



FACULTAD DE CIENCIAS
EXACTAS Y NATURALES

Universidad Nacional de La Pampa

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

GÜNTHER, Edgardo

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

SANTA ROSA (LA PAMPA)

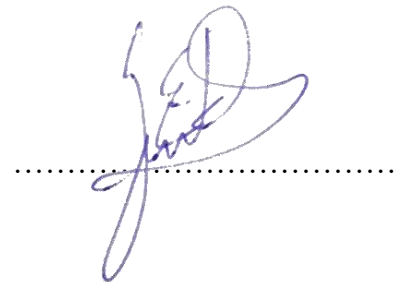
ARGENTINA

AÑO 2023

Prólogo

Esta Tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciado 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 11 de noviembre de 2022 y el 5 de mayo de 2023, bajo la dirección de la Dra. Viviana A. Martínez y bajo la codirección del Lic. en Geología Darío Vera y la asistencia de la Lic. en Geología Luciana Cobo.

Santa Rosa, 5 de mayo de 2023



Agradecimientos

- ✚ A LOS CONTRIBUYENTES, que financian la Educación pública.
- ✚ A LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA, FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NAURALES, DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, por formarme profesionalmente en la institución.
- ✚ A LA DRA VIVIANA MARTÍNEZ, por su apoyo durante toda la carrera, por todo este tiempo compartido en la oficina y por toda su paciencia.
- ✚ AL LIC. DARÍO VERA, GERENTE DE EXPLORACIÓN DE PATAGONIA GOLD S.A por posibilitar la presente tesina, por los conocimientos transmitidos y por las divertidas salidas de campo.
- ✚ A LA LIC. LUCIANA COBO, por su buena predisposición, por su ayuda durante la campaña y los buenos momentos compartidos.
- ✚ A JOSÉ ALVAREZ, GERENTE DE RR.HH DE PATAGONIA GOLD S.A por su gestión para realizar la presente tesina.
- ✚ A LOS LICENCIADOS FERNANDO VILLAVICENCIO, MARCELO PAOLINI, LUCAS BERBE, GUSTAVO ALMEIRA, JORGE GARAY Y A LOS TRABAJADORES DE PATAGONIA GOLD S.A. EN SANTA CRUZ, por compartir conmigo sus conocimientos, sus experiencias y por los momentos vividos durante toda mi estadía.
- ✚ A LA LIC. MÓNICA PIRES, por ayudarme en la descripción de las secciones delgadas.
- ✚ A MAITE Y MARCELO ZÁRATE, por su ayuda con el resumen/abstract.
- ✚ A AYLEN PRIMO, por aguantarme durante toda la campaña y hacer más divertido este proceso.
- ✚ AL TRIBUNAL, por sus correcciones y buena predisposición.
- ✚ A TODOS LOS PROFESORES, que durante toda la carrera, compartiendo su experiencia y transmitiendo conceptos, me formaron en esta hermosa profesión.
- ✚ A MI FAMILIA, por darme la posibilidad de estudiar y por el apoyo incondicional durante tantos años.
- ✚ A MIS AMIGOS, por el gran aguante de siempre.
- ✚ A LOS CHOFERES DE LA UNLPam, por transportarme durante todo este tiempo.

RESUMEN

El presente trabajo comprende la caracterización geológica, metalogénica, estructural y magnetométrica del área Este del prospecto “Sorpresa” perteneciente al Proyecto La Josefina, situado en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Las litologías observadas son: 1) toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable vitroclastos; 2) toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada dominada por cristaloclastos y contenido variable vitroclastos de gran tamaño, cloritizada; 3) toba de cristales, matriz sostén, con estructura laminar, moderadamente seleccionada y 4) toba lapillítica, matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes y contenido variable de cristaloclastos. Las unidades corresponden principalmente a depósitos originados por actividad volcánica explosiva, tales como flujos piroclásticos y depósitos de *ash cloud surge*. Los mismos pertenecen a los miembros Piedra Labrada y Cerro Jorge Paz incluidos en la Formación Chon Aike. Las estructuras mineralizadas están representadas por zonas de venillas y zonas de brechamiento de la roca de caja que se encuentra en una matriz de cuarzo. Se determinaron dos direcciones preferenciales de fractura N 15° y N 330-340° coincidentes con el sistema Zanjón de Pescado. Los valores de Au obtenidos en superficie sobre la veta Nélide no muestran continuidad en profundidad. Del análisis magnetométrico se interpreta que las estructuras mapeadas en superficie continúan en profundidad y permite inferir otras estructuras que no afloran.

ABSTRACT

This work comprises the geological characterization, metallogenic, structural, and magnetometric features of the eastern area of the "Sorpresa" prospect belonging to the La Josefina Project, located in the Deseado Massif, Santa Cruz province. The observed lithologies are: 1) crystal tuff, poorly selected with predominance of crystal clasts and variable content of vitric clasts; 2) crystal tuff, poorly selected and dominated by crystal clasts and variable content of large vitric clasts, chloritized; 3) crystal tuff, with laminar structure, moderately selected; and 4) lapillitic tuff, poorly selected, dominated by fiammes and variable content of crystal clasts. These units correspond mainly to deposits originated by explosive volcanic activity, such as pyroclastic flows and ash cloud surge deposits. They belong to the Piedra Labrada and Cerro Jorge Paz members included in the Chon Aike Formation. The mineralized structures are represented by vein zones and rock breccias that are found in a quartz matrix. Two preferred fracture directions were determined, N 15° and N 330-340°, coinciding with the Zanjón de Pescado system. The Au values obtained on the surface of the Nélide vein do not show continuity at depth. The magnetometric analysis suggests that the mapped surface structures continue at depth and allows the inference of other structures that do not outcrop.

ÍNDICE

Capítulo 1: INTRODUCCIÓN	1
• 1.1 INTRODUCCIÓN	1
• 1.2 OBJETIVOS	2
• 1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS.....	3
Capítulo 2: METODOLOGÍA DE TRABAJO	6
• 2.1 TRABAJOS DE CAMPO	6
• 2.2 TRABAJOS DE GABINETE	6
○ 2.2.1 FUNDAMENTOS MAGNETOMÉTRICOS	6
• 2.3 TRABAJOS DE LABORATORIO.....	14
Capítulo 3: MARCO GEOLÓGICO.....	19
• 3.1 GEOLOGÍA REGIONAL DEL MACIZO DEL DESEADO	19
○ 3.1.1 ESTRATIGRAFÍA Y MARCO GEOTECTÓNICO.....	19
○ 3.1.2 SISTEMAS DE FRACTURACIÓN DEL MACIZO DEL DESEADO.....	27
○ 3.1.3 DEPÓSITOS EPITERMALES EN EL MD	30
• 3.2 MARCO GEOLÓGICO LOCAL.....	31
○ 3.2.1 ESTRATIGRAFÍA.....	31
○ 3.2.2 MANIFESTACIONES HIDROTERMALES	36
Capítulo 4: GEOLOGÍA DEL ÁREA ESTE, PROSPECTO SORPRESA	37
• 4.1 INTRODUCCIÓN	37
• 4.2 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS	40
• 4.3 ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL ÁREA ESTE	60
• 4.4 GEOLOGÍA DE VETA NÉLIDA.....	63
○ 4.4.1 GEOLOGÍA DE SUPERFICIE.....	63
○ 4.4.2 VALORES GEOQUÍMICOS.....	74
○ 4.4.3 SECCIONES TRANSVERSALES	75
○ 4.4.4 ALTERACIONES.....	88
• 4.5 MAGNETOMETRÍA.....	88
○ 4.5.1 ADQUISICIÓN DE DATOS	88
○ 4.5.2 ANÁLISIS MAGNETOMÉTRICO DEL ÁREA ESTE	90
Capítulo 5: CONCLUSIONES	94
Capítulo 6: BIBLIOGRAFÍA	95

Capítulo 1: INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

En la Patagonia extraandina se extienden grandes volúmenes de vulcanitas riolíticas de edad jurásica media a superior conocidas como Complejo Volcánico Bahía Laura (Santa Cruz) y Complejo Marifil (Chubut), ambas correlacionables litológica y genéticamente. Este vulcanismo fue definido como una Gran Provincia Ígnea (LIP - Large Igneous Province) por Pankhurst et al. (1998). Es una de las provincias riolíticas más grandes del mundo y 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).

El Macizo del Deseado (MD) se encuentra ubicado en el centro-Norte de la provincia de Santa Cruz y en él se encuentran representados los productos de este vulcanismo, conformando un verdadero plateau ignimbrítico que representa más del 50% de los afloramientos. Desde el punto de vista estratigráfico, pertenece al Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello 1972). Asociadas a estas vulcanitas se encuentran mineralizaciones vetiformes de cuarzo, escasas brechas, *stockworks* y yacimientos diseminados portadores de Au y Ag. Esta relación entre los ambientes volcánicos jurásicos y las mineralizaciones auríferas del MD fue señalada por Fernández y de Barrio (1994) y Schalamuk et al. (1997, 1995) entre otros. Los depósitos epitermales fueron definidos por Lindgren (1933) en función de su mineralogía, textura de mena, alteraciones, temperatura y profundidad de formación. Estos depósitos son poco profundos (menos de 1-1,5 km bajo el nivel paleofreático), portadores de metales preciosos y ocasionalmente metales base, se forman a bajas temperaturas (<300 °C) y se asocian a rocas volcánicas subaéreas. Bonham (1986), Hayba et al. (1985), Heald et al. (1987), Berger y Henley (1989) y Hedenquist (1987) entre otros, coincidieron en una división general para los depósitos epitermales en dos tipos de acuerdo a su mineralogía, composición del fluido que les da origen y estado de sulfuración del azufre. Los términos más aceptados son los propuestos por Hedenquist (1987): de baja sulfuración y de alta sulfuración. Hedenquist et al. (2000) proponen un tercer tipo de depósito epitermal con características intermedias al cual llaman “de sulfuración intermedia” . Otros autores han propuesto subdivisiones de los depósitos epitermales destacándose las ideas de Bonham (1986), Sillitoe (1993), White y Poizat (1995) y Hedenquist et al. (2000). Además, se conocen varios modelos genéticos de los depósitos como los de Buchanan (1981), Hayba et al. (1985) y Heald et al. (1987).

El MD ha sido objeto de numerosos estudios, debido a su importancia económica, y la posibilidad de encontrar otros yacimientos significativos, entre los que se incluyen trabajos doctorales, de prospección y exploración tanto por entes nacionales (estatales y privados) como internacionales. En lo referente a los trabajos de exploración previos realizados por empresas mineras en el Proyecto La Josefina se encuentran las tareas de Fomicruz S.E. y Minamerica S.A., que determinaron cuatro “targets” principales de exploración: Noreste, Veta Norte, Central y Piedra Labrada (<https://patagoniagold.com>) y Cerro Cazador S.A.. En la actualidad Patagonia Gold Corp. opera en el Proyecto La Josefina a través de su subsidiaria “Patagonia Gold S.A.”, donde realiza actividades de exploración y prospección bajo un acuerdo con la empresa minera estatal de Santa Cruz, Fomicruz S.E.. La reserva mineral comprende un área de 528 km² y consta de 15 manifestaciones de descubrimiento, parcialmente cubiertas por 399 concesiones mineras (<https://patagoniagold.com>). Patagonia Gold Corp. tiene los derechos mineros sobre 67 propiedades en la provincia de Santa Cruz, que cubren aproximadamente 190.000 ha en manos de Patagonia Gold S.A (“PGSA”) y en 51 propiedades que abarcan aproximadamente 156.000 ha en manos de la filial Argentina Minera Minamalu S.A.. Patagonia Gold es uno de los mayores terratenientes en la prospectiva provincia de Santa Cruz. Actualmente, la compañía está produciendo Au y Ag a partir de lixiviación en pilas en Lomada de Leiva y Monte León. Esta empresa, a través de un acta acuerdo con la Universidad Nacional de La Pampa, posibilitó la realización de la presente tesina en el área correspondiente al Prospecto “Sorpresa” que forma parte del proyecto de exploración avanzada “La Josefina”, ubicado en el MD; específicamente en las rocas volcánicas del Grupo Bahía Laura, las cuales se comportan como rocas hospedantes de los sistemas de vetas y vetillas que contienen la mineralización de metales preciosos.

1.2 OBJETIVOS

Los objetivos de este trabajo de investigación son la caracterización geológica en superficie y profundidad; y metalogénica del área Este del prospecto de exploración Sorpresa. El reconocimiento del conjunto de procesos metalogénicos y analizar su adaptación y/o su discrepancia con los modelos genéticos conocidos.

Los objetivos particulares:

- Estudiar las relaciones temporales y genéticas entre las distintas unidades geológicas del prospecto “Sorpresa”, área Este, con especial énfasis en la Veta “Nélida”.

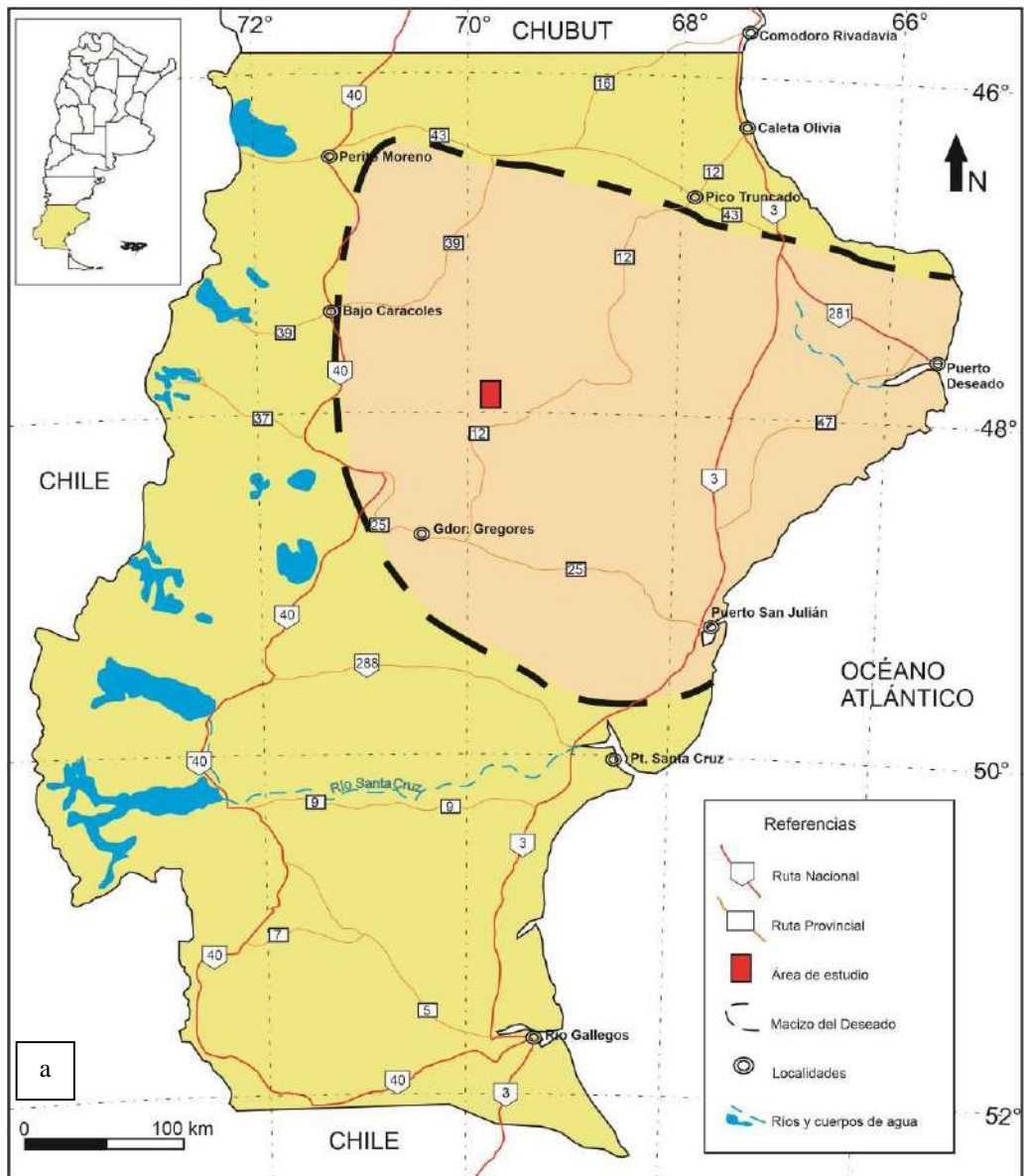
- Ampliar la información petrológica, mineralógicas y estructural que permita caracterizar y conocer el evento volcánico jurásico.
- Realizar un estudio integrado de testigos corona, secciones, perfiles y mapas de superficie, lo cual es fundamental para la exploración.
- Inferir los mecanismos que actuaron durante la formación de los depósitos.
- Correlacionar la litología y la mineralización con la magnetometría proporcionada por Patagonia Gold S.A.

Estos estudios se proponen aportar información, que en conjunto con los ya realizados previamente, permitan desarrollar herramientas que sirvan como guías de exploración para depósitos minerales.

1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se localiza en la porción centro-norte de la provincia de Santa Cruz, en el suroeste del departamento Deseado, y está incluido en el extremo suroeste de la Hoja Geológica 4769-III, Destacamento La María (Panza y Cobos 1999). El prospecto Sorpresa está delimitado por los meridianos 69° 21' y 69° 23' O y los paralelos 47° 53' y 47° 56' S y abarca una superficie de aproximadamente 15,7 km² (Fig. 1 a).

El acceso al prospecto Sorpresa se realiza por la Ruta Provincial (RP) N° 12 desde la ciudad de Pico Truncado se transitan unos 200 km de ripio hacia el sur para luego tomar un camino interno de 20 km hacia el oeste culminando en la estancia Piedra Labrada. Allí se encuentran las instalaciones del campamento de Patagonia Gold S.A., el cual se utilizó como base logística para los trabajos de campo de este estudio (Fig. 1 b).



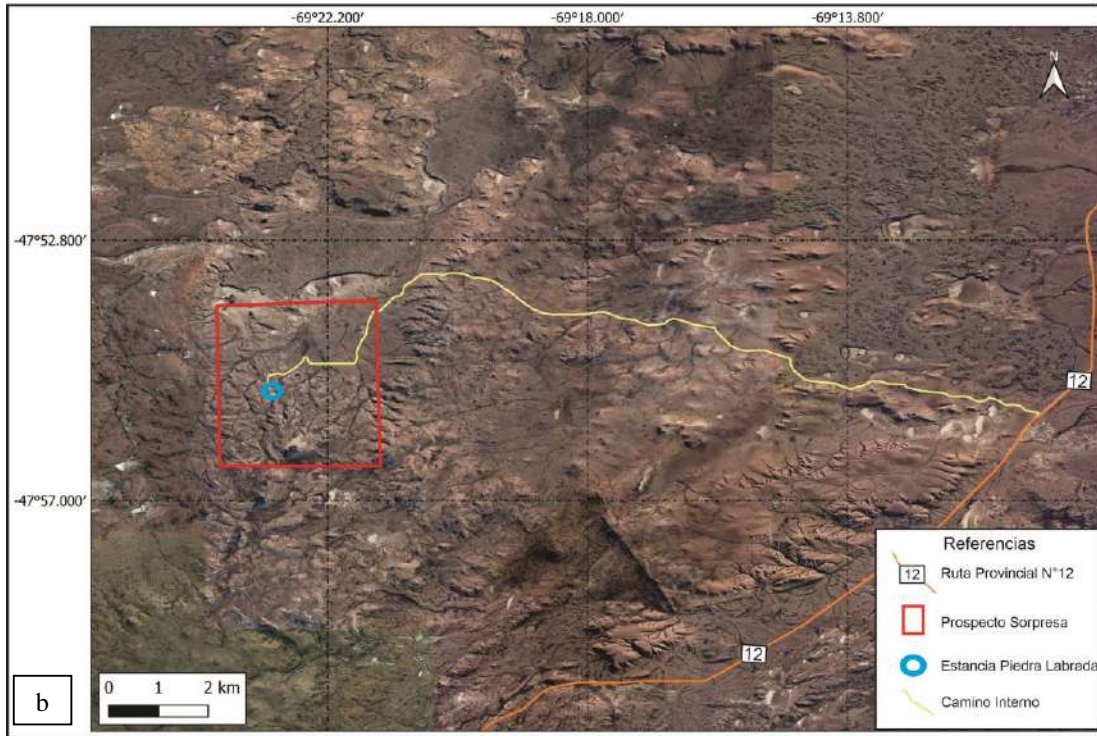


Figura 1: a) Mapa de ubicación del área de estudio y límites del MD. b) Detalle del acceso al Prospecto Sorpresa y a la Estancia Piedra Labrada.

Capítulo 2: METODOLOGÍA DE TRABAJO

2.1 TRABAJOS DE CAMPO

Las tareas de campo se llevaron a cabo en una campaña que se desarrolló entre el 24 de septiembre al 18 de octubre de 2022. En primera instancia, se realizó el reconocimiento y la descripción de la mineralización, tipo de roca de caja, alteraciones y medición de ancho de la estructura con ayuda de cinta métrica y de existir planos de fallas donde se tomaron datos de rumbo del buzamiento y buzamiento con brújula Brunton. Para ello se tomaron puntos de forma regular para lo cual se utilizó un GPS (Garmin etrex 20x). Además, se realizó un muestreo puntual de las venillas y roca de caja con masa y piqueta, en el cual se tomaron un total de 30 muestras. Por otro lado, de los testigos de perforación, se tomaron 15 muestras de diferentes tramos de los pozos. En segunda instancia, se realizaron transectas con dirección E-O para identificar las rocas aflorantes en el área de estudio y sus relaciones estratigráficas.

2.2 TRABAJOS DE GABINETE

Previamente a los trabajos de campo se realizó un análisis de la bibliografía, informes, mapas y publicaciones realizadas en la zona de estudio.

La información de campo georeferenciada se digitalizó con GPS (WGS 84) y el software QGis® 3.16 para la confección del mapa geológico. Las secciones transversales se realizaron con la información obtenida en el logeo y proporcionada por Patagonia Gold S.A. para luego digitalizarla con el programa Corel Draw® al igual que los mapas de ubicación y accesos.

Por último, se realizó el análisis magnetométrico del área con la información proporcionada por Patagonia Gold S.A.

2.2.1 FUNDAMENTOS MAGNETOMÉTRICOS

La magnetometría implica la medición del campo magnético presente en algún punto de la tierra. Este campo magnético medido es la contribución y el efecto de diferentes fuentes magnéticas presentes en la zona, donde la principal influencia corresponde al campo magnético terrestre producido en el núcleo de la Tierra (Rojas Puelles 2018).

Campo Magnético Terrestre

La principal aproximación que se considera a la hora de describir el Campo Magnético Terrestre (CMT), es la del dipolo elemental. En éste podemos ver la existencia de un campo

magnético con polos positivo y negativo, generado por una corriente eléctrica que circula en un plano perpendicular al eje de este dipolo. En el caso terrestre, la ubicación de los polos magnéticos no coincide con la de los polos geográficos, existiendo actualmente una inclinación del eje dipolar de $\sim 10^\circ$ con respecto al eje geográfico de rotación. Cabe destacar, que el Polo Sur magnético apunta aproximadamente hacia el Polo Norte geográfico y vice-versa. Las líneas de campo del CMT emergen desde el Polo Norte magnético y entran nuevamente en la Tierra en el Polo Sur magnético. La analogía común que se usa para entender esto es imaginar el núcleo de la tierra como un imán de barra, inclinado $\sim 10^\circ$ con respecto al eje de rotación de la Tierra (Kono 2010) (Fig. 2).



Figura 2: Representación del CMT como el campo magnético generado por un imán ubicado en el núcleo terrestre, inclinado 10° con respecto al eje de rotación de la Tierra (Extraído de Kono 2010).

Componentes del campo magnético terrestre

Para describir el CMT sobre un punto particular de la tierra, utilizamos un sistema cartesiano local orientado de forma que el eje x apunta directamente al norte geográfico, el eje y en dirección al este geográfico y que el eje z directamente hacia abajo en la dirección vertical (Fig. 3) (Rojas Puelles 2018).

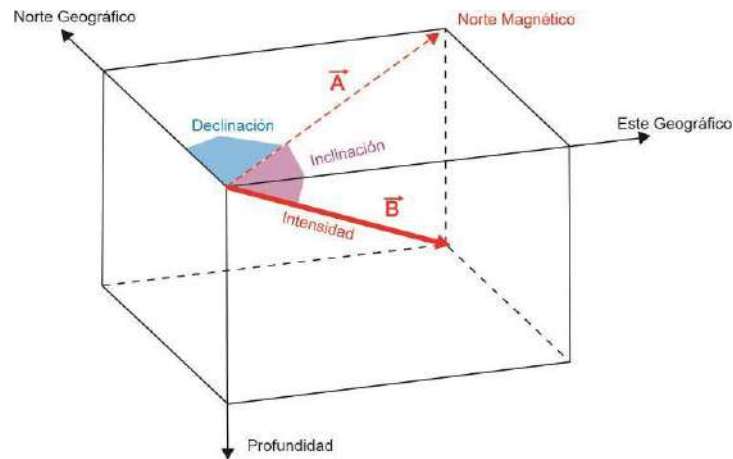


Figura 3: Componentes del campo magnético en función de un plano cartesiano en un punto de la superficie de la tierra. Se muestra la orientación de los ejes con respecto al norte y este geográfico y las componentes del campo llamadas: Intensidad, Declinación e Inclinación (Modificado de Rojas Puelles 2018)

En un punto particular de la tierra, se observa un campo magnético denotado por el vector B , cuyo módulo es la intensidad del campo (Fig. 3). El vector B tiene una proyección (A) en el plano $x - y$ en el sentido del norte magnético. Las componentes del campo magnético se definen en función de estos dos vectores. El módulo del vector B se conoce como Intensidad, el ángulo de proyección del mismo sobre el plano horizontal se conoce como Inclinación y el ángulo del vector proyectado con respecto al norte geográfico se conoce como Declinación (Fig. 3). La Magnetometría se encarga entonces de medir este campo magnético en un punto específico de la Tierra. Dependiendo del modelo, sistema o efecto que utilice el magnetómetro como método de funcionamiento, se pueden medir la intensidad total y/o las componentes del campo individualmente (Rojas Puelles 2018).

Variaciones

En general el CMT varía temporalmente por diversas razones, las variaciones producidas por el campo interno son muy lentas en el tiempo, mientras que las variaciones de periodos cortos de tiempo están asociadas al campo externo (Glassmeier et al 2008). En concreto, se puede catalogar las variaciones del CMT como:

- Variación Secular: Es una variación no periódica pero regular, relacionada con el proceso del campo interno. Particularmente esta variación cambia la ubicación de los polos magnéticos notablemente en escala de décadas, realzando un movimiento de precesión del eje magnético con respecto al eje de rotación geográfico (Rojas Puelles 2018).

■Variaciones Periódicas: Se presentan en periodos de horas hasta 22 años. Involucran principalmente el campo externo. Dependen de la influencia del Sol y de la Luna. Se pueden describir como (Rojas Puelles 2018):

- Semidiurna: Es una variación difícil de observar experimentalmente pero que ha llegado a ser descripta analíticamente. Tiene relación con el proceso lunar que afecta las mareas, presentando una amplitud muy pequeña y una periodicidad de 12 horas.
- Diurna: Tiene un periodo de 24 horas y está relacionada con la rotación de la tierra en su posición relativa al sol. Por ende, tiene sus máximos y mínimos cada 12 horas.
- De periodo largo: Son al menos 3 variaciones: anual, semi anual, y de 22 años. Las dos primeras tienen relación con el movimiento de traslación de la tierra al rededor del Sol, mientras que la tercera tiene relación con la actividad solar y su ciclo de manchas solares.

■Variaciones no periódicas: Se conocen también como tormentas magnéticas y tienen relación con la interacción de las partículas cargadas emitidas por el sol y el campo externo de la tierra. Se caracterizan por mostrar un cambio brusco en la componente horizontal, seguida de dos o tres días de recuperación a valores normales. Esta variación es la que evidencia que el CMT actúa como campo protector para la Tierra (Rojas Puelles 2018).

Además, existe otro tipo de variaciones de tipo aleatorias, llamadas excursiones magnéticas, donde los polos magnéticos migran notoriamente de posición llegando a latitudes tropicales por periodos de tiempo muy acotados, o incluso logrando invertir sus posiciones totalmente, para volver a la posición original luego de un corto periodo de tiempo. Una de estas excursiones más conocida y estudiada es el llamado evento *Laschamp*, que ocurrió aproximadamente hace 4 ~ 4,5 Ma y tuvo una duración total aproximada de 440 años (Rojas Puelles 2018).

Propiedades magnéticas de los materiales

La magnetización puede ocurrir, en términos espaciales y composicionales, de distintas formas. Particularmente es importante definir al menos 3 clases principales de magnetización de acuerdo al grado de susceptibilidad de un material (Rojas Puelles 2018):

Diamagnetismo: Es una forma muy débil de magnetismo que no es permanente y persiste solo mientras se aplique un campo externo. Es inducido por un cambio en el movimiento orbital de los electrones debido a un campo magnético aplicado. La magnitud del momento magnético inducido es extremadamente pequeña y en dirección opuesta al campo aplicado. Los materiales diamagnéticos más comunes son grafito, mármol, cuarzo, sal y yeso.

Paramagnetismo: Presentan susceptibilidad muy baja pero positiva que varía inversamente con la temperatura. En sólidos y líquidos, cuando la interacción entre iones es fuerte, el comportamiento paramagnético aparece solo cuando la energía térmica supera cierto valor conocido como Temperatura paramagnética de *Curie* o constante de *Weiss*. Minerales de arcilla y otros como: clorita, anfíboles, piroxenos, olivino, son paramagnéticos a temperatura ambiente.

Ferromagnetismo: Se produce ordenamiento magnético de todos los momentos magnéticos de una muestra, en la misma dirección y sentido. Pierden su magnetización espontánea cuando superan la temperatura de *Curie* volviéndose paramagnéticos con baja susceptibilidad y sin remanencia. Esto es mostrado por algunos metales de transición Fe, Co y Ni y algunos elementos de tierras raras.

Antiferromagnetismo: En presencia de un campo magnético, los dipolos magnéticos de los átomos de los materiales antiferromagnéticos se alinean por sí mismo en direcciones opuestas. La ilmenita es un mineral antiferromagnético clásico.

Ferrimagnetismo: Los materiales ferrimagnéticos, comúnmente llamados ferritas, tienen características de formación de dipolos magnéticos similar al grupo anterior, la diferencia entre ellos sólo reside en el origen de los momentos magnéticos. El ferrimagnetismo es un fenómeno físico en el que se produce ordenamiento magnético de todos los momentos magnéticos de modo que no todos los momentos magnéticos de una muestra están alineados en la misma dirección y sentido. Algunos de ellos están opuestos y se anulan entre sí. Sin embargo, estos momentos magnéticos no consiguen anular por completo la magnetización. Esto se debe a que algunos materiales cerámicos poseen átomos o iones con momentos magnéticos diferentes y cuando estos momentos magnéticos se alinean de forma antiparalela, se produce un momento magnético neto en una dirección. Las ferritas tienen baja conductibilidad y son útiles para muchas aplicaciones eléctricas y magnéticas tales como transformadores de alta frecuencia.

