos, (1979), Ramos (1983), Uliana et al. (1989), Ramos (2002)) que se prolonga en Patagonia desde el Triásico Superior (230Ma) al Cretácico Superior (65 Ma) y es donde se registra la mayor actividad magmática en la región (Guido 2002).

Según Ramos (2002) el proceso de subducción del margen sudoccidental de Gondwana tuvo lugar durante el Mesozoico y Cenozoico, con dos regímenes tectónicos diferentes: A) El primer régimen de subducción se desarrolla desde el Triásico (230 Ma) al Cretácico temprano (135 Ma). La velocidad de convergencia entre placas, fue lenta a muy lenta hacia el oeste, generando un importante régimen extensional en el arco y en el sector de intraplaca al este, el inicio de la apertura del Océano Atlántico. En el MD se producen grandes hemigrabenes basculados hacia el este que estructuran el basamento y son rellenados por volcanitas sin-extensionales (Ramos 2002). Estos hemigrabenes en detalle conforman una compleja

estructura formada por fallas transversales que segmentan a las mayores. Por otro lado, Rapela y Pankhurst (1992), proponen un sistema transcurrente dextrógiro en fallas NO de escala continental y que atraviesan la Patagonia en el Jurásico inferior. En el Cretácico inferior (Aptiano) hay otra reactivación extensional que se vincula a la depositación de la Formación Baqueró (Hechem y Homoc 1986). B) El segundo régimen de subducción se produce cuando se inicia la separación entre África y Sudamérica, y se caracteriza por un incremento de la deriva continental y consecuente aumento del proceso subductivo. El régimen se torna compresivo durante el Cretácico Superior (100 Ma), comenzando entonces la deformación y sobre elevación de la cordillera andina. Desde el Terciario inferior y con un pico de deformación en el Mioceno superior, se desarrolla en el ámbito de la Cordillera Patagónica una faja plegada y corrida (Ramos 1989) con corrimientos y sobre corrimientos (producidos por rebote de la deformación en el bloque rígido del MD) de rumbo principal N-S (Guido 2002).

En todo el MD existen variaciones en las fracturas que dependen principalmente de la estructura previa del basamento y de la orientación respecto a los esfuerzos principales que permiten asociarlas a distintos sistemas. Muchas fallas han sido reactivadas por la compresión del Cretácico y Cenozoico manteniéndose hasta la actualidad.

Los sistemas de fallas más representadas dentro del MD se pueden observar en la Tabla 3 entre los que se mencionan, El Tranquilo, Bajo Grande (Panza 1982), La Frisia y Zanjón del Pescado (Reimer et al. 1996).

Tabla N°3: Sistemas estructurales del Macizo del Deseado (tomado de Moreira 2008).

SISTEMA	Dirección principal (movimiento relativo)	Dirección conjugada (movimiento relativo)	Edad	Comentarios	Referencias
El Tranquilo	325° (hl)	60° (hd)	Jurásico tardío	Macizo del Deseado	Panza (1982)
	340°	65°			Fernández <i>et al.</i> (1996)
	325°-335°	?	área La Josefina	Marchionni <i>et al.</i> (1997)	
Bajo Grande	295° (hl)	35° (hd)	Cretácico temprano	c/componente vertical	Panza (1982)
				Macizo del Deseado	
	302°	36°	área La Josefina	Fernández <i>et al.</i> (1996)	
	?	25°-35°	poco desarrollado	Marchionni <i>et al.</i> (1997)	
La Frisia	340° (hl)	290° (hd)	Caloviano-Oxfordiano	Macizo del Deseado	Reimer <i>et al.</i> (1996)
	350° (hd)	40° (hl)			
Zanjón del Pescado	15° (hl)	325° (hd)	Post-Oxfordiano?		
Río Pinturas	10°	90°	Cretácico temprano.	Noroeste Macizo del Deseado	De Barrio (1989)
Bahía Laura	90°	NNE		Sector oriental Macizo del Deseado	Guido (2002)

Referencias: hl: horizontal levógiro; hd: horizontal dextral.

El Sistema El Tranquilo habría comenzado a desarrollarse durante el Triásico Superior y actuó hasta el Jurásico Medio, con una dirección principal de azimut de 145° y desplazamiento siniestral, y una dirección conjugada de azimut de 60° con desplazamiento dextral, con una componente vertical no muy marcada.

La Frisia, activo durante el Calloviano alto y Oxfordiano temprano, se generó a partir de un σ^1 en 15°, una dirección de cizalla y fallas de sentido dextral de azimut 170° y con una dirección de cizalla conjugada sinistral de 40°. La migración del σ^1 hacia el oeste produjo el sistema de cizalla Zanjón del Pescado con una dirección de máximo esfuerzo en 350° que generó planos de cizalla siniestrales de azimut 15° y una conjugada dextral en 145°. Por último, durante el Cretácico temprano alto, una nueva migración del máximo esfuerzo en el mismo sentido antihorario lo ubicó en 315°, donde se desarrolló un nuevo sistema de cizalla conjugado conocido como Bajo Grande. Este último, de mayor extensión, con fallas principales siniestrales de azimut 160° y planos de cizalla dextrales en 110°, con componente vertical (Reimer et al. 1996) y una dirección ONO (290°-296°). Panza (1987) planteó que el esfuerzo principal que lo generó sería oeste-sudoeste con desplazamientos contrarios a los planteados por los otros autores.

Estudios a escala regional realizados por Echavarría (1997) a través de lineamientos confirman que la dirección dominante de fracturación es la NO-SE para toda la provincia geológica. Además, este autor plantea que las fallas de los sistemas El Tranquilo y Bajo Grande son las que han transmitido los esfuerzos principales de deformación por cizalla, el primero con desarrollo en el sector occidental y el segundo hacia el sector central y oriental del MD, con esfuerzos compresivos provenientes del ONO y del SO respectivamente.

Las vetas más importantes del MD son el resultado de zonas de cizalla sinestrales que están asociadas fundamentalmente a fallas de dirección NO. La dirección ONO a E-O de fallas de rumbo dextrales corresponden a un segundo control en la mineralización (Dubé 1997). Estas estructuras se manifiestan en el terreno como zonas de brechamiento, silicificación, espejos de fricción y venas de sílice y/o baritina, acompañando la faja brechada. Sin embargo, en la mayoría de los casos, la inclinación del plano de falla y el movimiento relativo a lo largo de la misma no es evidente. La traza de las fallas o fracturas solo se evidencian en sectores muy silicificados localmente brechados, cuya expresión morfológica guarda similitud con diques, pues constituyen crestones bien definidos (Panza y Cobos 1999), como se puede ver en la Figura 13.



Figura 13: Zona de falla, silicificada y brechada que constituye los crestones característicos del prospecto Sorpresa.

Para el área del proyecto La Josefina, los sistemas de fallas que están representados son los de Bajo Grande y El Tranquilo, con cuatro direcciones de mayor desarrollo N340°, N65°, N302° y N36° (Fernández et al. 1996). Moreira (2005) a través de estudios detallados planteó que hay dos direcciones principales de fracturación: N15° con desplazamiento sinistral y N330° de comportamiento dextral, coincidentes con ligeras variaciones, con las del sistema Zanjón del Pescado. Además, postuló que las estructuras generadas por el sistema Zanjón del

Pescado fueron afectadas posteriormente por fallas dextrógiras de rumbo ONO y con menor desarrollo de rumbo NNO que corresponden a la dirección principal y conjugada del sistema Bajo Grande.

Depósitos epitermales

Según Lindgren (1922, 1933), los depósitos epitermales son depósitos poco profundos que contienen oro, plata y metales base, junto con mercurio, antimonio, caolinita, alunita y sílice. Existen dos tipos fundamentales de depósitos epitermales, en función de la mineralogía y la composición del fluido, los de alta sulfuración y baja sulfuración (Hedenquist 1987). A continuación, se presenta en la tabla N° 4 un resumen de las principales características de los depósitos epitermales de alta y baja sulfuración según Sillitoe (1993), Hedenquist et al. (1996), Cooke y Simmons (2000) y Gemmell (2002).

Tabla N°4: Principales características de los depósitos epitermales de baja y alta sulfuración.

	Alta Sulfuración	Baja Sulfuración
Características del fluido	Ácido, oxidante ($\text{SO}_4^{2-} > \text{H}_2\text{S}$), generado por condensación de volátiles magmáticos ricos en SO_2 . Temperatura variable (>400 - 100°C) y salinidades bajas (< 5% NaCl equivalente).	Casi neutro, reductor, muy rico en aguas meteóricas (convección comienza 0,5 a 1 Ma después del fin del volcanismo), con escaso aporte magmático (gases presentes son CO_2 y H_2S). Temperatura >300°C y salinidades bajas (< 6% NaCl equivalente).
Rocas volcánicas relacionadas	Andesitas a riolacitas, subalcalinas.	Basaltos a riolitas (alcalinas a subalcalinas).
Zonas de alteración	Extensas (varios km^2) y claramente visibles. Sector central con cuarzo residual, alunita y baritina, halo de alteración argílica avanzada (cuarzo, alunita, caolinita, illita y pirofilita en profundidad), seguido de otro propilitico (clorita, montmorillonita, calcita, escaso epidoto).	Restringidas (dos veces mayor al depósito) y casi imperceptibles. Halo de alteración argílica (illita, sericita, adularia, esmectita, piritita), luego propilitico (clorita, esmectita, calcita, escaso epidoto). A veces argílica avanzada por aguas calentadas por vapor o supergénico.
Minerales de ganga	Cuarzo, alunita, baritina, caolinita, pirofilita, azufre nativo, diásporo, illita.	Cuarzo, calcedonia, carbonatos (a veces con Mn), adularia, arcillas, escasa baritina y fluorita.
Minerales de mena	10 a 90% de sulfuros. Principalmente Piritita, enargita-luzonita, tetraedrita, tennantita, esfalerita, galena, calcopirita, calcocina, covelina, oro nativo.	1 a 20% de sulfuros, generalmente < 5%. Principalmente piritita, en menor medida electrum, esfalerita, galena, oro nativo, tetraedrita, calcopirita, arsenopirita.
Metales	Cu, Au, As, Ag y Pb en menor medida. Localmente, Bi, Sb, Mo, Sn, Zn, Te y en menor medida Hg.	Au, Ag, menor Pb y Zn. Localmente, Cu, Mo, Sb, As y en menor medida Te, Se y Hg.
Forma del depósito	Diseminaciones, reemplazo y relleno de oquedades, raramente stockwork y vetas.	Relleno de espacios (vetas, stockwork, brechas y diseminaciones) y en menor medida reemplazo.
Formas paleosuperficiales	Lagos ácidos en cráteres o bordes de domos, con S nativo y sedimentos silíceos laminados. Brechamiento hidrotermal, alteración argílica avanzada (hipogénica y por aguas calentadas por vapor), silicificación penetrativa.	Sinter silíceo, brechamiento hidrotermal, alteración argílica avanzada por aguas calentadas por vapor, silicificación penetrativa.
Ambiente de formación	Relacionado a arcos volcánico-plutónicos en márgenes continentales o arcos de islas (subducción).	Ambiente extensional, generalmente en arco durante o inmediatamente después de un proceso de subducción. Los subtipos con abundante sulfuros serían de ambientes similares a los de alta sulfuración.

La presencia de abundantes depósitos hidrotermales vetiformes del tipo epitermal de baja sulfuración caracteriza al MD (Hedenquist 1987) y comienza a ser prospectado a fines de los '70 y principios de los '80 con el descubrimiento de Cerro Vanguardia (Genini 1977,1984, 1990). Estas primeras exploraciones de metales fueron hechas por el Plan Patagonia Comahue (sede Comodoro Rivadavia de la Secretaría de Minería de la Nación). En 1992 cambia la legislatura minera, atrayendo al área grandes compañías nacionales e internacionales.

Actualmente se conocen más de 50 proyectos siendo una gran productora de Au y Ag, con 3 millones de onzas y más de 40 millones de onzas respectivamente (Páez et al. 2011). Según el

CAEM (2022) el 50% de las exportaciones del oro provienen de Santa Cruz. El área se encuentra casi en su totalidad cubierto con propiedades mineras en exploración de depósitos epitermales y entre estas zonas se destacan algunos proyectos como Espejo (1), Manantial Espejo (2), Martha (3), Nico (4), La Manchuria (5), Cerro Puntudo (6), Joaquín (7), Lomada de Leiva (13), Cerro Negro (14), Pingüino (15), El dorado (16), Cerro Vanguardia (17), Cose-Cap-Oeste (8), Sascha (9), La Josefina (10), Virginia (11), San José (12), Lomada de Leiva (13), Claudia (18), Don Nicolás (19), Las Calandrias (20), Mosquitos(21), Cerro Moro (22), La Curva (23) (Fig. 14).

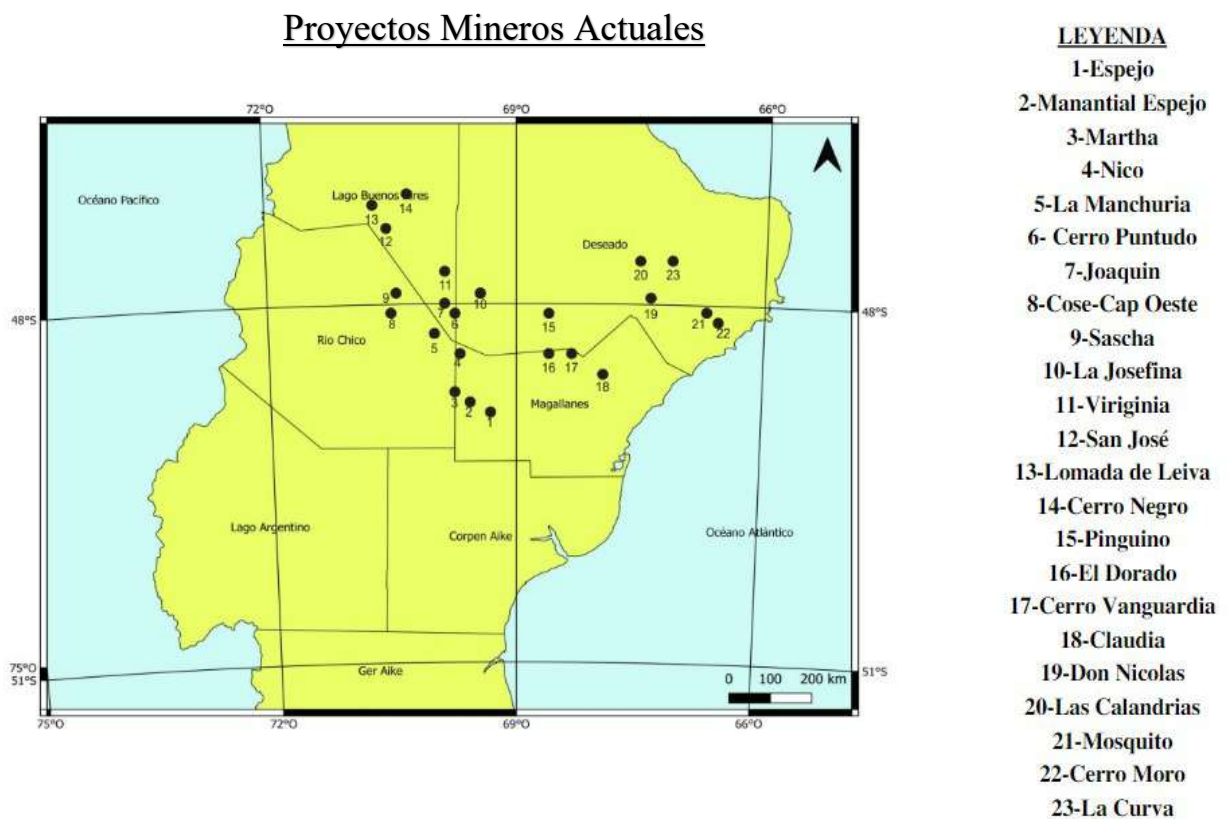


Figura 14: Principales proyectos mineros actuales en la provincia de Santa Cruz. Tomado y modificado de CAEM (2022).

Todas estas ocurrencias de metales preciosos fueron incluidas por Fernández y de Barrio (1994); Schalamuk et al. (1995) y Schalamuk et al. (1997) en el modelo epitermal de baja sulfuración. Estos depósitos hospedan mineralizaciones de metales preciosos, formados en sistemas hidrotermales superficiales relacionados a magmas que se emplazan en sectores poco profundos de la corteza. Además, se encuentran ligados principalmente a las vulcanitas de la Formación Chon Aike y a la Formación Bajo Pobre, aunque algunos depósitos también se asocian a la Formación Roca Blanca y a la Formación El Tranquilo (Fig.10). Los

minerales fueron precipitados a partir de soluciones diluidas o de baja salinidad, con un importante aporte de aguas meteóricas y temperaturas generalmente inferiores a los 300 °C, que circularon a profundidades no mayores a 1,5 km por debajo de la superficie (Hedenquist 1987; Hedenquist et al. 2000; Sillitoe y Hedenquist 2003 y Simmons et al. 2005). La mena de estos depósitos está constituida por Au nativo, electrum, Ag nativa y argentita, tetraedrita, galena, esfalerita, calcopirita, sulfosales de Ag y menores telururos de Au. La ganga está conformada principalmente por cuarzo y calcedonia con menores cantidades de pirita, calcita, adularia, baritina, y raramente zeolitas y fluorita (Moreira y Fernández 2014). La paragénesis refleja asociaciones de cuarzo + calcita + adularia + illita que acompañan a los depósitos de sulfuración baja e intermedia que se encuentran en vetas, brechas y stockworks de cuarzo con metales preciosos (Fernández et al. 2008). Los estudios realizados en el MD demuestran que las mineralizaciones son del Jurásico Superior, unos millones de años más jóvenes que sus rocas hospedantes (Arribas et al. 1996 y Schalamuk et al. 1997). Echavarría et al. (2005) propusieron que la circulación de fluidos hidrotermales y la depositación de metales ocurrieron cuando el evento volcánico se estaba extinguiendo, en un ambiente dominado por esfuerzos extensionales. Como se mencionó, el control estructural es el más relevante en estos depósitos, con fallamiento de orientación predominante NO y en menor medida NE y E-O que se refleja tanto a nivel regional como local. Según Dubé (1997) la primera corresponde a las direcciones que poseen las mineralizaciones vetiformes más importantes del MD, producto de zonas de cizalla sinestrales y las segundas representan un segundo control en la mineralización, de menor importancia económica y están asociadas a fallas de rumbo dextrales.

Marco Geológico Local

Estratigrafía

El área del Proyecto “La Josefina”, en rasgos generales, incluye rocas del basamento precámbrico, vulcanitas jurásicas y basaltos cenozoicos. Además, los blancos de exploración por metales preciosos fueron agrupados en 6 sectores: Noreste, Veta Norte, Central, Paredones, Sorpresa y Domo María Ester (Fig. 15) (Andrada de Palomera 2015). El área está comprendida en la porción suroriental de la Hoja Geológica 4769-3 Destacamento La María (Panza y Cobos 1999).

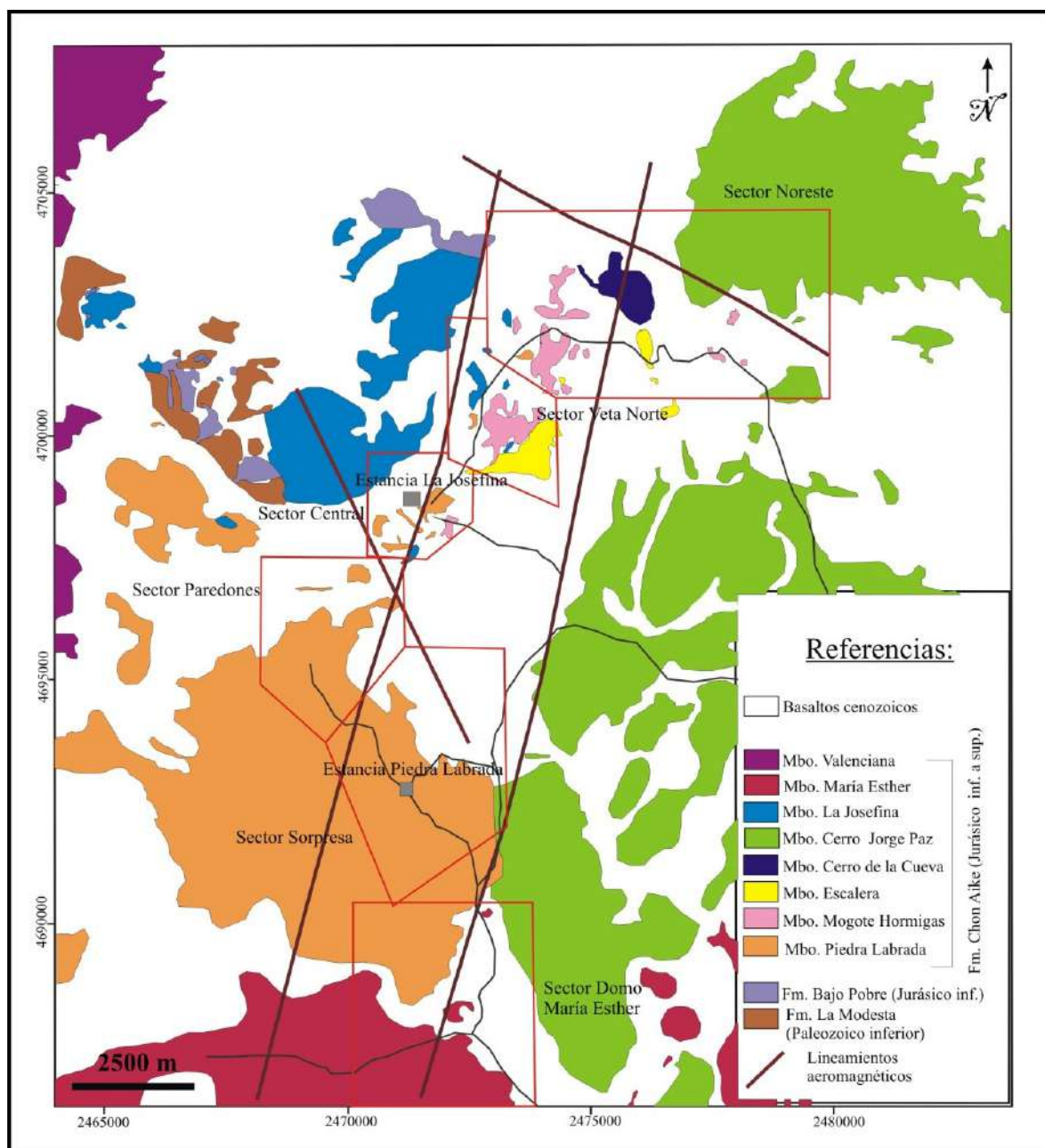


Figura 15: Mapa Geológico del Proyecto La Josefina, mostrando la ubicación de los distintos sectores de exploración (polígonos rojos). Tomado de Andrada de Palomera (2015).

Basamento

En el área se encuentran las metamorfitas de la Formación La Modesta en su localidad tipo, que se conoce por dos pequeños afloramientos separados entre sí por coladas basálticas: uno occidental, que conforma una faja N-S de aproximadamente 2 km de largo y 500 m de ancho promedio; y el otro oriental que forma una faja de rumbo NO de 4 km y que se localiza aproximadamente a 3 km al oeste del casco de la estancia La Josefina.

De acuerdo con Moreira (2005), el metamorfismo habría alcanzado las facies prehnita-pumpellita en transición a facies de esquistos verdes. Estas metamórficas tienen dataciones

Rb-Sr que arrojaron una errorcrona de 413 ± 17 Ma, es decir del Silúrico medio y Devónico temprano. Además, conserva la estratificación primaria del protolito sedimentario preservada como un bandeamiento composicional, definido por la intercalación de bancos de pelitas, margas y semipelitas, psamitas, pelitas ricas en boro y sedimentitas ferro-manganíferas.

Vulcanitas Jurásicas

El vulcanismo jurásico es el evento geológico más importante del MD y en La Josefina cubre una superficie de 200 km^2 . Las rocas de este período que afloran en el área se engloban dentro de las formaciones Bajo Pobre y Chon Aike que son parcialmente sincrónicas y apoyan en discordancia sobre las rocas del basamento (Fig. 10).

La relevancia de estas unidades está dada fundamentalmente por su relación con los depósitos epitermales y en trabajos de escala detallada es corriente subdividirse en Grupos, Formaciones y Miembros. Por otro lado, autores como Cas y Wright (1982) y McPhie et al. (1993) proponen trabajar en términos de facies cuando se estudian rocas de un complejo volcano-sedimentario. Es por esto que, en todo el MD, los mapeos de detalle de carácter académico se han llevado a cabo abordando las litologías que componen cada miembro con un enfoque litofacial de sucesiones volcánicas. La facies magmática incluye a las subfacies lávica y a las subfacies subvolcánica. Las facies volcanoclásticas comprenden las subfacies piroclásticas de flujo, de “surge” y de caída y la subfacies volcánicas retrabajadas.

La Formación Bajo Pobre se ubica en la porción centro-norte del área, consiste en facies magmáticas mesosilícicas, en las que se identifican subfacies lávicas (domos y coladas de lava) y subfacies subvolcánicas andesíticas a dacíticas (filones capa, diques y pórfidos), menores facies volcanoclásticas con una subfacies volcanoclásticas retrabajada (aglomerado volcánico) (Moreira 2005). Moreira (2005) a través de relaciones de campo interpretó que todos estos cuerpos están espacial y genéticamente relacionados a los complejos de domos que integran el Miembro La Josefina de la Formación Chon Aike. También, propuso que las rocas de esta formación se han generado en varios pulsos de distintas edades, siendo algunos posteriores a la Formación Chon Aike.

La Formación Chon Aike, es la más importante en extensión areal, con aproximadamente 40 km^2 y se detalló más su descripción por su relación con la mineralización en todo el proyecto y en particular en el prospecto Sorpresa. Para este prospecto, el vulcanismo que involucra a esta formación tuvo lugar en el Jurásico Superior (Oxfordiano) durante unos 4 Ma (Moreira 2005). Fernández et al. (1996) y Moreira (2005) han diferenciado 9 Miembros dentro de esta Formación: Piedra Labrada, Cerro Jorge Paz, La Josefina, María Esther, Mogote Hormigas, Cerro de la Cueva, Escalera, Ventana y Valenciana. Está formada por facies magmáticas con

subfacies lávicas fenoriolíticas (coladas y domos) y facies volcanoclásticas riolíticas y dacíticas que comprenden a las subfacies piroclásticas de flujo (ignimbritas, ignimbritas brechosas, brechas coignimbríticas, tobas lapillíticas y depósitos de bloques y cenizas), subfacies piroclástica de caída (tobas), subfacies piroclástica de surge y a la subfacies volcanoclástica retrabajada (tufitas y brechas). A continuación, se describe cada Formación en detalle, con mayor énfasis en las que están vinculadas al presente trabajo.

Miembro Piedra Labrada

Este Miembro es el principal del área estudiada, con espesores totales cercanos a los 125 m e incluye a las unidades más antiguas que afloran fundamentalmente en el área occidental del proyecto, en los sectores Central, Paredones y Sorpresa (Moreira 2005 y Andrada de Palomera 2015). Los estudios isotópicos realizados por Moreira (2005), arrojaron una edad de $152 \pm 2,8$ Ma para las unidades, estableciendo el inicio del vulcanismo para este sector. Las facies volcanoclásticas, según Moreira (2005) se subdividen en subfacies de flujo piroclásticos: Ignimbrita rica en cristales, Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes y subfacies piroclástica de surge: Surges Piedra Labrada.

Facies Volcanoclásticas

Subfacies de flujo Piroclástico

- ❖ Ignimbrita rica en cristales: Aflora principalmente en los alrededores del casco de la Estancia Piedra Labrada, se trata de una roca gris a gris rosada, friable, rica en cristales de pequeño tamaño donde predomina el cuarzo (300 μ m hasta 2 mm), feldespato (principalmente plagioclasa) y la biotita, de menor tamaño y muestra cierta orientación. Los fragmentos pumíceos son blanquecinos, de 1-2 cm y se observan aplastados, contienen en su interior esferulitas y cristales de biotita. Los litoclastos son escasos y de colores oscuros (0.5-5 cm). La pasta vítrea recristalizada en general presenta textura felsítica con numerosas esferulitas y registran relictos de textura fluidal evidenciada por la presencia de fantasmas de trizas vítreas aplastadas (Moreira 2005).

Estas rocas se caracterizan porque las pómez aplastadas se separan fácilmente en lajas de 3-4 cm (Fig. 16 A). Por lo general, la lajosidad observada en las distintas unidades se presenta subhorizontal o se encuentra levemente inclinando al NO. Gradualmente los mantos superiores se van tornando más masivos (Fig. 16 B) conformando importantes paredones de hasta 6-7 m de alto donde se observan claramente las intercalaciones entre los niveles lajosos (de aproximadamente 1 m) y los niveles masivos (de 1,5 m) (Moreira 2005).

Los niveles masivos son de ignimbrita muy soldada de coloración morada a rojiza, aunque los que presentan alteración se tornan blanquecinos.

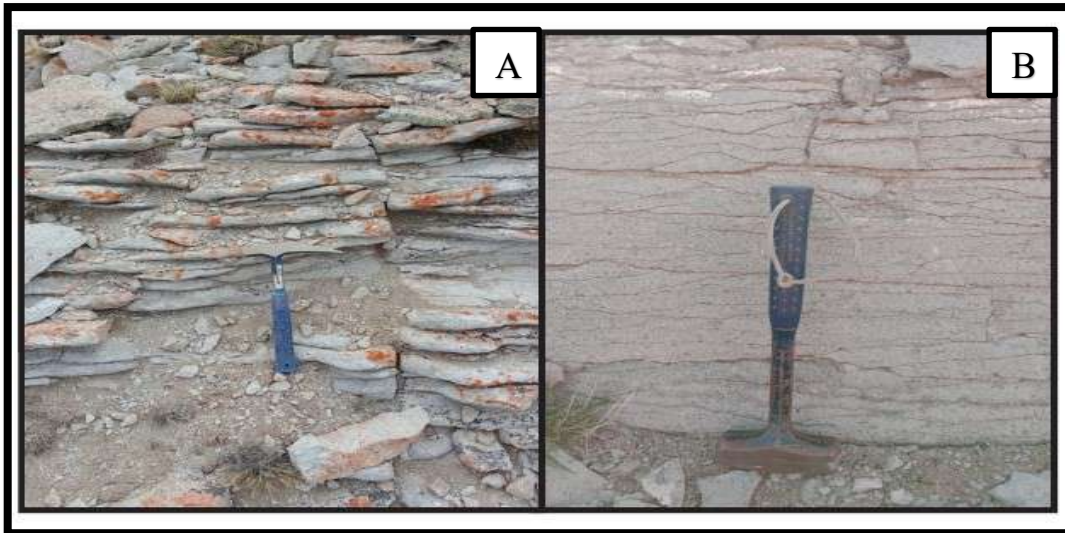


Figura 16: A) Ignimbrita rica en cristales con estructura lajosa. B) Ignimbrita rica en cristales con estructura masiva.

Esta unidad conforma la roca de caja de las mineralizaciones más importantes en los sectores conocidos como Sorpresa, Paredones y Josefina.

- ❖ Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes: Esta unidad está bastante restringida arealmente y conforma una serie de afloramientos que ocupan una superficie de 3500 x 500 m, alargados en sentido NE-SO ligeramente al sur del casco de la estancia La Josefina. La posición estratigráfica con respecto a la Ignimbrita rica en cristales no se ha podido establecer, ya que no se ha observado el contacto entre estas unidades. Topográficamente su posición es más baja que la anterior, pero en terrenos volcánicos esta evidencia no es indicadora del origen ya que podría tratarse de un flujo piroclástico más tardío que se encauzó en un valle formado por altos de la Ignimbrita de cristales (Moreira 2005).

Subfacies piroclástica de surge

- ❖ Surges Piedra Labrada: Las rocas de estas subfacies están muy poco representadas y tienen un espesor variable entre decenas de cm hasta 1 m. Están constituidas por un material de coloración blanquecina grisácea clara de tamaño toba que se encuentra finamente laminado (Fig. 17).



Figura 17: Subfacies piroclástica de surge del Prospecto Sorpresa, Proyecto La Josefina.

Estos depósitos son de tipo “ash cloud surge” ya que se presentan asociados a los depósitos de flujo piroclásticos representados por las ignimbritas ricas en cristales de este miembro. Generalmente, se disponen como delgadas intercalaciones, aunque también están por encima o como depósitos laterales a los mantos ignimbríticos y se forman a partir de elutriación de partículas finas por sobre un flujo piroclástico (Moreira, 2005).

La Figura 18 representa la columna estratigráfica que resume las distintas unidades que componen el Miembro Piedra Labrada (Moreira 2005).

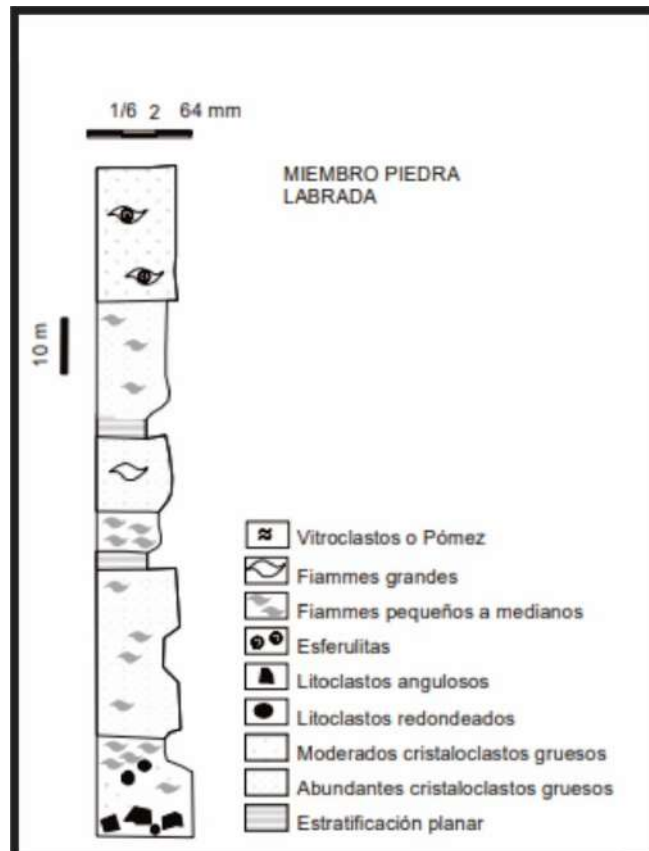


Figura 18: Columna estratigráfica representativa del miembro Piedra Labrada (Moreira 2005).

Miembro Mogote Hormigas

Este Miembro comprende facies volcánicas, cuyas unidades tienen su mejor expresión al NNE del área La Josefina, en el Sector Noreste y Veta Norte, con espesores de 150 m aproximadamente. Estas rocas se presentan como una secuencia estratificada con abundantes fragmentos pumíceos y líticos variables tanto en tamaño como en distribución y contienen baja proporción en cristales, abundante matriz y fiammes. Comprende la subfacies piroclástica de flujo (con ignimbritas, una brecha coignimbríticas asociada y un paquete de toba lapillíticas) con moderado a alto grado de soldamiento, la subfacies piroclástica de caída y la subfacies volcánica retrabajada (brecha conglomerádica y tufitas). En el Sector Veta Norte aloja la mayor parte de las mineralizaciones (Moreira 2005; Andrada de Palomera 2015).

Miembro Escalera

El Miembro Escalera está conformando por un conjunto de afloramientos que se ubican al SE del Sector Veta Norte y en el Sector Noreste. Está compuesto por facies volcánicas con subfacies piroclástica de flujo (ignimbritas ricas en cristales y brecha coignimbríticas) y subfacies piroclástica de surge (surge basal y ash cloud surges) (Moreira 2005; Andrada de Palomera 2015). Por otro lado, se encuentra por encima de las rocas retrabajadas del Miembro Mogote Hormiga, lo que permite diferenciarlas del Miembro Piedra Labrada.

