



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**CARACTERÍSTICAS INTERNAS Y VARIACIONES DEL
VOLCANISMO DE LA FORMACIÓN GUANACO SONSO
EN LA LOCALIDAD DE RÍO POTRERILLOS (29° 20' –
29° 30'S), REGIÓN DE ATACAMA, CHILE.**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Heidy Damaris Riquelme Mora

Profesora Patrocinante: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Profesional Guía: MSc. Esteban Fidel Salazar Pérez

Profesores Comisión: -Prof. Ramiro Ulises Bonilla Parra

-MSc. Abraham Elías González Martínez

Concepción, 2026

Al universo que quiso que siguiera adelante ...

ÍNDICE

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA.....	1
1.2. OBJETIVOS.....	2
1.2.1. Objetivo General.....	2
1.2.2. Objetivos Específicos.....	2
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS.....	2
1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	5
1.4.1. Terreno.....	5
1.4.2. Gabinete.....	5
1.5. ESTUDIOS ANTERIORES.....	6
1.6. AGRADECIMIENTOS.....	8
2. MARCO GEOLÓGICO.....	9
2.1. MARCO GEOTECTÓNICO.....	9
2.2. GEOLOGÍA LOCAL.....	12
2.2.1. Generalidades.....	12
2.2.2. Rocas Estratificadas.....	15
2.2.3. Rocas Intrusivas.....	20
2.3. ESTRUCTURAS DEL ÁREA.....	24
3. ANÁLISIS DE FACIES VOLCÁNICAS.....	25
3.1. MARCO TEÓRICO DE FLUJOS DE DENSIDAD PIROCLÁSTICOS.....	27
3.1.1. Mecanismos de soporte y segregación.....	28
3.1.2. Modelos de depositación.....	34
3.2. LITOFACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES PIROCLÁSTICAS.....	39
3.2.1. crmLT (eip) (e) (np) (eip)-(il).....	41
3.2.2. emLT (p) (e) (ip) (np) (ip)-(nl).....	43
3.2.3. lmLT (i) (ep) (eip) (//sn).....	46
3.2.4. crmT (e) (enp).....	48
3.2.5. mT - mLT (//sef) (//snl).....	51
3.2.6. mlBr.....	53
3.2.7. Andesita (α).....	55
3.2.8. Dacita (∂).....	58
3.3. VOLCANISMO DEL DEPOCENTRO POTRERILLOS DE LA FORMACIÓN GUANACO SONSO.....	61
3.3.1. Correlaciones entre columnas.....	61
3.3.2. Características del volcanismo.....	62
4. GEOCRONOLOGÍA U-PB.....	63
4.1. MUESTREO.....	63
4.2. METODOLOGÍA ANALÍTICA.....	63
4.3. RESULTADOS.....	64

4.3.1.	Muestra HR-013	64
4.3.2.	Muestra HR-014d	67
5.	DISCUSIONES.....	71
5.1.	AMBIENTE DE FORMACIÓN.....	71
5.2.	EVOLUCIÓN ESPACIAL DEL VOLCANISMO PERMO-TRIÁSICO ENTRE LOS 29,5 Y 30,5°S	72
6.	CONCLUSIONES.....	77

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1.	Mapa de ubicación y accesos del área de estudio.....	4
Figura 2.1.	Mapa geológico de la zona estudiada, modificado de Ortiz y Merino (2015).....	14
Figura 3.1.	Afloramientos estudiados ubicados en la ladera sureste del Río Potrerillos. Imagen satelital extraída de <i>Google Earth</i> , junto a la superposición de capas geológicas de la Carta Río Chollay-Matancilla de Ortiz y Merino (2015).....	26
Figura 3.2.	A. Efecto alerón para partículas no isométricas en donde un flujo horizontal actúa sobre sus superficies inclinadas. B. Efecto Robins en piroclastos no cilíndricos, en donde éstos tienden a girar de manera transversal al flujo. La superficie superior se mueve en el mismo sentido del flujo, acelerando el fluido sobre el clasto; por su parte, la superficie inferior se mueve en sentido opuesto al flujo, provocando una ralentización del fluido sobre el clasto, y la formación de una presión local relativamente alta que ejerce una fuerza de empuje en esta zona.....	29
Figura 3.3.	Segregación vertical en flujos turbulentos. Se pueden diferenciar las tres poblaciones distinguibiles con su mecanismo asociado.....	30
Figura 3.4.	Tipos de fluidización y los factores que la promueven.....	31
Figura 3.5.	A. Esquema sedimentológico que ilustra el desarrollo de diferentes pulsos dentro de una corriente y sus niveles de agradación en un régimen de flujo granular. B. Registro de litofacies dsL (estratificación difusa de lapilli) y mLb (bloques masivos de lapilli). C. Acercamiento a la zona de borde de flujo en un régimen granular.....	33
Figura 3.6.	Sección esquemática estándar de un flujo ignimbrítico. L: clastos líticos y P: clastos de pómez.....	35
Figura 3.7.	Modelo agradacional de Branney y Kokelaar (2002) para cada régimen de flujo.....	36
Figura 3.8.	Diagramas de agradación pulsativa para los cuatro regímenes de flujo en depósitos piroclásticos.....	38
Figura 3.9.	Litofacies volcánicas y sedimentarias sector Río Potrerillos, de izquierda a derecha, columnas: NNE, NE y SW.....	40
Figura 3.10.	A. y C. Toba de lapilli masiva de cristales (crmLT). B. <i>Fiammes</i> grises soldadas y algunos líticos andesíticos de coloración rojiza pertenecientes a la parte superior de un nivel crmLT(eip). Se observa moderada silicificación de ambas rocas.....	42
Figura 3.11.	A. y B. Detalles de fiamme y cavidad de fiamme. Ambos pertenecen a la parte superior de facies emLT(ip)-(nl). C. Nivel inferior rico en líticos de emLT(ip)-(nl). D. Clastos líticos y pómez soldadas. E. y F. Afloramiento de litofacies emLT(ip).....	45

Figura 3.12.	A. Lítico rojo andesítico. B. Lítico pardo amarillento con cristales de calcita. C. Toba lítica con algunas <i>fiammes</i> . D., E. y F. Detalles de fragmentos líticos subangulosos a subredondeados.....	47
Figura 3.13.	A. Afloramiento toba masiva de cristales de color rosado en roca fresca y coloración grisácea dada por la alteración. B. Afloramiento de toba de ceniza de color rosado anaranjado producto de alteración potásica.....	49
Figura 3.14.	A. Vista afloramiento con ritmicidad en niveles decimétricos y laminación paralela incipiente. B. Toba de lapilli masiva con laminación paralela incipiente y fábrica de grano direccional. C. Nivel lítico de la parte media-superior. D. y E. Nivel tobáceo de la columna NNE con laminación paralela.....	52
Figura 3.15.	A. Afloramiento brecha tobácea (mlBr). B. Detalle bloque de monzonita.	54
Figura 3.16.	A. y B. Detalle de niveles brechosos en andesita. C. Vista lateral de nivel andesítico en columna NE sobre el paquete rocoso piroclástico y sedimentario de color rosado anaranjado. D. Vista satelital desde <i>Google Earth</i> de andesita acuñándose hacia el suroeste.....	57
Figura 3.17.	A. Lava dacítica altamente silicificada. B. Bandeamiento basal de la dacita a nivel del suelo de orientación E-O. C. Detalle de minerales elongados producto de bandeamiento. D y E. Niveles esferulíticos. F. Contacto irregular peperítico entre dacita inferior y brecha sedimentaria superior.....	60
Figura 4.1.	A. Diagrama de concordia U-Pb para los análisis de la muestra HR-013d. B. Acercamiento a la mayor concentración de datos de los análisis en el diagrama A., entre 320 y 200 Ma aproximadamente. <i>Puntos de error de datos en las elipses son 68,3% de confianza (1 σ)</i>	65
Figura 4.2.	Gráfico Unmix (Isoplot 3.75) que muestra la distribución polimodal de la población de análisis, con 4 poblaciones identificables marcadas en líneas verticales negras.....	66
Figura 4.3.	Diagrama concordia U-Pb para los 30 análisis de la muestra HR-014d, observándose una mayor concentración de análisis (puntos amarillos vectoriales) entre los 280 y 240 Ma, con un punto de intersección de 251 ± 1 Ma.....	67
Figura 4.4.	A. Gráfico Unmix (Isoplot 3.75) donde se aprecian dos poblaciones principales marcadas en línea vertical negra. B. Diagrama <i>Tuff Zirc</i> en donde las líneas rojas verticales corresponden a los análisis más concordantes, cuyo resultado de promedio ponderado (línea amarilla horizontal) es de $252,65 \pm 1,5$ Ma.....	69
Figura 5.1.	Diagrama longitudinal de la arquitectura de facies ingimbríticas (Branney y kokelaar, 2002).....	71
Figura 5.2.	Histograma y curva de densidad de probabilidad para edades U-Pb en circón (n=45) obtenidas en unidades estratificadas volcánicas entre los 29,5 y 30,5°S; publicadas por Martin et al. 1995, Charchaflié, 2003; Jones, 2014; Sato <i>et al.</i> 2015; Ortiz y Merino, 2015; Salazar y Coloma, 2016; Murillo <i>et al.</i> 2017; Velásquez <i>et al.</i> , 2021; y este trabajo.	73
Figura 5.3.	Distribución espacial de edades U-Pb en unidades volcánicas entre 230 y 280 Ma entre los 28,5 y 30,5°S Se utilizaron datos compilados de varios trabajos incluidos este (Anexo IV: Discusiones).....	74
Figura 5.4.	Edades de los diferentes afloramientos de las unidades permo-triásicas volcánicas de norte a sur, desde los 28°30'S a los 30°30'S, incluyendo los afloramientos argentinos de Charchaflié, (2003) y Sato <i>et al.</i> (2015). Datos en detalle en Anexo IV: Discusiones.....	76

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Abreviaciones de nomenclatura para facies piroclásticas de Branney y Kokelaar (2002). Con algunas modificaciones y traducidas al español.	39
---	----

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO I: CORTES TRANSPARENTES	
ANEXO II: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS	
ANEXO III: GEOCRONOLOGÍA	
ANEXO IV: DISCUSIONES	

RESUMEN

El conjunto de rocas volcanoclásticas que afloran en la alta cordillera de Vallenar son el objetivo de este estudio, están ubicadas en el sector del Río Potrerillos entre los 29° 20' y los 29° 30'S, en un principio éstas fueron atribuidas a la Formación Pastos Blancos (Thiele, 1964; Nasi *et al.*, 1990), posteriormente Martin *et al.*, (1995 y 1999) dividen esta formación en dos secuencias, Los Tilos y Guanaco Sonso; y es ésta última en la que se enfocará este trabajo. A través de los estudios venideros de Ortiz y Merino (2015) es que empezaron a cuestionarse la asignación de esta secuencia al carácter de formación, pero finalmente son Salazar y Coloma (2017) quienes presentan una sección de referencia al norte de este estudio. Debido a la falta de información existente para su localidad tipo, es decir para los afloramientos de este trabajo, es que por medio de este estudio se realizan 3 columnas estratigráficas y su respectivo análisis petrográfico y microscópico con el fin de interpretar los procesos volcánicos que dominaron en su depositación, así como también su evolución. Se realiza un estudio de litofacies para las cuales se utilizó el modelo de facies para rocas volcánicas no genético propuesto por Branney y Kokelaar (2002). Además, se analizan dos edades U-Pb a través de las herramientas Unmix de Isoplot 3,75 y *TuffZirc* que permiten acotar temporalmente esta localidad tipo y estimar su tasa de acomodación.

La Formación Guanaco Sonso en su localidad tipo está formada por rocas volcánicas y localmente sedimentarias, las primeras son de composición dacítica principalmente, variando hacia riodacita; y de carácter intermedio a félsico en los niveles efusivos, es posible encontrar tobas vítreas eutaxíticas, tobas cristalinas tanto de ceniza como tamaño lapilli, tobas de lapilli rica en líticos, además de andesita y dacita. Los fragmentos líticos por su parte varían composicionalmente entre andesita y dacita, de color gris en afloramiento con textura porfírica, también líticos tobáceos e ígneos localmente. Los principales cristales son plagioclasas (~25%) argilizadas de color rosado de tamaños variables entre 0,5 mm y 3 cm y cristales de cuarzo anhedrales a subhedrales (~15%), con escaso contenido de biotita. También se observan niveles decimétricos a decamétricos sedimentarios conformados por arenisca fina a gruesa, conglomerados clastosoportados, brechas clastosportadas y localmente fangolitas.

Las facies reconocidas y estudiadas en estas rocas volcánicas fueron agrupadas como un conjunto de facies que en su conjunción denotan procesos piroclásticos variados, se observan tobas vítreas de lapilli masivas eutaxíticas (emLT), tobas de lapilli masivas ricas en cristales (crmLT), tobas de lapilli masivas ricas en líticos (lmLT), tobas de ceniza a lapilli masivas (mT-mLT), toba de ceniza masiva rica en cristales (crmT), todas estas litofacies anteriores presentan variaciones internas que permiten clasificarlas con mayor detalle, además cabe destacar que el contenido vítreo se encuentra prácticamente en todas las litofacies en mayor o menor medida. Finalmente, una facie local de brecha tobácea (mlBr); y niveles lávicos andesíticos y dacíticos. Los niveles ignimbríticos que conforman la ladera sur del valle del Río Potrerillos se interpretan como un sistema de flujos de densidad piroclásticos que fueron agradando en varios pulsos, cuyas litofacies ricas en texturas eutaxíticas y alto contenido de *fiammes* (emLT y variaciones internas) evidencia un volcanismo explosivo a alta temperatura, con locales eventos de colapso, evidenciado en facies brechosas (mlBr) de poco transporte, presumiblemente cerca del centro emisor. Estos niveles fueron formados a través de procesos de flujo de densidad piroclásticos, cuyos mecanismos de transporte y segregación principales son escape de fluidos, segregación granular y localmente procesos de caída de piroclastos.

A través del estudio U-Pb es posible acotar la localidad tipo de la Formación Guanaco Sonso entre $253,9 \pm 2,8$ Ma (Ortiz y Merino, 2015) y $252,7 \pm 1,5$ Ma (edad obtenida en este estudio), lo que arroja un rango de edad ~1,2 Ma para la depositación de estas rocas, lo que trae consigo una alta tasa de acomodación y por ende subsidencia, sincrónica a la ocurrencia del volcanismo explosivo, lo que podría indicar un ambiente tipo caldera. El evento eruptivo que generó las rocas de La Formación Guanaco Sonso en el sector de Río Potrerillos corresponde a uno del total de eventos volcánicos que sucedieron de forma diacrónica durante el Permo-Triásico para esta formación, ya que es evidente la existencia de rocas más jóvenes de las mismas al norte del área de estudio.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA

Las rocas magmáticas son las que forman la mayor parte de la cordillera frontal (Charrier *et al.*, 2007), y es en estas rocas donde se albergan importantes yacimientos metálicos de nivel mundial en los Andes chileno–argentinos. Esta es la razón por la que han sido extensivamente estudiadas con la publicación de numerosos análisis geocronológicos de U–Pb en las últimas dos décadas (Martin *et al.*, 1995; Charchaflié, 2003; Murillo *et al.*, 2017; Ortiz y Merino, 2015; Salazar y Coloma, 2016; Velásquez *et al.*, 2021). Estos estudios han permitido acotar la temporalidad de las unidades volcánicas y plutónicas del magmatismo triásico, sin embargo, este mismo refinamiento ha convergido en inconsistencias en los rangos de edades asignados a éstas.

En particular, la Formación Guanaco Sonso ha sido asignada sucesivamente a distintos rangos de edades por distintos autores, que abarcan desde el Pérmico Medio hasta inclusive el Triásico Superior. Esto se debe probablemente a que esta formación incluye productos volcánicos de diversos sistemas eruptivos que se desarrollaron en distintos lugares. Además, las litologías reportadas para las distintas localidades son muy similares entre sí, por lo que su correlación en general está basada en edades U-Pb puntuales en cada localidad, lo que ha hecho que la asignación de un rango específico de edad sea compleja de hacer, tanto para la unidad a escala regional, como para cada localidad. Adicionalmente, otro factor importante en esta problemática es que la localidad tipo de la Formación Guanaco Sonso no cuenta con descripción estratigráfica de detalle, y solo tiene una edad U-Pb puntual en su base de $253,9 \pm 2,8$ Ma (Ortiz y Merino, 2015).

De esta manera, resulta fundamental contar con un rango de edad para la Formación Guanaco Sonso en su localidad tipo, así como una descripción detallada de su sección tipo y una idea de los procesos volcánicos involucrados en su acumulación, para poder correlacionar similitudes y diferencias y así poder entender sus variaciones espaciales a escala regional.

En esta memoria de título se intenta generar información detallada de las sucesiones o parte de ellas, ubicadas en la localidad del Río Potrerillos, en la alta cordillera de la parte sur de la Región de Atacama, estos afloramientos corresponden a la localidad tipo de la Formación Guanaco Sonso, por lo que se realiza un análisis de litofacies que permitan entender los procesos asociados a la depositación de esta secuencia. Finalmente, se realizan dos análisis geocronológicos de U-Pb en

circón, uno en el techo de la sección tipo, y otro en la unidad que la cubre, para que, junto con la edad publicada de la base de esta sección en Ortiz y Merino (2015), se pueda contar con un rango bien definido en su localidad tipo y así contribuir al conocimiento del volcanismo permo-triásico de este sector de Gondwana.

Esta investigación se enmarca en el proyecto de la carta Geología de las áreas Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro (Ortiz y Merino, 2015), financiado completamente por el Plan Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Gobierno de Chile.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Interpretar la evolución de los procesos volcánicos, que predominaron durante la acumulación de la Formación Guanaco Sonso, en su localidad tipo, y acotar su temporalidad.

1.2.2. Objetivos Específicos

1. Levantar tres columnas estratigráficas de detalle en su localidad tipo ubicada en el Río Potrerillos.
2. Interpretar los procesos volcánicos a través del estudio del análisis de facies de las secciones estudiadas. En particular, definir los tipos de depósitos volcánicos y piroclásticos para las secciones de estudio e interpretar su origen, e identificar los depósitos volcanogénicos.
3. Realizar análisis geocronológicos U-Pb en las secciones estudiadas para establecer edad de la Formación Guanaco Sonso en su localidad tipo.
4. Evaluar variaciones laterales de la cuenca Guanaco Sonso a partir correlaciones y comparaciones regionales.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

La zona de estudio se emplaza en el sector suroriental de la III Región de Atacama, cerca del límite con la IV Región de Coquimbo, aproximadamente 80 Km al sureste de la ciudad de Vallenar, entre los 29°30'S - 29°20'S y los 70°10'O - 69°50'O, la que constituye un rectángulo entre las coordenadas UTM 19H 380.000 - 384.068 / 6.736.461 - 6.732.700.

Este estudio se enfoca en tres afloramientos cercanos a las nacientes del Río Potrerillos (Figura 1.1.), al que se puede acceder desde la ruta Panamericana Norte (Ruta 5), al norte de la ciudad de

La Serena, aproximadamente en el kilómetro 560, donde empalma la ruta D-115. Esta ruta conecta la localidad de Punta Colorada con el valle del Río Del Carmen, hasta una bifurcación en la que el camino tiene su continuidad a través del valle del Río Potrerillos. Todas estas rutas se encuentran en buenas condiciones y son transitables la mayor parte del año. Las sucesiones de rocas estudiadas afloran junto a la ruta emplazada en el valle del afluente lo que permite el fácil acceso, sin embargo, para acceder a las altitudes mayores del área fue necesario el empleo de caballos.

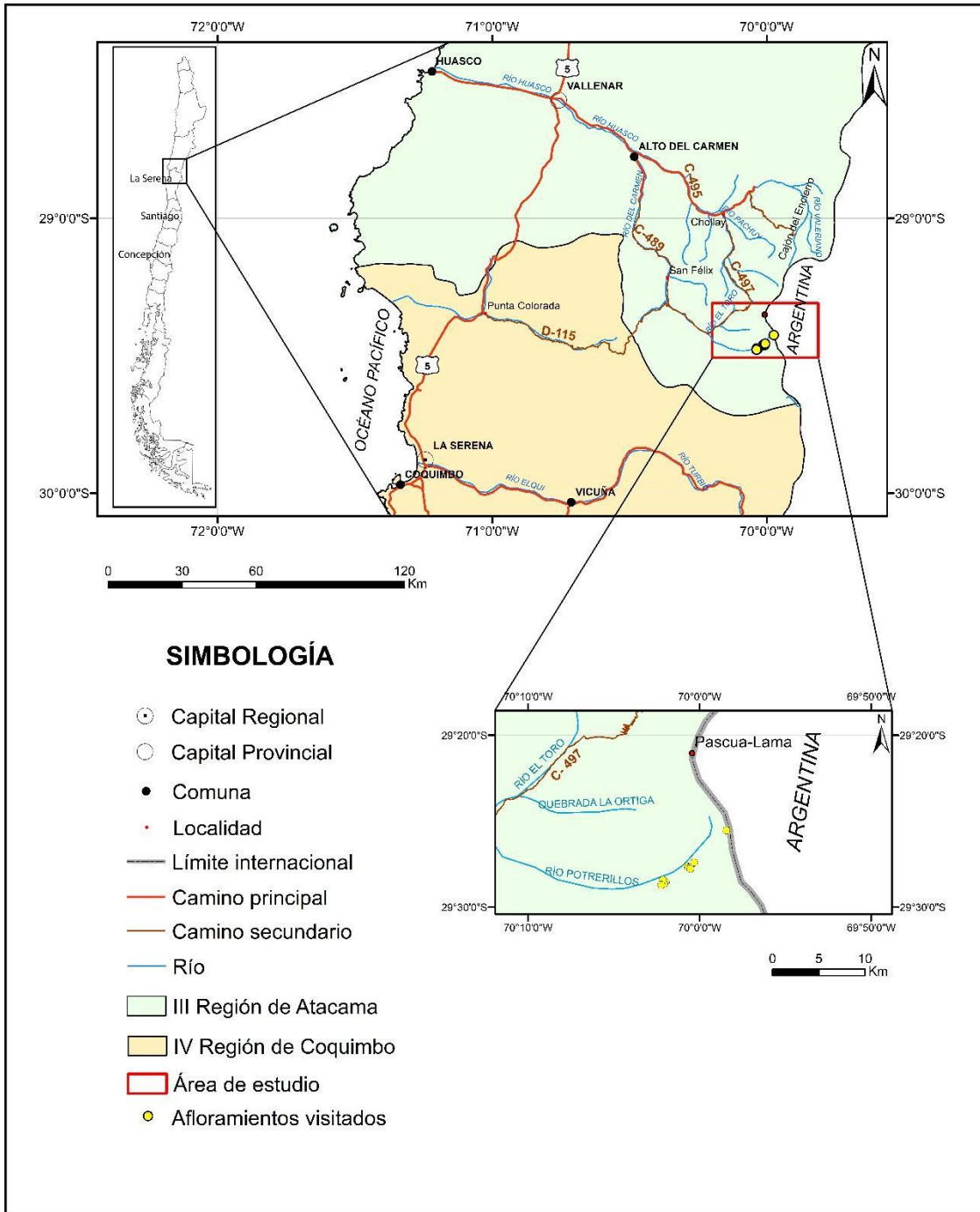


Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos del área de estudio

1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.4.1. Terreno

Durante el período enero-marzo 2016 fueron efectuadas 3 campañas de terreno, para las cuales se recopiló previamente el material geológico y cartográfico necesario para mayor facilidad en la tarea. Estas campañas de terreno suman 34 días de trabajo efectivo durante los cuales se comenzó con un reconocimiento regional de las sucesiones volcánicas pertenecientes a los Estratos del paso Guanaco Sonso, tanto en el valle del Río Potrerillos como en los afloramientos de Pascua-Lama y Cajón del Encierro, apoyado en cartografía geológica regional 1:100.000 de la zona (Ortiz y Merino, 2015). Sin embargo, por la magnitud del estudio se decide enfocar este trabajo solo en la localidad tipo de esta formación, en la ladera sur del Río Potrerillos. Posteriormente, se realizó un estudio detallado de las facies volcánicas observadas, para la confección de columnas estratigráficas y secciones esquemáticas de los afloramientos ubicados en la ladera del afluente, que permitan establecer similitudes o diferencias en los afloramientos. Además, para facilitar el análisis en gabinete se colectaron muestras de roca para secciones delgadas (45) y 2 muestras de roca para análisis U-Pb cercanas al techo de la sección tipo de la Formación Guanaco Sonso en esta localidad.

1.4.2. Gabinete

Las muestras en lámina delgada fueron descritas en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Concepción y el Laboratorio de Microscopía del Servicio Nacional de Geología y Minería en Santiago. Con el objetivo de clasificar correctamente cada litología y establecer las características petrográficas de éstas, se usa la terminología y clasificación de la Subcomisión de las Sistemáticas de Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, IUGS (Streckeisen, 1978; Schmid, 1981; Le Maitre *et al.*, 2002). Éstas se estudiaron bajo microscopio polarizado marca Olympus modelo BH2-bhsp, y las fotomicrografías fueron tomadas con una cámara Moticam 580 5.0 MP y posteriormente, digitalizadas y editadas con el software *Adobe Photoshop CS6* y *Adobe Illustrator CS6*.

Para el análisis de litofacies volcánicas se realizaron columnas estratigráficas (3 en total), las que fueron sintetizadas y digitalizadas con el programa *Adobe Illustrator CS6*. La clasificación de éstas deriva de la utilización de nomenclatura formal basada en el estilo descriptivo de Branney y Kokelaar (2002) para facies piroclásticas. La información de las secciones y columnas se enfoca

en texturas y estructuras de los diferentes niveles individuales estudiados, así como también espesores y variaciones laterales de éstos.

Por otro lado, para el análisis geocronológico los datos fueron trabajados en el *software Isoplot* 3.75.

Con el conjunto de información petrográfica y litoestratigráfica recopilada, es posible determinar y depurar procesos depositacionales y ambientes de sedimentación de cada una de las litofacies definidas en cada subnivel estudiado, así como también establecer correlaciones entre los afloramientos analizados y las implicancias regionales del volcanismo permo-triásico.

1.5. ESTUDIOS ANTERIORES

Los antecedentes previos de la Formación Guanaco Sonso se encuentran en los siguientes trabajos de investigación:

Thiele, 1964. En su memoria de título designa a estas rocas como parte de la Formación Pastos Blancos, y bajo esta clasificación fueron publicadas en la Hoja Guanta (Nasi *et al.*, 1990).

Nasi *et al.*, 1990. Describe a los estratos del Paso Guanaco Sonso como una unidad informal bien estratificada perteneciente a la Formación Pastos Blancos, de origen mayormente volcánico, cuyos afloramientos principales se encuentran en el sector de Río Potrerillos conformada por lavas y rocas piroclásticas de composición intermedia a ácida, a las que le asignan una edad Paleozoico Superior-Triásico Inferior.

Martin *et al.*, 1995. Proponen elevar a la categoría de grupo la Formación Pastos Blancos, ya que reconocen heterogeneidades en las rocas que la componen, además de una discordancia interna ubicada entre el río del Medio y río Apolinario (al sur del área de estudio del presente trabajo), lo que permite dividir esta formación en dos secuencias: Secuencia Guanaco Sonso (Paleozoico Superior-Triásico) y Secuencia Los Tilos (Triásico Medio-Jurásico Inferior), además de dos unidades intrusivas, las unidades Chollay y Colorado.

Martin *et al.*, 1999. Se agregan nuevos datos geocronológicos para la secuencia informal Guanaco Sonso y secuencia Los Tilos, cuyas edades fueron atribuidas a Pérmico Inferior y Triásico Superior-Jurásico Inferior, respectivamente. Los datos geocronológicos para la Secuencia Guanaco Sonso corresponden a edades K-Ar (en biotita) de $281,0 \pm 6,0$ y $260,0 \pm 6,0$ Ma en tobas riolíticas y dacíticas del Paso de Agua Negra (al sur del área de estudio); y una edad U-Pb de $265,8 \pm 5,6$ Ma en una toba riolítica silicificada proveniente de la Mina Pascua-Lama (al norte de área de estudio).

Charchaflié, 2003. Entrega datos geocronológicos para los afloramientos Guanaco Sonso argentinos, cercanos a Veladero en las Cordillera Frontal, estas edades en U-Pb corresponden a $262,6 \pm 0,7$ y $263,7 \pm 0,7$ Ma, obtenidas en una dacita altamente argilizada y una toba de lapilli altamente argilizada, respectivamente.

Ortiz y Merino, 2015. Con el fin de actualizar la cartografía existente y basándose en lo postulado por Martin *et al.* (1995; 1999), permiten diferenciar dos unidades, los Estratos del Paso Guanaco Sonso y la Formación Pastos Blancos (ex secuencia Los Tilos en Martin *et al.*, 1995 y 1999), éstas afloran en lugares diferentes y sus características litológicas y espaciales son contrastables. Además, entregan edades en U-Pb de $253,9 \pm 2,8$ Ma perteneciente a la base expuesta de estas rocas en su localidad tipo en el sector de Río Potrerillos (área de este trabajo); y otra edad U-Pb de $252,4 \pm 1,8$ Ma asociada a una toba del Cajón del Encierro (al norte de la zona de estudio de este trabajo).

Salazar y Coloma, 2016. Formalizan la Formación Guanaco Sonso y se presenta una sección principal de referencia, sensu NACSN (2005) (lectoestratotipo en ISSC, 1976), ubicada en la quebrada Pirca de los Godos, en la Carta Cantaritos de dichos autores. Entregan varias edades U-Pb, para esta unidad, siendo $236,5 \pm 6,3$ Ma (Paso del Macho Muerto) y $251,7 \pm 3,3$ Ma (Quebrada Pasteadero), la más antigua y la más joven respectivamente.

Murillo *et al.*, 2017. Obtienen una edad en U-Pb para rocas pertenecientes a la Formación Guanaco Sonso de $253,9 \pm 1,7$ Ma en una toba dacítica extraída de la cabecera del Río Seco (al sur del área

de este trabajo). Esta edad es similar a la publicada por Ortiz y Merino (2015) encontrada en sector Río Potrerillos.

López, 2018. Hace un estudio detallado de facies volcánicas de estas rocas a los 29°S en la Cordillera Frontal, Región de Atacama, define a estos depósitos como principalmente volcanoclásticos de composición predominantemente félsica, que caracterizan una actividad explosiva e intermitente que modifica los sistemas sedimentarios en la cuenca que los alberga, además, describe su ambiente y la evolución tectonoestratigráfica de la misma.

1.6. AGRADECIMIENTOS

Gracias a mi madre Elena, que con su cariño incondicional me dio su apoyo eterno, a mi padre Luis, por su apoyo a su manera particularmente especial; a mis hermanas Katy y Camila, por amarme y sostenerme incondicionalmente, y darme el empuje que me ha llevado a finalizar esto.