Magnetización

Las rocas poseen las características magnéticas de los materiales mencionadas anteriormente, pero además, es necesario agregar una característica particularmente relevante a la hora de estudiar e interpretar datos de investigaciones magnéticas. Esta característica es el tipo de magnetización: remanente o inducida. La magnetización remanente es parte de una magnetización inicial que se mantiene después de remover o cambiar el campo que la genera. Por tanto, es una forma de grabación o recuerdo de un campo magnético anterior. Por otra parte, la magnetización inducida es la que se presenta cuando existe un campo magnético inductor y decae rápidamente si este campo es modificado o removido. Si un mineral o roca ferromagnética inicialmente no tiene magnetización remanente, al ser expuesta a un campo inductor adquiere rápidamente una magnetización inducida paralela al campo inductor. Por otra parte, si el campo inductor forma un ángulo de 90° con la remanencia, la magnetización resultante puede resultar formando un ángulo de 45° entre remanente e inducido (Rojas Puelles 2018).

Además, la magnetización en las rocas depende de su composición interna. En general se puede considerar una roca como una distribución heterogénea de diversos minerales. Los componentes principales de la matriz de las rocas suelen ser minerales diamagnéticos y en menor medida paramagnéticos. Si bien, pueden representar el proceso de inducción en pequeñas intensidades, son incapaces de justificar remanencia. Ese proceso se debe la presencia de minerales ferrimagnéticos que se encuentran dispersos, con una concentración muy baja que aun así, es responsable de un amplio rango de susceptibilidades en distintos tipos de rocas. En este sentido, los minerales más importantes son: magnetita (Fe_3O_4); hematita (Fe_2O_3) e ilmenita ($FeTiO_3$).

El área del geomagnetismo que se encarga del estudio de los campos remanentes y su clasificación es el paleomagnetismo. En los años 60, la remanencia magnética en las rocas fue la principal y mejor prueba para cimentar la teoría de tectónica de placas, demostrando que el océano presenta franjas de remanencias paralelas y alternadas en orientación simétricas con respecto a un centro de expansión, lo que demuestra el movimiento de placas (Fig. 4). Paralelamente demostró que el campo magnético sufre de inversiones temporales de sus polos magnéticos que abarcan rangos irregulares o indefinidos de tiempo (Rojas Puelles 2018).

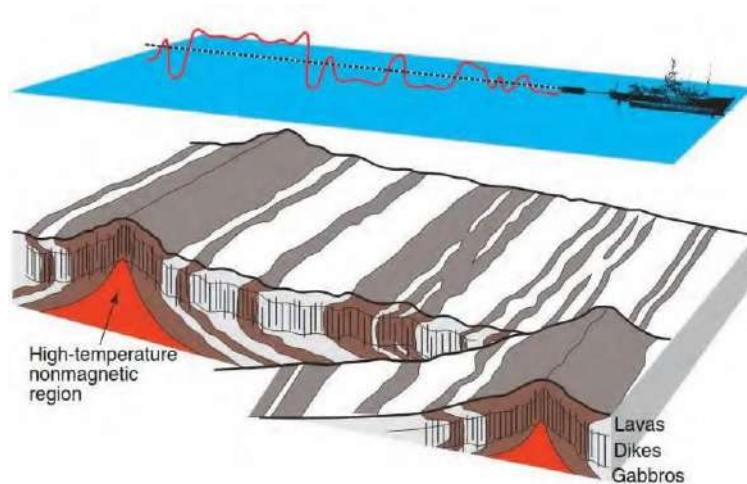


Figura 4: Representación de la exploración oceánica (Extraído de Kono 2010).

En general, los estudios magnetométricos se ocupan de encontrar anomalías, magnetización y susceptibilidades de las rocas en áreas comúnmente amplias. Tradicionalmente se ha establecido que los vuelos aeromagnéticos son muy efectivos en delimitar estructuras mayores que pueden controlar la ubicación de depósitos epitermales de oro, así como también encontrar zonas de anomalías bajas y planas que representan la destrucción de magnetita por alteraciones hidrotermales que suelen mostrarse como circulares u ovoides (Allis 1990; Irvine and Smith 1990). Estas zonas planas de magnetismo leve son características de alteración adularia-sericita (Hoschke y Sexton 2005). Incluso Morrell et al. (2011), destacan que la señal analítica define los bordes de varias zonas de magnetismo leve y débil como resultado de la destrucción de magnetita en las rocas de caja volcánicas. Considerando que una alteración hidrotermal en cualquier tipo de yacimiento, puede crear o destruir magnetita dependiendo en que parte del proceso de alteración se encuentre, se considera que las zonas de anomalías planas pueden ser positivas o negativas (Gunn y Dentith 1997). En este sentido, en cualquier tipo de yacimiento los principales minerales que causan efectos magnéticos observables son: magnetita, pirrotina, hematita, ilmenita/titanohematita, maghemita y pirita. Esta última no es magnética pero puede ser alterada a pirrotina (Gunn y Dentith 1997).

Procesamiento y tratamiento de los datos

Filtros Magnéticos

Con el propósito de realizar una interpretación correcta de datos, clásicamente se procede a destacar o aislar ciertos efectos y características de los mismos, a través de la aplicación de transformaciones y filtros (Rojas Puelles 2018).

Reducción al Polo (RTP)

Por lo general, una vez obtenida la imagen de Intensidad Magnética Total (TMI), se realiza la reducción al polo que se trata de un procesamiento fundamental para la mayoría de situaciones. Fue propuesto por Baranov y Naudy (1964) con la finalidad de simplificar la forma de estimar las anomalías y su posición en el espacio. La reducción al polo transforma las anomalías del campo magnético total en anomalías que serían medidas si el campo magnético en la zona fuera vertical. Esto permite tener la posición de la anomalía más próxima a su verdadera ubicación en el espacio facilitando la interpretación.

Primera derivada vertical (1DV)

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 'cero' de esta derivada permite delinear bordes de cuerpos (Pérez Orrego 2017).

Segunda derivada vertical (2DV)

La segunda derivada vertical tal como la primera derivada, también realza altas frecuencias espaciales. La segunda derivada vertical tiene mayor poder de resolución que la primera derivada vertical, pero requiere para su aplicación, datos de alta calidad ya que su mayor realce de altas frecuencias resulta también en mayor realce del ruido (Pérez Orrego 2017).

Señal Analítica (AS)

El concepto de señal analítica o energía envolvente de las anomalías magnéticas fue introducido por Nabighian (1972). Una característica importante es su independencia de la dirección de la magnetización de la fuente (Nabighian 1974; Roest et al. 1992; Ansari y Alamdar 2009), siendo entonces 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 (Nabighian 1972; Roest y Pilkington 1993). Cabe también 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 (Smith y

Salem 2005). El cálculo de la señal analítica es útil particularmente en zonas con baja latitud (magnética) donde la reducción al polo se comporta deficientemente (Pérez Orrego 2017).

Angulo Tilt (TDR)

El ángulo Tilt (TDR, de sus siglas en inglés) es otro método para identificar la forma y los límites de las fuentes de las anomalías (Miller y Singh, 1994; Verduzco et al. 2004). Sin embargo, el ángulo Tilt es un método ventajoso, especialmente cuando se trata de datos magnéticos. Los cuerpos magnéticos débiles y fuertes son tratados de igual manera porque la dependencia de la magnetización del TDR es la misma tanto en las derivadas horizontales como en las verticales (Blakely 1996). Aunque depende fuertemente de la inclinación del campo magnético (Shahverdi et al. 2017). Otras ventajas incluyen la capacidad de normalizar un mapa de campo potencial, discriminando entre ruido y señal (Verduzco et al. 2004). El ángulo Tilt se formula como la relación entre la primera derivada vertical y horizontal totales. El cálculo del ángulo Tilt debe aplicarse a una cuadrícula reducida al polo, para obtener una mejor estimación de la ubicación de las fuentes magnéticas (Miller y Singh, 1994; Verduzco et al. 2004). Produce patrones similares a la primera derivada vertical, pero presenta respuestas similares entre fuentes causantes profundas y superficiales, por lo que hay que ser muy cuidadoso cuando se interpretan los mapas.

2.3 TRABAJOS DE LABORATORIO

Las tareas de laboratorio incluyeron la descripción litológica de testigos corona de perforaciones, análisis de muestras, elaboración de secciones delgadas y clasificación petrográficas de las muestras. La descripción de los testigos se realizó con lupa de mano, cinta métrica y posteriormente se procedió al muestreo de las unidades más representativas. El análisis de las muestras se abordó desde dos puntos de vista que se complementaron: el análisis macroscópico y el microscópico. En lo que respecta al análisis macroscópico se describieron las muestras bajo lupa binocular, donde se tuvieron en cuenta como elementos básicos la granulometría, composición, cantidades relativas y grado de soldamiento de los componentes principales 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 se siguieron las propuestas de Fischer (1961) y Cas y Wright (1982) (Tabla 1).

TAMAÑO DE GRANO (mm)	FRAGMENTOS PIROCLÁSTICOS		NOMBRE DEL DEPÓSITO NO CONSOLIDADO	DEPÓSITO LITIFICADO	
256	grueso ----- fino	redondeados o con forma fluidal bombas	angulosos bloques	Aglomerado (de bombas) o brecha piroclástica	Aglomerado (de bombas) o brecha piroclástica
64	-----	-----	-----	-----	-----
2	-----	lapilli	-----	capa de lapilli	lapillita
1/16	grueso ----- fino	ceniza	-----	capa de ceniza	toba

Tabla 1: Criterios para la clasificación granulométrica de los fragmentos, depósitos y rocas piroclásticas (Extraído de Fisher 1961).

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. 5). Por último, se utilizaron los criterios de facies de Cas y Wright (1987) para identificar los tipos de depósitos piroclásticos. Los componentes principales de las rocas piroclásticas son: (a) Cristaloclastos: cristales enteros (fenocristales) o fragmentos de estos (fenoclastos). (b) Vitroclastos: fragmentos juveniles del magma como pómez y trizas vítreas. (c) Litoclastos: fragmentos de rocas de variada composición y diversos tamaños. Los criterios dados por Cas y Wright (1982) y McPhie et al. (1993) incluyen facies magmática (subfacies lávica y subvolcánica) y facies volcaniclásticas (subfacies piroclástica de flujo, caída, surge y volcaniclásticos resedimentados). Por tal motivo, con los datos obtenidos en campaña e integrados con los de gabinete y laboratorio, se trabajó desde un enfoque litofacial, adoptando 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 volcaniclásticas 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 (Fig. 6).

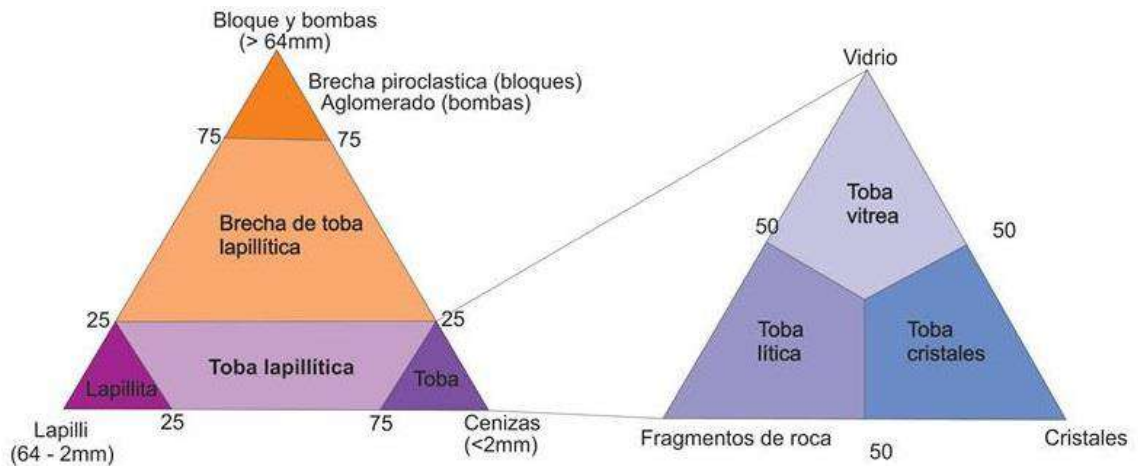


Figura 5: Clasificación de las tobas en función de sus componentes principales (Modificado de Fisher y Schmincke 1984).

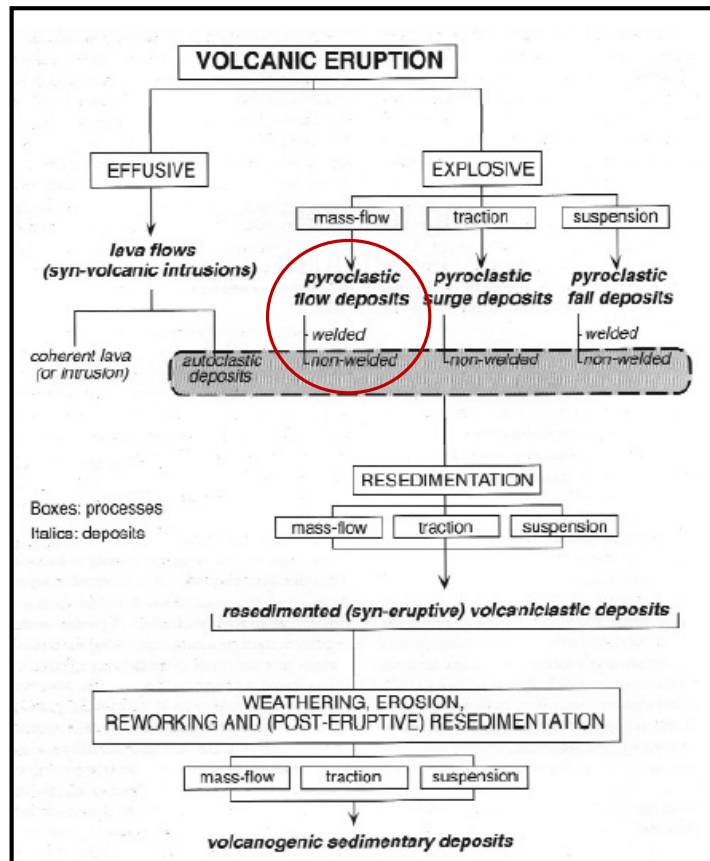


Figura 6: Clasificación genética de los depósitos volcánicos (Extraído de McPhie et al.1993). El círculo rojo representa las litologías predominantes encontradas en los testigos de perforación.

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 los pómez ligeramente aplastados.

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 los 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 colapsados a fiammes con vesículas aún visibles
VI	Trizas completamente adheridas y colapsadas; textura hialopilitica o vítrea	Textura eutaxítica completamente desarrollada; fiammes vítreos.

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

Cabe destacar que las rocas volcánicas asociadas a sistemas epitermales pueden estar afectadas por procesos de alteración hidrotermal debido a la circulación de fluidos, como en este trabajo, que obliteran algunos rasgos de la roca original. Asimismo, presentan generalmente relaciones estratigráficas complejas, por lo que suele ser difícil distinguir su origen. La propuesta para nombrarlas según Mc Phie et al. (1993) incluye tamaño de grano, componentes, litofacies y tipo de alteración (Fig. 7).

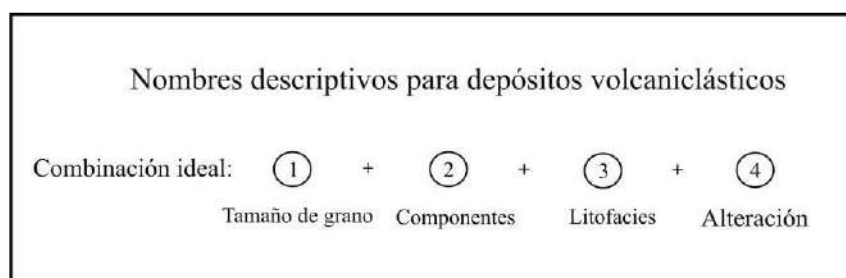


Figura 7: Combinación ideal para nombrar rocas volcánicas (Modificado de McPhie et al. 1993).

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.

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 refinar las descripciones macroscópicas y reconocer las texturas, petrografía y alteraciones de la roca de caja. Para realizar esta tarea se elaboraron 10 secciones delgadas en la Sala de Cortes de Rocas del Dpto. de Geología (FCEyN). 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. 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® Modelo DM750PE perteneciente a la UNLPam.

Capítulo 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1 GEOLOGÍA REGIONAL DEL MACIZO DEL DESEADO

3.1.1 ESTRATIGRAFÍA Y MARCO GEOTECTÓNICO

El Macizo del Deseado (MD (Feruglio 1949) es una provincia geológica que abarca una superficie de 60.000 km² y está situada en la porción central norte de la provincia de Santa Cruz en el sur de la Patagonia Extraandina Argentina. Está limitada por los ríos Deseado al norte y Chico al sur, que lo separan de las Cuencas San Jorge y Austral, respectivamente, y al oeste por la Dorsal del Río Mayo extendiéndose hasta la costa atlántica al este (Fig. 8). Además, se define como una unidad morfoestructural positiva y de comportamiento rígido, con escasa deformación (Panza et al. 1995).

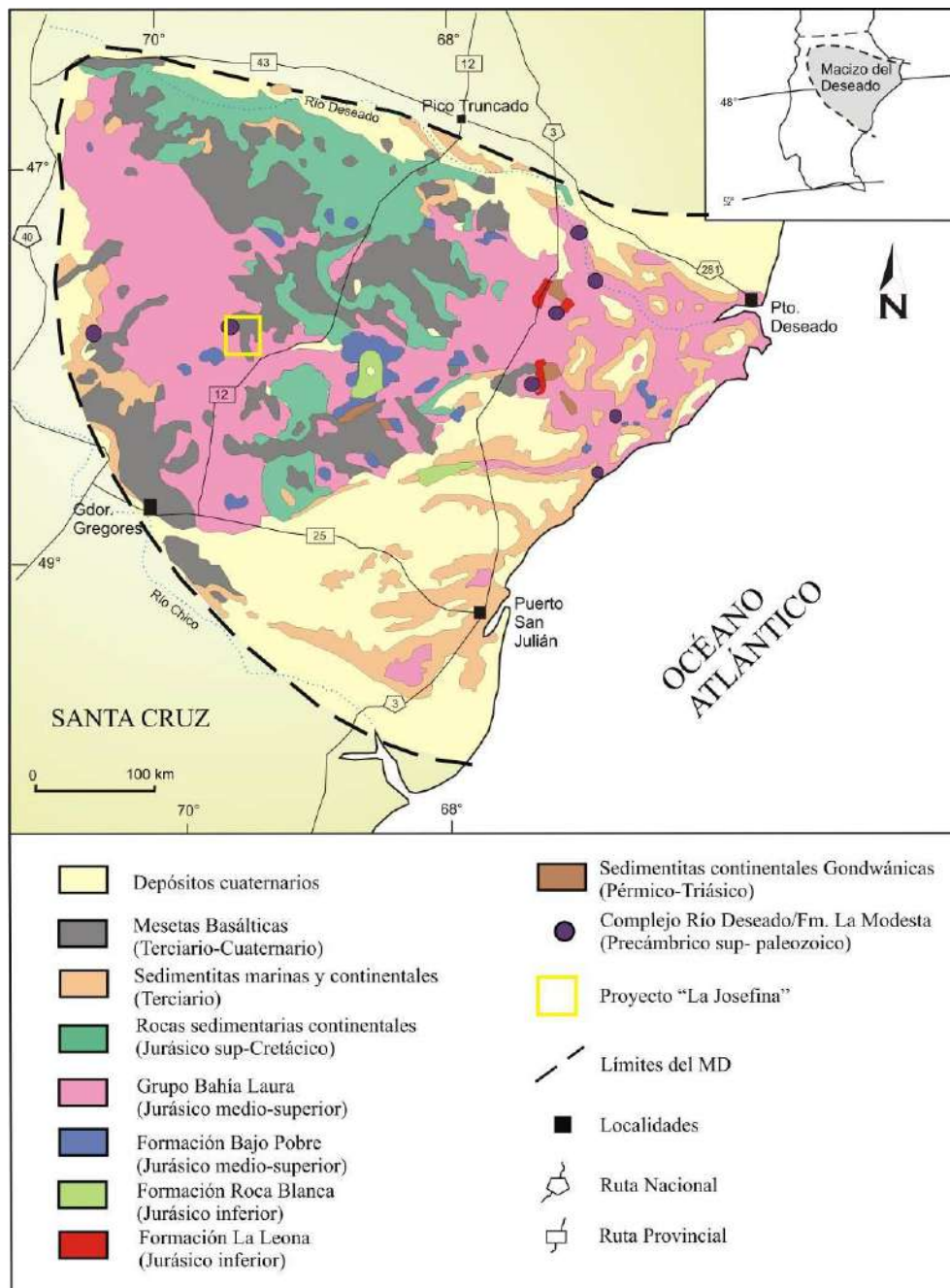


Figura 8: Mapa geológico del Macizo del Deseado (Modificado de Schalamuk et al. 1999).

Las rocas más antiguas que conforman el basamento de esta provincia geológica son el Complejo Río Deseado y la Formación La Modesta que constituyen asomos aislados de poca extensión areal y están asociadas al Ciclo Pampeano (Neoproterozoico a Cámbrico inferior) y Famatiniano (Ordovícico a Devónico medio). Hacia el este del MD se encuentra el complejo ígneo-metamórfico denominado Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi 1976), compuesto por filitas, metacuarcitas, filitas cuarzosas, esquistos anfibólicos, anfibolitas, gneises, migmatitas y granitoides deformados de edad Neoproterozoica a Cámbrica (565 a

540 Ma) (Pezzuchi 1978; Pankhurst et al. 2001). Las metamorfitas de este complejo se encuentran intruídas por granitoides y cuerpos subvolcánicos de edad ordovícica a carbonífera inferior (Chebli y Ferello 1975; Loske et al. 1999 y Pankhurst et al. 2001). Guido (2002) interpreta estas rocas como producto de una evolución Neoproterozoica que involucraría la formación de la corteza oceánica hasta el desarrollo de un arco magmático de islas. Producto de la dinámica de este arco, las rocas son afectadas por un metamorfismo de alto grado a los 540 Ma, seguido por el desarrollo del arco magmático famatiniano. El segundo grupo de rocas del basamento, aflora en el centro-oeste del MD y se agrupan bajo la Formación La Modesta (Di Persia 1962); son rocas metamórficas de bajo grado, como esquistos muscovíticos y muscovítico-cloríticos, esquistos cuarzo-cloríticos, metacuarcitas, rocas calcosilicáticas, menores metavolcanitas mesosilíceas, turmalinitas y bancos de óxidos de Fe y Mn, de edad silúrica-devónica con la 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 forma una serie de grabenes y hemigrabenos con orientación NO-SE (Uliana y Biddle 1987), desde el Pérmico hasta fines del Triásico (Homovc y Constantini 2001 y Cortiñas et al. 2005). Este evento vinculado al Ciclo Gondwánico (Pérmico a Triásico) formó en el noreste una cuenca de tipo rift 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 a la Formación La Juanita (Arrondo 1972) de edad Pérmica inferior a superior (Arrondo 1972; Archangelsky y Cuneo 1984 y Jalfin 1987). La primera está integrada por conglomerados, areniscas, pelitas fluviales y la segunda por un conjunto de areniscas cuarzosas y ortoconglomerados polimícticos. Esta cuenca de intraarco, era de tipo intermontana, con subducción occidental, desarrollada sobre un substrato leptometamórfico atenuado (Jalfin 1987; Bellosy y Jalfin 1989). Los movimientos de la Fase San Rafael (Ramos y Palma 1991), condujeron a la conformación de ese espacio

deposicional. Las Formaciones La Golondrina y La Juanita, según Ramos (2002), corresponden a facies de sinrift pertenecientes al relleno sinextensional en la cuenca La Golondrina.

En el Triásico medio a superior se depositaron sedimentitas en una cuenca tafrogénica de orientación NNO-SSE, que conforman el Grupo El Tranquilo. Este Grupo está compuesto por la Formación Cañadón Largo de edad mesotriásica tardía a neotriásica temprana y la Formación Laguna Colorada del Triásico 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 Triásico temprano (Moreira 2005). Constituyen una secuencia pelítica-psamítica de ambiente continental, representada por areniscas, wackes, lutitas, limonitas, fangolitas micáceas, areniscas y conglomerados.

Hacia finales del Triásico y principios del Jurásico se intensifican 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 epi-piroclástico 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. Está compuesta por areniscas tobáceas, tufitas, tobas piroarenitas, tobas finas laminadas y silicificadas y escasos bancos lenticulares de conglomerados finos. 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), también denominado Batolito Patagónico Central por Stipanovic y Methol (1972) y Rapela et al. (1991), que intruye 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 interpreta 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 aproximado de 23 Ma (desde 172 hasta 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 Silícica Chon Aike (Pankhurst et al. 1998, 2000) (Fig. 9). En el ámbito del MD éste es el evento geológico más importante que genera un complejo volcánico-sedimentario predominantemente riolítico y en parte dacítico, caracterizado por grandes depósitos de rocas volcánicas y piroclásticas que rellenan grabenes producidos por una extensión generalizada de tendencia NNO asociada a un ambiente de retroarco (*back-arc*) 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 ocurre 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 se trata de rocas subalcalinas representadas por una tendencia continua de andesita, dacita y riolitas con una firma calco-alcalina.

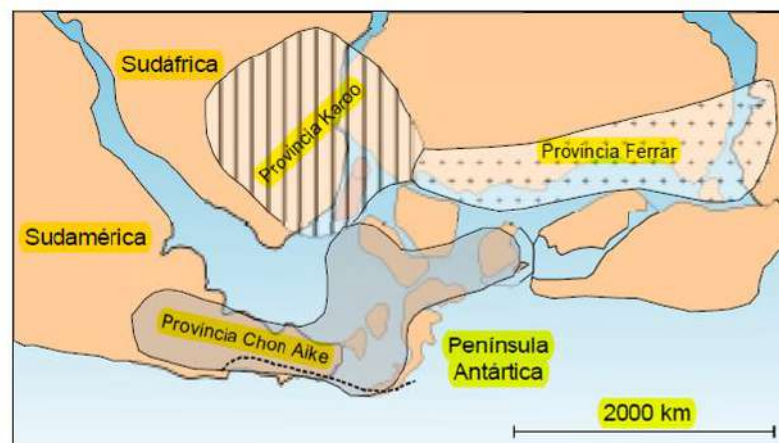


Figura 9: Mapa esquemático que representa la actividad magmática de la Provincia Chon Aike asociada a la pre-ruptura de Gondwana (Extraído de Moreira 2005).

La combinación de ésta subducción de velocidad lenta a muy lenta en el margen Pacífico y la presencia de la pluma Karoo-Antartic-Tasmania genera el importante vulcanismo jurásico,

con el término de composición básica a intermedia de esta suite volcánica abarcado por la Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello 1972) y el término de composición ácida correspondiente 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 de edad jurásica media a superior (Alric et al. 1996; Féraud et al. 1999; Tessone et al. 1999; Pankhurst et al. 2000) y varios autores proponen que ambas unidades son coetáneas y cogenéticas.

La Formación Bajo Pobre aflora de manera aislada a lo largo de todo el MD, con espesores variables desde 150 a 200 m, está compuesta por rocas volcánicas calcoalcalinas de composición intermedia a básica (basaltos, andesitas y aglomerados volcánicos básicos) y rocas volcanoclásticas mayormente de composición andesítica (sedimentitas y tobas) (Panza y Haller 2002). Los equivalentes subvolcánicos corresponden a la Formación Cerro León (de Barrio et al. 1999; Jovic et al. 2008).

La Formación Chon Aike es una potente secuencia de 200 a 600 m de espesor promedio (Panza et al. 1994), alcanzando en ocasiones 1.200 m y representa el 50 % de los afloramientos del MD. Está compuesta por una secuencia de ignimbritas riolíticas a riodacíticas de naturaleza calcoalcalinas, peraluminosas y de bajo potasio, con menores aglomerados, brechas volcánicas, escasas tobas y domos de lava y diques riolíticos y en menor medida dacíticos (Panza et al. 1994). Esta unidad constituye un verdadero plateau, en el que dominan las facies magmáticas y piroclásticas de flujo con edades que van de 177 a menos de 160 Ma (Guido 2002) y se intercalan con la Formación La Matilde con relaciones estratigráficas complejas con rápidos cambios laterales de facies y espesores de la pila volcánica (de Barrio et al. 1999).

La Formación La Matilde incluye a las rocas que se localizan hacia el techo de la secuencia jurásica, con espesores inferidos en un máximo de 150 m para algunas zonas (Panza et al. 1994). Dominan las facies piroclástica de caída y facies retrabajadas representadas por tobas y tufitas que se han depositado en ambientes de baja energía, fluviales y lacustres, asociados a una intensa actividad volcánica contemporánea en las zonas distales que genera escasos niveles de ignimbritas intercaladas (de Barrio et al. 1999).

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 dieron origen a la 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 los grabenes y hemigrabenos con un paralelismo activo entre vulcanismo y fallamiento normal en la etapa de sin-rift pero se vuelve menos importante en las etapas finales y post-rift (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 epiproclástico continentales agrupados bajo las Formaciones Bajo Grande y Baqueró.

La Formación Bajo Grande del Jurásico Superior (Kimmeridgiano)-Cretácico Inferior (Hauteriviano) se apoya en discordancia sobre la Formación Chon Aike, con un espesor variable entre 80 y 350 m (Panza y Marín 1998). Está conformada por tobas, tufitas, areniscas y conglomerados desarrollados en el sector central y sur del MD.

La Formación Baqueró (Archangelsky 1967) del Cretácico Inferior (Barremiano alto-Aptiano) se encuentra en discordancia angular sobre la Formación Bajo Grande y tiene un espesor de 100-140 m. Se compone de conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas, en su miembro inferior, y una secuencia de cineritas y tobas rítmicamente intercaladas en su miembro superior (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. 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; en el MD el Grupo está compuesto por las Formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios (Teruggi y Rossetto 1963).

Con el inicio de la separación entre África y Sudamérica y como consecuencia de un aumento en la deriva continental se instaura un régimen tectónico de carácter compresivo, dando comienzo al ciclo Ándico. Panza et al. (1995) señalan estabilidad para el ámbito del MD para este ciclo, y durante la mayor parte del Fanerozoico. A fines del Cretácico, ligado a éste ciclo orogénico comienza 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) agrupan bajo siete ciclos dentro de los que se destacan Basalto Cerro del Doce, Alma Gaucha, Basalto Cóndor Ciff, Basalto La Angelita, 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) interpretan que es 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.

Durante el Cenozoico se conocen dos ingresiones atlánticas. Una representada por las areniscas verdosas de la Formación Salamanca (Lesta y Ferello 1972) de edad Daniana; y la segunda transgresión representada por las areniscas coquinoides que corresponden a las Formaciones San Julián y Monte León (Bertels 1970) del Mioceno inferior. Entre el Eoceno y Mioceno se deposita la Formación Sarmiento (Feruglio 1949) compuesta por tobas y bentonitas continentales.