Miembro Cerro de la Cueva

Las unidades que conforman este Miembro afloran en la parte centro-norte del proyecto incluyen facies volcánicas con subfacies piroclásticas de flujo (ignimbritas de líticos y pómez y toba lapillíticas) y volcánica retrabajada (brecha conglomerádica y tufitas) (Moreira 2005).

Miembro Cerro Jorge Paz

Los afloramientos de este miembro están ubicados en la parte más oriental del área La Josefina, con un espesor total de 200 m. Las variaciones litológicas incluyen facies volcánicas y subfacies piroclástica de surge, de flujo y volcánica retrabajada formando una secuencia de flujos ignimbríticos con mayor cantidad de líticos grandes hacia la base, asociada a un surge de tipo basal y afectado por un retrabajo que forma una brecha de talud (Moreira 2005).

A continuación, se describen con más detalle las facies que se encuentran en el área de estudio.

Facies volcánicas

Subfacies piroclásticas de surge

- ❖ Surge Cerro Jorge Paz: Los asomos correspondientes a esta unidad se ubican en la base del cerro Pandolfo. El depósito es de aproximadamente 1 m de espesor con una disposición subhorizontal o levemente inclinada hacia el NE, que está conformado por niveles en general de 1-2 cm de espesor de una roca blanquecina muy soldada con abundantes y pequeños (de 2-3 mm) pómez aplastados castaños rojizos que tienen un reborde blanquecino. Además, se reconocen líticos pequeños y escasos cristales. Algunos niveles tienen aspecto macizo y otros brechosos (Moreira 2005). Este depósito de surge se va enriqueciendo en pómez cada vez más irregulares hacia su parte superior pasando transicionalmente a la ignimbrita con líticos grandes, por lo que se considera un depósito de surge de tipo basal, ya que conforma la base de un depósito piroclástico de flujo (Moreira 2005).

Subfacies piroclásticas de flujo:

- ❖ Ignimbrita con líticos grandes: Las ignimbritas que componen esta unidad constituyen afloramientos redondeados. Las rocas son castañas rojizas, medianamente soldadas con abundantes líticos y pómez y, además, tienen cristales de biotita y cuarzo. Los líticos presentan tamaños desde menos de 1 cm hasta más de 30 cm, son redondeados, rosados o grises, ricos en cristales de cuarzo, feldespato y biotita. Otras más oscuras (grises) presentan líticos de una roca afanítica morada y fiammes. Algunos son angulosos y están representados por una ignimbrita de cristales morada, bien soldada (Miembro Piedra Labrada) y otros de un material muy fino (posiblemente de lavas) (Moreira 2005).
- ❖ Ignimbrita rica en líticos pequeños y pómez: Esta ignimbrita generalmente conforma afloramientos conspicuos y bien escarpados. La roca es soldada, de coloración rojiza y tiene abundantes líticos pequeños que van desde < 1 cm hasta 4 cm, afaníticos, de color morado y grisáceo; en tanto que, otros son de hasta 3 cm, algo redondeados, con textura porfídica y color gris (¿pórfido fenodácico?). En general esta unidad tiene pequeños cristales de cuarzo, biotita y feldespato y es común que estos últimos se encuentren alterados. Presenta abundantes fiammes blanquecinos menores a 1 cm (Fig. 19 A) y otros más grandes muy aplastados de 2-3 cm de largo por 2-3 mm de largo, que contienen esferulitas. En algunos sectores tiene abundantes pómez irregulares. Ciertos afloramientos presentan una lajosidad que inclina al N-NE y es producto de la intercalación de niveles más pumíceos con otros más soldados.

Ocasionalmente, esta ignimbrita está microbrechada o craquelada (Fig.19 B) (Moreira 2005)

- ❖ Ignimbrita rica en fiammes: Esta roca predomina notablemente dentro de este Miembro y forma el Cerro Jorge Paz, donde presenta un importante escalonamiento dado por diferentes niveles. El superior está conformado por una roca parda rojiza, con matriz soldada rica en trizas y abundantes fiammes aplastados de coloración grisácea que le otorgan una marcada lajosidad. Tiene pequeños líticos (de hasta 2 cm) y cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, biotita y sanidina, y algunos individuos de un agregado cuarzo-feldespático que semejan la textura gráfica de las rocas graníticas. El nivel intermedio está constituido por una roca de matriz blanquecina con pómez alterados, pequeños líticos y abundantes cristales menores de 2 mm de cuarzo, biotita y escasa sanidina. El inferior está integrado por una roca con matriz soldada de coloración gris violácea que tiene pequeños fiammes, grandes cavidades de pómez lixiviados (Fig. 19 C), algunos líticos y escasos cristales de cuarzo y posiblemente anfíbol alterado, en forma accesoria. Además, presenta abundantes nódulos y venas de ópalo de colores rojo y naranja, probablemente originados durante el proceso de desvitrificación. En general, la disposición de los fiammes y pómez aplastadas de todos estos niveles y la lajosidad que estos generan, es subhorizontal, aunque con una tendencia de inclinación hacia el norte (Moreira 2005).

En la base del Cerro Jorge Paz aparece un delgado manto (de no más de 2 m de espesor) de una roca gris muy soldada y tenaz, dispuesto entre las ignimbritas mayoritarias que conforman este Miembro. Presenta fiammes muy aplastados de escasos mm a 3 cm de diámetro y lleva cristaloclastos de cuarzo y sanidina de 2 a 4 mm. Las 91 rocas silicificadas que están en la parte inferior, al pie del cerro Jorge Paz, parecen corresponder a esta unidad (Moreira 2005).

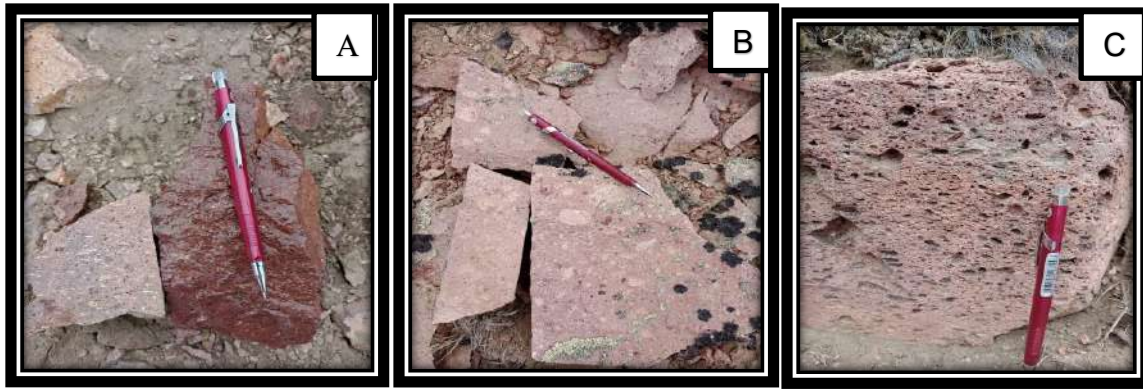


Figura 19: Miembro Cerro Jorge Paz: A) Ignimbrita rica en líticos pequeños y pómez. B) Ignimbrita rica en líticos pequeños y pómez microbrechada. C) Ignimbrita rica en fiammes con cavidades de pómez lixiviados

Subfacies vulcanoclástica retrabajada:

- ❖ Brecha de talud: brecha gruesa, de poca selección, compuesta por bloques cuyos tamaños oscilan desde unos cm hasta más de medio metro). Los bloques son en general angulosos (aunque hay algunos redondeados) y de variada composición, aunque la mayoría son de una ignimbrita rica en fiammes, lajosa, cuya estructura planar se dispone con distintas orientaciones. La matriz está conformada por clastos, en general, angulosos de variados tamaños. La pobre selección de esta brecha y la disposición caótica de los bloques mayores, permite interpretarla como un depósito producido por una remoción en masa relacionada a una fuerte pendiente (Moreira 2005).

Miembro La Josefina

Las rocas de este Miembro afloran en la porción noroccidental de la faja de alteración. Se compone principalmente de facies eruptivas con subfacies lávicas que conforman complejos de domos y coladas de lavas riolíticas ubicadas a lo largo de un lineamiento de orientación NO-SE de aproximadamente 7 km de largo. Las subfacies lávicas se presentan asociadas facies volcaniclásticas con subfacies piroclásticas de flujo y volcaniclástica retrabajada, que corresponden a depósitos de bloques y cenizas y una brecha de talud, respectivamente. Moreira y Fernández (2014) han mencionado a este miembro como litología hospedante de la Veta Flaca del Sector Veta Norte.

Miembro María Esther

Las rocas de este Miembro afloran en el sector sur del área y representan facies efusivas con subfacies lávicas que forman un “Complejo de Domos Riolíticos” y vitrófiros acompañados

por facies volcanoclásticas con subfacies piroclástica de flujo, piroclástica de caída y volcanoclástica retrabajada que incluyen depósitos de flujo de bloques, tufitas y brechas de talud. Dentro de este Miembro se incluye a un grupo de mantos ignimbríticos muy soldados similares a las lavas. Estas unidades presentan coloración rojiza a castaño rojiza de la matriz soldada, y el porcentaje de cristales es menor al 5 % (Fig. 9) (Moreira 2005).

Miembro Ventana

Estas unidades asoman al norte del área La Josefina y se componen exclusivamente de facies volcanoclásticas, con subfacies piroclásticas de flujo y piroclásticas de caída (Moreira 2005).

Miembro Valenciana

Los afloramientos del Miembro Valenciana se ubican en el sector occidental del área e integran facies volcanoclásticas y subfacies piroclástica de flujo. Estas unidades corresponden a las ignimbritas tardías de alto grado de la Formación Chon Aike (Moreira 2005).

Unidades post-Jurásicas

Las efusiones basálticas cenozoicas (Plioceno superior) corresponden a la Formación Cerro del Doce, que constituyen las mesetas más altas y la Formación La Angelita, con mayor distribución areal que aflora en las partes más bajas del relieve (Fig. 9). El basalto Cerro del Doce se apoya en discordancia sobre las volcanitas jurásicas.

Por último, los depósitos cuaternarios cubren irregularmente el área, de variada granulometría, inconsolidados y son el producto de relleno de zonas bajas, derribo de los faldeos y depósitos aluviales (Moreira 2005).

Manifestaciones hidrotermales

Las manifestaciones hidrotermales del área se asocian a una faja de alteración hidrotermal, de unos 13 km de largo por 1 a 3 km de ancho, que se extiende desde las cercanías de la estancia Piedra Labrada con tendencia N-S hasta el Cerro Jorge Paz e involucra a las rocas de la Formación Chon Aike (Fernández et al. 2005). En esta faja, hacia el noreste, se encuentran ocurrencias tipo “hot spring”, donde se preserva el sistema epitermal íntegro y hacia el sur se presentan los sistemas de vetas (Moreira y Fernández 2014).

Las mineralizaciones son clasificadas bajo un modelo epitermal de baja-intermedia sulfuración (Schalamuk et al. 1997). Las mismas fueron emplazadas en fallas de orientación predominantemente NO y comportamiento dextrógiro, subverticales o con fuertes inclinaciones hacia el este y en la curvatura de las mismas se formaron clavos mineralizados.

Las manifestaciones hidrotermales en el área se caracterizan por (Andrada de Palomera 2015):

- Descargas en superficie del sistema geotermal (sinter, precipitados silíceos, depósitos carbonáticos, brechas de erupción hidrotermal y alteraciones).
- Conjunto de vetas y vetillas de cuarzo de orientación predominantemente NO, con algunas menores de direcciones NE y N-S.
- Alteración en halos difusos de silicificación, argilización y propilitización asociada a las vetas y vetillas.

Estas mineralizaciones presentan rellenos multiepisódicos con cuarzo, calcedonia, ópalo y en menor medida adularia y baritina. Exhiben texturas masivas, en peine, escarapela, bandeados coloformes-crustiformes y de reemplazo espático (lattice-bladed) portadoras de oro, plata, electrum, sulfosales de Ag (freibergita), pirita, galena, esfalerita, calcopirita y hematita especular con arsenopirita menor, marcasita, tetraedrita y bornita (Moreira 2005).

Alteraciones Hidrotermales

En el distrito de La Josefina se distinguen dos ambientes de alteración. El primero se localiza alrededor de vetas y venillas y se compone de áreas con alteración arcillosa predominante (localmente con adularia) y silicificación. El segundo ambiente no está directamente relacionado con las vetas y probablemente fue producido por aguas calentadas con vapor ácido en o cerca de la paleosuperficie e incluye rocas con diferentes grados de silicificación y lixiviación, y áreas con predominio de caolinita e illita (Andrada de Palomera 2015).

Andrada de Palomera (2015) clasifica a las alteraciones hidrotermales en cuatro tipos generales: silícea, argílica, propilítica y potásica.

Alteraciones silíceas

La alteración silícea consiste en reemplazos silíceos y venillas delgadas relacionadas y reconoce tres tipos:

- alteración silícea relacionada con vetas, principalmente en Veta Norte, Central, Paredones y Piedra Labrada, que muchas veces pasa de forma transicional a la alteración argílica (Fig. 20).



Figura 20: Alteración silícea relacionada con venas, Prospecto Sorpresa.

- silicificación generalizada presente en altos topográficos en las áreas de Subsinter y Lejano que probablemente se produjo por sobresaturación de sílice, ya sea por adición de sílice de fluidos o por lixiviación de las ignimbritas (Rolando y Fernández 1996).
- silicificación vuggy sólo está presente en una pequeña porción en el NE de la zona de Lejano. Las rocas silicificadas muestran cuarzo sacaroidal de color blanco a gris claro y abundantes cavidades cubiertas por cristales de cuarzo y calcita. Estas rocas pueden haber sido producidas por una fuerte lixiviación como la que a menudo se produce en ambientes de acidez relativamente alta como resultado de aguas calentadas por vapor.

Alteración argílica

La alteración argílica consiste principalmente en illita, caolinita e illita/esmectita interestratificada y a veces se asocia a adularia, cuarzo y otros minerales (como dickita en cantidades menores). Principalmente se encuentra como relleno en fracturas o reemplazos parciales de fenocristales, fragmentos líticos, pómez o matriz. Tres tipos de manifestaciones relacionadas con la alteración argílica se pueden reconocer según Moreira (2004) y Rolando y Fernández (1996):

- alteración argílica relacionada con vetas, la cual está restringida a unos pocos metros alrededor de las de ellas. Dos muestras de illita/ esmectita interestratificada en la alteración argílica tomadas en unas vetas, mostraron mediante análisis XRD, que el 75% de la capa es de composición illita, lo que sugieren que esos minerales probablemente se formaron a partir de un fluido de pH neutro a 190-225 °C (Moreira 2004).
- alteración argílica rica en caolinita, principalmente afectó a tobas ligeramente soldadas con fragmentos redondeados de piedra pómez, las cuales fueron reemplazadas por caolinita asociada a tridimita pudiendo existir dickita. Esta

alteración predomina principalmente en la zona de Sinter (Rolando y Fernández 1996).

- alteración argílica rica en illita se encuentra reemplazando por completo a los fragmentos líticos y vítreos gruesos de tobas, mientras que la matriz es predominantemente silicificada (Rolando y Fernández 1996).

Alteración propilítica.

La alteración propilítica consiste principalmente en clorita con cantidades variables de piritita y calcita principalmente; y de manera subordinada se encuentra epidota. La clorita reemplazó a la biotita y a los anfíboles, en tanto que la calcita a las plagioclasas (Moreira 2004). Aunque localmente se ha detectado una cantidad limitada de epidota, parece estar restringida a la parte denominada Veta central del proyecto (Schalamuk et al. 1998). La alteración propilítica ha sido descrita como productora de halos difusos lejos de las vetas mineralizadas e interpretada como una alteración regional previa a la mineralización (Moreira 2004).

Alteración potásica

La alteración potásica está representada por adularia que se reconoce en:

- las venas y venillas donde los cristales se presentan de color blanco o translúcido cuando están frescos y rosado a naranja cuando están argilizados o teñidos con óxidos de Fe. Las zonas del distrito que presentan esta alteración son varias, entre las que se destaca, la porción norte del área de Veta Norte y en las vetas Amanda y Cecilia (Andrada de Palomera et al. 2012). En estas vetas probablemente haya adularia de grano fino alterada a illita y caolinita. En el área de Sinter, la adularia se encuentra asociada a vetillas de cuarzo y alojada en el Miembro Piedra Labrada en brechas de erupción hidrotermal (Moreira 2005).
- asociada a alteración argílica y cuarzo alrededor de las vetas y en algunos casos la adularia parece estar alterada a caolinita o illita.

Moreira (2005) y Rolando y Fernández (1996) concluyen que la silicificación generalizada, la silicificación vuggy y la alteración arcillosa rica en caolinita se formaron principalmente en un ambiente de aguas calentadas por vapor, mientras que el resto de los tipos de alteración probablemente se formaron a mayor profundidad y más cerca a los conductos de alimentación.

Capítulo 4: Geología del área Oeste, Prospecto Sorpresa

Introducción

El proyecto minero La Josefina está conformado por varios sectores de exploración, entre los cuales se encuentra el prospecto Sorpresa, formado por un conjunto de vetas y vetillas de tendencia NNO-SSE que se dividió en las áreas Este (Günther 2023) y Oeste (Fig. 21). Este estudio consistió, primeramente, en el mapeo en superficie donde se relevaron todas las estructuras mineralizadas y las unidades litológicas de naturaleza explosiva con las que se realizaron columnas estratigráficas representativas tanto del prospecto Sorpresa como del área Oeste (Fig. 21, 22 A y B).

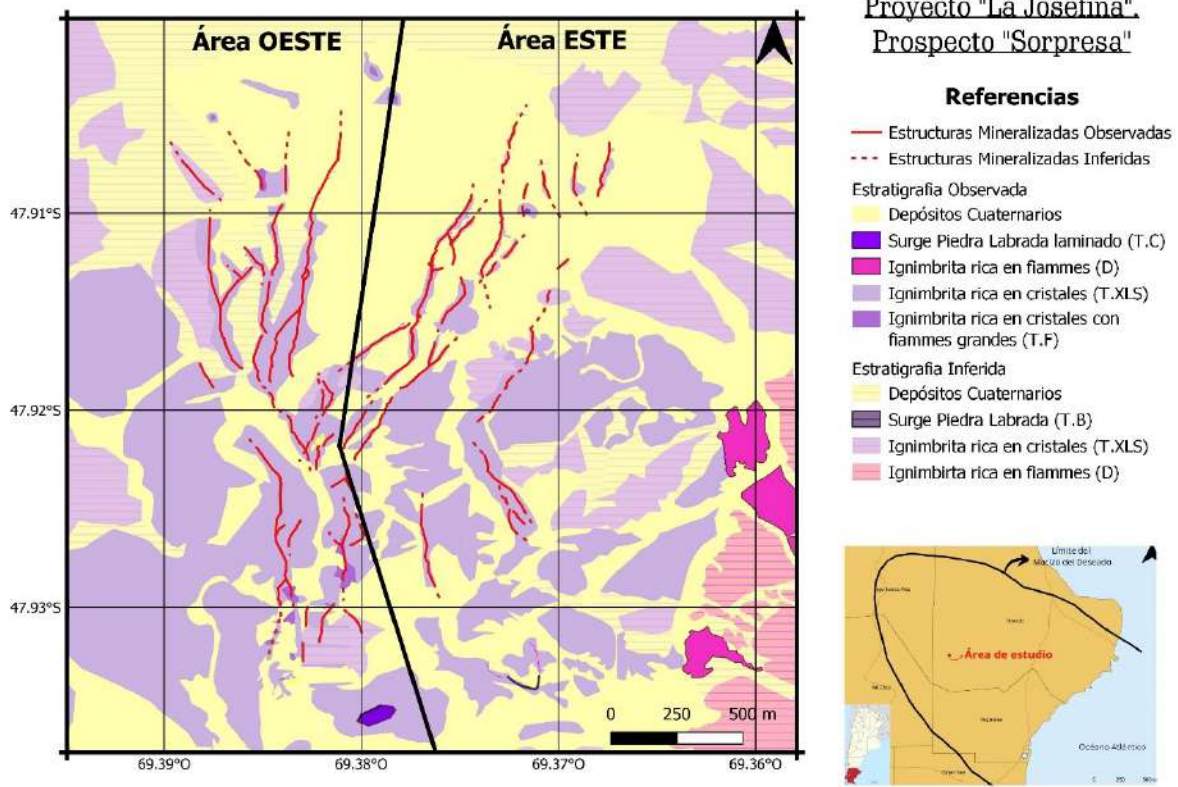


Figura 21: Mapa geológico del prospecto Sorpresa, Proyecto La Josefina.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA, PROSPECTO SORPRESA.

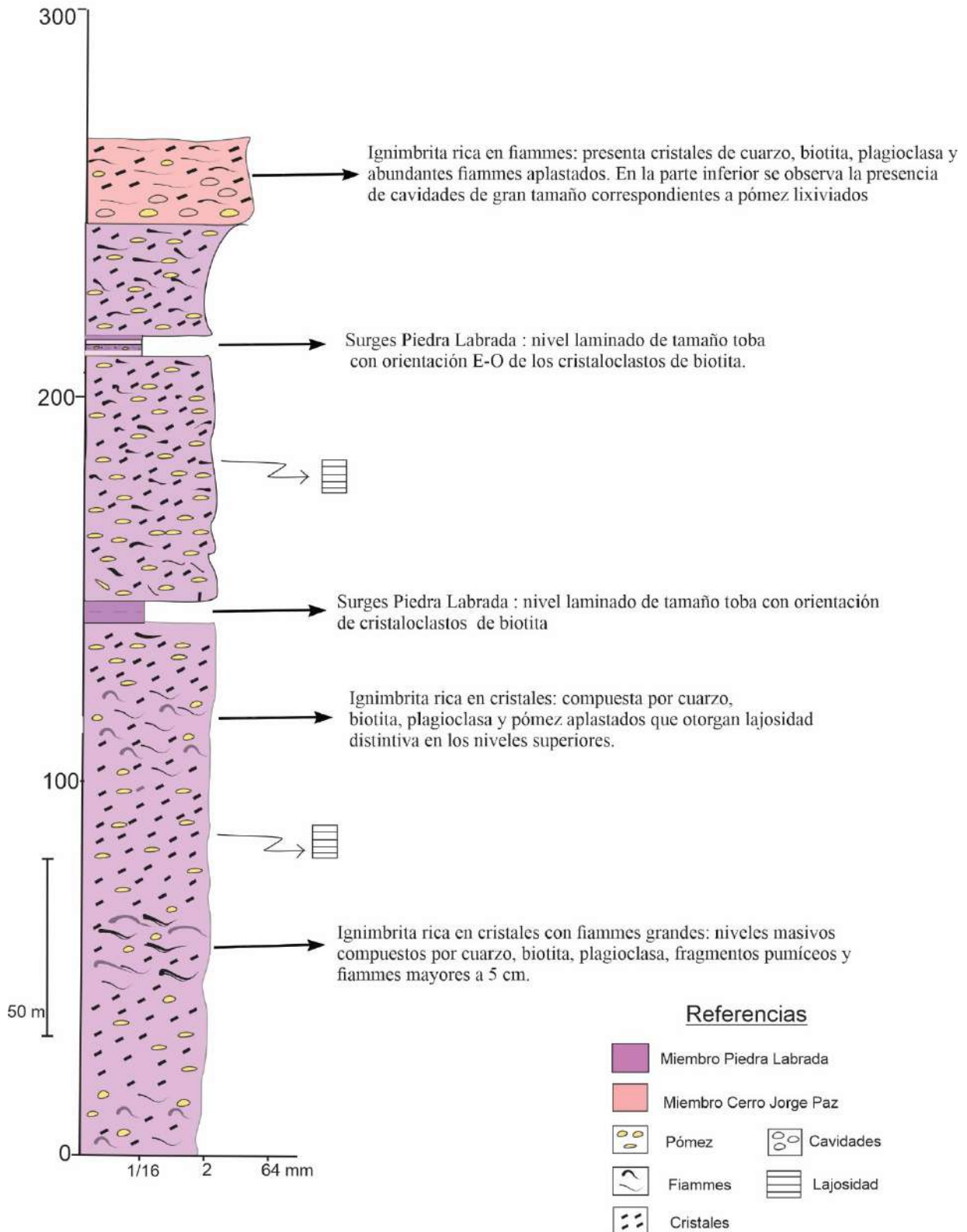


Figura 22: A) Columna estratigráfica representativa del Prospecto Sorpresa.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA, PROSPECTO SORPRESA, ÁREA OESTE.

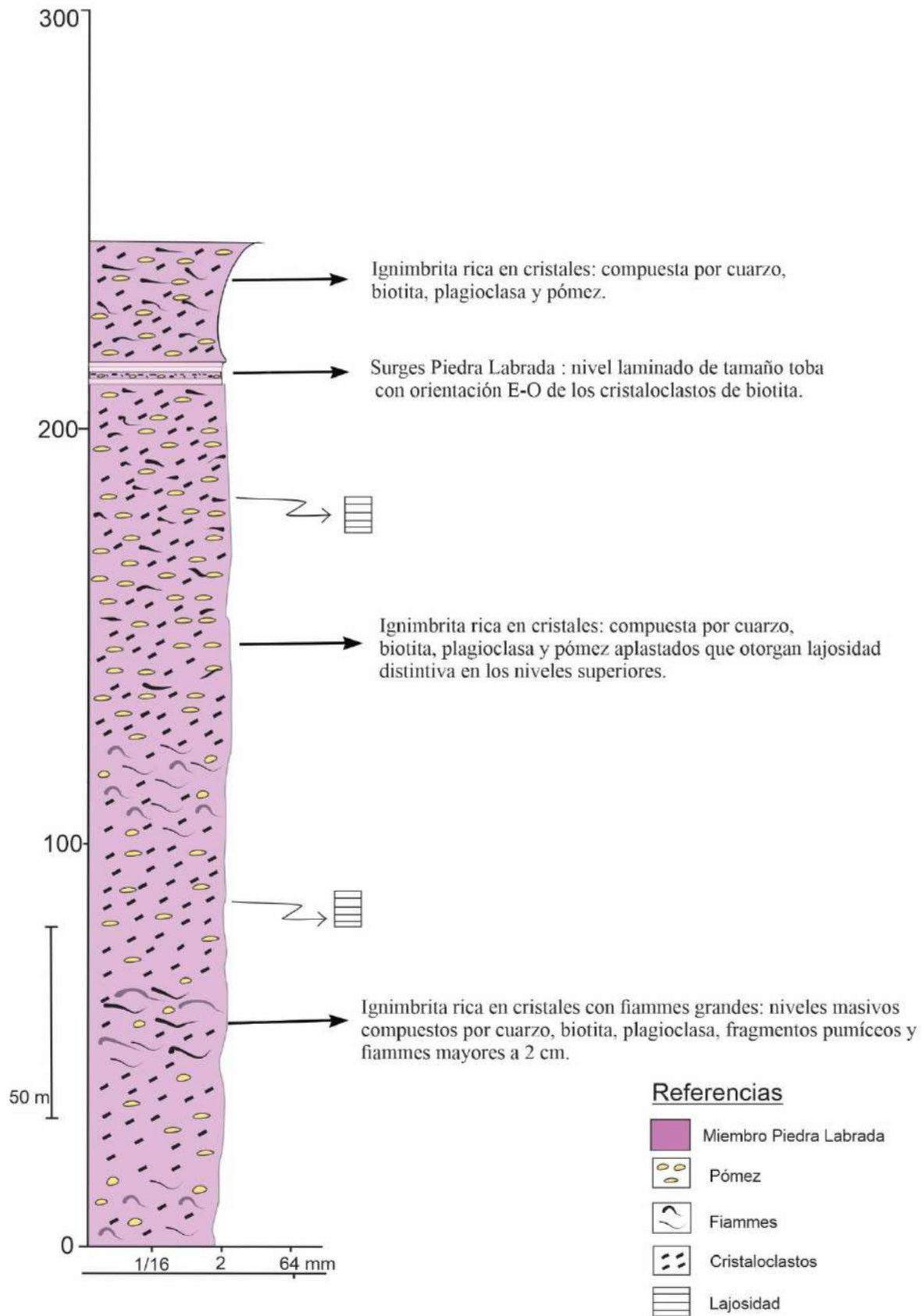


Figura 22: B) columna estratigráfica representativa del área Oeste.

A partir de Moreira (2005), quién divide al Prospecto Sorpresa en 7 sistemas de vetillas de cuarzo y un stockwork (Estructuras Piedra Labrada 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7) (Fig. 23), se correlacionan los sistemas de vetillas que componen Piedra Labrada 3, 4 y 5 de rumbos variables entre N 335° y N-S, subparalelos y se extienden a lo largo de 900, 750 y 400 m y espesores máximos de 6,5, 1,6 y 3 m, respectivamente, con el área Oeste.

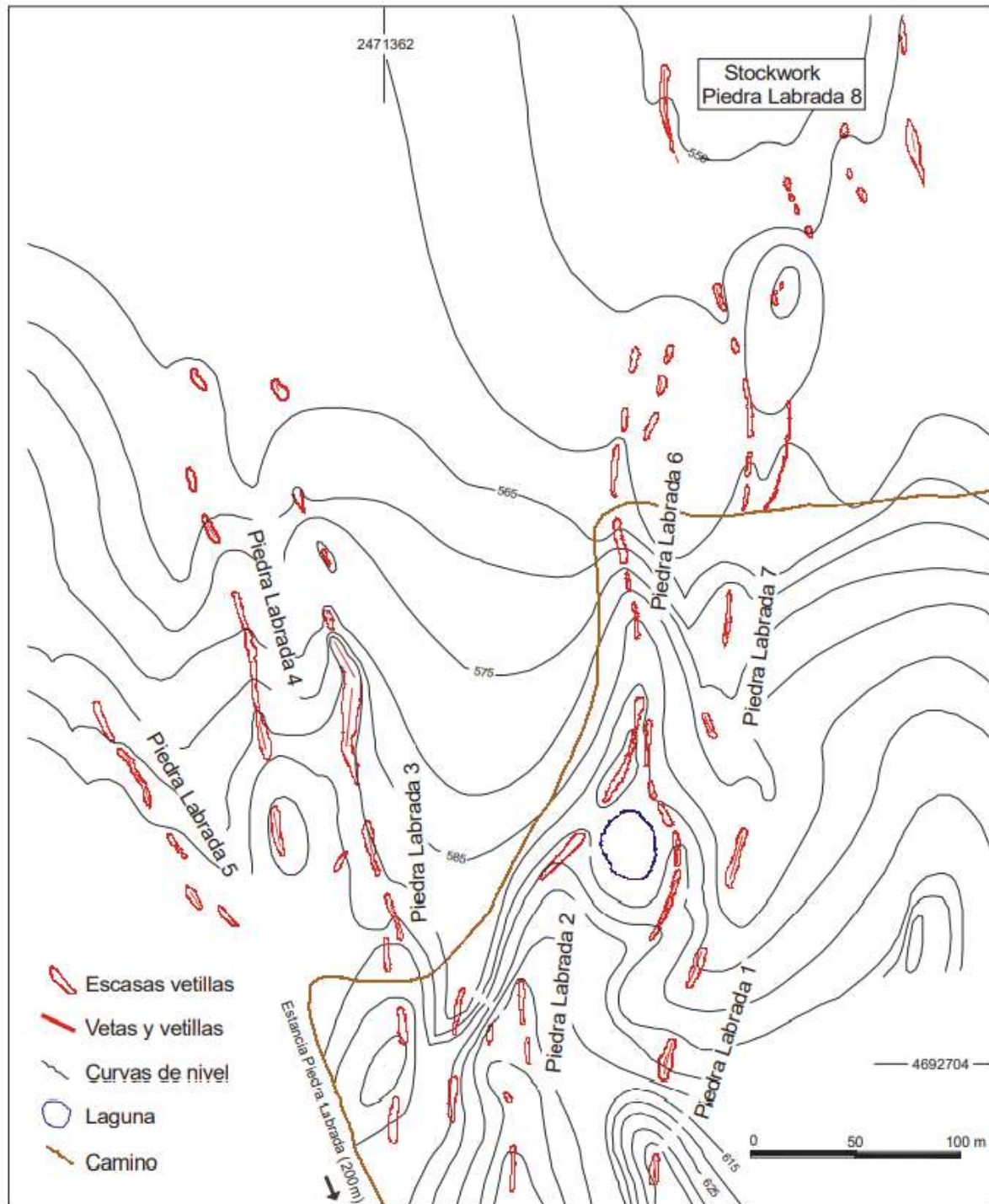


Figura 23: División estructural del Prospecto Sorpresa según Moreira (2005).

En este estudio, se seleccionó una veta representativa denominada Mabel, coincidente con Piedra Labrada 3, para realizar las descripciones litológicas superficiales y subterráneas, texturales, estructurales y magnéticas. La veta Mabel presenta potencias que oscilan desde unos pocos cm a 15 m de ancho y 1400 m de largo total y en sectores aflora con paredes verticales de hasta 10 m y en otros alcanza solo algunos cm (Fig. 24).

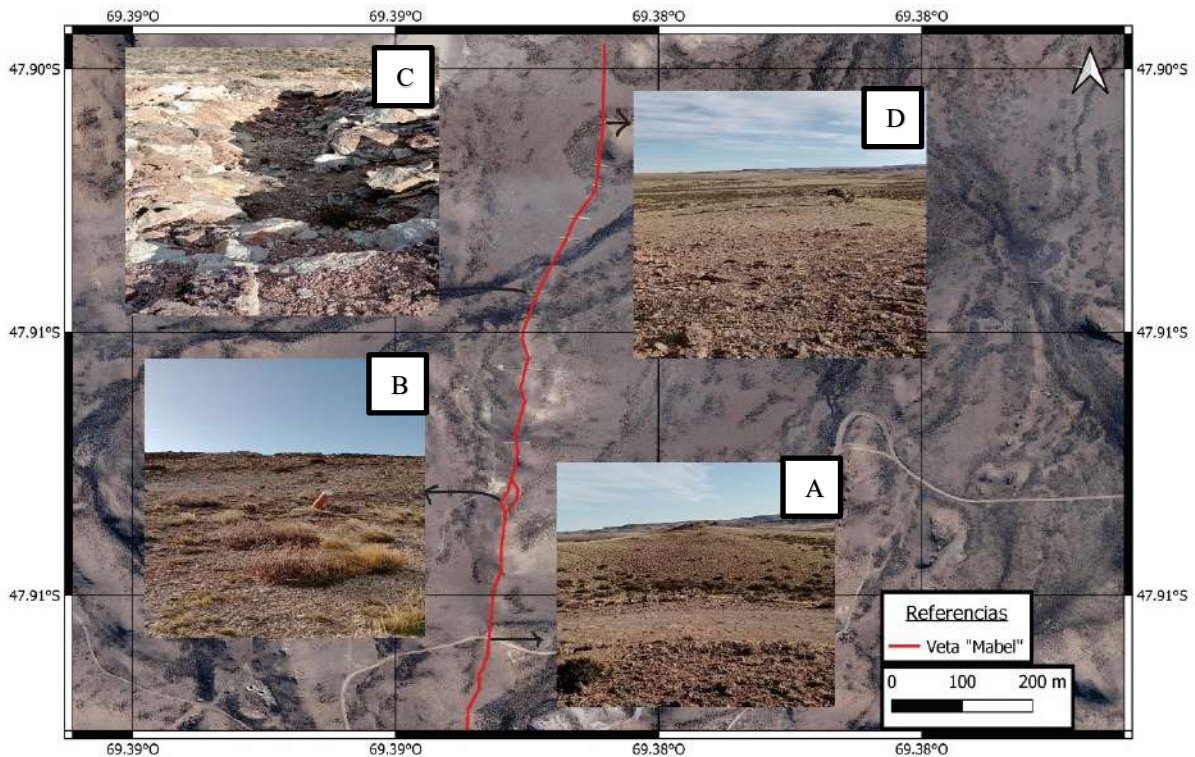


Figura 24: Veta Mabel con imágenes representativas de su morfología. A) Vista al NE donde se puede observar la alternancia entre sectores donde aflora y otros donde no. B) Tubo de cierre perforación situado al borde de la veta . C) y D) Imágenes de trincheras.