Gracias a la geología que me regaló amigas maravillosas, Clau y Jeshu, mis amigas del alma, gracias por quererme y comprenderme en este viaje, por estar ahí sosteniendo mi mano sin juzgar. A mis amigas Caty y Tatito, que nos conocimos niñas y nos hemos acompañado en el camino de la vida a pesar de la distancia, gracias por quererme y apoyarme respetando mis tiempos. A mi amigo Rodri, por regalarme conversaciones más allá del tiempo y espacio, que nos permitieron a ambos desenredar nuestras cabezas.

A mi amor, Sebastián, que llegó como un regalo a acompañar mi existencia, gracias por comprenderme y amarme como soy, sin tu ayuda incondicional y paciencia, esto no sería posible.

Gracias a Esteban, que cuando le pedí ayudarme en este proceso no lo dudó y me guió con toda la empatía del mundo, gracias por confiar en mí, por enseñarme y por compartir tu amor a la geología conmigo, estaré siempre agradecida. Gracias al Servicio Nacional de Geología y Minería que financió este trabajo y me dio la oportunidad de aprender. Gracias a Vero, que cuando le planteé retomar este proceso me dio su apoyo al instante sin dudar.

Finalmente, gracias a mi Chico, mi Piepequeño, que, sin él, estas palabras no existirían, gracias por salvarme de todas las formas en que se puede salvar a alguien, te extraño siempre, ya nos volveremos a encontrar.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. MARCO GEOTECTÓNICO

El proceso geológico evolutivo en su etapa paleozoica está marcado por la presencia de megaestructuras que se acrecieron al protomargen continental, estos terrenos alóctonos influyen de alguna forma a los ciclos tectónicos posteriores (Ramos *et al.*, 1986). Según el modelo colisional de Ramos (1988), en el Ordovícico, Cuyania (Ramos *et al.*, 1986; Ramos, 2004) se acreciona al continente generando un régimen compresivo que se mantiene en el Silúrico. Posteriormente en el Devónico, ocurre lo mismo con Chilenia (Ramos *et al.*, 1986; Willner *et al.*, 2009), el cual se acreciona al oeste del terreno anterior. Estos dos eventos dan paso a lo que se conoce como Ciclo Gondwánico (Devónico Superior - Pérmico Inferior) marcado por un régimen de subducción caracterizado por la presencia de un arco calcoalcalino en la Cordillera Frontal principalmente, y cuencas de antearco en la Precordillera, así como también la aparición de un prisma de acreción de bajo P/T expuesto en la actual Cordillera de la Costa (norte). Este margen de subducción activo en el Carbonífero-Pérmico temprano, según las reconstrucciones paleomagnéticas, presentaba niveles de aceleración en la migración del polo sur (Vilas & Valencio, 1978, en Charrier *et al.*, 2007), lo que indica que la deriva continental ocurría a tasas considerablemente altas, lo que a su vez revela que la convergencia y subducción se produjeron probablemente en márgenes continentales activos, como el de Gondwana occidental (Charrier *et al.*, 2007). Además, la incrementación en la convergencia del margen activo en este período tiene como resultado la formación de glaciación tipo alpina (alzamiento tectónico) en lo que actualmente corresponde a la cordillera argentina, y por ende la presencia de depósitos glaciares (Ramos *et al.*, 1986). Durante el Carbonífero Superior-Pérmico Medio, los sedimentos marinos de las cuencas de antearco chileno-argentinas fueron deformados por un evento tectónico denominado Orogenia San Rafael (Heredia *et al.*, 2014), que trajo consigo el primer período de cierre del antearco, sin embargo, este evento no interrumpió completamente la actividad magmática, sino más bien la ralentizó, lo que concuerda con los datos paleomagnéticos presentados por Vilas & Valencio (1978 en Charrier *et al.*, 2007), quienes proponen que las curvas de migración polar de Sudamérica y África, después de su incremento en el Paleozoico Superior, presentan una disminución o una completa pausa en la deriva continental de Gondwana en el Pérmico Superior - Jurásico Inferior. Esta etapa de receso en la subducción se conoce como Ciclo Pre-Andino en el que Gondwana se termina de amalgamar, para dar paso a

nuevas condiciones geotectónicas que terminarán con su desmembramiento posterior, estas condiciones favorecen la acumulación de calor en el manto superior, la fusión de la corteza inferior y la producción de grandes volúmenes de magmas a lo largo de la costa norte de Chile y la Alta Cordillera Andina tanto en Chile como en Argentina (Charrier *et al.*, 2007). A consecuencia de lo anterior, se produce deformación y extensión en la corteza superior, y su parte frágil permite el desarrollo de cuencas extensionales de orientación NNW-SSE, cuya dirección de extensión estaría representada según Ramos (1994) por las zonas de sutura de los terrenos alóctonos posteriormente acrecionados en el Paleozoico.

En general los estudios anteriores coinciden en la ausencia o disminución de la subducción en el Ciclo Pre-Andino, sin embargo, antecedentes reportados por Ortiz & Merino (2015) establecen un régimen de subducción ininterrumpido, por lo menos desde el Carbonífero inferior hasta el Triásico superior, donde refuerzan esto con el control geocronológico y afinidad geoquímica de Hervé *et al.* (2014) y Makshev *et al.* (2014), para los diversos complejos plutónicos y secuencias volcánicas en la región, las que coinciden con un régimen de margen continental activo para ese lapso. Aunque es posible identificar pulsos magmáticos continuos en el tiempo, también es evidente una disminución de la actividad magmática en el área de la carta Geología de las áreas Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro (Ortiz & Merino, 2015) entre el Pérmico Inferior tardío y el Pérmico Superior (285 y 252 Ma), cuando se registra un gap magmático contemporáneo a la Fase Orogénica San Rafael (~270 Ma, Llambías y Sato, 1990).

El volcanismo Permo-Triásico está ampliamente distribuido tanto en Chile como Argentina entre los 21°- 44° latitud sur (Charrier *et al.*, 2007). Los depósitos argentinos han recibido nombres formales como Grupo Choiyoi (Rolleri y Roqué 1968) o Provincia Magmática Choiyoi (Kay *et al.*, 1989), sin embargo, éstos reciben diferentes nombres locales dependiendo de la región en la que afloran. Este evento volcánico (286-247 Ma; Sato *et al.*, 2015) representa dos fracciones o pulsos volcánicos que discrepan entre sí en su génesis, una porción de carácter inicial de afinidad calcoalcalina asociada a subducción de la litósfera oceánica y otra de volcanismo transicional de arco e intraplaca (Charrier *et al.*, 2007).

Por su parte, en Chile, los afloramientos permo-triásicos se distribuyen entre los 21°-31° latitud sur en la Alta Cordillera de los Andes, éstos son extensos depósitos volcánicos y volcanoclásticos (Charrier *et al.*, 2007) que han sido incluidos dentro de las Formaciones Guanaco Sonso (Salazar y Coloma, 2016) y Formación Pastos Blancos (Ortiz & Merino, 2015), ambas inicialmente

incluidas en el ex Grupo Pastos Blancos (Martin *et al.*, 1999a en Nasi *et al.*, 1990). La Formación Guanaco Sonso es la más antigua, y está constituida por rocas piroclásticas y lávicas principalmente de composición riolítica y dacítica, que representan eventos con altos índices de explosividad volcánica. La Formación Pastos Blancos de carácter bimodal, está constituida por rocas lávicas de composición andesítica a andesítico-basáltico y rocas piroclásticas ácidas, de afinidad dacítica a riolítica. Ambas unidades están asociadas a un ambiente de subducción según su afinidad geoquímica (Ortiz & Merino, 2015).

Durante el Triásico Medio-Superior se inicia un período de extensión del margen en el que Charrier *et al.* (2007) reconoce dos etapas de *rifting* separadas entre sí por un pulso volcánico (La Totora-Pichidangui) relacionado una etapa tardía del Grupo Choiyoi. La extensión trae consigo la formación de cuencas extensionales de altos espesores, lo que sugiere altas tasas de subsidencia, como es el caso de la Formación San Félix con ~ 4000 m de potencia según Reutter *et al.* (1974 en Ortiz y Merino, 2015), y cuyo rango de edad (232 y 216 Ma) indica un volcanismo más joven que el de las volcanitas félsicas argentinas.

Este período de cese de la subducción se reactiva en el Jurásico Inferior-Superior hasta nuestros días, lo que da paso al Ciclo Andino, esta etapa refleja la evolución del margen continental activo al oeste de Gondwana y Sudamérica durante la ruptura y deriva continental, y, además, la formación del arco magmático Andino que se yergue hasta el presente (Charrier *et al.*, 2007).

Este Ciclo ha sido subdividido en tres períodos (Charrier *et al.*, 2007). En la primera etapa (Jurásico Temprano-Cretácico Temprano) de este período se desarrolla un arco magmático hacia el oeste paralelo al margen continental de Gondwana en la actual Cordillera de la Costa, y la formación de cuencas de antearco hacia el este. Es probable que el acoplamiento débil entre la placa oceánica subductante y el margen de Gondwana haya sido la causa principal para el desarrollo de condiciones de extensión, con intensa actividad magmática a lo largo del arco y abundante sedimentación en el trasarco. Entre el Cretácico Temprano-Tardío un aumento en la producción de la corteza en el océano Pacífico primitivo estaría relacionada a la reducción del ángulo de subducción bajo Sudamérica (Subducción tipo chilena). En el lapso intermedio de este ciclo (Cretácico Tardío-Paleógeno Temprano) como consecuencia de esta modificación paleogeográfica, ocurre un período compresivo denominado Fase Peruana o Subhercínica (Vicente *et al.*, 1972), que trae consigo la migración del arco hacia el este y la formación de cuencas de antepaís hacia la parte oriental del arco magmático. La etapa final del Ciclo Andino (Paleógeno Tardío-Reciente) representa la

configuración actual de los Andes chileno-argentinos, en la que el alzamiento andino toma lugar, se desarrollan las unidades morfoestructurales, el arco volcánico alcanza su posición actual y se desarrollan los depósitos porfíricos de cobre. La tectónica compresiva y los movimientos significativos del acortamiento tectónico continúan por lo menos hacia el Mioceno, con eventos extensionales entre las orogénias Incaica y Pehuenche (Charrier *et al.*, 2007), y culmina hacia fines del Mioceno con la formación de la franja metalogénica El Indio-Pascua.

2.2. GEOLOGÍA LOCAL

2.2.1. Generalidades

La Cordillera de los Andes representa una unidad geomorfológica importante para Sudamérica, la que ha sido el resultado de eventos geológicos que han tenido lugar en el extremo suroccidental del actual continente americano. La compleja morfología que la caracteriza presenta una segmentación norte-sur determinada por la evolución geológica y el volcanismo asociado, los cambios en su relieve y el estilo estructural que constituye.

El basamento en el cual descansan las coberturas mesozoicas y cenozoicas del cuadrángulo a estudiar, está conformado por pequeños afloramientos en el extremo noreste del área, conformado por rocas metamórficas y sedimentarias de la Formación Las Placetas de edad Devónico-Carbonífero. Estas rocas son cubiertas en discordancia angular por los Estratos del paso Guanaco Sonso, una secuencia volcánica permo-triásica de carácter explosivo conformada por tobas líticas, cristalinas y vítreas de lapilli y ceniza, que en algunos sectores varía a bloques, de composición dacítica a riolítica. Sobre estas rocas se emplazan las rocas intrusivas triásicas del Complejo Plutónico Chollay que se extiende en amplitud en gran parte del sector de estudio, e intrusivos monzograníticos y ganodioríticos de la quebrada La Ortiga en el sector suroeste del Río Potrerillos. Hacia el sector suroccidental del área se pueden encontrar rocas volcánicas triásicas de la Formación Pastos Blancos que cubren a los Estratos del Paso Guanaco Sonso en algunos sectores. Esta unidad está intruida por los Sienogranitos Colorado y por los Intrusivos hipabisales andesítico-basálticos del Río Potrerillos, ambas unidades del Triásico Superior, en donde la primera guarda una estrecha relación genética con dicha unidad volcánica.

Otra de las unidades que se pueden apreciar en el área corresponden a la Formación La Totorá, unidad volcánica del Triásico Superior, que se extiende a través del límite occidental de la zona en pequeños afloramientos que constituyen un ambiente continental de relleno de cuenca volcanosedimentaria controlada por fallas normales. A estas rocas las cubren depósitos marinos de

plataforma siliciclástica a carbonatada de la Formación Lautaro de edad Sinemuriano-Bajociano, evidenciando una transgresión marina en ese lapso, a la que posteriormente le sucede una regresión marina, la que continentaliza la sucesión, y se evidencia en el área por la existencia de rocas jurásicas de la Formación Lagunillas que representan flujos fluviales esporádicos relacionados a abanicos aluviales.

Los últimos residuos mesozoicos del área de estudio corresponden a intrusivos hipabisales riódacíticos de edad Cretácico Inferior que intruyen a la Formación Lagunillas y afloran en pequeñas porciones pseudoredeadas en el sector de estudio.

En el Paleógeno el magmatismo desarrollado posterior a la orogenia Incaica (Eoceno Medio) migra hacia el este y se representa en la zona por el emplazamiento de la unidad intrusiva Bocatoma compuesta por dioritas cuarcíferas y tonalitas, y la Formación Doña Ana de edad Oligoceno-Mioceno, la que representa un volcanismo de arco con características calcoalcalinas (Ortiz y Merino, 2015).

Sobre las unidades oligo-miocenas se emplazan rocas intrusivas como la Unidad Infiernillo e intrusivos porfíricos del Cordón de la Tinajilla, rocas volcánicas de las formaciones Cerro Las Tórtolas y Tambo, en donde esta última corresponde al último evento volcánico del área de estudio que dio paso al relleno de valle y paleorelieves generadores de planicies subhorizontales al sur del área de estudio (Ortiz y Merino, 2015).

Posteriormente, el alzamiento tectónico producido por la dinámica compresiva neógena (Pardo *et al.*, 2002), permitió la depositación de depósitos aluviales, glaciares, de remoción en masa, fluviales y coluviales hasta el Holoceno, en donde se hacen presente los depósitos antrópicos ligados a la remoción y depositación de rocas como resultado de faenas mineras en el sector el yacimiento Pascua.

A continuación, se describen con mayor detalle las unidades geológicas que tienen mayor incidencia en las rocas a estudiar, además de las principales estructuras que las afectan y el contexto geomorfológico en el que conviven. La información base se extrajo de la carta Geología de las áreas Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro (Figura 2.1) de Ortiz y Merino (2015).

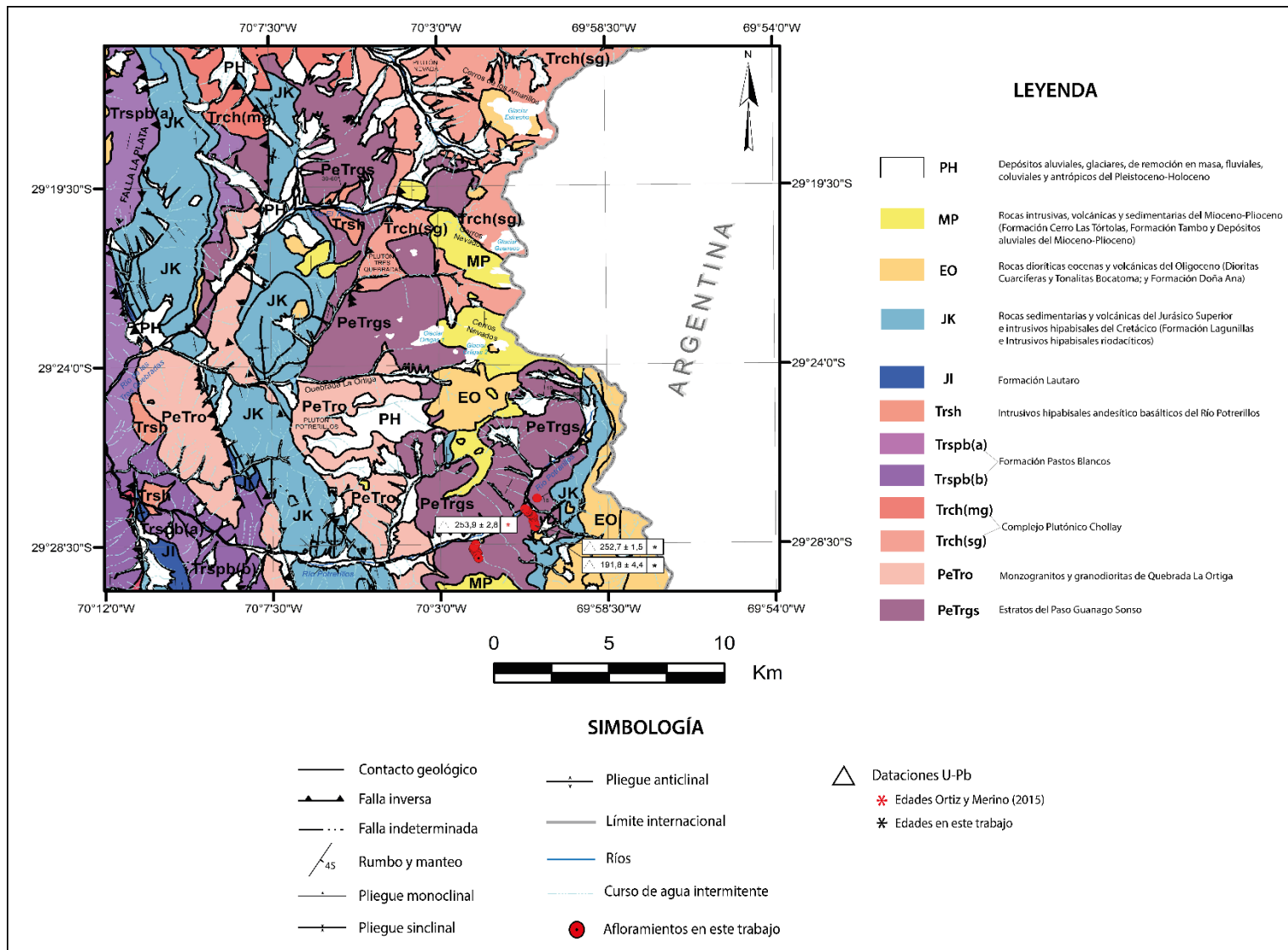


Figura 2.1. Mapa geológico de la zona estudiada, modificado de Ortiz y Merino (2015).

2.2.2. Rocas Estratificadas

2.2.2.1. Estratos del paso Guanaco Sonso [PeTrgs]

Unidad definida por Martin *et al.* (1995) conformada por rocas volcánicas y en menor medida intercalaciones detríticas y epiclásticas no representativas. Se reconocen tobas de ceniza y lapilli, mayormente soldadas, tanto líticas, cristalinas y vítreas, de composición dacítica a riolítica, además de flujos de lavas dacíticos y andesíticos (Ortiz y Merino, 2015).

Sus afloramientos se distribuyen en forma de franjas discontinuas próximos a la frontera entre Chile y Argentina, los que, al norte, fuera del área de estudio del presente trabajo, afloran principalmente en la quebrada Pirca de los Godos, donde fue definido su *lectoestratotipo*, cuyas rocas constituyen de 294 m de potencia de rocas volcanoclásticas, lavas basálticas a riolíticas y rocas sedimentarias siliciclásticas (Salazar y Coloma, 2016).

Hacia el sur, en el área de este trabajo, sus rocas se distribuyen en tres sectores principales, los que de norte a sur constituyen el sector de sierra Las Palas, cajón del Encierro y arroyo Valeriano; los sectores del yacimiento Pascua, río Del Toro y Quebrada La Ortiga; y finalmente al sur en la cabecera del Río Potrerillos próximo al paso del Guanaco Sonso.

En los sectores cajón del Encierro y sierra Las Palas, la secuencia está intruida por dioritas miocenas de la Unidad Infiernillo y por los pórfidos andesíticos del cordón de La Tinajilla. Entre el río Estrecho y la quebrada La Ortiga se observa mala estratificación de la sucesión, con una variación subhorizontal en el manto en el sector río Del Toro, en estas localidades las rocas están intruidas por sienogranitos del Complejo Plutónico Chollay [Trch(sg)] y por los Monzogranitos y granodioritas de quebrada La Ortiga [PeTro] (Ortiz y Merino, 2015).

En el sector del Río Potrerillos la secuencia se encuentra suavemente plegada en forma de un anticlinal con eje axial de rumbo noreste, cuyos limbos no exceden los 25° de manto en capas de espesores métricos a decamétricos, que alcanzan los 1100 m de potencia completa en este punto geográfico. Estas rocas están intruidas por Monzogranitos y granodioritas de quebrada La Ortiga [PeTro], que aparentemente intruyen y cornifican a la sucesión mediante un contacto subvertical de rumbo norte-sur en gran parte cubierto. Hacia techo la cubren rocas jurásicas de la Formación Lagunillas a través de una discordancia erosiva y levemente angular, y a éstas le siguen rocas oligo-

miocenas de la Formación Doña Ana y rocas volcánicas miocenas de las formaciones Cerro de Las Tórtolas y Tambo, además está intruida por dioritas y tonalitas eocenas de la unidad Bocatoma.

En un principio la edad de estas potentes secuencias volcánicas se atribuía a Paleozoico Superior-Triásico Inferior debido a ser consideradas pertenecientes a Formación Pastos Blancos (Nasi *et al.*, 1990). Luego Martin *et al.* (1999) obtiene edades en U-Pb por dilución isotópica y K-Ar en biotita de $265\pm 5,6$ Ma, y $281,0\pm 6,0$ y $260,0\pm 6,0$ Ma, respectivamente, la primera es obtenida en una toba riolítica del sector del yacimiento Pascua y las segundas en tobas dacíticas de la quebrada del paso Agua Negra, lo que permite acotar el rango estratigráfico a Pérmico Inferior a Medio. Más adelante, Ortiz y Merino (2015) obtienen dos edades importantes, la primera de $253,9\pm 2,8$ Ma en circones de una lava dacítica de la parte inferior de la secuencia de rocas del sector Río Potrerillos, edad ubicada aproximadamente a 18 km de distancia y a 1 km más abajo topográficamente de la edad obtenida en el yacimiento Pascua por Martin *et al.* (1999); y la segunda edad de $252,4\pm 1,8$ Ma en circones de una toba en el cajón del Encierro, muestra extraída en la parte más baja de los estratos de ese sector. A esta información se le suman datos obtenidos por Salazar y Coloma (2016) al norte del área del presente trabajo, quienes obtienen mediante el mismo método edades de $240,7\pm 2,4$ Ma, y de $250,0\pm 2,0$ Ma, la primera obtenida en la matriz de una toba de bloques y la segunda en una toba vítrea, además, observaron que esta sucesión yace en discordancia sobre un grupo de estratos volcánicos cornificados al este del arroyo de la Laguna Chica al norte, fuera del área de este trabajo, para los que se han obtenido edades de Pérmico Medio (275-263 Ma).

En síntesis, con los nuevos datos obtenidos, la edad mínima es considerada como Pérmico Superior, y no más antigua, a pesar del yacimiento Pascua, debido a que la precisión del método geocronológico utilizado (SHRIMP) es más confiable; y la edad máxima fue considerada como Pérmico Inferior? y no mayor por el hecho de que las dataciones de Río Potrerillos y cajón del Encierro corresponden a muestras extraídas en la base de las secuencias, lo que su rango estratigráfico puede haberse extendido hasta el Triásico Inferior con cierta incerteza, como sucede al norte del área en Salazar y Coloma (2016).

Estas rocas constituyen depósitos piroclásticos eruptivos de alta explosividad, las que en los diferentes afloramientos demuestran control local del volcanismo en cada uno de ellos. Además, este tipo de proceso volcánico se correlaciona geoquímica y cronológicamente con los Monzogranitos y granodioritas de quebrada La Ortiga [PeTro] y con el Complejo Plutónico

Chollay [Trch], lo que permite unificar una misma fuente magmática para estas rocas en un contexto tectónico de margen de subducción (Parada, 2013).

Según las edades de estas rocas es posible correlacionarlas con la Formación Pantanoso en Copiapó y las formaciones Matahuaico, Cas y Peine (Mercado, 1982), además las edades obtenidas por Martin *et al.* (1999) en el yacimiento Pascua y en la quebrada del paso Agua negra, se correlacionan con edades (259 y 263 Ma) de rocas del Pérmico Medio en Argentina, en el sector de Veladero (Charchaflí, 2003), así como con aquellas recientemente encontradas por Salazar y Coloma (2016) en el arroyo de la Laguna Chica.

2.2.2.2. Formación Pastos Blancos [Trspb]

Unidad definida por Thiele (1964 en Nasi *et al.*, 1990), conformada completamente por rocas volcánicas estratificadas. Se distribuye principalmente en forma de franja pseudo longitudinal al oeste, fuera del área de este trabajo y está subdividida en dos sucesiones: inferior y superior. En la sucesión inferior [Trspb(b)] predominan lavas andesíticas a andesíticas basálticas, lavas almohadillas y menor cantidad de rocas piroclásticas y stocks máficos subvolcánicos; ésta posee baja potencia (600-900 m) y aflora principalmente en las localidades de río Del Carmen y Río Potrerillos. Por su parte, en la sucesión superior [Trspb(a)] preponderan rocas piroclásticas ácidas, lavas, domos y brechas ígneas de afinidad dacítica a riolítica, sus afloramientos se distribuyen ampliamente con elevadas potencias (900-1000 m) en comparación con el miembro inferior (Ortiz y Merino, 2015).

Esta formación yace sobre los Estratos del paso Guanaco Sonso a través de un contacto discordante en el sector río de las Tres Quebradas y está cubierta en discordancia angular por rocas jurásicas de las formaciones Lautaro y Lagunillas. Además, se encuentra en inconformidad sobre los Monzogranitos y granodioritas de la quebrada La Ortiga [PeTro], y en parte del Complejo Plutónico Chollay [Trch]. Por otro lado, se encuentra intruida por los Sienogranitos Colorado [Trsi(sg)], Intrusivos hipabisales del Río Potrerillos [Trsh] y por intrusivos cretácicos y eocenos (Ortiz y Merino, 2015).

La edad de la Formación Patos Blancos se restringe a Carniano-Noriano del Triásico Superior, gracias a datos obtenidos en U-Pb. Las muestras corresponden a una toba de lapilli contenida en un sienogranito, cuya edad obtenida corresponde a $231,7 \pm 1,3$ Ma; una riolita procedente de una

quebrada afluente al río de las Tres Quebradas de la que se obtuvo una edad de $221,6 \pm 1,4$ Ma, y tobas de lapilli de la sierra Guachacán al sur del área de estudio, de las que se obtuvieron edades de $229,7 \pm 1,4$ y $220,5 \pm 1,6$ Ma (Ortiz y Merino, 2015). Estos datos concuerdan con información anteriormente obtenida por Makshev *et al.* (2014), los que con muestras de lavas riolíticas y toba del Río Potrerillos, al oeste del río de las Tres Quebradas, obtienen edades de 232 y 221 Ma, respectivamente, esto a través de U-Pb en circones.

Esta formación, por sus relaciones estratigráficas y edades radiométricas, puede ser correlacionada con la Formación La Titora [Trlt], compuesta por rocas volcánicas de carácter intermedio, bien desarrolladas al norte de la Formación Pastos Blancos (Ortiz y Merino, 2015).

Esta unidad geológica es interpretada como productos volcánicos de carácter bimodal, aunque de carácter félsico y principalmente explosivo. La edad Triásico Superior del volcanismo representado por esta formación, es sincrónica a la del plutonismo de los Sienogranitos Colorados [Trsi(sg)], por lo que el carácter geoquímico de estas rocas y de los intrusivos de esta edad, permiten sugerir un ambiente de subducción para la generación del magmatismo (Ortiz y Merino, 2015).

2.2.2.3. Formación Lautaro [Jl]

Seegerstrom (1959) define esta unidad de buena estratificación constituida por rocas carbonatadas marinas y areniscas carbonáticas, en general con alto contenido fosilífero.

Estas rocas, según su definición original afloran en el valle del río Copiapó, en la localidad del Tranque Lautaro (Seegerstrom, 1959), al norte del área de estudio. En el área de la carta geológica Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro, esta secuencia aflora en forma de franjas longitudinales concentradas principalmente al centro de dicha carta (Ortiz y Merino, 2015). Una pequeña porción de esta secuencia aflora en el área de estudio de esta investigación, las que afloran al suroeste, en una quebrada que se conecta al Río Potrerillos. Aquí estas rocas se disponen en discordancia angular sobre la Formación Pastos Blancos [Trspb(b)], en inconformidad con los Monzogranitos y granodioritas de la quebrada la Ortiga [PeTro], y están cubiertas en discordancia angular por rocas jurásicas de la Formación Lagunillas [Jsl].

Los estudios previos de microfauna fósil de Von Hillebrandt (1973) asignan una edad para esta formación de Sinemuriano-Bajociano, cuyo mismo rango fue asignado posteriormente por Jensen (1976) y Nasi *et al.* (1990). Las recopilaciones fosilíferas recientes efectuadas por Ortiz y Merino

(2015) confirman este rango estratigráfico y a la vez complementan los registros fosilíferos existentes.

El ambiente de sedimentación corresponde a una plataforma carbonatada marina (Von Hillebrandt, 1973), en la que los depósitos evidencian una transgresión marina que evolucionó desde una rampa somera siliciclástica hasta el desarrollo de una rampa carbonatada profunda (Aberhan, 1993). Según Salazar *et al.* (2013 en Ortiz y Merino, 2015), las capas inferiores de esta formación habrían sido controladas por fallas normales de rumbo norte-sur evidenciadas por los cambios de potencia de los estratos.

2.2.2.4. Formación Lagunillas [Jsl]

Unidad definida por Jensen (1976) constituida por rocas sedimentarias y volcánicas. Aflora en las nacientes del río Copiapó y está subdividida en dos miembros: miembro inferior, Cocambico (Jsl1) compuesto por conglomerados y brechas clastosoportadas, areniscas con buena estratificación de coloración rojiza, y localmente lavas basálticas junto a tobas de lapilli riolíticas; y un miembro superior denominado Peñasco Largo (Jsl2) formado por lavas andesíticas y basálticas gris verdosas de olivino y piroxeno, lentes de areniscas y localmente tobas de ceniza (Ortiz y Merino, 2015).

En el área de este trabajo, la sucesión jurásica aflora en franjas elongadas norte-sur hacia el oeste en la zona de investigación. El miembro inferior yace en discordancia angular sobre la Formación Lautaro, Formación Pastos Blancos y los Estratos del paso Guanaco Sonso, y en inconformidad sobre el Complejo Plutónico Chollay [Trch] y los Monzogranitos y granodioritas de quebrada La Ortiga [PeTro]. Por su parte el miembro Peñasco Largo [Jsl2] se apoya concordante sobre el miembro inferior, y su techo corresponde a la superficie de erosión actual. Al sur en la cabecera del Río Potrerillos, este miembro se encuentra cubierto en discordancia por las formaciones Doña Ana Ana [OMda] y Cerro de las Tórtolas [Mct]. En el sector río Del Toro, este miembro se encuentra cubierto por la Formación Tambo [Mt] (Ortiz y Merino, 2015).