Hacia el Terciario superior el vulcanismo explosivo cordillerano genera 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 son distribuidos irregularmente en toda el área del MD (Fig. 10).

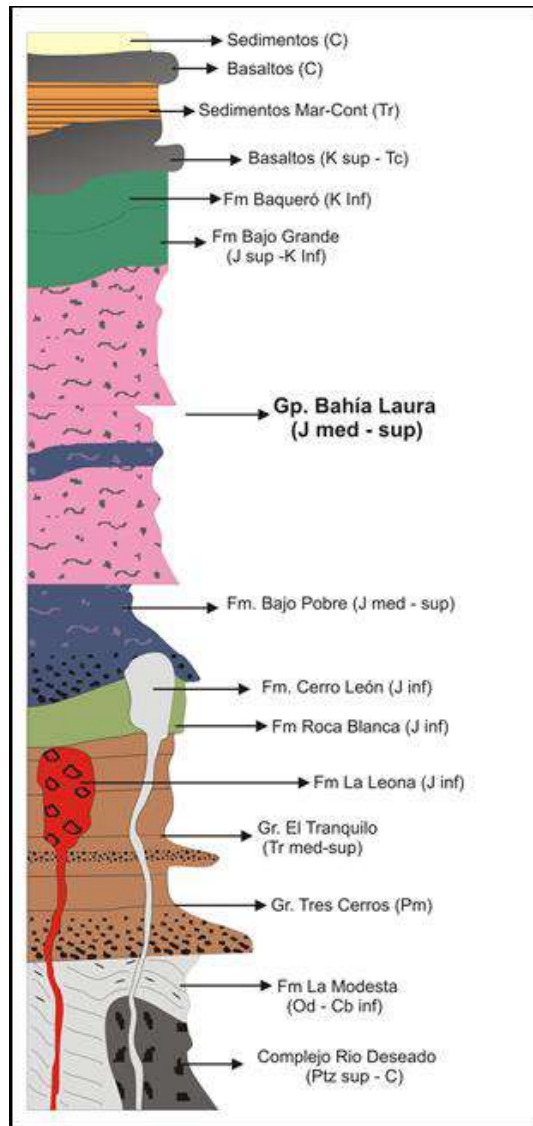


Figura 10: Estratigrafía del Macizo del Deseado (Modificado de Jovic 2009).

3.1.2 SISTEMAS DE FRACTURACIÓN DEL MACIZO DEL DESEADO

Explicar el origen y evolución de estos sistemas de fracturación en el MD no es sencillo, ya que se han originado (o reactivado) a partir de una tectónica que está relacionada con la ruptura del sur de Gondwana y la apertura del Atlántico, produciendo una deformación de las rocas por la combinación de dos regímenes tectónicos diferentes, compresivo al oeste, relacionado a subducción del margen convergente, y extensional al este, debido a estadios de rift temprano durante la apertura del Atlántico sur (Reimer et al. 1996). La estructura del MD es el producto de la acción combinada de varias fases diastróficas, desde el Jurásico Superior hasta el Neógeno, donde el fallamiento ha sido el rasgo sobresaliente con un estilo estructural dominado por bloques rígidos limitados por fallas, con plegamiento subordinado (Panza, 1986). Por lo general, estas fallas producidas y/o reactivadas durante el Jurásico no

pueden ser distinguidas de aquellas del Cretácico o más tardías y probablemente la estructura actual, es muy similar a la de aquellos tiempos.

Panza (1982, 1984) define dos sistemas principales de fracturación: El Tranquilo, más antiguo con un azimut promedio en 325° (dirección principal) y una dirección conjugada de azimut 60° y Bajo Grande de mayor desarrollo y posterior, con una dirección principal de azimut 296° y una conjugada en 35° (Fig. 11 a). En el sistema El Tranquilo encuentra un desplazamiento sinistral para la dirección principal y dextral para su conjugada; en tanto que, para la dirección principal del sistema Bajo Grande, sobre la base de relaciones geológicas, sugiere un movimiento horizontal sinistral y “quizás” dextral para su conjugada, con componentes verticales poco importantes para ambos sistemas. Asimismo, sobre la base de estos desplazamientos, plantea esfuerzos compresivos provenientes del oeste en el primer caso y del oeste-sudoeste en el segundo caso. Por otra parte, Reimer et al. (1996) encuentran tres sistemas principales de deformación, el más antiguo que llaman la Frisia, activo durante el Calloviano alto y Oxfordiano temprano, genera a partir de un σ_1 en 15° , una dirección de cizalla y fallas de sentido dextral de azimut 170° con una dirección de cizalla conjugada sinistral de 40° (Fig. 11 b). La migración del σ_1 hacia el oeste produce el sistema de cizalla Zanjón del Pescado con una dirección de máximo esfuerzo en 350° que genera planos de cizalla sinestrales de azimut 15° y una conjugada dextral en 325° . Por último, durante el Cretácico temprano alto, una nueva migración del máximo esfuerzo en el mismo sentido antihorario que lo ubica en 315° , desarrolla un nuevo sistema de cizalla conjugado que reconocen como Bajo Grande, con fallas sinestrales de azimut 160° y planos de cizalla dextrales en 290° . Es importante destacar que este último sistema (Bajo Grande) de Reimer et al. (1996) comparte la dirección ONO (290° - 296°) con la dirección principal del sistema del mismo nombre de Panza (1982), aunque con un sentido contrario en el desplazamiento horizontal. Si bien existe coincidencia en la mayoría de las direcciones de fracturación señaladas por Reimer et al. (1996) con respecto a las indicadas por Panza (1982, 1984), la asignación de estas a uno u otro sistema y la interpretación de las direcciones de los esfuerzos que las produjeron, son muy diferentes. Echavarría (1997) postula que las direcciones N 30° O y N 60° O (sistemas El Tranquilo y Bajo Grande de Panza, 1982) son los que han transmitido los esfuerzos principales por deformación por cizalla, el primero desarrollado en el sector oeste del Macizo y el segundo hacia el sector central y oriental con esfuerzos compresivos provenientes del oeste-noroeste y del sudoeste respectivamente. También, encuentra que el sistema Bajo Grande afecta sedimentos modernos, lo que indica que es un

sistema que se ha reactivado prácticamente hasta la actualidad. Sin embargo advierte sobre la dificultad de reconocer estructuras en el campo y la falta de evidencias para establecer los movimientos relativos a lo largo de la direcciones de reactivación.

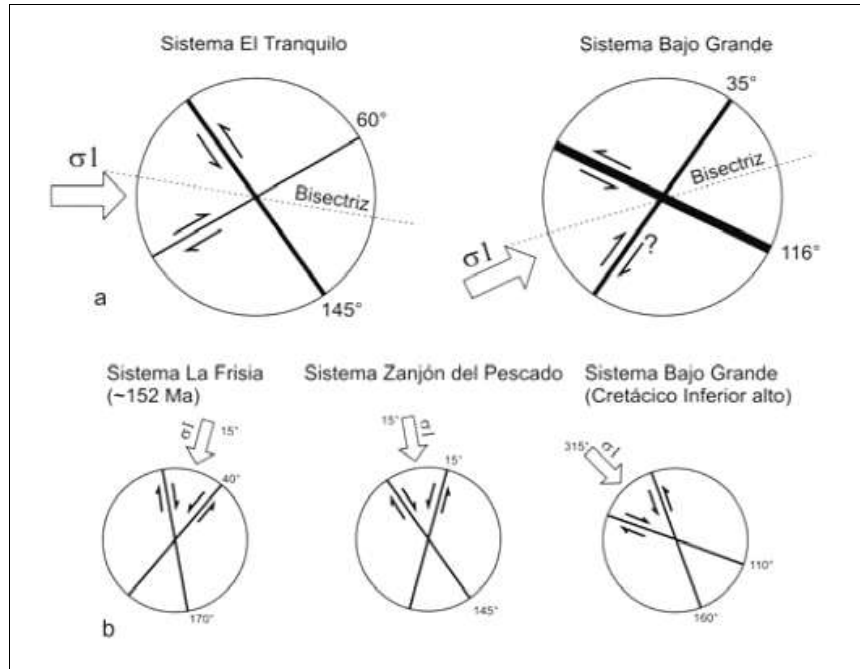


Figura 11: a) Sistemas de fracturación de Panza (1982) para el MD y b) Sistemas de deformación de Reimer et al. (1996) (Extraído de Echeveste 2005).

Estos sistemas de fallas son de gran importancia desde el punto de vista metalogénico y están relacionados directamente con las mineralizaciones epitermales. 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).

En el área La Josefina, Moreira (2005) analizó estadísticamente 400 lineamientos y cerca de 1100 planos de diaclasas que permitió reconocer cuatro direcciones de mayor desarrollo N 340°, N 65°, N 302° y N 36°, que Fernández et al. (1996) asignan a los sistemas El Tranquilo y Bajo Grande determinados por Panza (1982). Moreira (2005) a través de estudios detallados plantea que hay dos direcciones principales de fracturación N 15° con desplazamiento sinistral y N 330° de comportamiento dextral y son coincidentes con ligeras variaciones, con las del sistema Zanjón del Pescado. Además, postula 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 corresponderían a la dirección principal y conjugada del sistema Bajo Grande.

3.1.3 DEPÓSITOS EPITERMALES EN EL MACIZO DEL DESEADO

La presencia de abundantes depósitos hidrotermales vetiformes del tipo epitermal de baja sulfuración caracteriza al MD (Hedenquist 1987). Esto motivó a Schalamuk et al. (1999) a definir una entidad metalogenética denominada Provincia Auroargentífera del Deseado. Desde entonces se han descrito numerosos proyectos relacionados con este tipo de depósitos, por lo cual se considera al volcanismo jurásico en esta área de la Patagonia como un importante objetivo regional para la búsqueda de depósitos de Au-Ag (Fernández et al. 2008). 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. Por otro lado, se encuentran vinculados principalmente a las vulcanitas de la Formación Chon Aike y a la Formación Bajo Pobre, aunque algunos también se asocian a la Formación Roca Blanca y a la Formación El Tranquilo.

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; Simmons et al. 2005)

La mena de estos depósitos está constituida por oro nativo, electrum, plata nativa y argentita, tetraedrita, galena, esfalerita, calcopirita, sulfosales de Ag y menores telurios Au. Además, en el caso particular de los polimetálicos complejos, Jovic et al. (2011) reconocen en el proyecto Cerro León minerales portadores de In, Cd, Sn, W y Bi (o bien elevados contenidos geoquímicos en estos elementos) metales base, oro y plata. 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).

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; 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. 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.

3.2 MARCO GEOLÓGICO LOCAL

3.2.1 ESTRATIGRAFÍA

En el área del Proyecto La Josefina, en rasgos generales, la estratigrafía incluye rocas del basamento precámbrico, vulcanitas jurásicas y basaltos cenozoicos. Además, los blancos de exploración por metales preciosos son agrupados en 6 sectores: Noreste, Veta Norte, Central, Paredones, Sorpresa y Domo María Esther (Fig. 12).

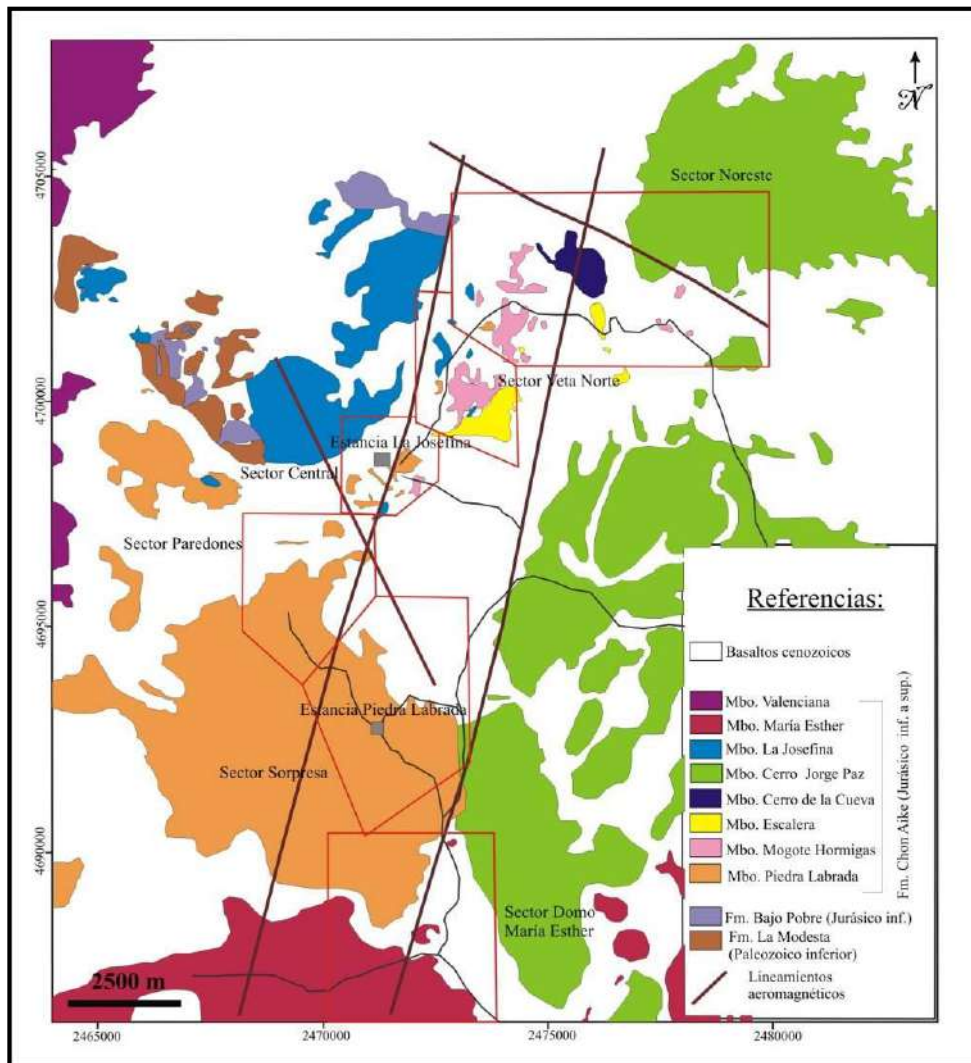


Figura 12: Mapa geológico del Proyecto La Josefina que muestra la ubicación de los distintos sectores de exploración (polígonos rojos). Tomado de Andrada de Palomera (2015).

Basamento

En el área se encuentran las metamorfitas de la Formación La Modesta en su localidad tipo, ubicadas aproximadamente a 3 km al oeste del casco de la estancia La Josefina. Las rocas

que la componen son esquistos muscovíticos y muscovítico-cloríticos, esquistos cuarzo-cloríticos, metacuarcitas, rocas calcosilicáticas y menores metavolcanitas mesosilíceas, rocas esquistosas ricas en turmalina y bancos de óxidos de Fe y Mn (Moreira 2005). De acuerdo con la misma autora el metamorfismo habría alcanzado las facies prehnita-pumpellita en transición a facies de esquistos verdes. Estas metamorfitas tienen dataciones Rb-Sr que arrojaron una errorcrons de 413 ± 17 Ma, es decir del Silúrico medio y Devónico temprano.

Vulcanitas jurásicas

El volcanismo Jurásico es el evento geológico más importante del MD y en La Josefina este evento abarca una superficie de 200 km². 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. La relevancia de estas unidades está dada fundamentalmente por su relación con los depósitos epitermales y en trabajos de escala detallada es correcto subdividirlas en Grupos, Formaciones y Miembros. Por otro lado, como ya se mencionó anteriormente, autores como Cas y Wight (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 los mapeos de detalle de carácter académicos en el MD se han llevado a cabo sobre las litologías que componen cada Miembro con un enfoque litofacial de sucesiones volcánicas. Las facies magmáticas incluyen a las subfacies lávica y subvolcánica. Las facies volcanoclásticas están comprendidas por las subfacies piroclásticas de flujo, de surge, de caída, y la subfacies volcánica retrabajada (Fig. 6).

La Formación Bajo Pobre consiste en facies magmáticas mesosilíceas, 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 retrabajadas (aglomerado volcánico). Los afloramientos son restringidos, algunos de ellos están en contacto con el basamento, localizados en la parte central y noroccidental del distrito La Josefina. 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. La misma autora propuso que las rocas de esta formación se han generado en varios pulsos de distintas edades, siendo algunos posteriores a la Formación Chon Aike. Dada la compleja

cronología de las rocas y apoyados en estudios geoquímicos e isotópicos, varios autores han planteado que ambas formaciones serían coetáneas y cogenéticas.

La Formación Chon Aike, es la más importante en extensión areal y se detalló más su descripción por su relación con la mineralización en todo el proyecto y en particular en el prospecto Sorpresa. 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 compuesta por facies magmáticas con subfacies lávicas fenoriolíticas (coladas y domos) y facies volcanoclásticas riolíticas y dacíticas que comprenden a las subfacies piroclástica 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).

Miembro Piedra Labrada

El nombre de Miembro Piedra Labrada se debe a que las rocas de este miembro conforman la totalidad del cerro homónimo y afloran en los alrededores del casco de la estancia Piedra Labrada (Moreira 2005). Las unidades de este miembro conforman asomos predominantes del sector Sorpresa y según Moreira (2005) se caracterizan porque todas son muy ricas en cristaloclastos (20% promedio) de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita. Este autor establece que el Miembro Piedra Labrada está conformado por mantos de rocas volcanoclásticas (subfacies piroclásticas de flujo y de surge) (Fig. 13), de diferentes características que se encuentran intercalados entre sí y el espesor estimado oscila alrededor de 100-150 m. Además, estudios isotópicos realizados por Moreira (2005), arrojaron una edad de $152 \pm 2,8$ Ma para estas unidades, estableciendo el inicio del vulcanismo para este sector.

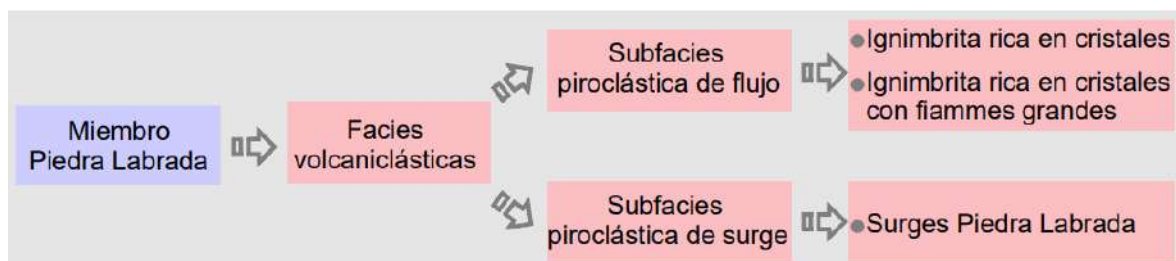


Figura 13: Esquema de las diferentes unidades que integran el Miembro Piedra Labrada en el área de La Josefina (Extraído de Moreira 2005).

Miembro Mogote Hormigas

Este Miembro comprende facies volcanoclásticas, cuyas unidades tienen su mejor expresión al NNE del área La Josefina, en los Sectores Sinter y Veta Norte, con espesores de 150 m aproximadamente (Fig. 12). Estas litologías se presentan como una secuencia groseramente 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 co-ignimbrítica asociada y un paquete de toba lapillítica) con moderado a alto grado de soldamiento, subfacies piroclástica de caída y subfacies volcanoclástica retrabajada (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 Sinter y al O del Subsinter (Fig. 12). Está compuesto por facies volcanoclásticas con subfacies piroclástica de flujo (ignimbritas ricas en cristales y brecha co-ignimbrítica) y subfacies piroclásticas de surge (surge basal y ash cloud surges) (Moreira 2005; Andrada de Palomera 2015).

Miembro Cerro de la Cueva

Las unidades que conforman este Miembro afloran en la parte centro-norte del proyecto, incluyen facies volcanoclásticas con subfacies piroclásticas de flujo (ignimbritas con líticos y pómez y toba lapillítica) y volcanoclástica retrabajada (brecha conglomerádica y tufitas) (Moreira 2005) (Fig. 12).

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 (Fig. 12). Las variaciones litológicas incluyen facies volcanoclásticas y subfacies piroclástica de surge, de flujo y volcanoclástica 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) (Fig. 14).

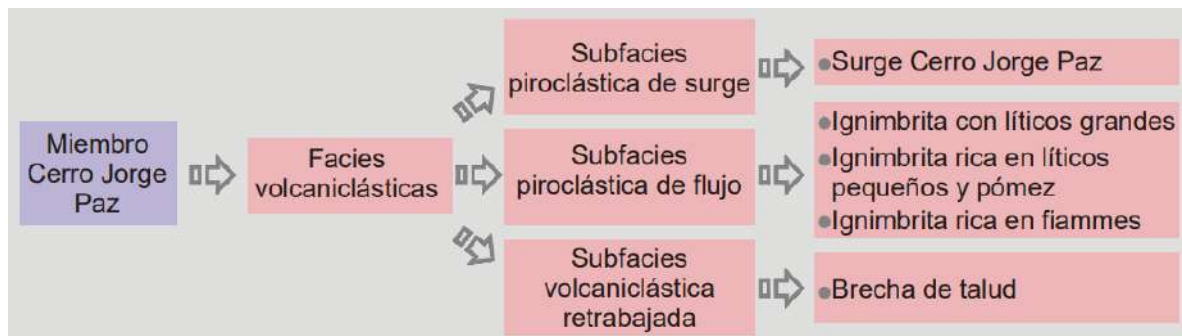


Figura 14: Esquema que muestra las unidades determinadas para el Miembro Cerro Jorge Paz (Extraído de Moreira 2005).

Miembro La Josefina

Las rocas de este Miembro afloran en la porción noroccidental de la faja de alteración (Fig. 12). Está compuesta principalmente de facies eruptivas con subfacies lávicas que conforman complejos de domos y coladas de lavas riolíticas que se ubican a lo largo de un lineamiento de orientación NO-SE de aproximadamente 7 km de largo. Las subfacies lávicas presentan asociadas facies volcanoclásticas con subfacies piroclásticas de flujo y volcanoclástica retrabajada, que corresponden a depósitos de bloques y cenizas y una brecha de talud, respectivamente.

Miembro María Esther

Las rocas de este miembro afloran en el sector sur del Proyecto comprenden litologías que representan facies efusivas con subfacies lávicas que forman un “Complejo de Domos Riolítico” 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. Este Miembro 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 % (Moreira 2005) (Fig. 12).

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 La Josefina 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 pos-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. 12).

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

3.2.2 MANIFESTACIONES HIDROTERMALES

Las manifestaciones hidrotermales del área se asocian a una faja de alteración con tendencia N-S de unos 10 km de largo por 1 a 3 km de ancho que 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), están compuestas por vetas, sistemas de vetillas, *stockworks* y brechas hidrotermales formadas a partir del sistema geotermal en profundidad; 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, hematita especular con arsenopirita y menor marcasita, tetraedrita y bornita (Moreira 2005). Estas fueron emplazadas en fallas de orientación predominantemente NO y comportamiento dextrógiro, subverticales o con fuertes inclinaciones hacia el este, donde la curvatura de las fallas permitió la formación de clavos mineralizados (*ore shoots*).

Las manifestaciones hidrotermales en el área se caracterizan por:

- 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.

Capítulo 4: GEOLOGÍA DEL ÁREA ESTE, PROSPECTO SORPRESA

4.1 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 Oeste (Primo 2023) y Este (Fig. 15). 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 (Fig. 16 a) como del área Este (Fig. 16 b).

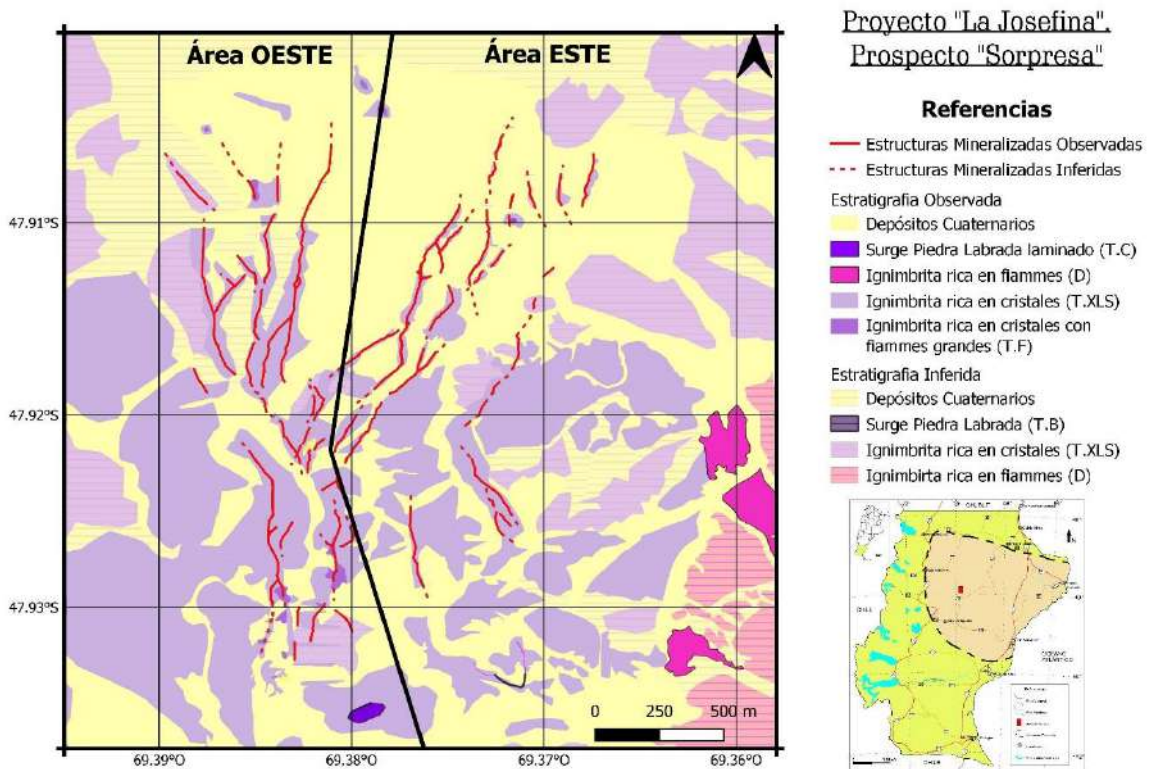


Figura 15: Mapa geológico del prospecto Sorpresa, Proyecto La Josefina.

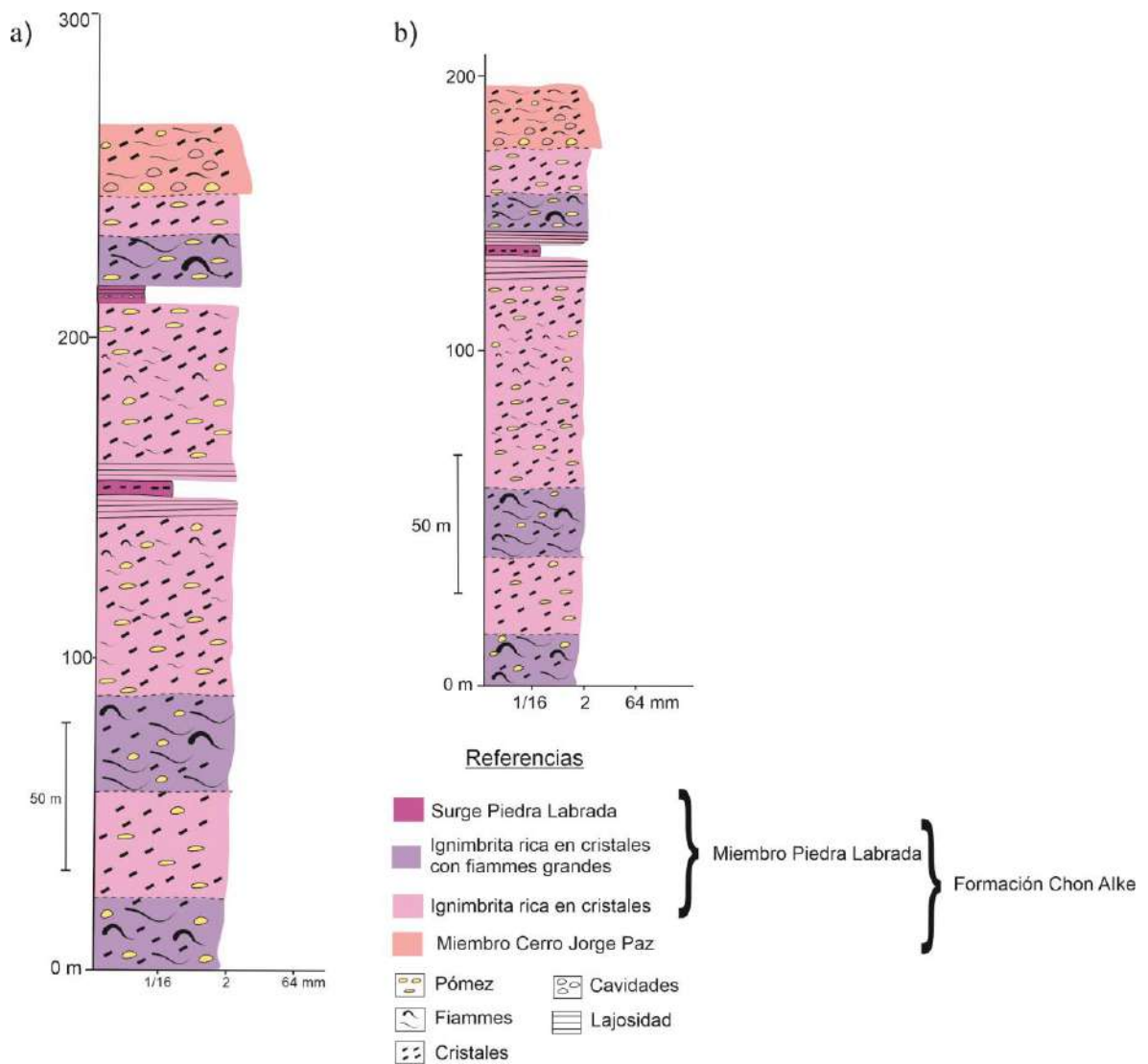


Figura 16: a) Columna estratigráfica representativa del prospecto Sorpresa. b) Columna estratigráfica representativa del área Este.

El prospecto Sorpresa es mencionado y brevemente descrito en su parte norte en la tesis doctoral de Moreira (2005) quien lo denomina Sector Piedra Labrada. Según Moreira (2005) las mayores concentraciones de vetillas de este sector se encuentran ligeramente hacia el noroeste del casco de la estancia Piedra Labrada, todas alojadas en la ignimbrita de cristales del Miembro Piedra Labrada. Allí, reconoce un conjunto de 7 estructuras conformadas por sistemas de vetillas de cuarzo y un *stockwork* los cuales denominó Estructuras Piedra Labrada 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7, y *Stockwork* Piedra Labrada 8 (Fig. 17).