Descripciones de las unidades litológicas.

De acuerdo con las propuestas de clasificación mencionadas en el capítulo II, se identificaron unidades litológicas que corresponden a las facies volcánicas y subfacies piroclásticas de flujo, representadas por tobas con grado variado de soldamiento (ignimbritas) las cuales presentan distintos grados de alteración y caracterizan la superficie y el subsuelo de la veta Mabel (Fig. 21), a saber:

Ignimbrita rica en cristales (T.XLS)

- 1-Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por procesos de desferrización y cloritización (Ignimbrita rica en cristales (Moreira (2005))).

Descripción macroscópica

Esta roca presenta un tamaño de grano ceniza y en menor proporción lapilli con sectores donde los minerales se encuentran cubiertos por pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe confiriéndole un color rojizo (10R 4/6) y otros de color gris claro (10 YR 8/2) con abundante calcita y procesos de cloritización (Fig. 25 A). Está formada por la matriz (15 %) y los componentes principales que son cristaloclastos (40 %) y vitroclastos (35 %) identificados con lupa binocular (Fig. 25 B). Los cristaloclastos (cc) son cuarzo, plagioclasa y minerales ferromagnesianos. Los minerales ferromagnesianos, anfíbol y biotita, son los más abundantes, de forma subhedral, de hasta 1,5 mm de diámetro y se encuentran desferritizados y cloritizados. El cuarzo de forma anhedral, tamaño promedio de hasta 1,8 mm, incoloro y ahumado y ocupa un 10 % de la muestra. La plagioclasa es subhedral, de hasta 1 mm, representa el 8 % de la muestra y se encuentra alterada a argilominerales. Además, se identificaron carbonatos de cobre, de color verde (Fig. 25 C).

Los vitroclastos en su mayoría son fiammes, alargados, menores a 2 mm y el aplastamiento débil. Este último, permite clasificar al grado de soldamiento de la muestra en III según Quane y Russell (2005). La matriz se encuentra cubierta por pátinas de óxidos e hidróxidos de hierro.

Descripción Microscópica

La textura es porfídica donde los componentes tamaño lapilli, cristaloclastos y vitroclastos presentan mala selección, y se encuentran sericitizados (Fig. 25 D-E). La sericitización se presenta como agregados o nidos neoformados que reemplazan a feldespatos.

Dentro de los cc, el cuarzo se presenta de forma anhedral, de hasta 1,8 mm, (promedio es 1,07 mm) y cuyos bordes suelen presentar engolfamientos y texturas jigsaw. Las plagioclasas se encuentran de forma anhedral, tamaño promedio de 0,81 mm, con maclado polisintético y alterados total o parcialmente a sericita. La biotita de forma subhedral, hábito laminar, tamaño promedio de 0,81 mm se presenta flexurada formando la textura kinking y parcialmente reemplazada por clorita y/o sericita. El anfíbol de forma euhedral a subhedral, de hasta 0,40 mm, se encuentra sericitizado, cloritizado o desferritizado a lo largo de los planos de clivaje (Fig. 25 F-G).

Los minerales accesorios son apatita, circón y minerales opacos. El circón de forma euhedral y tamaño promedio de 0,05 mm se encuentra incluido en biotita y los minerales opacos, de forma anhedral a subhedral tienen un tamaño promedio de 0,03 mm.

Como minerales secundarios se observaron óxidos e hidróxidos de Fe, clorita, sericita y calcita. La clorita está presente como mineral de alteración del anfíbol y la biotita principalmente (Fig. 25 H-I). La sericita, de forma subhedral, hábito laminar se observó como producto de la alteración.

Los vitroclastos, en su mayoría desvitrificados están formados por fiammes de 1,53 mm, vesículas de tamaño variable hasta 0,12 mm y fragmentos pumíceos con texturas eutaxítica de hasta 1 cm. Los fiammes suelen presentar estilolitos, los cuales se manifiestan como pequeñas venillas que pueden o no estar rellenas con nuevas fases minerales (Fig. 25 J-K).

La matriz está compuesta por cuarzo y feldespato criptocristalino, sericitizada y teñida por pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe.

Cabe aclarar, la existencia de cristaloclastos o posibles litoclastos no identificados, totalmente alterados a cuarzo microcristalino y sericita.

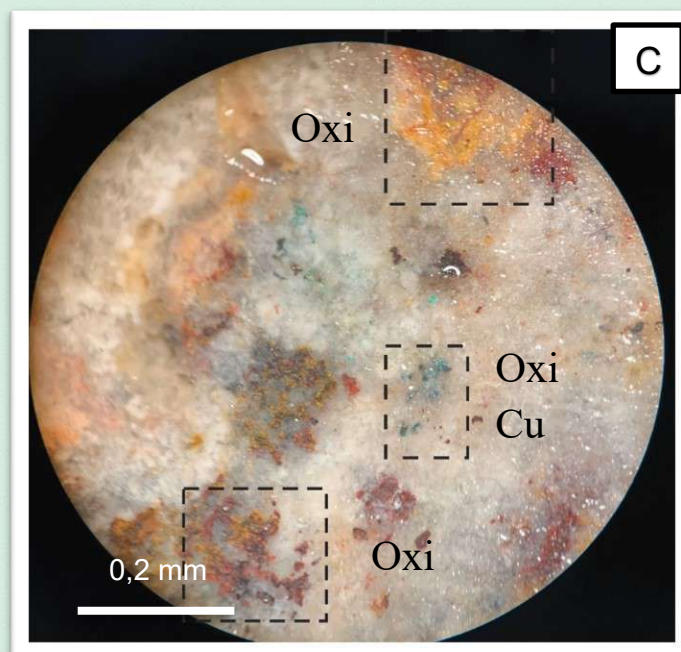
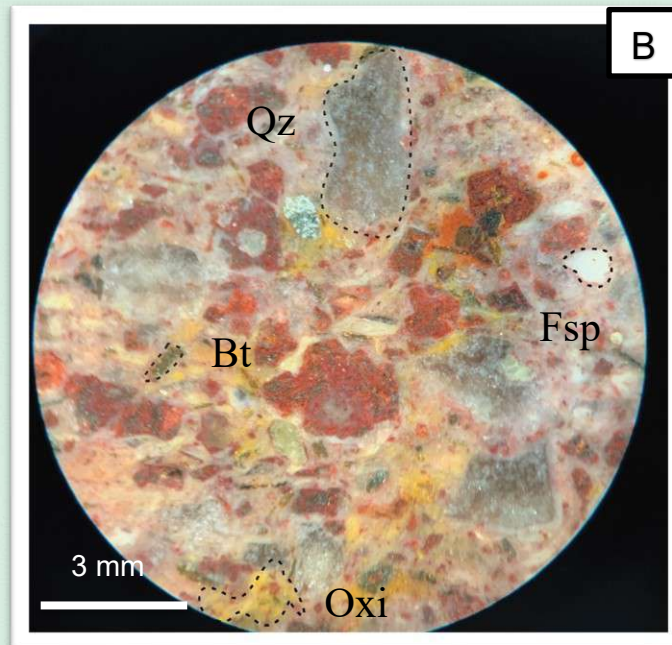
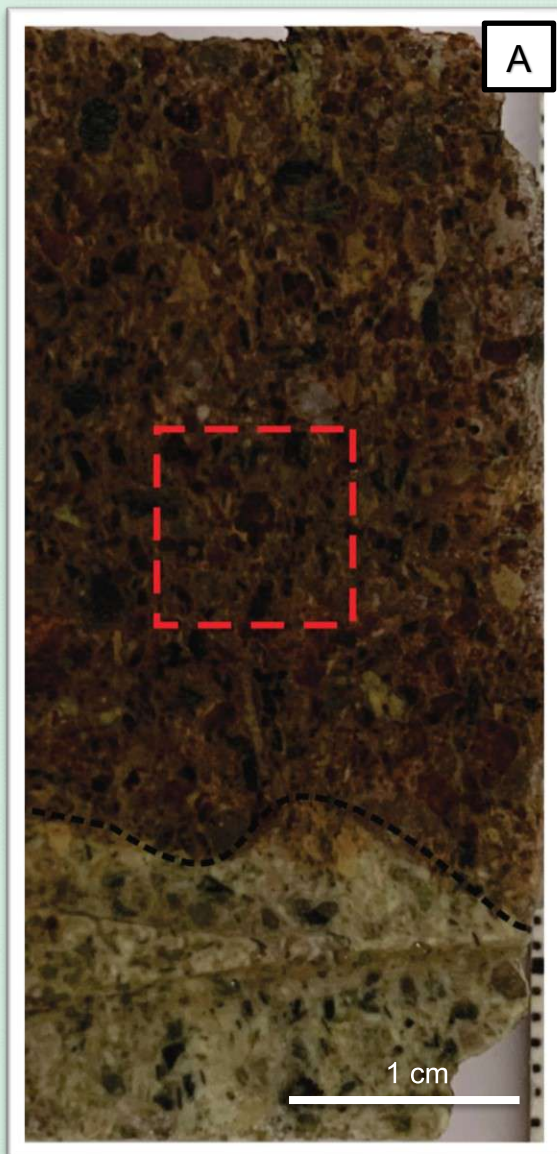


Figura 25: Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por procesos de desferritización y cloritización.

A) Muestra de mano donde se observa en la parte superior fuertes procesos de desferritización respecto a la parte inferior. El cuadrado rojo representa la zona de la fotografía observada en B. B) Fotografía tomada bajo lupa binocular donde se observa la textura de la roca, biotita (Bt), cuarzo (Qz) y feldespato (Fsp) totalmente argilizado. C) Fotografía tomada bajo lupa binocular donde se observan carbonatos u óxidos de Cu (Oxi Cu) y óxidos e hidróxidos de Fe (Oxi).

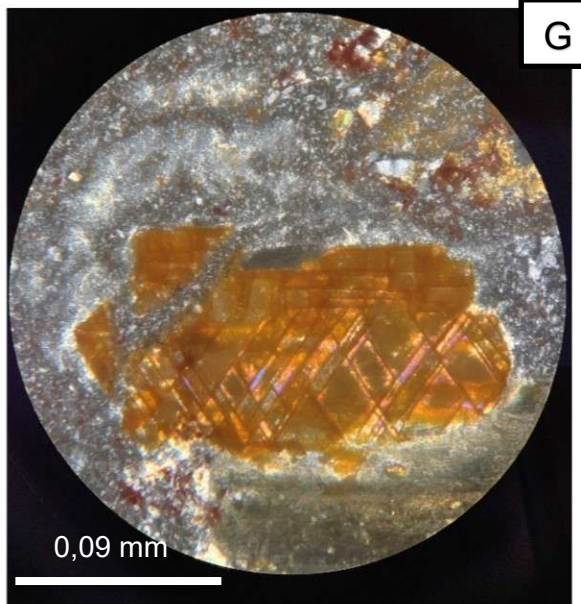
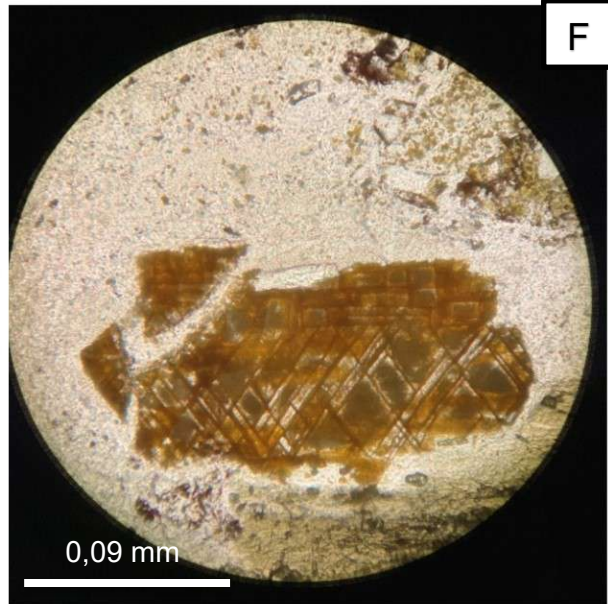
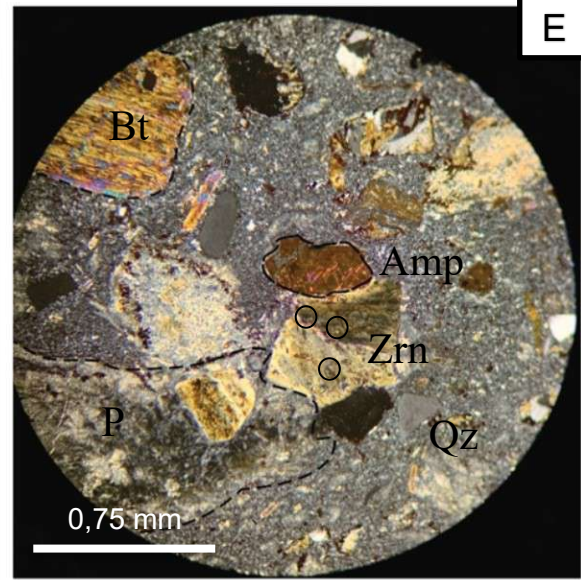
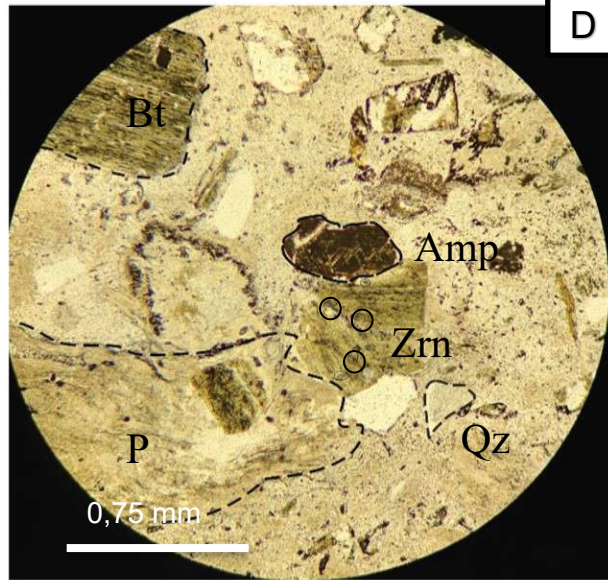


Figura 25: Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por procesos de desferritización y cloritización.

Fotomicrografías:

D) Detalle de la textura porfídica donde se observa fragmento de pómez (P) con textura eutaxítica, anfíbol (Amp) con planos de clivajes a 60° - 120° altamente desferrizado, cristal de biotita (Bt) con hábito laminar, cloritizado y con inclusiones de circón (Zrn) y cuarzo (Qz) de forma subhedral (nic. // 10x) E) Ídem anterior (nic.x 10x.) F) Detalle de anfíbol en sección basal con los planos de clivajes a 120° y 60° , donde se observan pátinas de óxidos e hidróxidos de hierro y alteración sericítica (nic. // 40x) I) Ídem (nic.x 40x).

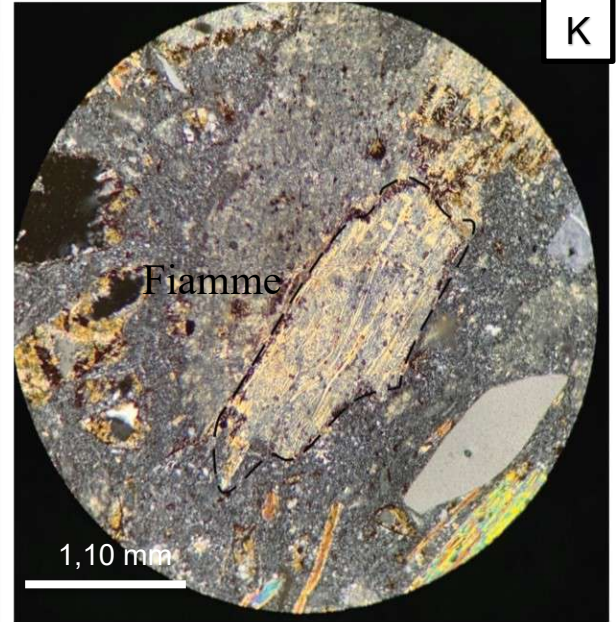
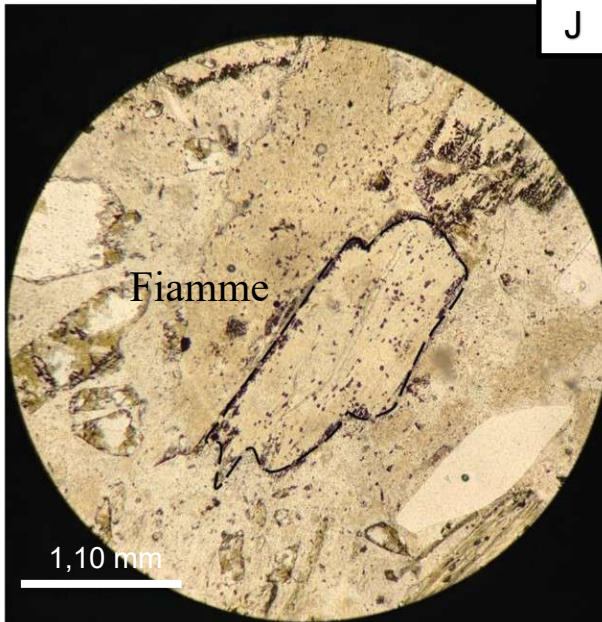
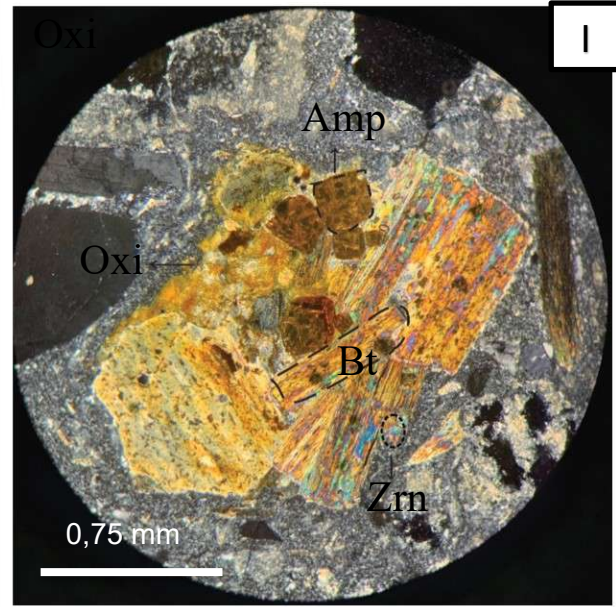
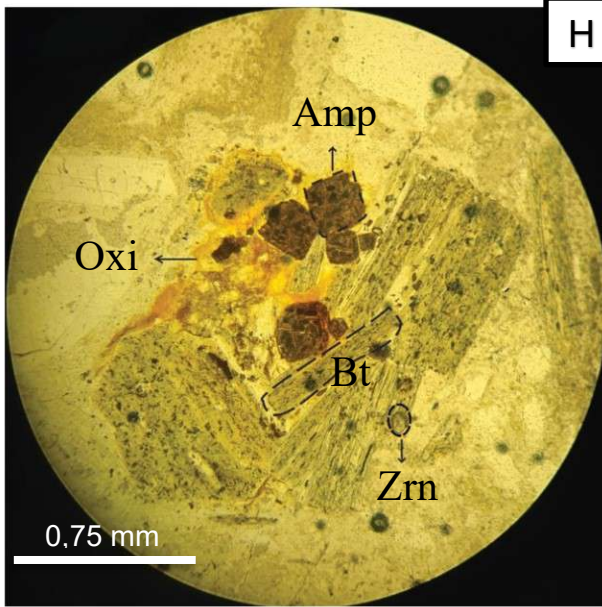


Figura 25: Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por procesos de desferritización.

Fotomicrografía:

H) Minerales ferromagnesianos con procesos de desferritización, cloritización y sericitización. Además, se puede observar zircón (Zrn) incluido en biotita (Bt) (nic. // 10x). I) Ídem anterior (nic.x 10x). J) Fragmento pumiceo alterado a filosilicatos y atravesado por estilolito parcialmente reemplazado por argilominerales (nic.// 10x). K) Ídem anterior (nic.x 10x).

- 2- Toba de cristales, matriz sostén, muy pobremente seleccionada, con predominio de patinas de óxidos e hidróxidos (Ignimbrita rica en cristales (Moreira 2005)).

Descripción macroscópica: Esta roca presenta un tamaño de grano ceniza y en menor proporción lapilli, de color naranja (5YR 5/6) debido a los óxidos e hidróxidos de Fe impregnados en los minerales argilizados y una matriz de color blanco (10YR 8/2) (Fig. 26 A) con texturas en drusa y abundantes cavidades (Fig. 26 B)

Los componentes principales de la roca son cristaloclastos (40 %) y vitroclastos (15 %) (Fig. 26 C). Los cristaloclastos son biotita, plagioclasa y cuarzo. El cuarzo es de forma anhedral, el tamaño promedio es hasta 2 mm, incoloro o blanco lechoso, puede presentarse como agregados microcristalinos que forman las drusas y es el más abundante (20 % de la muestra). La biotita se presenta de forma subhedral, tamaño de 1 a 1,5 mm y en un porcentaje del 12 %. La plagioclasa de forma subhedral se presenta con tamaño de hasta 1 mm y ocupan un 8 % de la muestra.

Los vitroclastos en su mayoría son fiammes de formas elongadas y la mayoría menores a 2 mm, aunque algunos llegan a medir hasta 4 mm.

El grado de soldamiento es II según Quane y Russell (2005), debido a que presenta fragmentos sin deformación y orientación al azar de los vitroclastos.

Descripción Microscópica

La roca presenta abundantes cristaloclastos, rodeados por una matriz compuesta de cuarzo y feldespato criptocristalino con textura felsítica, ambos (matriz y fenocomponentes) en ocasiones se encuentran cubiertos por pátinas de óxidos de Fe que le confieren una coloración pardo-oscura, que dificulta la descripción (Fig. 26 D).

El 40 % de los cristaloclastos son de gran tamaño y el más conservado es el cuarzo, de forma anhedral, tamaño promedio de 1,53 mm, presenta engolfamientos y textura jigsaw (Fig. 26 E). Además, se observó cuarzo calcedónico, de tamaño promedio de 1,65 mm y textura llameante (Fig. 26 F-G). Boggs (2009) explica que el cuarzo calcedónico precipita alrededor de los granos de cuarzo en continuidad óptica con ellos, y que la cementación por sílice esta frecuentemente vinculada a disolución por presión, al ocurrir una saturación de sílice en los fluidos intersticiales, produciendo la precipitación en forma de crecimientos. También puede deberse a la migración hacia arriba de fluidos enriquecidos en sílice provenientes de fuentes distantes.

La plagioclasa, es de forma subhedral, tamaño de hasta 0,90 mm y presenta maclado polisintético. La biotita de forma subhedral y tamaño promedio de 0,70 mm.

Los minerales accesorios son circón asociado a biotita y minerales opacos escasos y miden hasta 0,01 mm.

Las alteraciones observadas son cloritización y sericitización de los minerales ferromagnesianos y los feldespatos respectivamente.

Los vitroclastos (15 %) están formados por fragmentos pumíceos que se encuentran desvitrificados con un tamaño de hasta 2,57 mm y presentan vesículas redondeadas a subsféricas con bordes teñidos por pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe. Las trizas vítreas observadas se encuentran de forma plana y con forma en “Y” (Fig. 26 J-K).

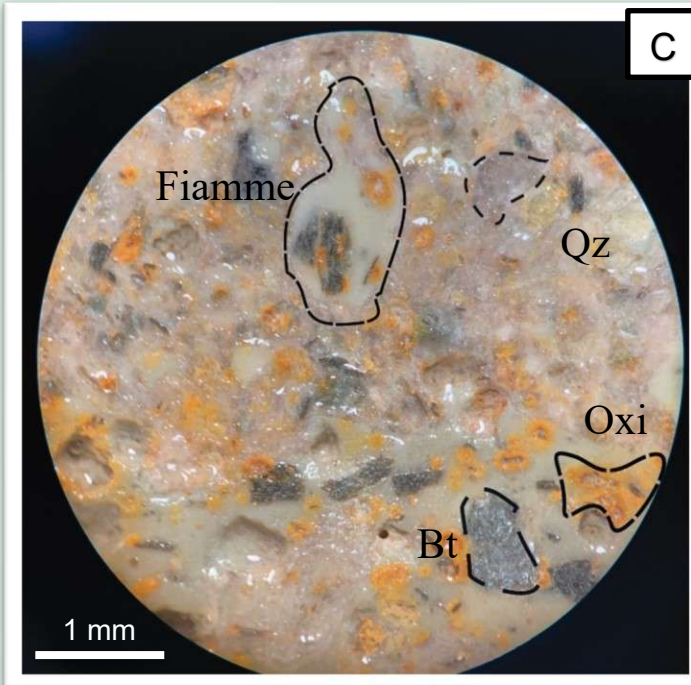
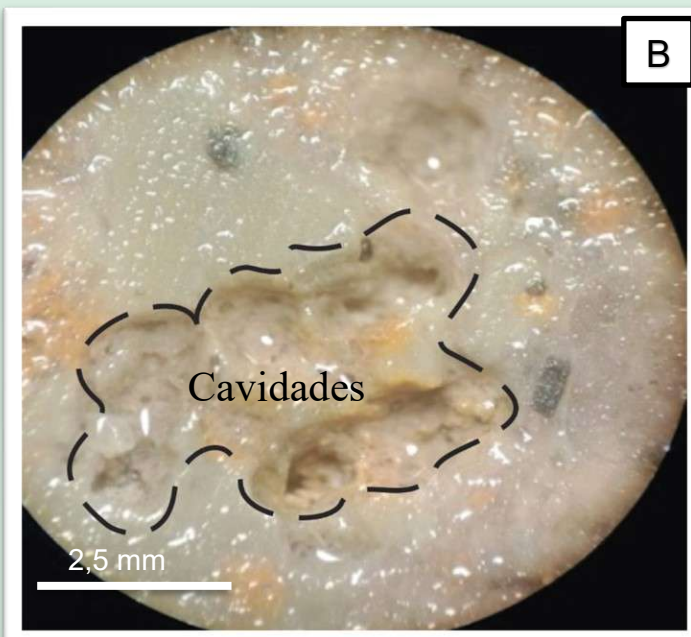


Figura 26: Toba de cristales, matriz sostén, muy pobremente seleccionada, con predominio de patinas de óxidos e hidróxidos.

- A) Muestra de mano donde se observa la coloración, componentes de la roca y cavidades. B) Imagen de detalle, tomada bajo lupa binocular donde se observa una cavidad. C) Imagen de detalle, tomada bajo lupa binocular donde se observan cristaloclastos de cuarzo (Qz), biotita (Bt), patinas de óxidos e hidróxidos de Fe (Oxi) predominantemente de color naranja y además fiammes que contienen posibles cristaloclastos.

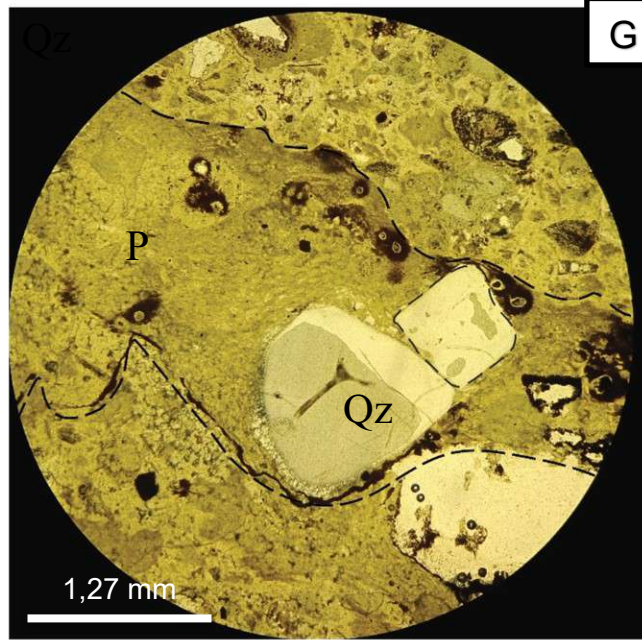
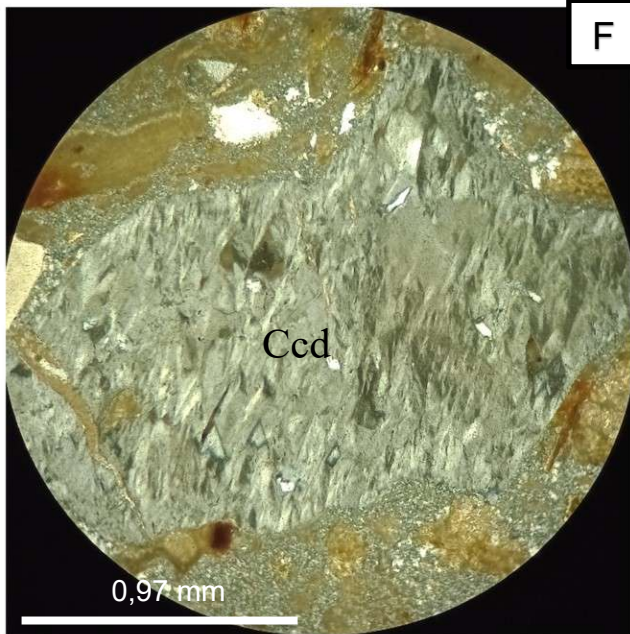
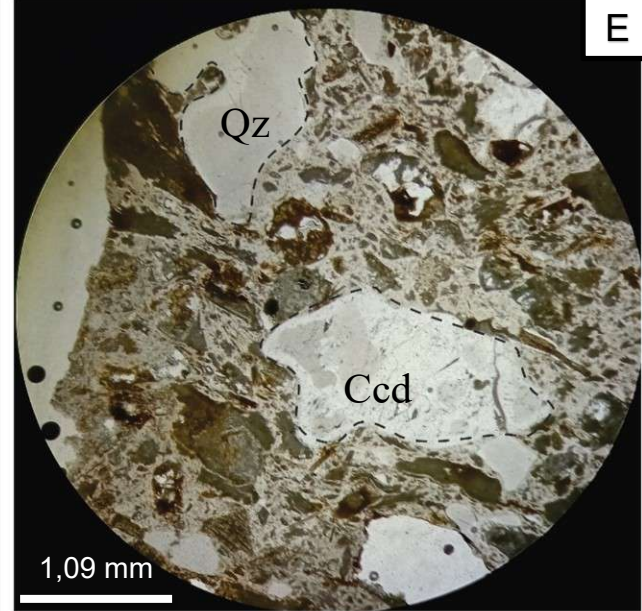
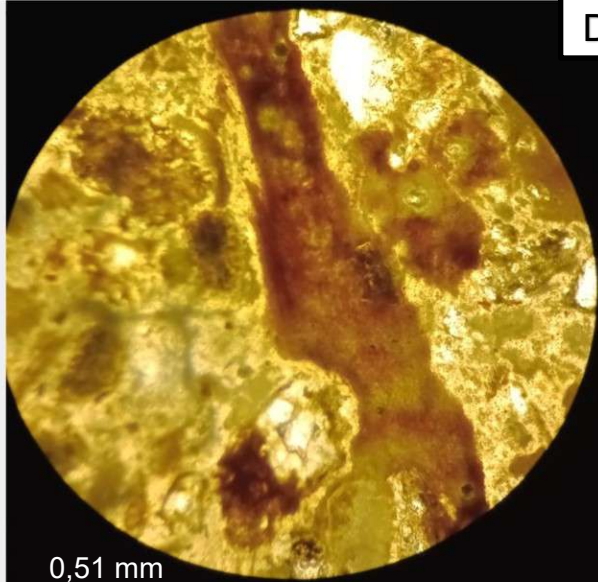


Figura 26: Toba de cristales, matriz sostén, muy pobremente seleccionada, con predominio de pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe.

Fotomicrografías

D) Fiammes y cristaloclastos cubiertos por pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe que dificultan la determinación de los componentes de la roca (nic. // 10x). E) Cristaloclastos y matriz enmascarados por óxidos de Fe. El cuarzo se presenta engolfado por la matriz y además, se puede observar calcedonia (Ccd) de gran tamaño (nic.x.4x) F) Calcedonia (Ccd) con textura llameante (nic.x 40x). G) Posible pómez (P) con cristales de cuarzo (Qz) (nic. // 4x).

- 3-Toba de cristales, matriz sostén, muy mal seleccionada, con abundante calcita y cloritización (Ignimbrita rica en cristales (Moreira 2005)).

Descripción Macroscópica

Roca piroclástica de tamaño de grano ceniza y en ocasiones lapilli, atravesada por venilla de calcita de 2 cm (Fig. 27 A).

Los componentes principales son cristaloclastos 40 % y vitroclastos 20 % inmersos en una matriz de color verde claro a amarilla (10 YR 8/2). Los cristaloclastos son cuarzo, biotita y plagioclasa. El cuarzo se presenta de forma anhedral, ahumado e incoloro, tamaño de hasta 3 mm y representa un 25 % de la muestra. La biotita de forma subhedral, con un tamaño promedio de un 1 mm se encuentra alterada a clorita y está presente en un 10 % (Fig. 27 B). La plagioclasa se encuentra de forma subhedral a anhedral, en algunos casos alterada totalmente por procesos de argilización, con un tamaño promedio de 1,5 mm y constituyen un 5 % de la muestra.

Los vitroclastos observados son pómez de forma subsférica que en su mayoría presentan un tamaño de hasta 1 mm.

Descripción microscópica

Los cc predominantes son cuarzo, plagioclasa y biotita. El cuarzo es el cc más abundante, con un tamaño promedio de 1,07 mm, presenta engolfamientos de la matriz y texturas jigsaw y en tamiz (Fig. 27 C y D). Además, en algunos individuos se observa un contacto microcriptalino. La plagioclasa posee un tamaño similar al del cuarzo, maclado polisintético y se encuentra parcial o totalmente sericitizada (Fig. 27 E). La biotita subhedral, de tamaño promedio de 0,51 mm es reemplazada por clorita y/o sericita. El piroxeno, de forma subhedral, de hasta 0,30 mm se encuentra desferrizado (Fig. 27 F). Los minerales accesorios son circón y titanita asociados a biotita y pómez (Fig. 27 G); y minerales opacos. Los minerales de alteración son calcita, muy abundante como relleno de vetillas y reemplazo casi total de plagioclasas (Fig. 27 H-I) y clorita con textura esferulítica que reemplaza pervasivamente a la roca (Fig. 27 J-K).

Los vitroclastos, pómez y fiammes, son muy escasos con un tamaño máximo de 2,52 mm y se encuentran parcialmente cloritizados. Además, se observó de manera aleatoria, inclusiones vítreas subredondeadas.

La matriz es tamaño ceniza, de composición cuarzo-feldespática microcriptalina con textura granofírica.

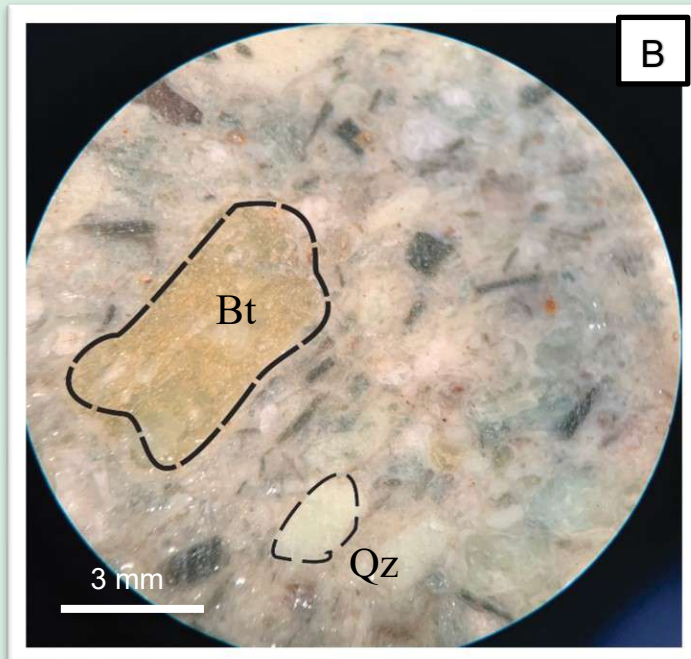


Figura 27: Toba de cristales, matriz sostén, muy mal seleccionada, con abundante calcita y procesos de cloritización.