Esta sucesión también se encuentra en contacto tectónico con la Formación Pastos Blancos, el Complejo Plutónico Chollay [Trch] y los Monzogranitos y granodioritas de quebrada La Ortiga [PeTro] y se encuentra intruida por stocks y diques de la unidad Dioritas Cuarcíferas y Tonalitas Bocatoma [EOb] y a los Intrusivos hipabisales riocácicos [Kihd] (Ortiz y Merino, 2015). Hacia

el norte, fuera del área de trabajo, estas rocas se encuentran cubiertas en paraconformidad por la Formación Pucalume (Salazar y Coloma, 2016).

Para esta unidad volcánico-sedimentaria, Ortiz y Merino (2015) obtienen edades a través de U-Pb en circones de una toba de $147,8 \pm 2,1$ Ma en la quebrada de La Plata (Ortiz y Merino, 2015), dato que concuerda con resultados obtenidos por Merino (2013) en circones detríticos de $149,5 \pm 3,4$ Ma y $150,6 \pm 2$ Ma en el cerro La Guitarra y la quebrada Piuquenes, respectivamente, como edad máxima de depositación. Además, otros autores, como Rossel *et al.*, (2013) en la misma zona obtuvieron una edad de $148,9 \pm 2,1$ Ma en una toba de cristales a través de U-Pb; Mpodozis y Gardeweg (2008) en una toba intercalada al norte del área anterior, perteneciente al Miembro Peñasco Largo, obtienen una edad de $146,3 \pm 1,6$ Ma, y Oliveros *et al.* (2012) con datos en circones detríticos obtiene una edad de $150,8 \pm 4,0$ Ma, que indican un máximo depositacional. En síntesis, los datos anteriores permiten acotar el miembro sedimentario de esta secuencia al Jurásico Superior (Titoniano-Kimeridgiano).

Los afloramientos de esta unidad representan un ambiente de sedimentación de flujos fluidos de baja sinuosidad relacionados a ríos trezados esporádicos pertenecientes a abanicos aluviales, desarrollados en un régimen extensional que propició el espacio para su depositación bajo un dominio tectónico de trasarco que marca un evento de regresión marina evidenciada en la presencia de rocas evaporíticas de edad Orfordiano (Ortiz y Merino, 2015).

2.2.3. Rocas Intrusivas

2.2.3.1. Monzogranitos y granodioritas de quebrada La Ortiga [PeTro]

Unidad definida por Nasi *et al.* (1985) y cartografiada en Nasi *et al.* (1990), constituida por monzogranitos de anfíbol y biotita isótopos con algunas variedades porfídicas, y variaciones locales a granodioritas de textura similar.

En el área de este trabajo afloran al sureste entre el río de Las Tres Quebradas y la ladera sur del Río Potrerillos, principalmente en las cercanías de la quebrada La Ortiga, y alcanzan cerca de 90 km² de superficie. Se diferencian 3 plutones en esta unidad, Las Canchitas, Potrerillos y Las Talas. El plutón las Canchitas se compone de monzogranitos de biotita leucocráticos de grano grueso. Está cubierto en inconformidad por la Formación Pastos Blancos hacia el oeste del área, y hacia el este cabalga por medio de una falla inversa sobre las formaciones Lautaro y Lagunillas. Por su

parte el plutón Potrerillos está compuesto por granodioritas de anfíbol y biotita. Se encuentra en contacto de inconformidad con la Formación Lagunillas por el oeste del área, y hacia el este del área se encuentra en contacto inferido con los Estratos del paso Guanaco Sonso. El plutón las Talas corresponde a una granodiorita de anfíbol y biotita, leucocrática, que a diferencia del plutón Potrerillos, éste posee textura porfídica. Este Plutón aflora al sur de la zona de estudio de este trabajo y se extiende principalmente fuera del área hacia el sur (Murillo *et al.*, 2017).

Los primeros datos de edad absolutos para esta unidad fueron aportados por Mpodozis y Cornejo (1988), quienes obtuvieron edades de 276 ± 4 y 238 ± 4 Ma en K-Ar y 200 ± 10 y 192 ± 11 Ma en Rb-Sr. Posteriores estudios de Ortiz y Merino (2015) entregan edades de cristalización de $252,3\pm 1,9$ Ma (Pérmico-Triásico), mediante método U-Pb procedentes del plutón Las Canchitas, en la confluencia de los ríos La Ortiga y de Las Tres Quebradas.

En esta área, los monzogranitos y granodioritas de quebrada La Ortiga son una unidad litológica y cronológicamente diferenciable, que representa el inicio del ciclo magmático que formó los plutones del Pérmico Superior-Triásico Superior (Ortiz y Merino, 2015). Cronológicamente, esta unidad es correlacionable con las tonalitas de quebrada Las Cañas (Salazar *et al.*, 2013a).

2.2.3.2. Complejo Plutónico Chollay [Trch]

Definido por Salazar *et al.* (2013a) compuesto por tres subunidades (litofacies): monzogranitos de biotita [Trch(mg)]; tonalitas de biotita y anfíbola, con dioritas cuarcíferas subordinadas [Trch(t)]; y sienogranitos hololeucocráticos de grano medio, en parte porfíricos [Trch(sg)]. La litofacie [Trch(mg)] es la de mayor extensión y aflora al noreste del área en los ríos Chollay, Pachuy, Estrecho y Blanco. La litofacie [Trch(t)] se expone en el sector de estudio en la zona centro norte del mapa, en el cordón El Corral, al oeste del cajón del Encierro y aquellos afloramientos ubicados en la parte más alta de los cerros ubicados entre los ríos Pachuy y Blanco. Por su parte la litofacie [Trch(sg)] aflora en dos plutones contiguos, el Plutón río Blanco y el Plutón Nevada, el primero ubicado en el río Blanco, en el estero Blanco; y el segundo ubicado en el sector de yacimiento Pascua, en la cabecera del río estrecho y estero Barriales, y que se extiende hacia el sur en los cerros Nevados y en la cabecera del río El Toro (Ortiz y Merino, 2015).

Esta unidad intruye a la Formación Las Placetas en las laderas del arroyo de Valeriano, al noreste del área y a los Estratos del paso Guanaco Sonso, en el sector del río El Toro y yacimiento Pascua.

Además, está intruido por intrusivos eocenos de la unidad Bocatoma aguas abajo la confluencia entre el río Chollay y Blanco, y en el sector Pascua y los cerros Nevados. Por otro lado, el Complejo Plutónico Chollay actuó como basamento para las formaciones Pastos Blancos, La Totorá, Lautaro y Lagunillas, durante el Mesozoico, así como también en el Eoceno-Mioceno, para las formaciones Cerro Las Tórtolas y Tambo (Ortiz y Merino, 2015).

Nasi *et al.* (1990) obtienen las primeras edades para estas rocas en el área de estudio, de 238 ± 4 y 238 ± 6 Ma, a través de K-Ar en biotita, para los monzogranitos de esta unidad, localizados en el río Pachuy y río Estrecho. Además, estos autores obtuvieron edades de 245 ± 4 y $256,0\pm 7,0$ Ma, mediante K-Ar en biotita y anfíbola, respectivamente, en rocas de la litofacia tonalítica [Trch(t)] en el Plutón La Plata, en la quebrada homónima al oeste, fuera del área de estudio. Posteriormente, Martin *et al.* (1995) obtuvieron edades mediante U-Pb en circones de $242\pm 1,5$ y $242,5\pm 1,5$ Ma, provenientes de un pórfido dacítico y un pórfido cuarcífero del Plutón Nevada, en el sector del yacimiento Pascua. Luego, estudios de Salazar *et al.* (2013a) y Makshev *et al.* (2014), coinciden al determinar edades cercanas a 248-237 Ma, y $244,0\pm 2,8$ Ma (U-Pb), respectivamente. Ambos estudios analizan monzogranitos al norte del área de estudio, en el límite del mapa. Posteriormente los estudios de Ortiz y Merino (2015) arrojan nuevos datos para este complejo plutónico a través de U-Pb en circón, de $239,7\pm 1,9$ Ma en un monzogranito [Trch(mg)] de la localidad de Chollay; y de $238,3\pm 2,5$ Ma y $248,2\pm 2,1$ Ma para rocas del Plutón Nevada pertenecientes a [Trch(sg)], en el arroyo Blanco y río Estrecho, respectivamente. También existen datos realizados en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $244,8\pm 1,2$ Ma y $243,4\pm 1,4$ Ma, para rocas de [Trch(t)] en la quebrada La Plata; y dos edades de $237,2\pm 0,5$ y $234,9\pm 0,5$ Ma en [Trch (t)] del Plutón Pico Las Palas, ambas fuera del área de estudio. Finalmente, en el plutón Chollay se obtuvo una edad de $233,8\pm 0,5$ Ma en cristales de biotita de un monzogranito de quebrada El Corral [Trch(mg)]. Por lo tanto, las edades del Complejo Plutónico Chollay se encuentran comprendidas en el rango $248,2\pm 2,1$ a $238,3\pm 2,5$ Ma si se consideran únicamente las dataciones U-Pb, extendiéndose este lapso hasta los $233,8\pm 0,5$ Ma, al considerar las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar disponibles. Con todas estas edades, es posible situar la cristalización de este complejo plutónico entre el Triásico Inferior alto y el Triásico Medio (Ortiz y Merino, 2015).

Las tres litofacias del complejo plutónico son rocas calcoalcalinas formadas en un ambiente plutónico de arco magmático, aunque varios investigadores sugieren un magmatismo en ambiente extensional que podría haber involucrado fusión cortical (Mpodozis y Kay, 1992).

2.2.3.3. Intrusivos hipabisales andesítico-basálticos del Río Potrerillos [Trsh]

Unidad definida por Ortiz y Merino (2015) conformada por intrusivos andesíticos afaníticos y escasamente porfíricos de coloración negra. Se distribuyen hacia el oeste del Río Potrerillos, fuera del área, y en el área de estudio en el río del Toro, en las cercanías de la confluencia de este río con el río Las Tres Quebradas. Estos intrusivos intruyen a la Formación Pastos Blancos y en ella se emplazan mayormente.

Su edad se determina sobre la base de sus relaciones de contacto, ya que no existen datos radiométricos para esta unidad. Por lo que su estrecha relación con la Formación Pastos Blancos y sus relaciones de contacto con los Sienogranitos Colorado (Ortiz y Merino, 2015), hacia el oeste, fuera de la zona de estudio, permiten signar una edad de Triásico Superior para esta unidad.

Ortiz y Merino (2015) proponen que debido a las relaciones de contacto y la composición de estos cuerpos máficos, éstos podrían estar vinculados genéticamente a los dioritoides de los intrusivos plutónicos del Triásico Superior.

2.2.3.4. Dioritas Cuarcíferas y Tonalitas Bocatoma [EOB]

Unidad definida por Ortiz y Merino (2015) de composición intermedia, conformada por dioritas cuarcíferas y tonalitas porfídicas de anfíbol y biotita, y además pórfidos andesíticos. Estas rocas se distribuyen en el área de estudio en las cercanías de las nacientes del Río Potrerillos, también al suroeste de los cerros Nevados. Asimismo, afloran estas rocas entre la quebrada La Ortiga y río El Toro, en los cerros Amarillos y en la ladera occidental del río Chollay, aguas debajo de la confluencia con el río Estrecho. Esta unidad está en contacto intrusivo con la Formación Pastos Blancos, los Intrusivos plutónicos del Triásico Superior y el Complejo Plutónico Chollay en la parte alta de los Cerro Nevados. También intruye rocas de los Estratos del paso Guanaco Sonso y de la Formación Lagunillas y, a su vez, es cubierta por rocas volcánicas de la Formación Cerro de las Tórtolas.

Antiguamente algunos afloramientos de esta unidad fueron asignadas a la Unidad Infiernillo en Nasi *et al.* (1990) y rocas del sector Río Potrerillos asignados a la Unidad Bocatoma (Martin *et al.*, 1995; Mpodozis y Cornejo, 1988).

Martin *et al.* (1995) obtuvieron edades en K/Ar de $39,5 \pm 1,3$ Ma en un dique dacítico al oeste de los cerros Nevados, y $38,3 \pm 1,0$ Ma en un clasto de conglomerado asignado a la Unidad Bocatoma,

definida por los mismos autores. Adicionalmente, los mismos autores obtuvieron una edad U-Pb en circón de $33,0 \pm 1,5$ Ma al sur del área de estudio. Posteriormente Bissig *et al.* (2002) por medio de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbol, obtuvieron una edad de $35,9 \pm 1,2$ Ma al norte del Río Potrerillos y dos edades más de cristalización en sector del yacimiento Lama (Argentina) de $30,0 \pm 1,9$ y $35,5 \pm 1,2$ Ma para la misma unidad. También estos autores obtuvieron edades de alteración en los cerros Nevados con el mismo método anterior, de $36,1 \pm 1,3$ Ma en biotita hidrotermal de una diorita y la segunda de $36,2 \pm 1,2$ Ma en sericita, ambas edades levemente más antiguas que las edades de cristalización obtenida. Luego Ortiz y Merino (2015) en estudios más recientes, obtuvieron 3 edades K-Ar en biotita de $35,5 \pm 0,9$, $33,3 \pm 1,2$ Ma y $47,4 \pm 1,2$ Ma, las dos primeras en una tonalita del Río Potrerillos, y la última en el sector Junta de Río Blanco. También lograron una edad U-Pb de $34,92 \pm 0,68$ Ma en una tonalita en la parte sur de Cerros Nevados. Por lo tanto, en base a los datos anteriores se considera un rango de 30 a 37 Ma (Eoceno-Oligoceno) para esta unidad.

Las intrusiones de esta unidad, correspondería al desplazamiento hacia el este del magmatismo desarrollado posterior a la orogenia Incaica (Eoceno Medio) y se podría ligar a la apertura de la cuenca extensional “intraarco” desarrollada al sur de los 27°S durante este periodo (Charrier *et al.*, 2009). Por otro lado, Martin *et al.* (1995) sugiere que las intrusiones de estas rocas serían localmente, intrusiones “forzadas”, sin o post tectónicas respecto de fallas inversas.

2.3. ESTRUCTURAS DEL ÁREA

La zona de estudio se ubica en la alta cordillera de los Andes en la que los principales rasgos morfoestructurales están dados por su naturaleza geológica, ya que la porción de área está contenida en el segmento de subducción plana (28° - 33°S). Este desarrollo peculiar en la subducción es atribuible a la subducción de la Dorsal de Juan Fernández (Yáñez *et al.*, 2001) y a la compresión inducida por un movimiento del continente hacia la fosa (Manea *et al.*, 2012), lo que provoca la ausencia de volcanismo y la desaparición de la Depresión Intermedia en esta latitud (Jordan *et al.*, 1983). Esta configuración tectónica trae consigo deformación de faja corrida y plegada de *piel gruesa* conformada por fallas inversas que forman *horst* y *graben*, que en esta zona se desarrollan en una litosfera con un espesor elástico cortical del orden de 50 km (Tassara y Yáñez, 2003), lo que constituye la Cordillera de Los Andes, elemento morfoestructural que caracteriza esta área (Ortiz y Merino, 2015). Todo esto se traduce en altitudes actuales del macizo andino que sobrepasan los cinco mil metros en el área de estudio.

3. ANÁLISIS DE FACIES VOLCÁNICAS

En este capítulo se describen las diferentes litofacies volcánicas que conforman estos afloramientos correspondientes a La Formación Guanaco Sonso (Salazar y Coloma, 2016), cuyo análisis e interpretación permitirá comprender su ambiente depositacional y evolución.

Los afloramientos estudiados se distribuyen en 3 columnas estratigráficas en la ladera sureste del Río Potrerillos, cuyos nombres para mejor entendimiento, están dados por su orientación geográfica, así son denominadas como columnas NNE, NE y SW (Figura 3.1.).

Antes de ir al contenido específico, es propicio definir el término “litofacie” con el fin de facilitar la lectura de las siguientes páginas, para comprender mejor el origen de la nomenclatura utilizada. Según Branney y Kookelaar (2002) la palabra “litofacie” se refiere a las particularidades de un depósito o a parte de un depósito, que es distintivo de acuerdo a una combinación de características como la estratificación, tamaño de grano, selección, fábrica y composición de éste. Dichas particularidades son consecuencia de un conjunto de condiciones, tanto físicas y químicas, como climáticas y topográficas, asimismo, de los mecanismos de transporte y depositación y de la naturaleza de la fuente del material (Cas y Wright, 1987).

Un proceso depositacional puede estar caracterizado por una litofacie específica, pero no necesariamente, por lo que un ambiente depositacional puede ser el resultado de una o varias “litofacies”, lo que constituye una “asociación de facies” generadas por diversos mecanismos.

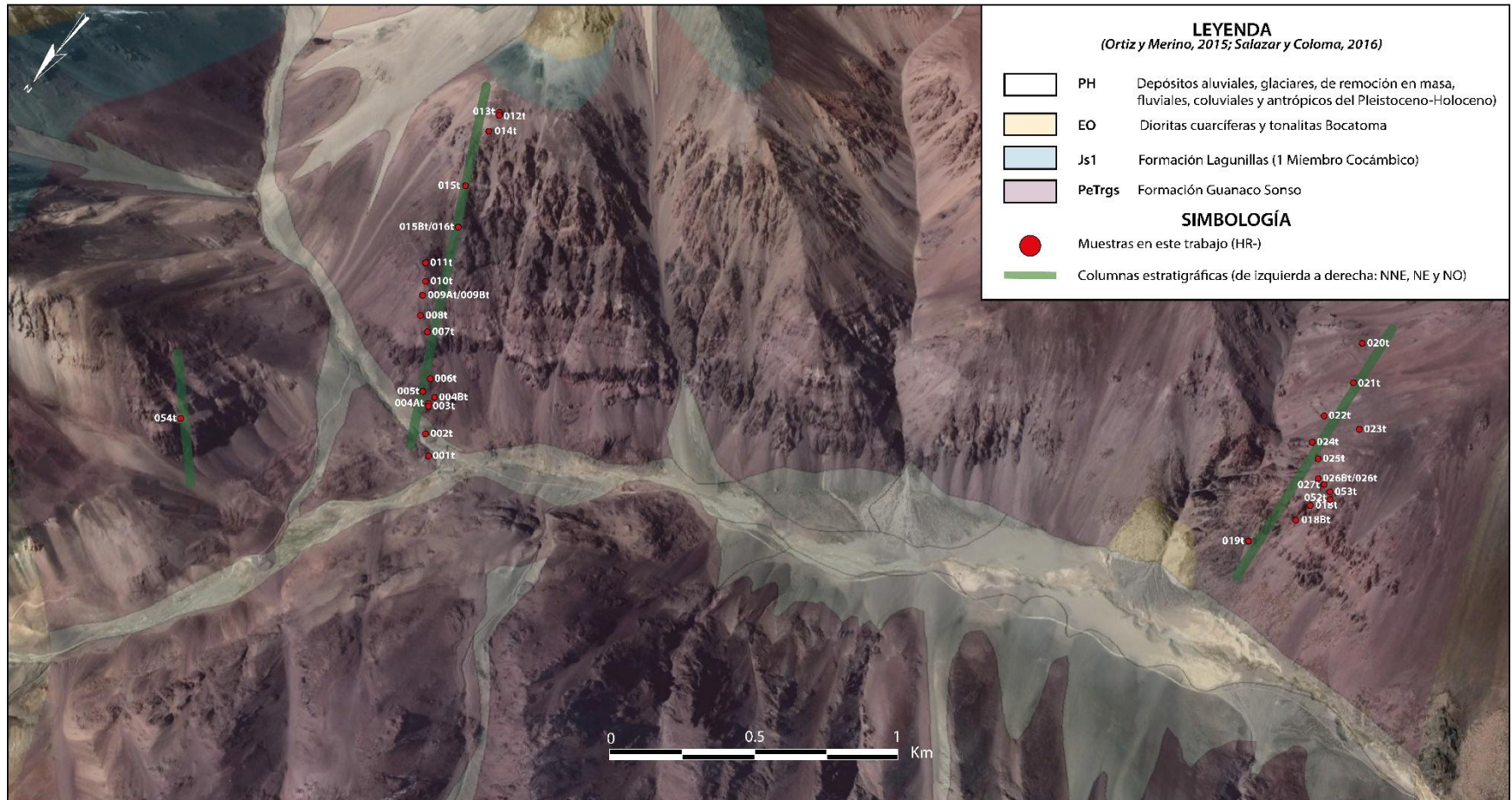


Figura 3.1. Afloramientos estudiados ubicados en la ladera sureste del Río Potrerillos. Imagen satelital extraída de *Google Earth*, junto a la superposición de capas geológicas de la Carta Río Chollay-Matancilla de Ortiz y Merino (2015). De izquierda a derecha, columnas NNE, NE Y SW.

3.1. MARCO TEÓRICO DE FLUJOS DE DENSIDAD PIROCLÁSTICOS

Los flujos de densidad piroclásticos se definen como flujos densos, parcialmente fluidizados, que se desplazan a través de un flujo esencialmente laminar a ras de suelo, controlados por la gravedad y por la diferencia de densidad con respecto al fluido que lo rodea (Branney y Kokelaar, 2002; Sulpizio y Dellino, 2008), y cuya fase continua entre las partículas es gas con alta concentración de sólidos (Sparks y Wilson, 1976).

Por su alta concentración de partículas, debido a su alta densidad, tienden a ser macizos y mal seleccionados (ceniza fina a bloques gruesos). La mala selección de partículas se debe a la alta concentración de las mismas, que a su vez depende de la factibilidad de la fuente emisora (Sparks y Wilson, 1976; Wright y Walker, 1981).

Se pueden generar por el colapso de la columna eruptiva durante la desintegración explosiva del magma y roca en un conducto volcánico, o por explosiones laterales que derivan en avalanchas calientes producto del colapso de un domo (Branney y Kookelaar, 2002). Constituyen un peligro volcánico letal y destructivo, ya que pueden transportar rápidamente grandes volúmenes de escombros calientes por muchos kilómetros de distancia a través del suelo.

Están constituidos por dos partes esenciales e intergradacionales entre sí: el flujo inferior y pluma o nube coignimbrítica. El primero es más denso que la atmósfera y fluye en contacto directo con la superficie, usualmente comprende una parte basal dominada por interacción partícula a partícula, sobre seguida por una parte turbulenta (también denominada *surge* en algunos textos) dominada por procesos de tracción. Por su parte la pluma o nube es menos densa que la atmósfera, por lo que tiende a flotar convectivamente sobre el flujo inferior (Dobran *et al.*, 1993; Sparks *et al.*, 1997).

Los flujos de densidad piroclástica registran procesos y condiciones físicas en una zona límite, definida genéricamente como “zona de borde de flujo” que incluye la parte más baja de la corriente, el límite del depósito de flujo y la parte más alta del depósito (Branney y Kookelaar, 2002). Sedimentológicamente, esta zona de límite de flujo puede considerarse como la parte inferior de la corriente en donde la interacción partícula a partícula domina los mecanismos de transporte y promueve la depositación (Sulpizio y Dellino, 2008).

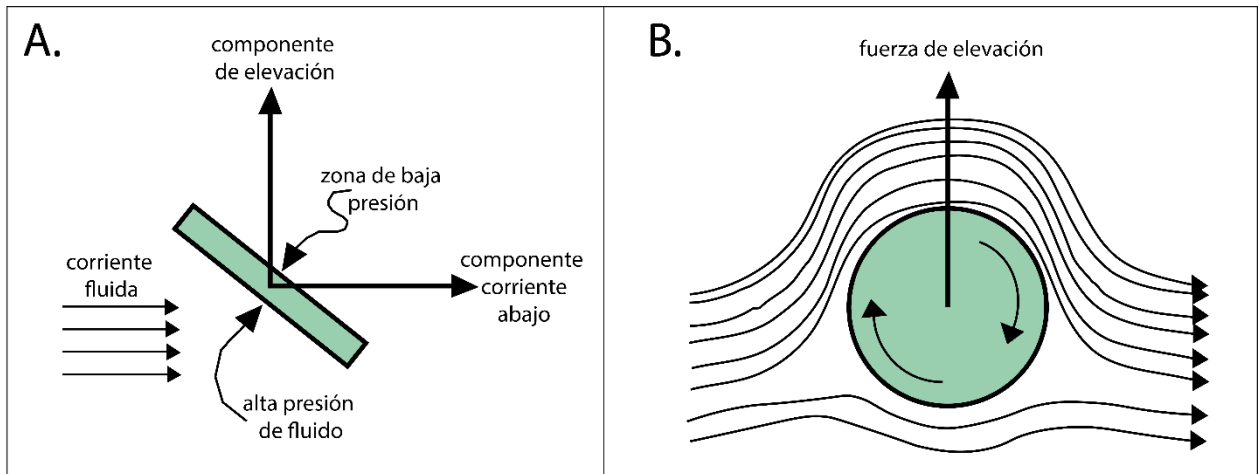
3.1.1. Mecanismos de soporte y segregación

La naturaleza consustancialmente heterogénea de los flujos de densidad piroclásticos involucra una serie de combinaciones de mecanismos de soporte de las partículas que se mueven sostenidos por la fase fluida del flujo. Estos mecanismos son: suspensión, saltación, tracción, colisiones intergranulares, escape de fluidos y elutriación, flotabilidad de clastos, exceso de presión del fluido de poros, y la resistencia al material (Branney y Kokelaar, 2002).

La alta diversidad de forma, tamaño y densidad de los clastos son características de las corrientes de densidad piroclástica y llegan a ser mucho mayores si se les compara con las de una corriente siliciclástica. La combinación de estos mecanismos va variando a medida que el flujo avanza, generando así diferentes concentraciones e intensidad de cizalle de las partículas (Branney y Kokelaar, 2002). Esto trae consigo la segregación de éstas, es decir, la capacidad de las partículas de distribuirse a lo largo del flujo y su posterior depositación y estratificación. Estos procesos mecánicos pueden variar en el tiempo, y puede predominar uno con respecto a otro, lo que va a modificar la segregación y la velocidad de depositación de los sólidos del flujo. Estas variaciones van a definir el tipo de régimen de flujo (turbulento o traccional, escape de fluidos, granular y caída directa, propuestos por Branney y Kokelaar, 2002), y esto a su vez va a constituir una litofacie en específico o un conjunto de ellas.

A. Soportes en un régimen de flujo turbulento o traccional

Un fluido turbulento (también denominado flujo diluido o *surge* según autor) tiende a elevarse a través de mecanismos de elevación del mismo fluido, ejerciendo fuerza sobre las partículas y arrastrándolas, dichos mecanismos son el efecto alerón y efecto Robins (Figura 3.2.). De la población inicial, en un principio, una corriente turbulenta tiende a soportar solo aquellos clastos más pequeños y/o menos densos (ceniza fina), es decir, las partículas en suspensión (carga de lavado), y viajan en todos los niveles dentro de la corriente. Las partículas un poco más grandes y/o un poco más densas son transportadas de forma parcial o intermitente por la turbulencia, quedándose la mayor parte del tiempo en las partes bajas de la corriente, constituyen así la población en suspensión intermitente, segregadas principalmente por mecanismo de saltación. Los clastos más grandes y densos son transportados a lo largo de la superficie del depósito por medio de arrastre de fluidos y tracción.

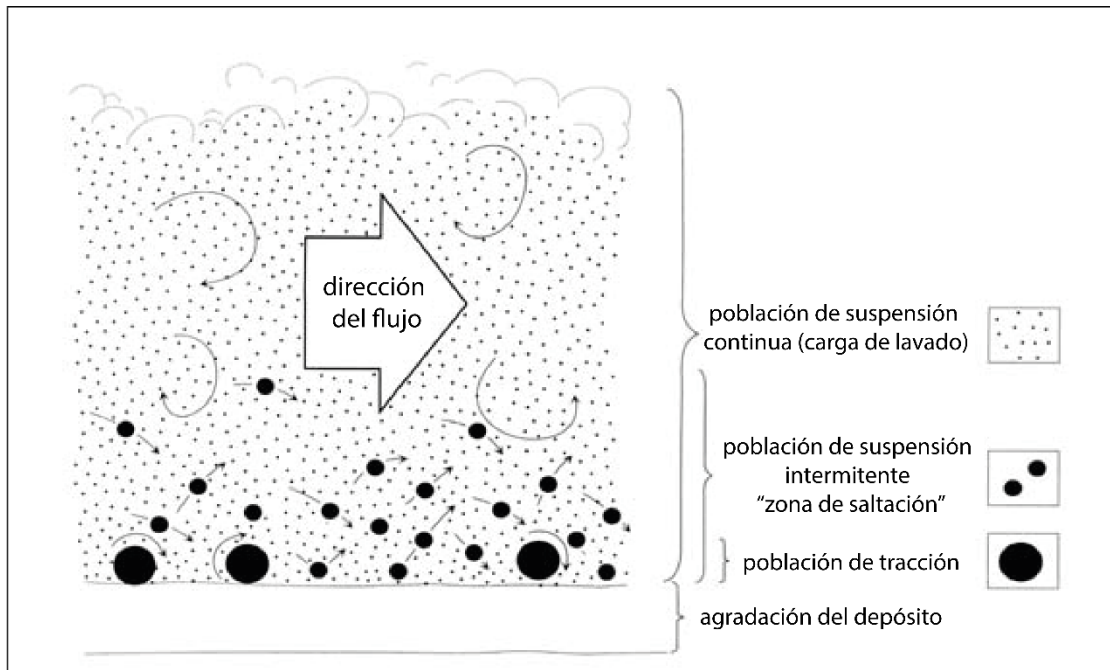


Modificado y traducido de Branney y Kokelaar (2002).

Figura 3.2. **A.** Efecto alerón para partículas no isométricas en donde un flujo horizontal actúa sobre sus superficies inclinadas. **B.** Efecto Robins en piroclastos no cilíndricos, en donde éstos tienden a girar de manera transversal al flujo. La superficie superior se mueve en el mismo sentido del flujo, acelerando el fluido sobre el clasto; por su parte, la superficie inferior se mueve en sentido opuesto al flujo, provocando una ralentización del fluido sobre el clasto, y la formación de una presión local relativamente alta que ejerce una fuerza de empuje en esta zona.

Por lo tanto, existen diferentes poblaciones transitando dentro de un fluido turbulento, las que se distribuyen o segregan verticalmente de acuerdo a las propiedades hidráulicas de las partículas, es decir, de acuerdo a su modo de transporte (Figura 3.3.).