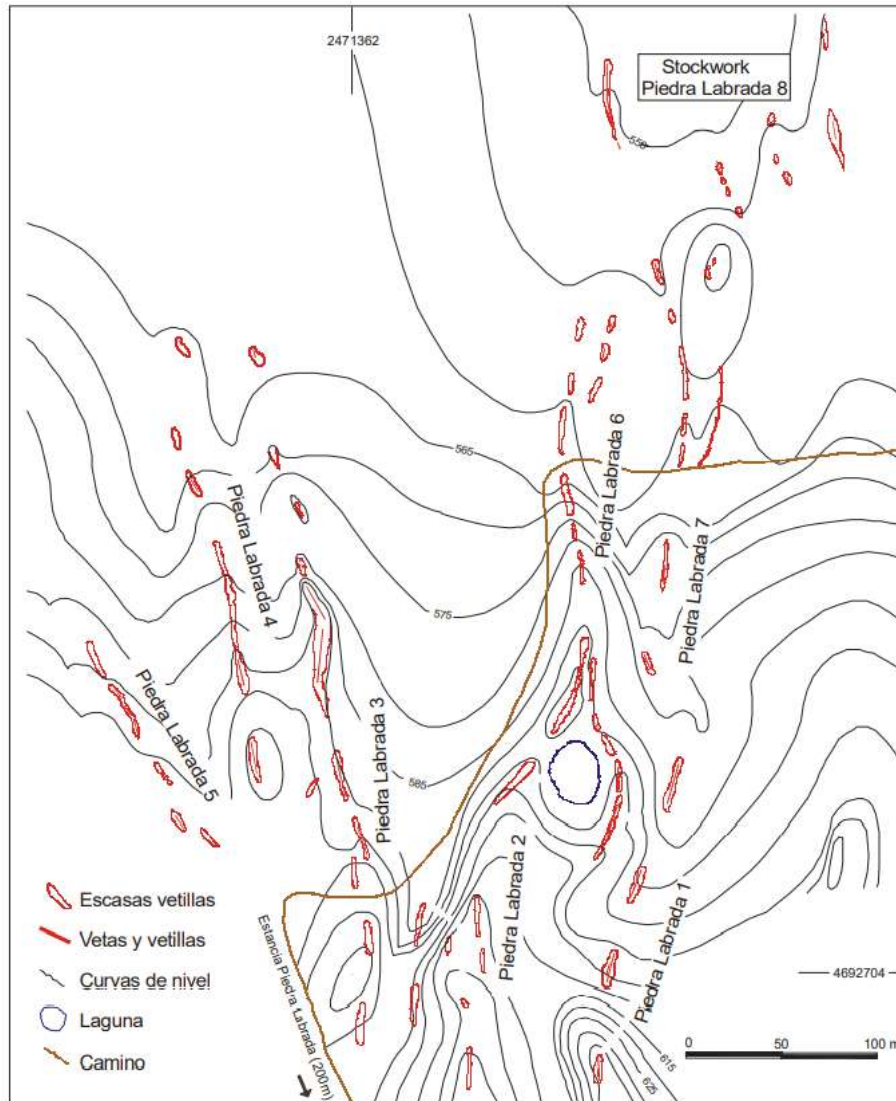


Figura 17: Mineralizaciones del sector Piedra Labrada (Extraído de Moreira 2005).

La estructura Piedra Labrada 1 está caracterizada por un conjunto de vetillas con longitud de aproximadamente 500 m y espesores máximos de 7 m. Las direcciones van desde N 340° a N 10° y en cuanto a la densidad de las vetillas Moreira (2005) describe una mayor concentración en la porción central. También, interpreta a la estructura 7 como una posible continuación hacia el norte, con una longitud de 700 m y anchos máximos de 1,3 m. A los sistemas de vetillas de la estructura Piedra Labrada 2, en su porción sur la describe como una estructura ramificada que se une para dar lugar a la estructura Piedra Labrada 6, extendiéndose a lo largo de unos 1,4 km con vetillas cuyos anchos individuales alcanzan hasta 1,4 m. En cuanto a la orientación es subparalela a los sistemas de las estructuras Piedra Labrada 1 y 7.

Las guías y vetillas de las dos estructuras descritas están compuestas por cuarzo blanco grueso y sacaroide que forma texturas en peine (drusas y geodas), escasos boxworks y ópalo grisáceo. A los sistemas de vetillas, los cuales Moreira (2005) nombra como, Piedra Labrada 3, 4 y 5 le asigna rumbos variables entre N 335° y N-S, subparalelos y con extensión a lo largo de 900, 750 y 400 m con espesores máximos de la faja de vetillas de 6, 5, 1, 6 y 3 m, respectivamente. Las vetillas alcanzan los 30 cm de ancho conformando vetas que presentan texturas en peine acompañadas del desarrollo de geodas y drusas. Con respecto a la mineralización identifica cuarzo grueso y sacaroide blanco que llevan oro nativo (Piedra Labrada 4), adularia (Piedra Labrada 3), galena, calcopirita y pirita. Tardíamente presentan rellenos de cuarzo negro, óxidos de Mn y ópalo.

El *stockwork* Piedra Labrada 8 se ubica en la porción noreste del área, está conformado por vetillas y guías subparalelas (N 345-350°) de cuarzo sacaroide y grueso junto con escasos óxidos (Moreira 2005).

En este estudio, se seleccionó una veta representativa denominada Névida, coincidente con Piedra Labrada 1 y 7, para realizar las descripciones litológicas superficiales y subterráneas, texturales, estructurales y magnéticas.

4.2 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS

- ❖ **Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos. (Ignimbrita rica en cristales (Moreira 2005))**

Descripción macroscópica: Moreira (2005) clasifica esta unidad dentro de una facies volcániclasticas, subfacies de flujo piroclástico del Miembro Piedra Labrada nombrándola como Ignimbrita rica en cristales.

En el campo se puede observar que presenta una lajosidad horizontal a sub-horizontal distintiva en la parte superior (Fig. 18) que cambia de forma gradual a una estructura masiva en profundidad. Esta lajosidad puede atribuirse a la disposición de los pómez aplastados que generan planos de fractura bajo la acción del intemperismo. Sin embargo, Moreira (2005) sostiene que los niveles lajosos y masivos se intercalan.



Figura 18: Lajosidad característica que presenta en los niveles superiores la Ignimbrita rica en cristales.

Esta roca posee una estructura masiva, tamaño de grano ceniza y color gris-morado (5YR 4/1); y cuando posee alteración cuarzo-sericítica presenta color blanco-amarillo (5Y 7/2). Los cristaloclastos (cc) son de tamaño ceniza, algunos individuos llegan a los 2 mm pero en promedio no superan 1,5 mm, ocupan el 50 % de la muestra y se encuentran inmersos en una matriz afanítica (Fig. 19 a-d). Los cc identificados corresponden a feldespato 25 %, cuarzo 15 % y biotita 10 % (Fig. 19 a-d). El feldespato con forma anhedral a subhedral suele estar alterado a argilominerales y el cuarzo se presenta de forma subhedral a anhedral, traslúcido y ahumado y algunos individuos llegan a medir hasta 3 mm (Fig. 19 c). La biotita es de forma subhedral, hábito laminar en paquetes pseudoexagonales (Fig. 19 d) y se puede observar desferrizada.

Con respecto a los vitroclastos suelen presentar importantes variaciones estar ausentes o ser muy abundantes (15 %) (Fig. 19 b y 20 a). Están representados por fragmentos pumíceos aplastados que conforman fiammes con dimensiones menores a los 2 cm y suelen estar alterados a argilominerales lo que le confieren un color verde y/o blanco. La matriz es afanítica, rica en óxidos e hidróxidos de Fe, muy soldada y de color gris-rojo (Fig. 20 a y b). El grado de soldamiento de la muestra es IV según Quane y Russell (2005), debido a que presenta una textura eutaxítica con deformación moderada de los pómez.

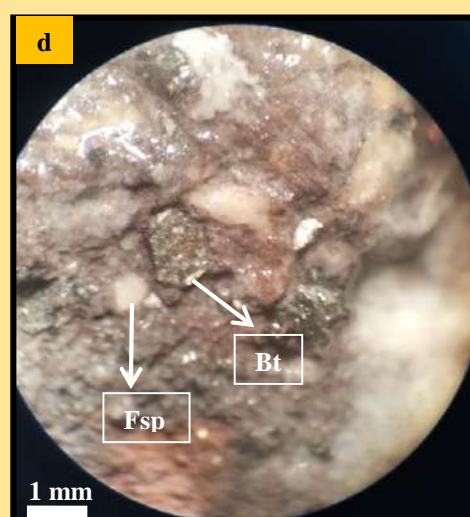
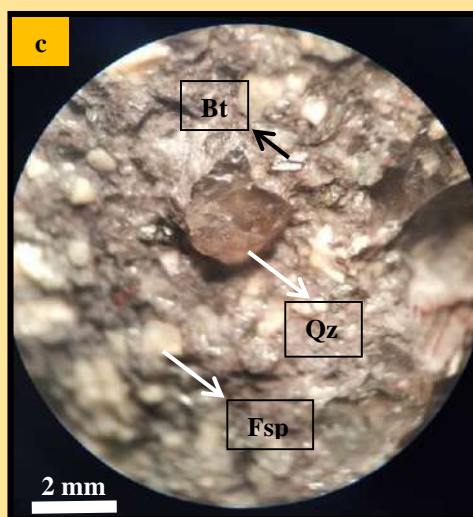
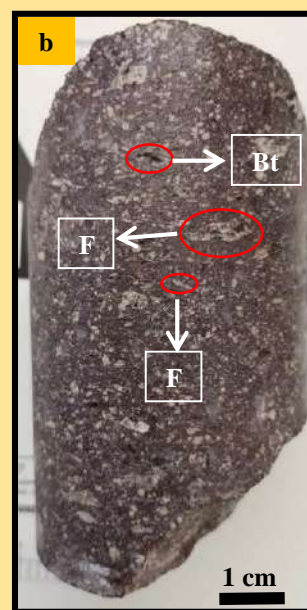
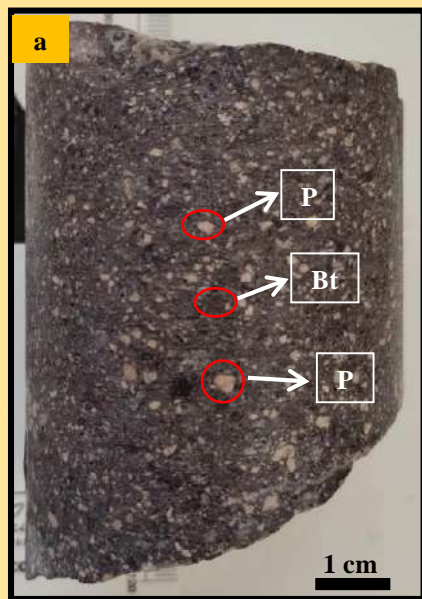
Descripción microscópica: Los componentes principales son cristaloclastos de cuarzo, feldespato, biotita y anfíbol (Fig. 21 a-d). En lo que respecta al feldespato, tiene forma subhedral, un tamaño promedio de 1,2 mm y en algunos casos está completamente alterado y reemplazado a argilominerales y/o sericita (Fig. 20 c y d). El cuarzo de forma anhedral,

tamaño de 1,35 mm aproximadamente se presenta engolfado por la matriz (Fig. 21 a), en ciertos casos con bordes redondeados por reacción con el fluido (Fig. 20 c) y microbrechado (Fig. 21 b-d). Con respecto al anfíbol se observaron secciones basales con sus dos direcciones características de clivaje, presentan oxidación y sericitización (Fig. 22 a). La biotita de forma subhedral, hábito laminar, tiene un tamaño medio de 0,75 mm, se encuentra desferrizada, sericitizada y se presenta deformada y en sectores está orientada (Fig. 20 c, d y 22 b-d).

Los vitroclastos tienen un tamaño de 3 mm promedio y están representados por fragmentos pumíceos aplanados (textura eutaxítica) que en algunos casos conforman fiammes con texturas de desvitrificación esferulítica, axiolítica y están sericitizados (Fig. 22 b). Cuando la roca es afectada por alteración cuarzo-sericitica muestra reemplazos de cuarzo en mosaico y sericita de aspecto radial y hábito hojoso al igual que en los cristaloclastos de feldespato lo que hace difícil su diferenciación (Fig. 23 a).

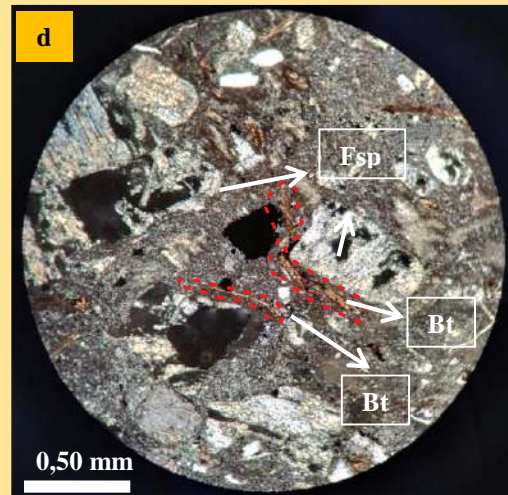
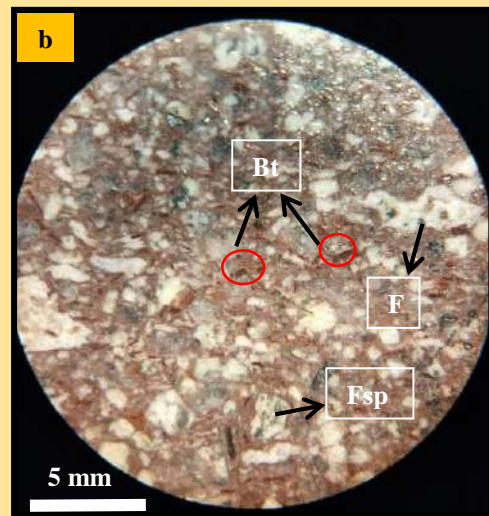
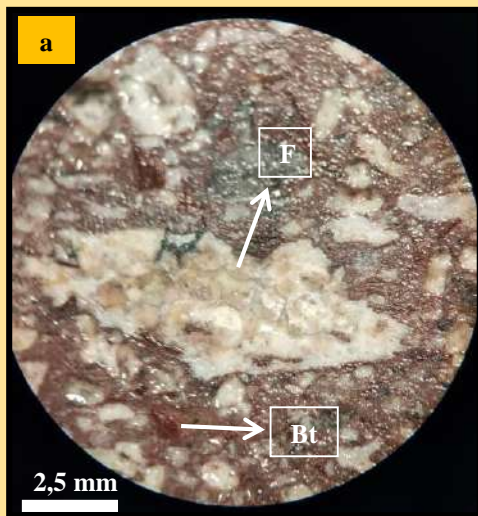
Los minerales opacos se presentan en algunos casos con oxidación (Fig. 23 b).

La matriz escasa es de composición cuarzo-feldespática con alto contenido de óxidos e hidróxidos de hierro y textura felsítica (Fig. 20 d).



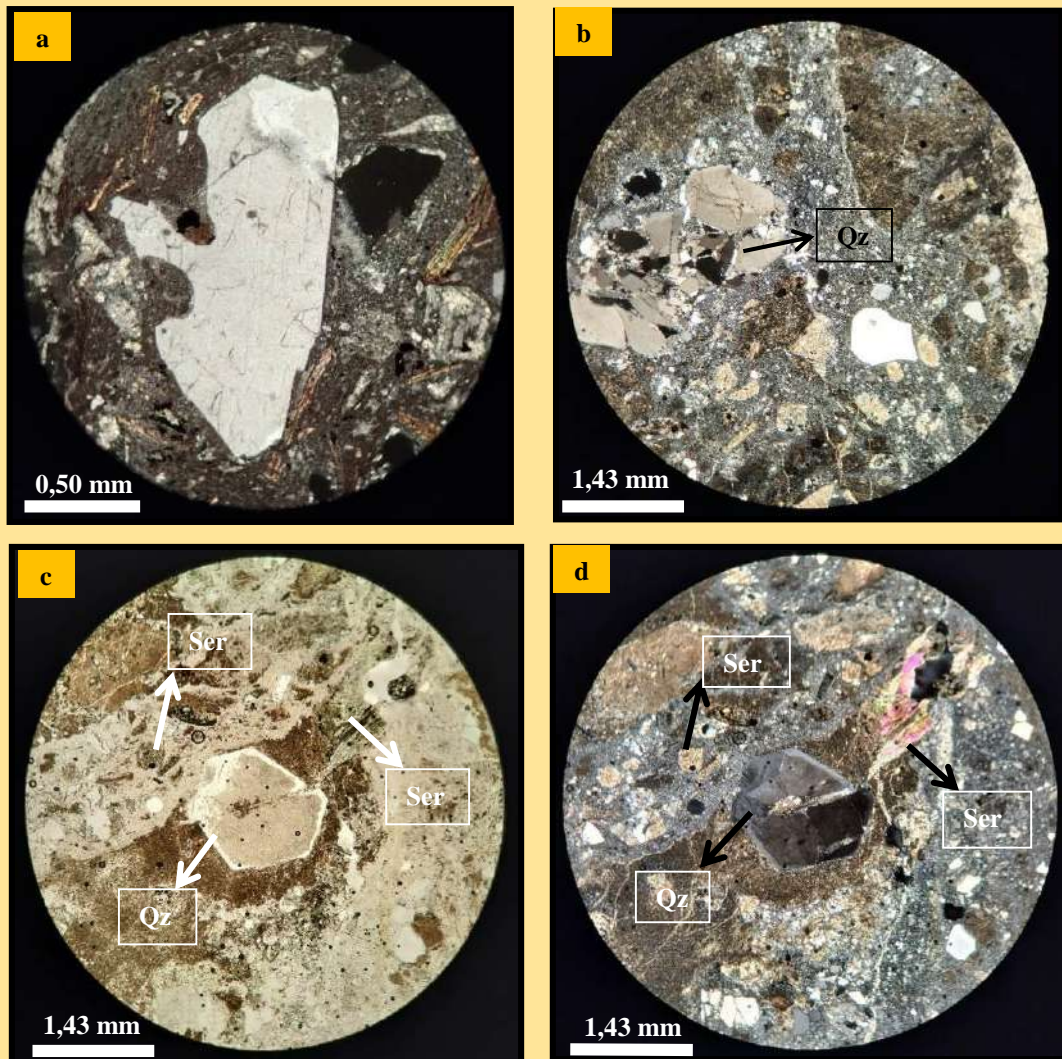
- a) Muestra de mano donde se puede observar el aspecto de la roca, la cual presenta abundantes cristaloclastos (cc) de biotita (Bt) y vitroclastos de pómez (P) en una matriz afanítica.
- b) Muestra de mano con gran contenido de fiammes (F) menores a 2 cm y cristaloclastos (cc) de biotita (Bt).
- c) Detalle de muestra de mano con lupa binocular en la que se observa cc de cuarzo (Qz) ahumado, biotita (Bt) y feldespato (Fsp).
- d) Detalle con lupa binocular en el que se observan paquetes pseudoexagonales de biotita (Bt) y feldespato (Fsp).

Figura 19: Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos.



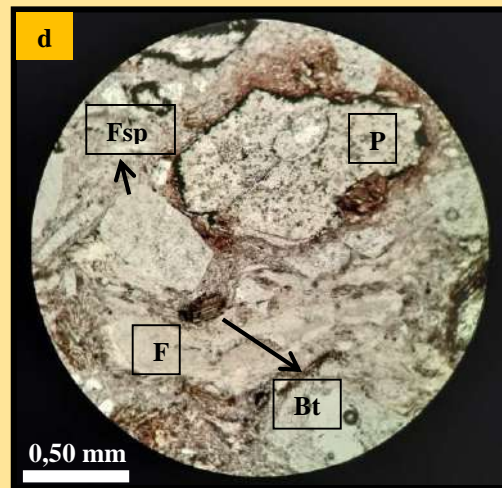
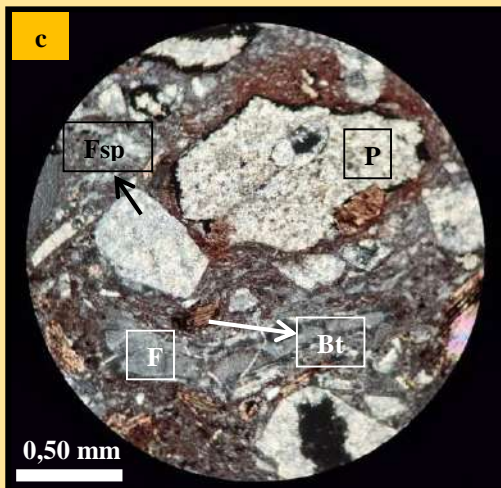
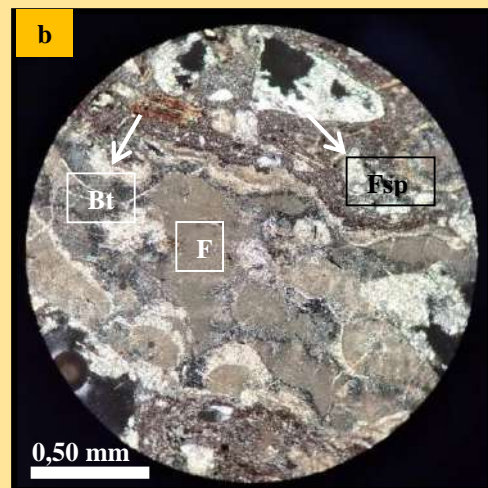
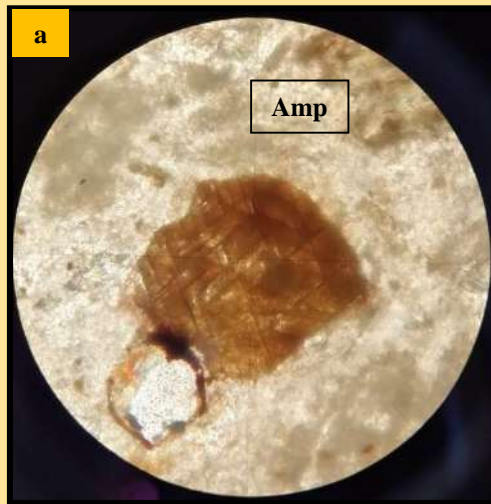
a) Fiamme (F) con esferulitas, alterado y cc de biotita (Bt) desferrizada.
 b) Cristaloclastos (cc) de biotita (Bt) desferrizada en secciones longitudinales, cc de feldespato (Fsp) y fiammes (F) alterados a argilominerales. Matriz con gran cantidad de óxidos de Fe.
Fotomicrografías: c) Cristaloclastos (cc) de biotita (Bt) y feldespato (Fsp) alterado a sericita y cuarzo (Qz) con bordes redondeados (nic. x) (10x).
 d) Cristaloclastos (cc) de biotitas (Bt) deformadas, desferrizadas y orientadas y cc de feldespato (Fsp) alterado a sericita en matriz cuarzo-feldespática con textura felsítica (nic. x) (10x).

Figura 20: Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos.



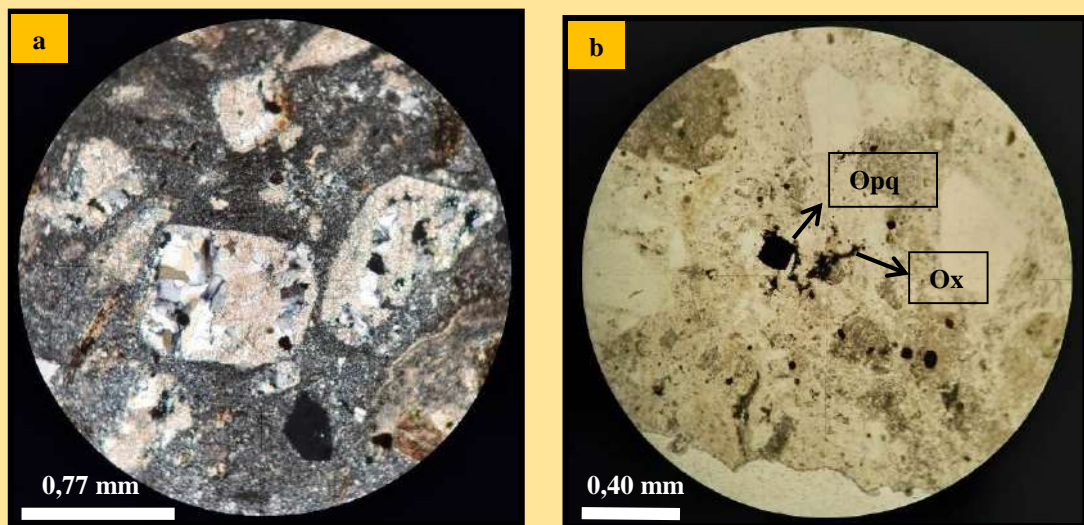
Fotomicrografías: a) Cristaloclastos (cc) de cuarzo (Qz) fracturado y con engolfamientos de la matriz (nic. x) (10x).
 b) Cuarzo (Qz) microbrechado en una matriz felsítica cuarzo-feldespática (nic.x) (4x).
 c) Sector microbrechado con cc de cuarzo (Qz) fracturado mostrando desplazamiento en una matriz cuarzo-feldespática. Además, se observan vitroclastos o cc de feldespato completamente alterados a sericita (Ser) (nic. //) (4x).
 d) Idem anterior (nic.x) (4x).

Figura 21: Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos.



Fotomicrografías: a) Cristaloclasto de anfíbol (Amp) en sección basal con óxidos e hidróxidos de Fe (Ox) producto de la desferrización (nic.x) (40x).
 b) Fiammes (F) con textura esferulítica, cc de feldspato (Fsp) alterado a sericita y biotita (Bt) desferrizada (nic. x) (10x).
 c) Fragmento pumíceo (P) alterado a sericita con borde de óxidos e hidróxidos de Fe y cristaloclastos (cc) de biotita (Bt) deformada y con orientación (nic. x) (10x).
 d) Idem anterior (nic. //) (10x).

Figura 22: Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos.



Fotomicrografías: a) Detalle de vitroclastos o cc de feldspatos totalmente alterados a cuarzo-sericita. También, se puede observar la textura en mosaico del cuarzo (nic.x) (10x).
 b) Presencia de mineral opaco (Opq) y óxidos e hidróxidos de Fe (nic. //) (10x).

Figura 23: Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos.

- ❖ **Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada dominada por cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos de gran tamaño, cloritizada. (Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes (Moreira 2005)).**

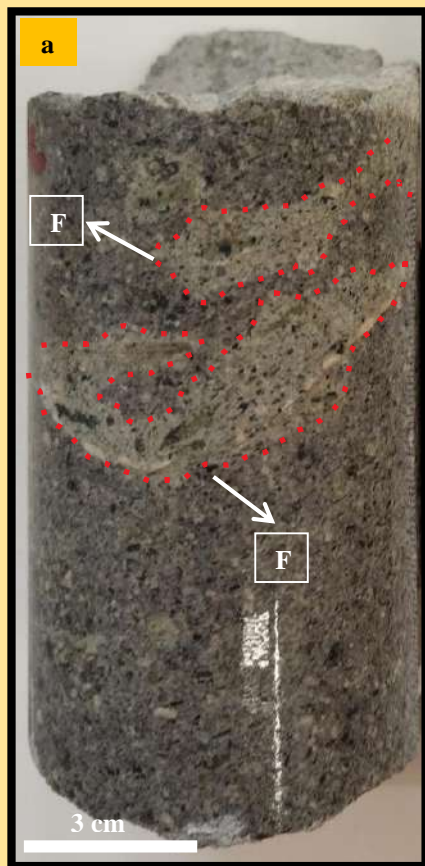
Descripción macroscópica: En sectores más reducidos se identificó a la Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes, facies volcanoclástica, subfacies de flujo piroclástico del Miembro Piedra Labrada. Según Moreira (2005) posee una posición estratigráfica respecto a la Ignimbrita rica en cristales difícil de establecer porque no se observa contacto entre ambas en superficie. 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 rica en cristales.

Esta roca fue descrita a partir de un testigo de perforación, en una zona de venillas de cuarzo situada a 37 m de profundidad, en un tramo de 2 m en el sondeo 393. La estructura es masiva,

el tamaño de grano es ceniza, con vitroclastos (fiammes) de gran tamaño, y presenta un color gris-verde (5Y 6/1) (Fig. 24 a-c).

Los cristaloclastos son de tamaño ceniza donde algunos individuos llegan a los 2,5 mm pero en promedio no superan 1,5 mm, representan el 50 % de la muestra y se encuentran inmersos en una matriz afanítica. Los cristaloclastos (cc) identificados corresponden a feldespato 25 %, cuarzo 15 % y biotita 10 %. El feldespato es de forma anhedral y suele estar alterado a argilominerales (Fig. 24 c) y el cuarzo es anhedral, incoloro a levemente ahumado (Fig. 24 b). Por último, la biotita se presenta en paquetes pseudoexagonales y cloritizada (Fig. 24 b). Los vitroclastos (10 %) como pómez con distinto grado de aplastamiento hasta llegar a conformar fiammes (Fig. 24 a), con tamaños que van desde 2 cm a 6 cm, en los que se pudo observar inclusiones de biotita, cuarzo y feldespato comúnmente alterado a argilominerales presentado una coloración verde.

El grado de soldamiento de la muestra es IV según Quane y Russell (2005), debido a que presenta una textura eutaxítica con deformación de los pómez moderada.



a) Muestra de mano en la que se observan los fiammes (F) de gran tamaño, con inclusiones de cristales y alterados a argilominerales.
 b) Detalle de la muestra en el que se observa cristaloclastos (cc) de biotita (Bt) en paquetes pseudoexagonales y cc de cuarzo (Qz) ahumado inmersos en una matriz afanítica.
 c) Fiamme (F) alterado a argilominerales de tonalidades verdes y cristaloclastos (cc) de cuarzo (Qz).