A) Muestra de mano donde se observa la textura, los principales fenocomponentes y en el extremo una venilla de calcita (Cal). El cuadrado rojo representa el área que luego se visualiza en B. B) Muestra bajo lupa binocular donde se observa un cristal de biotita (Bt) de color verde, cloritizada y cristal de cuarzo (Qz).

Microfotografías: C) Cristal de cuarzo con engolfamientos de la matriz y textura jigsaws (nic. // 10x).

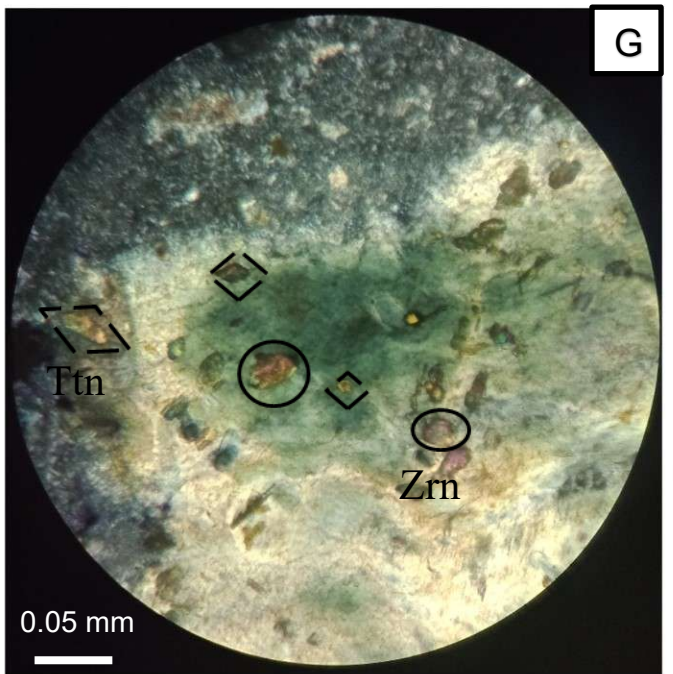
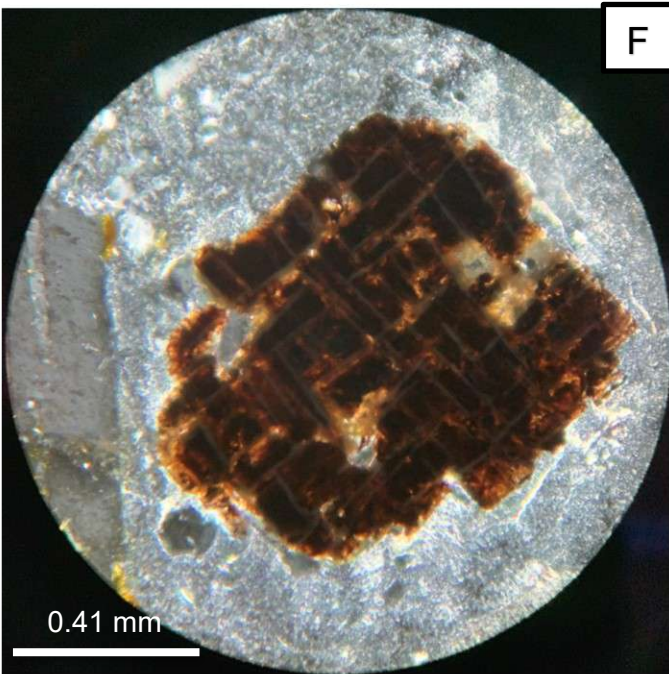
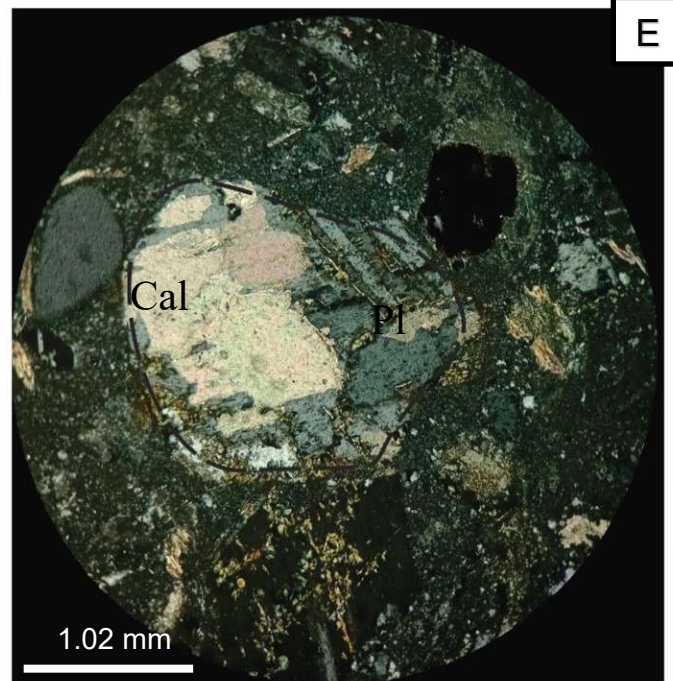
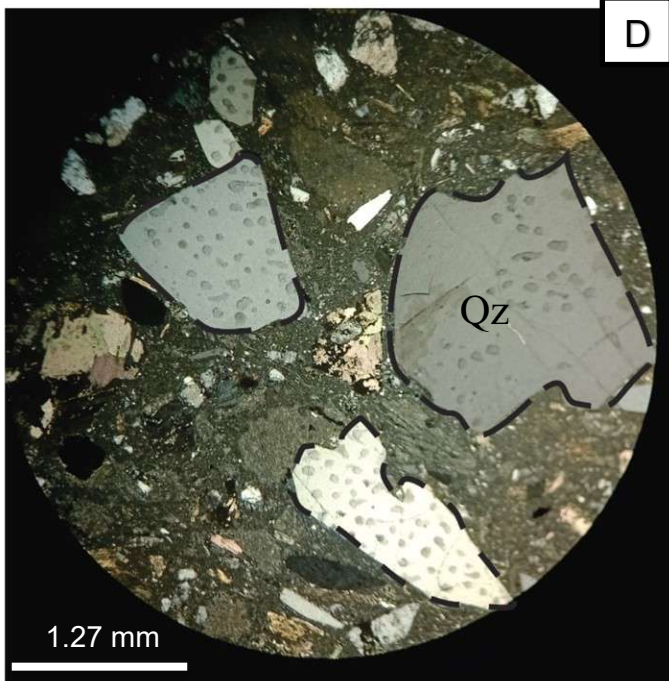


Figura 27: Toba de cristales, matriz sostén, muy mal seleccionada, con abundante calcita y procesos de cloritización.

Fotomicrografías:

D) Cristaloclastos de cuarzo (Qz) con textura en tamiz (nic.x 10x). E) Plagioclasa (Pl) con maclado polisintético, reemplazada por calcita (Cal) (nic.x 10x). F) Sección basal de piroxeno con sus planos de clivaje a 90° y desferrizado (nic. x 40x). G) Titanita (Ttn) (líneas discontinua), circón (Zrn) (línea continua) y minerales accesorios no identificados (nic. x 40x).

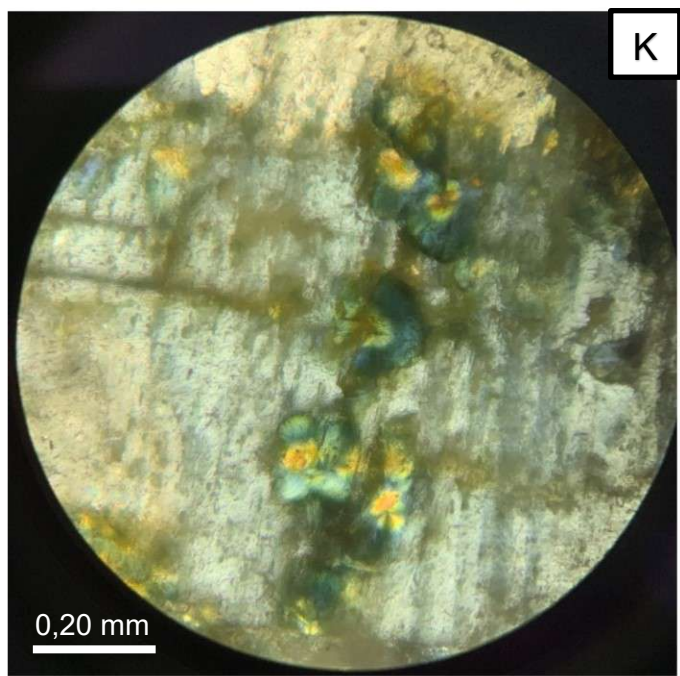
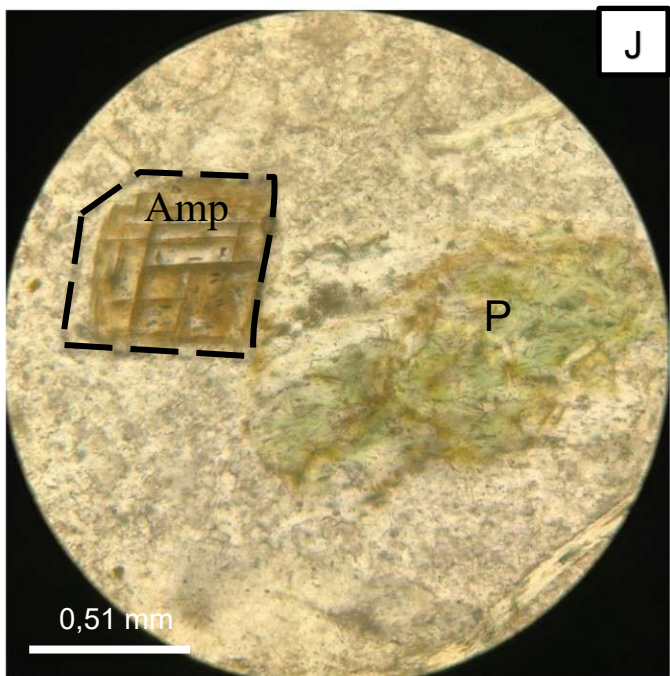
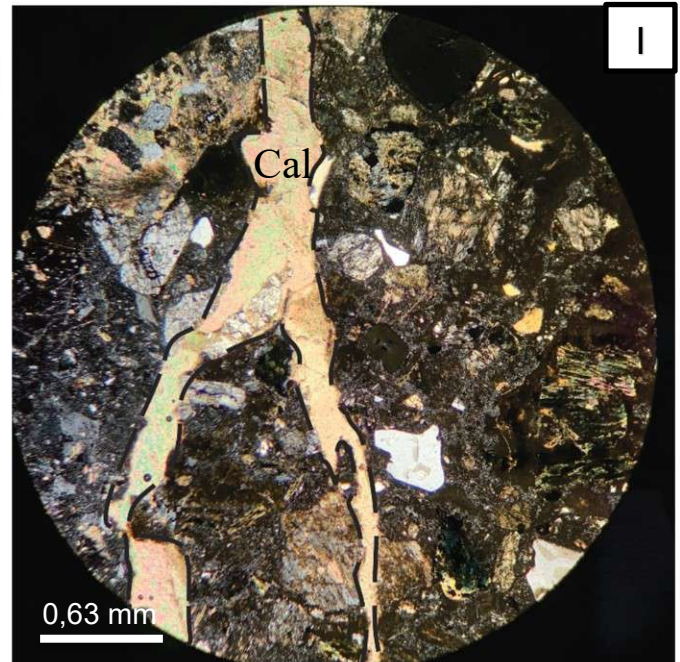
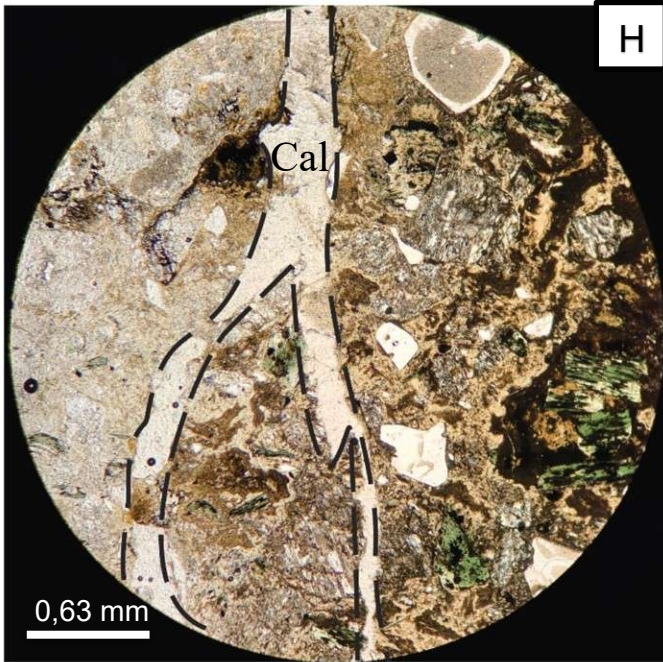


Figura 27: Toba de cristales, matriz sostén muy mal seleccionada, con abundante calcita y procesos de cloritización.

Fotomicrografías:

H) Venilla rellena de calcita (Cal) (nic. // 10x). I) Ídem anterior (nic.x 10x). J) Anfíbol en sección basal con sus planos de clivajes y pómez (P) totalmente cloritizada (nic. // 40 x). K) Pómez con textura esferulítica. (nic.x 40 x).

- 4- Toba de cristales, matriz sostén, mal seleccionada, dominada por silicificación, con una venilla de cuarzo (Ignimbrita rica en cristales (Moreira 2015)).

Descripción Macroscópica: esta roca presenta un tamaño de grano ceniza, color gris claro (5Y 8/1) y se encuentra atravesada por una venilla de cuarzo de 1,5 cm de espesor con óxidos e hidróxidos de Fe (Fig. 28 A).

La matriz es de color amarillo claro y los fenocomponentes presentan diversos tonos, dependiendo el mineral.

Los cristaloclastos están constituidos en orden de abundancia por biotita, feldespato y cuarzo y representan el 40 % de la muestra. Los vitroclastos, pómez y fiammes, de no más de 1,5 mm constituyen el 20 % y el resto está compuesto por matriz. El grado de soldamiento de la muestra según Quane y Russell (2005) es II.

Galena de color negro azulado, con alto peso específico y forma cúbica se presenta con textura masiva asociado a cuarzo incoloro el cual se presenta con texturas en peine y/o drusas (Fig. 28 B-D).

Descripción microscópica:

En la muestra se evidencian 3 zonas: la roca de caja, el contacto y la venilla propiamente dicha (Fig. 28 D-E). La roca de caja se encuentra muy alterada a argilominerales. Los principales componentes son cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol inmersos en una matriz granofírica de cuarzo-feldespato. El cuarzo de forma anhedral, de hasta 2,57 mm y promedio de 0,71 mm, se presenta con engolfamientos de la matriz y fracturados. La plagioclasa se presenta de forma subhedral, de hasta 0,89 mm y se encuentra alterada a cuarzo-sericita. La biotita y el anfíbol (0,66 mm) son de forma subhedrales y están reemplazados por sericita y clorita. La biotita, es el cc más abundante y se observan dos familias de diferentes tamaños, las mayores con un tamaño de hasta 1,74 mm, se encuentran flexuradas y las menores tienen un tamaño de 0,63 mm.

Cabe destacar que en la muestra se encuentran fragmentos de posibles cristaloclastos, líticos o vitroclastos que fueron totalmente reemplazados por sericita con textura esferulítica, cuarzo-sericita o cuarzo con textura en mosaico (Fig. 28 H). Los minerales accesorios son apatita y circón.

La vena aumenta el tamaño de grano hacia el centro y el núcleo está compuesto por cuarzo calcedónico, cuarzo microcristalino, de forma anhedral, con texturas en mosaico, en peine, radiada, flameante y microplumosa (Fig. 28 F-G). Asociada a la venilla hay sectores donde se encuentran minerales opacos, óxidos e hidróxidos de Fe y jarosita, formando contactos tipo

caries (Fig. 28 K). Además, se observó minerales fantasmas en cuarzo. Hacia uno de los contactos el cuarzo, anhedral, de tamaño 0,05 mm presenta textura en mosaico; en tanto que, en el otro es transicional rodeado por sericita.

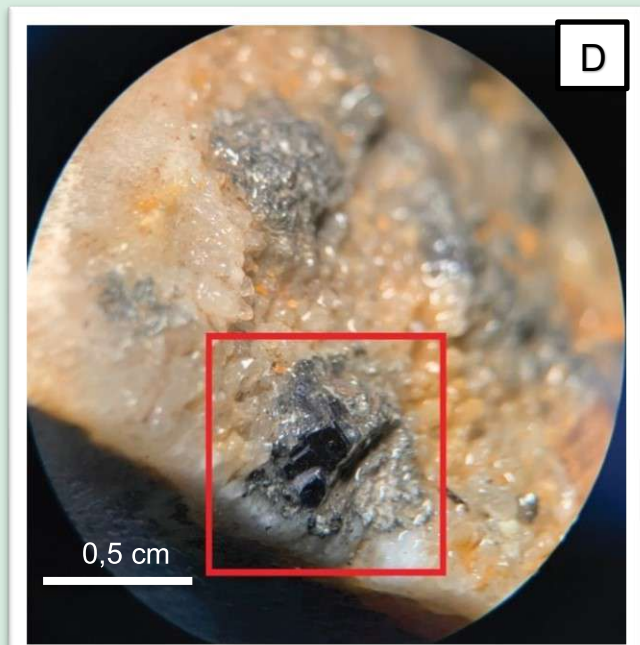
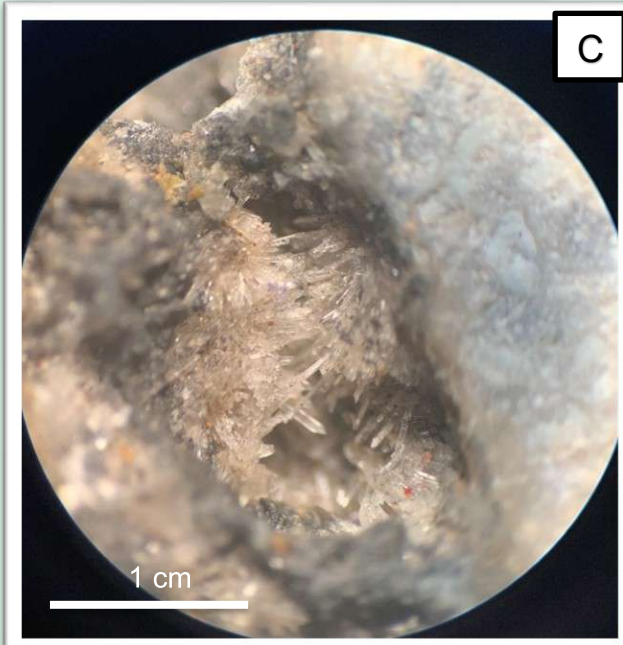
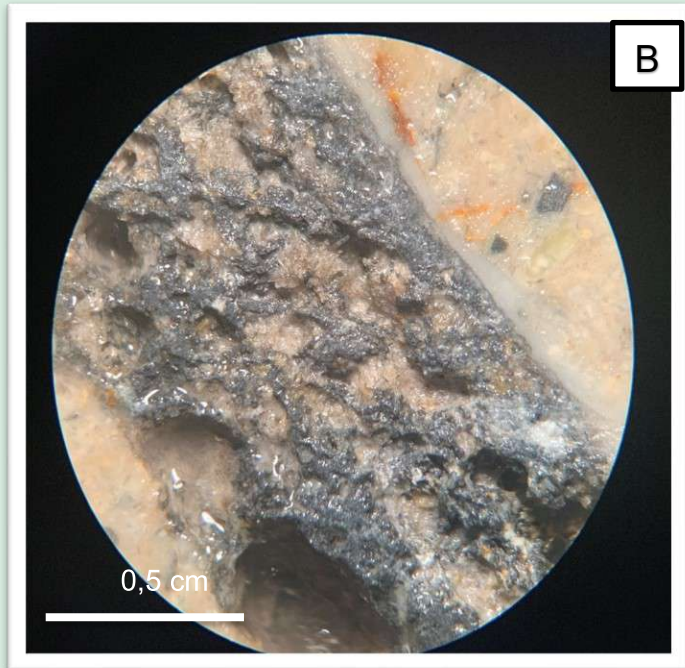
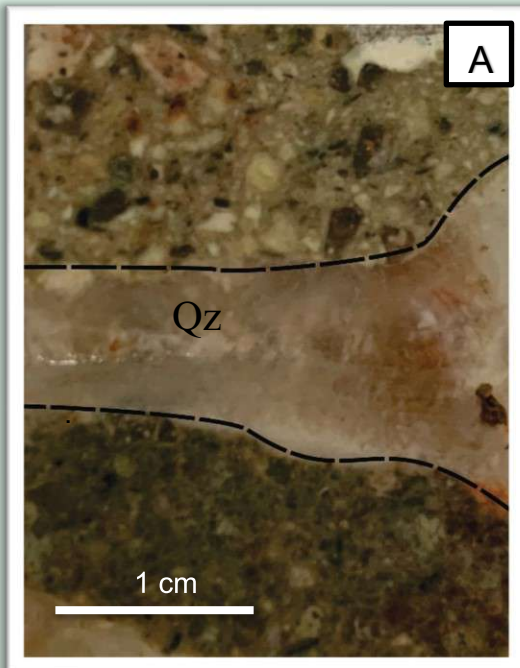


Figura 28: Toba de cristales, matriz sostén mal seleccionada, dominada por silicificación, con una venilla de cuarzo.

A) Muestra de mano de toba de cristales con textura masiva atravesada por venilla de cuarzo hidrotermal (Qz) y asociada a óxidos e hidróxidos de Fe. B) Muestra de galena masiva, asociada a cuarzo, observada bajo lupa binocular. C) Muestra bajo lupa binocular donde se observa drusa de cuarzo en vetilla asociado a galena masiva. D) Muestra bajo lupa binocular de cuarzo asociado a cristales cúbicos de galena (recuadro rojo).

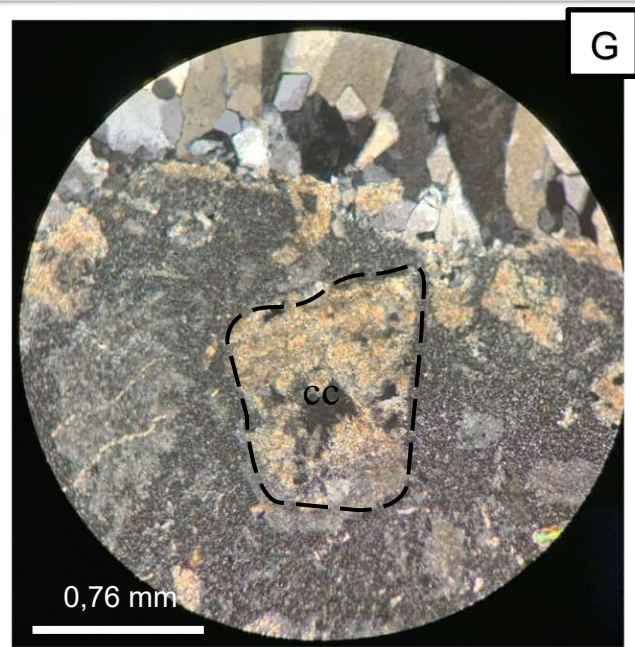
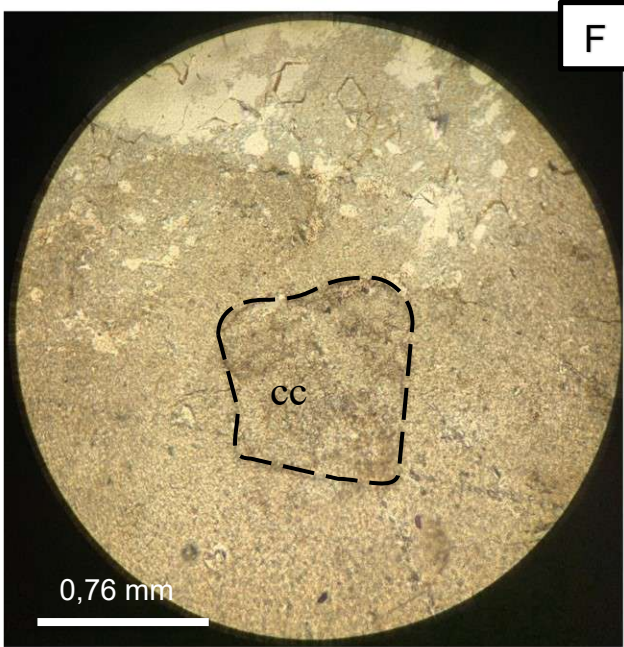
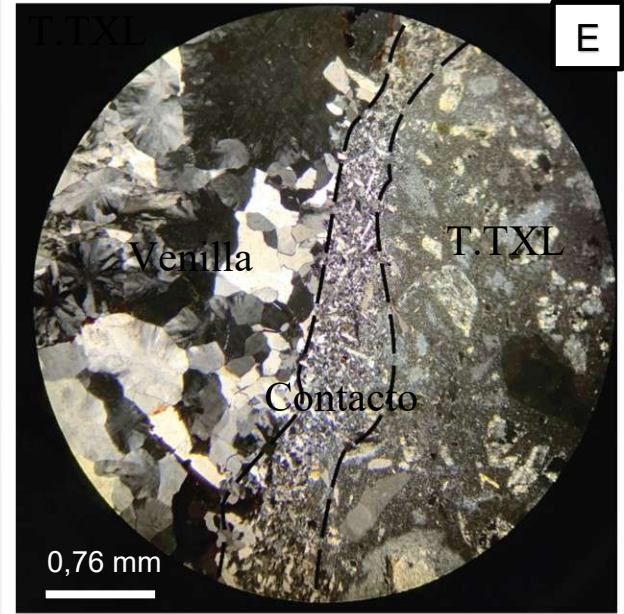
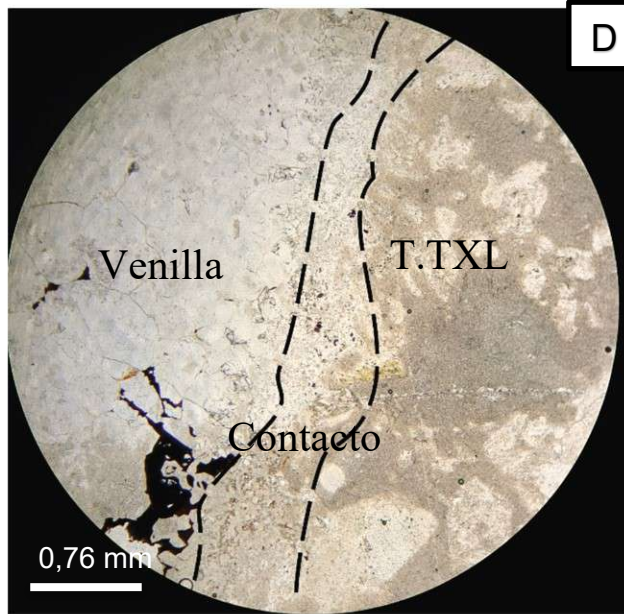


Figura 28: Toba de cristales, matriz sostén, mal seleccionada, dominada por silicificación, con una venilla de cuarzo

Fotomicrografías

D) Contacto venilla de cuarzo-roca de caja. Contacto zona de cuarzo anhedral con textura en mosaico que pasa a cristales de mayor tamaño de manera transicional (nic. // 4x). E) Ídem anterior (nic.x 4x). F) Contacto transicional bordeado por sericita y en el centro posible cristaloclasto (cc) totalmente reemplazado por sericita (nic. // 4x). G) Ídem anterior (nic.x 4x).

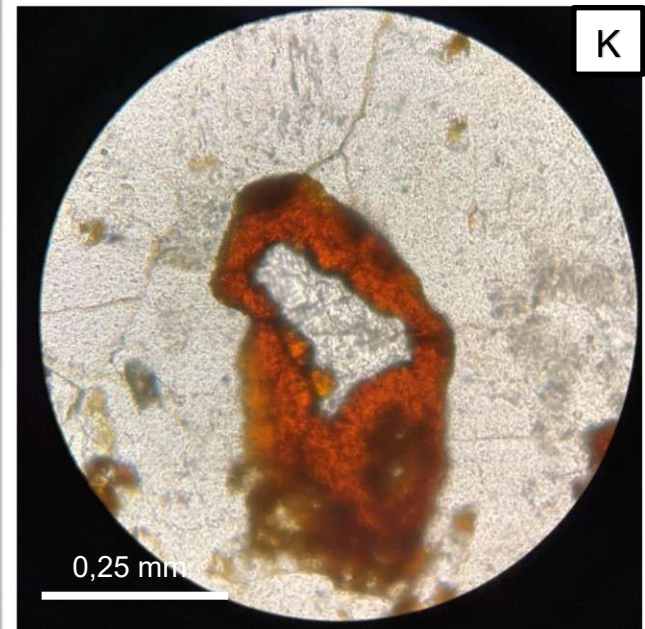
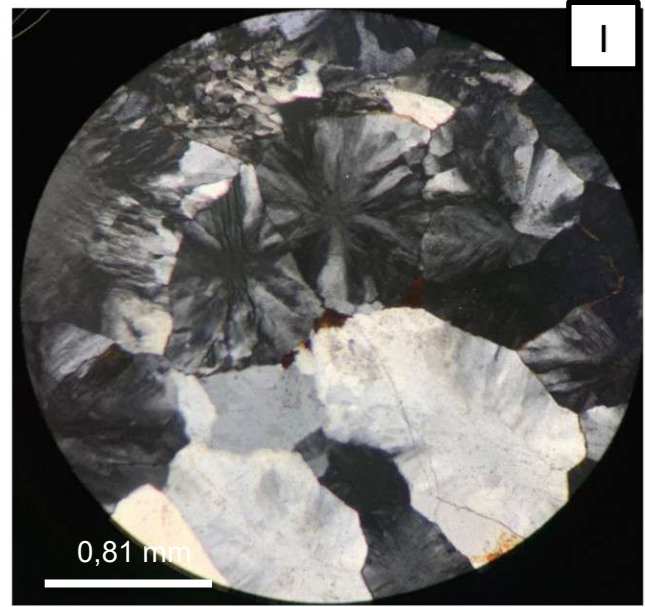
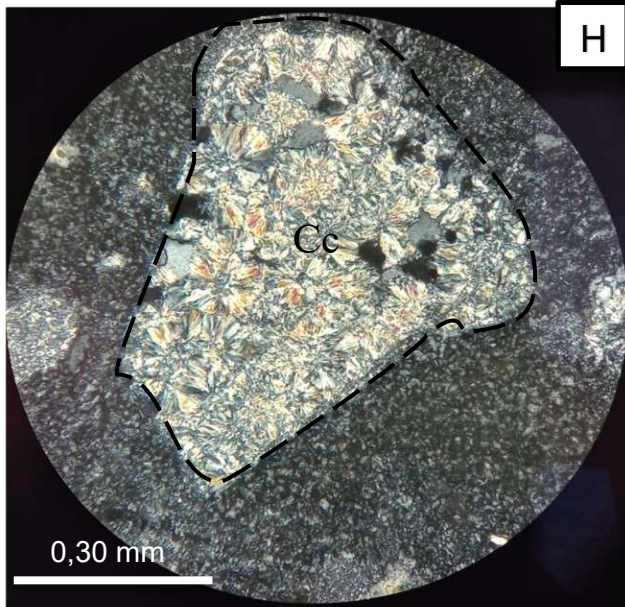


Figura 28: Toba de cristales, matriz sostén, mal seleccionada, dominada por silicificación con una venilla de cuarzo

Fotomicrografías:

H) Posible cristaloclasto (cc) totalmente reemplazado por sericita con textura esferulítica producto de la recristalización (nic.x 10x). I) Textura radiada de cuarzo y calcedonia en venilla (nic. x 10x). J) Textura plumosa y radiada de cuarzo y calcedonia, en venilla (nic. x10x). K) Jarosita? en contacto de caries con el cuarzo (nic. // 40x).

- 5- Toba de cristales brechada, matriz sostén, mal seleccionada, parcialmente reemplazada por argilominerales.

Descripción macroscópica:

Esta roca se presenta con cavidades y textura brechosa muy alterados a argilominerales de color blanquecino (Fig. 29 A) y teñida por pátinas de óxido de Fe (Fig. 29 B). Además, se observó carbonato de cobre (Fig. 29 C).

Descripción microscópica: textura brechosa dominante (Fig. 29 E-F) con cintas de cuarzo que rodean cavidades y los fenocomponentes, a excepción del cuarzo, fueron totalmente reemplazados por cuarzo microcristalino. Además, se observaron óxidos e hidróxidos de Fe y jarosita (Fig. 29 G). Otras texturas que se observaron son en peine, plumosa (Fig. 29 H) y en mosaico.