La saltación constituye un mecanismo en el que las partículas son arrastradas por el fluido desde la base del flujo, luego son elevadas y suspendidas momentáneamente, para posteriormente ser incorporadas nuevamente a la corriente. Asimismo, los clastos densos que se mueven vía tracción pueden ir alternando su mecanismo, pasando de tracción a suspensión, debido a la acción del mismo fluido en los clastos o por colisión con otras partículas, es decir, los piroclastos pueden arrastrarse o rodar en la base del flujo y nuevamente incorporarse a la corriente, y luego volver depositarse por períodos cortos en flujos turbulentos. Estos procesos de circulación de partículas pueden generar estructuras características como imbricación de los clastos y estratificación difusa (Sulpizio y Dellino, 2008).

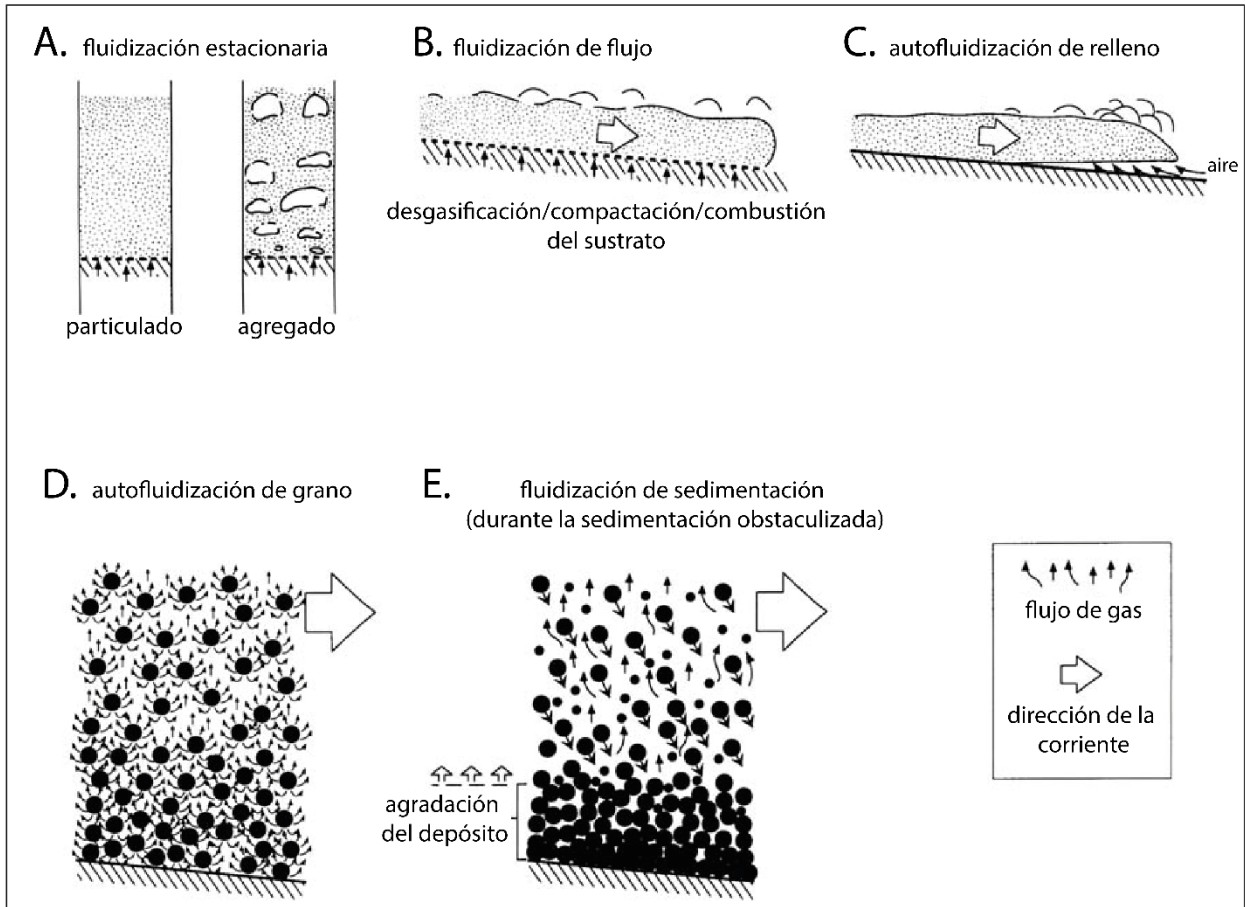


Modificado y traducido de Branney y Kokelaar (2002).

Figura 3.3. Segregación vertical en flujos turbulentos. Se pueden diferenciar las tres poblaciones distinguibles con su mecanismo asociado.

B. Soportes en un régimen de escape de fluidos

Este tipo de régimen ha sido ampliamente considerado como uno de los principales mecanismos de soporte en flujos de densidad piroclásticos. El escape de gases hacia partes superiores del flujo, ejerce una fuerza de arrastre que soporta parcialmente los clastos, de tal manera que el conjunto total se comporta como un fluido, es lo que se denomina como fluidización (Figura 3.4. A y B.). Ésta puede aumentar en base a varios factores: la adición de agua-gas al flujo cuando la superficie por la que se traslada es húmeda (agua, nieve y/o vegetación); la adición de burbujas de aire que fueron atrapadas en el frente del flujo (Figura 3.4. C.); exsolución de gases a partir de los juveniles (Figura 3.4. D.); y al depositarse las partículas y el escape de gases intersticiales desde la zona de borde de flujo durante la agradación (Figura 3.4. E.).



Modificado y traducido de Branney y Kokelaar (2002).

Figura 3.4. Tipos de fluidización y los factores que la promueven.

La fluidización es generalmente acompañada del proceso de elutriación, cuando la fuerza proporcionada por el escape de gases es contundentemente fuerte para lograr que las partículas finas se laven o elutrien del flujo, empobreciendo a éste de las mismas. Ésta ocurre de manera homogénea y/o a través de *pipes* o pipas de elutriación.

Los flujos piroclásticos pueden ser semifluidizados, donde solo las partículas más pequeñas son sostenidas completamente por la fluidización (Sparks y Wilson, 1976), ya que, si sostuviese también a las partículas lapilli y bloques, sería capaz de elutriar completamente las partículas más finas. Por lo tanto, los clastos grandes deben ser sostenidos por otro mecanismo, además, el escape gaseoso es vertical, por lo que no aporta al transporte neto de la carga (Sulpizio y Dellino, 2008). Este mecanismo induce a la gradación o estratificación en el depósito, aunque no haya desplazamiento horizontal.

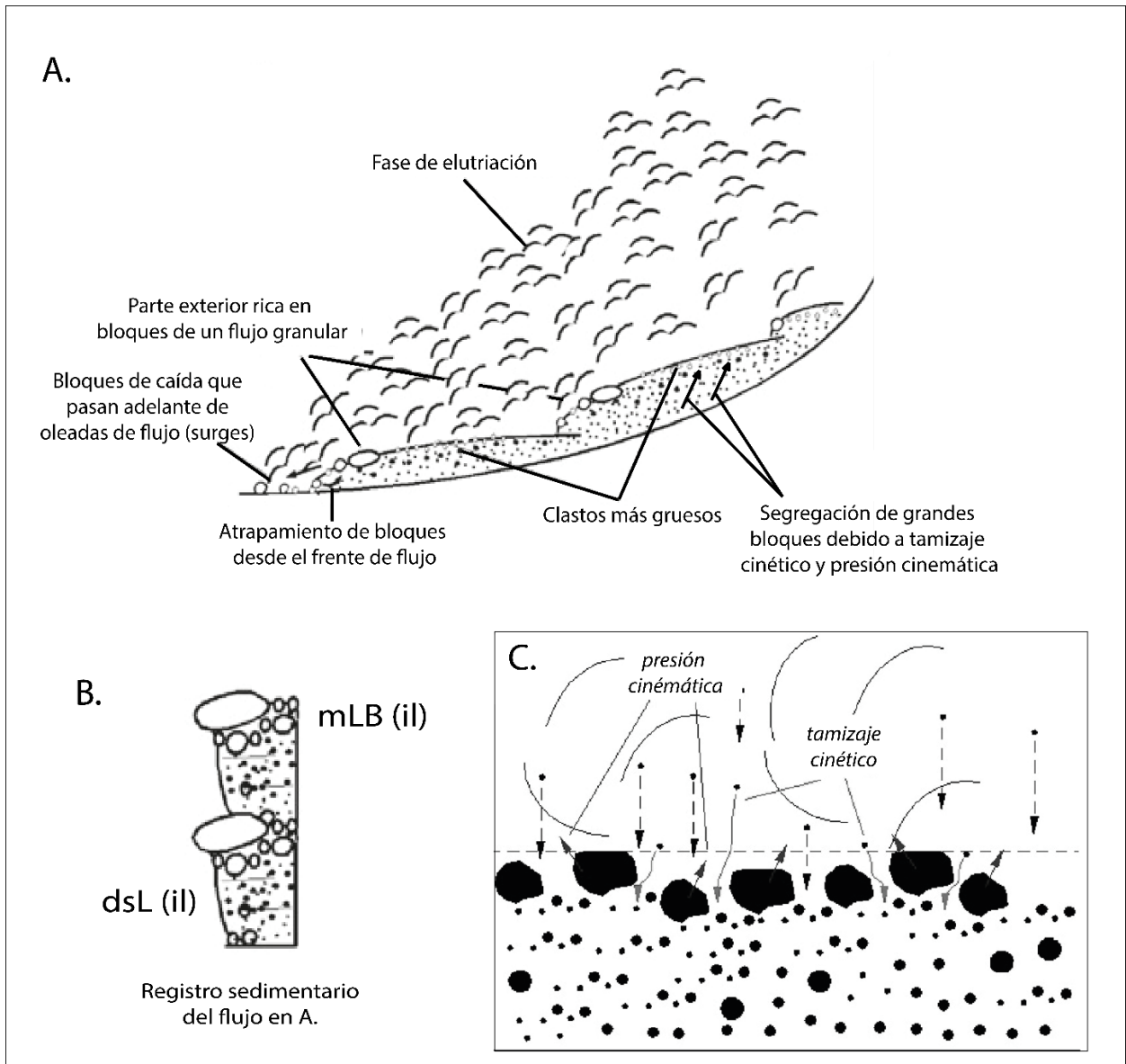
Otro mecanismo asociado a el escape de fluidos es la flotabilidad de las partículas, ésta depende de la diferencia de densidad entre el clasto y el ambiente fluido en el que se encuentra inmersas. Los clastos flotan cuando el peso efectivo de éstos decrece, si la concentración de clastos alrededor aumenta, es decir, en concentraciones moderadas a altas, las partículas tienden a flotar con más facilidad, aumentando con la profundidad en un flujo estratificado (Branney y Kokelaar, 2002).

C. Soportes en un régimen de flujo granular

Un soporte característico de los flujos granulares o densos son las colisiones entre partículas, éstas fuerzan a los clastos a alejarse unos de otros en todas las direcciones independiente de la dirección de cizalle media de la corriente de densidad piroclástica. La segregación en flujos granulares es muy efectiva de acuerdo con el tamaño, densidad, y forma, generando depósitos masivos clastosoportados, bien seleccionados y gradados (Branney y Kokelaar, 2002).

Los choques entre partículas generan vibración de éstas, y se puede considerar como un símil del movimiento térmico de las moléculas en la teoría cinética de los gases y se conoce como temperatura granular (Sulpizio y Dellino, 2008). La temperatura granular genera presión y gobierna la transferencia de masa y cantidad de movimiento; esta presión se denomina presión dispersiva de las partículas y provoca inflación de toda la masa granular. A altas temperaturas granulares, la presión dispersiva puede mantener una masa granular en estado licuado, mientras que el inflado de la masa granular promueve procesos de segregación debido al tamizaje cinético (Figura 3.5. A y B), éste genera la migración o percolación de partículas pequeñas hacia la base de la corriente, debido a que por su tamaño tienden a caer en los vacíos intergranulares entre las partículas más grandes. Esto induce una aparente migración de los clastos más gruesos hacia la parte superior de la zona de límite de flujo (gradación inversa), un proceso también promovido por la presión cinemática (Figura 3.5. C.) que sufren los clastos más grandes debido a que sus colisiones son más frecuentes en comparación con los clastos más pequeños (Sulpizio y Dellino, 2008).

Las corrientes dominadas por temperatura granular son también llamadas “flujo de detritos no cohesivo”, y pueden clasificarse como: (1) flujos de grano verdadero en los que el fluido intersticial tiene un efecto insignificante sobre el estado físico de la masa granular; y (2) flujos de



Modificado y traducido de Sulpizio y Dellino (2008).

Figura 3.5. A. Esquema sedimentológico que ilustra el desarrollo de diferentes pulsos dentro de una corriente y sus niveles de agradación en un régimen de flujo granular. B. Registro de litofacies dsL (estratificación difusa de lapilli) y mLB (bloques masivos de lapilli). C. Acercamiento a la zona de borde de flujo en un régimen granular.

granos modificados en los que las características físicas del material en movimiento son modificadas por el fluido intergranular (Sulpizio y Dellino, 2008), y esto a su vez está dado por la resistencia de los materiales piroclásticos a la deformación ante la aplicación de un esfuerzo (Branney y Kokelaar, 2002). Un flujo de densidad piroclástico denso contiene ambos miembros

finales, sin embargo, los segundos son más comunes debido a la abundancia de gas en mezclas piroclásticas.

Otro mecanismo que también puede actuar en flujos granulares, pero de manera ocasional, es el mecanismo de tracción, que se hace presente en la base de fluidos granulares, en donde la concentración y el tamaño de los clastos es mayor, por lo que tienden a rodar a través de la base del flujo en contacto directo con la superficie del depósito (Branney y Kokelaar, 2002).

D. Soportes en un régimen de caída directa o “caída dentro del flujo”

La precipitación directa de una corriente de densidad piroclástica ocurre cuando los clastos se depositan directamente, en donde su rodamiento, deslizamiento, saltación, interacción de partículas y efectos del escape de fluidos, son insignificantes (Figura 3.7. B). Este proceso ocurre cuando la parte más baja de la corriente está lo suficientemente diluida como para que las interacciones de los granos y el escape de fluidos no sean importantes y cuando las velocidades son demasiado bajas para que ocurra una tracción significativa o saltación (Branney y Kokelaar, 2002).

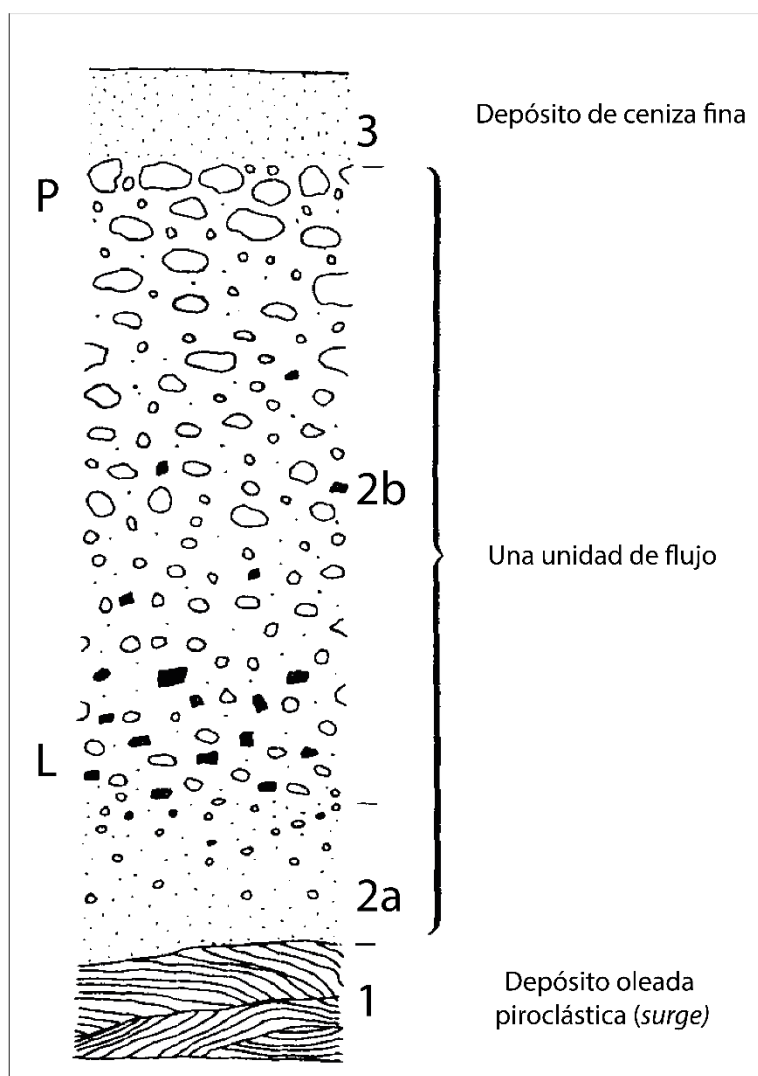
3.1.2. Modelos de depositación

La discusión acerca de la manera en que estos flujos se emplazan físicamente en la superficie ha sido ampliamente discutida a través de los años. Con el tiempo estos modelos se han ido modificando, incluyendo características de varios modelos para explicar su transporte y depositación.

A. El primer modelo establece la secuencia básica de una ignimbrita, definiéndola como una roca piroclástica compuesta predominantemente de material juvenil vesiculado (pómez y esquirlas) que muestran características que indican un origen del flujo piroclástico (Sparks *et al.*, 1973). En conjunto, la ignimbrita constituye una unidad de roca marcadamente homogénea, sin embargo, las unidades que la componen no lo son. Las tres secciones observadas según Sparks *et al.* (1973) son aquellas con: zona central con diferentes grados de soldamiento, subdivisiones en unidades de flujo y capas completas debido a variaciones en el tamaño de grano.

En este modelo ignimbrítico estándar e ideal, el material se transportaría a través de un flujo granular denso laminado, con un frente fluidizado, y cuya estructura interna se conservaría en el depósito una vez que el movimiento del flujo cese (Sparks *et al.*, 1973; Sparks y Wilson, 1976).

Esto se denomina depositación en masa y su registro sedimentario genera una capa masiva y gradada, como la capa 2b (Figura 3.6.).

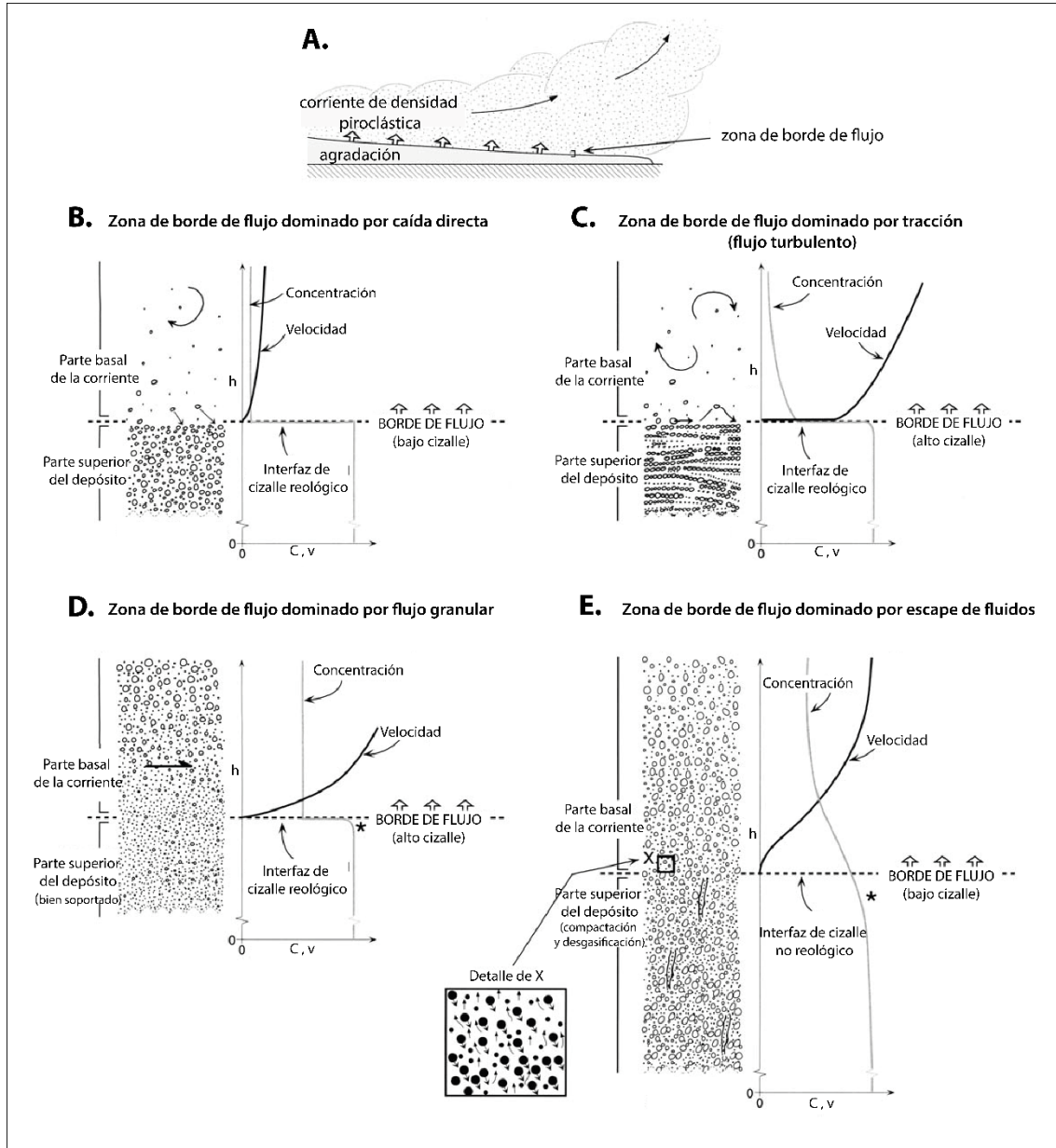


Modificado y traducido de Sparks et al. (1973).

ificado y traducid de

Figura 3.6. Sección esquemática estándar de un flujo ignimbrítico. L: clastos líticos y P: clastos de pómez.

B. El segundo modelo consiste en un modelo agradacional, es decir, el flujo se va depositando en gradas o escalones. Este modelo considera a los flujos como corrientes estratificadas según su densidad, y cuya parte inferior es más concentrada y puede inhibir turbulencia y selección. Por lo tanto, en este modelo, la parte inferior del flujo se denomina “zona de borde de flujo” (Figura 3.7.) y comprende la interfaz constituida por la parte más baja de la corriente, el borde de depositación y la parte más alta del depósito (Branney y Kokelaar, 2002).



Modificado y traducido de Branney y Kokelaar (2002).

Figura 3.7. Modelo agradacional de Branney y Kokelaar (2002) para cada régimen de flujo

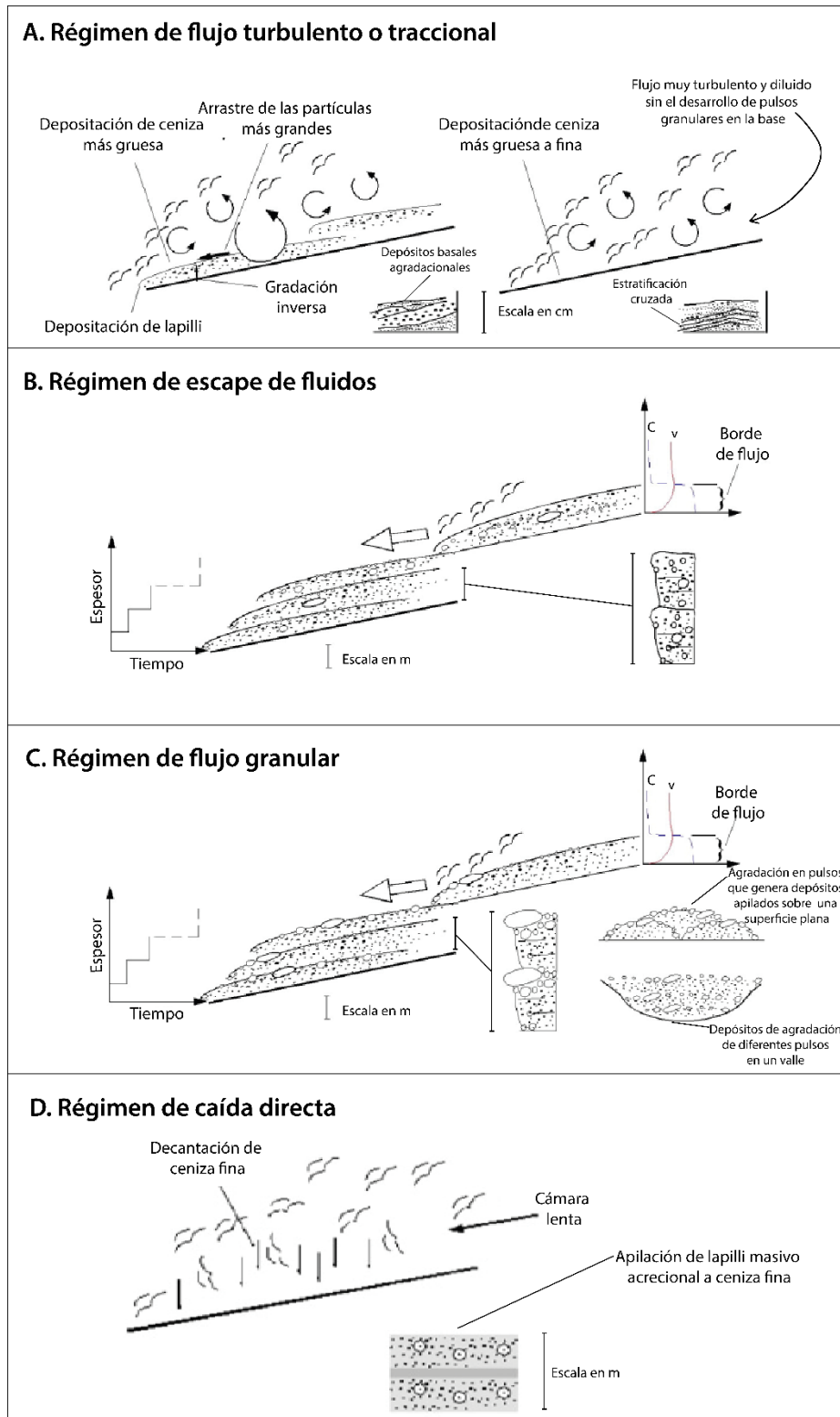
Esta zona de borde de flujo consiste en una superficie de contacto en donde se deposita el material de forma continua y creciente desde la base hacia arriba, construyendo el depósito y registrando en él, sólo las condiciones de borde de flujo y sus variaciones a través del tiempo. Así, cada ignimbrita tendrá asociada condiciones de borde de flujo específicas asociadas a un régimen de flujo dominante, esto flexibiliza y amplía el primer modelo ideal de ignimbrita propuesto por Sparks *et al.* (1973).

Por otro lado, según este modelo, el registro de un flujo granular estable, no debería poseer gradación inversa, debido a que los clastos más grandes estarían muy por sobre el borde de flujo, por lo que no se depositarían (Branney y Kokelaar, 2002). Por lo tanto, el flujo debe emplazarse en condiciones inestables para que el depósito quede gradado, es decir, existirán etapas crecientes y decrecientes, las que sedimentológicamente representarán gradaciones normales e inversas, respectivamente. Se genera así un sistema acumulativo de gradaciones normales e inversas.

C. Un tercer modelo unifica los dos modelos anteriores, y propone que la que la zona de borde de flujo actúa de forma pulsativa, es decir, la gradación del depósito sería progresiva a través de pulsos (Figura 3.8.). En este arquetipo, cada pulso individual se considera como la zona de borde de flujo, en donde los pulsos constituyen corrientes estratificadas según densidad. Estos pulsos granulares que dominan la base de la corriente a través de la interacción entre partículas, variarán su potencia y magnitud en el tiempo. Estas variaciones pueden llegar a constituir todo el espesor de la corriente, y van a depender de la interacción entre las tasas de aporte, depositación, elutriación y reincorporación de partículas (Sulpizio y Dellino, 2008).

En este modelo plantea que los cuatro regímenes posibles en una zona de borde de flujo se pueden intergradacionar entre sí (Branney y Kokelaar, 2002), por lo que es bastante común encontrar dominios mixtos (Sulpizio *et al.*, 2007).

Cabe destacar que, en este modelo, los *surges* u oleadas piroclásticas son consideradas como los extremos dentro de un sistema continuo de pulsos piroclásticos. Se consideran como flujos diluidos a concentrados, cuyo material es transportado a través de suspensión turbulenta, en un borde de flujo más delgado, generando depósitos bien estratificados de poco espesor (Figura 3.8. A). Por otro lado, este arquetipo pulsativo, propone que la zona de borde del flujo granular es el flujo granular en sí, y que éste se deposita en masa, en varios pulsos consecutivos que se repiten y apilan, conservando su estructura gradada interna (Figura 3.8. C).



Modificado y traducido de Sulpizio y Dellino (2008).

Figura 3.8. Diagramas de agradación pulsativa para los cuatro regímenes de flujo en depósitos piroclásticos.

3.2. LITOFACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES PIROCLÁSTICAS

Las litofacies observadas corresponden a litofacies piroclásticas, lávicas y sedimentarias (Figura 3.9.), las cuales serán analizadas y clasificadas dependiendo de su origen. Para las litofacies piroclásticas se adapta el sistema no genético propuesto por Branney y Kookelaar (2002), quienes utilizan letras mayúsculas para definir granulometría dominante, y letras minúsculas que entregan rasgos composicionales, estratigráficos, geométricos y texturales (Tabla 3.1.).

Tabla 3.1. Abreviaciones de nomenclatura para facies piroclásticas de Branney y Kokelaar (2002). Con algunas modificaciones y traducidas al español.

T	toba de ceniza
LT	toba de lapilli
Br	brecha
m	masivo
cr	rico en cristales
l	rico en líticos
e	rico en vidrio/soldamiento eutaxítico
(e)	rico en vidrio/soldamiento eutaxítico a nivel microscópico
p	rico en pómez
(n)	gradación normal
(i)	gradación inversa
//s	estratificación paralela

Para los niveles efusivos andesíticos (α) y dacíticos (β), se utiliza la clasificación genética de Streckeisen (1978), la que se complementa con algunos rasgos texturales. Por otro lado, las facies sedimentarias fueron clasificadas por el modelo de facies de Miall (1985).