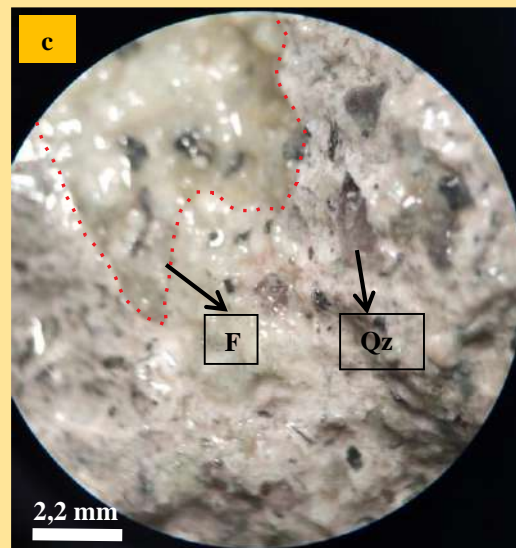
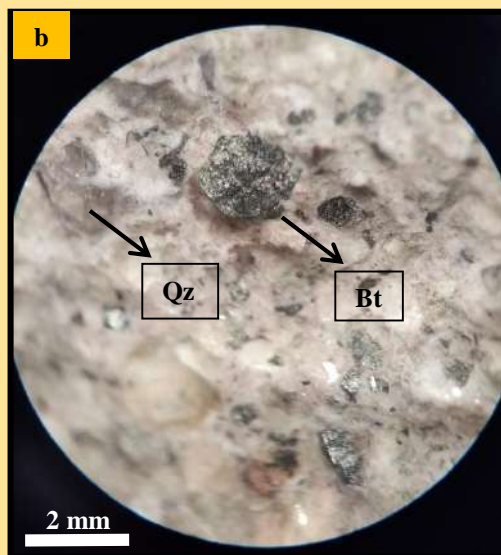


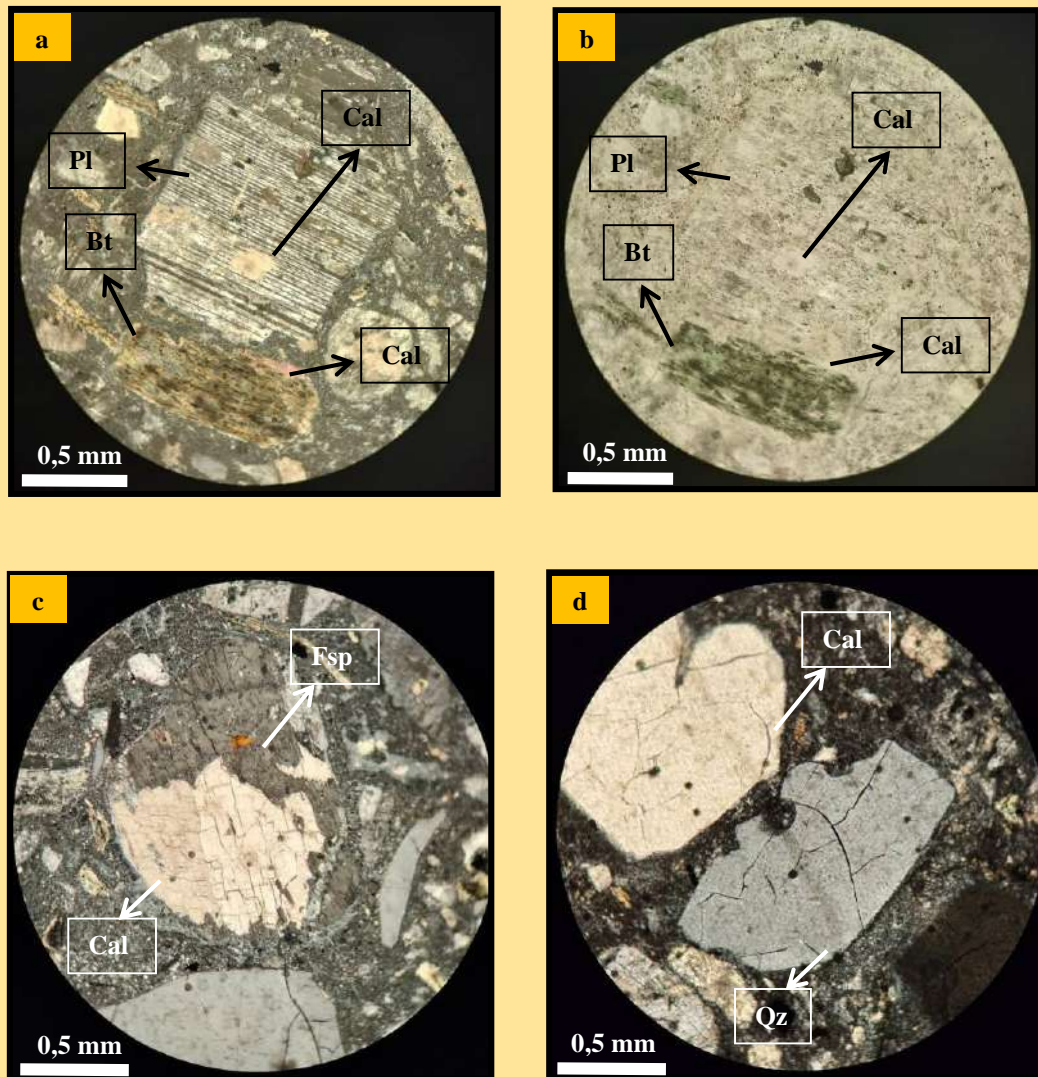
Figura 24: Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada dominada por cristaloclastos y contenido variable vitroclastos de gran tamaño, cloritizada.

Descripción microscópica: Los componentes que integran la roca son cristaloclastos y vitroclastos (Fig. 25 a-d). Dentro de los cristaloclastos la plagioclasa de forma subhedral, tamaño promedio de 1,21 mm, conserva el maclado polisintético característico y está parcialmente alterado a calcita y sericita (Fig. 25 a y c). El cuarzo de forma anhedral a subhedral, tiene un tamaño promedio de 1 mm, se encuentra fracturado y presenta engolfamientos y bordes redondeados (Fig. 25 d). La biotita de forma subhedral, hábito laminar, con tamaño promedio de 0,7 mm se encuentra deformada, mayormente desferrizada y alterada a clorita y calcita. (Fig. 25 b).

Los vitroclastos son fragmentos pumíceos que se encuentran aplastados con inclusiones de minerales (Fig. 26 a). Con respecto a los fiammes de gran tamaño no quedaron representados en el corte.

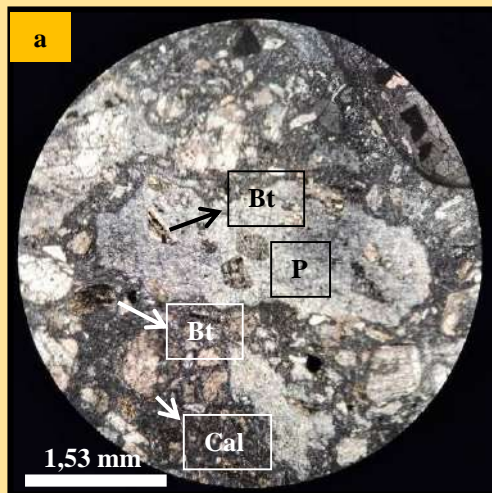
Los minerales accesorios que se determinaron son apatita y minerales opacos.

La matriz es escasa y tiene textura criptocristalina de composición cuarzo-feldespática conocida como felsítica (Fig. 25 c).



Fotomicrografías: a) Cristaloclastos (cc) de plagioclasa (Pl) con maclado polisintético reemplazado por calcita (Cal) y cc de biotita (Bt) reemplazado parcialmente por clorita y calcita (nic.x) (10x).
 b) Idem anterior (nic. //) (10x).
 c) Cristaloclastos (cc) de feldespato (Fsp) reemplazado por calcita (Cal) y matriz cuarzo-feldespática con textura felsítica (nic.x) (10x).
 d) Cristaloclasto (cc) de cuarzo (Qz) engolfado por la matriz y fracturado y posible cc de feldespato (Fsp) completamente alterado a calcita (Cal) (nic.x) (10x).

Figura 25: Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada dominada por cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos de gran tamaño, cloritizada.



Fotomicrografía: a) Fragmento pumíceo (P) con inclusiones de biotita (Bt) con óxidos de Fe a lo largo del clivaje y alterada a clorita. Cristaloclastos de biotita (Bt) alterados a clorita y de feldespato (Fsp) alterado a calcita (Cal) (nic.x) (4x).

Figura 26: Toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada dominada por cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos de gran tamaño, cloritizada.

❖ **Toba de cristales, matriz sostén, con estructura laminar, moderadamente seleccionada (Surges Piedra Labrada (Moreira 2005)).**

Moreira (2005) interpreta esta unidad como una facies volcanoclástica, subfacie piroclástica de surge otorgándole el nombre de Surges Piedra Labrada dentro del Miembro Piedra Labrada. Explica que su génesis corresponde a un depósito de tipo “*ash cloud surge*” ya que se presentan íntimamente asociados a los depósitos de flujo piroclástico representados por la Ignimbrita rica en cristales de este Miembro. Generalmente se disponen como delgadas intercalaciones, aunque también están por encima o como depósitos laterales a estos mantos ignimbríticos. Las mismas, se forman a partir de la elutriación de partículas finas por sobre un flujo piroclástico pudiendo acompañar al cuerpo principal del flujo en su recorrido o adquirir movilidad propia e independizarse.

Descripción macroscópica: Es una roca muy difícil de reconocer y de seguir en el campo en consecuencia, solo se identificó un pequeño nivel de entre 10 a 20 cm de espesor (Fig. 27) que se encuentra entre la Ignimbrita rica en cristales. Además, presenta planos de debilidad paralelos, posiblemente generados por finas láminas de distinta composición.



Figura 27: Afloramiento del Surge Piedra Labrada entre la Ignimbrita rica en cristales donde se puede observar la tendencia a fracturarse en planos paralelos.

Esta roca presenta un tamaño de grano ceniza y un grado de selección moderado y color gris-violeta (5YR 6/1) (Fig. 28 a).

Los cristaloclastos son de tamaño ceniza menores a 1 mm, ocupan el 50 % de la muestra y se encuentran inmersos en una matriz afanítica. Los cc identificados corresponden a feldespato 25 %, biotita 15 % y cuarzo 10 %. El feldespato y la biotita se presentan de forma subhedral y el cuarzo anhedral. Por otro lado, la biotita se encuentra alineada (Fig. 28 b).

A la roca se le asignó un grado de soldamiento II en función de la baja porosidad que presenta ya que, los fiammes y trizas están ausentes.

Descripción microscópica: La sección delgada se realizó de forma transversal al flujo en la cual, se observaron cristaloclastos de feldespato de forma subhedral y con tamaño promedio de 0,54 mm aunque algunos individuos alcanzan hasta 0,89 mm (Fig. 28 c). El cuarzo de forma anhedral, tiene un tamaño promedio 0,53 mm (Fig. 28 c). Los cc de biotita de forma subhedral, hábito laminar con una gran proporción de secciones basales y unas pocas longitudinales (Fig. 29 a) y tienen un tamaño promedio de 0,39 mm con individuos que alcanzan los 0,76 mm. Los cc de plagioclasas con formas subhedrales tienen un tamaño promedio de 0.6 mm, maclado polisintético y en algunos individuos se observan zonaciones (Fig. 29 b).

La matriz está compuesta por un agregado muy fino de tamaño ceniza.



a) Muestra de mano en sección transversal al flujo donde se puede observar el aspecto de la roca que presenta abundantes cristaloclastos (cc) de biotita en secciones basales y de feldespato.

b) Detalle de la muestra bajo lupa binocular, en corte paralelo al flujo, en la que se observan los lineamientos de los cristaloclastos (cc) de biotita (Bt) y la presencia de cc de feldespato (Fsp).

c) **Fotomicrografía:** Abundantes cc de cuarzo (Qz), feldespato (Fsp), biotita (Bt) y plagioclasa (Pl) con maclado polisintético característico y escasa matriz criptocristalina de tamaño ceniza (nic.x) (4x).

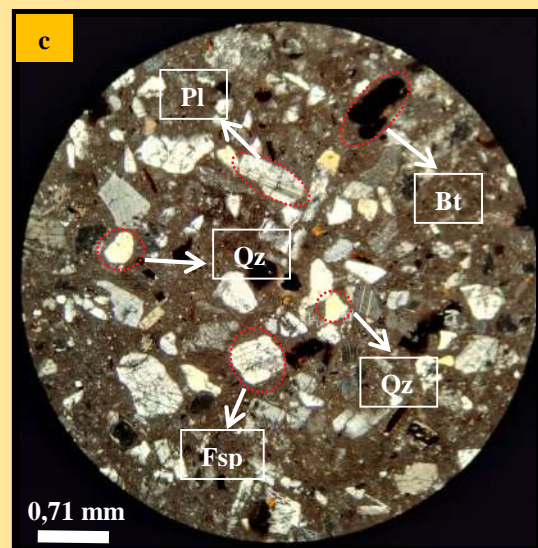
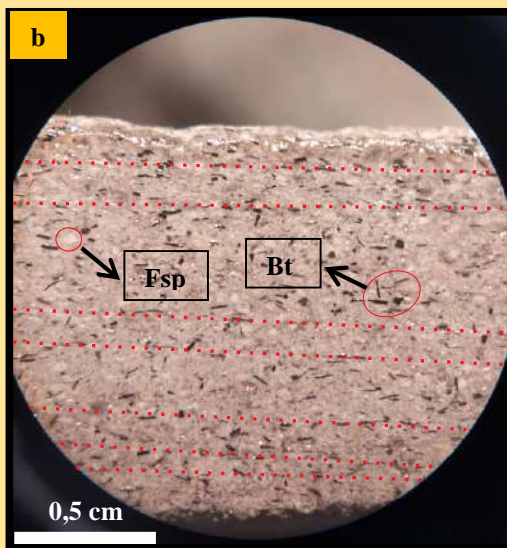
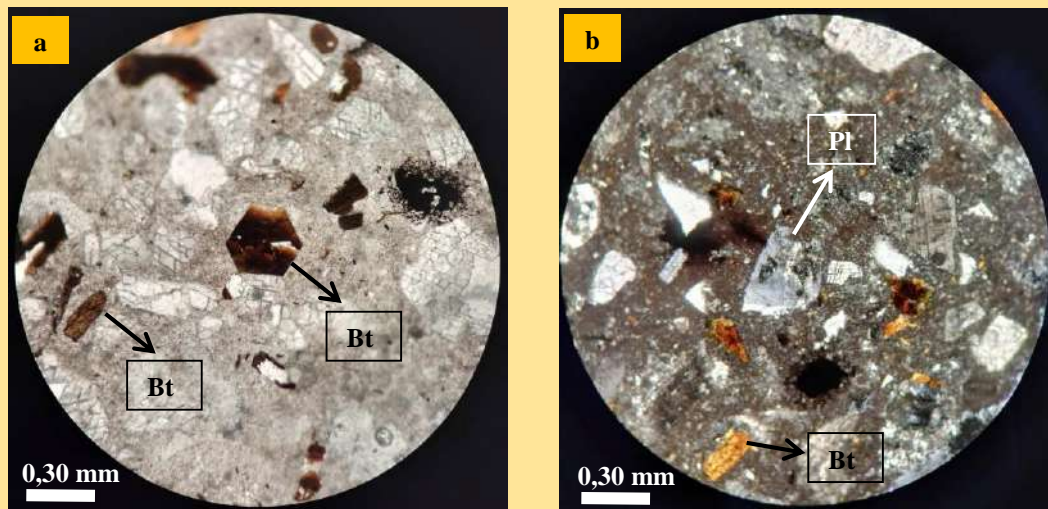


Figura 28: Toba de cristales, matriz sostén, con estructura laminar, moderadamente seleccionada.



Fotomicrografías: a) Cristaloclasto de biotita (Bt) en sección basal y longitudinal (nic. //) (10x).
 b) Cristaloclasto de plagioclasa (Pl) con zonación y de biotita (Bt) (nic. x) (10x).

Figura 29: Toba de cristales, matriz sostén, con estructura laminar, moderadamente seleccionada.

- ❖ Toba lapillítica, matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes y contenido variable de cristaloclastos (Ignimbrita rica en fiammes (Moreira 2005)).

Descripción macroscópica: Moreira (2005) clasifica esta unidad dentro de una facies volcanoclásticas, subfacies piroclástica de flujo del Miembro Cerro Jorge Paz.

Esta unidad se observó en la parte más oriental del área Este del sector Sorpresa (Fig. 30). En la parte inferior del perfil se pudo observar la presencia de grandes cavidades que corresponden a posible pómez lixiviados, que disminuyen hacia la parte superior.



Figura 30: Vista hacia el Este (desde la cumbre del cerro Piedra Labrada) del Miembro Cerro Jorge Paz.

Esta roca presenta vitroclastos pumíceos aplastados de tamaño lapilli, menor proporción de cristaloclastos tamaño ceniza, y color rojizo (10R 4/2) (Fig. 31 a).

Los componentes principales son vitroclastos (33 %) y cristaloclastos (17 %) que se encuentran inmersos en una matriz afanítica (50 %).

Los cristaloclastos están constituidos por feldespatos, cuarzo y biotita. El feldespatos es lo más abundante (10 %), de forma subhedral con dimensiones menores a 1 mm y se presenta alterado a argilominerales con tonalidades blancas y verdosas. La biotita (5 %), de forma euhedral a subhedral, hábito laminar, con tamaño de aproximadamente de 1 mm y desferrizada. El cuarzo (2 %) se presenta de forma anhedral a subhedral y el tamaño es de 1 mm aproximadamente (Fig. 31 a).

Los vitroclastos tienen dimensiones de 2 a 6 mm con individuos de hasta 1 cm, son principalmente fragmentos pumíceos que se pueden presentar de forma subredondeada con inclusiones de minerales y los fiammes presentan color blanco y se encuentran alterados a argilominerales.

El grado de soldamiento de la muestra es IV a V según Quane y Russell (2005), debido a que presenta una textura eutaxítica, con deformación de los pómez moderada en algunos individuos y bien desarrollada en otros.

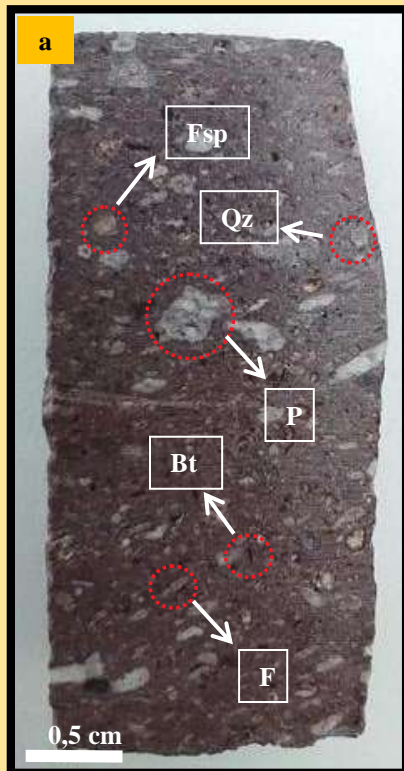
Descripción microscópica: Los componentes principales son vitroclastos con tamaño promedio de 3 mm y están representados por fragmentos pumíceos elongados y aplanados que se interpretan como fiammes (Fig. 31 b y c). Los fiammes presentan texturas de desvitrificación representadas por la textura esferulítica, encontrándose dos tipos

principales: A) esferulítica esférica que consiste en cristales fibrosos de feldespato que irradian a partir de un núcleo central siendo de tipo abierta cuando están separadas, en este caso, por un mosaico cuarzo-feldespático y cerrada cuando están en contacto mutuo (Fig. 31 b y c). B) textura esferulítica axiolítica, que consiste en cristales fibrosos de feldespato desarrollados a partir de una línea o plano. También, se pueden observar estilolitos compuestos por óxidos e hidróxidos de Fe (Fig. 32 a y b). Algunos vitroclastos presentan un aspecto terroso que dificultan la observación posiblemente por la presencia de pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe.

Los cristaloclastos son de feldespato, biotita y cuarzo (Fig. 32 c). Los cc de feldespato no se conservaron en la sección delgada debido al alto grado de alteración que presentan pero quedo representada su posición pudiéndose observar texturas de flujo parataxíticas (Fig. 33 a). La biotita de forma subhedral, hábito laminar, tiene un tamaño medio de 0,51 mm, se encuentran desferrizadas con bordes de óxidos e hidróxidos de Fe y muestran, en algunos casos, reemplazos por agregados cuarzo-feldespáticos (Fig. 31 b).

El cuarzo es relativamente escaso, de forma subhedral como anhedral, el tamaño máximo que presenta es de 1,64 mm y se encuentra atravesado por fracturas rellenas por cuarzo, feldespato y óxidos e hidróxidos de Fe. Además, suele presentar contacto microgranoso con la matriz (Fig. 32 c).

La matriz es criptocristalina, cuarzo-feldespática producto de la desvitrificación, con alto contenido en óxidos e hidróxidos de Fe y con un alta proporción de trizas aplanadas y tabiques sin fracturar (Fig. 32 a y 33 b).



a) Muestra de mano donde se puede observar el aspecto de la roca la cual, presenta abundantes fiammes (F) con textura eutaxítica, fragmentos pumíceos (P) y menos abundantes, se encuentran pequeños cristaloclastos (cc) de feldespato (Fsp) y cuarzo (Qz).

Fotomicrografías: b) Detalle de la textura de desvitrificación esferulítica en un fiamme, cc de biotita (Bt) desferrizada reemplazada parcialmente por agregados cuarzo-feldespáticos. Presencia de óxidos e hidróxidos de Fe (Ox) en la matriz (nic.x) (10x).

c) En el centro fiamme con esferulitas y cc de posible feldespato (Fsp) y biotita (Bt) reemplazada parcialmente por agregados cuarzo-feldespáticos, rodeados por matriz rica en óxidos e hidróxidos de Fe (nic.x) (4x).

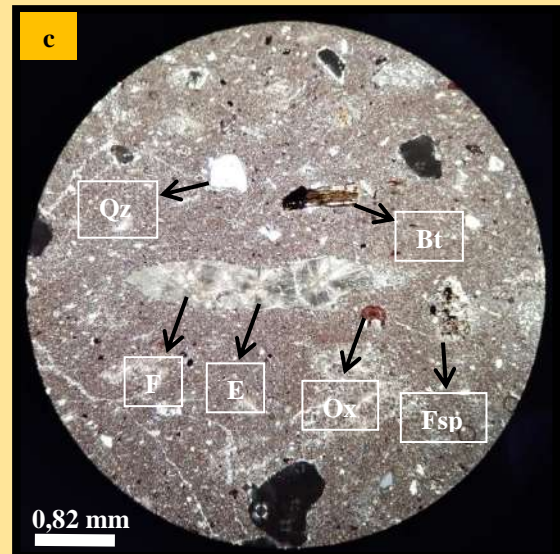
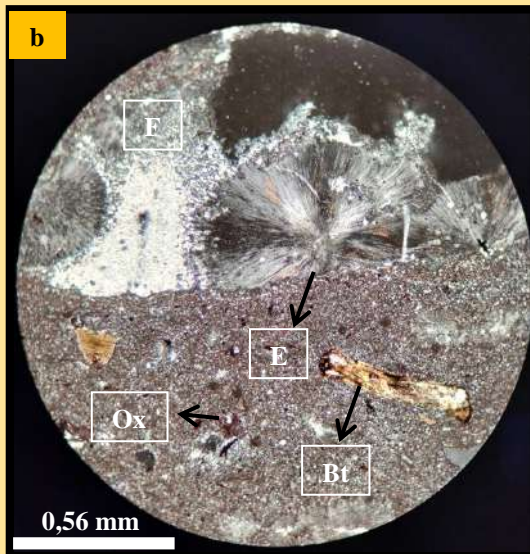
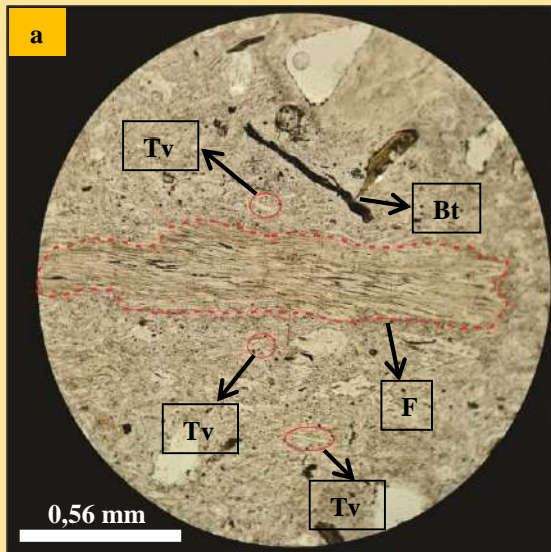


Figura 31: Toba lapillítica, matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes y contenido variable de cristaloclastos.



Fotomicrografías: a) Fiamme (F) con estilolitos de óxidos e hidróxidos de Fe y trizas vítreas (Tv) que componen la matriz (nic.//) (10x).
 b) Fiamme (F) mostrando textura de desvitrificación axiolítica (nic.x) (10x).
 c) Cristaloclasto subhedral de cuarzo (Qz) fracturado, relleno por la matriz cuarzo-feldespática y óxidos de Fe. Además, se observa el contacto microgranoso con la matriz (nic.x) (4x).

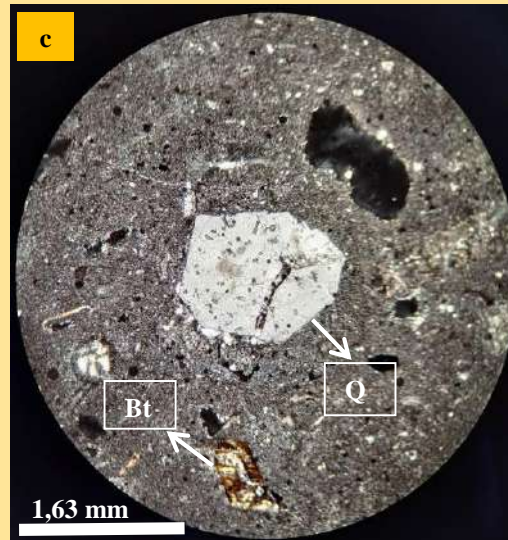
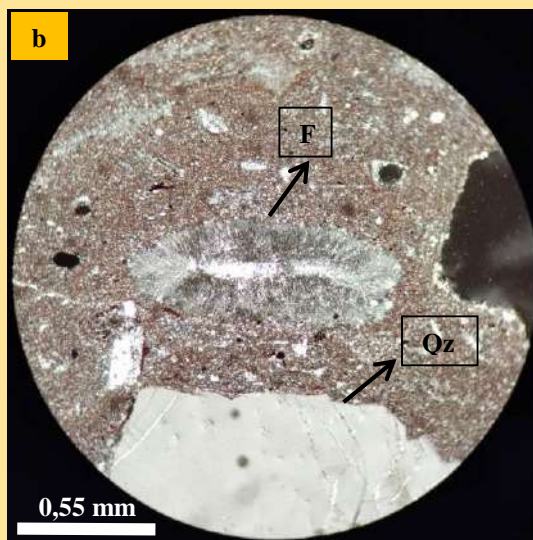
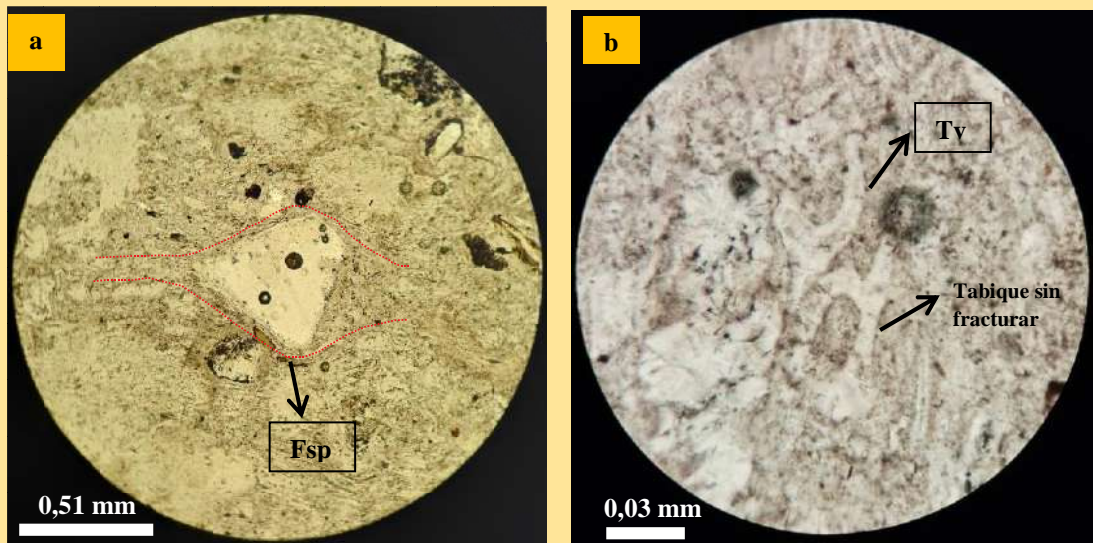


Figura 32: Toba lapillítica, matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes y contenido variable de cristaloclastos.



Fotomicrografías: a) Relicto de posible cc de feldespato (Fsp) en textura de flujo parataxítica (nic.//) (10x).
 b) Detalle de las trizas vítreas (Tv) y tabiques sin fracturar que componen la matriz (nic.//) (40x).

Figura 33: Toba lapillítica, matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes y contenido variable de cristaloclastos.

4.3 ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL ÁREA ESTE

Moreira (2005) analizó las estructuras de falla en el área de La Josefina y estableció las direcciones principales de fracturas N 30° predominante, le siguen las de orientación N 330-340° y finalmente escasas N 280°. Estas tres direcciones coinciden con las estudiadas por Reimer et al. (1996) para los sistemas Zanjón de Pescado y Bajo Grande (Fig. 34).

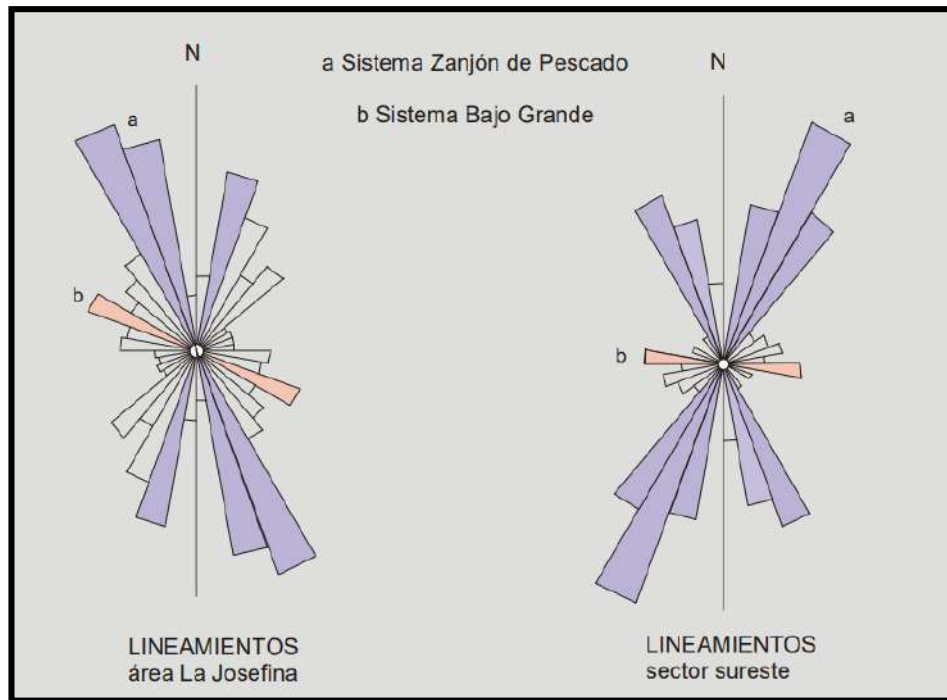


Figura 34: Diagrama de rosas re-interpretados por Moreira (Extraído de Moreira 2005).

En el área Este del prospecto Sorpresa se realizó la medición del rumbo de buzamiento (Rbz) y buzamiento (Bz) de los planos de fallas observados en las vetas que afloran en superficie y de los cuales se obtuvieron un total de 59 datos (Fig. 35).



Figura 35: Medición de Rbz y Bz.