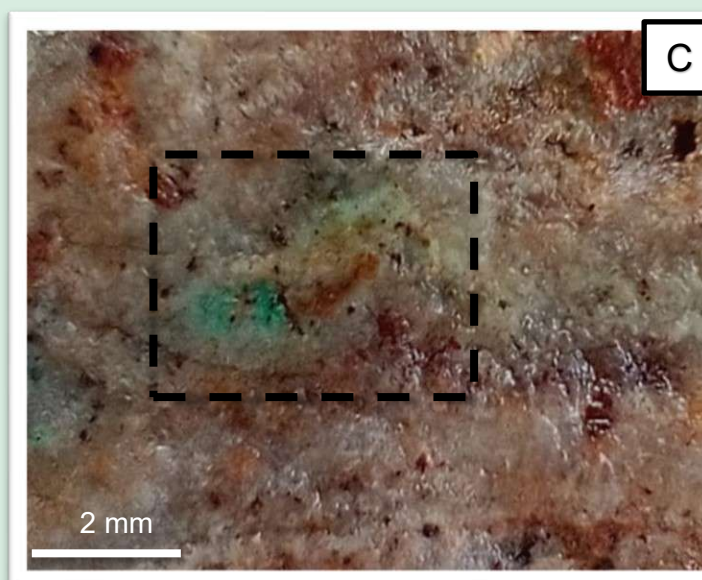
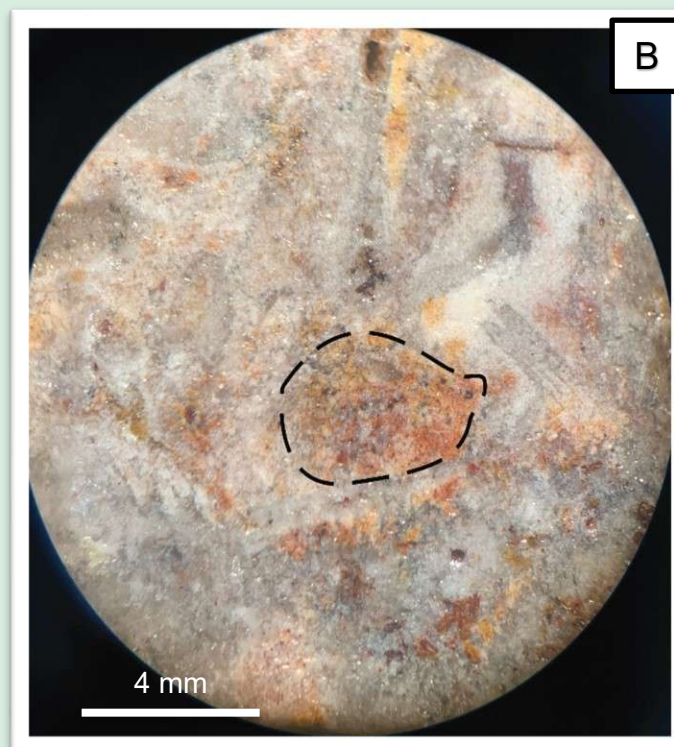
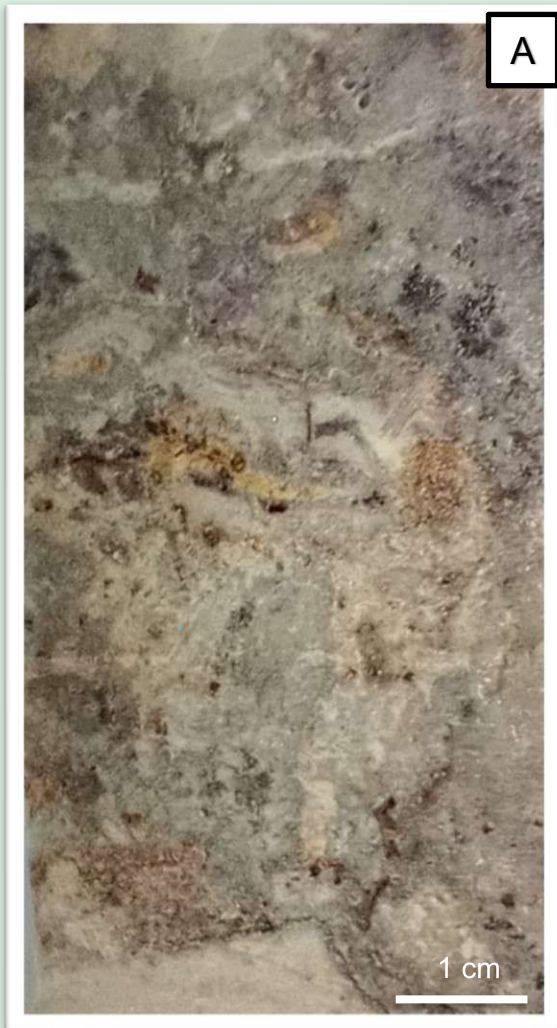


Figura 29: Toba de cristales brechada matriz sostén, mal seleccionada, parcialmente reemplazada por argilominerales.

A) Muestra de mano: roca donde se observa la textura brechosa y el cuarzo tapiza cavidades B) Muestra tomada bajo lupa binocular de una cavidad parcialmente oxidada rodeada por cuarzo. C) Muestra de mano: en el recuadro negro, carbonatos de Cu de color verde.

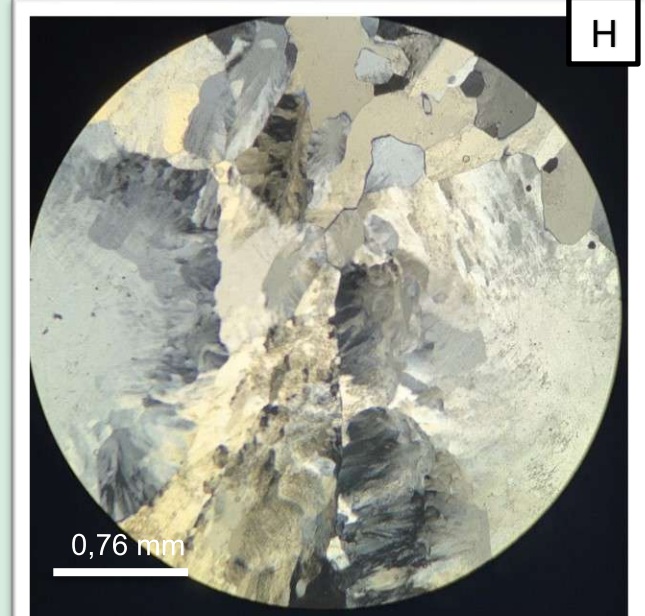
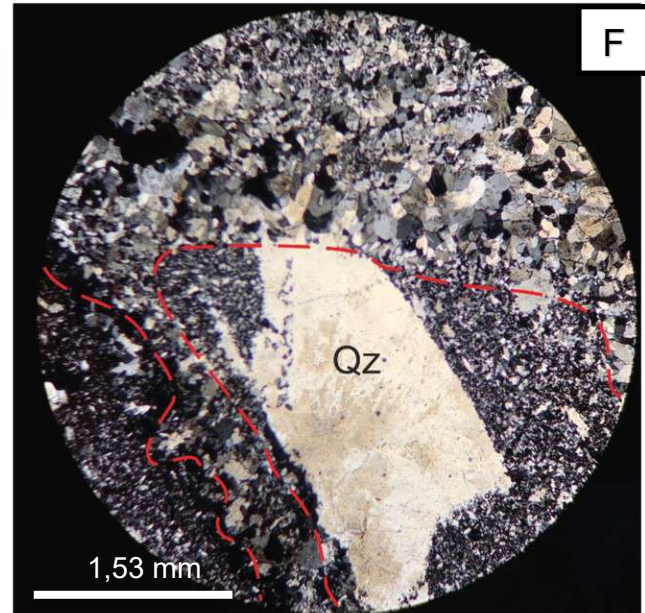
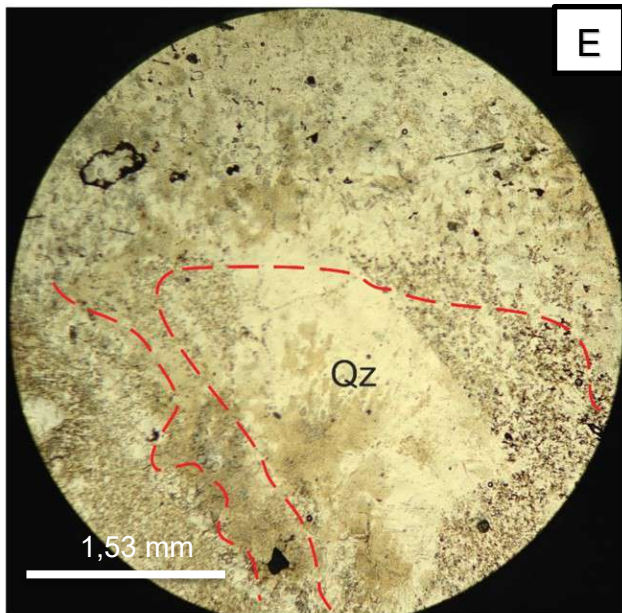


Figura 29: Toba de cristales brechada, matriz sostén, mal seleccionada, parcialmente reemplaza por argilominerales.

Fotomicrografía: E) Cavity rellena con un cc de cuarzo (línea roja) rodeado por cuarzo-feldespato microcristalino (nic. // 4x) F) Ídem (nic. x 4x). G) Textura en mosaico de cuarzo y jarosita (¿?) asociada (nic.x 4x). H) Textura plumosa de cuarzo, en una microfractura (nic. x 10x).

Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes (T.F).

- 6- Toba de cristales, matriz sostén, mal seleccionada, con predominio de vitroclastos mayores a 2 cm y cristaloclastos alterados (Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes (Moreira 2005)).

Descripción Macroscópica: Roca de tamaño de grano ceniza y erráticamente cristales tamaño lapilli, de color verde botella (10G 6/2) (Fig. 30 A).

Los componentes principales son cristaloclastos 45 %, vitroclastos 40 %. Dentro de los cristaloclastos podemos observar plagioclasa, biotita y cuarzo. La plagioclasa presenta una forma subhedral, con un tamaño promedio de 2 mm y color rosado. La biotita se presenta de forma subhedral, con un tamaño promedio de 1 mm y se encuentran desferrizadas y/o cloritizadas. El cuarzo es anhedral a subhedral, incoloro a ahumado y el tamaño es hasta 4 mm (Fig. 30 B).

Los vitroclastos son pómez de tamaño de hasta 5 mm cloritizados, o con texturas esferulítica (Fig. 30 C) y los fiammes alargados, con un tamaño promedio de 5 cm y algunos se encuentran recristalizados a cuarzo (Fig. 30 D y E).

Descripción Microscópica: Los componentes se encuentran inmersos en una matriz desvitrificada y con sectores de cuarzo de grano muy fino recristalizado.

Entre los cristaloclastos se observó fundamentalmente cuarzo anhedral, de tamaño aproximado 1,08 mm, fracturado y con engolfamientos de la matriz (Fig.30 F). La plagioclasa subhedral, con un tamaño promedio de 1,25 mm y la biotita subhedral, de tamaño promedio 0,79 mm y alterada a sericita y clorita. El anfíbol es subhedral, con un tamaño de 1,02 mm y se encuentra desferrizado (Fig. 30 G-H).

Los minerales de alteración son clorita, sericita y abundante calcita que reemplazan a cristaloclastos y vitroclastos (Fig. 30 I).

Los minerales accesorios son apatita, circón y minerales opacos, los primeros se observaron en cristales de biotita; mientras que, los minerales opacos son escasos y tamaño aproximado de 0,02 mm.

Los vitroclastos son fragmentos pumíceos y fiammes que se encuentran moderadamente deformados, con un tamaño promedio de 2,60 mm y presentan desvitrificación formando una textura esferulítica y axiolítica. El grado de soldamiento estimado es IV. Cabe destacar que los fragmentos juveniles de mayor tamaño presentan en su interior fenocristales de cuarzo,

biotita y muscovita alterados a clorita (Fig. 30 J-M). Además, se observaron trizas vítreas aplastadas.

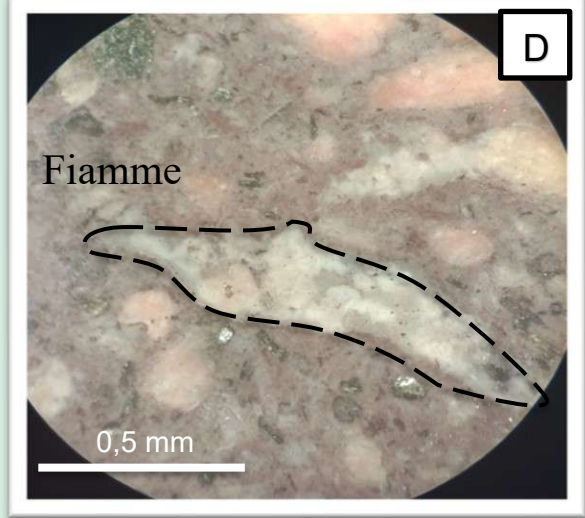
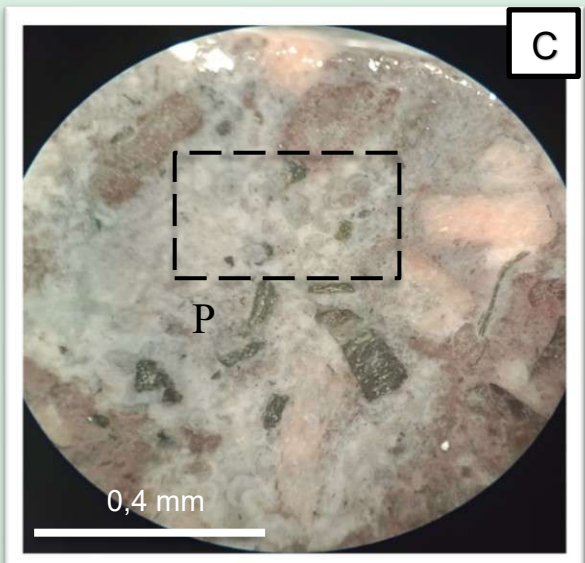
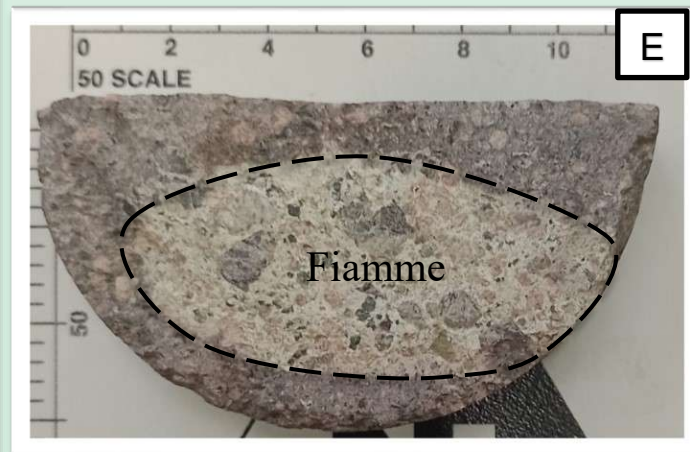
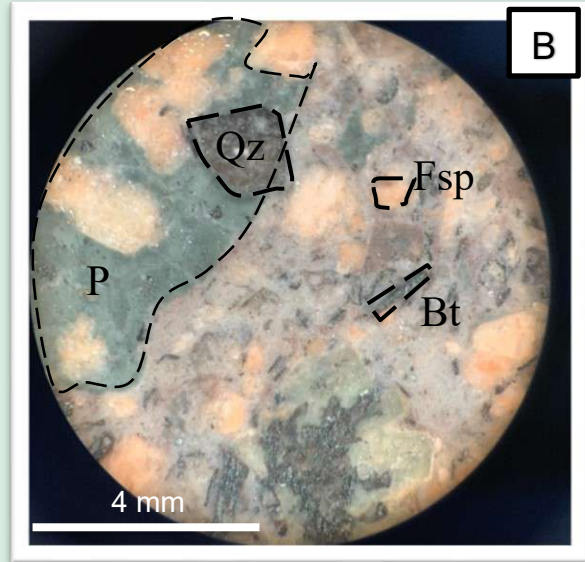


Figura 30: Toba de cristales, matriz sostén, mal seleccionada, con predominio de vitroclastos mayores a 2 cm y cristaloclastos alterados.

A) Muestra de mano donde se identifican los fenocomponentes y la matriz. B) Muestra tomada con la lupa binocular donde se ve una gran pómez (P) color verde, cuarzo ahumado (Qz), biotita (Bt), feldespato (Fsp). C) Muestra tomada bajo lupa binocular de una pómez con textura esferulítica (recuadro negro). D) Muestra tomada con lupa binocular de un fiamme recrystalizado. E) Muestra de mano donde se observa un fiamme mayor a 5 cm.

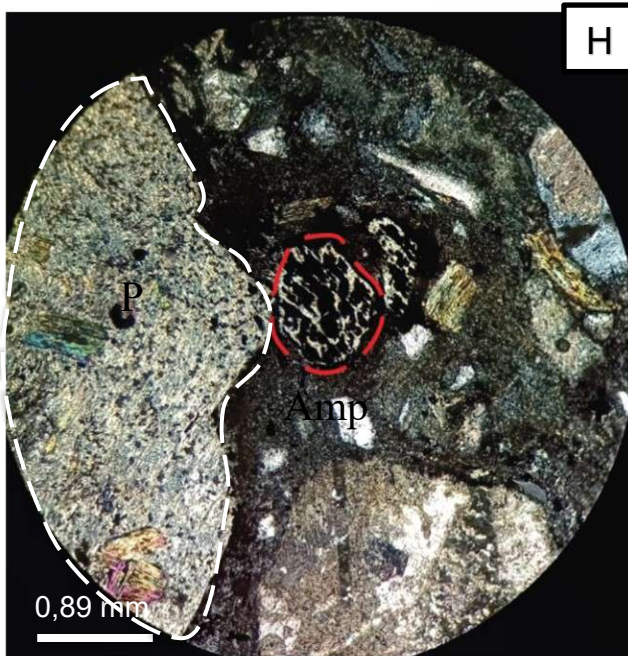
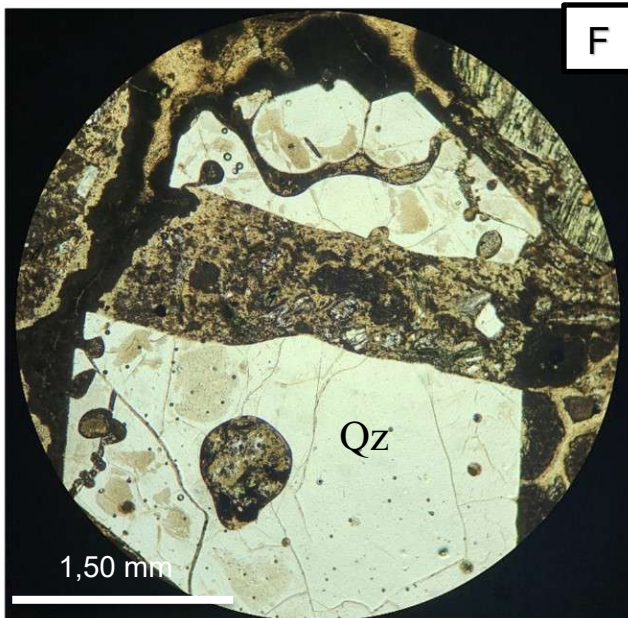


Figura 30: Toba de cristales, matriz sostén, mal seleccionada, con predominio de vitroclastos mayores a 2 cm y cristaloclastos alterados.

Fotomicrografías: F) Cristal de cuarzo bien conservado con engolfamiento de la matriz donde se puede ver la fragmentación que da lugar a una textura axiolítica (nic. x 10 x). G) Sección basal de anfíbol (Amp) que conserva sus planos de clivaje y se encuentra reemplazado por minerales opacos. A la izquierda fragmento de pómez (P) con inclusiones de muscovita (nic. // 10x) H) Ídem (nic. x 10x) I) Plagioclasa reemplazada por calcita (nic.x 40x).

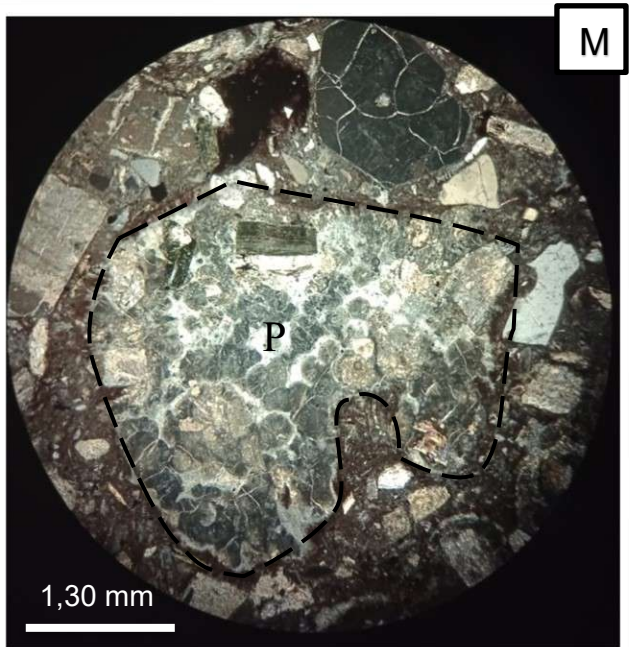
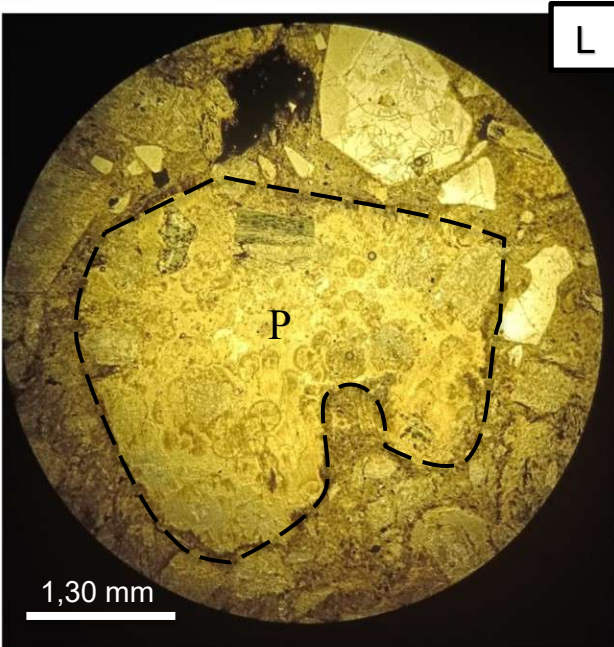
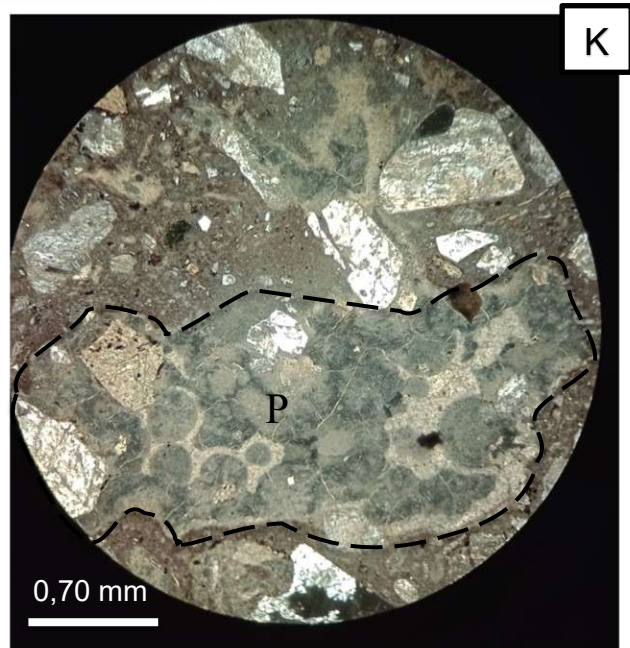


Figura 30: Toba de cristales, matriz sostén, mal seleccionada, con predominio de vitroclastos mayores a 2 cm y cristaloclastos alterados.

Fotomicrografías:

J) Fragmentos pumíceos (P) con textura esferulítica (nic. // 4x). K) Ídem (nic. x 4x). L) Fragmentos pumíceos (P) con textura esferulítica (nic. // 4x). M) Ídem (nic.x 4x).

Surges Piedra Labrada (T.L)

- Toba vítrea matriz sostén, mal seleccionada producto de procesos de surge, con textura laminar (Surge Piedra Labrada (Moreira (2005))).

Descripción macroscópica: esta roca presenta un tamaño de grano ceniza con alternancias de zonas de color blanco a amarillento (10YR 8/2) y lila (5RP 6/2) que no exceden los 2 mm (Fig. 31 A). Las bandas de componentes oscuros se presentan de forma masiva y los fenocomponentes son escasos o nulos; mientras que, en las bandas más claras se observan fenocomponentes de diferentes tonalidades, pero no identificables por su tamaño (Fig. 31 B).

Descripción microscópica: Los componentes principales de la roca son cristaloclastos de cuarzo, feldespatos y biotita. La plagioclasa tiene una forma subhedral y un tamaño promedio de 0,23 mm, con maclado polisintético y texturas zonales (Fig. 31 C-D). La biotita presenta una forma subhedral y es de hábito laminar, tiene un tamaño promedio de 0,41 mm, se presenta desferrizada y orientada. El cuarzo se presenta de forma anhedral y con tamaño de 0,25 mm en promedio.

Como minerales accesorios se determinaron escasos minerales opacos.

La sericita es el mineral de alteración y es de grano muy fino.

Los vitroclastos son fragmentos pumíceos irregulares y fiammes deformados de tamaño 1,02 mm y con desvitrificación en los bordes.

La muestra posee una orientación de los cristaloclastos de biotita (Fig. 31 E-F) y alternancias de bandas con mayor concentración de cristaloclastos y vitroclastos y bandas de matriz masiva de textura fluidal laminar (Fig. 31 G-H).

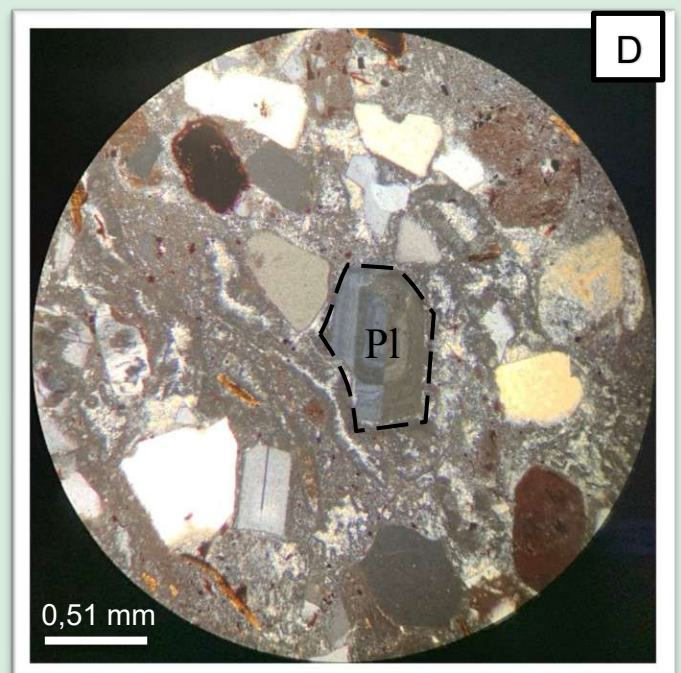
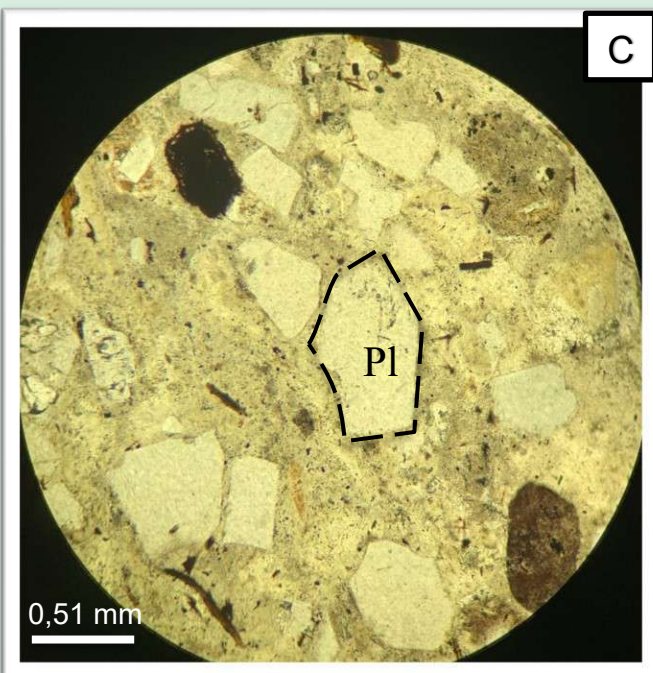
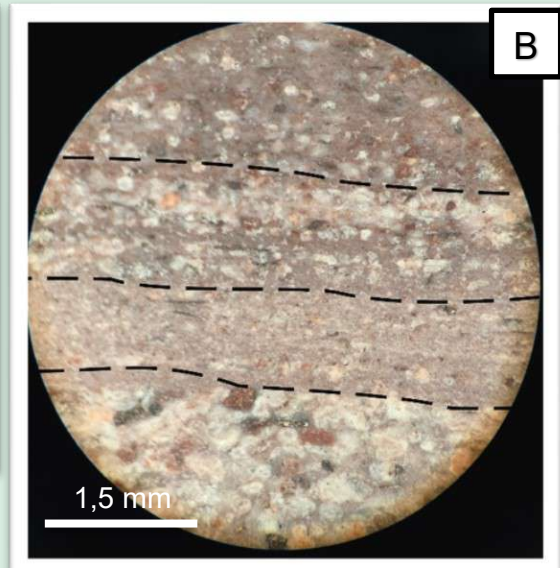
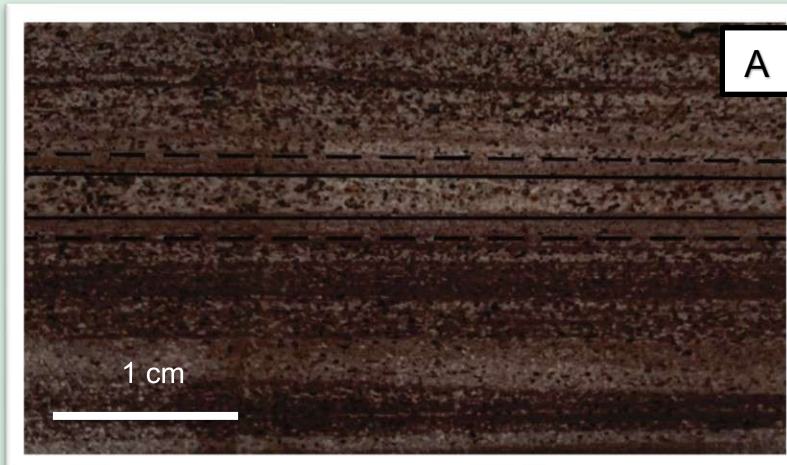


Figura 31: Toba vítrea, matriz sostén, mal seleccionada producto de procesos de surge con textura laminar. A) Muestra de mano del surge con alternancias de capas más oscuras y más claras, las primeras presentan escaso contenido de fenocomponentes y las otras presentan mayor contenido. B) Muestra bajo lupa binocular donde se observan las bandas alternantes. Fotomicrografías: C) Banda con abundantes fenocomponentes y plagioclasa (Pl) zonada (nic. // 4x). D) Ídem (nic. x 4x).

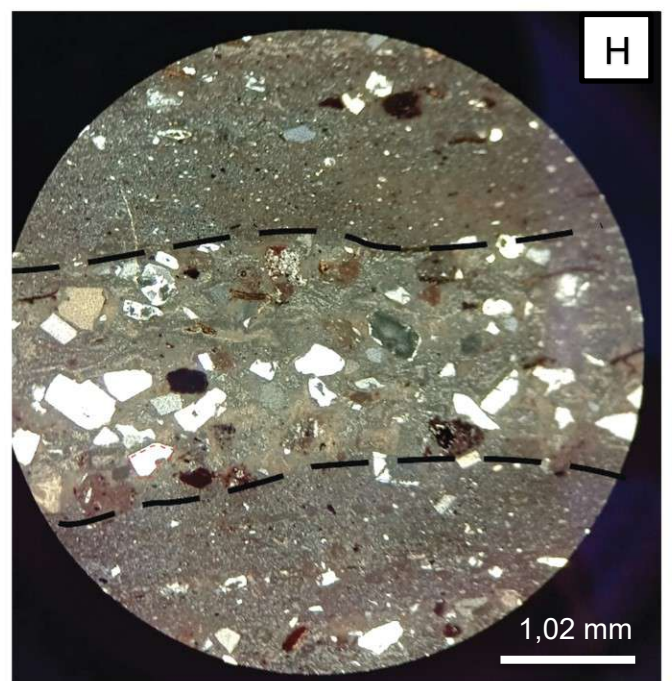
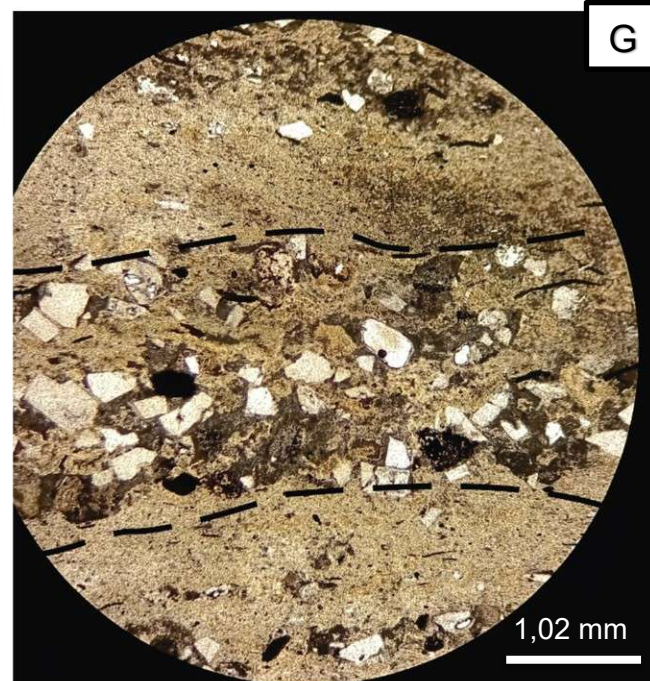
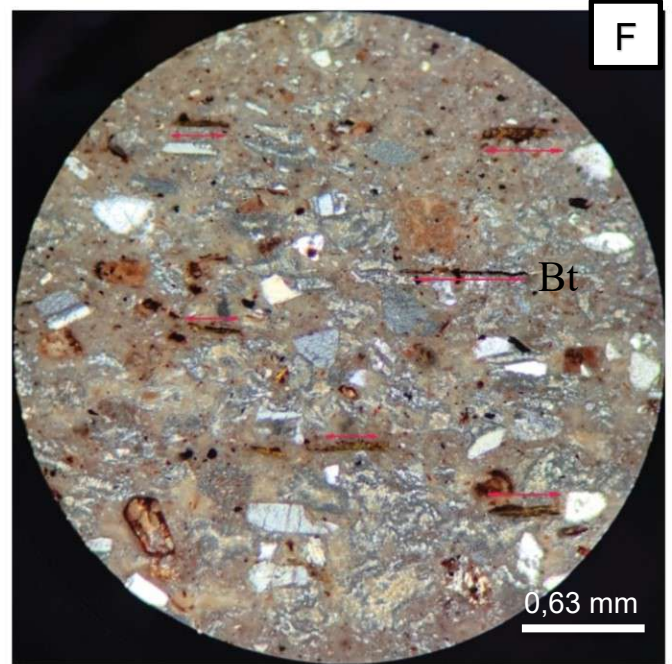
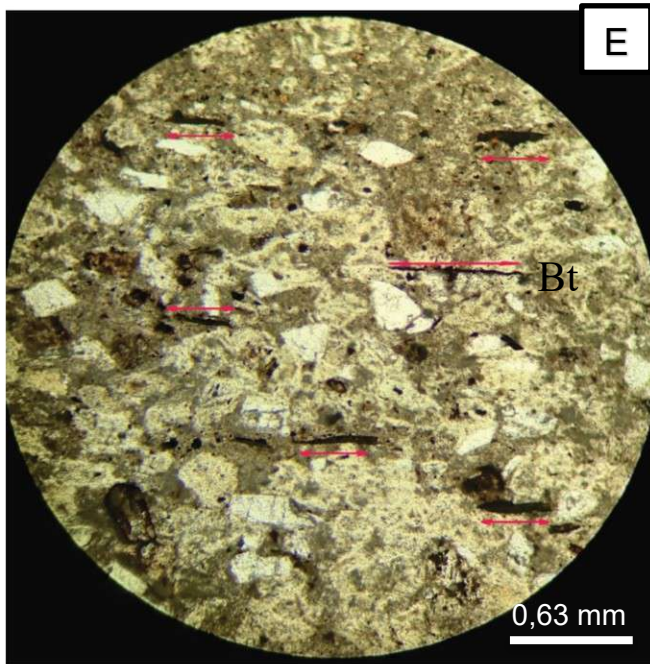


Figura 31: Toba vítrea producto, matriz sostén, mal seleccionada producto de procesos de surge con textura laminar.

Fotomicrografía:

E) Banda con alta concentración de cristaloclastos y vitroclastos y biotitas orientadas (nic. // 4x). F) Ídem (nic.x 4x). G) Muestra donde se observan bandas alternantes con mayor y menor cantidad de cristaloclastos (nic.// 4x).H) Ídem (nic.x 4x).

Descripción de las texturas macroscópicas en la veta Mabel.