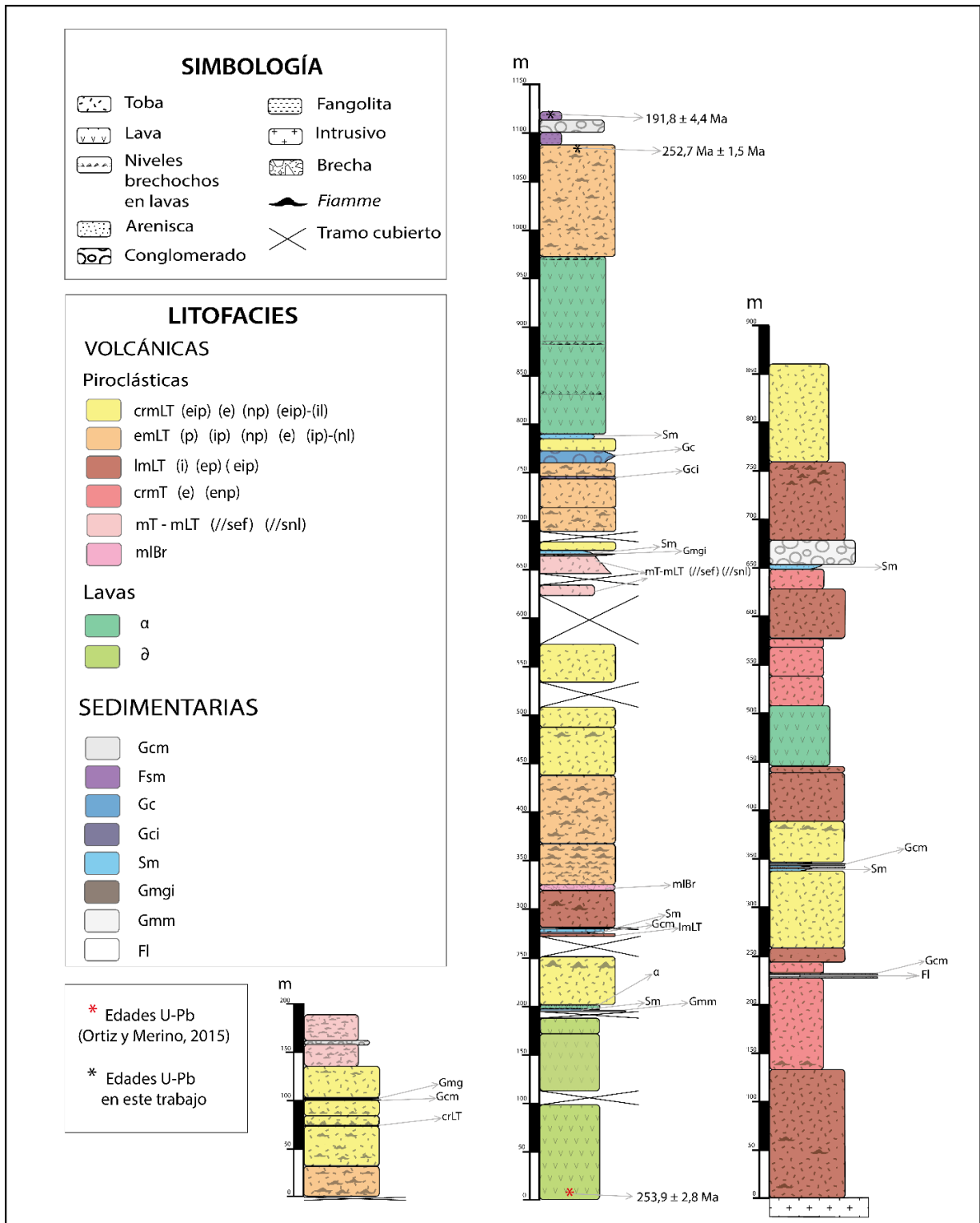


Figura 3.9. Litofacies volcánicas y sedimentarias sector Río Potrerillos, de izquierda a derecha, columnas: NNE, NE y SW (Columnas detalladas en Anexo II: Columnas Estratigráficas).

3.2.1. crmLT (eip) (e) (np) (eip)-(il)

A rasgos generales este grupo de facies está constituido por tobas de lapilli de cristales, sus afloramientos presentan variaciones en su coloración desde pardo rojizo, a rosado y gris, matices dados por la propia meteorización, alteración y antigüedad del área de estudio. Es posible observarlas en secciones de la parte media inferior de la columna NE (Figura 3.9.) adyacentes verticalmente a facies piroclásticas vítreas y sedimentarias; en la parte media inferior y cercano al techo de la columna SW (Figura 3.9.) relacionadas con horizontes piroclásticos líticos; y en la columna NNE (Figura 3.9.) se ubican también en la fracción media de ésta entre tobas vítreas y tobas de ceniza. Su distribución comprende secciones tabulares de contactos difusos, cuyo cambio textural marca el paso entre un nivel y otro, y espesores fluctuantes entre 10 m alcanzando casi los 100 m (Columna SW, Anexo II: Columnas Estratigráficas).

Composicionalmente se observan cristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales maclados de 1 a 4 mm, se encuentran alteradas a arcillas, y localmente en secciones, a calcita y epidota, sus proporciones varían entre 10 y 35%; cuarzo subhedral a anhedral de 1 a 4 mm, de porcentaje variable entre 3 y 25%. Los fragmentos líticos se encuentran en menor proporción (~2%) de tamaños variables hasta 9 mm aproximadamente, y cuya composición corresponde principalmente a andesitas de textura traquítica y porfírica (Muestras HR-007t y HR-006t, respectivamente; Anexo I: Cortes Transparentes) con abundantes cristales de plagioclasa; también se distinguen algunas pómez de tamaño lapilli ricas en cristales (~3%). Por su parte la matriz de tamaño ceniza está constituida por microcristales cuarzo-feldespatos y esquilas (Muestras HR-008t y HR-009Bt, Anexo I: Cortes Transparentes) en algunos niveles. Cabe destacar una moderada silicificación de las rocas notoria a simple vista, y a través de vetillas cuarcíferas en lámina delgada (Muestra HR-017t, Anexo I: Cortes Transparentes).

La evidencia de caracteres particulares permite clasificar facies de gradaciones normales (np) e inversas (ip) de fragmentos de pómez, que en sectores presentan soldamiento eutaxítico dado por la presencia de *fiammes* (eip) (Figura 3.10. B), y a nivel microscópico, esquilas soldadas (e) en la matriz (Muestra HR-027t, Anexo I: Cortes Transparentes). Localmente la concentración de líticos aumenta hacia el techo en una de las secciones (il).



A.



B.



C.

Figura 3.10. A. y C. Toba de lapilli masiva de cristales (crmLT). B. *Fiammes* grises soldadas y algunos líticos andesíticos de coloración rojiza pertenecientes a la parte superior de un nivel crmLT(eip). Se observa moderada silicificación de ambas rocas.

Los niveles en que se combinan patrones (ip)(il) están relacionados a una zona de borde de flujo dominada por segregación granular y escape de fluidos conjuntamente, lo que permite la agradación de pómez por flotación y la acumulación de clastos líticos sobre la zona de borde de flujo.

Los niveles en que se observa (eip) están relacionados a un proceso de flotación que permite la presencia de pómez sobre la zona de borde de flujo y cuyo soldamiendo incipiente es sincrónico a

su depositación de forma rápida; mientras que (np) está relacionada a percolación de clastos pumíceos hacia la base del borde del flujo. Ambas litofacies relacionadas un borde de flujo dominado por escape de fluidos.

Los horizontes eutaxíticos con ausencia de *fiammes* en donde predominan las esquirlas con soldamiento (e) incipiente a moderado en la matriz, registran la ocurrencia de vesicularidad durante y posterior a su depositación en un flujo dominado por escape de fluidos, debido al escape de gases disueltos liberados en procesos de aglutinación de partículas.

Estos niveles tobáceos ricos en cristales se interpretan como flujos de densidad piroclástica, cuyos patrones de gradación vertical entregan diferentes mecanismos de depositación en condiciones inestables (Branney y Kookelaar, 2002).

3.2.2. emLT (p) (e) (ip) (np) (ip)-(nl)

Este conjunto de litofacies está constituido por tobas de lapilli vítreas con soldamiento eutaxítico que va de incipiente a moderado, y cuya coloración *in situ* presenta variaciones desde rosado a gris violáceo; sus altas potencias rondan espesores desde 30 m, hasta casi los 120 m aproximadamente. Se pueden observar en niveles de la parte media y superior de la columna NE (Figura 3.9.), encontrándose sobre niveles piroclásticos líticos hacia el extremo medio inferior y sobre secciones tobáceas cristalinas en la parte media superior, con intercalaciones sedimentarias locales; cercano al techo de la columna NE (Figura 3.9.), es posible distinguir estos niveles yacer sobre lava andesítica de gran espesor e infra yacer a unidades sedimentarias de casi 40 m de espesor, que marcan el techo de dicha columna. Es posibles verlas aflorar también en la parte basal de la columna NNE (Figura 3.9.) relacionadas verticalmente a horizontes tobáceos cristalinos-vítreos. Espacialmente constituyen secciones tabulares de contactos difusos principalmente, y localmente netos al relacionarse con rocas sedimentarias, y cuyos espesores observables varían entre 25 y 115 m aproximadamente en los diferentes niveles.

Estas rocas se caracterizan por presentar abundantes *fiammes* (25 a 45%) de tamaños variables entre 0,5 a 37 cm aproximadamente, que en algunos niveles es posible observar solo su estructura carente de relleno; piroclastos líticos (7-15%) pseudoangulosos a subredondeados de tamaño máximo 3 cm y cuyas texturas predominantes son porfíricas y afaníticas, en donde se pueden distinguir andesitas dentro del primer grupo. La matriz cinerítica está constituida por cristales de

plagioclasa de hasta 5 mm en el eje mayor, con una incipiente alteración a arcillas, y esquirlas (~10%) a nivel microscópico (Muestra HR-014t, Anexo I: Cortes Transparentes). El soldamiento eutaxítico es característico de este grupo de niveles piroclásticos en los que es posible observar facies gradacionales de pómez normales (np) e inversas (ip), estas últimas relacionadas en algunas secciones, a facies de gradación normal de líticos (nl) (Muestra HR-010t, Anexo I: Cortes Transparentes); y a nivel interno la presencia de esquirlas (e).

La facie (np) se relacionan a procesos de percolación de partículas pumíceas hacia el inferior del borde del flujo, mientras que las gradaciones inversas de estas partículas (ip) están vinculadas al proceso inverso, es decir, a un proceso de flotación permitido por los cambios de densidad en el borde del flujo dominado por escape de fluidos.

Las facies combinadas (ip)-(nl) denotan procesos de segregación granular que permite la depositación de clastos líticos en la base de la zona de borde de flujo (Figura 3.11. A), y a medida que el flujo avanza, comienzan a primar mecanismos de escape de fluidos, lo que permite la flotación de pómez hacia los niveles superiores (Figura 3.11. B).

El soldamiento eutaxítico ubicuo de este grupo de facies revela según sus variaciones verticales, cambios en las propiedades reológicas de los piroclastos que alimentan la corriente de flujo durante la agradación progresiva. Los cambios en la intensidad del soldamiento están dados por factores como, variaciones en la composición de los piroclastos, el contenido de volátiles, temperatura, y tamaño y contenido de la población de piroclastos. Estos, a su vez, probablemente reflejen cambios en la actividad eruptiva de la fuente, y/o modificaciones durante el transporte y depositación (Branney y Kokelaar, 2002).

Cuando el soldamiento inicia rápidamente durante la depositación, en la base de la corriente, es posible observar el fenómeno de aglutinación de las partículas, dando paso a la formación de esquirlas (e) en un flujo sujeto a escape de fluidos.

Por lo tanto, al tomar la evidencia descrita en líneas anteriores, es posible interpretar estas potencias vítreas como flujos de densidad piroclástica de alta temperatura (Branney y Kookelaar, 2002), cuyos altos espesores denotan una alta y rápida acumulación de material, por lo tanto, una alta subsidencia producto de una erupción presumiblemente explosiva (Lipman, 1984).

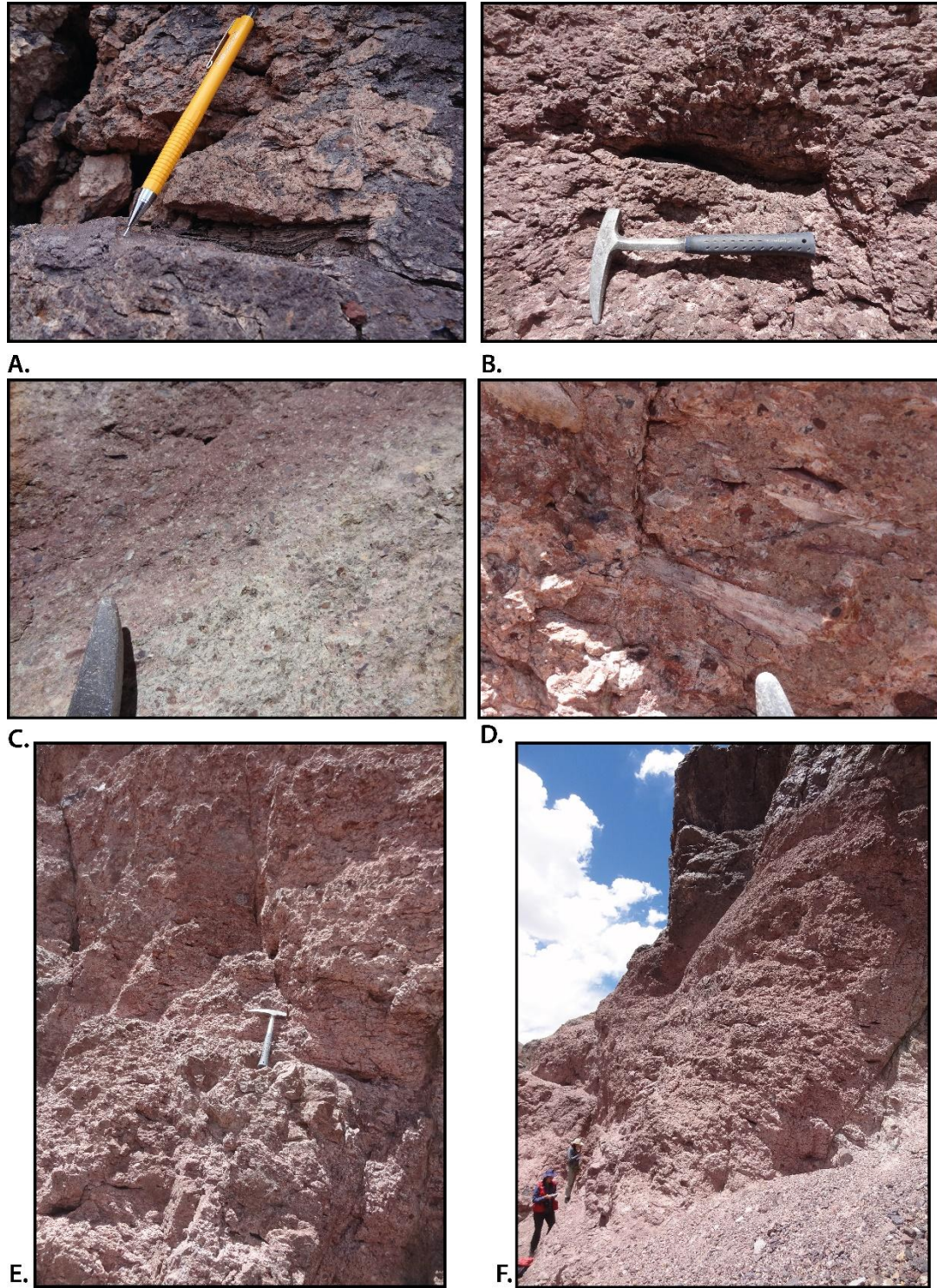


Figura 3.11. **A. y B.** Detalles de *fiamme* y cavidad de *fiamme*. Ambos pertenecen a la parte superior de facies emLT(ip)-(nl). **C.** Nivel inferior rico en líticos de emLT(ip)-(nl). **D.** Clastos líticos y pómez soldadas. **E. y F.** Afloramiento de litofacies emLT(ip).

3.2.3. ImLT (i) (ep) (eip) (//sn)

Grupo de litofacias conformadas por tobas de lapilli ricas en fragmentos líticos de coloración gris rosácea, a pardo grisácea, y algunos sectores con tintes verdosos (Figura 3.12.). Ubicadas principalmente en la columna SW (Figura 3.9.) en la parte inferior, media y superior de ésta; también es posible observarlas en niveles aislados en la columna NE (Figura 3.9.) en la fracción media superior e inferior. Exhiben potencias de variados tamaños, desde niveles de 2 m, secciones de espesor medio desde 10 m hasta 50 m, y espesores máximos de 80 m y 132 m. Verticalmente están relacionadas niveles sedimentarios de poca potencia, facies tobáceas cristalinas y localmente a brechas tobáceas. Estas secciones tabulares se caracterizan por presentar contactos difusos, los cuales están definidos por el cambio textural y composicional entre un nivel y otro.

Los componentes líticos caracterizan estos niveles corresponden a fragmentos andesíticos (25%) de coloración roja a burdeos, de bordes subangulosos a subredondeados, y textura porfírica de tamaños variable entre 0,5 cm y 8 cm, en algunos sectores locales alcanzan tamaños de hasta 20 cm; líticos de color negro (10%) y textura afanítica, con bordes subangulosos de tamaño promedio 2 cm; líticos dacíticos (7%) rosados blanquecinos con fenocristales de cuarzo de tamaño variable entre 0,5 y 1 cm, de bordes subangulosos, con fuerte alteración en la masa fundamental. . La matriz es de tamaño ceniza incluye cristales de plagioclasa y cuarzo (15%), en algunas secciones priman los primeros y en otras los segundos.

Como en litofacias anteriormente descritas, los patrones gradacionales verticales son características propias de estos afloramientos, en este caso la gradación inversa (i) de los líticos. Por otro lado, a pesar de ser litofacias de alto contenido de fragmentos líticos, es posible también observar características vítreas en estos niveles, como las litofacias (ep) y (eip) (Muestras HR-019t y HR-21t, respectivamente; Anexo I: Cortes Trasparentes). De forma local (~ 650 m, Columna NE, Anexo II: Columnas Estratigráficas) se exhiben litofacias con laminación paralela en conjunto a gradación normal de líticos (//sn).

Los niveles de gradación inversa (i) de los fragmentos líticos se relacionan a un mecanismo de segregación granular que está supeditado al porcentaje de fragmentos líticos que han sido incorporados al flujo, el cual a su vez depende de la viabilidad de la fuente de emisión.



A.



B.



C.



D.



E.



F.

Figura 3.12. A. Lítico rojo andesítico. B. Lítico dacítico pardo amarillento con fuerte alteración argílica en la masa fundamental. C. Toba lítica con algunas *fiammes*. D., E. y F. Detalles de fragmentos líticos subangulosos a subredondeados.

Esto permite que a medida que el flujo avanza, aumente la cantidad de líticos, permitiendo su agradación en niveles superiores al depositarse. Es necesario acotar que, en la matriz, a nivel microscópico, se observan esquirlas y *fiammes* (Muestra HR-027t, Anexo I: Cortes Transparentes), representantes propias de un borde de flujo dominado por escape de fluidos, sin embargo, a simple vista no son observables. Esto lleva a concluir que, aunque ambos mecanismos actuaron en conjunto, el borde de flujo en este caso estuvo dominado principalmente por mecanismo de segregación granular.

Por otro lado, los niveles de litofacies (ep) y (eip), muestran un mecanismo de escape de fluidos que alcanza protagonismo dentro de un flujo granular, es decir, el mecanismo predominante en el borde de flujo de estos niveles permite la depositación de mayor porcentaje de fragmentos líticos por medio de segregación granular, y a su vez las *fiammes* subordinadas se relacionan a mecanismos de escape de fluidos, que en niveles específicos de litofacies (eip), se relacionan a procesos de flotación.

Finalmente, la litofacie local (//sn), que comprende 11 m de potencia en la parte media de la columna NE (Figura 3.9.) estaría indicando un flujo dominado por segregación granular, que a medida que avanza aumenta la intensidad del mismo y por lo tanto también la fluidización.

3.2.4. crmT (e) (enp)

Conjunto de litofacies formadas por tobas de ceniza cristalinas, de color rosado a pardo grisáceo y anaranjado en afloramiento (Figura 3.13.), ubicadas en la columna SW (Figura 3.9.). Se disponen verticalmente entre tobas ricas en líticos principalmente, relacionándose con niveles epiclásticos de poco espesor en algunas secciones; y sobre lava andesítica pasado los 500 m en la columna SW (Figura 3.9.). Los tramos observables comprenden potencias de 10, 30 y ~95 m, cuyos contactos entre las demás facies corresponden a contactos difusos primariamente, y localmente gradacional con facies sedimentarias.



A.



B.

Figura 3.13. **A.** Afloramiento toba masiva de cristales de color rosado en roca fresca y coloración grisácea dada por la alteración. **B.** Afloramiento de toba de ceniza de color rosado anaranjado producto de alteración potásica.

Están compuestas principalmente por cristales de cuarzo (~20%) y plagioclasa (~15%) de tamaño promedio 0,5 mm, éstas últimas se encuentran alteradas a arcillas principalmente, y en algunos niveles se encuentran alteradas también a calcita y epidota (Muestra HR-024t, Anexo I: Cortes Transparentes); es posible observar cristales locales de feldespato (2%) alterados a arcillas (Muestra HR-017t, Anexo I: Cortes Transparentes). Se aprecian, además, en menor proporción algunos fragmentos líticos andesíticos (~7%) de color burdeos y líticos negros grisáceos, los primeros de textura porfírica y bordes angulosos, y los segundos de textura afanítica y bordes subredondeados, localmente se observan líticos riolíticos (6%) con textura fluidal (Muestra HR-022t, Anexo I: Cortes Transparentes). La matriz (55%) tamaño ceniza está constituida por vidrio y microcristales, en ella se pueden observar algunas *fiammes* de pómez en algunos tramos inferiores. Es posible observar también amígdalas locales rellenas de epidota, calcita, clorita y feldespato, así como una alta silicificación en algunos niveles.

El rasgo característico de estas tobas es el tamaño fino de sus componentes, mayoritariamente cristales. Sin embargo, son distinguibles a simple vista algunas *fiammes* locales en la base de una de las secciones, lo que denota una gradación normal de estos componentes con soldamiento eutaxítico (enp); también se observan *fiammes* elongadas a nivel microscópico (Muestra HR-022t, Anexo I: Cortes Transparentes), descritas a nivel de facies como un soldamiento eutaxítico imperceptible a simple vista (e).

La facies (enp) están relacionadas a una zona de borde de flujo dominada por escape de fluidos que en un principio tuvo preponderancia, lo que permite la acumulación de pómez con soldamiento eutaxítico en la base de una sección de estas facies. Estas *fiammes* no alcanzan a flotar en niveles superiores debido a cambios en las condiciones del flujo, éste se vuelve más denso, debido un aumento en la disponibilidad de material desde la fuente, en donde mecanismos de segregación granular toman protagonismo, lo que denota en las rocas la presencia de abundantes cristales de cuarzo y plagioclasa. La menor proporción de clastos líticos podría explicarse a que el material volcánico proviene de partes más profundas del mismo magma eyectado hacia el flujo, esto refuerza la abundante presencia cristalina en estas tobas y el tamaño de éstas, además, indica poco transporte de sus componentes, lo que se evidenciaría en la angularidad de dichos líticos.

Por su parte, los horizontes eutaxíticos con *fiammes* microscópicas (e) se relacionan también a un borde de flujo dominado por escape de fluidos en conjunto a segregación granular por la presencia

abundante de cristales, además, es posible observar abundantes vesículas relacionadas a escape de gases disueltos, que posteriormente fueron rellenas por minerales de alteración.

Estos niveles se interpretan como flujos de densidad piroclástica de corto transporte.

3.2.5. mT - mLT (//sef) (//snl)

Grupo de litofacies conformadas por tobas de ceniza y lapilli de color rosado a morado oscuro con pátina parda a blanquecina de alteración (Figura 3.14.). Se encuentran situadas en la columna NE (Figura 3.9.), entre los 620 y 670 m aproximadamente, relacionadas verticalmente a tobas cristalinas, en la parte inferior del tramo, y rocas sedimentarias sobre éste, y en la columna NNE (Figura 3.9.) entre los 131 y 181,5 m con una intercalación sedimentaria de 4,5 m en la mitad del nivel aproximadamente. Se distribuyen en secciones tabulares de contactos difusos, cuyos tramos abarcan potencias de 10 y 33 m, en la columna NE; y de 20 y 25 m en la columna NNE (Figura 3.9.)

Los niveles de litofacies más finas están compuestas por fenocristales de plagioclasa (6%) de tamaño variable entre 0,5 y 3 mm, se encuentran alteradas a calcita, epidota y arcillas; cristales de cuarzo (2%) anhedral dispuestos en cúmulos de tamaño promedio 0,2 mm; la matriz afanítica (91%) está conformada por vidrio en donde es posible observar esquirlas (30%) con soldamiento leve (Muestras HR-009At y HR-009Bt, Anexo I: Cortes transparentes) y algunas pómez observables a simple vista. Por su parte en los niveles un poco más gruesos de esta secuencia, es posible observar cristales de cuarzo y plagioclasa en porción similar, con menos cantidad de líticos, con imbricación observable de estos fragmentos en algunos niveles.

En la parte media-superior de este tramo predominan los fragmentos líticos porfíricos andesíticos de coloración roja y burdeos, de tamaño promedio 0,6 cm y de bordes subangulosos a subredondeados; y líticos dacíticos de color rosado blanquecino de tamaño variable 0,7 cm, compuestos por fenocristales de cuarzo (1%) y ferromagnesianos muy finos, éstos exhiben formas subangulosas. La matriz (65%) afanítica de color morado oscuro contiene cristales (15%) de cuarzo que no supera 1 mm de tamaño, plagioclasas de formas euhedrales a subhedrales con una tendencia sutil de orientación y cristales de cuarzo blanquecino subangulosos de tamaños entre 2 y 3 mm. Los líticos hacia el techo del tramo disminuyen su tamaño y comienzan a predominar las partículas tamaño ceniza y la laminación paralela es mucho más marcada que en niveles inferiores.



Figura 3.14. **A.** Vista afloramiento con ritmicidad en niveles decimétricos y laminación paralela incipiente. **B.** Toba de lapilli masiva con laminación paralela incipiente y fábrica de grano direccional. **C.** Nivel lítico de la parte media-superior. **D.** y **E.** Nivel tobáceo de la columna NNE con laminación paralela.

El rasgo característico de estas litofacies es la laminación paralela ($//s$), aunque sea de manera incipiente (Figura 3.14. D. y E.). La litofacie (ef) está relacionada a la presencia de fábrica de grano

direccional (f) dada por la imbricación de los fragmentos, y el soldamiento eutaxítico (e) leve de los clastos pumíceos, por su parte las litofacies (nl) definen tobas de ceniza a lapilli con gradación inversa de los fragmentos líticos.

La sección inferior y superior del tramo se puede interpretar como un borde de flujo dominado por mecanismos de tracción principalmente que se depositaron mediante un flujo turbulento de varios pulsos, dando lugar a niveles rítmicos entre capas finas a levemente gruesas, estas últimas con imbricación y soldamiento eutaxítico de pómez. Por su parte, los horizontes con predominancia de fragmentos líticos de la porción media-superior se depositaron mediante un flujo granular dominante, en el que los líticos disminuyeron su tamaño a medida que el flujo avanzaba, producto de la viabilidad de la fuente de emisión. En conclusión, este tramo corresponde a un flujo de densidad piroclástica depositado por un flujo turbulento principalmente, cuya fluctuación en la velocidad de avance permitió la predominancia de un flujo granular en las fracciones medias del tramo.

3.2.6. mIBr

Litofacie local ubicada en la parte media inferior de la columna NE (Figura 3.9.). Constituye un nivel de brecha tobácea (mIBr) de color rosado (Figura 3.15.), infrayace a litofacies emLT(ip), de potencia aproximada 5 m; no tiene una alta continuidad lateral, el contacto es gradacional con el nivel sobreyacente y solo se distingue del resto de la secuencia por el tamaño de sus bloques. Es posible observar alto fracturamiento de la roca.

Está compuesto por bloques de litoclastos (20%) de andesita porfírica de coloración rojiza y grisácea, bloques de monzonita de anfíbol y biotita (40% plagioclasa 40% feldespato, 15% anfíbol y biotita, 5% cuarzo) y granodiorita de biotita (30% cuarzo, 25% feldespato, 35% plagioclasa, 7% biotita, y 3% anfíbol), este último de tamaño hasta 55 cm; poseen bordes redondeados a subangulares, y tamaños promedio 15 cm. Este nivel brechoso se considera matriz soportado de matriz fina con cristales de plagioclasa distinguibles, algunos líticos de tamaño ceniza-lapilli y granos de cuarzo aislados.



A.



B.

Figura 3.15. A. Afloramiento brecha tobácea (mlBr). B. Detalle bloque de monzonita.

La presencia de fragmentos líticos accidentales nos sugiere una facie gruesa de alta energía, cuyos componentes fueron expulsados mediante un borde de flujo dominado principalmente por un mecanismo de “caída dentro del flujo”, en el que la colisión entre bloques durante su emplazamiento fue parcialmente limitada, lo que se refuerza con la ausencia de una fábrica direccional en el depósito. Sin embargo, no se descarta una participación exigua de mecanismos de tracción en estados próximos a la depositación, dado por las evidencias de subredondeamiento de algunas facetas en los fragmentos; esto puede estar relacionado también, a altas tasas de depositación, beneficiando así el rápido enterramiento de los litoclastos, sin permitirles mucho movimiento.

Por otro lado, la relación difusa de esta facie con la facie superior, estaría indicando que ambos procesos sucedieron en intervalos de tiempo cortos entre uno y otro, lo que se evidencia por la similitud de la matriz con la sección suprayacente [facie emLT (p) (e) (ip) (np) (ip)-(nl)].

Por lo tanto, al tener en cuenta el origen accidental de los fragmentos líticos de gran tamaño provenientes del basamento volcánico, y su relación con un nivel superior de facies eutaxíticas propias de eventos explosivos; sugiere una apertura del ducto volcánico de gran fuerza destructiva, seguida de un flujo de densidad piroclástica a alta temperatura, probablemente en un evento eruptivo de tipo pliniano o subpliniano (Cioni *et al.* 2015).

3.2.7. Andesita (α)

Lava andesítica de color negro grisáceo que aflora en las columnas NE y SW (Figura 3.9.). En la Columna NE es posible observarla alrededor de los 200 m y a los 790 m de esta, en donde la potencia de estos niveles comprende 5,5 y 183 m, respectivamente, y se relacionan verticalmente a rocas sedimentarias (arenisca) en la base y tobas cristalinas y vítreas en el techo. En la columna SW se encuentra a los 445, su espesor alcanza los 60 m en esta sección y está en contacto con tobas líticas en la base y tobas cristalinas en el techo. Sus contactos con las demás litofacies se observan difusos e irregulares.