Posteriormente, se procesaron los datos con el software Stereonet® y se obtuvo el diagrama de roseta (Fig. 36). A partir de esta última, se pueden reconocer dos direcciones preferenciales de fractura N 15° y N 330-340° y buzamientos subverticales a verticales coincidentes con la dirección principal y conjugada del sistema Zanjón de Pescado definido por Reimer et al. (1996) y ratificado por Moreira (2005). Por otro lado, no se han encontrado indicadores cinemáticos que permitan definir el movimiento relativo de los bloques según estas direcciones, pero los autores mencionados anteriormente, sugirieron un desplazamiento horizontal de tipo levógiro para la dirección principal (N 15°) y dextrógiro para la conjugada. Asimismo, se interpreta que estas direcciones son el resultado de reactivaciones de estructuras pre-jurásicas, ya que coinciden con las orientaciones de las estructuras que limitan los bloques de las metamorfitas de la Formación La Modesta (Moreira 2005).

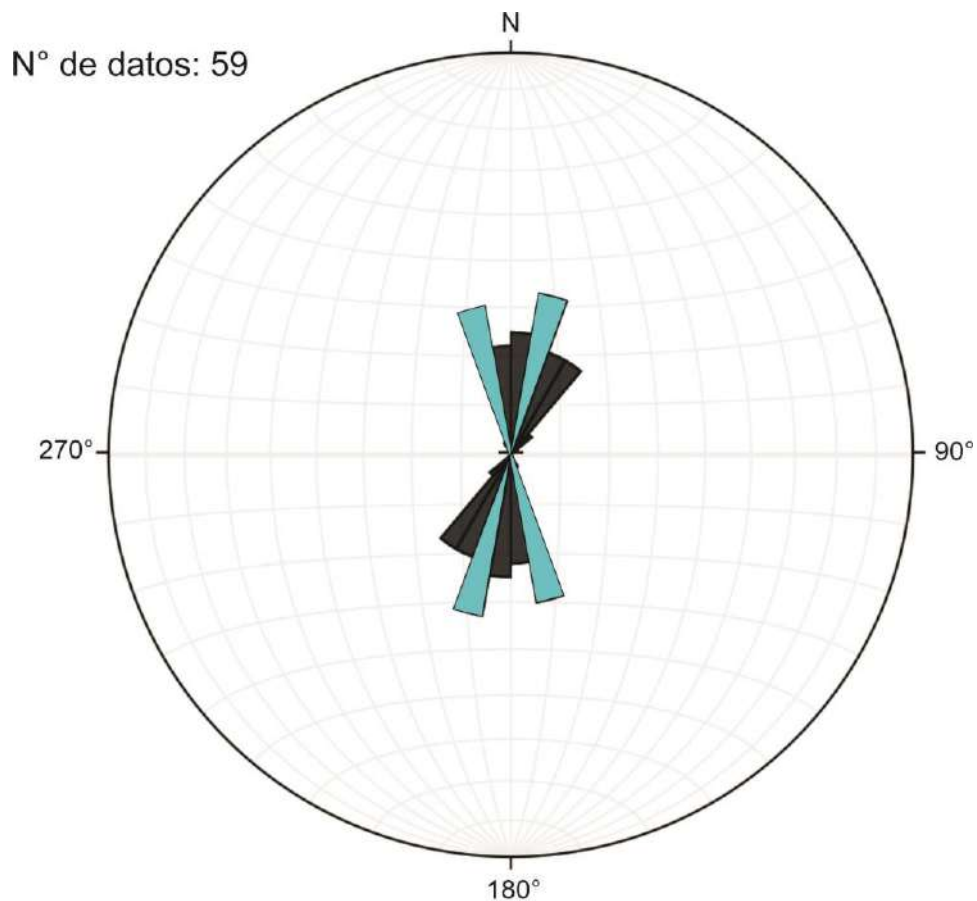


Figura 36: Diagrama de roseta obtenido para el área Este del prospecto Sorpresa.

4.4 GEOLOGÍA DE VETA NÉLIDA

4.4.1 GEOLOGÍA DE SUPERFICIE

En el área este del prospecto se seleccionó una veta representativa denominada Nélide descubierta por Cerro Cazador S.A. (Fig. 37). Esta empresa realizó muestreos tipo canaleta en superficie, campañas de perforación mediante testigos corona para su estudio en profundidad y análisis químico de laboratorio. Toda esta información fue puesta a disposición por Patagonia Gold S.A.

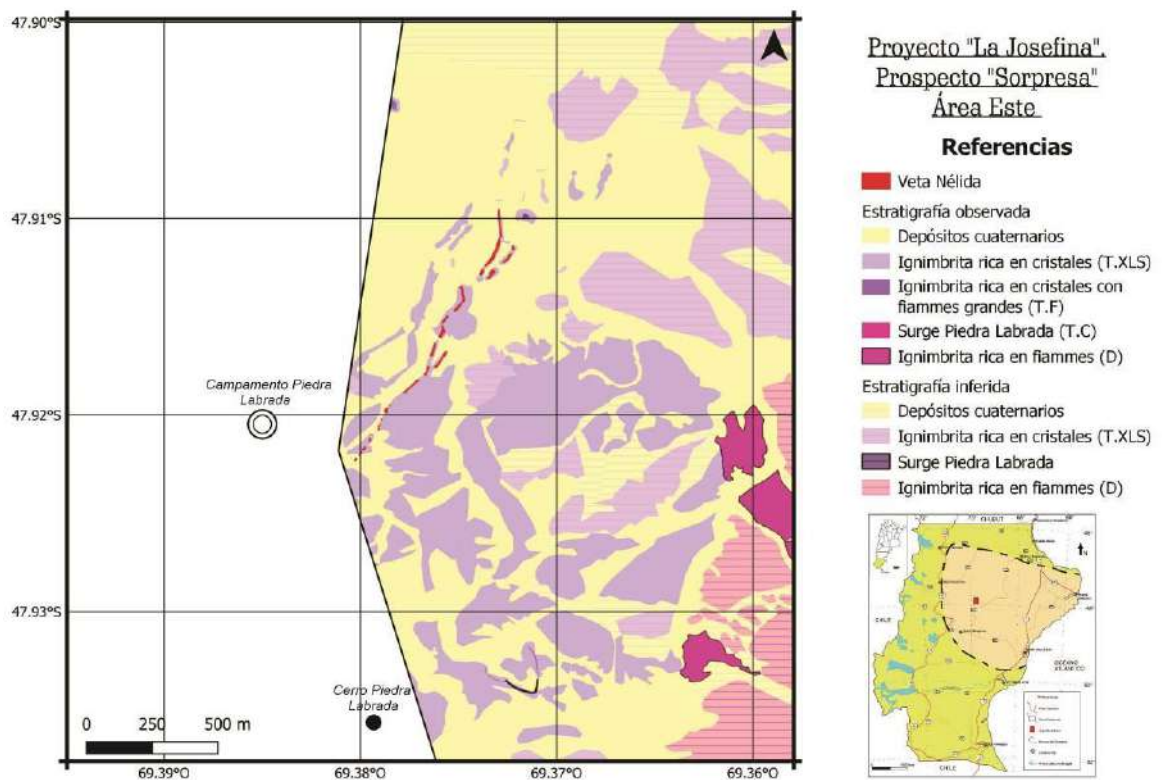


Figura 37: Mapa geológico del área Este del prospecto Sorpresa remarcando los sectores donde aflora veta Nélide.

La veta Nélide se extiende en superficie, casi de manera continua, a lo largo de 1600 m y aflora en forma de crestón, cuyos desniveles superan los 4 m por sobre la superficie (Fig. 38 a y b). Está conformada principalmente por un venilleo de cuarzo que en sectores conforma una brecha hidrotermal de 15 cm a 80 cm de potencia. La roca de caja que está representada por la Ignimbrita rica en cristales que presenta zonas de alteración cuarzo-sericítica y cloritización.

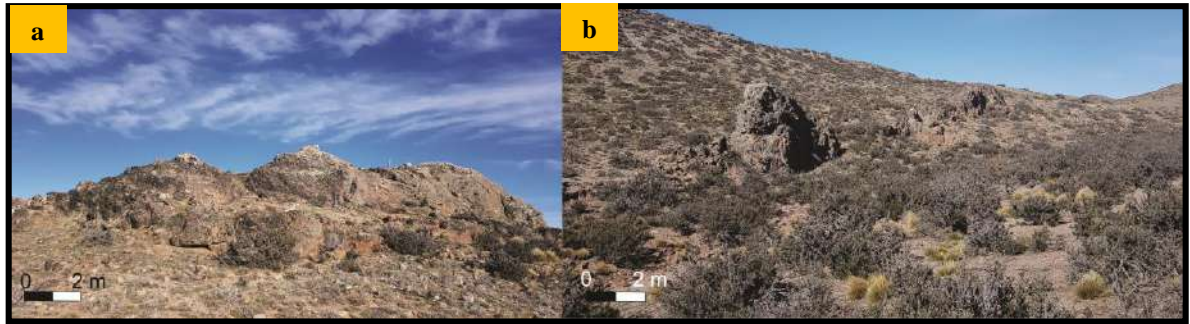


Figura 38: a) Afloramientos en forma de crestón de la veta Névida. b) Ídem anterior.

❖ **Toba de cristales brechada y matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos.**

Descripción macroscópica: La mineralización está representada por un brechamiento hidrotermal de la roca de caja que corresponde a la subfacies Ignimbrita rica en cristales. Esta última, constituye los fragmentos líticos de la brecha inmersos en una matriz compuesta por cuarzo de origen hidrotermal. El color de la roca es rosado amarillento (5R 5/4) (Fig. 39 a-d).



Figura 39: a) Afloramiento de la brecha con un ancho de 40 cm. b) Brecha donde se observan los fragmentos líticos (L) y la matriz de cuarzo. c) Fragmentos líticos (L) con pátinas de óxidos de Fe y matriz de cuarzo en detalle. d) Drusa de cuarzo.

Los fragmentos líticos que componen la brecha están compuestos por cristaloclastos y vitroclastos con pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe (Fig. 40 a) que se encuentran inmersos en una matriz de cuarzo translúcido y/o blanco que en sectores conforman texturas en drusa (Fig. 39 d y 40 b).

Los cc están constituidos por feldespato, biotita y cuarzo. El feldespato se encuentra alterado a argilominerales y presentan color blanco. Por su parte, la biotita se encuentra desferrizada. Los vitroclastos corresponden a fragmentos pumíceos de color blanco producto de la alteración a argilominerales.

Descripción microscópica: Las venillas de cuarzo se identificaron con contenidos variables de sericita (Fig. 40 c). Además, se observaron individuos idiomorfos de tamaño variable con

bordes microplumosos y textura de recristalización tipo flameante con un arreglo entre los individuos tipo puzzle (Fig. 41 a y b). También, se observó con texturas tipo diente de perro, peine y drusa, comúnmente creciendo a partir de fragmentos líticos (Fig. 41 c y d - 42 a y b). Las venillas presentan un contacto gradual con la ignimbrita, se componen de cuarzo microcristalino y el tamaño aumenta hacia el interior de las mismas. Esto está directamente relacionado con el espacio que dispongan los cristales para su desarrollo al momento de la cristalización (Fig. 40 c).

Los cc de feldespato presente en la roca de caja están alterados a cuarzo-sericita. En el caso de los cc de biotita son reemplazados por sericita y cuarzo microcristalino que desarrolla texturas de relleno tipo diente de perro en los planos de clivaje (Fig. 42 c y d) (Fig. 43 a y b). Los vitroclastos presentan texturas de desvitrificación como esferulitas y reemplazos por cuarzo-sericita.

Los fragmentos líticos suelen presentar pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe.

Los minerales accesorios son minerales opacos en la matriz que están alterados a óxidos de Fe (Fig. 43 c y d).



a) Muestra de mano donde se puede observar la brecha compuesta por una matriz de cuarzo (Qz) blanco y translúcido y fragmentos líticos (L) de diferentes tamaños.

b) Cuarzo (Qz) con textura de relleno tipo geoda.

c) **Fotomicrografía:** Contacto de venilla de cuarzo (Qz) con textura de recristalización en puzzle y aumento transicional del tamaño de los individuos desde el contacto hacia el interior (nic.x) (4x).

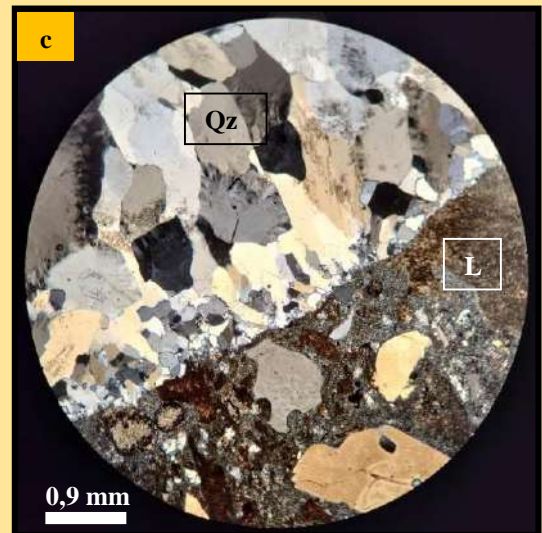
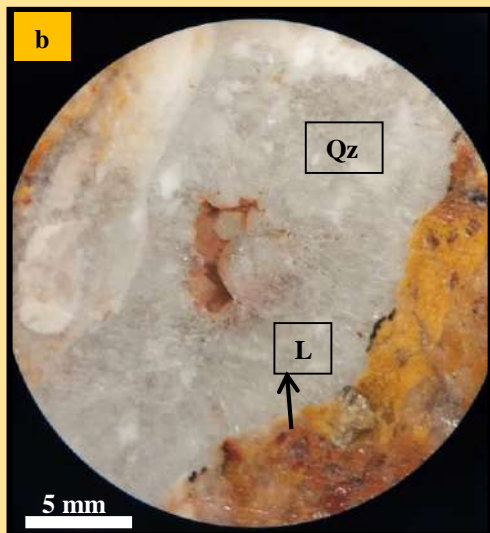
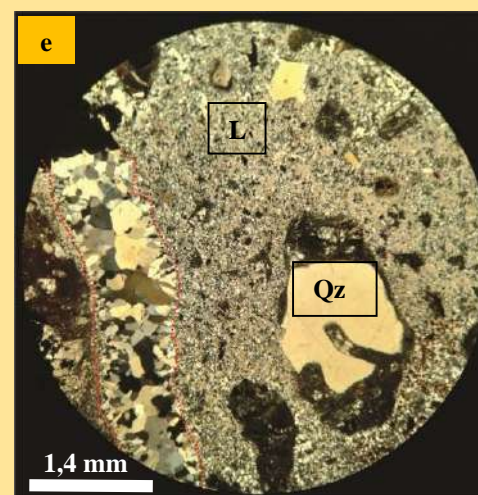
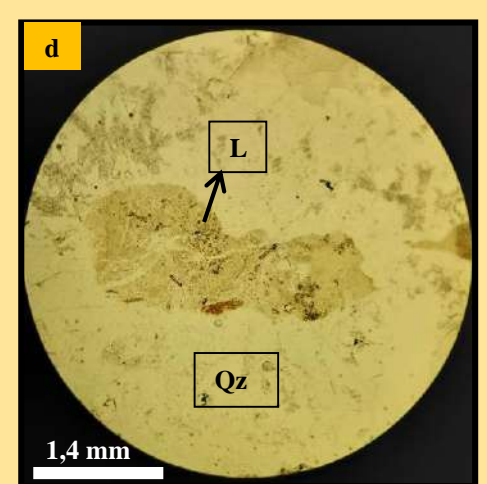
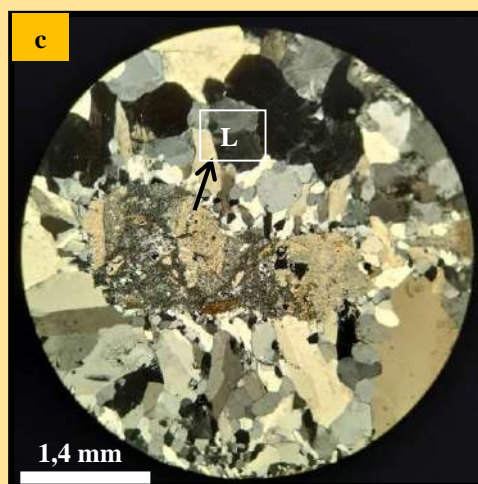
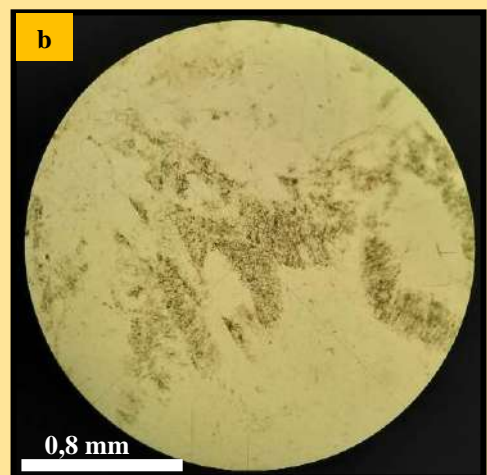
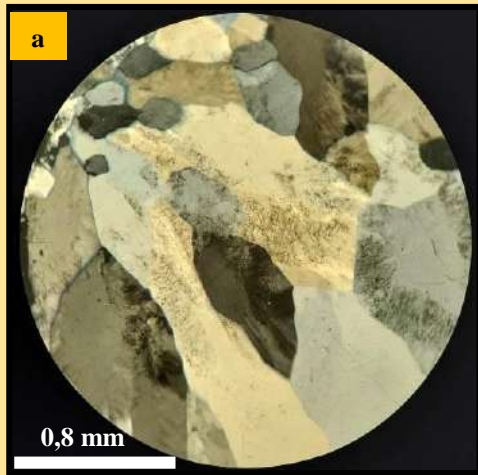
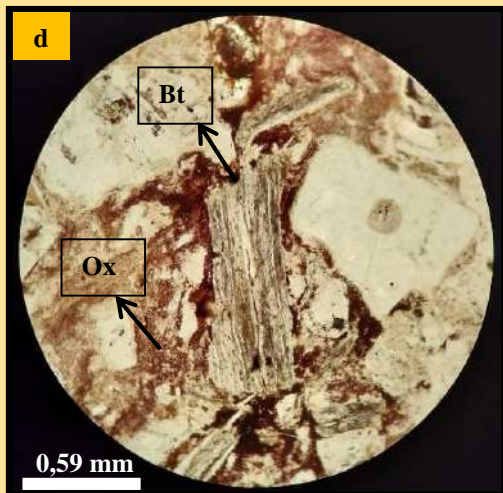
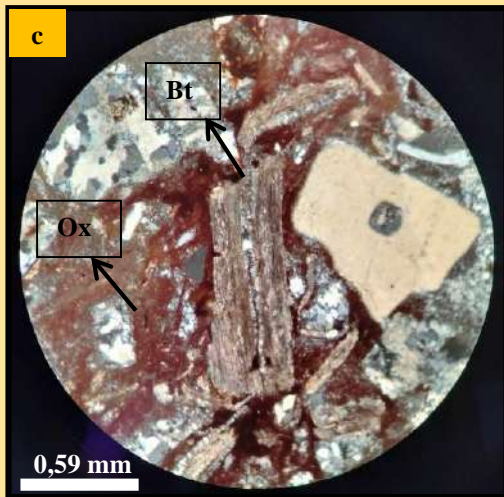
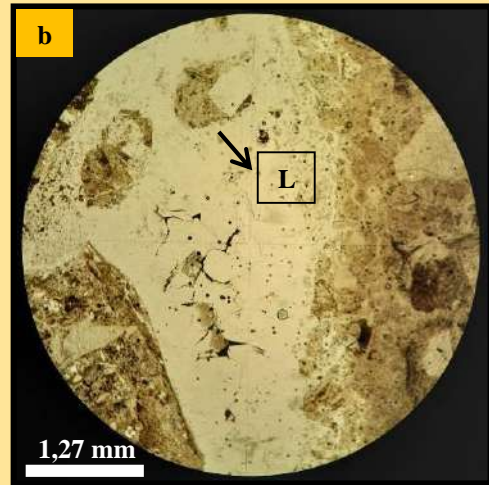


Figura 40: Toba de cristales brechada y matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos.



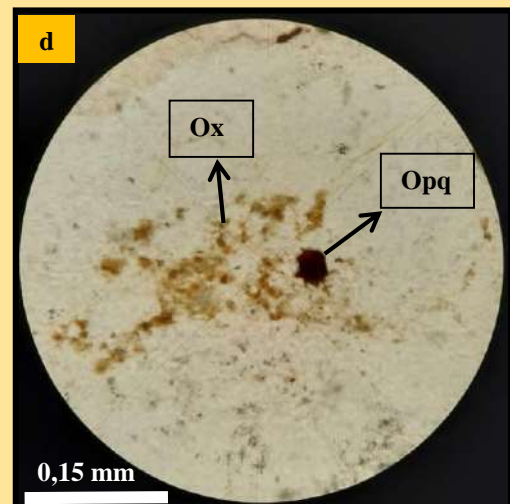
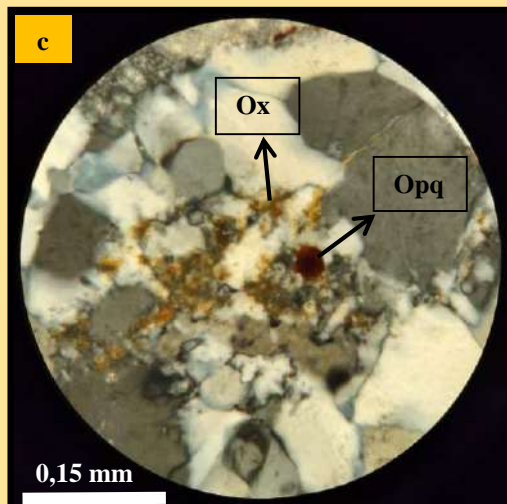
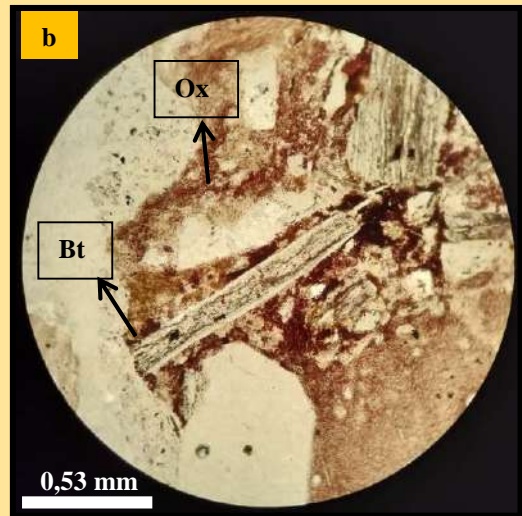
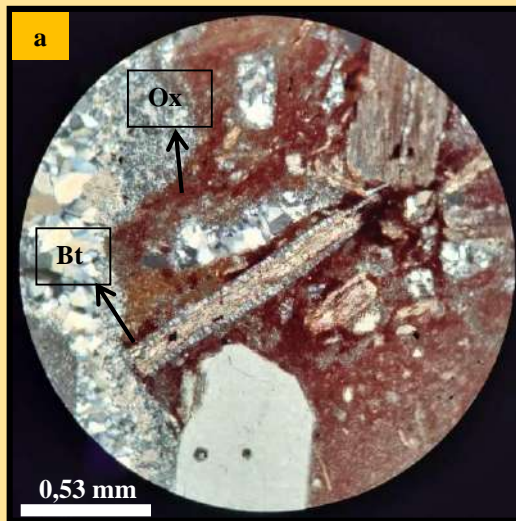
Fotomicrografías: a) Detalle de arreglo en puzzle que presentan los individuos idiomorfos de cuarzo (Qz) con bordes microplumosos y textura flameante (nic.x) (10x).
 b) Idem anterior (nic./) (10x).
 c) Fragmento lítico (L) inmerso en una matriz de cuarzo (Qz) compuesta por individuos de distintos tamaños. Además, se puede observar que los de menor tamaño se encuentran en el contacto con el lítico (L) (nic.x) (4x).
 d) Idem anterior (nic./) (4x).
 e) En el sector izquierdo venilla de cuarzo (Qz) con textura diente de perro, en contacto con fragmento lítico (L) alterado a cuarzo-sericita. Cristaloclasto de cuarzo (Qz) engolfado (nic.x) (4x).

Figura 41: Toba de cristales brechada y matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos.



Fotomicrografías: a) Individuos de cuarzo conformando textura en drusa. Los fragmentos líticos (L) presentan alteración cuarzo-sericítica (nic.x) (4x).
 b) Idem anterior (nic.//) (4x).
 c) Cristaloclasto de biotita (Bt) con planos de clivaje rellenos por cuarzo con textura en peine, rodeados por pátina de óxidos e hidróxidos de Fe (Ox)(nic.x) (10x).
 d) Idem anterior (nic.//) (10x).

Figura 42: Toba de cristales brechada y matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos.



Fotomicrografías: a) Cristaloclasto de biotita (Bt) con planos de clivaje rellenos por cuarzo con textura en peine y cubiertos parcialmente por pátina de óxidos e hidróxidos de Fe (Ox) (nic.x) (10x).
 b) Idem anterior (nic./) (10x).
 c) Minerales opacos (Opq) alterados a óxidos e hidróxidos de Fe (Ox) en matriz de cuarzo (Qz) (nic.x) (40x).
 d) Idem anterior (nic./) (40x).

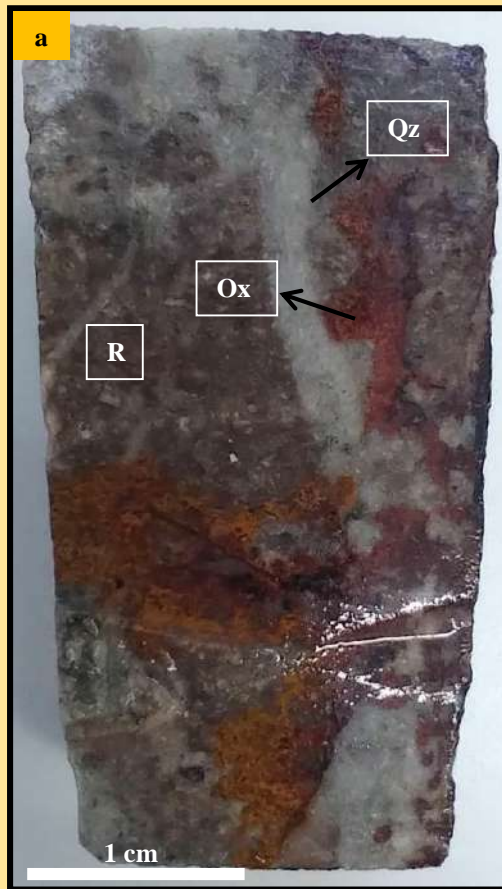
Figura 43: Toba de cristales brechada y matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos.

Cuando disminuye la cantidad de sílice la zona asociada a la mineralización está representada por venillas de cuarzo aledañas a las brechas con las siguientes características:

Descripción macroscópica: Las venillas tiene un ancho de 0,5 a 1 cm y están formadas por cuarzo blanco y translúcido y cristales de pirita de 1 mm. La roca de caja presenta cristaloclastos de feldespato, cuarzo y biotita. El feldespato se encuentra alterado a argilominerales y la biotita se observa desferrizada. Los vitroclastos son de color blanco alterados también a argilominerales. Las pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe son muy abundantes tanto en la roca de caja como en las venillas (Fig. 44 a y b).

Descripción microscópica: En el interior de las venillas se observó un agregado microcristalino de cuarzo y sericita, con sectores en los cuales los individuos de cuarzo aumentan su tamaño desarrollando texturas diente de perro (Fig. 44 c) y el contacto con la roca de caja es neto. También, se identificaron minerales opacos que mediante la correlación con la muestra de mano se infiere que son cristales subhedrales y anhedrales de pirita (Fig. 45 a y b).

Fragmentos líticos, provenientes de la roca de caja, poseen un matriz cuarzo-feldespática con cristaloclastos de feldespato y/o vitroclastos completamente alterados a cuarzo-sericita (Fig. 45 c, d). Los cc de biotita se observaron alterados a clorita (Fig. 45 c y d). Algunos sectores de la sección delgada se encuentran con una pátina de óxidos e hidróxidos de Fe y óxidos de Mn.



a) Muestra de mano donde se observa venilla de cuarzo (Qz) blanco y translúcido y abundantes pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe (Ox) en la Ignimbrita rica en cristales (R).
 b) Cristales de pirita (Py) en venilla de cuarzo (Qz) y pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe (Ox).
 c) **Fotomicrografía:** Venilla de cuarzo (Qz) microcristalino con sericita y posibles fracturas posteriores rellenas por individuos de cuarzo (Qz) de mayor tamaño (nic.x) (10x).

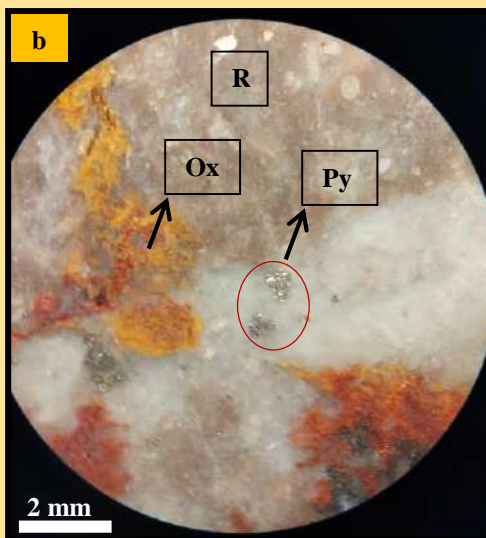
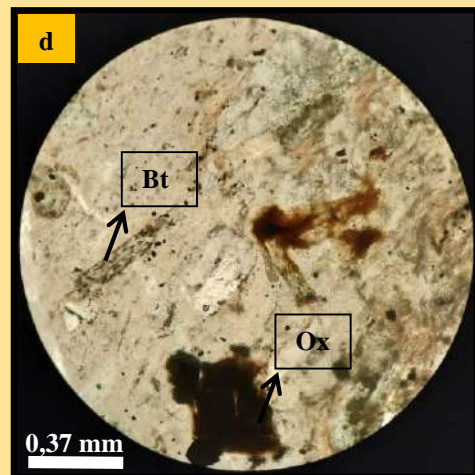
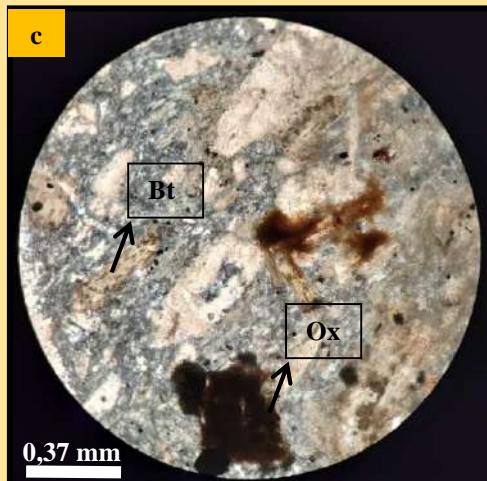
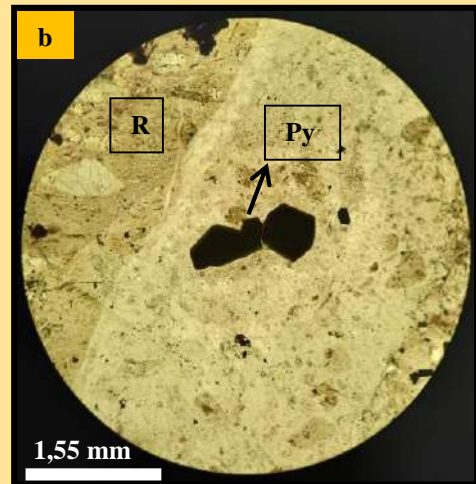
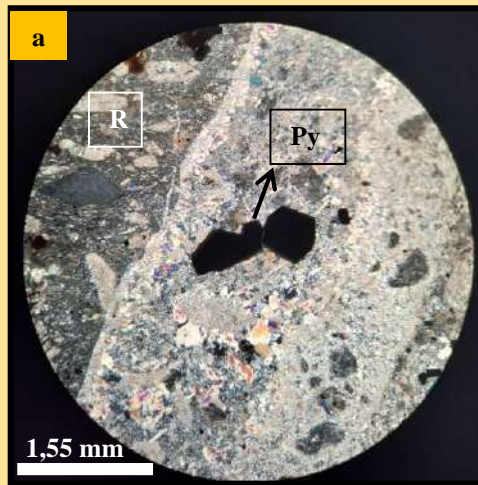


Figura 44: Venillas de cuarzo.