El cuarzo es el principal relleno de las estructuras y en menor medida calcedonia y ópalo que se caracterizan por presentar en su mayoría, texturas que son multiepisódicas, en donde varios pulsos hidrotermales afectan el mismo sistema de fracturas. Moreira (2005) destaca que gran parte del cuarzo de las vetas y vetillas provienen de la recristalización de sílice criptocristalina o calcedonia. Las texturas encontradas en superficie en la ignimbrita rica en cristales en la veta Mabel son las siguientes:

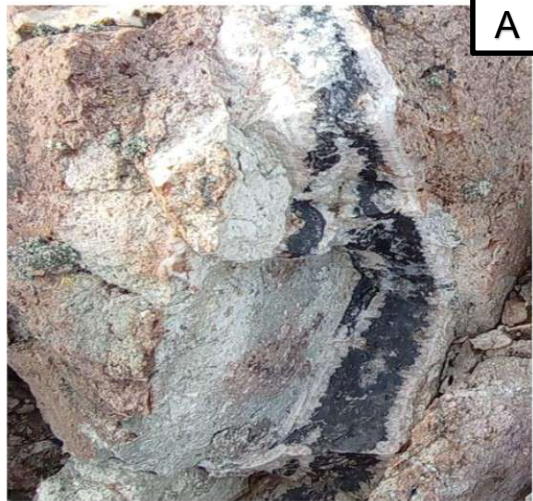
Textura Masiva gruesa: denominadas texturas Buck o Bull compuesta por cuarzo anhedral a euhedral y cuya estructura interna puede ser zonada. No hay direcciones privilegiadas de crecimiento o son muy poco marcadas (Dowling 1990) (Fig. 32 A).

Textura Coloforme: se caracteriza por bandas de granulometría muy fina cuyos contornos presentan una forma esférica, botroidal, arriñonada o mamelar o una combinación de estas formas. Estas superficies curvas son consideradas manifestaciones de efectos de tensión superficial en un material viscoso (Demoustier et.al 1998).

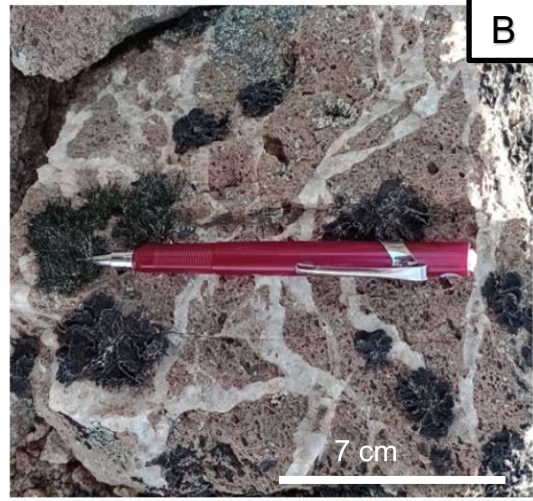
Textura de brecha: este término se aplica a fragmentos de rocas de menas y de clastos de vetas, cementadas por un mineral o grupo de minerales. Puede originarse por relleno, o por reemplazo o por ambos procesos combinados, que es lo más común. Los fragmentos son de gran tamaño pueden estar redondeados y no se tocan entre sí, el relleno en este caso se da por soluciones mineralizadoras de cuarzo en zonas de ganga y con sulfuros asociados con cuarzo en sectores mineralizados (Demoustier et.al 1998) (Fig. 32 C).

Texturas en peine: cristales bien formados con una disposición paralela y con su mayor longitud perpendicular a las paredes de las vetas. Estas texturas se producen generalmente por crecimiento libre o libre en una dirección (Malvicini y Saulnier 1979). Es común en vetas de calcita y de cuarzo en geodas o drusas en el proyecto La Josefina (Moreira 2005). Además, suelen estar cubiertas por pátinas de óxidos de Fe, confiriéndole a la roca colores rojizos (Fig. 32 D).

Textura en drusa: cristales de cuarzo hidrotermal recubriendo las cavidades de la veta (Fig. 32 E).



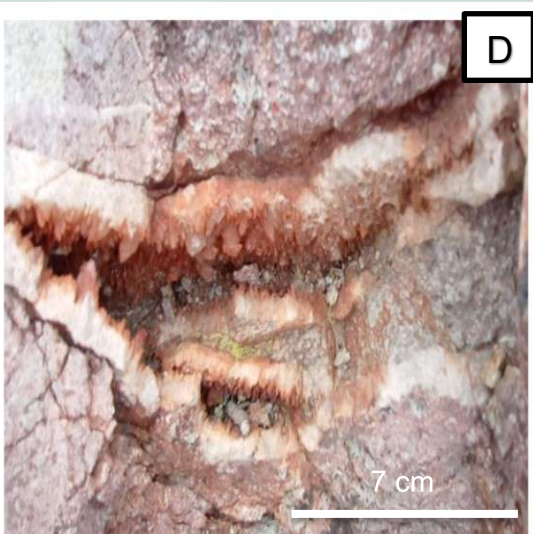
A



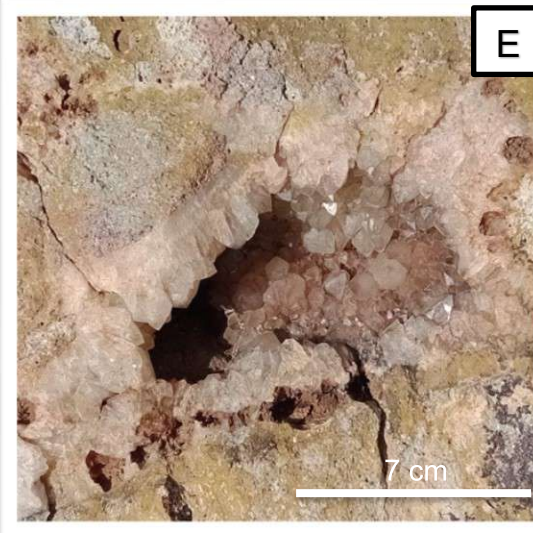
B



C



D



E

Figura 32: Texturas macroscópicas

- A) Textura Masiva
- B) Textura de brecha.
- C) Textura en Peine
- D) Textura en peine.
- E) Textura en drusa

La textura en superficie de la zona mineralizada es brechosa; mientras que, en profundidad son venillas asociadas con minerales metálicos (Fig. 33). Alrededor de la estructura mineralizada los cristaloclastos o líticos se encuentran totalmente sericitizados y existe una fuerte silicificación. A continuación, y un poco más alejada de la estructura mineralizada está presente la cloritización acompañada por abundante calcita que puede hasta formar venillas y pasa transicionalmente a cloritización propiamente dicha. Por último, la desferrización se observó superficial y subsuperficialmente; y en esta última, asociada a cloritización.

Esquema representativo de las alteraciones hidrotermales

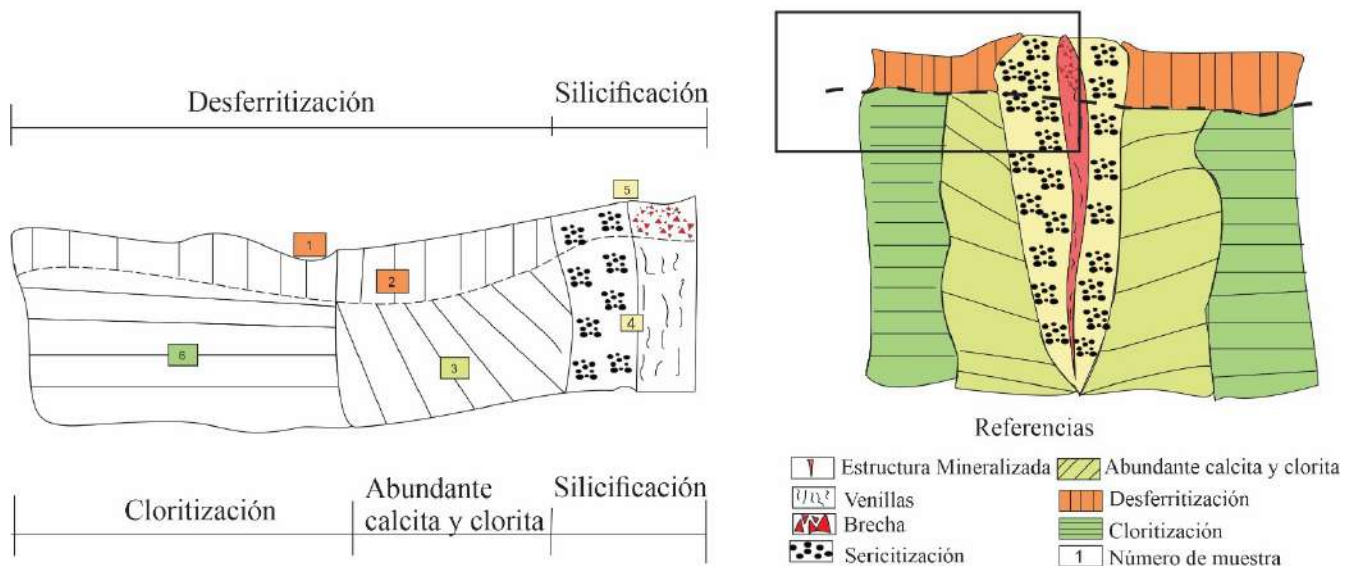


Figura 33: Esquema representativo de las alteraciones hidrotermales observadas en los cortes delgados respecto a su posición areal.

Geología del subsuelo

Secciones transversales.

A partir del muestreo en superficie, canaletas, trincheras y testigos de 4 perforaciones en la Veta Mabel (proporcionados por Patagonia Gold S.A.) se realizó un mapa con la ubicación de los mismos (Fig. 34).

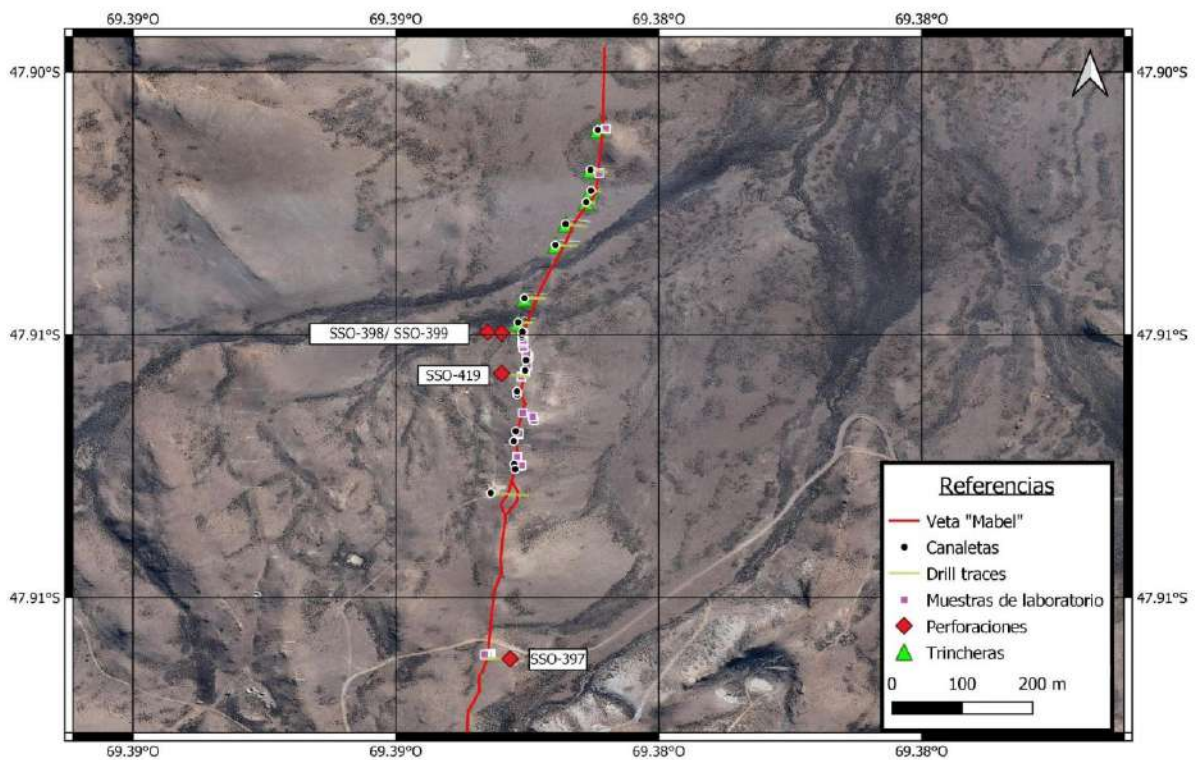


Figura 34: Mapa de ubicación de trincheras, perforaciones, canaletas y muestras para análisis químico en la veta Mabel.

Los sondeos transversales a la veta Mabel son los denominados LJ-SSO-D11-397 (SSO-397), LJ-SSO-D11-419 (SSO-419), LJ-SSO-D11-398 (SSO-398), LJ-SSO-D11-399 (SSO-399), (Fig. 36). La profundidad promedio de los sondeos es de 60 m y fueron realizados por Cerro Cazador S.A. en el año 2011. A través del estudio de los testigos corona se realizaron perfiles de integración con espesores aparentes que muestran las principales variaciones litológicas y su relación con la mineralización.

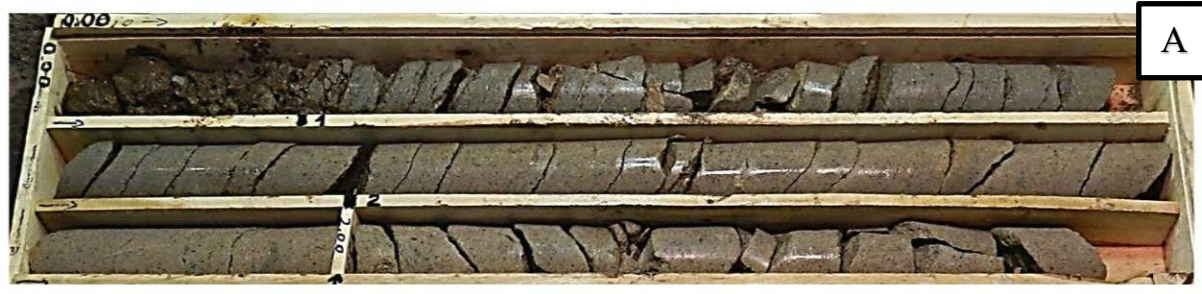
➤ SSO-397

Esta sección orientada E-O, intercepta la Veta Mabel de forma transversal en profundidad y está integrada por la perforación LJ-SSO-D11-397 de 59 m de profundidad, se sitúa a 757 m s.n.m. y presenta un buzamiento de 270 °.

A partir de la descripción de los testigos se observa que tanto en superficie como en profundidad está presente la “Ignimbrita rica en cristales (TXLS)” con sus alteraciones. En los primeros 4 m se presenta la Ignimbrita rica en cristales de estructura lajosa (Fig. 35 A) y luego continúa de forma masiva, los minerales ferromagnesianos suelen estar cloritizados,

mientras que los feldespatos sericitizados. A los 15 m aproximadamente se observa un cambio de color en la roca por un acercamiento a la veta y es producto de una alteración argílica y carbonatación (corroborado en las secciones delgadas). La zona de veta propiamente dicha presenta venilleos con escasa galena, piritita y óxidos e hidróxidos de Fe (Fig. 35 B) y una intensa silicificación. A los 18,30 m existe una zona de falla de pocos cm de espesor donde la roca se encuentra muy triturada (Fig. 35 C). Posteriormente, y hasta llegar al fondo de la perforación, continúa de forma homogénea la Ignimbrita rica en cristales que presenta algunos sectores con venillas de calcita de hasta 5 cm de espesor y la alteración más significativa es la cloritización (Fig. 35 D).

La Figura N° 36 muestra la sección que resulta del reconocimiento litológico en superficie y en profundidad conjuntamente con los valores geoquímicos más notables, correspondientes a la perforación SSO-397. Asimismo, y con mayor detalle, la Figura 37 muestra la columna estratigráfica representativa de este perfil.



A



B



C



D

Figura 35: Fotografías que ilustran las variaciones litológicas de la sección SSO-397. A) Ignimbrita rica en cristales de aspecto lajoso de 0 a 3 m. B) Ignimbrita rica en cristales de aspecto masivo, con zona mineralizada de cuarzo y minerales metálicos muy silicificada de 13,65 a 16,50 m. C) Zona mineralizada con venillos y a los 19 m zona de falla con roca triturada de 16,50 a 19,10 m. D) Ignimbrita rica en cristales con alteración clorítica y abundante calcita que puede presentarse en venillas de hasta 5 cm de 33,05m a 35,90 m.



Proyecto La Josefina, Prospecto Sorpresa

Sección LJ-SSO-D11-397

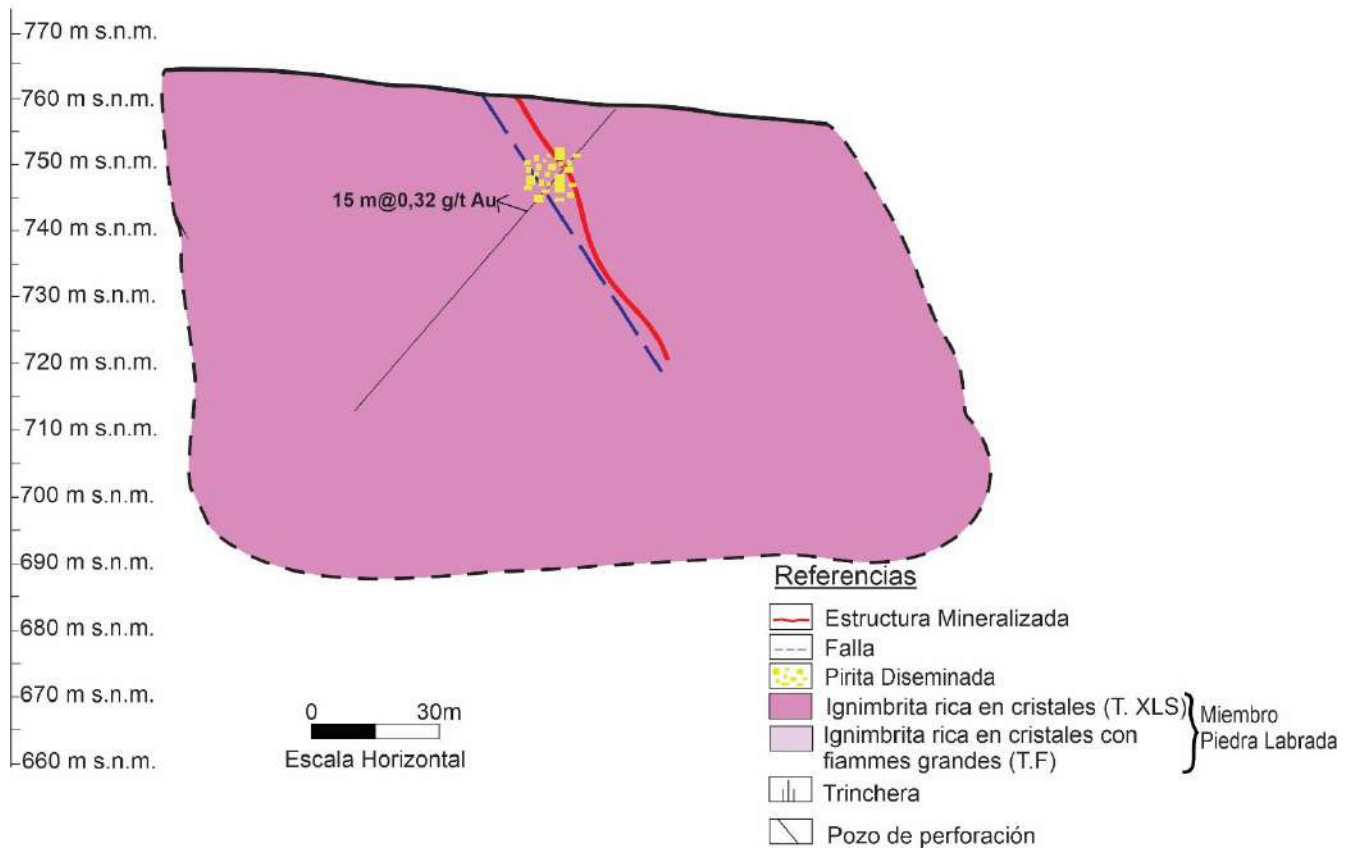
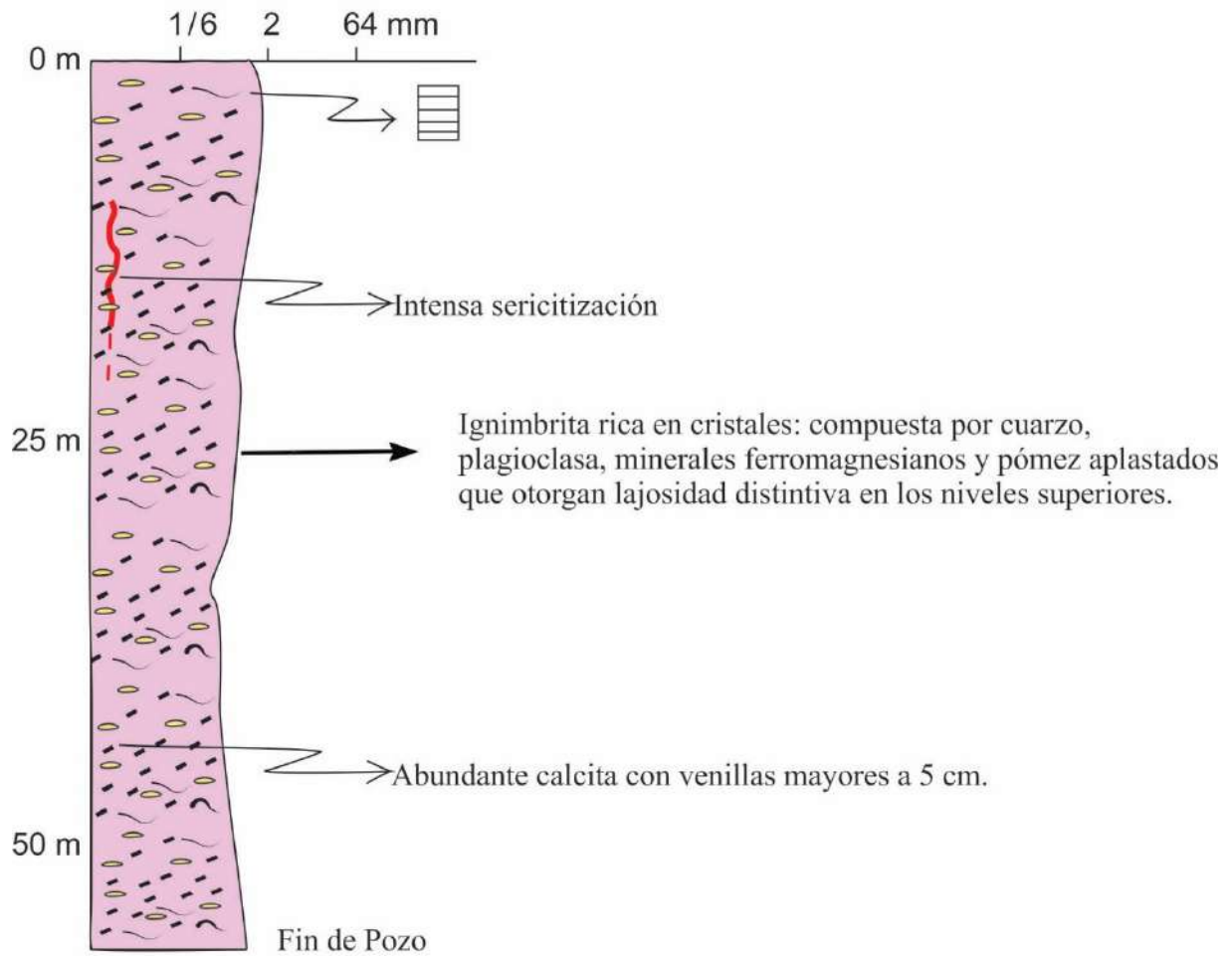


Figura 36: Sección transversal SSO-397 donde se representa la litología, estructuras y valores de la mineralización.

Columna Estratigráfica SSO-397



Referencias








- | | | | |
|---|--|---|------------------------|
|  | Ignimbrita rica en cristales | } | Miembro Piedra Labrada |
|  | Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes | | |
|  | Estructura Mineralizada | | |
|  | Pómez | | |
|  | Cristaloclastos | | |
|  | Fiammes | | |
|  | Lajosidad | | |

Figura 37: Columna Estratigráfica de la Sección SSO-397.

➤ SSO-419

Esta sección orientada O-E se encuentra en el centro de la estructura, a 600 m al N de la sección SSO-397. Está integrada por la perforación LJ-SSO-D11-419 que alcanza los 59 m de profundidad, está a 735 m s.n.m y el buzamiento es de 100°.

En los primeros metros se encuentra la Ignimbrita rica en cristales (TXLS) con estructura lajosa y luego continua de forma masiva con alternancias de venillas de óxidos e hidróxidos de hierro (Fig. 38 A). A los 21 m, aproximadamente, comienza la desferrización asociada a cloritización, evidenciadas macroscópicamente por un cambio en el color de la roca a tonos rojizos y anaranjados, al microscopio presentan texturas esferulíticas (Fig. 38 B). A los 32 m se intercepta la veta y se observa galena, pirita diseminada, alteración sericítica (Fig. 38 C) y venillas de cuarzo y calcedonia. Desde los 40 m y de manera transicional se observa la Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes con un espesor aproximado de 5 m. Los fiammes llegan a medir 7 cm, los cristaloclastos presentes se encuentran parcialmente cloritizados, los vitroclastos presentan texturas esferulíticas y axiolíticas bien conservadas, y se puede observar abundante calcita (Fig. 38 D). A partir de los 48 m y hasta finalizar el pozo se encuentra la Ignimbrita rica en cristales con alteración clorítica.

En superficie, en esta sección, hay una trinchera de 2,05 m de ancho, donde se expone la estructura con textura brechada, con abundantes venillas de cuarzo y las cavidades de los posibles líticos o cristaloclastos se encuentran parcialmente reemplazados por argilominerales de color blanquecino. El cuarzo hidrotermal se integra con el cuarzo calcedónico y se pueden observar texturas en cinta, en peine y llameante.

La Figura 39 muestra la sección que resulta del reconocimiento litológico en superficie y en profundidad conjuntamente con los valores geoquímicos más notables, correspondientes a la perforación SSO-419. Asimismo, y con mayor detalle, la Figura 40 muestra la columna estratigráfica representativa de este perfil.



Figura 38: Fotografías de las variaciones litológicas de la sección SSO-419.

A) Ignimbrita rica en cristales con estructura masiva de 2,53 a 5,26 m. B) Ignimbrita rica en cristales dominada por procesos de desferrización y cloritización de 19,15 a 22 m. C) Zona mineralizada con cuarzo, galena, pirita y abundante silicificación de 30,47 a 33,13 m. D) Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes, mayores a 2 cm y cristaloclastos parcialmente cloritizados de 44,40 a 47,28 m.



Proyecto La Josefina, Prospecto Sorpresa Sección LJ-SSO-D11-419

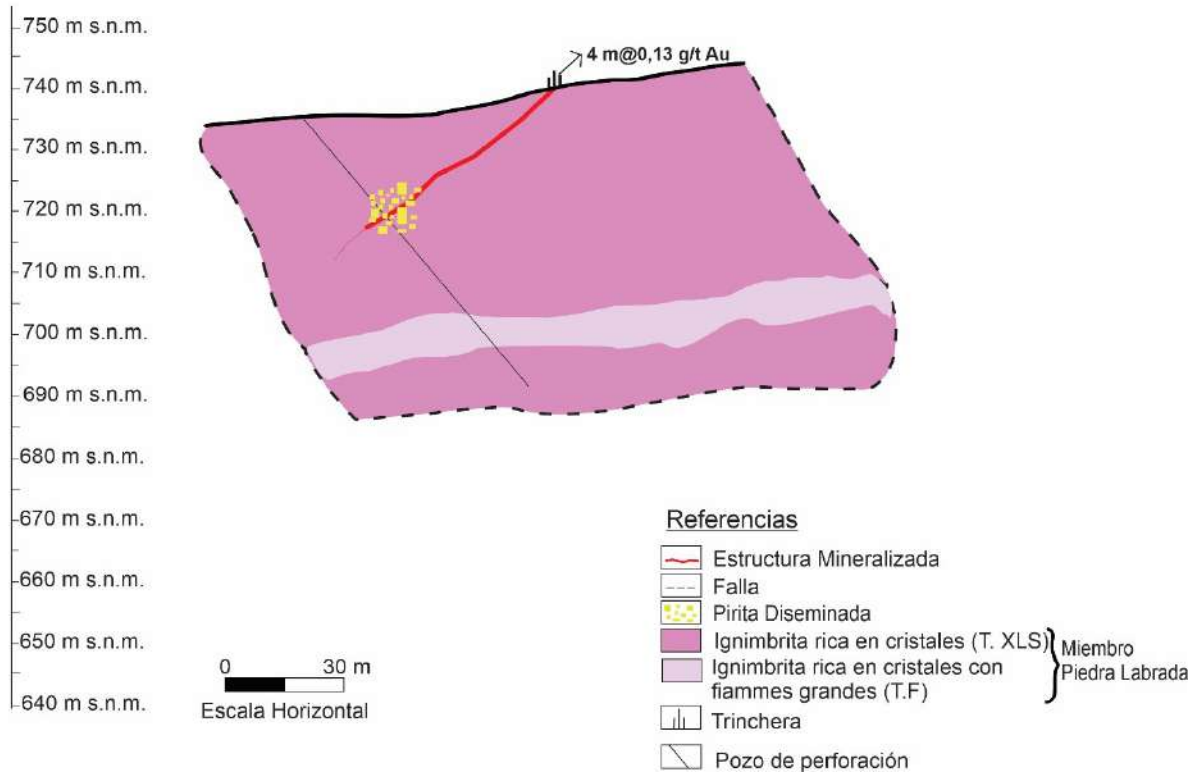
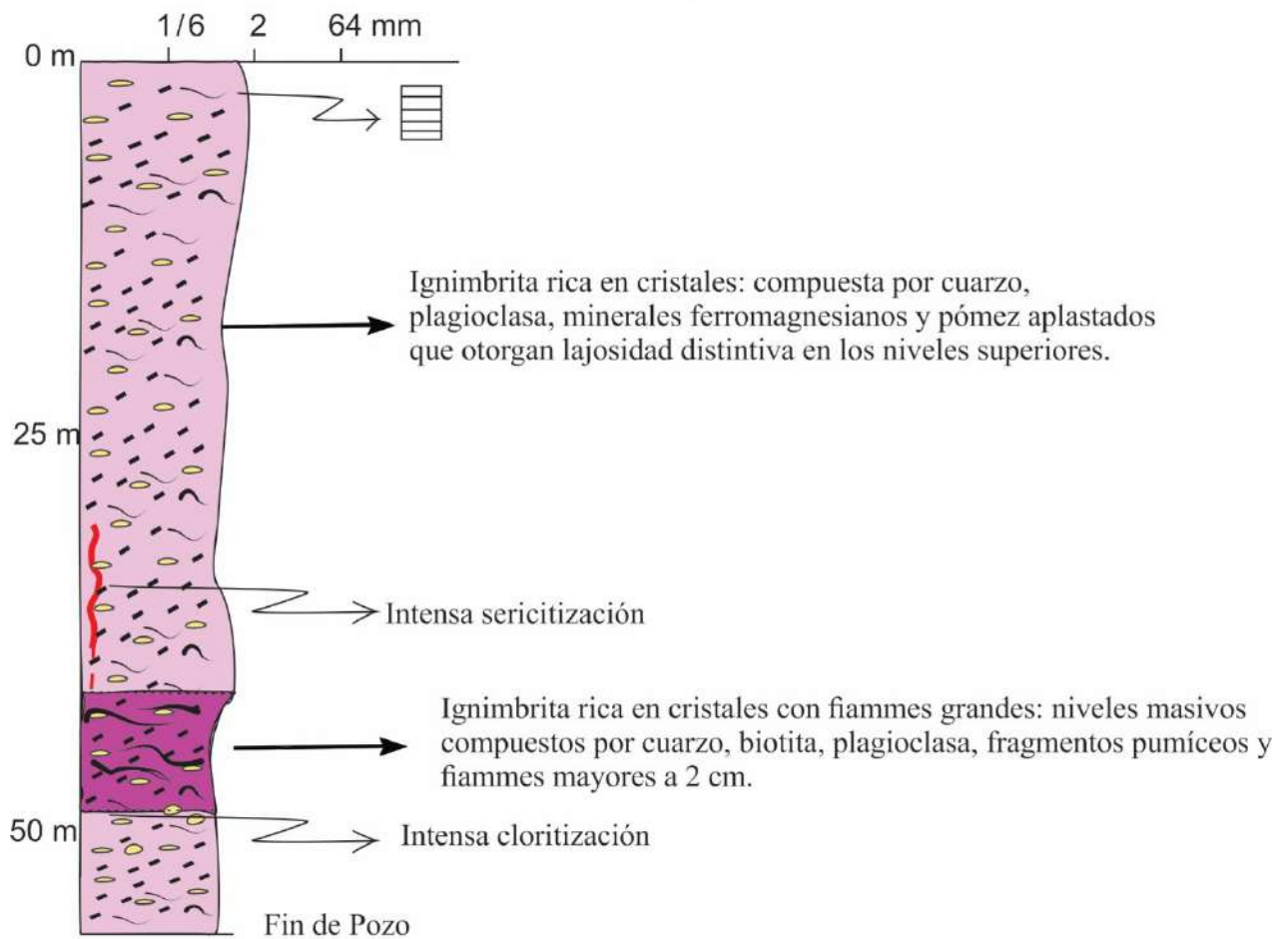


Figura 39: Sección transversal SSO-419 donde se representa la litología, estructuras y valores de mineralización.

Columna Estratigráfica SSO-419



Referencias








- | | | |
|---|--|--------------------------|
|  | Ignimbrita rica en cristales | } Miembro Piedra Labrada |
|  | Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes | |
|  | Estructura Mineralizada | |
|  | Pómez | |
|  | Cristaloclastos | |
|  | Fiammes | |
|  | Lajosidad | |

Figura 40: Columna estratigráfica de la sección SSO-419.

➤ SSO-398-399

Esta sección orientada E-O, está integrada por 2 perforaciones SSO-398 y SSO-399 situadas a 100 m de distancia de la sección SSO-419. El sondeo SSO-398 alcanza los 50 m de profundidad y buza a 97,8 ° y el SSO-399 tiene 71 m de profundidad y buza a 96,7°. Ambas están a 731 m s.n.m e interceptan la veta Mabel de forma transversal.