Presenta textura porfírica a pseudo traquítica en lámina delgada, está compuesta por cristales de plagioclasa (25%) de tamaño variable entre 0,5 y 4 mm, alteradas a epidota, clorita y arcillas de manera incipiente; y cuarzo anhedral (3%). La masa fundamental la componen abundantes plagioclasas (58%) en forma de microlitos (Muestras HR-005t; HR-011t; HR-015; HR-015B,

Anexo I: Cortes Transparentes). Se aprecian algunos cúmulos de epidota y calcita rellenando pequeñas amígdalas, junto a algunos opacos en lámina delgada.

Es posible observar tres niveles brechosos (Figura 3.16. A y B) en el tramo de mayor potencia ubicado cerca del techo de la columna NE, a los 832, 887 m y en el techo de la lava alrededor de los 975 m. Presentan un espesor de alrededor 1,5 a 2 m, composicionalmente se reconoce como una brecha matriz soportada que está constituida con clastos andesíticos (37%) subredondeados a subangulosos de textura mayoritariamente porfírica y algunos de textura intergranular (10%) y textura traquítica (7%) de coloración griscácea y rojiza, respectivamente; clastos de dacita (7%) con cristales de cuarzo, de color verde claro a simple vista. Todos ellos de tamaño promedio 12 cm, y tamaño máximo 30 cm. Son apreciables también cristales de cuarzo y plagioclasa de tamaño promedio 1 mm en su eje mayor (Muestra HR-016t, Anexo I: Cortes Transparentes).

La capa de mayor espesor de estas andesitas se aprecia acuñada con respecto a los demás niveles piroclásticos, hacia el suroeste, distinguible por su color oscuro color en una vista lateral (Figura 3.16. C y D).

Los afloramientos andesíticos de 183 y 60 m de potencia se pueden interpretar como pulsos efusivos en etapas menguantes de una erupción explosiva, cuyo cese o disminución de la expulsión de material piroclástico, dio paso al emplazamiento de dichos pulsos, generando así una serie de capas intercaladas de lavas y rocas piroclásticas, las que conforman los paleo depósitos de un estratovolcán. Por otro lado, también están relacionadas a facies sedimentarias (arenisca y brecha) que refleja la acción de corrientes tractivas pre y sincrónicas al a emplazamiento de flujo de lava, evidenciado en la brechización basal del flujo efusivo. Además, dichos niveles brechosos estarían relacionados también, al proceso propio de la lava al avanzar, que va generando la brechización del frente y techo del flujo. Por lo que en este caso el nivel brechoso ubicado en la mitad del nivel de mayor espesor de esta andesita en la columna NE, representaría el techo de un primer pulso andesítico y la base del pulso posterior suprayacente.

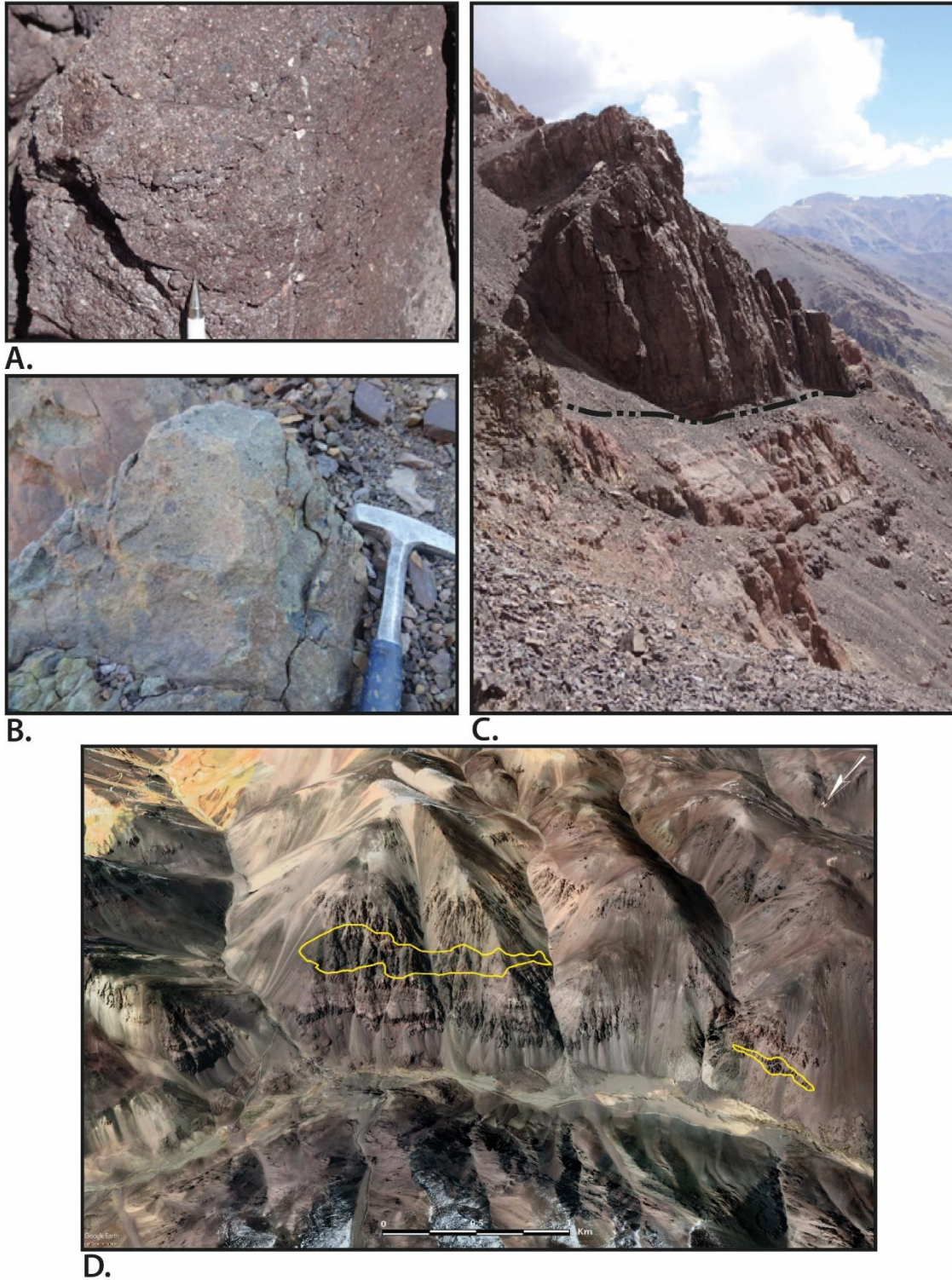


Figura 3.16. A. y B. Detalle de niveles brechosos en andesita. C. Vista lateral de nivel andesítico en columna NE sobre el paquete rocoso piroclástico y sedimentario de color rosado anaranjado. D. Vista satelital desde *Google Earth* de andesita acuñaándose hacia el suoste.

Cabe destacar que la característica geométrica de acuñamiento hacia el suroeste representa una particularidad propia de las coladas de lava, que ya sea por procesos tectónicos o por el deslizamiento del material a través de una pendiente elevada, genera este tipo de morfología, que en una vista lateral se aprecia con menos espesor en uno de sus extremos. Por otro lado, el afloramiento andesítico de menos espesor a los 200 m en la columna NE, no se puede clasificar como una colada de lava como tal, principalmente por la baja potencia de la capa (5,5 m). Probablemente tiene el mismo origen genético que la andesita de niveles superiores, sin embargo, su modo de emplazamiento se asocia más a un *sill* subvolcánico.

3.2.8. Dacita (δ)

Lava dacítica de coloración rojiza a gris rosáceo (Figura 3.17.A.), aflora en la base de columna NE (Figura 3.9.), su potencia alcanza los 187 m de espesor, su base corresponde al inicio del afloramiento en esta pared del valle, y su techo en gran parte está cubierto, sin embargo, es posible observar localmente un contacto de carácter peperítico entre esta roca y una brecha sedimentaria que la cubre (Figura 3.16. F.). Por lo tanto, el contacto superior se observa difuso y localmente irregular.

Presenta textura porfírica en lámina delgada, con una masa fundamental principalmente afanítica y localmente felsofídica esferulítica desde la mitad del nivel hacia techo (Figura 3.17. D. y E.). Está compuesta por cuarzo anhedral (15%), plagioclasa (15%) de tamaño variable entre 0,5 a 5 mm, feldespato potásico (3%) alterado fuertemente a arcilla y calcita; y algunos minerales opacos observables. En la parte inferior de la sucesión se pueden apreciar localmente amígdalas rellenas con calcita, y pequeñas amígdalas rellenas con limonitas y cúmulos de óxidos de manganeso. Las muestras se encuentran moderadamente silicificadas cerca de la base, con la presencia de algunas vetillas silíceas, tanto en lámina delgada como *in situ* (Muestra HR-001t, Anexo I: Cortes Transparentes), sin embargo, hacia la parte media y superior, la silicificación aumenta (Muestras HR-002t, HR-003t, HR-004At y HR-004Bt, Anexo I: Cortes Transparentes), llegando a observarse cúmulos de cuarzo de 50 cm aproximadamente en algunos sectores.

Se destaca que los afloramientos basales de esta roca se observan con un bandeo de orientación E-O, en donde es posible ver alineamiento de minerales (Figura 3.17. B. y D.). A esto se le suma el aspecto aborregado de estos afloramientos basales, típico de valles glaciales.

Esta lava se interpreta como un pulso efusivo primario dentro de este sistema volcánico, cuyos emplazamientos iniciales tuvieron un carácter laminar, dando paso al bandeamiento mineralógico, posiblemente por su deslizamiento a alta pendiente y temperatura. A medida que se fueron depositando estos primeros pulsos, las capas sucesoras comenzaron a variar hacia características más masivas, con locales tendencias axiolíticas y vesiculares, producto de un enfriamiento rápido de la lava y una sincrónica desgasificación.

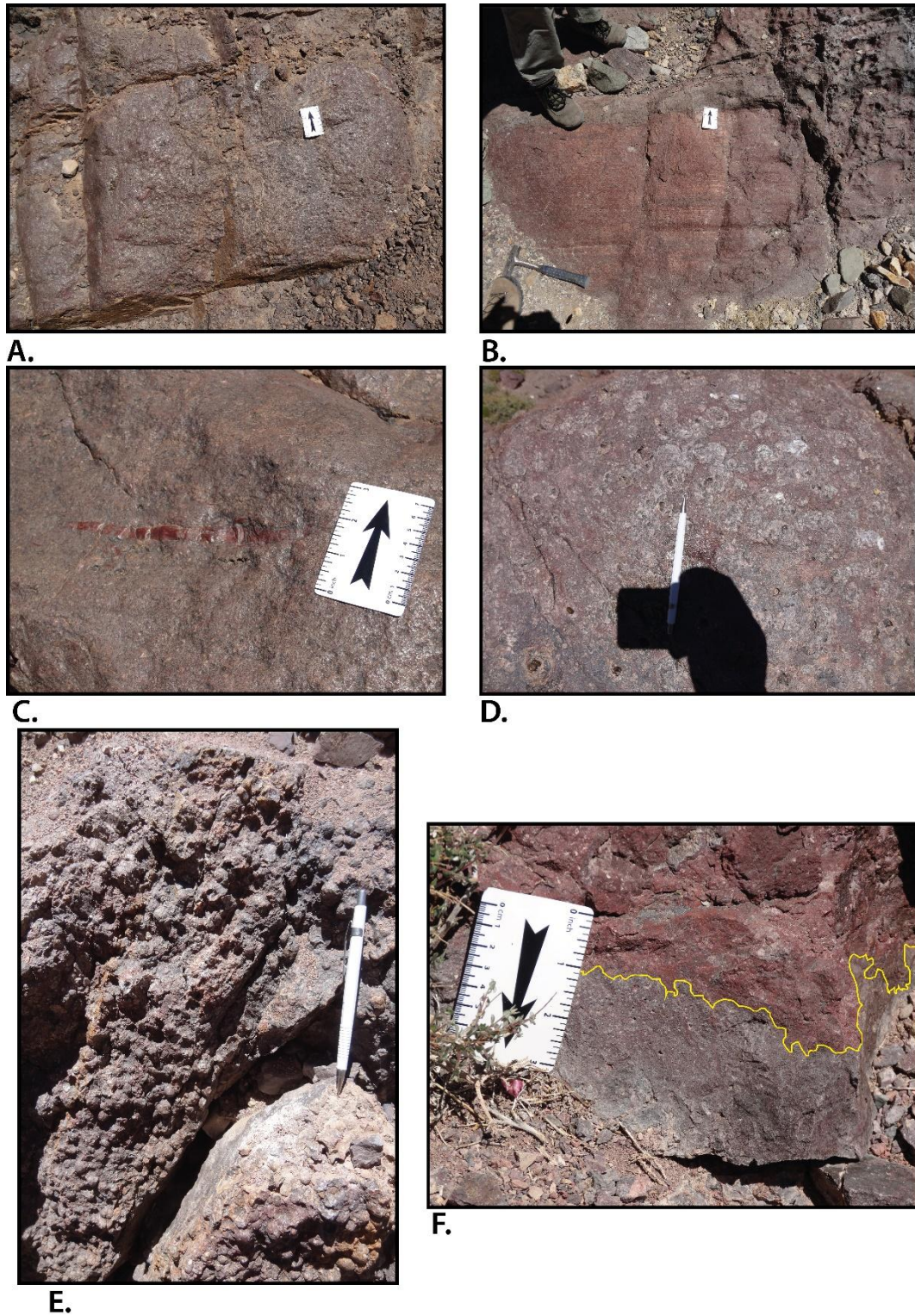


Figura 3.17. A. Lava dacítica altamente silicificada. B. Bandeamiento basal de la dacita a nivel del suelo de orientación E-O. C. Detalle de minerales elongados producto de bandeamiento. D y E. Niveles esferulíticos. F. Contacto irregular peperítico entre dacita inferior y brecha sedimentaria superior.

3.3. VOLCANISMO DEL DEPOCENTRO POTRERILLOS DE LA FORMACIÓN GUANACO SONSO

3.3.1. Correlaciones entre columnas

La sucesión de facies de la columna NNE en su totalidad es muy similar a la sucesión de facies de la columna NE, que afloran entre los 450 y 660 m aproximadamente de esta última columna. Corresponden a facies vítreas, que a medida que se asciende en las columnas, los cristales comienzan a predominar sobre los fragmentos vítreos, estos últimos disminuyen su tamaño y son más visibles en la matriz, conformando finalmente tobas de ceniza de carácter vítreo hacia el techo de este tramo de sucesión. Adicionalmente, se destaca que las altitudes en que se emplazan las sucesiones de ambas columnas concuerdan entre sí, entre los 3919 y 4000 m aproximadamente. Cabe destacar que correlacionar depósitos piroclásticos entre sí es complejo de hacer, debido a que sus mecanismos de segregación, transporte y depositación varían en el tiempo y espacio. En el caso anterior de esta asociación de facies entre las columnas NNE y NE, la distancia entre ambos afloramientos es menor (~1 km), comparado con la distancia entre la columna NE y SW, que están separadas entre sí por al menos 3 Km de distancia. Por lo que las diferencias texturales entre estas últimas columnas son más notorias, con respecto al primer par de columnas, evidenciando en la mayor presencia de fragmentos líticos en los depósitos del suroeste (Columna SW, Anexo II: Columnas Estratigráficas).

La andesita de 183 m de potencia que es visible en *Google Earth* en la columna NE, exhibe una geometría que permite su correlación con el afloramiento andesítico de la columna SW, a pesar de que la continuidad de la lava se observa clara hasta cierto punto de la ladera sur del valle Potrerillos (Figura 3.16.D.), es posible extrapolar su correlación hacia la columna SW, debido a la geometría en cuña que se observa, disminuyendo su potencia hacia el suroeste, lo que se respalda con la presencia de la andesita de menor espesor (60 m) en la columna SW. Asimismo, a nivel microscópico los 3 afloramientos de andesita en este trabajo son similares entre sí, las cuales comparten características texturales (Muestras HR-005t, HR-011t, HR-015t, HR-025t; Anexo I: Cortes Transparentes) análogas.

Establecer correlaciones texturales entre los demás niveles piroclásticos, como está expresado en líneas anteriores, resulta confuso. Es probable que un mismo flujo de densidad piroclástico genere depósitos variados dependiendo de la distancia de la fuente emisora, de la cantidad y variedad de

material existente, entre otros factores. Por lo que es probable que un mismo flujo se haya comportado mecánicamente distinto en diferentes estadios de tiempo. No olvidar también, que los diferentes mecanismos de soporte y segregación pueden actuar sincrónicamente, predominando uno sobre otro, por lo que dificulta aún más establecer correspondencias.

Por otro lado, existen niveles locales que no son correlacionables con otro depósito visitado, como es el caso de la litofacie mlBr, correspondiente a una brecha tobácea, cuyo origen asociado a volcanismo explosivo de colapso o de avalancha de rocas proximales, limita su variación espacial.

3.3.2. Características del volcanismo

Las rocas piroclásticas que conforman las tres columnas estratigráficas estudiadas en este trabajo son de composición dacítica principalmente, variando hacia riodacita; y de carácter intermedio a félsico en los niveles efusivos. La composición de los fragmentos líticos presenta variaciones composicionales entre andesita y dacita, de coloración grisácea principalmente y de textura porfírica, además de algunos líticos tobáceos e ígneos de forma local. El contenido cristalino de tamaños variables entre 0,5 mm y 3 cm, corresponde principalmente a plagioclasas argilizadas de color rosado y cristales de cuarzo (~15%), con escaso contenido de máficos (biotita).

Los niveles ignimbríticos que conforman la ladera sur del valle del Río Potrerillos se interpretan como un sistema de flujos de densidad piroclásticos que fueron agradando en varios pulsos, cuyas litofacies ricas en texturas eutaxíticas y alto contenido de *fiammes* (emLT y variaciones internas) evidencia un volcanismo explosivo a alta temperatura, con locales eventos de colapso, evidenciado en facies brechosas (mlBr) de poco transporte, presumiblemente cerca del centro emisor. Además, cabe destacar que, hacia el suroeste en la columna SW (Anexo II: Columnas Estratigráficas), se observa un aumento en el contenido de líticos con respecto a las demás columnas estratigráficas del lado noreste, cuyas gradaciones internas, primariamente inversas, se pueden interpretar como facies más proximales al centro emisor, evidenciado en el aumento en la disponibilidad de material granular con respecto al contenido de juveniles a medida que los pulsos avanzaban. También, se aprecian tobas cineríticas vítreas con laminación paralela de poco espesor, relacionadas a flujos laminares de transporte turbulento. Por otro lado, los niveles dacíticos y andesíticos corresponden a niveles efusivos intercalados propios en este tipo de depósitos ignimbríticos.

4. GEOCROLOGÍA U-Pb

4.1. MUESTREO

Dentro de este trabajo se extrajeron 2 muestras para ser analizadas geocronológicamente, ambas ubicadas en la columna NE (Figura 3.9.), éstas son HR-013d y HR-014d, la primera corresponde a una fangolita muestreada en el techo de dicha columna, y la segunda corresponde a una toba de lapilli vítrea extraída 35 m bajo la primera. Se recogieron trozos de 200 a 500 gr de roca que fueron enviados a laboratorios para su posterior análisis.

4.2. METODOLOGÍA ANALÍTICA

A continuación, será explicado el procedimiento por el cual las muestras fueron tratadas de manera externa, en el laboratorio en la Universidad de Tasmania (Australia), utilizándose el Método U-Pb (LA-ICP-MS). Cabe destacar que las líneas siguientes fueron extraídas de Ortiz y Merino (2015).

Aproximadamente 100 gr de ellas fueron molidos en un molino circular de Cr-acero y repetidamente tamizados hasta un tamaño de grano menor a 400 micrones. Los minerales pesados no magnéticos fueron separados usando un plato de oro y un imán manual de Fe-B-Nd. Los circones fueron escogidos a mano desde el concentrado de minerales pesados con un microscopio de luz transmitida con el polarizador activado. Los cristales seleccionados fueron colocados en cinta adherente de doble contacto y luego se vertió resina epoxi sobre ellos en un molde de 2,5 cm de diámetro. El montaje fue secado por 12 horas y pulido con papel de lija limpio y una pulidora de plato giratorio. Luego, las muestras fueron lavadas con ultrasonido en agua destilada.

Los análisis fueron realizados por el Dr. Sebastien Meffre en la Universidad de Tasmania, Hobart, Australia, por medio de un espectrómetro de masas cuadrupolar *Agilent 7500cs* con fuente de plasma de acoplamiento inductivo, que cuenta con un módulo láser de gas de Ar-F coherente de 193 nm y una célula de ablación *Resonetics M50*. El láser fue ensamblado con la célula de ablación *Resonetics* y operado con el *software Geostar*. Los factores de corrección para las razones Pb/U en circones, debido al fraccionamiento durante la perforación, la deriva del instrumento y el fraccionamiento de masas en el mismo, fueron calculados utilizando 4 análisis (estándar de Temora según Black *et al.*, (2003 en Ortiz y Merino, 2015). y 2 análisis (estándar 91500 según Wiendenbeck *et al.* (1995 en Ortiz y Merino, 2015) en los circones utilizados como estándar primario y secundario, respectivamente; estos fueron examinados al comienzo de las sesiones y después de cada 12 circones desconocidos analizados (aproximadamente cada media hora),

utilizando el mismo tamaño de perforación y condiciones analíticas. Durante el día, se consideraron, además, otros estándares secundarios adicionales (circón de Mud Tank según Black y Gulson, (1978 en Ortiz y Merino, 2015); Temora según Black *et al.*, (2004b en Ortiz y Merino, 2015); y GJ1 según Jackson *et al.*, (2004 en Ortiz y Merino, 2015). El factor de corrección para la razón $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ fue calculado mediante 6 perforaciones grandes (100 micrones, 10 Hz) en el estándar NIST612, estudiado al comienzo y final del día, y utilizando los valores recomendados por Baker *et al.* (2004, en Ortiz y Merino, 2015).

Cada análisis en los circones comenzó con una medida de 30 segundos del blanco gaseoso seguido por otros 30 segundos con el láser encendido. Los circones fueron estudiados mediante perforaciones de 35 micrones realizadas con el láser a 5 Hz y a una densidad aproximada de 1,5 J/cm². Un flujo de gas de He, a una tasa de 0,5 litros/minuto, transporta fuera de la cámara las partículas ablacionadas por el láser para ser mezcladas con gas Ar y luego llevadas hasta la antorcha de plasma. Los elementos medidos son ^{49}Ti , ^{96}Zr , ^{146}Nd , ^{178}Hf , ^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U ; cada uno es medido secuencialmente cada 0,14 segundos, con mayor tiempo de conteo para los isótopos de Pb comparado con los otros elementos. La reducción de datos utilizada se basa en el método descrito en detalle en el Apéndice 1 de Meffre *et al.* (2007; 2008, en Ortiz y Merino, 2015), similar al descrito por Black *et al.* (2004b, en Ortiz y Merino 2015) y Paton *et al.* (2010 en Ortiz y Merino, 2015). Las abundancias de los elementos en los circones fueron calculadas con el método descrito por Koesler (2001, en Ortiz y Merino, 2015), utilizando Zr como elemento estándar interno, asumiendo proporciones estequiométricas y usando el estándar 91500 para la corrección de fraccionamiento de masa.

4.3. RESULTADOS

4.3.1. Muestra HR-013

Con un total de 60 análisis para esta muestra, se trabajaron las edades entregadas por el laboratorio con el Pb común ya corregido, éstas basadas en la relación $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Utilizando el complemento de funciones programadas para Microsoft Excel, Isoplot 3.75, los análisis se grafican de acuerdo a la edad entregada y el error estándar, lo que da como resultado una concordancia de los análisis entre las proporciones de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Figura 4.1. A y B), con algunas excepciones puntuales.

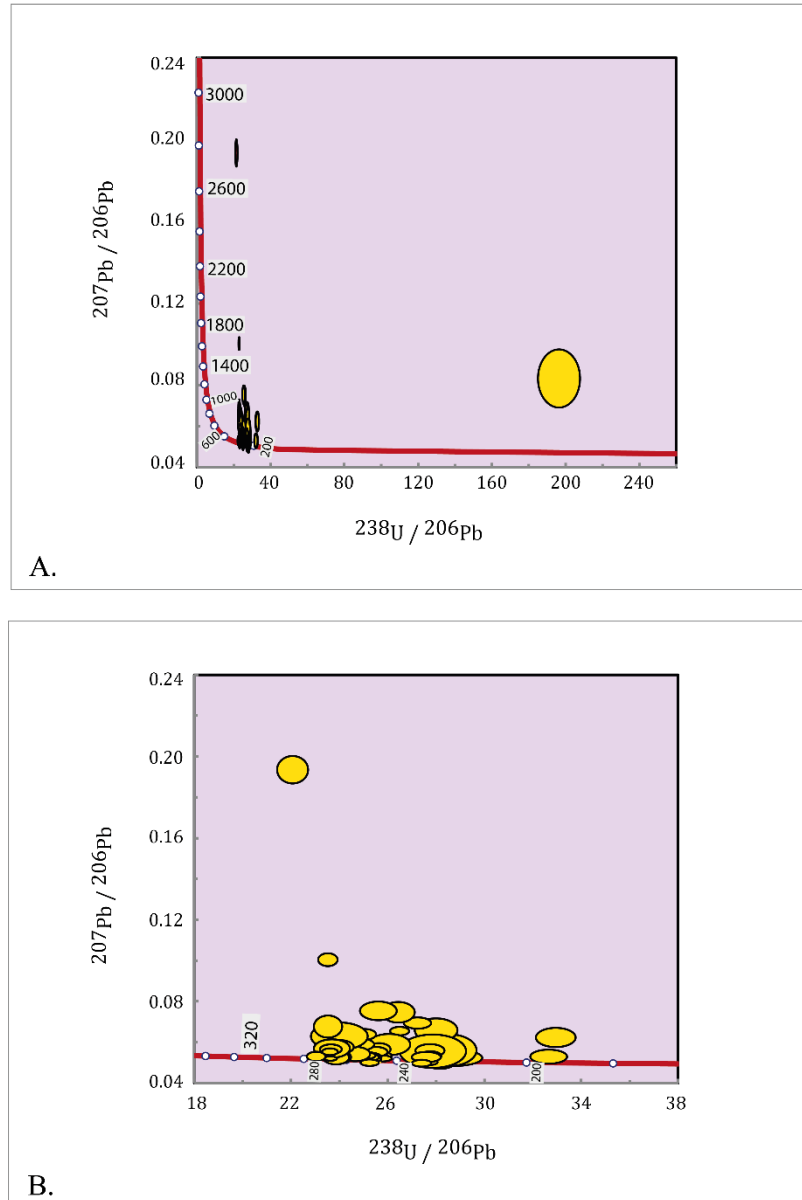


Figura 4.1. **A.** Diagrama de concordia U-Pb para los análisis de la muestra HR-013d. **B.** Acercamiento a la mayor concentración de datos de los análisis en el diagrama A., entre 320 y 200 Ma aproximadamente. *Puntos de error de datos en las elipses son 68,3% de confianza (1σ).*

Del total de los análisis, 59 se distribuyen entre 190 y 273 Ma, y uno presenta un valor anómalo de 31 Ma. Las edades mesozoicas tienen una distribución polimodal con cuatro poblaciones claramente identificables (Figura 4.2.), las que fueron analizadas por el método Unmix de Isoplot 3.75, estas son las siguientes: la población más joven de 190 a 194 Ma (n=2); 218 a 236 Ma (n=27); 239 a 255 Ma (n=19); y la población más vieja de 259 a 273 Ma (n=11).

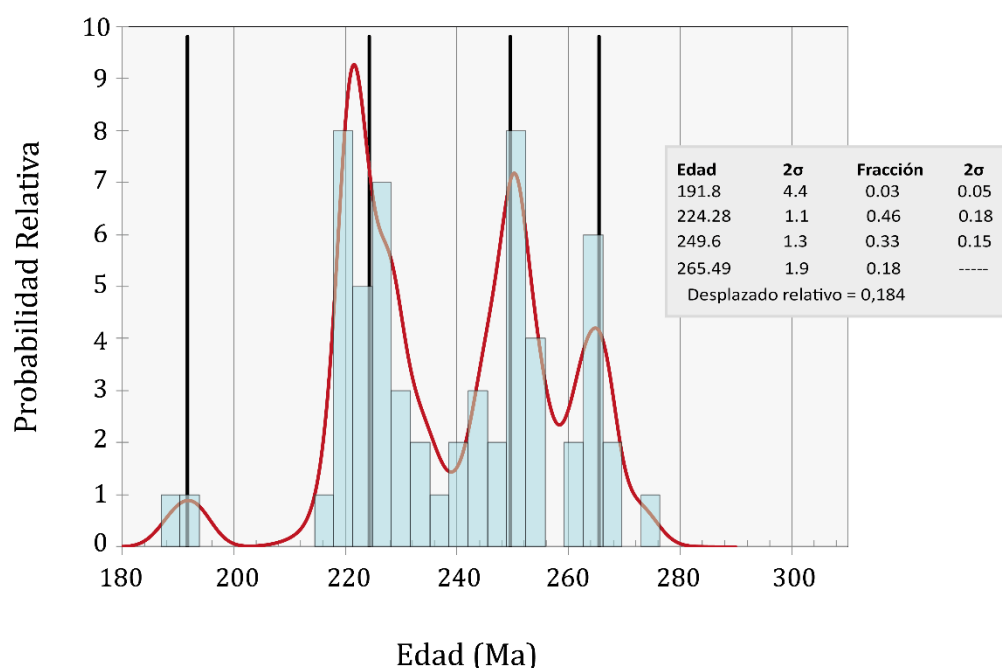


Figura 4.2. Gráfico Unmix (Isoplot 3.75) que muestra la distribución polimodal de la población de análisis, con 4 poblaciones identificables marcadas en líneas verticales negras.

En cuanto al significado geocronológico de estos resultados, resalta el análisis anómalamente joven de 31 Ma. Este valor no es consistente con la posición estratigráfica de la sucesión muestreada, pues esta está cubierta por una unidad del Jurásico Superior (Formación Lagunillas). Por otro lado, la sucesión estudiada se encuentra intruida por stocks datados entre 30 y 37 Ma (Dioritas Cuarcíferas y Tonalitas Bocatoma). Por lo tanto, la edad de 31 Ma se interpreta como contaminación al realizar el muestreo, y no se considera al calcular la edad máxima de depositación. Finalmente se interpreta como edad máxima de depositación el promedio ponderado de la

población más joven de 2 circones jurásicos que se traslapan en el error de 1 sigma (Dickenson y Gehrels, 2009), es decir $191,8 \pm 4.4$ Ma (Sinemuriano).

4.3.2. Muestra HR-014d

El laboratorio arrojó 30 análisis para esta muestra con el Pb común ya corregido, los cuales arrojaron edades en relación de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. De la misma forma que la muestra anterior, se utiliza el complemento de funciones programadas para *Microsoft Excel*, *Isoplot 3.75*, en el que los análisis se grafican de acuerdo a la edad y el error estándar, expresadas entre las proporciones de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en una concordia inversa, la que arroja un cúmulo de datos concordantes, con 5 datos notoriamente discordantes del total (Figura 4.3.).