- Fotomicrografías:** a) Venilla de cuarzo en contacto neto con roca de caja (R).
 Minerales opacos los cuales se deduce por observación en muestra de mano que son
 cristales de pirita (Py) (nic.x) (4x).
 b) Idem anterior (nic. //) (4x).
 c) Roca de caja cuyos cristaloclastos de feldespato y vitroclastos se encuentran
 totalmente reemplazados por cuarzo-sericita. Cc de biotita (Bt) alterados a clorita y
 pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe (Ox) (nic.x) (10x).
 d) Idem anterior (nic. //) (10x).

Figura 45: Venillas de cuarzo.

4.4.2 VALORES GEOQUÍMICOS

Como se mencionó al inicio del capítulo, en la veta Névida se han realizado muestreos en canaletas (Fig. 46) para análisis geoquímico cuyos resultados fueron proporcionados por Patagonia Gold S.A. A partir de los mismos se confeccionó un mapa en el que se representan las concentraciones de Au en g/t a lo largo de la veta (Fig. 47). De acuerdo con los resultados obtenidos se puede inferir la existencia de valores interesantes en determinados sectores puntuales y limitados con respecto a su área de influencia.



Figura 46: Muestreo de tipo canaleta sobre veta Névida.

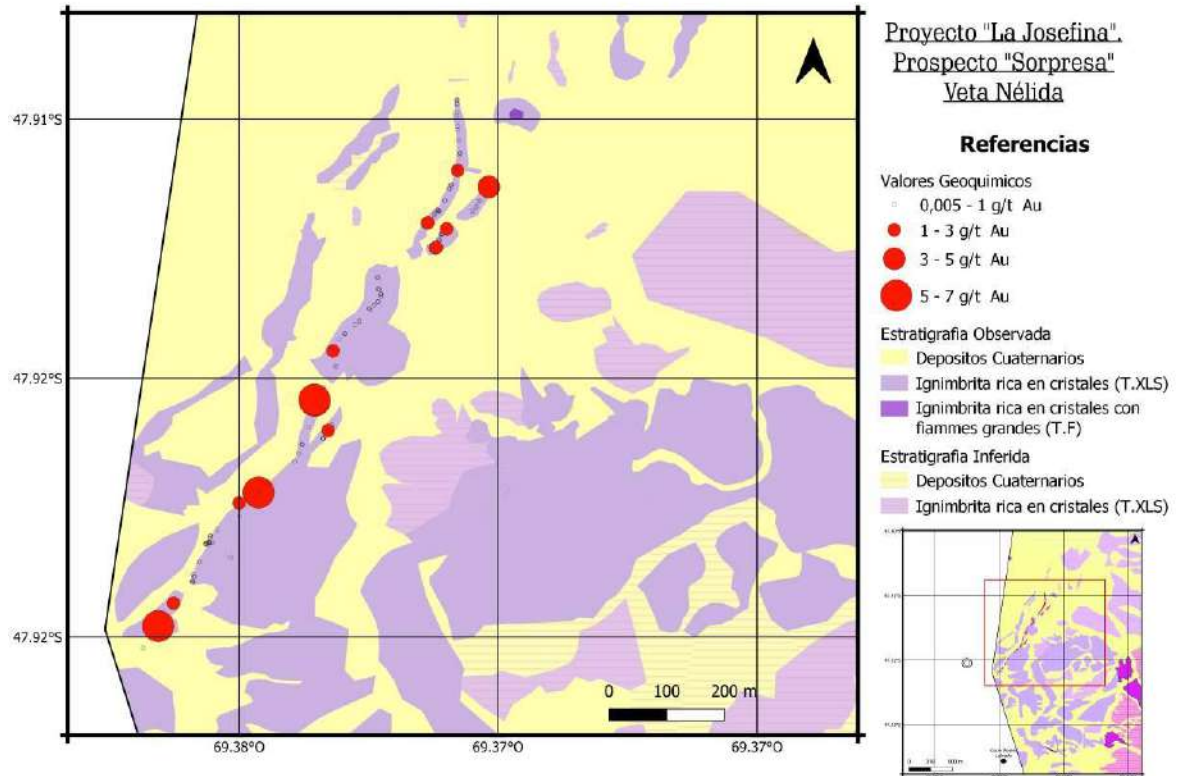


Figura 47: Mapa de valores geoquímicos de Au en g/t.

4.4.3 SECCIONES TRANSVERSALES

Para conocer la continuidad de la veta, sus variaciones en profundidad y la litología hospedante Cerro Cazador S.A llevó a cabo campañas de perforación con la obtención de testigos corona (Fig. 48). A partir de esta información se confeccionaron 3 secciones transversales.

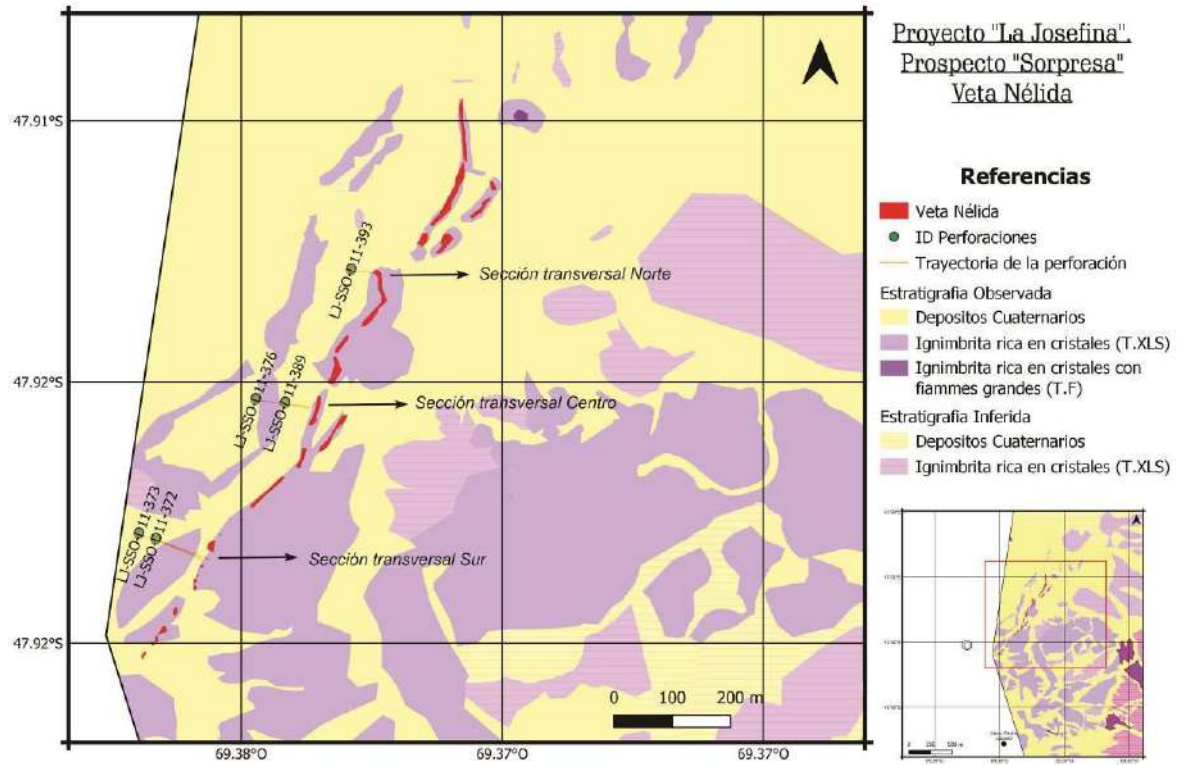


Figura 48: Mapa con la ubicación de las secciones transversales en veta Nélida.

Sección transversal Sur

Esta sección orientada E-O intersecta a la veta Nélida de forma transversal y está integrada por 2 perforaciones: LJ-SSO-D11-373 y LJ-SSO-D11-372 (Fig. 49). El sondeo más alejado de la estructura es el LJ-SSO-D11-373 está situado a 773 m s.n.m., tiene una longitud de 224 m y azimut de 117°. Por otra parte, el LJ-SSO-D11-372 se sitúa a los 770 m s.n.m., la longitud es de 170 m y el azimut de 117°.

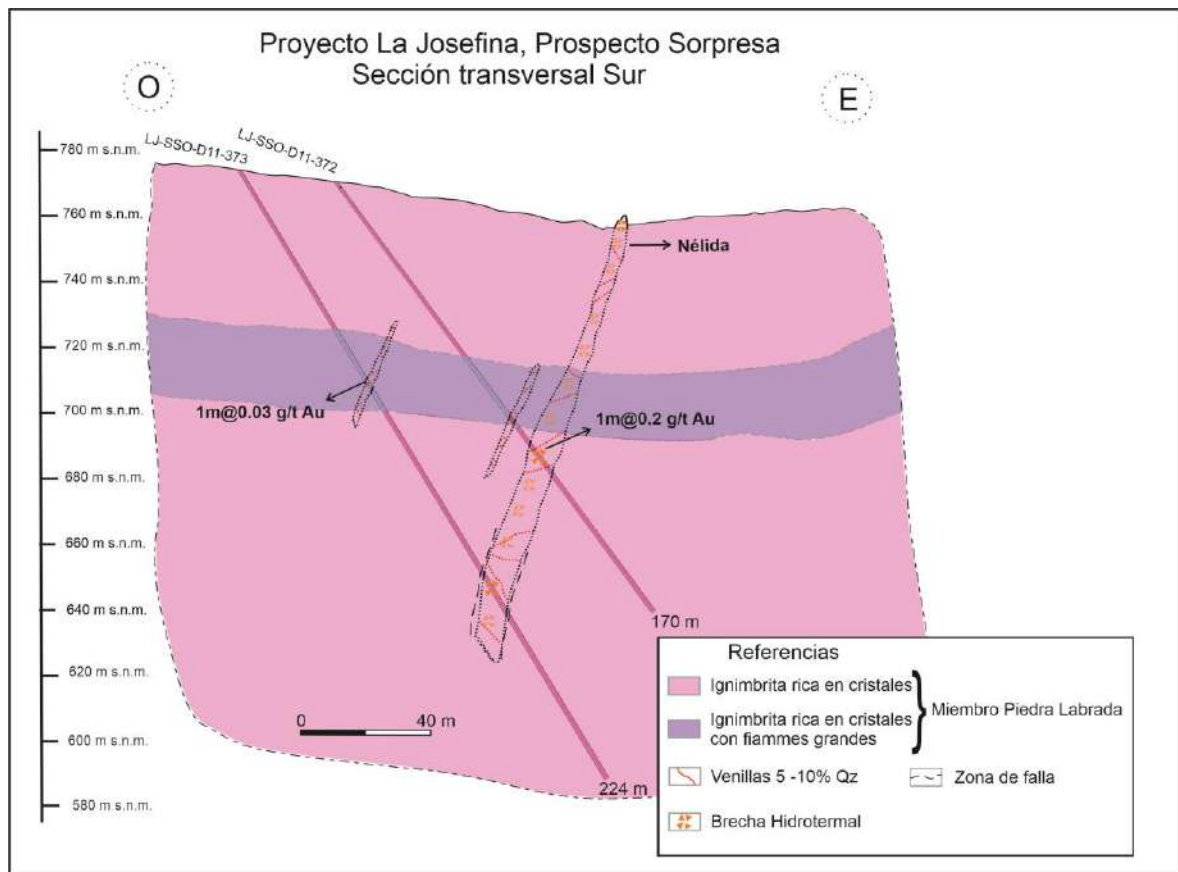


Figura 49: Sección transversal Sur donde se representan los principales cambios litológicos, estructuras y valores de mineralización (espesor en m@ valor promedio de Au en g/t).

Mediante el estudio de los testigos de perforación se han logrado distinguir variaciones en las unidades litológicas que serán descritas desde los primeros metros de la perforación hasta el final de la misma (Fig. 50). Del análisis integrado de ambos sondeos se observó que la subfacies Ignimbrita rica en cristales se presenta en los primeros metros de la perforación con estructura lajosa hasta los 3 m de profundidad y posteriormente con estructura masiva hasta los 31 m (Fig. 50 a y b). Posteriormente, aparece la subfacies Ignimbrita rica en cristales con flammes grandes (Fig. 50 c) que presenta una potencia cercana a los 25 m y hospeda un porcentaje de venillas de cuarzo del 5% (Fig. 50 d). A continuación vuelve a estar presente la Ignimbrita rica en cristales, donde aparecen gradualmente abundantes óxidos e hidróxidos de Fe asociados a la alteración cuarzo-sericítica en la estructura principal.

El sondeo LJ-SSO-D11-373 intercepta la brecha hidrotermal y se observan unos 2 m de intenso fracturamiento en ambos contactos, los cuales se lo interpreta como zonas de falla (Fig. 50 e). Esta brecha está conformada por fragmentos líticos correspondientes a la

Ignimbrita rica en cristales, en una matriz de cuarzo blanco y translúcido en la cual se observan texturas de relleno tipo *stockwork*, drusa y diente de perro (Fig. 50 f).

En los últimos metros, de ambos sondeos, continua la Ignimbrita rica en cristales de coloración verdosa atribuida a la alteración clorítica (Fig. 50 g).



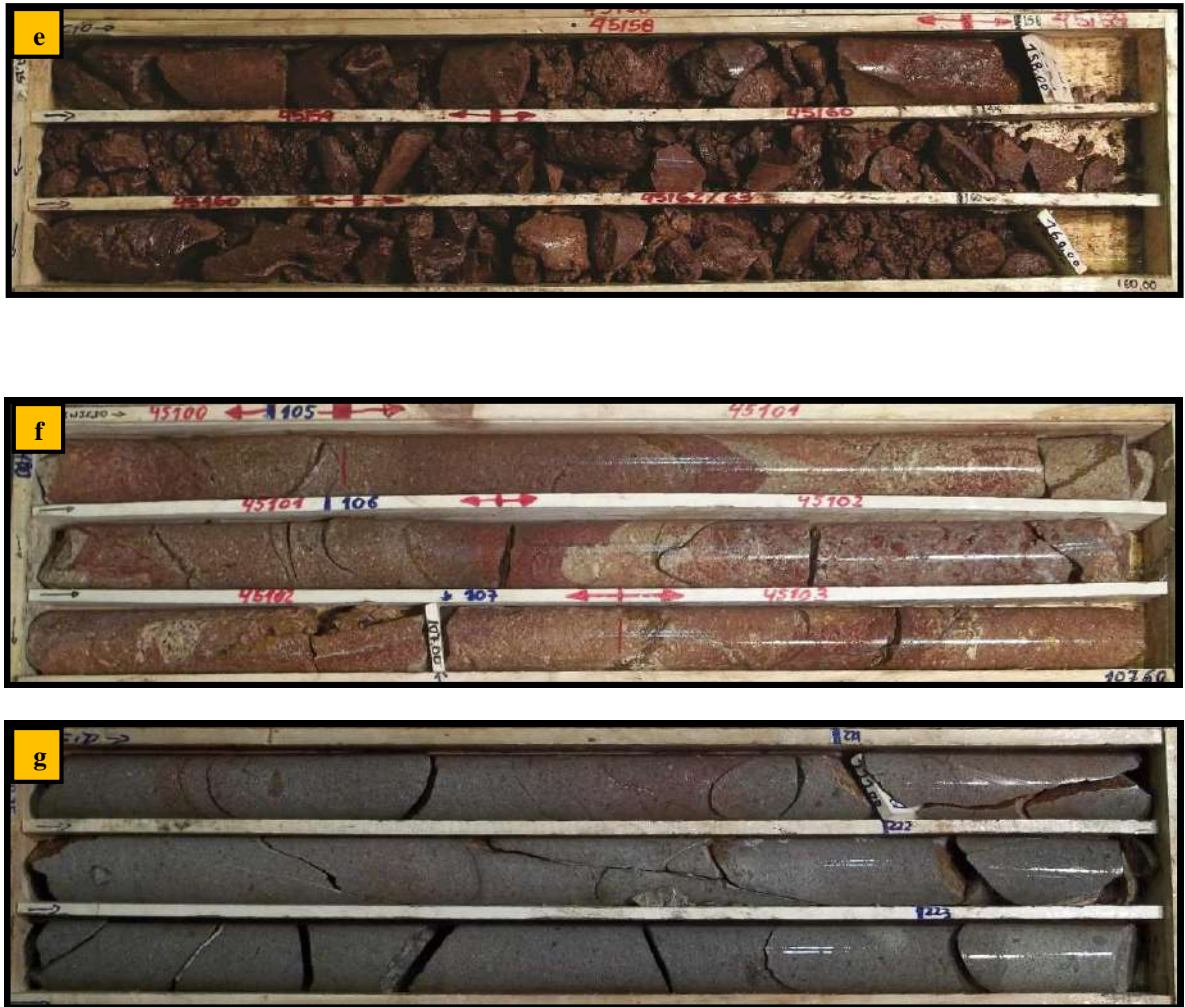


Figura 50: Variaciones litológicas de la Sección Sur. a) En los primeros 3 metros de perforación se encuentra la Ignimbrita rica en cristales con lajosidad, de 0 a 3 m. b) Ignimbrita rica en cristales con estructura masiva, de 19 a 21 m. c) Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes presente durante 31 m de perforación, de 78,25 a 80,95 m. d) Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes con 5% de venillas de Qz, de 91,30 a 94,4 m. e) Zona de falla que se presenta inmediatamente antes de interceptar la brecha hidrotermal y después, de 157,25 a 160 m. f) Brecha hidrotermal con abundante oxidación y alteración cuarzo-sericítica, de 104,8 a 107,6 m. g) Ignimbrita rica en cristales de color verde por alteración clorítica, de 220,26 a 223,10 m.

Para una representación más clara de los espesores reales y de los distintos contactos entre las unidades se confeccionó una columna estratigráfica (Fig. 51).

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA INTEGRADA SUR

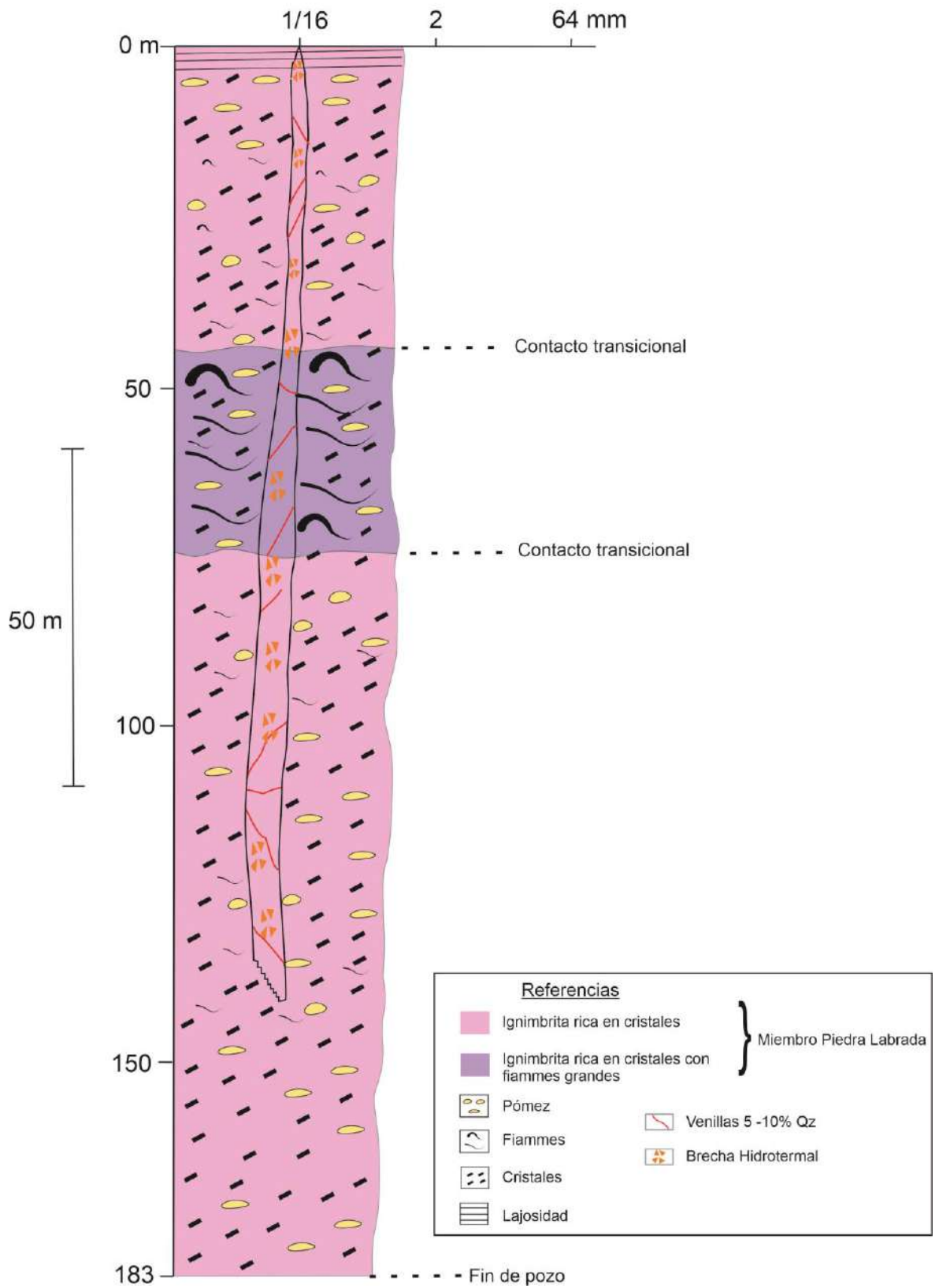


Figura 51: Columna estratigráfica integrada de la sección transversal Sur.

Sección transversal Centro

La sección transversal centro se ubica 400 m hacia el norte de la sección anterior y está integrada por 2 perforaciones: LJ-SSO-D11-376 y LJ-SSO-D11-389 (Fig. 52). El sondeo LJ-SSO-D11-376 no intersecta la veta Nélida, está situado a 773 m s.n.m., con una longitud de 146 m y azimut de 100°. Por otra parte, el LJ-SSO-D11-389 se sitúa a los 759 m s.n.m., con 92 m de longitud y un azimut de 102°.

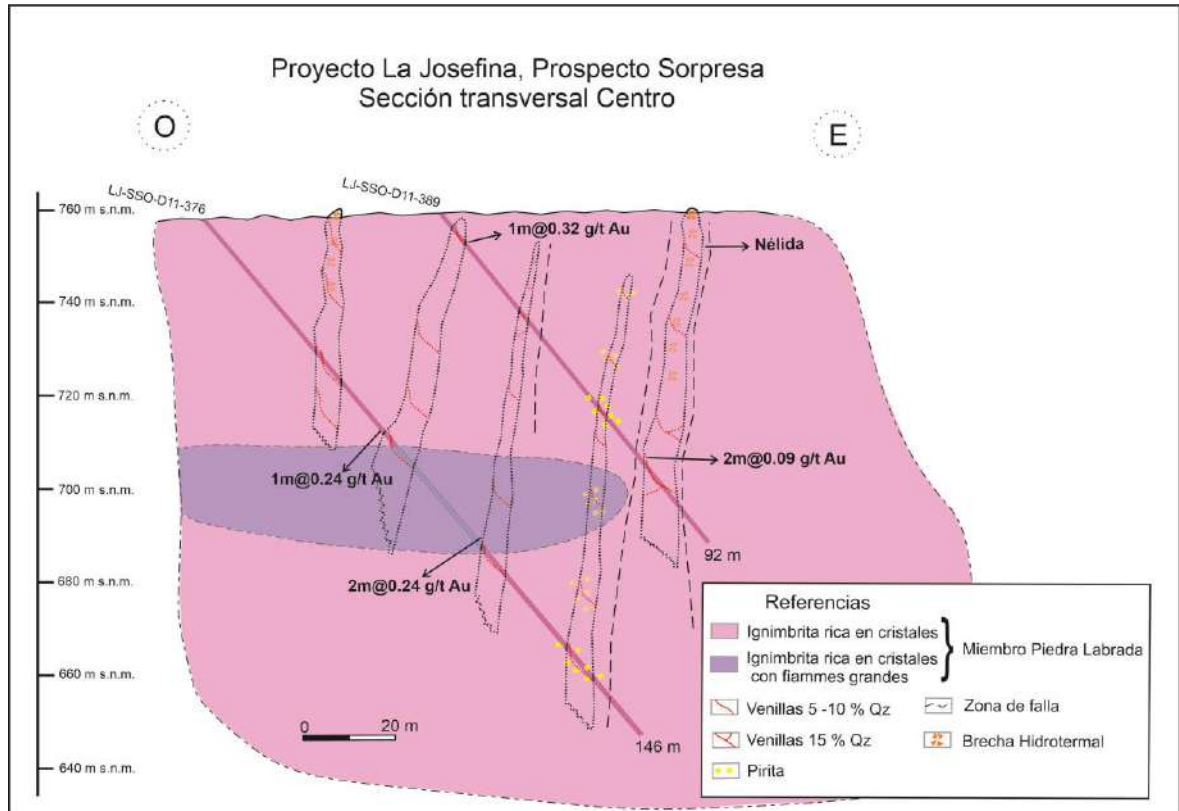


Figura 52: Sección transversal Centro donde se representan los principales cambios litológicos, estructuras y valores de mineralización (espesor en m@ valor promedio de Au en g/t).

Mediante la observación de los testigos de perforación del sondeo LJ-SSO-D11-376, se identificó la subfacies correspondiente a la Ignimbrita rica en cristales con su lajosidad característica en los primeros 3 m y luego con estructura masiva hasta los 62 m (Fig. 53 a y b). Posteriormente, se observó la presencia de la subfacies Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes (Fig. N° 53 c) por 30 m de perforación para pasar a la Ignimbrita rica en cristales. Este sondeo atraviesa 4 zonas de venillas de cuarzo siempre rodeadas por alteración cuarzo-sericítica. A 120 m de profundidad se identificó la presencia de pirita en las venillas (Fig. N° 53 e) y a 136 m un sector muy fracturado de 1 m de espesor interpretado como zona de falla (Fig. N° 53 d). Con respecto a los óxidos e hidróxidos de Fe son muy abundantes a partir de los 39 m y hasta finalizar el pozo. En el sondeo LJ-SSO-D11-389 y hasta los 92 m

se identificó la subfacies Ignimbrita rica en cristales donde se observó distintas zonas con venillas de cuarzo y aledañas a estas, alteración cuarzo-sericítica seguida en algunos casos por cloritización (Fig. N° 53 f y g). Los óxidos de Fe se presentan a lo largo de todo el sondeo y se lograron distinguir 3 zonas de falla, dos de estas ubicadas a ambos lados de la última zona de venillas asignada a la veta Nélica.





Figura 53: Variaciones litológicas de la Sección Centro. a) En los primeros 3 metros de perforación se encuentra la Ignimbrita rica en cristales con lajosidad, de 0 a 3,30 m. b) Ignimbrita rica en cristales con estructura masiva, de 28,75 a 31,53 m. c) Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes con óxidos e hidróxidos de Fe, de 72,70 a 75,40 m. d) Zona de falla, de 32,10 a 34,13 m. e) Ignimbrita rica en cristales con 10 % de venillas de cuarzo y presencia de pirita, de 123,95 a 126,70 m. f) Ignimbrita rica en cristales con alteración clorítica, de 49,53 a 52,10 m. g) Ignimbrita rica en cristales con alteración cuarzo-sericita, venillas de óxidos e hidróxidos de Fe y venillas de cuarzo, de 59,85 a 62,60 m.

Para una representación más clara de los espesores reales y los distintos contactos entre las unidades se confeccionó una columna estratigráfica (Fig. 54).

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA INTEGRADA CENTRO

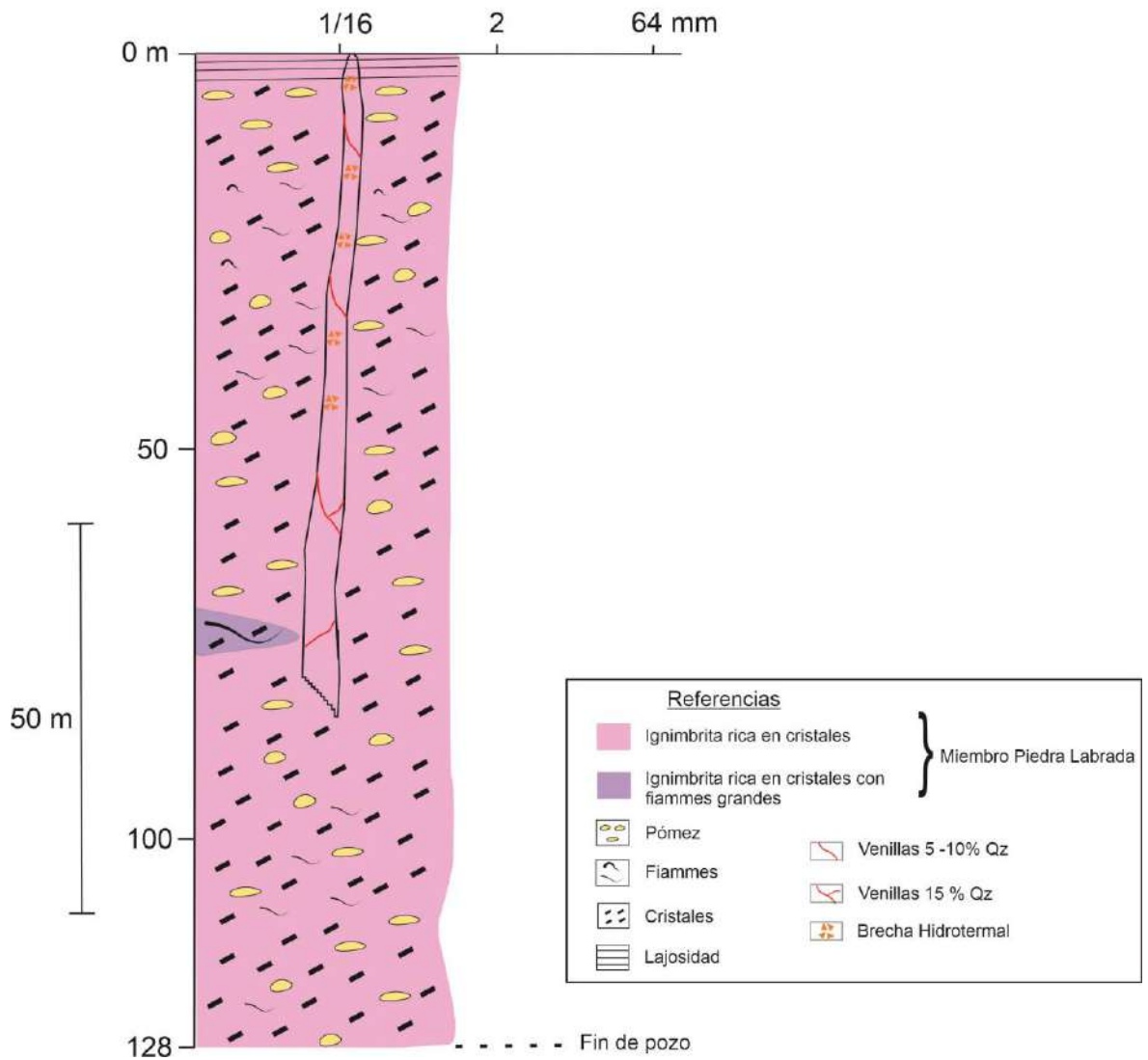


Figura 54: Columna estratigráfica integrada de la sección Centro.