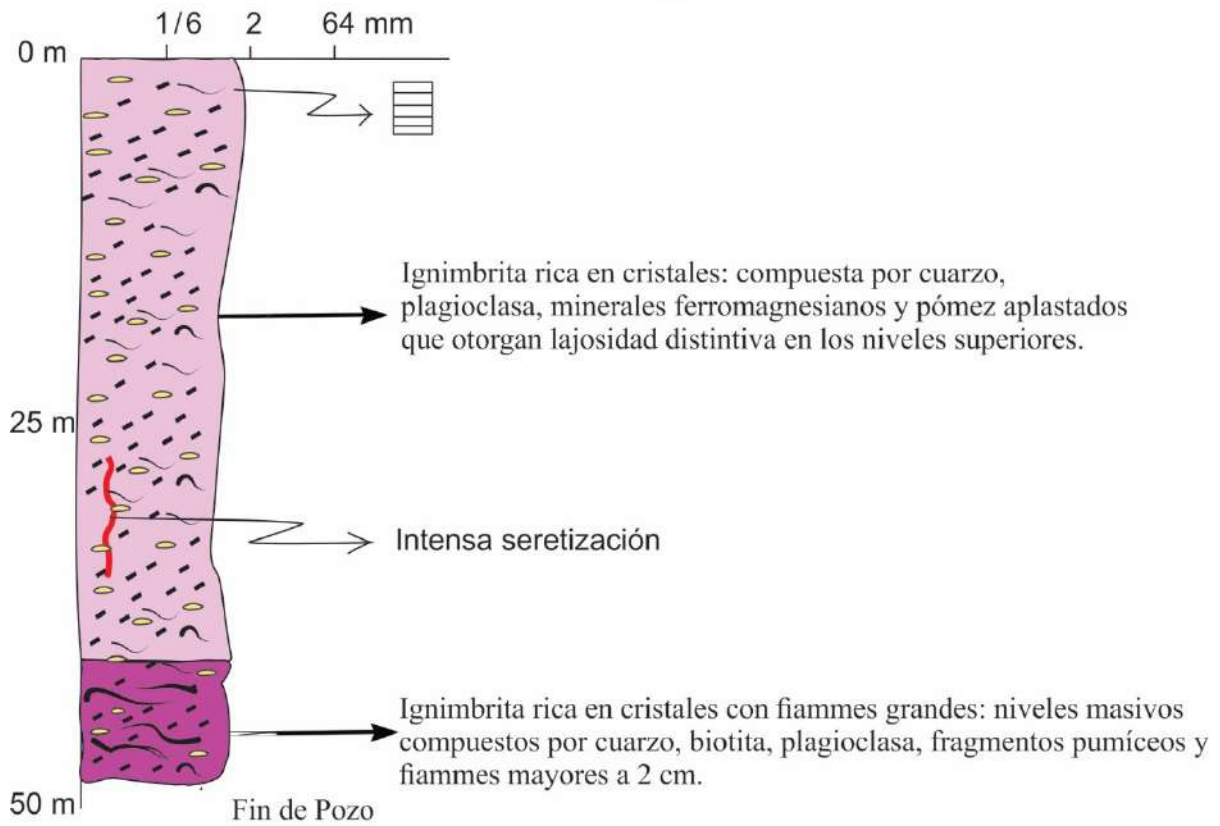
La perforación SSO-398, en los primeros 8 m, está presente la Ignimbrita rica en cristales con aspecto lajoso y luego continua con aspecto masivo. Al microscopio se observa feldespato criptocristalino con textura felsítica, y abundantes pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe de aspecto terroso. A los 27 m se observan venillas, que miden más de 5 cm, con abundantes óxidos de Fe y Mn y texturas en drusa (Fig. 41 A). Entre los 27 m y 37 m, limitada por dos zonas de falla, se evidencia la estructura mineralizada con abundantes venillas de galena de hasta 10 cm, pirita diseminada, óxidos e hidróxidos de Fe. Texturas diente de perro y drusas están presentes en el cuarzo hidrotermal, (Fig. 41 B y C). Al microscopio se observan, además, texturas en mosaico, plumosa y llameante. Desde el m 47 y hasta el final la roca pasa de forma transicional a la Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes mayores a 5 cm que se presenta cloritizada (Fig. 41 D).

La Figura 42 muestra la columna estratigráfica representativa de este perfil.



Figura 41: Fotografías de las variaciones litológicas de la sección SSO-398.
A) Ignimbrita rica en cristales dominada por procesos de desferritización y cloritización de 25,60 a 28,95 m. B) Ignimbrita rica en cristales dominada por silicificación, con abundante sericita, venillas de metales de hasta 10 cm de 31,20 a 33,80 m. C) Idem a B de 33,80 a 36,50 m. D) Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes, mayores a 2 cm y los cristaloclastos se encuentran parcialmente cloritizados de 47,70 a 50 m.

Columna Estratigráfica SSO-398



Referencias

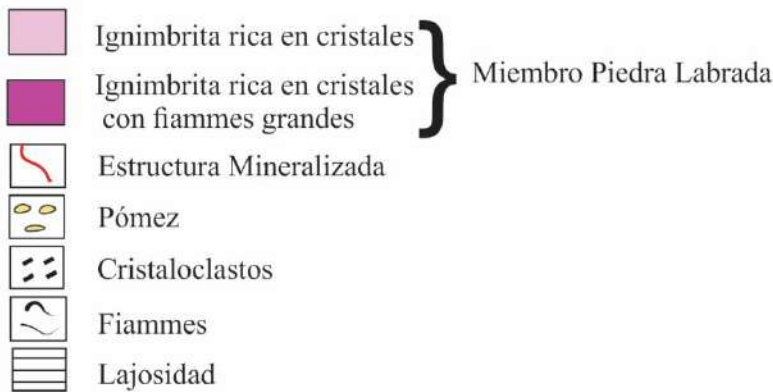


Figura 42: Columna estratigráfica de la sección SSO-398.

La perforación SSO-399 en los primeros 8 m aparece la Ignimbrita rica en cristales con aspecto lajoso (Fig. 43 A) y luego continua con aspecto masivo (Fig. 43 B) donde al microscopio se evidencia abundante calcita y alteración de clorítica. De manera transicional, aproximadamente a los 40 m y hasta los 57 m se observa la Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes (Fig. 43 C) y luego transicionalmente aparece la Ignimbrita rica en cristales, de los 60 a 62 m aproximadamente aparecen venillas de galena intensamente argilizada y

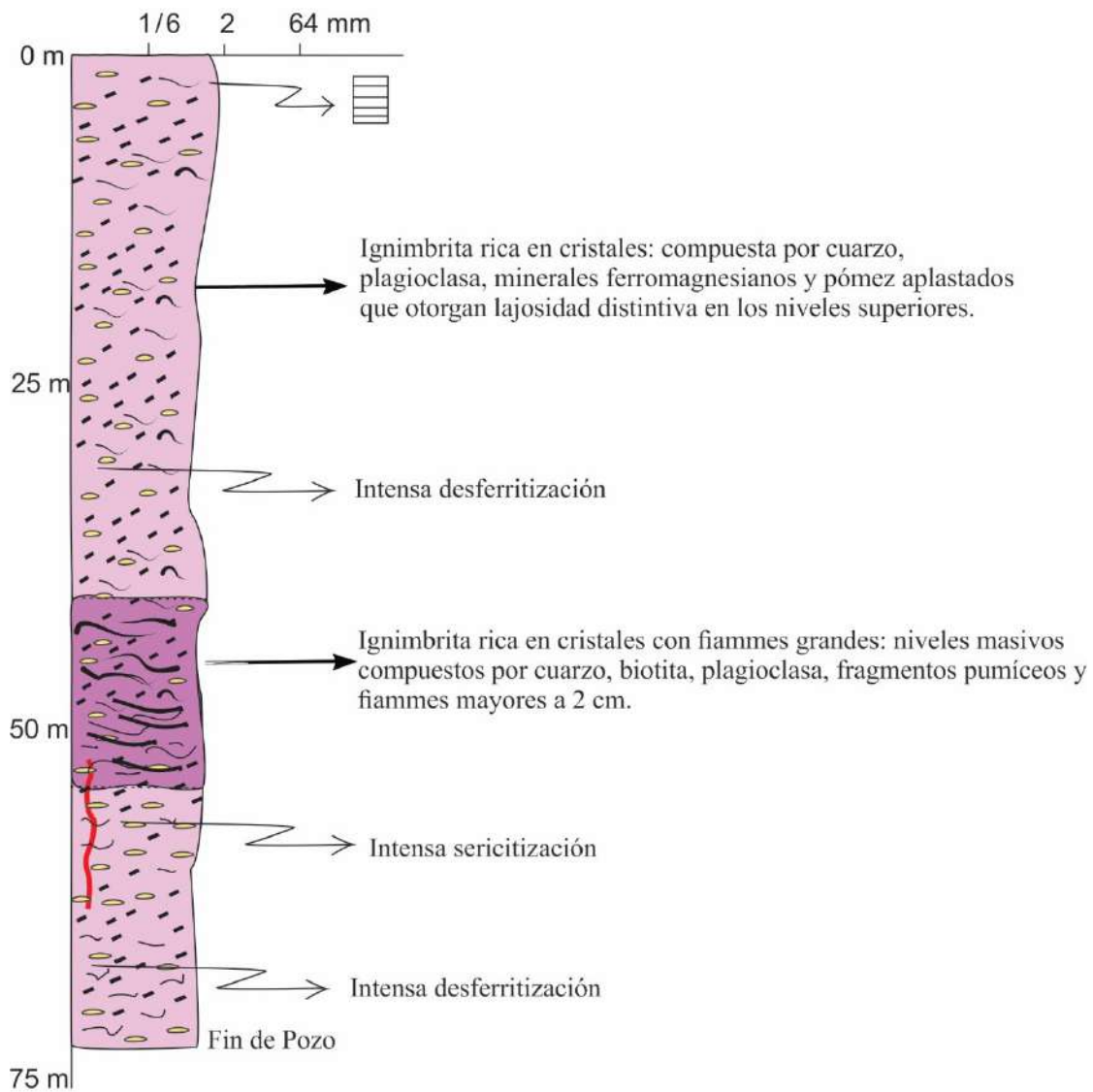
tapizada con óxidos de Fe y de menor espesor comparado con el pozo SSO-338. Por último, a los 68 la Ignimbrita rica en cristales evidencia abundantes venillas de óxidos e hidróxidos de Fe que llegan a medir hasta 2 m a lo largo de la perforación (Fig. 43 D).

La Figura 44 muestra la columna estratigráfica representativa de este perfil.



Figura 43: Fotografías de las variaciones litológicas de la sección SSO-399.
 A) Ignimbrita rica en cristales con estructura laxosa de 0 a 3,96 m. B) Ignimbrita rica en cristales, de aspecto masivo dominada por cloritización de 43,44 a 46,30 m. C) Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes, mayores a 5 cm, y cristaloclastos parcialmente cloritizados de 54,68 a 57,41 m. D) Ignimbrita rica en cristales con venillas de óxidos e hidróxidos de Fe que llegan a medir hasta 2 m de largo de 68 a 70,91 m.

Columna Estratigráfica SSO-399



Referencias

- Ignimbrita rica en cristales
 - Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes
 - Estructura Mineralizada
 - Pómez
 - Cristaloclastos
 - Fiammes
 - Lajosidad
- } Miembro Piedra Labrada

Figura 44: Columna estratigráfica de la sección SSO-399.

La Figura 45 muestra la sección que resulta del reconocimiento litológico en superficie y en profundidad conjuntamente con los valores geoquímicos más notables, correspondientes a las perforaciones SSO-398 y SSO-399.

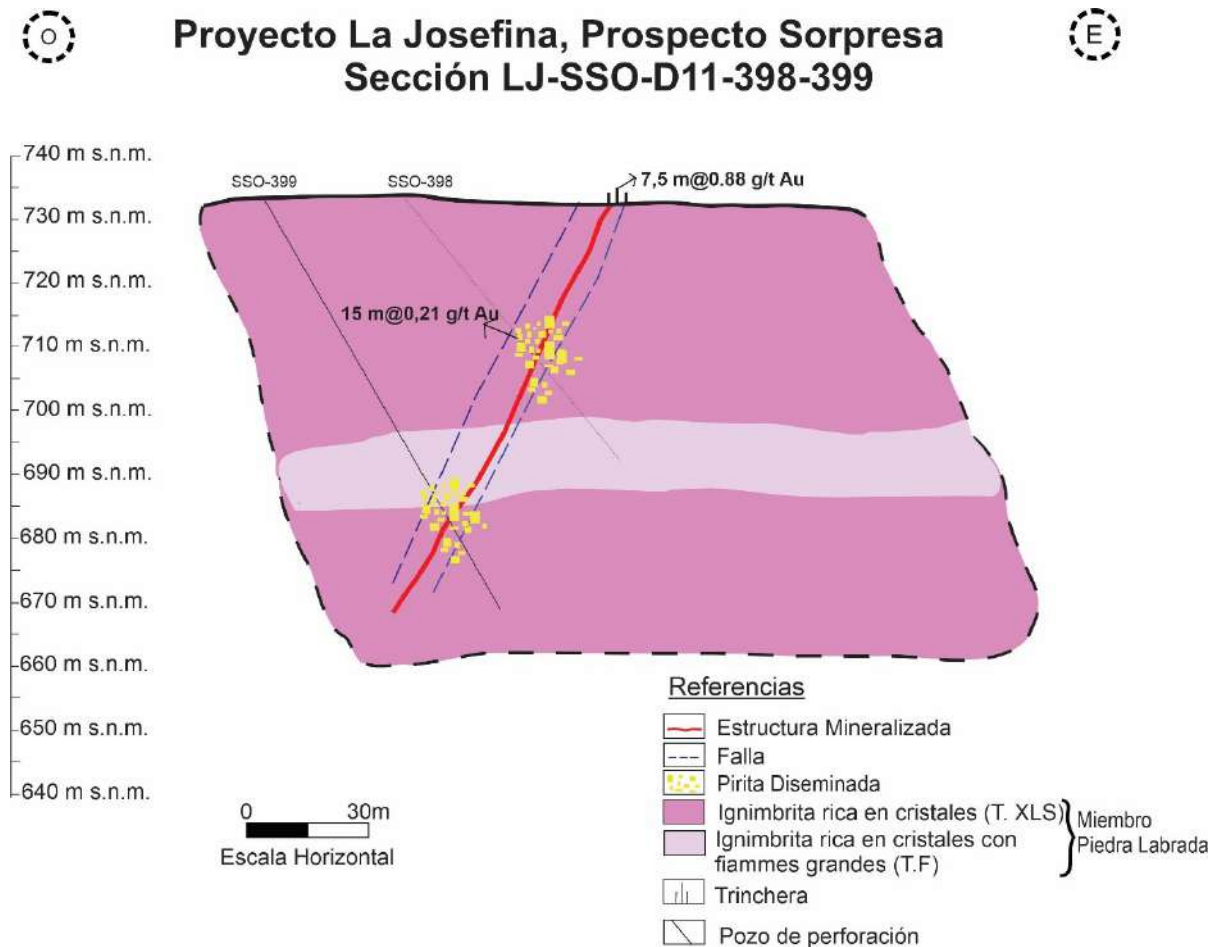


Figura 45: Sección transversal SSO-398/SSO-399 donde se representa cambios litológicos, estructuras y valores de mineralización.

Análisis estructural

Los antecedentes del área muestran que la mineralización también responde principalmente a un control estructural, las estructuras mineralizadas son rellenos de diaclasas y fallas generadas por la tectónica extensional y tienen orientaciones fundamentalmente NO-SE, junto con menores N-S y NNE-SSO las cuales predominan en el sector norte y sur del proyecto la Josefina respectivamente (Moreira 2005).

El prospecto Sorpresa forma parte de la zona sur del proyecto, por lo que todas estas estructuras de dilatación secundarias están controladas por una falla regional denominada

Zona de falla La Josefina con un rumbo NE-SO (N 30°) asociada a una cizalla sinistral no mineralizada que atraviesa toda el área (Moreira 2005).

Del análisis estructural realizado por Moreira (2005) surge que las direcciones favorables para el emplazamiento de estructuras mineralizadas son NO (N 330° a N 340°), N-S (N 350° a N 10°) y NNE (N 20° a N 30°).

En el área Oeste se pudo observar varias estructuras principales con orientación N-S con pequeñas ramificaciones de longitudes variables con orientaciones oblicuas en general N-E o N-O (Fig. 46). Estas estructuras N-S son interpretadas por Moreira (2005) como estructuras secundarias menores y se presentan siempre asociadas a las estructuras mineralizadas de rumbo NO que no son observadas a esta escala del mapeo. Las estructuras de pequeña longitud se podrían interpretar como zonas de transferencias.

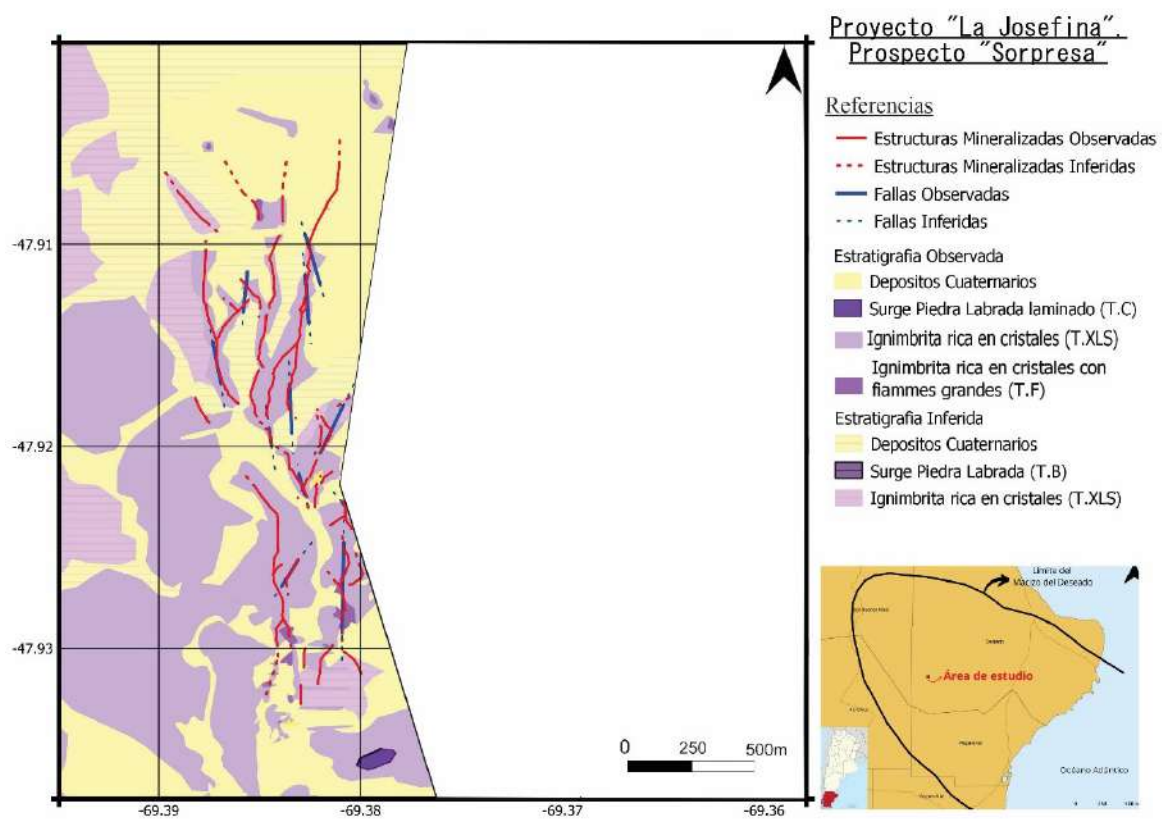


Figura 46: Mapa con las vetas principales del área Oeste.

A partir de un total de 88 puntos GPS se realizó un diagrama de roseta del prospecto Sorpresa, el cual arrojó una familia principal de orientación N-S (N 0° a N 10°) y dos subfamilias de orientación NO (N 340° a N 360°) y NNE (N 20° a N30°) (Fig. 47). La familia principal podría asignarse a estructuras con un mayor componente distensivo de relajamiento, que se formaron perpendiculares al esfuerzo principal actuante durante este

sistema (Moreira 2005). Las subfamilias, podrían interpretarse como sets de fracturas se desarrollaron a partir de una zona de falla regional de tipo frágil de rumbo NE (N 30°) que está representada por una falla regional (Zona de falla La Josefina) y que además, según Peñalva et al. (2005) está claramente evidenciada por dos lineamientos magnéticos de carácter regional que se extienden con esa orientación, atravesando toda el área de estudio.

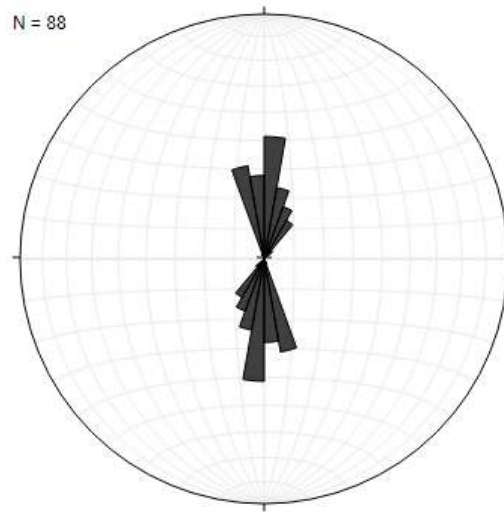


Figura 47: Diagrama de roseta del prospecto Sorpresa.

Por otro lado, se realizó un diagrama de roseta de la veta Mabel con un total de 20 datos, donde coincide la familia principal N-S (N 350° a N 10°) y las dos subfamilias NO (N 330° a N 340°) y NNE (N 20° A N 30°) con las direcciones principales de emplazamiento para las estructuras mineralizadas de este prospecto según Moreira (2005) (Fig. 48), que se asocian al sistema Zanjón del Pescado propuesto por Reimer et al. (1996) (Fig. 49).

N = 20

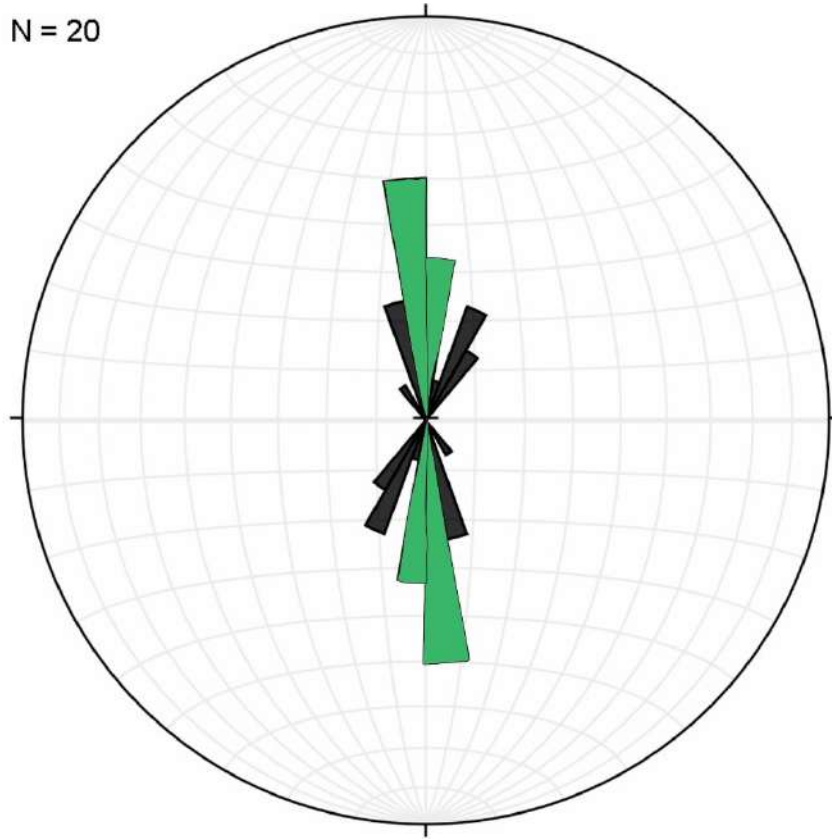


Figura 48: Diagrama de roseta de la veta Mabel.

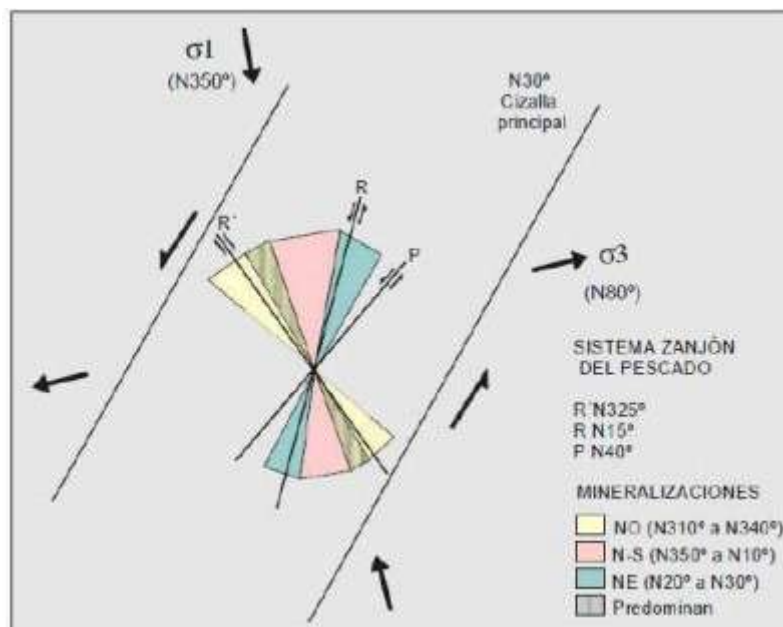


Figura 49: Distribución de la mineralización según el sistema de fracturación Zanjón del Pescado (Moreira 2005).

Valores Geoquímicos en la Veta Mabel.

Los valores geoquímicos de Pb y Zn fueron ploteados a lo largo de la veta Mabel debido a que superan el 1% (10000 ppm) y llegan a tener un máximo de 18 % para Pb y casi un 13% de Zn. La Figura 50 muestra la localización y variación de las anomalías donde se puede observar que los mayores valores de Pb-Zn se encuentran al N de la veta.

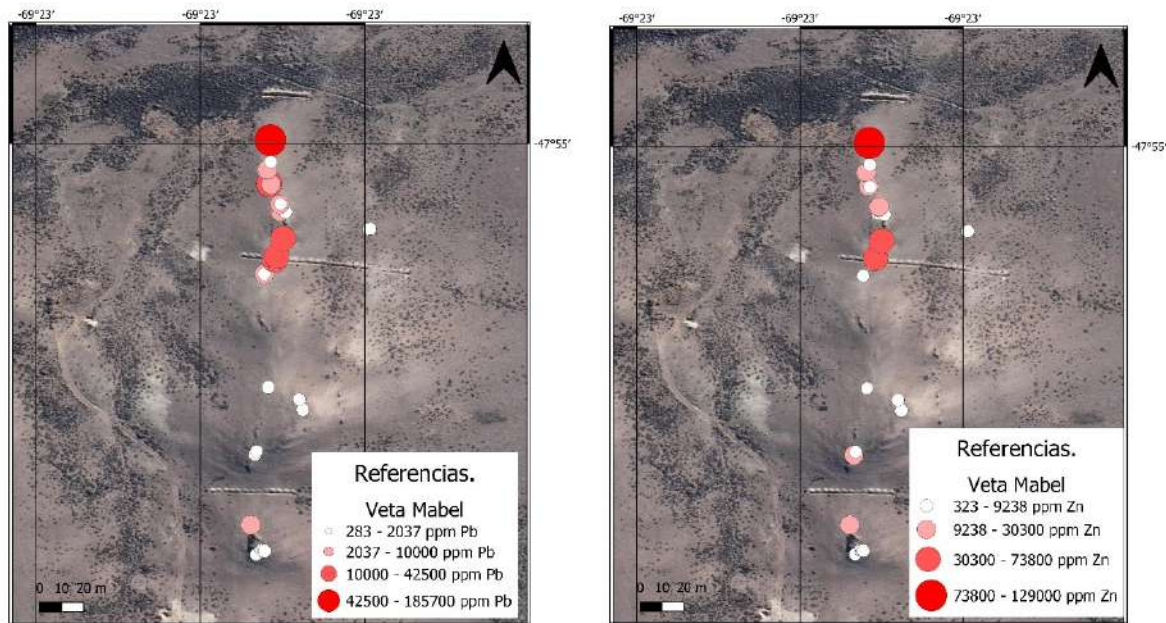


Figura 50: Valores geoquímicos de plomo y zinc de la veta Mabel.

Una forma de examinar todos los analitos en su conjunto es con matrices de correlación, donde se calcula el coeficiente de correlación (R) entre cada elemento químico que da valores entre 1 y -1. Los valores cercanos a 1 (verde en las tablas) implican que a mayor valor de un analito también es mayor el del otro; es decir, es directamente proporcional. En tanto que, los valores -1 (rojo en las tablas) son inversamente proporcionales. Con los datos geoquímicos de canaletas se realizaron tres matrices correspondientes a las secciones SSO-397, SSO-419 y SSO-338/339 y una matriz integral de todas las muestras.

➤ Sección SSO-397

Patagonia Gold S.A. a 30 m de la perforación SSO-397 tomó 12 muestras de canaletas cuyos resultados se presentan en la tabla N° 5. En esta última, se observa que los valores más altos corresponden a plomo y zinc, los cuales están resaltados (Fig. 50). Con los datos de la tabla N° 5 se realizó la matriz de correlación observada en la tabla N° 6 que indica buenas correlaciones para Pb-Ag, Pb-Cu y Cu-Ag.

Tabla N° 5: Resultados geoquímicos de canaletas en las inmediaciones de la perforación SSO-397.

Muestra	Au (ppm)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)
4813	0.49	0.25	69	738	1009	0.15	343
4814	0.33	0.6	58	492	1229	0.16	362
4815	0.06	0.25	25	499	728	0.16	345
4816	0.005	0.25	12	404	517	0.15	326
4817	0.03	0.25	26	613	1093	0.18	840
4818	2.54	1	70	824	952	0.15	429
4819	0.58	0.8	28	323	498	0.09	257
4820	0.02	0.25	30	283	811	0.2	477
4821	0.09	0.25	56	418	329	0.07	119
4822	0.17	0.25	45	517	584	0.11	298
4823	0.06	0.25	24	453	1095	0.21	681
4824	0.11	0.25	44	294	970	0.17	574

Tabla N°6: Matriz de correlación entre analitos, obtenida de la tabla N° 5.

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Mg	Mn
Au	1,00						
Ag	0,03	1,00					
Cu	0,22	0,95	1,00				
Pb	-0,02	0,99	0,92	1,00			
Zn	-0,34	0,06	-0,21	0,16	1,00		
Mg	-0,71	-0,54	-0,57	-0,55	-0,22	1,00	
Mn	-0,68	-0,68	-0,85	-0,63	0,38	0,77	1,00

➤ Sección SSO-419

A 35 m de la perforación y en las inmediaciones de la trinchera LJ-SSO-S09-3760-3763, donde aflora la estructura, Patagonia Gold S.A tomo 5 muestras de canaletas, las cuales arrojaron los resultados expuestos en la tabla N° 7. Con los mismos se realizó una matriz de correlación observada en la tabla N° 8 y al igual que en la sección anterior indica buenas correlaciones para Pb-Ag, Pb-Cu y Cu- Ag.

Tabla N° 7: Resultados geoquímicos de canaletas en las inmediaciones de la perforacion SSO-419.

Muestra	Au (ppm)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)
3848	2.19	7.20	277	6133	5764	0.15	403
3851	0.38	27.70	542	29500	22500	0.18	409
3852	0.04	3.30	75	3400	27100	0.45	940
3853	0.05	2.40	111	4000	30300	0.35	805
3854	1.28	13.80	248	16300	49100	0.02	596

Tabla N°8: Matriz de correlación entre analitos obtenida de la tabla N° 7.

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Mg	Mn
Au	1,00						
Ag	0,03	1,00					
Cu	0,22	0,95	1,00				
Pb	-0,02	0,99	0,92	1,00			
Zn	-0,34	0,06	-0,21	0,16	1,00		
Mg	-0,71	-0,54	-0,57	-0,55	-0,22	1,00	
Mn	-0,68	-0,68	-0,85	-0,63	0,38	0,77	1,00

➤ Sección SSO- 338/399

A 20 metros de las perforaciones, donde se encuentra aflorando la veta Mabel, hay 8 canaletas de las cuales se tomaron 4 muestras cuyos valores geoquímicos están expuestos en la tabla N° 9. Con estos valores se realizó una matriz de correlación observada en la tabla N°10 que indica buenas correlaciones para Pb-Ag, Pb-Cu, Zn-Pb, Zn-Ag, Zn-Cu y Cu-Ag.

Tabla N° 9: Resultados geoquímicos de canaletas en las inmediaciones de la perforación SSO-398/SS0-399.

Muestra	Au (ppm)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)
---------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------

3871	0.11	5.10	48	3600	17700	0.07	183
3872	0.43	5.10	65	8200	19800	0.09	546
3873	0.03	0.25	17	491	2515	0.03	669
1482	1.79	322	804	185700	129000	0.03	134

Tabla N°10: Matriz de correlación entre analitos obtenida de la tabla N° 9.

	<i>Au</i>	<i>Ag</i>	<i>Cu</i>	<i>Pb</i>	<i>Zn</i>	<i>Mg</i>	<i>Mn</i>
<i>Au</i>	1,00						
<i>Ag</i>	0,98	1,00					
<i>Cu</i>	0,99	1,00	1,00				
<i>Pb</i>	0,98	1,00	1,00	1,00			
<i>Zn</i>	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00		
<i>Mg</i>	-0,39	-0,54	-0,51	-0,53	-0,44	1,00	
<i>Mn</i>	-0,60	-0,63	-0,64	-0,63	-0,68	0,07	1,00

Por último, podemos observar en la tabla 11 una matriz de correlación integral de todas las muestras antes mencionadas que indica buenas correlaciones para Pb-Ag, Pb-Cu, Zn-Pb, Zn-Ag, Zn-Cu y Cu-Ag.

Tabla N°11: Matriz de correlación entre analitos, extraída de las tablas N° 5, N° 7 y N° 9.

	<i>Au</i>	<i>Ag</i>	<i>Cu</i>	<i>Pb</i>	<i>Zn</i>	<i>Mg</i>	<i>Mn</i>
<i>Au</i>	1						
<i>Ag</i>	0,4	1					
<i>Cu</i>	0,498	0,833	1				
<i>Pb</i>	0,407	0,996	0,871	1			
<i>Zn</i>	0,381	0,911	0,838	0,927	1		
<i>Mg</i>	-0,28	-0,277	-0,205	-0,279	-0,169	1	
<i>Mn</i>	-0,245	-0,328	-0,267	-0,316	-0,127	0,637	1

Magnetometría

A partir de las distintas imágenes proporcionadas por Patagonia Gold S.A se procedió a interpretar y marcar distintos tipos de atributos, dependiendo del tipo de filtrado utilizado, con el propósito de distinguir fuentes de anomalías. Para ello se utilizaron métodos cualitativos, que consistieron en la identificación de zonas tranquilas versus ruidosas teniendo en cuenta las texturas, longitudes de ondas y rasgos lineales.

Para lograr identificar distintas texturas se tuvo en cuenta que la “señal magnética” de los distintos tipos de rocas se refleja en las texturas del mapa magnetométrico. Una textura ruidosa indica rocas magnéticas en superficie y si las rocas magnéticas están a profundidad, su señal tendrá una longitud de onda acorde con la profundidad a la que se encuentra. Si la misma está a gran profundidad solo se verá la señal de las rocas no magnéticas (cobertura sedimentaria) en superficie, en ambos casos se observarán con una textura suave.

Por su parte, en la Figura 51 se pueden observar las longitudes de onda obtenidas para rocas someras, rocas magnéticas someras, rocas magnéticas profundas y rocas poco magnéticas.