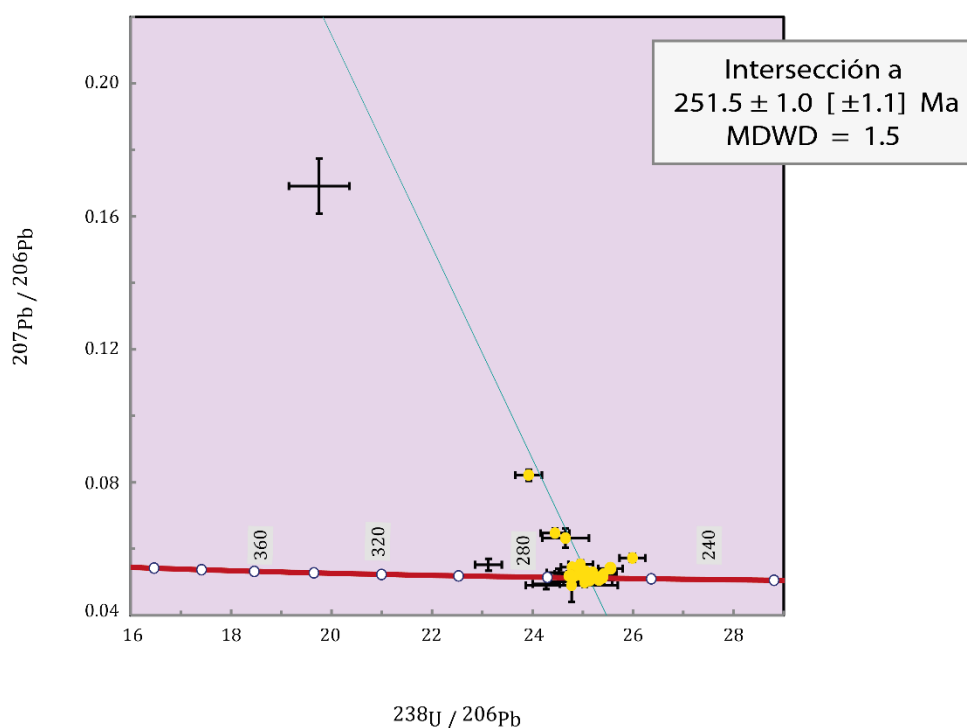


Figura 4.3. Diagrama concordia U-Pb para los 30 análisis de la muestra HR-014d, observándose una mayor concentración de análisis (puntos amarillos vectoriales) entre los 280 y 240 Ma, con un punto de intersección de 251 ± 1 Ma.

Los análisis tienen una distribución bimodal con 2 poblaciones identificables (Figura 4.4. A.), éstas fueron analizadas por el método *Unmix* de *Isoplot 3.75* y son las siguientes: 242 a 260 Ma (n=28) y dos edades más viejas de 272 y 273 Ma (n=2), con promedios ponderados de $252,2 \pm 1,0$ y $271,8 \pm 6,2$ Ma, respectivamente.

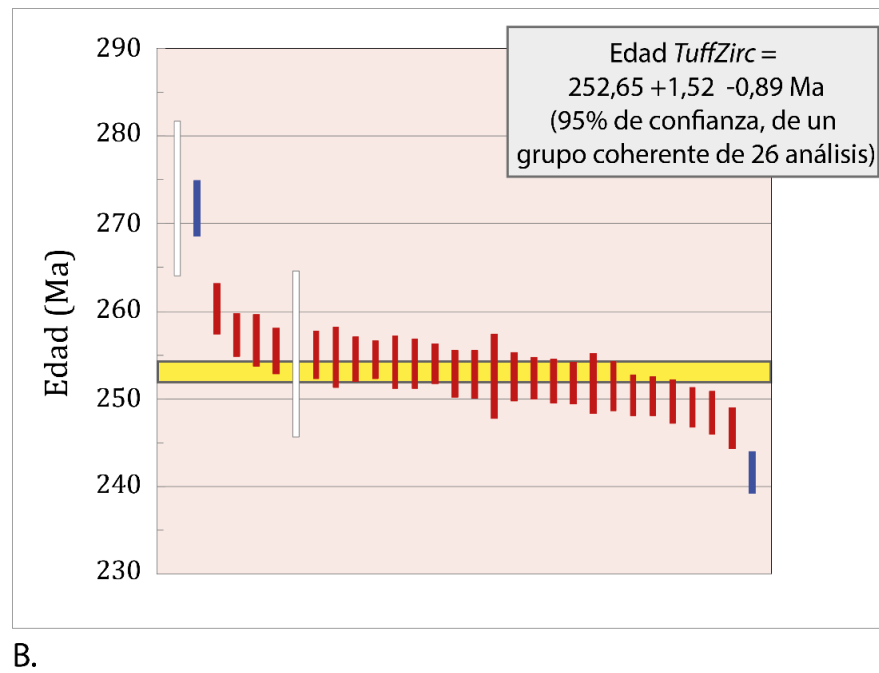
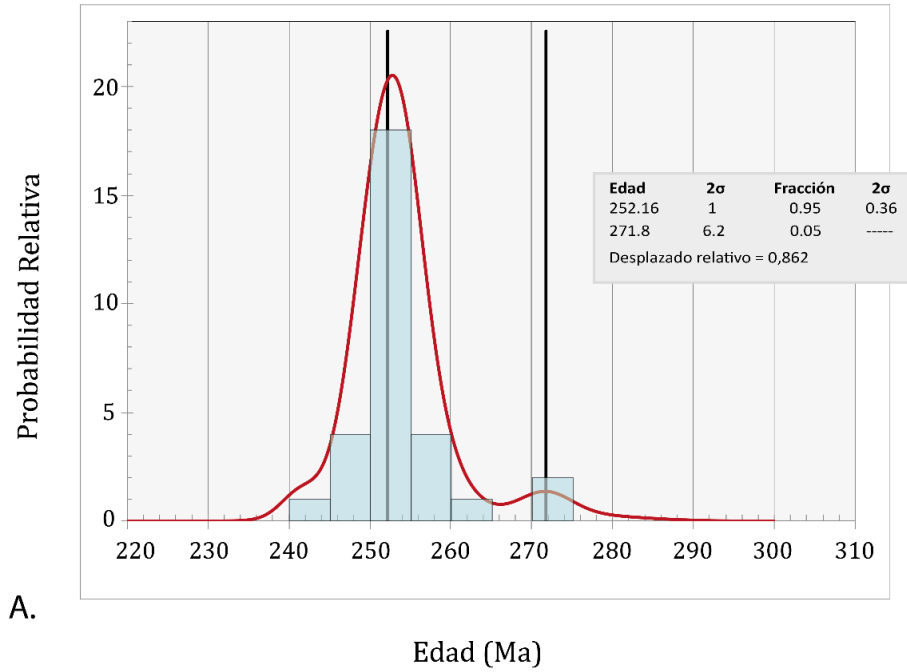


Figura 4.4. **A.** Gráfico *Unmix* (*Isoplot 3.75*) donde se aprecian dos poblaciones principales marcadas en línea vertical negra. **B.** Diagrama *TuffZirc* en donde las líneas rojas verticales corresponden a los análisis más concordantes, cuyo resultado de promedio ponderado (línea amarilla horizontal) es de $252,65 \pm 1,5$ Ma.

Adicionalmente se utiliza la herramienta de *Isoplot 3.75*, *TuffZirc* la que arroja una edad de $252,7 \pm 1,5$ Ma (Figura 4.4. B). Si bien las edades obtenidas en *Unmix* y *TuffZirc* son similares, la edad obtenida por ésta última herramienta se considera como la edad más precisa, ya que el *TuffZirc* hace un promedio ponderado (*Weighted average age*) de las poblaciones más concordantes y descarta las edades que se escapan del rango general, por lo tanto, la edad de la ignimbrita asociada a la toba es **$252,7 \text{ Ma} \pm 1,5 \text{ Ma}$** .

La sucesión de depósitos piroclásticos presenta variaciones laterales notorias, el contenido de *fiammes* disminuye en los afloramientos ubicados hacia el SW, a la vez que el contenido de fragmentos líticos aumenta. De acuerdo a lo anterior, las facies proximales al centro emisor se ubican más cercanas al SW de la zona de estudio, mientras que las facies más distales se encuentran en el SE, esto estaría marcando así cambios depositacionales no uniformes propios de este tipo de flujo (Figura 5.1.). Por su parte, el contenido de *fiammes* presenta un claro aumento hacia el techo de las sucesiones, principalmente en la columna ubicada hacia el SE, además, se evidencia un aumento en el soldamiento de las *fiammes* hacia niveles superiores, lo que indica un incremento progresivo en la explosividad de las erupciones que generaron los depósitos.

Dentro del ambiente volcánico explosivo descrito anteriormente, se reconoce el desarrollo de volcanes monogenéticos, evidenciados en presencia de dos coladas de lavas, una dacítica en la base de la Columna SE, y otra colada andesítica en niveles superiores.

Por otro lado, a través del análisis U-Pb realizado en este trabajo, se pudo acotar de manera precisa el tiempo involucrado en estos procesos eruptivos entre los 253,9 y 252,7 Ma. De esta manera se concluye que la depositación de 1,1 Km de espesor de material volcánico ocurrió en un período de tiempo de ~1,2 Ma, es decir, una tasa de depositación de 91,7 cm/Ka. Esta alta tasa de acomodación implica un fuerte proceso de subsidencia contemporáneo al desarrollo del volcanismo explosivo, lo que podría indicar una ambiente tipo caldera (Lipman, 2000).

5.2. EVOLUCIÓN ESPACIAL DEL VOLCANISMO PERMO-TRIÁSICO ENTRE LOS 29,5 Y 30,5°S

El sostenido aumento de edades U-Pb publicadas para las unidades volcánicas permo-triásicas que afloran entre los 29,5 y 30,5°S, en las últimas décadas ha puesto en evidencia inconsistencias, o variaciones laterales, en el esquema estratigráfico para las unidades estratificadas correspondientes, postulado que se observa en Velásquez *et al.* (2021). En el caso de la Formación Guanaco Sonso, su rango de edad presenta variaciones entre autores diferentes y diferentes localidades que no son bien entendidas. Estas discrepancias se podrían deber a la ocurrencia diacrónica de eventos eruptivos de distinta duración y localización. Para estudiar exploratoriamente esta posibilidad se analizan las poblaciones de edades U-Pb en circón con valores entre 230 y 276 Ma publicadas entre

los paralelos 29,5° y 30,5°S (n=45; Figura 5.2.). Mediante la herramienta *Unmix* del complemento *Isoplot 4.5* para *Microsoft Excel* se pudieron definir 6 poblaciones (Figura 5.2.). Luego se asignaron las edades publicadas a la población con la media a la que se encuentren más cercana, para finalmente plotear su distribución espacial discriminando entre rocas efusivas y piroclásticas (Figura 5.3.). A partir de esto, es posible observar que las edades permo-triásicas entre los 29,5 y 30,5°S, se agrupan en tres áreas discretas, una sur, en torno al río Agua Negra, una central, en la cercanía de los yacimientos Pascua-Lama y Veladero, y una norte, cerca del paso de La Flecha (Figura 5.3.; Figura 5.4.).

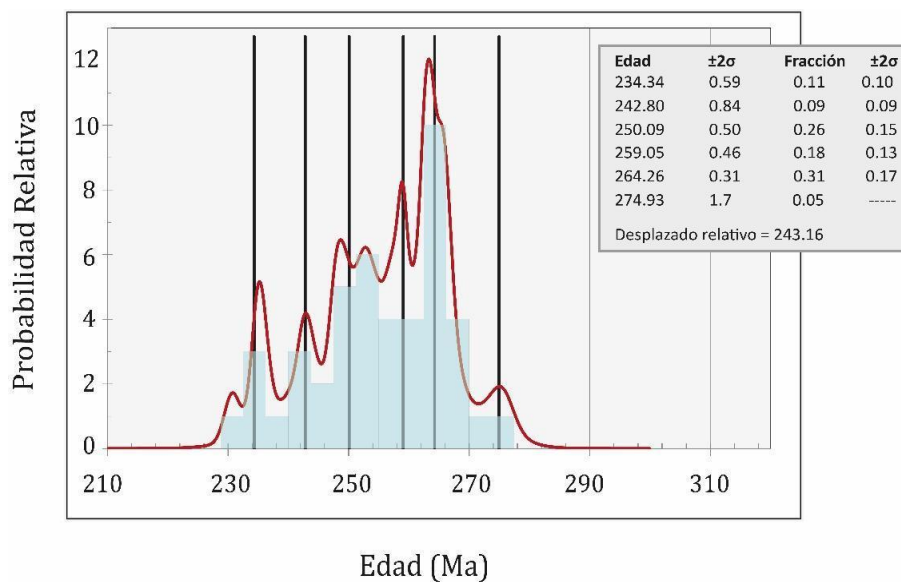


Figura 5.2. Histograma y curva de densidad de probabilidad para edades U-Pb en circón (n=45) obtenidas en unidades estratificadas volcánicas entre los 29,5 y 30,5°S; publicadas por Martin *et al.* 1995, Charchaflí, 2003; Jones, 2014; Sato *et al.* 2015; Ortiz y Merino, 2015; Salazar y Coloma, 2016; Murillo *et al.* 2017; Velásquez *et al.*, 2021; y este trabajo.

Un primer rasgo de la distribución de las edades es que las edades Pérmicas, que agrupan las tres poblaciones más antiguas definidas en torno a las medias 275, 264 y 259 Ma (Figura 5.2.) se concentran en el sector sur (Figura 5.3.). Esto se condice con la existencia de unidades volcánicas hacia el sur del área como muestran Velásquez *et al.* (2021), con potencias que alcanzan los 2 mil metros, Formaciones Laguna Chica y El Tapado (Figura 5.4.), mientras que en el norte no superan los 600 m de espesor (Formación Laguna Chica; Salazar y Coloma, 2016).

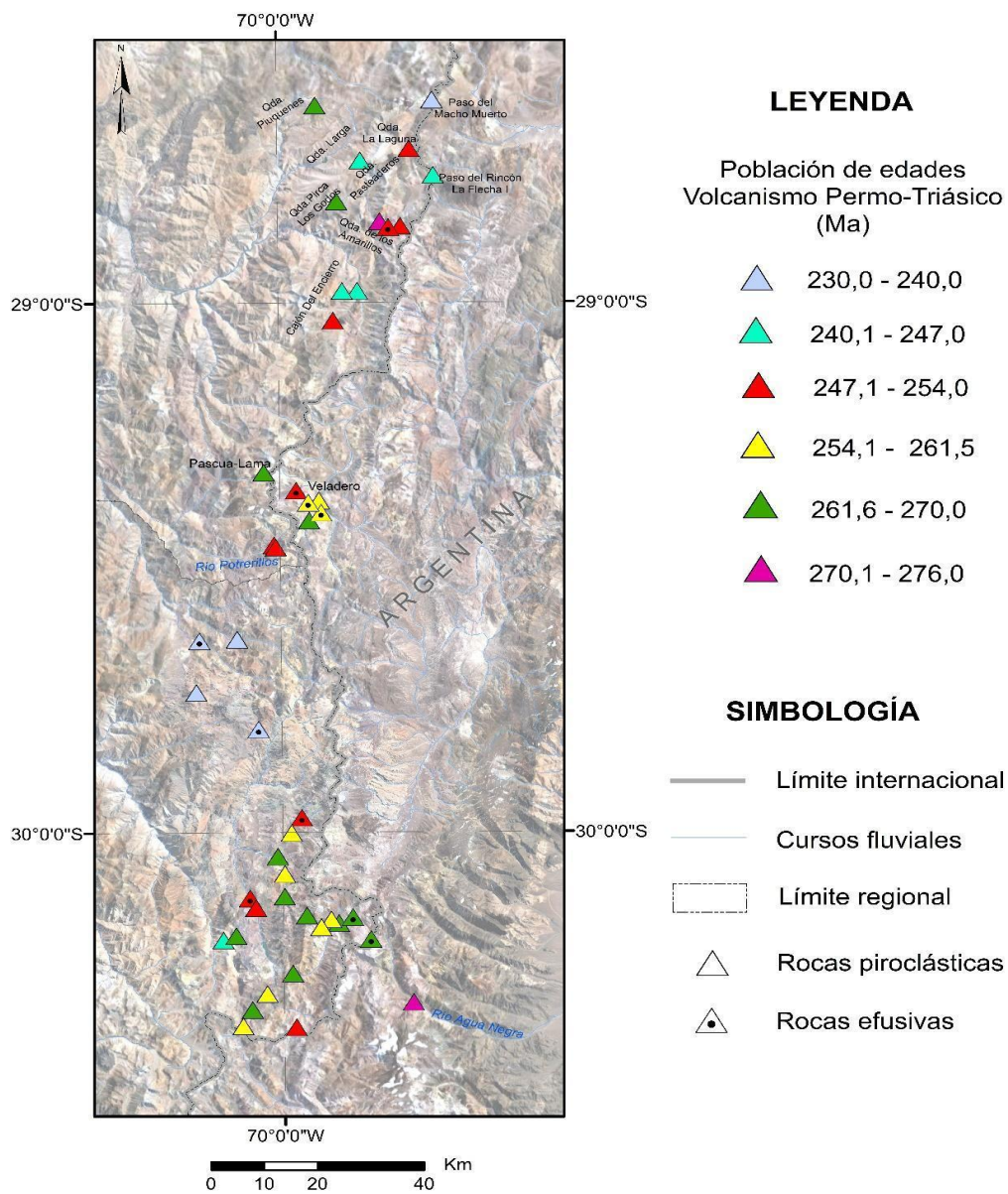
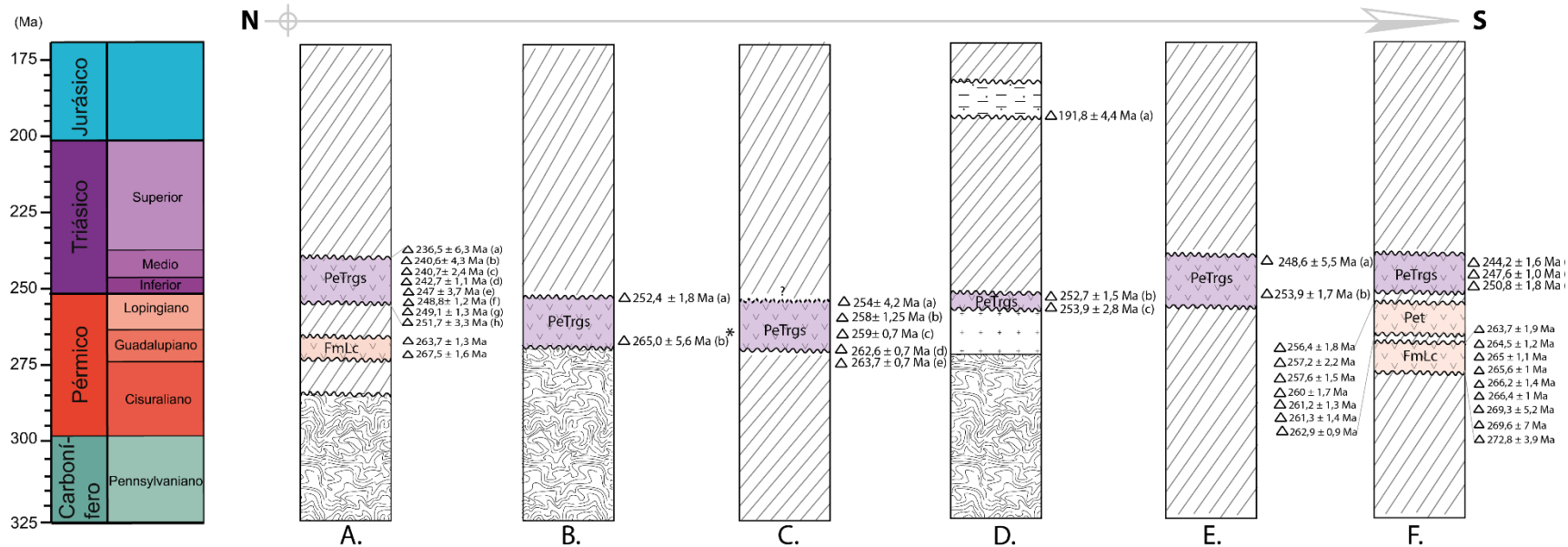


Figura 5.3. Distribución espacial de edades U-Pb en unidades volcánicas entre 230 y 280 Ma entre los 28,5 y 30,5°S. Se utilizaron datos compilados de varios trabajos incluidos este (Anexo IV: Discusiones).

La población de edades entre 247 Ma y 254 Ma, donde están incluidas las rocas estudiadas en este trabajo y que, por lo tanto, corresponden a la Formación Guanaco Sonso, se distribuyen de igual forma en las tres áreas, tanto en facies efusivas como facies piroclásticas (Figura 5.3.).

La población de edades entre 240 y 247 Ma, se distribuyen principalmente en el norte del área, donde fueron obtenidas en rocas asignadas a la Formación Guanaco Sonso por Salazar y Coloma (2016). Y solo una edad en roca piroclástica fue obtenida en el sector sur, que también fue asignada a la Formación Guanaco Sonso (Figura 5.3.). Dado que esta población es estadísticamente diferenciable de la del párrafo anterior, y tiene una distribución espacial levemente distinta, podría representar un episodio volcánico más joven dentro de la misma Formación Guanaco Sonso. Sería interesante evaluar si las rocas asociadas a estas edades podrían ser definidas como un miembro dentro de la Formación Guanaco Sonso.

Finalmente, la población más joven entre 230 y 240 Ma, se distribuye casi exclusivamente en el centro del área, donde ha sido asignada a la Formación Pastos Blancos (Murillo *et al.*, 2017 y Ortiz y Merino, 2015). Adicionalmente se observa una edad aislada en la parte norte del área en rocas asignadas por Salazar y Coloma (2016) a la Formación Guanaco Sonso (Figura 5.3.). Esta última asignación no es consistente con el rango de edades para la Formación Guanaco Sonso, por lo que debería ser reevaluada.



Afloramientos Formación Guanaco Sonso

A. Carta Cerros de Cantaritos-Laguna Chica (Salazar y Coloma, 2016)

- (a) Paso del Macho Muerto
- (b) Paso del Rincón de la Flecha I
- (c) Cajón del Encierro (Norte)
- (d) Cajón del Encierro (Norte)
- (e) Cabecera Quebrada La IA
- (f) Quebrada de los Amarillos
- (g) Quebrada Pirca Los Godos
- (h) Quebrada Pasteaderos

B. Martín *et al.* (1995), y Carta Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro (Ortiz y Merino, 2015)

- (a) Cajón del Encierro
- (b) Pascua Lama

C. Charchaflié, 2003

- (a, b, c, d y e) Paquete Guanaco Sonso, área norte de Veladero, Argentina

D. Este trabajo y Ortiz y Merino (2015)

- (a, b y c) Nacientes del Río Potrerillos

E. Carta Guanta-Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas (Murillo *et al.*, 2017) y Jones (2014)

- (a) Junta Río La Laguna y Quebrada La Taza (Jones, 2014)
- (b) Al NE del Río Seco

F. Carta Pisco Elqui y Paso del Agua Negra (Velásquez *et al.*, 2021), Jones (2014) y Sato *et al.* (2015)

- (a) Quebrada Inaguas
- (b) Al norte Embalse La Laguna
- (c) Cabecera Río La Gloria

Pet Formación El Tapado
 PeTrgs Formación Guanaco Sonso
 FmLc Formación Laguna Chica

△ Edades U-Pb

* U-Pb (TIMS)

Figura 5.4. Edades de los diferentes afloramientos de las unidades permo-triásicas volcánicas de norte a sur, desde los 28°30'S a los 30°30'S, incluyendo los afloramientos argentinos de Charchaflié, (2003) y Sato *et al.* (2015). Datos en detalle en Anexo IV: Discusiones.

6. CONCLUSIONES

- ✓ La Formación Guanaco Sonso en su localidad tipo, tiene un espesor de ~1100 m con la base no expuesta.
- ✓ Esta secuencia volcánica se compone principalmente de rocas piroclásticas de composición dacíticas a riodacíticas, con facies de tobas de lapilli y ceniza cristalina, tobas de lapilli de fragmentos líticos, algunas tobas de ceniza vítrea y brecha tobácea; y predominio principal de tobas de lapilli vítreas con soldamiento eutaxítico. Además de niveles lávicos dacíticos y andesíticos.
- ✓ Las edades tanto de la base y del techo de la secuencia, acotan el rango de edad para la localidad tipo entre $253,9 \pm 2,8$ Ma y $252,7 \pm 1,5$ Ma, e indican una tasa de acomodación de 91,7 cm/Ka.
- ✓ El proceso dominante que dio lugar a los niveles ignimbríticos corresponde a flujos de densidad piroclástica cuyos mecanismos de transporte y segregación principal son escape de fluidos y segregación granular, con procesos de caída de piroclastos en menor medida.

7. REFERENCIAS

- ABERHAN, M. 1993. Benthic macroinvertebrate associations on a carbonate-clastic ramp in segments of the early Jurassic back-arc basin of northern Chile (26-29°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol 20, p. 105-136.
- BISSIG T., CLARK, A.H., LEE, J.K.W., HODGSON, C.J. 2002. Miocene landscape evolution in the Chilean flat-slab transect: uplift history and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt. *Economic Geology* 97: 971-996.
- BRANNEY, M. y KOKELAAR, P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London, Memoirs*, 27.
- CAS, R., y WRIGHT, J. 1987. *Volcanic successions modern and ancient*. Allen & Unwin, London.
- CHARCHAFLIÉ, D. 2003. *Geological, Structural and Geochronological Framework of the Veladero North Area, Cordillera Frontal, Argentina*. Tesis de Magister (Inédito) the University Of British Columbia. 125p.
- CHARRIER, R., FARIAS, M., MAKSAEV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, vol.65, n.1, pp. 05-35. ISSN 1851-8249.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. RODRÍGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*. (Moreno, T. & Gibbons, W., editors). The Geological Society: 21 – 114. London.
- CIONI, R., PISTOLESI, M., ROSI, M. 2015. Plinian and subplinian eruptions. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 519-535). Academic press.
- DICKINSON, W. R., y GEHRELS, G. E. 2009. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1-2), 115-125.

- DOBRAN, F., NERI, A., MACEDONIO, G. 1993. Numerical simulation of collapsing volcanic columns. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3), 4231-4259.
- HEREDIA, N., CHARRIER, R., FARIAS, P., GARCÍA-SANSEGUNDO, J., GIACOSA, R., GIAMBIAGI, L., y PALEOANDES, G. 2014. Evolución Geodinámica de los Andes (28°-39° S) durante el Paleozoico. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba.
- HERVÉ, F., FANNING, C. M., CALDERÓN, M., MPODOZIS, C. 2014. Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°-31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematics: *Lithos*, v. 184-187, p. 436-446.
- JENSEN, O. 1976. Geología de las nacientes del río Copiapó, entre los 27°53' y 28°20' de latitud sur, Provincia de Atacama, Chile: Universidad de Chile, Departamento de Geología, Memoria de Título (Inédito), 299 p.
- JONES, R.E. 2014. Subduction zone processes and continental crust formation in the southern Central Andes: insights from geochemistry and geochronology. PhD Thesis. The University of Edinburgh, Edinburgh, School of GeoSciences, 523p
- JORDAN, T., ALLMENDINGER, R., BREWER, J., RAMOS, V., ANDO, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94: 341-361.
- KAY, S. M., RAMOS, V. A., MPODOZIS, C., SRUOGA, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17(4), p. 324-328
- MAKSAEV, V., MUNIZAGA, F., y TASSINARI, C. 2014. Timing of the magmatism of the paleo-Pacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20 degrees and 31 degrees S: *Andean Geology*, v. 41, no. 3, p. 447-506.
- MANEA, V. C., PÉREZ-GUSSINYÉ, M., MANEA, M. 2012. Chilean flat slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback, *Geology*, (1), 35-38, doi:10.1130/G32543.1.

- MARTIN, M., CLAVERO, J., MPODOZIS, C., CUITIÑO, L. 1995. Estudio geológico regional de la franja El Indio, Cordillera de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado, IR-95-06: 2 Vols. Santiago.
- MARTIN, M., CLAVERO, J., MPODOZIS, C. 1999. Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio Region, Chile (29-30°S): *Journal of South American Earth Sciences* 12: 33-49.
- MERCADO, M. 1982. Geología de la Hoja Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama: escala 1: 100.000.
- MERINO, R. 2013. Estratigrafía, sedimentología y proveniencia de las sucesiones continentales de trasarco del Jurásico Superior, entre los 28°30'-30°S y 69°50'-70°40'W.
- MIALL, D. A. D. 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Sci. Rev.*, 22: 261-308.
- MIALL, D. A. D. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*, 599.
- MPODOZIS, C., CORNEJO, P. 1988. Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. 68: 164 p., 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- MPODOZIS, C, GARDEWEG, M., 2008. Updated Regional Geology of El Morro District (1:25.000), 142 p. (Aurum Consultores, internal report for XStrata Copper), Santiago.
- MPODOZIS, C., KAY, S. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31°S): *Revista Geológica de Chile* 17: 153-180. doi: 10.5027/andgeoV17n2-a03
- MPODOZIS, C., KAY, S. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America, Bulletin* 104: 999-1014.