Sección transversal Norte

La sección transversal Norte se ubica 356 m hacia el norte de la sección Centro y está integrada por la perforación LJ-SSO-D11-393 que no intersecta la veta Nélide (Fig. 55). El sondeo está a 733 m s.n.m., una longitud de 74 m y azimut de 100°.

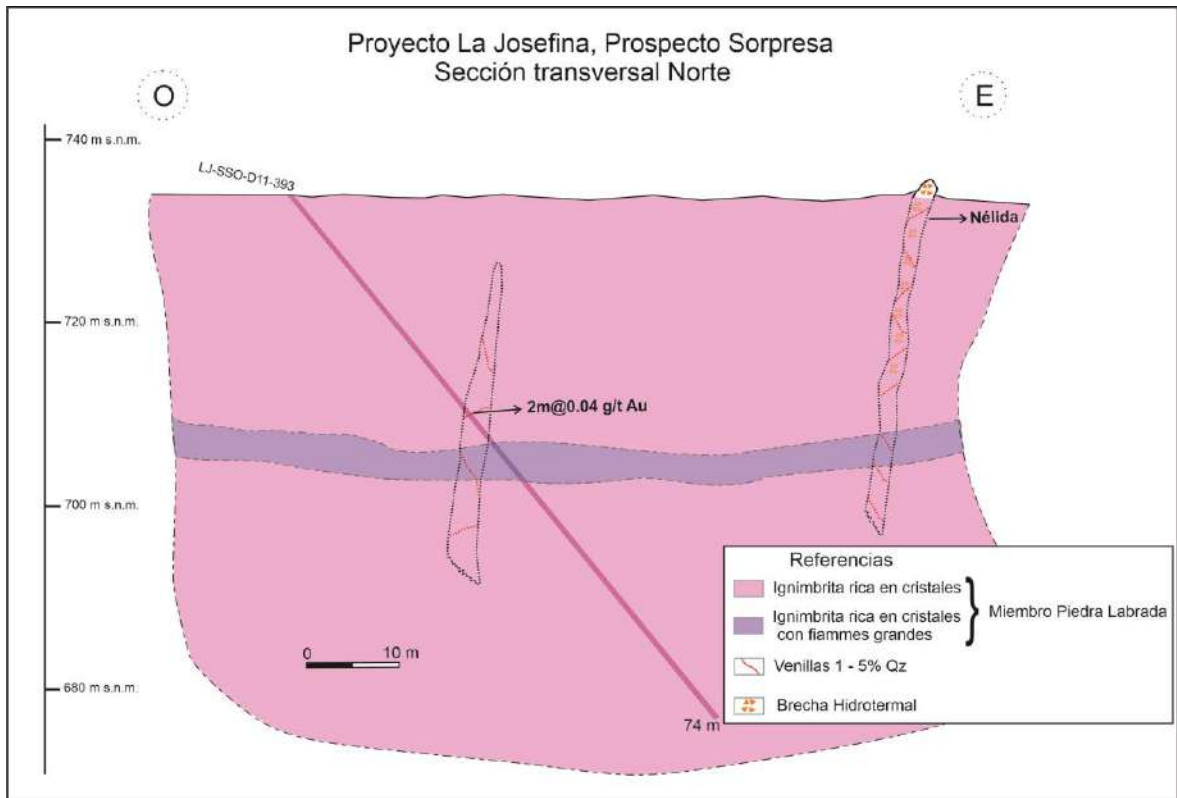


Figura 55: Sección transversal Norte donde se representan los principales cambios litológicos, estructuras y valores de mineralización (espesor en m@ valor promedio de Au en g/t).

Mediante el análisis de los testigos de perforación se distinguieron variaciones en las unidades litológicas (Fig. 56). La subfacies correspondiente a la Ignimbrita rica en cristales se observó con lajosidad en los primeros 3 m para luego presentarse con estructura masiva durante 28 m de perforación (Fig. 56 a y b). Además, se presenta alterada a cuarzo-sericita a los 31 m y con de venillas de cuarzo entre 1-5 % (Fig. 56 c). Luego, y por 5 m se presenta la subfacies Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes con alteración clorítica (Fig. 56 d). Los óxidos e hidróxidos de Fe se presentan a partir del metro 31 hasta el final de la perforación.





Figura 56: Variaciones litológicas de la Sección transversal Norte. a) En los primeros 3 metros de perforación se encuentra la Ignimbrita rica en cristales con lajosidad, de 0 a 3,50 m. b) Ignimbrita rica en cristales con estructura masiva presente durante 28 m, de 3,50 a 6,40 m. c) Ignimbrita rica en cristales con fiammes menores a 2 cm con venillas de cuarzo en 1 % y evidenciando la presencia de óxidos e hidróxidos de Fe, de 31 a 33,70 m. d) Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes próxima a zona de venillas, presentando alteración clorítica, de 36,40 a 39,20 m.

Para una representación más clara de los espesores reales y los distintos contactos entre las unidades se confeccionó una columna estratigráfica (Fig. 57).

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA INTEGRADA NORTE

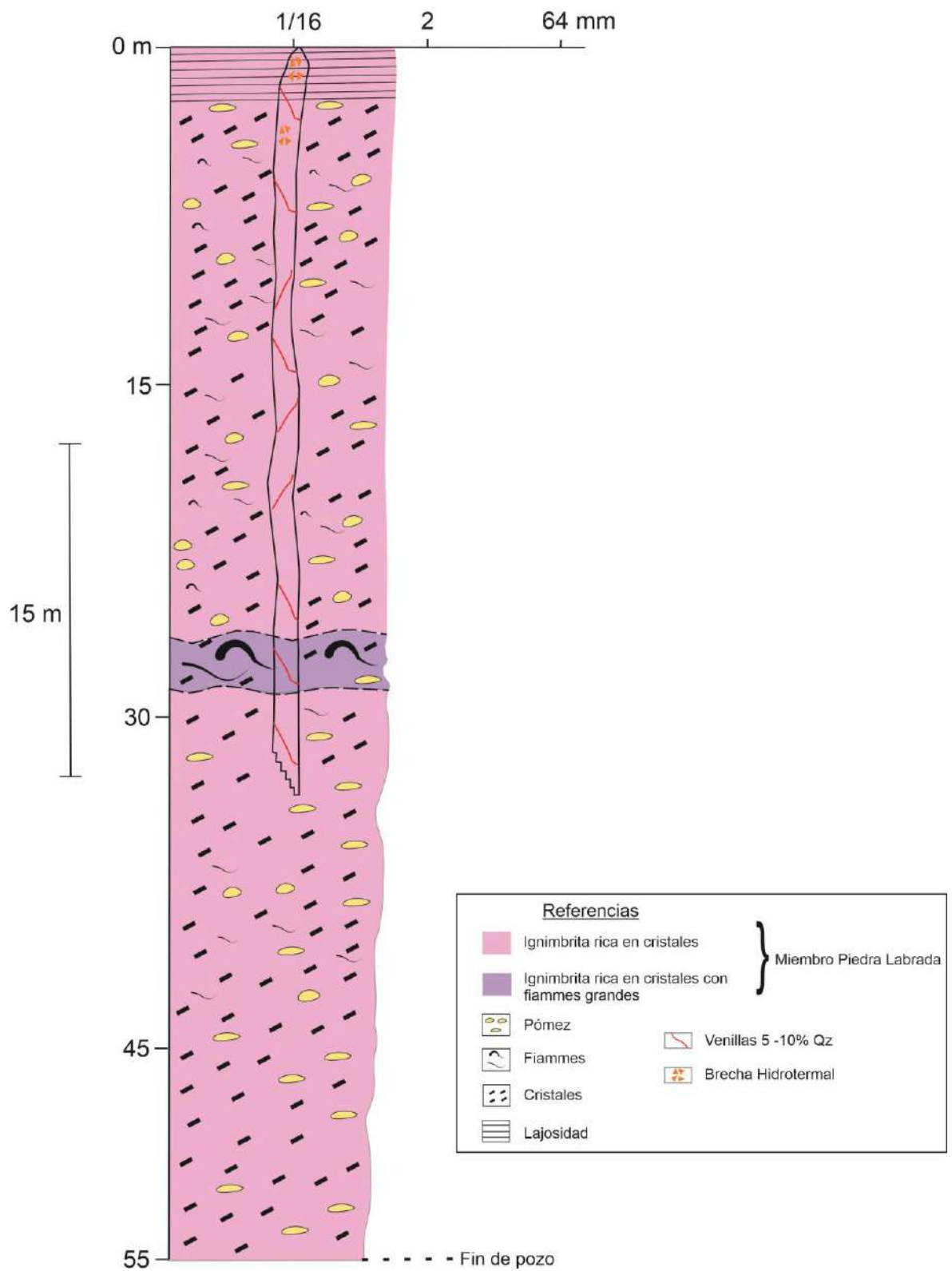


Figura 57: Columna estratigráfica integrada de la sección transversal Norte.

4.4.4 ALTERACIONES

En el presente estudio se identificaron alteraciones cuarzo-sericítica en el contacto de la roca de caja con la veta y más externamente la clorítica. La roca de caja con alteración cuarzo-sericítica se observó en la subfacies Ignimbrita rica en cristales; por otra parte, la alteración clorítica se identificó tanto en la subfacies Ignimbrita rica en cristales como en la subfacies Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes. Teniendo en cuenta la posición aleatoria de ambas subfacies es probable que se encuentren afectadas por los dos tipos de alteración. A partir de las alteraciones observadas se confeccionó un esquema que permite visualizar la distribución de las mismas a lo largo de la veta Nélida (Fig. 58).

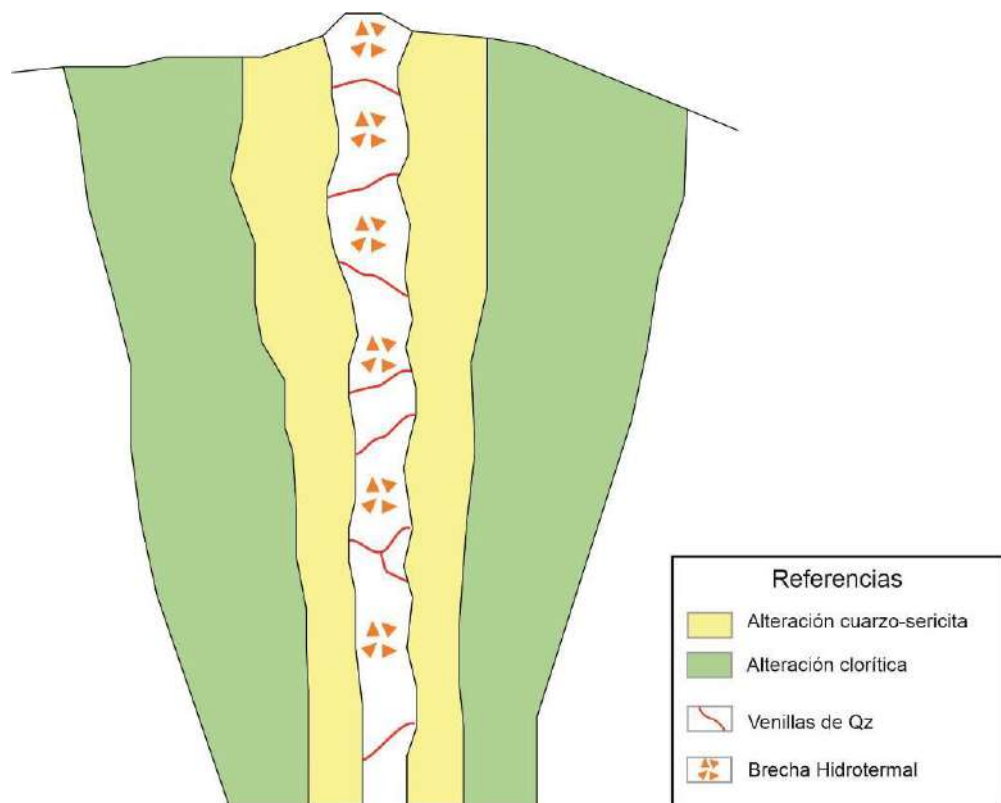


Figura 58: Esquema de alteraciones para la veta Nélida.

4.5 MAGNETOMETRÍA

4.5.1 ADQUISICIÓN DE DATOS

El prospecto Sorpresa cuenta con un total de 307336 puntos de mediciones magnéticas a lo largo de perfiles que atraviesan líneas en dirección E-O, espaciadas cada 50 m y realizadas por Patagonia Gold S.A. Para esto, 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 registro automático de datos (x, y, z, tmi, QC, fecha, hora). El magnetómetro base GSM-19 se usó para corregir las variaciones diurnas del campo magnético. Para el procesamiento de datos Patagonia Gold S.A. utilizó el software: Oasis Montaj, módulo MAGMAP e incluyó técnicas de filtrado donde generaron los mapas TMI (Fig. 59 a), RTP (Fig. 59 b), 2DV (Fig. 59 c), 1DV (Fig. 59 d), TDR (Fig. 59 e) y AS (Fig. 59 f).

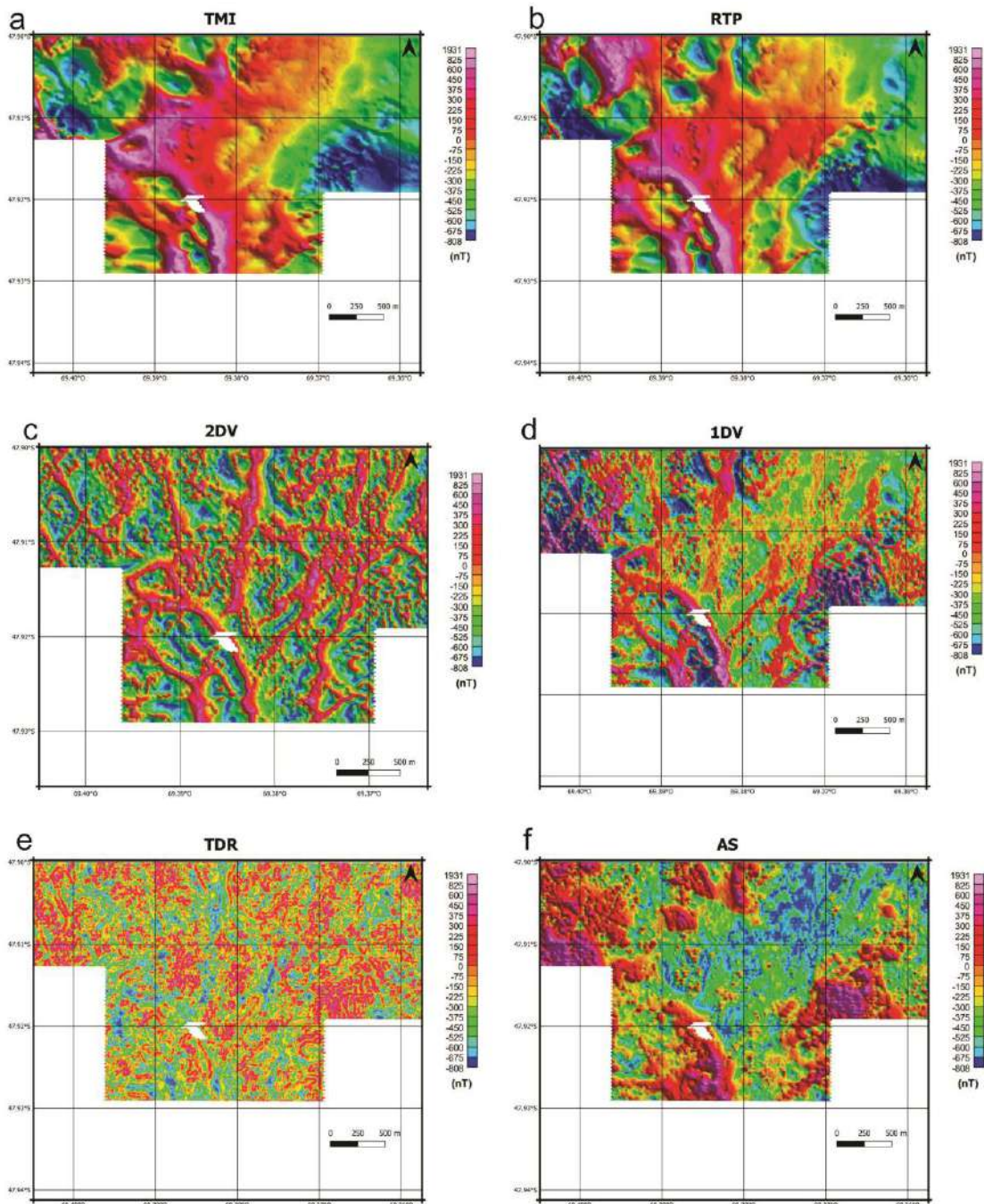


Figura 59: Mapas magnetométricos con filtros aplicados al prospecto Sorpresa: a) Intensidad magnética total (TMI), b) Reducción al polo (RTP), c) Segunda deriva vertical (2DV), d) Primera derivada vertical (1DV), e) Angulo Tilt (TDR), f) Señal analítica (AS).

4.5.2 ANÁLISIS MAGNETOMÉTRICO DEL ÁREA ESTE

El análisis de los mapas magnetométricos incluyó al RTP, 1DV y 2DV para el área Este. Con el filtro RTP se distinguieron dos sectores bien diferenciados, uno corresponde a una anomalía magnética positiva que coincide con las estructuras principales y otro sector, con anomalía magnética negativa de forma semicircular (Fig. 60). La anomalía positiva se observa en sectores con una marcada rugosidad dada por las longitudes de onda de menor amplitud que indican una fuente somera. Por otra parte, se visualizan sectores con superficies suaves, dadas por amplitudes de onda mayores, en los que se puede inferir una mayor profundidad de la fuente anómala. Cabe recordar que el principal mineral que genera estas anomalías positivas es la presencia de magnetita en la roca. La anomalía negativa de forma semicircular presenta una superficie suave lo que indica una fuente profunda y sus valores nos permiten inferir la presencia de una roca no magnética que tendría una cierta correlación geométrica con la superficie topográfica (Fig. 61). También, es importante mencionar la ausencia de estructuras en esa zona, donde una sola se observó en el borde de esta anomalía negativa como si estuviera actuando de limitante. Estos aspectos aportarían evidencias para fortalecer la posible presencia de un cuerpo intrusivo no magnético. Dado que nos encontramos en el hemisferio Sur y las anomalías se presentan en forma de dipolos, con un polo negativo y uno positivo, se debería seguir ampliando la información magnética del aérea para descartar que la anomalía en cuestión sea el dipolo negativo de una roca magnética ubicada hacia al Sur y que posea magnetismo remanente.

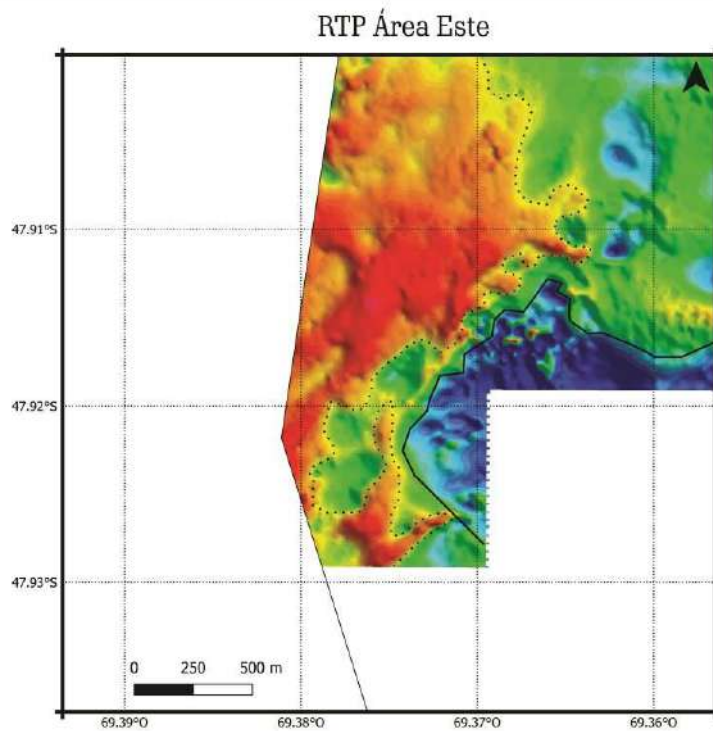


Figura 60: Mapa con filtro RTP aplicado al área Este del prospecto Sorpresa, donde se diferenciaron 2 sectores uno con línea continua que corresponde a la anomalía magnética negativa y otro con línea punteada, la anomalía positiva.

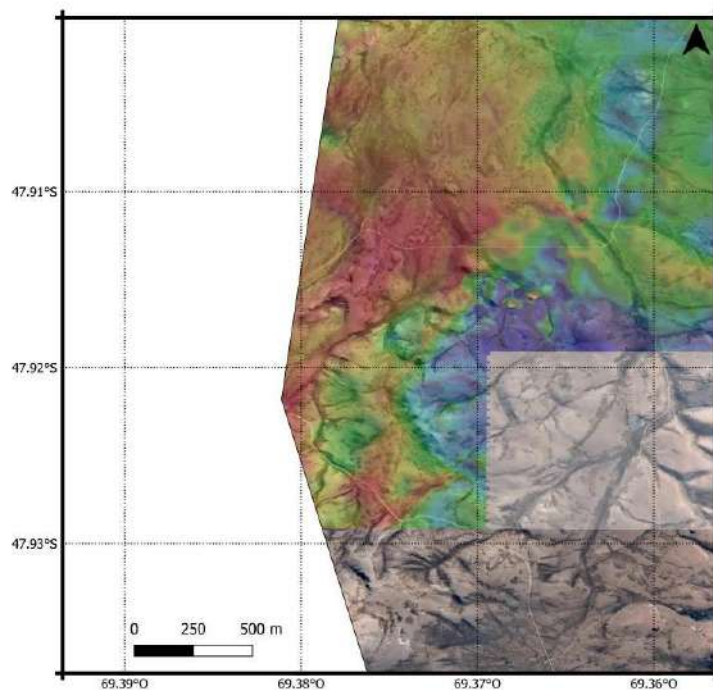


Figura 61: Mapa con Filtro RTP superpuesto con transparencia a la imagen topográfica.

Para identificar las estructuras someras se utilizó el filtro de la Primera derivada vertical del RTP (1DV) que realza las mayores frecuencias de onda (Fig. 62). A partir de este, se distinguieron las estructuras mapeadas en superficie y se identificaron otras que no afloran. En general se observó un desplazamiento de los altos magnéticos paralelo a las estructuras de superficie y en la dirección del buzamiento de las mismas. De esta manera, se confirmó la dirección de buzamiento de las estructuras y su continuidad en profundidad.

Posteriormente, se aplicó el filtro de la segunda derivada vertical (2DV) (Fig. 63) que también realza las altas frecuencias espaciales con mayor resolución pero con aumento del ruido. Con este filtro se confirman muchas de las estructuras observadas sutilmente en la 1DV y se identifican otras que no se visualizaron previamente.

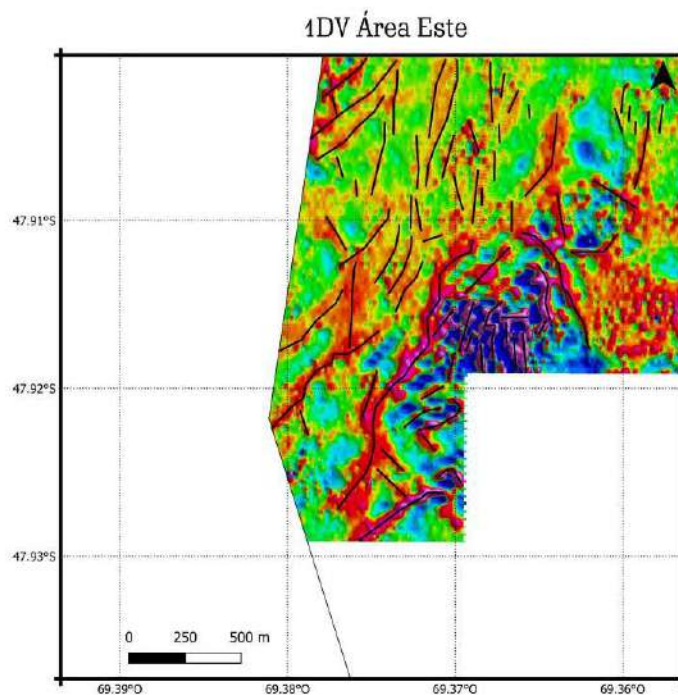


Figura 62: Mapa con filtro 1DV del área Este del prospecto Sorpresa en el que se destacan con líneas continuas las estructuras que se identificaron.

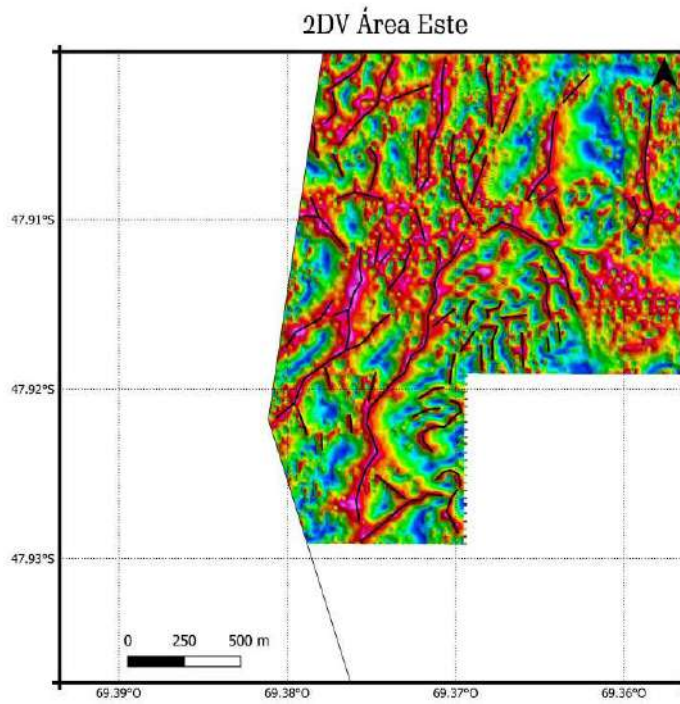


Figura 63: Mapa con filtro 2DV aplicado al área Este del prospecto Sorpresa, en el que se destacan con línea continua las estructuras identificadas.

Capítulo 5: CONCLUSIONES

- ❖ Mediante el mapeo geológico de superficie y la descripción de los sondeos se lograron identificar para el área Este del prospecto Sorpresa litologías que pertenecen principalmente a las facies volcanoclástica, subfacies de flujo piroclástico y subfacies piroclásticas de surge de la Formación Chon Aike: 1) toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos (Ignimbrita rica en cristales), 2) toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada dominada por cristaloclastos y contenido variable de vitroclastos de gran tamaño, cloritizada (Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes), 3) toba de cristales, matriz sostén, con estructura laminar, moderadamente seleccionada (Surge Piedra Labrada) y 4) toba lapillítica, matriz sostén, pobremente seleccionada, dominada por fiammes y contenido variable de cristaloclastos (Ignimbrita rica en fiammes). Perteneciendo las 3 primeras al Miembro Piedra Labrada y la última al Miembro Cerro Jorge Paz.
- ❖ Las alteraciones presentes son cuarzo-sericítica en las proximidades de la veta y clorítica en la periferia.
- ❖ Las estructuras mineralizadas mapeadas siguen dos direcciones preferenciales de fractura N 15° y N 330-340° que coinciden con la dirección principal y conjugada del sistema Zanjón de Pescado.
- ❖ La toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada con predominio de cristaloclastos y contenido variable vitroclastos (Ignimbrita rica en cristales) y la toba de cristales, matriz sostén, pobremente seleccionada dominada por cristaloclastos y contenido variable vitroclastos de gran tamaño, cloritizada (Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes) se comportan como roca huésped de la mineralización.
- ❖ Los valores de Au obtenidos del muestreo realizado en superficie sobre la veta Nélica no muestran continuidad en profundidad.
- ❖ De acuerdo al análisis magnetométrico, la zona bajo estudio muestra diferentes grados de magnetización. Los altos magnéticos se corresponden con las estructuras mapeadas en superficie y permiten inferir otras estructuras que no afloran. El bajo magnético estudiado permite suponer la presencia de una roca no magnética que de acuerdo a la morfología podría tratarse de un cuerpo intrusivo en profundidad aunque, se debe ampliar la información para su confirmación.

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 3° 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.
- Bellosi, 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., Homocv, 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). 1° 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., Mykietiuk, 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.
- 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.
- Homocv, 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.M., Jovic, N. R., Guido, D. M., & Schalamuk, I. B. 2008.** Caracterización de cuerpos intrusivos de la formación Cerro León en el área del Anticlinal el Tranquilo, Macizo del Deseado, Santa Cruz. In XVII Congreso Geológico Argentino. Actas (2) (pp. 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.
- Primo, A. 2023.** Geología de superficie y profundidad del prospecto Sorpresa, área Oeste, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Trabajo final de licenciatura (inédito), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa.
- 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 Porfirico 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.C., Poizat, V., Mauk, J. L., & St George, J. D. 1995.** Epithermal deposits: diverse styles, diverse origins. In *Pacrim Congress* (pp. 623-628).