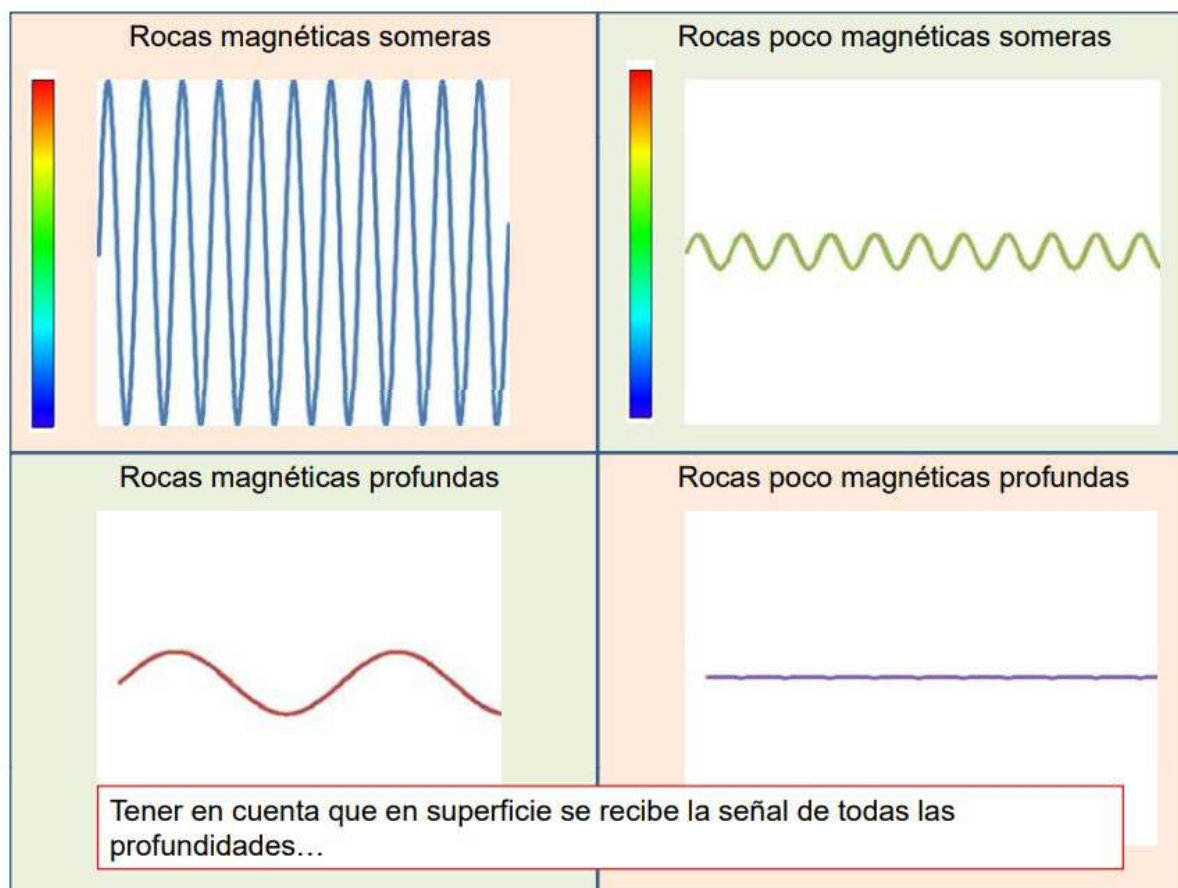


Figura 51: Esquema de las distintas longitudes de onda que provén las rocas según la magnetización (tomado de Geuna comentario verbal).

A continuación, se realiza el análisis de los distintos mapas magnetométricos.

TMI: Campo magnético total con este filtro podemos apreciar las grandes variaciones de amplitud de colores y las profundidades con mayor longitud de onda asociada. A partir del TMI se marcaron las áreas anómalas positivas y negativas Fig. 52. La zona se destaca por presencia de anomalías positivas profundas.

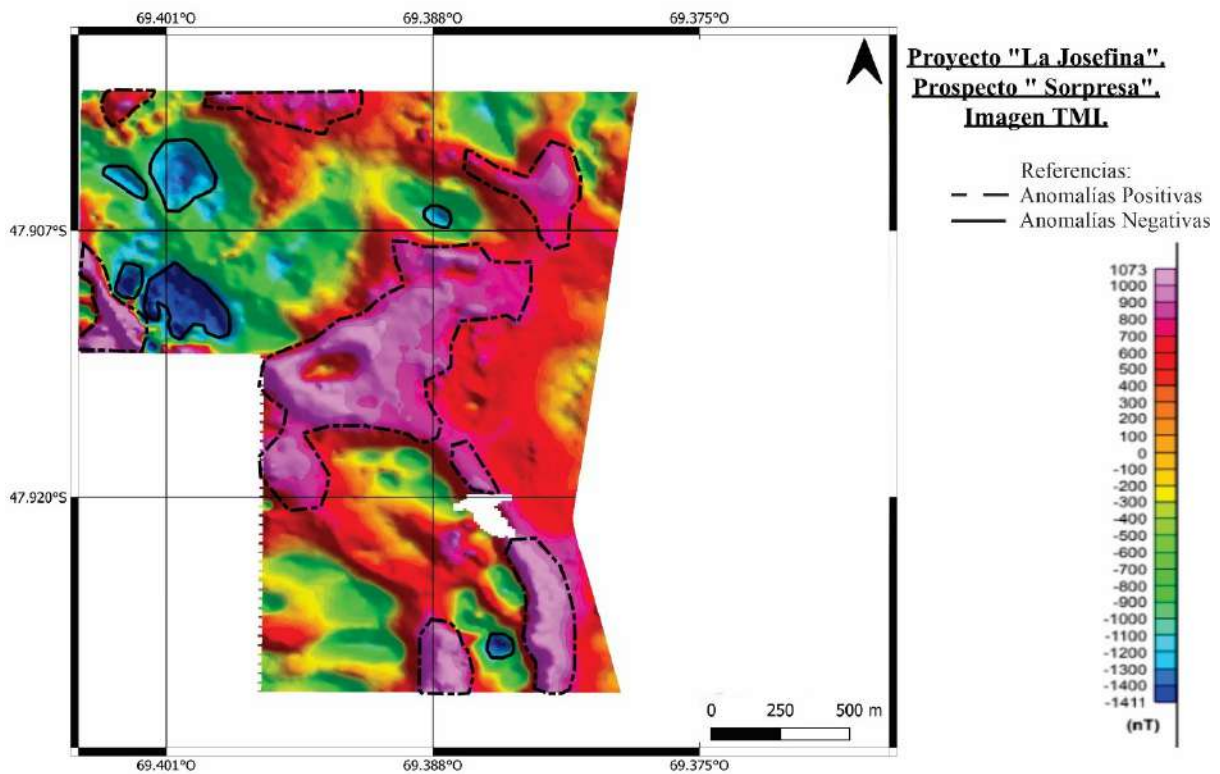


Figura 52: Mapa magnetométrico TMI.

RTP:

El filtro reducción al polo (RTP), consiste en transformar las anomalías magnéticas dipolares a anomalías monopoles (Pérez Orrego 2017). La anomalía de campo total es efectivamente monopolar y centrada directamente sobre el cuerpo que la genera lo que permite una directa interpretación.

Los mapas reducidos al polo presentan una buena correlación con las unidades geológicas simplificando la interpretación de datos, por lo que se procedió a colocarle transparencia al 60% a la imagen y dejar la imagen satelital de Google maps por debajo (Fig. 53), pudiendo determinar áreas. Las anomalías positivas indican la posición de fuentes magnéticas, con magnetización en la misma dirección al campo magnético terrestre o campo inductor. Este proceso, sin embargo, no es resolutivo si los cuerpos poseen magnetismo remanente. En la Figura 56 se dividió en dos posibles zonas, de acuerdo con las texturas observadas, quedando marcada con líneas discontinuas las anomalías negativas, con texturas lisas, interpretando que la fuente magnética es somera; mientras que, en el sur-oeste, tomando toda el área a partir del meridiano $69,393^\circ$ principalmente observamos solo anomalías positivas de texturas más rugosas, interpretando que la fuente magnética es profunda.

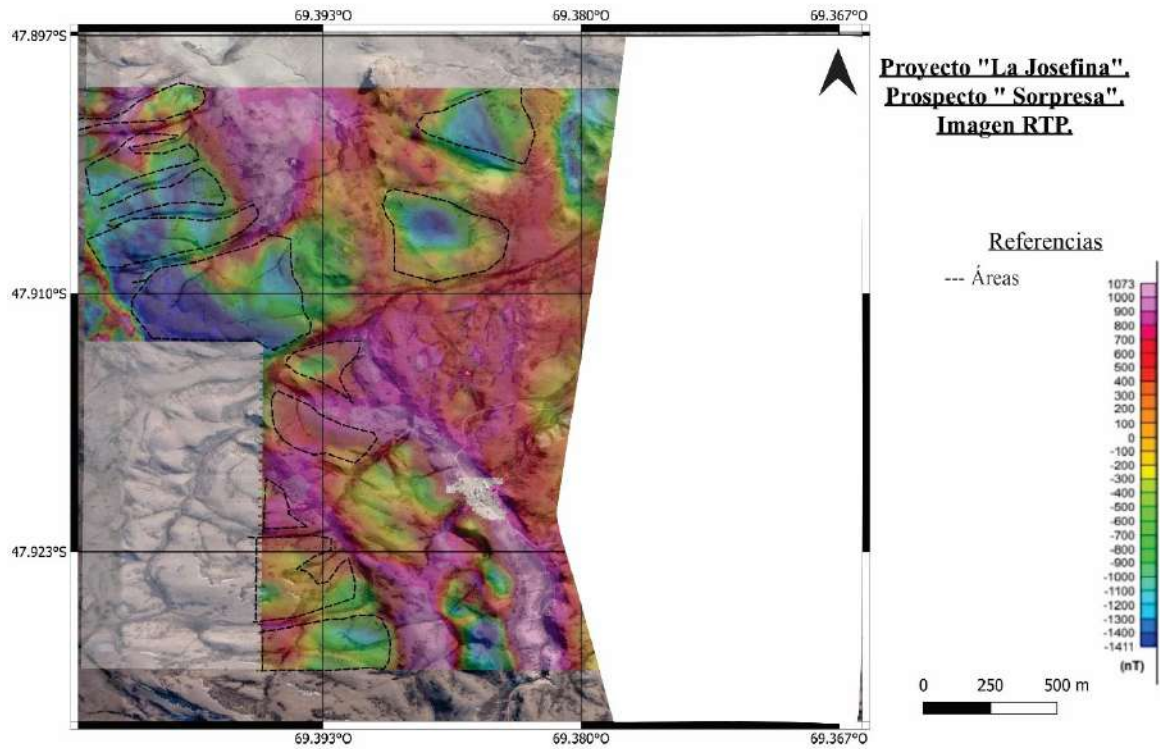


Figura N°53: Mapa magnetométrico RTP.

1DV

Primera Derivada Vertical: la primera derivada vertical se aplica comúnmente a datos magnéticos de campo total para destacar rasgos geológicos provenientes de fuentes poco profundas que normalmente producen anomalías de alta frecuencia espacial o de baja longitud de onda. En algunos casos el contorno de esta derivada permite delinear bordes de cuerpos. En la Figura 54 se marcó con línea de trazo discontinuo las estructuras mayores.

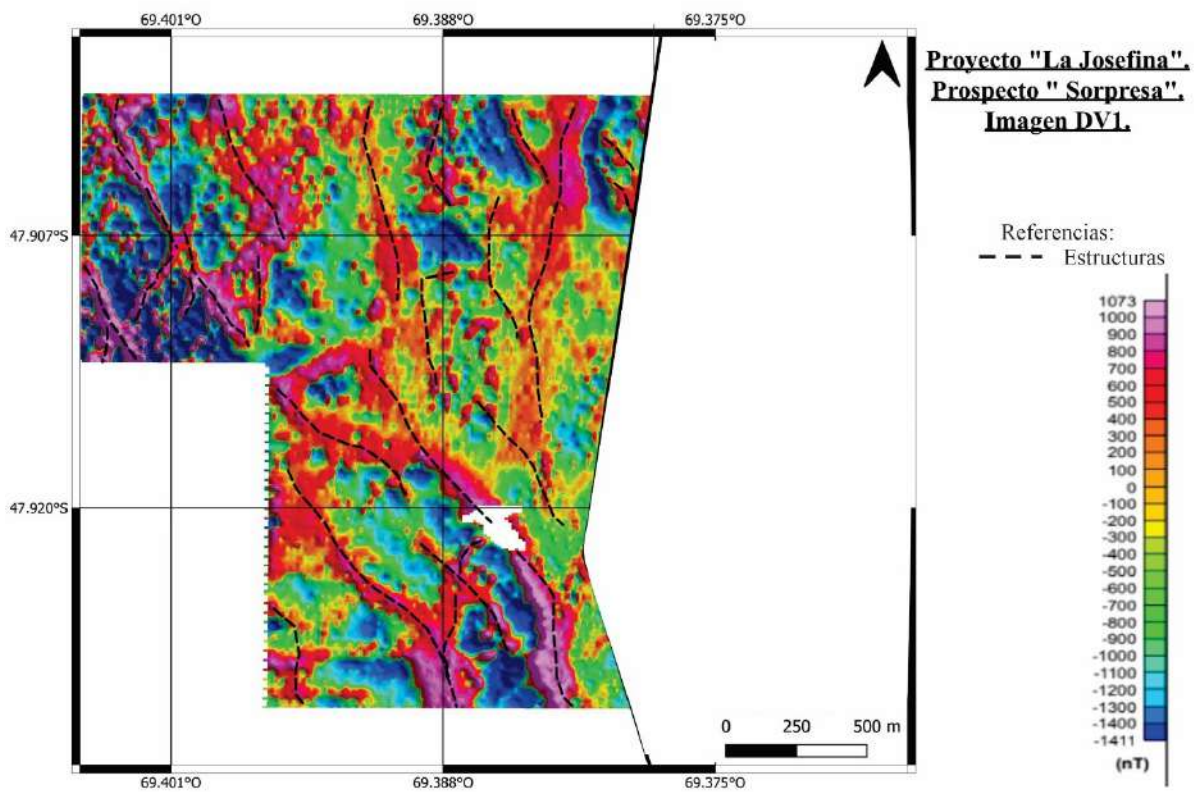


Figura 54: Mapa magnetométrico DV1.

AS:

Señal Analítica: la característica más importante es su independencia de la dirección de la magnetización de la fuente (Nabighian 1978), siendo aplicable independientemente de la dirección de la magnetización inducida y/o remanente. La amplitud de la señal analítica está relacionada con la amplitud de la magnetización. Cabe destacar, que produce una señal simétrica positiva cuyo máximo se ubica encima del cuerpo magnetizado, y cuyo ancho es proporcional a la profundidad del mismo (Salem y Smith 2005). Como se puede observar en la Figura 55 se definen cuerpos magnetizados en el subsuelo con un resultado que es coherente con lo obtenido a través de la reducción al polo y la primera derivada vertical, reforzando la interpretación de la posible ubicación de cuerpos en el subsuelo.

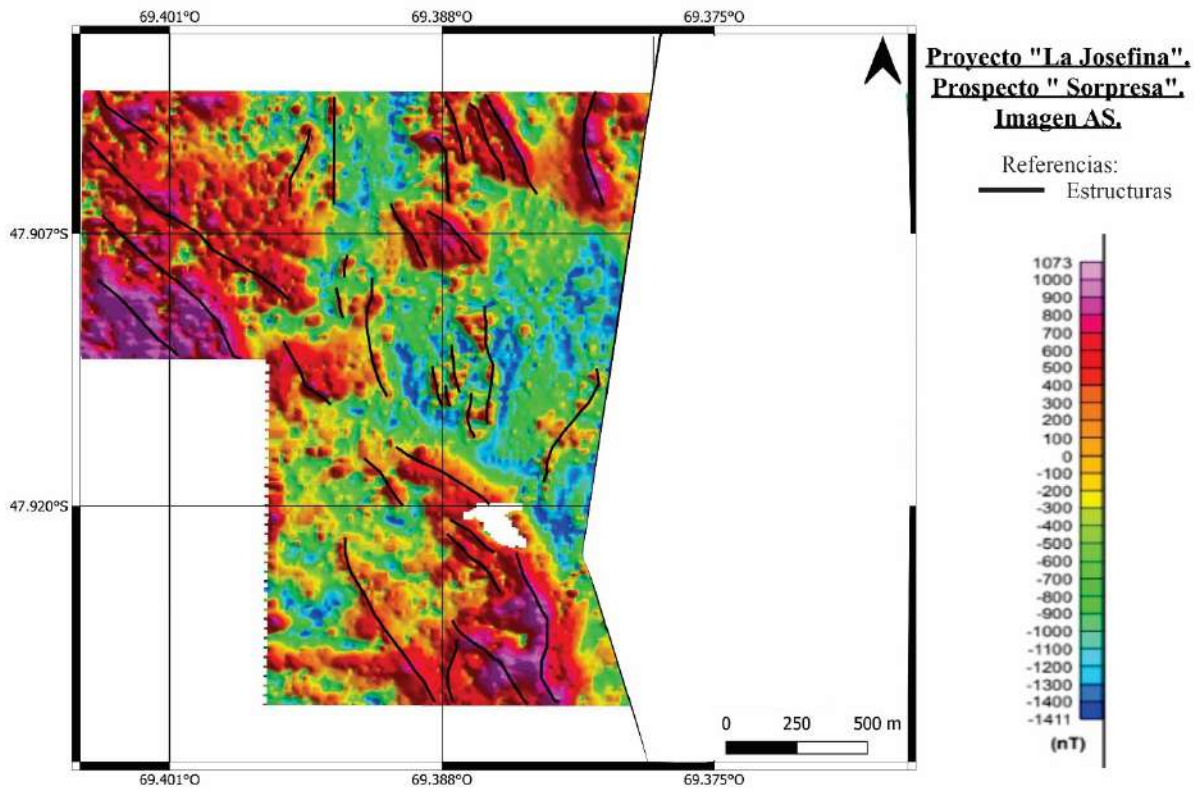


Figura 55: Mapa magnetométrico AS.

Capítulo 5: Conclusiones

A partir de estas descripciones se determinó que en el prospecto Sorpresa, área Oeste:

- * La estructura mineralizada se encuentra en Ignimbrita rica en cristales.
 - * La silicificación y el remplazo por argilominerales de los cristaloclastos o líticos primarios ocurre en las inmediaciones de las estructuras mineralizadas.
 - * La estructura mineralizada en superficie se presenta brechada y en profundidad en venillas.
 - * A medida que la roca de caja se aleja de la estructura mineralizada se presenta con sericitización, luego con cloritización y carbonatación y por último, solo cloritización
 - * A 10 m de profundidad se observó la presencia de la Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes con cloritización.
 - * En la zona superficial o subsuperficial la roca presenta intensa desferrización debido a posibles procesos supérgenos.
 - * El surge Piedra Labrada, encontrado en el cerro Piedra Labrada, demostró a partir de la orientación de los cristaloclastos de biotita la orientación del flujo piroclástico.
- El control de primer orden de la mineralización es de tipo estructural y coincide con el sistema estructural del Zanjón del Pescado. El prospecto no coincide con la orientación principal, para contener valores económicos de mineralización de oro y plata, pero si coincide a menor escala a nivel familia como subfamilia.
 - Los valores obtenidos para la veta Mabel son bajos en oro y plata pero muy altos para plomo y zinc.
 - Del análisis magnetométrico se interpreta que las estructuras mapeadas en superficie continúan en profundidad y permite inferir la presencia de otras estructuras que no afloran.

Capítulo 6: BIBLIOGRAFÍA

- Allis, R. G. 1990.** Geophysical anomalies over epithermal systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 36(1-3), 339-374.
- Alric, V., Haller M.J., Feraud, G., Bertrand, H. y Zubia, M. 1996.** Cronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del volcanismo jurásico de la Patagonia extraandina. *Actas V del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*: 243-250. Buenos Aires.
- Ameghino, F. 1898.** Sinopsis geológico – paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina. Tomo 1: 111-225.
- Andrada de Palomera, R.P. 2015.** Spectral prospectivity mapping of the Deseado Masiff, Argentina-deciphering the geochemistry and mineralogy of a low to intermediate sulfidation epithermal system. Tesis doctoral Faculty of geo-information science and earth observation. Univerity of Twente. 206 p.
- Ansari, A. H., & Alamdar, K. 2009.** Reduction to the pole of magnetic anomalies using analytic signal. *World Applied Sciences Journal*, 7(4), 405-409.
- Archangelsky, S. 1967.** Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie). Paleontología*, 5: 63-171. La Plata.
- Archangelsky, S. y Cuneo, R. 1984.** Zonación del Pérmico continental Argentino sobre la base de sus plantas fósiles. *Memorias del 3º Congreso Latinoamericano de Paleontología*: 143-153.
- Arribas JR, A., Schalamuk, I., de Barrio, R., Fernandez, R. e 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.
- Arrondo, O. 1972.** Estudio geológico y paleontológico de la zona de la Estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (N.S.) Paleontología* 7 (43): 1-194. La Plata.
- Baranov, V., & Naudy, H. (1964).** Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29(1), 67-79.

- Belloso, E. y Jalfin, G. 1989.** Cuencas neopaleozoicas de la Patagonia extraandina e islas Malvinas. En Cuencas Sedimentarias Argentinas (G. Chebli y L. Spalletti editores): 379-393. Serie Correlación Geológica 6, Universidad Nacional de Tucumán.
- Berger, B.R. y Henley, R.W. 1989.** Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits of the western United States. In: R. Keays, R. Ramsay and D. Groves (Editors), The Geology of Gold Deposits: The prospective in 1988. Economic Geology Monograph 6: 405-423.
- Bertels, A. 1970.** Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia austral (República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 25 (4): 495- 501.
- Blakely, R. J. 1996.** Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge university press.
- Bonham, H. 1986.** Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review. International Volcanological Congress, New Zealand, Proc. Symposium 5: 13-17.
- Buchanan, L. 1981.** Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. En: Dickinson, W. and Payne, W. (editors). Relations of tectonics to ore deposits in the southern cordillera. Arizona Geological Society, Digest, v XIV: 237-262.
- Cas, R. y Wright, J.V. 1982.** Volcanic successions, modern and ancient. 528 p., Londres.
- Chebli, G. y Ferello, R. 1975.** Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. Revista Asociación Geológica Argentina. Tomo XXIX (4), p. 479-481.
- Corbett, G. y Leach, T. 1998.** Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization. Economic Geology. Special publication number 6, 238 p., Society of Economic Geologists.
- Cortiñas, J., Homoc, J., Lucero, M., Gobbo E., Laffitte, G. y Viera, A. 2005.** Las cuencas de la región del Deseado, provincia de Santa Cruz. En: "Frontera exploratoria de la argentina". Chebli, A. G., Cortiñas J. S., Spalletti, L. A., Legarreta, L. & Vallejo E. L. (eds). 1º ed. Buenos Aires. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, 2005. 352 pp. p 289-305.
- De Barrio, R., Panza, J.L., y Nullo, F. 1999.** Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. En: R. Caminos (editor), Geología Argentina, anales 29 (17): 511-527. Instituto de Geología y Recursos Minerales.

- De Giusto, J. 1956.** Informe Geológico Preliminar Zona Ea. Baqueró – Ea. Roca Blanca, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. (Informe inédito).
- Di Persia, C. 1956.** Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Tercera Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. (Informe inédito).
- Di Persia, C. 1962.** Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extrandina (provincia de Santa Cruz). 1eras. Jornadas Geológicas Argentinas, 65-68.
- Dubé, B. 1997.** Low sulphidation gold mineralization in the Jurassic Deseado Massif, Santa Cruz province, South Argentina. Mission Report (Inédito): 1-57.
- Echavarría, L.E. 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).
- Echavarría, L.E, Schalamuk, I.B.A., 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
- Echeveste, H. 2005.** Metalogénesis del Distrito argento-aurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. 251p.
- Feraud, G., Alric, B., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller M. 1999.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. Earth and Planetary Science Letter, 172: 83-96.
- Fernández, R., & de Barrio, R., 1994.** Mineralizaciones de oro y plata del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista de Comunicaciones, Universidad de Chile, (45), 59-66.
- Fernández, R., Echeveste, H., Echavarría, L. y Schalamuk, I. 1996.** Control volcánico y tectónico de la Mineralización epitermal del Área La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina. 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 41-54, Buenos Aires.
- Fernández, R., Pérez, D., Moreira, P., Andrada, P. Albornoz, S. y Penzo, H. 2005.** Exploración de la “zona de fractura Mogote Hormigas, Prospecto La Josefina, Santa Cruz, Argentina. Enviado al XVI Congreso Geológico Argentino.
- Fernández, 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.
- Feruglio, E. 1949.** Descripción geológica de la Patagonia. 3 Tomos, Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- Fisher, R.V. 1961.** Proposed classification of sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin* 72:1409-1414.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984.** *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, New York. 472 pp
- Giacosa, R., Zubia, M., 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). *J. S. Am. Earth Sci.* 30, 134–150.
- Glassmeier, K. H., Soffel, H., & Negendank, J. (Eds.). 2008.** *Geomagnetic field variations*. Springer Science & Business Media.
- Godeas, M. C. 1985.** Geología del Bajo de La Leona y su mineralización asociada. Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (3-4): 262-277.
- Guido, D. 2002.** Geología y Metalogénesis del sector oriental del macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. (Inédito). 226 p.
- Guido, D. 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(1-2): 35-47.
- Guido, D. y Schalamuk, I. 2003.** Genesis and exploration potential of epithermal deposits from the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. In: Eliopoulos et al. (editors). *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Balkema-Rotterdam, Vol I, 493-496.
- Gunn, P. J., & Dentith, M. C. 1997.** Magnetic responses associated with mineral deposits. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 145-158.
- Gunther, E. 2023.** Geología de superficie y profundidad del prospecto Sorpresa, área Este, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Trabajo final de licenciatura (inédito), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa.
- Hayba, D., Bethke, P., Heald, P. y Foley, N. 1985.** The geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal deposits. En: Berger y

- Bethke editors, *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Society of Economic Geologists, *Rev. Economic Geology* 2: 129-168.
- Heald, P., Foley, N. y Hayba, D. 1987.** Comparative anatomy of volcanic hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, 82: 1-26.
- Hedenquist, J.W. 1987.** Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin. En: Horn editor, *Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference*, Singapore. American Association of Petroleum Geologists: 513-524.
- Hedenquist, J., Arribas, A. y Gonzalez-Urien, E. 2000.** Exploration for epithermal gold deposits, *Reviews in Economic Geology*, V 13: 245-278.
- Herbst, R. 1965.** La flora fósil de la Formación Roca Blanca (provincia de Santa Cruz-Patagonia), con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Opera Lilloana*, 12: 3-101. Tucumán.
- Homoc, J. y Constantini, L. 2001.** Hydrocarbon exploration potential within interplate shearrelated depocenters: Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, 85 (10): 1795-1816.
- Hoschke, T., & Sexton, M. 2005.** Geophysical exploration for epithermal gold deposits at Pajingo, North Queensland, Australia. *Exploration Geophysics*, 36(4), 401-406.
- Irvine, R. J., & Smith, M. J. 1990.** Geophysical exploration for epithermal gold deposits. *Journal of Geochemical exploration*, 36(1-3), 375-412.
- Jalfin, G. 1987.** Estratigrafía y paleogeografía de las Formaciones pérmicas de la provincia de Santa Cruz y su relación con rocas de similar edad de las islas Malvinas. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán. (Inédito).
- Jalfin, G. y Herbst, R. 1995.** La flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa cruz (Patagonia). *Estratigrafía. Ameghiniana (Revista de la Asociación Paleontológica Argentina)* 32 (3): 211-229.
- Jovic, S.M. 2009.** Geología y metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. (Inédito). 239 p.
- Jovic, S., Jovic, N., Guido, D. y Schalamuk, I. 2008.** Caracterización de cuerpos intrusivos de la formación Cerro León en el área del anticlinal El Tranquilo, Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Tomo 2: 851-852.*

- Jovic, S. M., Guido, D. M., Schalamuk, I. B., Ríos, F. J., Tassinari, C. C. G. y Recio, C. 2011.** Pingüino in bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita* 46: 257- 271.
- Kono, M. (Ed.). 2010.** Treatise on Geophysics, Volume 5: Geomagnetism. Elsevier.
- Lesta, P. 1969.** Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. *Anales 4ª Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 187-194.
- Lesta, P. y Ferello, R. 1972.** Región Extraandina del Chubut y Norte de Santa Cruz. En: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Tomo II, p. 602-687. Córdoba.
- Lindgren, W. 1933.** Mineral Deposits. 4th edition. New York. MacGraw Hill Book Company. 930 pp.
- Loske, W., Marquez, M., Giacosa, R., Pezzuchi, H. y Fernandez, M. 1999.** U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. XIV Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, p 102. Salta. Argentina.
- Marin, G. 1982.** Descripción geológica de la Hoja 55c “Gobernador Gregores”, provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional, 17 p. (Inédito).
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993.** Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. CODES, University of Tasmania. Australia. 198 p.
- Miller, H. G., & Singh, V. 1994.** Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources. *Journal of applied Geophysics*, 32(2-3), 213-217.
- 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). 360 p.
- Moreira, P. y Fernández, R. 2014.** La Josefina Au–Ag deposit (Patagonia, Argentina): A Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment. *Journal for Comprehensive Studies of Ore Genesis and Ore Exploration* 67: 297–313.
- Moreira, P., Echeveste, H., Fernández, R., Harmann, L., Santos, J.O. y Schalamuk, I. 2009.** Depositional age of Jurassic epithermal gold–silver ore in the Deseado Massif, Argentine Patagonia: based on Manantial Espejo and La Josefina Prospects. *N. Jb. Geol. Paläont.* 253, 25–40.

- Moreira, P., Fernández, R., Hervé, F., Fanning, M. y Schalamuk, I. 2013.** Detrital zircons U-Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 47: 32-46.
- Morrell, A. E., Locke, C. A., Cassidy, J., & Mauk, J. L. (2011).** Geophysical characteristics of adularia-sericite epithermal gold-silver deposits in the Waihi-Waitekauri region, New Zealand. *Economic Geology*, 106(6), 1031-1041.
- Nabighian, M. N., 1972.** The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, 37, 507- 517.
- Nabighian, M. N., 1974.** Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: *Geophysics*, 39, 85-92.
- Pankhurst, R., Rapela C. y Marquez, M. 1993.** Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 134-141.
- Pankhurst, R., Leat, P., Sruoga, P., Rapela, C., Marquez, M., Storey, B y Riley, T. 1998.** The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113-136.
- Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C. y Kelley, S. 2000.** Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, Volume 41, N°5: 605-625.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Loske, W. y Fanning, C. 2001.** Chronological study of the pre-Jurassic basement rocks of Southern Patagonia. III South American Symposium on Isotope Geology. Pucón, Chile. Session 6, Actas en CD-ROM.
- 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).
- Panza, J.L., 1984.** Descripción geológica de las Hojas 54f “Bajo de La Leona” y 54g “Bahía Laura”, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 170 p. (inédito).
- Panza, J.L., 1986.** Descripción geológica de la Hoja 54d “La Manchuria”, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 141 p. (inédito).
- Panza, J.L., y Cobos, J. 1999.** Hoja geológica 4769–III, Destacamento La María, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales- SEGEMAR, Boletín 296, 115p.

- Panza, J.L., y de Barrio, R. 1987.** Informe preliminar del levantamiento geológico de las Hojas 55f “Cordón Alto” y 55g “Puerto San Julián”, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 122 p. (inédito).
- Panza, J.L., y de Barrio, R. 1989.** Descripción geológica de las Hojas 56f “Cordón Alto” y 56g “Puerto San Julián”, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 155 p. (inédito).
- Panza, J.L., y Franchi, M. 2002.** Magmatismo basáltico Cenozoico extrandino. En: M. Haller (Edit): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio XV Congreso Geológico Argentino, I-14: 201-236.
- Panza, J.L., y Haller, M. 2002.** El volcanismo jurásico. En: Haller, M.J. (Ed). Geología y recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino: 89-102.
- Panza, J.L., Cobos, J. y Rabona, D. 1994.** Mapa Geológico de la provincia de Santa Cruz, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, escala 1:750.000, Buenos Aires.
- Panza, J.L., Marquez, M. y Godeas, M. 1995.** Hoja Geológica 4966 - I y II Bahía Laura, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. 83 p. Buenos Aires.
- Panza, J.L., Marín G. y Zubia M. 1998.** Hoja Geológica 4969-I, Gobernador Gregores, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 239: 104 pp.
- Pérez Orrego, C. E. 2017.** Modelamiento e interpretación de datos magnéticos y gravimétricos en la caracterización de un depósito tipo IOCG.
- Pezzuchi, H.D. 1978.** Estudio geológico de la zona de Ea Dos Hermanos, Ea 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral (inédito), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 99 p. Argentina.
- Quane, S.L., y Russell, J.K. 2005.** Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. Bulletin of Volcanology, 67: 129-143.
- 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. y Kay, S. 1992.** Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back arc testimony of ridge collisions. Tectonophysics, 205: 261-282.

- Ramos, V. y Palma, M. 1991.** Tectónica y Diastrofismo. En: S. Archangelsky (editor): “El Sistema Pérmico en la Argentina y en la República Oriental del Uruguay” (pre-impresión): 239-266.
- Rapela, C., Días, C., Franzese, J., Alonso, G. y Benvenuto, A. 1991.** El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18 (2): 121-138.
- Reimer, W., Miller, H. y Mehl, H. 1996.** Mesozoic and Cenozoic palaeo-stress field of the South Patagonian Massif deduced from structural and remote sensing data. En: Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up (B.C. Storey, E.C. King & R.A. Livermore Eds.), *Geol. Soc. Sp. Publ.* 108: 73-85; London.
- Riley, T., Leat, P., Pankhurst, R. y Harris, C. 2001.** Origin of large volume rhyolitic volcanism in Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*, Volume 42, N°6: 1043-1065.
- Roest, W. R., Dañobeitia, J. J., Verhoef, J., & Collette, B. J. 1992.** Magnetic anomalies in the Canary Basin and the Mesozoic evolution of the central North Atlantic. *Marine Geophysical Researches*, 14, 1-24.
- Roest, W. R., & Pilkington, M. 1993.** Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. *Geophysics*, 58(5), 653-659.
- Rojas Puelles, C. A. 2018.** Magnetometría terrestre de alta resolución y polarización inducida en la búsqueda de sistemas de vetas mineralizadas en Laguna Verde, región de Aysén, Chile (Doctoral dissertation, Universidad de Chile).
- Smith, R. S., & Salem, A. 2005.** Imaging depth, structure, and susceptibility from magnetic data: The advanced source-parameter imaging method. *Geophysics*, 70(4), L31-L38.
- Schalamuk, I., Fernandez, R. y Etcheverry, R. 1995.** Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. In: *Mineral Deposits*, Kribek & Zak (editors), Balkema: 385-388.
- Schalamuk, I., Zubia M., Genini A. y Fernandez R. 1997.** Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology, Reviews*. Vol. 12 N° 3: 173-186.
- 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.
- Shahverdi, H., & Barati, M. R. 2017.** Vibration analysis of porous functionally graded nanoplates. *International Journal of Engineering Science*, 120, 82-99.

- Sillitoe, R. 1993.** Epithermal Models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. En: Kirkham, Sinclair, Thorpe and Duke (editors), Mineral Deposits Modelling: Geological Association of Canada, Special Paper 40: 403-417.
- Sillitoe, R. y Hedenquist, J. 2003.** Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. Giggenbach Volume, Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10, S.F. Simmons ed. Cap 16.
- Simmons, S. F., White, N. C., y John, D. A. 2005.** Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 485-522.
- Stipanovic, P. y Bonetti, M. 1970.** Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. Floras Liásicas, Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, 7 (1): 57- 78. Buenos Aires.
- Stipanovic, P. y Methol, E.J. 1972.** Macizo de Somuncurá. En: Leanza, A.F. (Editor), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 581-599, Córdoba.
- Stipanovic, P. y Reig, A. 1957.** El “Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina” y su fauna de anuros. Acta Geológica Lilloana 1: 185-297.
- Teruggi, M. y Rossetto, H. 1963.** Petrología del Chubutiano del codo del río Senger. Boletín de Informaciones Petroleras, 354: 18-35. Argentina.
- Tessone, M., Del Blanco, M., Macambira, M. y Rolando, A. 1999.** New Radiometric Ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the Central Zone of the Deseado Massif, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology. Villa Carlos Paz, Argentina. Actas: 132-135.
- Uliana, M. y Biddle K. 1987.** Mesozoic – Cenozoic Palaeogeographic and Geodynamic evolution of Southern South America. Second Symposium South Atlantic Evolution, Río de Janeiro.
- Uliana, M., Biddle K., Phelps, D. y Gust, D. 1985.** Significado del vulcanismo y extensión meso jurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40 (3-4): 231-253.
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., & MacKenzie, C. 2004.** New insights into magnetic derivatives for structural mapping. The leading edge, 23(2), 116-119.
- 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. Tomo XXXI (4), p. 281-283.

White, N. y Poizat, V. 1995. Epithermal deposits: Diverse styles, diverse origins? En: Mauck, J. and St. George J. (editors), PanCrim95, Proceedings of the 1995 PACRIM Congress, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Carlton, Publication 9/95: 623-628.