- MURILLO, I., VELÁSQUEZ, R., CREIXELL, C. 2017. Geología de las áreas Guanta–Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000.
- NASI, C., MOSCOSO, R., MAKSAEV, V. 1990. Hoja Guanta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 67, 141 p., 1 mapa escala 1:250.000, Santiago.
- NASI, C., MPODOZIS, C., MOSCOSO, R., MAKSAEV, V., CORNEJO, P. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* 25-26: 77-111. doi: 10.5027/andgeoV12n2-3-a06.
- LLAMBÍAS, E., SATO, A. 1990. El Batolito de Colangüil (29-31°S): estructura y marco tectónico, Cordillera Frontal de Argentina. *Revista Geológica de Chile*, Vol.17, No. 1, p. 89-108
- LE MAITRE, R.W. ET AL. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236 p.
- LIPMAN, P. 1984. The roots of ash flow calderas in Western North America: Windows into the tops of Granitic Batholiths. *Journal of Geophysical Research*, vol 89, no. B10, p.8801-8841.
- LUDWIG, K.R. 2012. User's manual for Isoplot, Version 3.75, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 5, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709. USA.
- OLIVEROS, V., LABBÉ, M., ROSSEL, P., CHARRIER, R., ENCINAS, A. 2012. Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back-arc basin: new constrains from the Lagunillas Formation, northern Chile (27°30'-28°30'S). *Journal of Southamerican Earth Sciences* 35: pp. 25-40

- ORTIZ, M., MERINO, R.N. 2015. Geología de las áreas Río Chollay–Matancilla y Cajón del Encierro, regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. Nos. 175-176. XXp, 1 mapa escala 1:100.000. Versión reeditada, 2016.
- PARADA, F. 2013. Geoquímica de las rocas ígneas del Carbonífero-Triásico de la Alta Cordillera, Región de Atacama, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Memoria de Título (Inédito), 94 p. Santiago
- PARDO, M., COMTE, D., MONFRET, T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Science* v.15 (n.1): pp. 11-22
- RAMOS, V. A. 2004. Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems, *Gondwana Research*, Volume 7, Issue 4, Pages 1009-1026
- RAMOS, V.A. 1994. Terrenos del sur de Gondwana y su control en la estructura andina (30°–33° de latitud sur). En: Reutter, KJ., Scheuber, E., Wigger, PJ (eds.) *Tectónica de los Andes Centrales del Sur*. Springer, Berlín, Heidelberg. p. 249-260.
- RAMOS, V. A. 1988. Late Proterozoic- Early Paleozoic of South America - a Collisional History. *Episodes*. Vol. **11**: 168 – 174.
- RAMOS, V. A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., KAY, S.M., MPODOZIS, C., CORTÉS, J. M., PALMA, M.A. 1986. Paleozoic terrains of the central Argentine-Chilean Andes, *Tectonics*, v. 5, p. 855-880.
- REUTTER, K.-J. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. *Neues Jahrbuch der Geologie und Paleontologie*, Abhandlung 146: 153-178.
- ROLLERI, E., & ROQUE, P. C. 1968. La Cuenca triásica del norte de Mendoza: Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, v. 1.

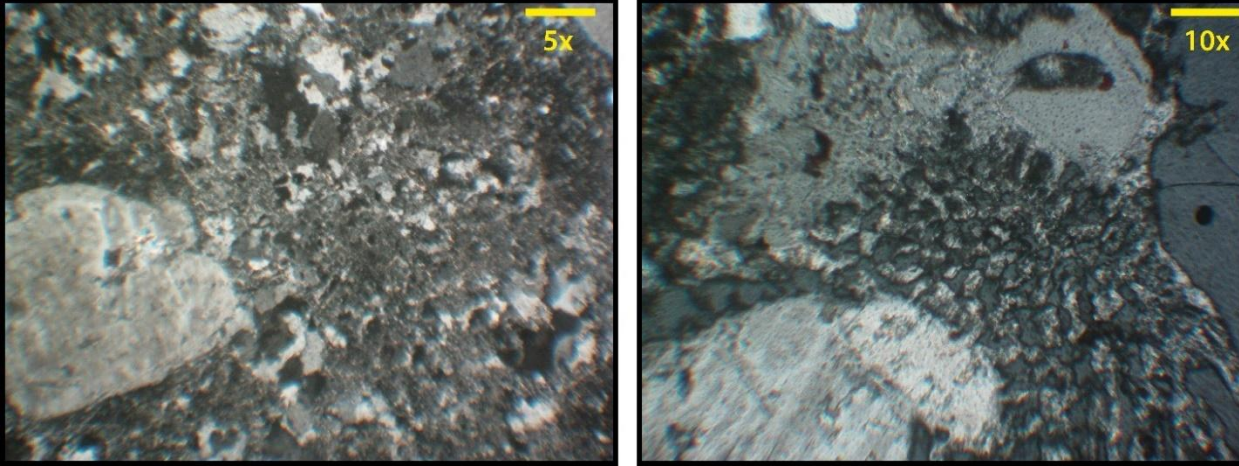
- ROSSEL, P., OLIVEROS, V., DUCEA, M., CHARRIER, R., SCAILLEF, S., RETAMAL, L., FIGUEROA, O. 2013. The Early Andean Subduction system as an analogue to island arcs: evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos* 3063
- SALAZAR, E. y COLOMA, F. 2016. Geología del área Cantaritos–Laguna Chica, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- SALAZAR, E., COLOMA, F., CREIXELL, C. 2013a. Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 149: 121 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- SATO, A.M., LLAMBÍAS, E.J., BASEI, M.A., AND CASTRO, C.E., 2015. Three stages in the late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 63, p. 48–69.
- SEGERSTROM, K. 1959. Cuadrángulo Los Loros, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 1: 33 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- SCHMID, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic rocks and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: *Geology* 9:41–43.
- SPARKS, R. S. J., SELF, S. y WALKER, G. P. L. 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1, p. 115-118.
- SPARKS, R. S. J., BURSIK, M. I., CAREY, S. N., GILBERT, J. S., GLAZE, L., SIGURDSSON, H., y WOODS, A. W. 1997. Volcanic plumes. John Wiley & Sons, Inc.
- SPARKS, R. WILSON, L. 1976. A model for the formation of ignimbrite by gravitational collapse. *Journal of the Geological Society of London*, 132, p. 441-451.

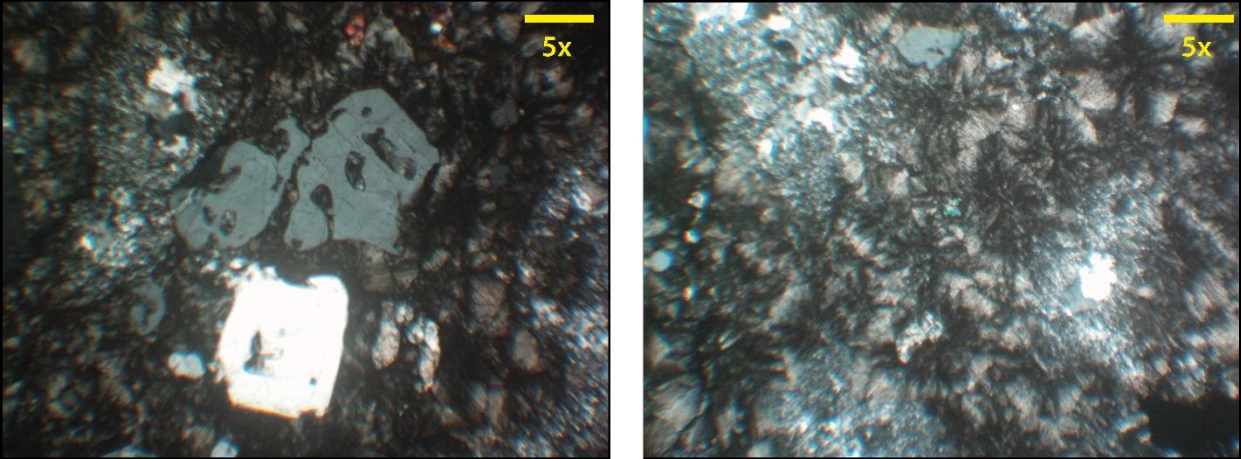
- STRECKEISEN, A. L., 1978. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. Recommendations and Suggestions. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, Vol. 141, 1-14.
- SULPIZIO, R. y DELLINO, G. 2008. Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. In Gottsmann, J. & Martí, J.(editors): Caldera Volcanism, analysis, modelling and response. Elsevier B.V. 492 p. España y Reino Unido.
- SULPIZIO, R., MELE, D., DELLINO, P, LA VOLPE, L. 2007. Deposits and physical properties of pyroclastic density currents during complex subplinian eruptions: the AD472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. Sedimentology, vol 54. p 607-635.
- TASSARA, A., YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–47°S). Revista Geologica de Chile, 30, 159–186.
- THIELE, R. 1964. Reconocimiento geológico de la alta cordillera del Elqui. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 69 p. Santiago.
- VELÁSQUEZ, R.H.; COLOMA, F.B.; MURILLO, I.R.; MERINO, R.G.; ORTIZ, M.L. 2021. Geología de las áreas Pisco Elqui y Paso del Agua Negra, región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 211-212: 201 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- VICENTE, J., CHARRIER, R., DAVIDSON, J., MPODOZIS, A., PALACIOS, C., & RIVANO, S. 1972. La orogenesis subhercínica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes Centrales Argentino-Chilenos, 5 Congreso.
- VILAS, J. y VALENCIO, D., 1978. Palaeomagnetism and K-Ar age of the Upper Ordovician Alcaparrosa Formation, Argentina, Geophysical Journal International, Volume 55, Issue 1, October 1978, Pages 143–154.


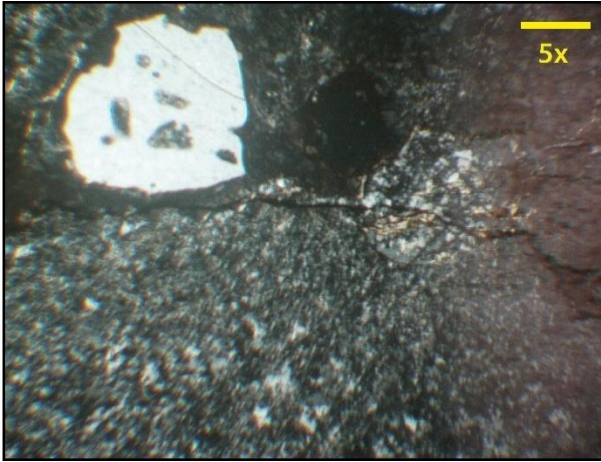
- VON HILLEBRANDT, A. 1973. Neue Ergebnisse über den Jura in Chile und Argentinien. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie* 31/32: 167-199.
- WILLNER, A. P., MASSONNE, H. J., GERDES, A., HERVÉ, F., SUDO, M., y THOMSON, S. 2009. The contrasting evolution of collisional and coastal accretionary systems between the latitudes 30 S and 35 S: evidence for the existence of a Chilenia microplate. In Abstracts XII Congreso Geológico Chileno Santiago S9_099 (Vol. 223).
- WRIGHT, J. V., & WALKER, G. P. 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 9(2-3), 111-131.
- YÁÑEZ, G., RANERO, C., VON HUENE, R., DÍAZ, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32°-33.5°S): the role of the Juan Fernández ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, p. 6325-6345.

ANEXO I

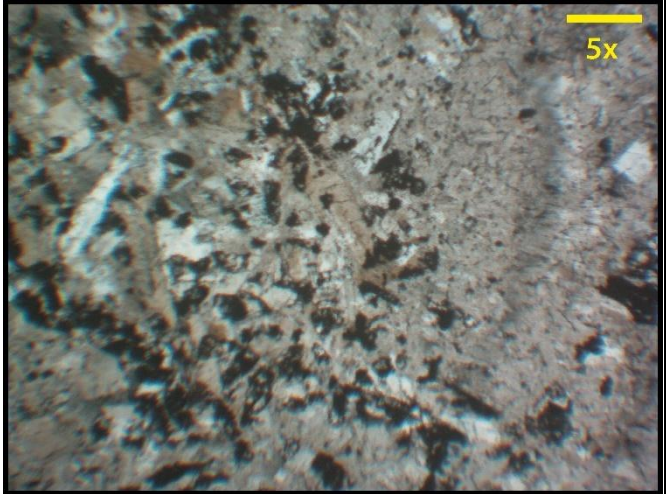
CORTES TRANSPARENTES

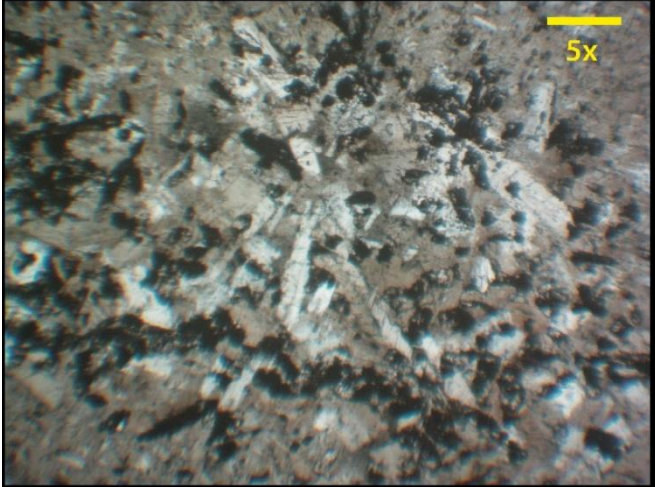
Muestra	HR-001t
Coordenadas	401853 E; 6740568 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1
<p>Roca de textura porfídica con masa fundamental felsofídica. La lámina delgada presenta un aspecto blanquecino y está compuesta por: cuarzo (20%) anhedral a subhedral con bordes embahados y de tamaño entre 0,5 y 1,5 mm; plagioclasa (10%) subhedral con macla polisintética carlsbad y periclina, de tamaños entre 0,5 y 2 mm en el eje c, ésta se encuentra levemente alterada a arcillas; ortoclasa (5%) subhedral levemente alterada a arcillas; y accesorios (1%) como zircón, apatito, opacos anhedrales y metálicos oxidados. Se aprecian vesículas de tamaño promedio 0,5 mm y una moderada silicificación de la masa fundamental.</p>	
	
Clasificación	Dacita (Streckeisen, 1978)

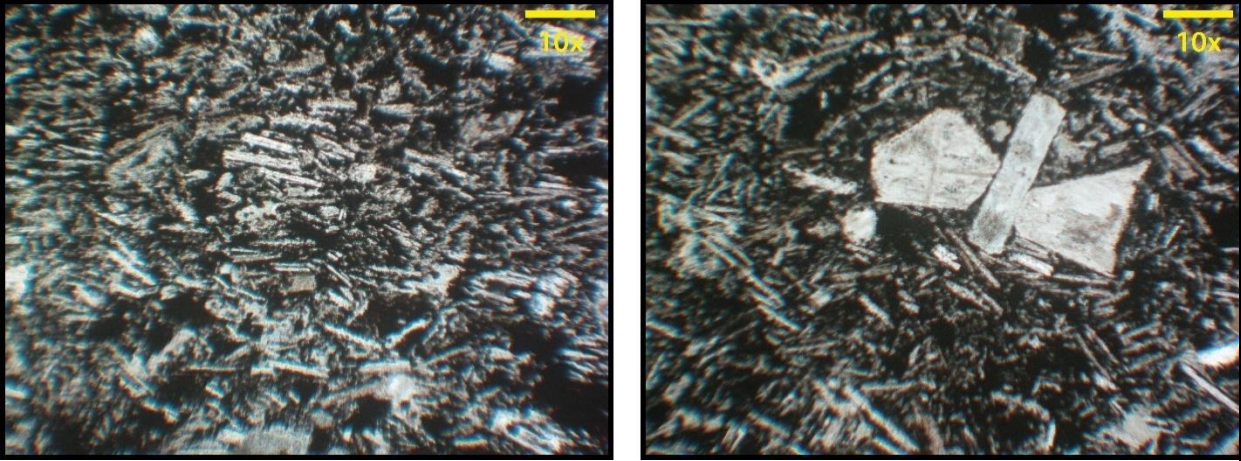
Muestra	HR-002t
Coordenadas	401908 E; 6740529 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1
<p>Roca de textura porfírica con masa fundamental felsosídica esferulítica. Está compuesta por cuarzo (17%) anhedral a subhedral con bordes embahados y de tamaño promedio 0,7 mm; plagioclasa (10%) euhedral a subhedral con macla polisintética y de carlsbad, su tamaño promedio es 1 mm y máximo 3 mm, ésta se encuentra argilizada y alterada a calcita y epidota en forma incipiente; ortoclasa (3%) anhedral a subhedral alterada levemente a arcilla y epidota; opacos accesorios (1%) anhedrales a subhedrales. La masa fundamental exhibe silicificación y presencia de abundantes esferulitas de color pardo.</p>	
	
Clasificación	Dacita (Streckeisen, 1978)

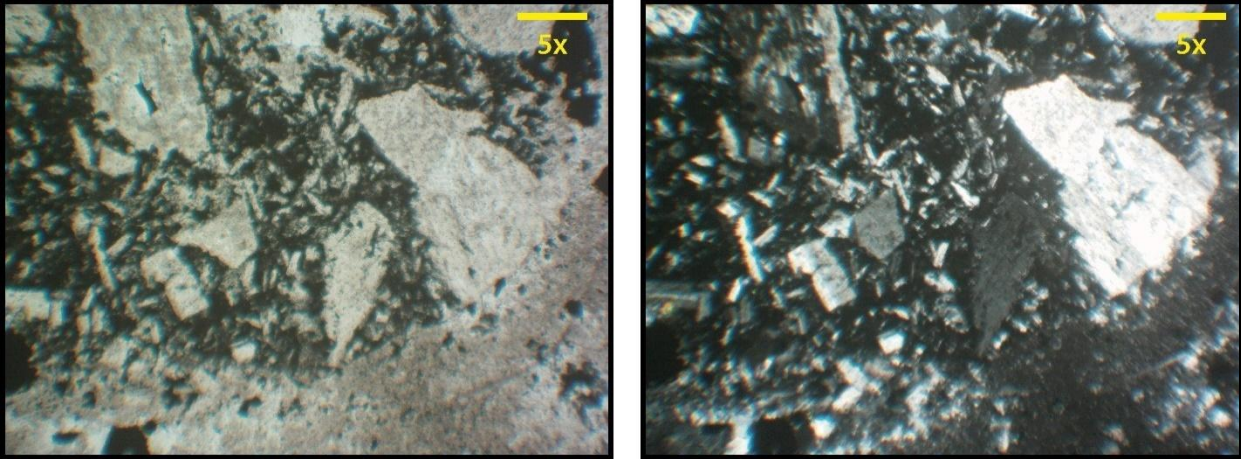
Muestra	HR-003t
Coordenadas	401962 E; 6740465 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1
<p>Roca de textura porfírica con masa fundamental afanítica con abundante presencia de esferulitas de color pardo oscuro, cuyo diámetro promedio es 0,2 mm. Presenta un color rojizo y está constituida por cuarzo (15%) subhedral a anhedral con bordes embahados y tamaño variable entre 0,2 y 1,5 mm; plagioclasa (10%) subhedral alterada pervasivamente a calcita y arcillas, su tamaño varía entre 0,5 y 2,5 mm; feldespato potásico (3%) anhedral alterado fuertemente a calcita y -arcillas de tamaño promedio 0,5 mm; y minerales opacos (1%) anhedrales. La lámina delgada está compuesta de numerosas amígdalas (80%), que se aprecian más claro macroscópicamente, estas se componen de abundante cuarzo secundario y calcita. Existen además numerosas vetillas de calcita y cuarzo secundario, que, en algunos sectores, éste último exhibe un hábito de drusa.</p>	
<div style="display: flex; justify-content: space-around;">   </div>	
Clasificación	Dacita (Streckeisen, 1978)

Muestra	HR-004At
Coordenadas	401967 E; 6740456 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1
<p>Roca de textura porfírica con masa fundamental afanítica con recristalización de cuarzo y feldespato, además se observan esferulitas de tamaño promedio 0,2 mm. Está compuesta por cuarzo (10%) anhedral con algunos bordes embahados de tamaño promedio 0,3 mm; plagioclasa (25%) euhedral a subhedral de tamaño promedio 0,1 mm y máximo 0,7 mm, se encuentra alterada a calcita y arcillas; feldespato (5%) anhedral de tamaño promedio 1 mm con alteración leve a arcillas; líticos andesíticos (2%) con abundante plagioclasa subhedral; y minerales opacos metálicos (6%). Son observables bandas de cuarzo a través del corte transparente con ancho promedio 0,5 cm, también cúmulos y vetillas de calcita.</p>	
Clasificación	Dacita (Streckeisen, 1978)



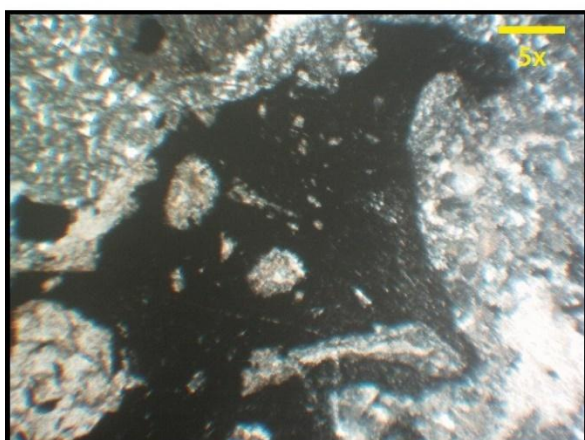
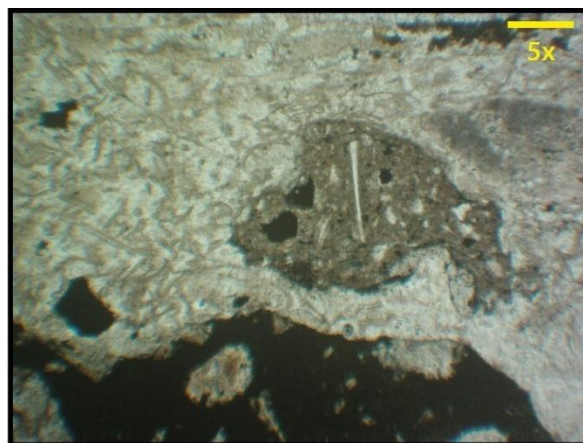
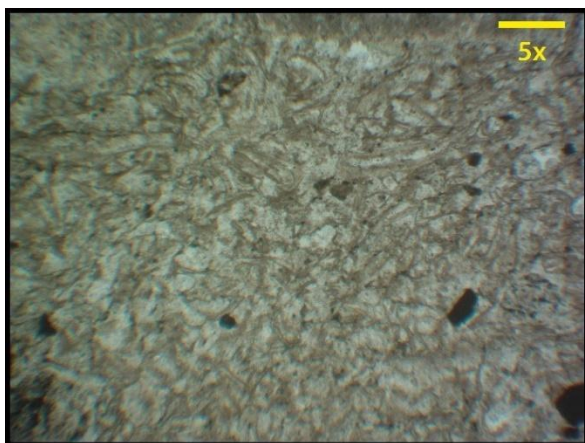
Muestra	HR-004Bt
Coordenadas	401975 E; 6740444 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1
<p>Textura porfírica con masa fundamental afanítica. Está compuesta por cuarzo (7%) anhedral con bordes embahados de tamaño promedio 0,7 mm; plagioclasa (15%) euhedral a subhedral con maclas de carlsbad y polisintética, de tamaño variable entre 0,1 y 2,5 mm, están fracturadas y se encuentran alteradas a calcita en forma moderada; ortoclasa (3%) anhedral de tamaño promedio 0,5 mm, levemente argilizada; y minerales opacos (2%) anhedrales. La masa fundamental se encuentra recristalizada con algunas vetillas de cuarzo con ancho promedio 0,1 mm, y con abundante contenido de esferulitas. Además, es posible observar vetillas de agregado cuarzo-feldespático muy fino alterado a calcita de espesor promedio 1 mm, y vetillas de calcita de ancho promedio 0,2 mm. Presencia líticos andesíticos (2%) de tamaño promedio 2 mm de bordes irregulares pseudoredondos.</p>	
Clasificación	Dacita (Streckeisen, 1978)

Muestra	HR-005t
Coordenadas	401991 E; 6740435 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1
<p>Roca de textura porfírica con masa fundamental pseudo-traquítica. Está constituida por fenocristales de plagioclasa (7%) euhedral de tamaño variable entre 0,2 y 0,7 mm, están argilizadas levemente y presentan macla de carlsbad; cuarzo (1%) anhedral con bordes embahados y de tamaño promedio 0,2 mm incluido en la masa fundamental; y minerales opacos (15%) anhedrales. La masa fundamental la constituyen abundantes microlitos de plagioclasa (76%) subhedral a euhedral. Es posible apreciar amígdalas rellenas con calcita en cúmulos de forma irregular y de tamaño promedio 1 mm.</p>	
	
Clasificación	Andesita (Streckeisen, 1978)

Muestra	HR-006t
Coordenadas	402007 E; 6740392 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1
<p>Roca de textura fragmental compuesta por cristales de plagioclasa (35%) euhedral de tamaño promedio 1,5 mm y máximo 3,5 mm, son cristales tabulares con macla de carlsbad, y también se observan algunos microlitos de ésta en la matriz, está alterada a epidota y sericita de manera incipiente y moderadamente argilizada; cristales de cuarzo (5%) anhedrales de bordes embahados y de tamaño promedio 0,5 mm. Se reconocen también minerales accesorios (3%) como apatito, turmalina y opacos, y líticos andesíticos (1%) de textura porfírica con abundantes fenocristales de plagioclasa, de bordes subangulosos y tamaño promedio 2,5 mm. Todos estos componentes inmersos en una matriz vítrea recristalizada de cuarzo-feldespatos (20%) y vidrio fluidal (36%) con leve soldamiento.</p>	
	
Clasificación	Toba de lapilli de cristales

Muestra	HR-007t
Coordenadas	402103 E; 6740322 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1

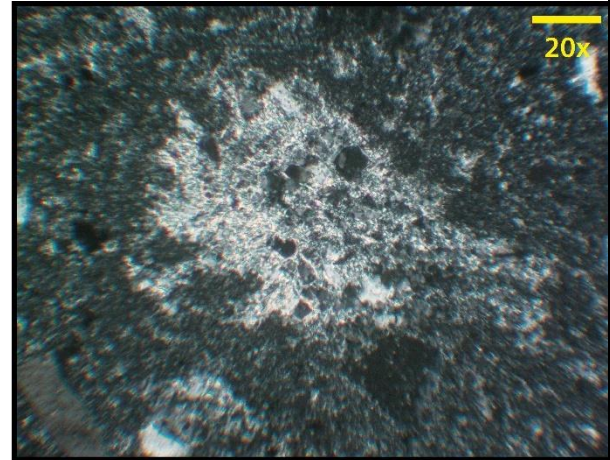
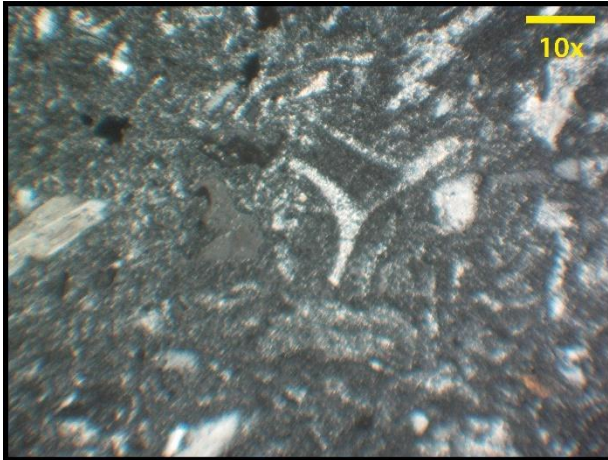
Roca de textura fragmental constituida por cristales de plagioclasa (15%) euhedral a subhedral con macla polisintética y carlsbad de tamaño variable entre 0,3 y 3 mm en el eje c, está alterada a arcillas, epidota y sericita incipientemente; cristales de cuarzo (10%) anhedral a subhedral con bordes embahados y de tamaño promedio 0,2 mm. También se observan líticos angulosos de andesita (2%) de textura porfírica y masa fundamental traquítica. La matriz está constituida por abundantes esquivras de vidrio (73%) alteradas a epidota y calcita, algunas presentan soldamiento leve; además componen la matriz, cúmulos de esferulitas radiales junto a limonitas y minerales opacos.



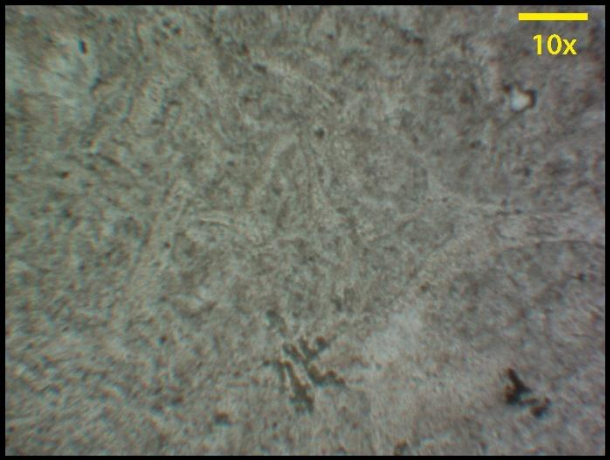
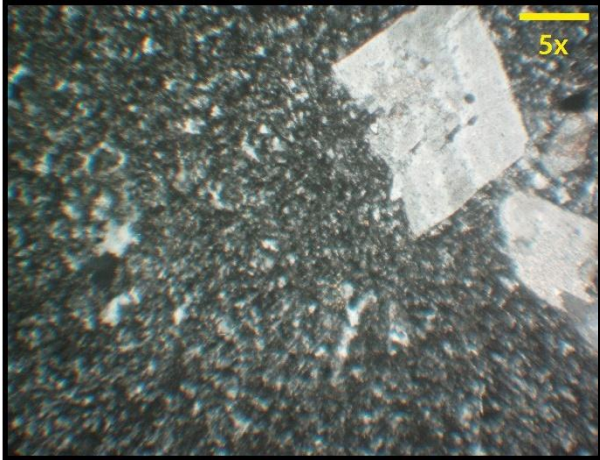
Clasificación	Toba de lapilli vítrea
----------------------	-------------------------------

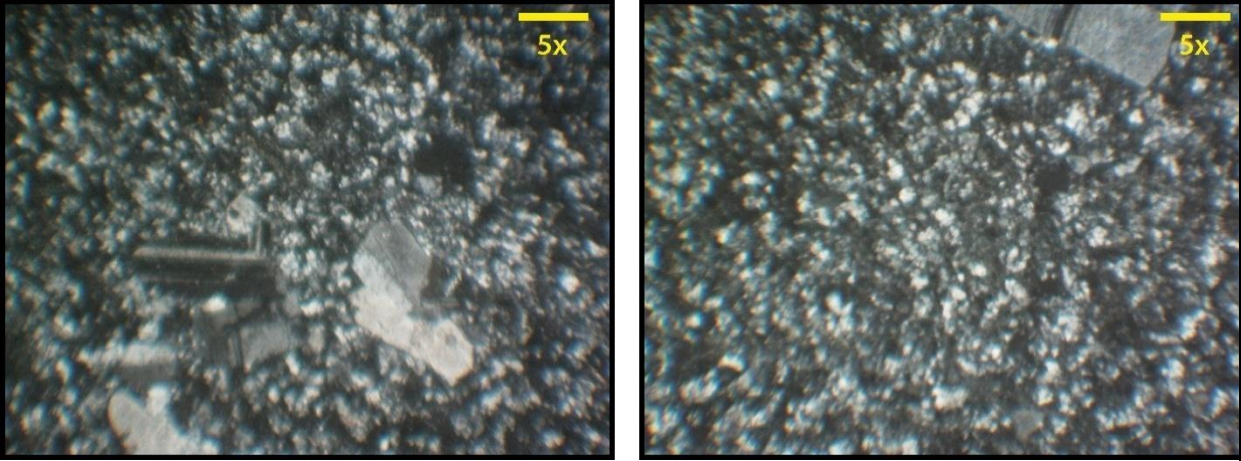
Muestra	HR-008t
Coordenadas	402148 E; 6740303 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1

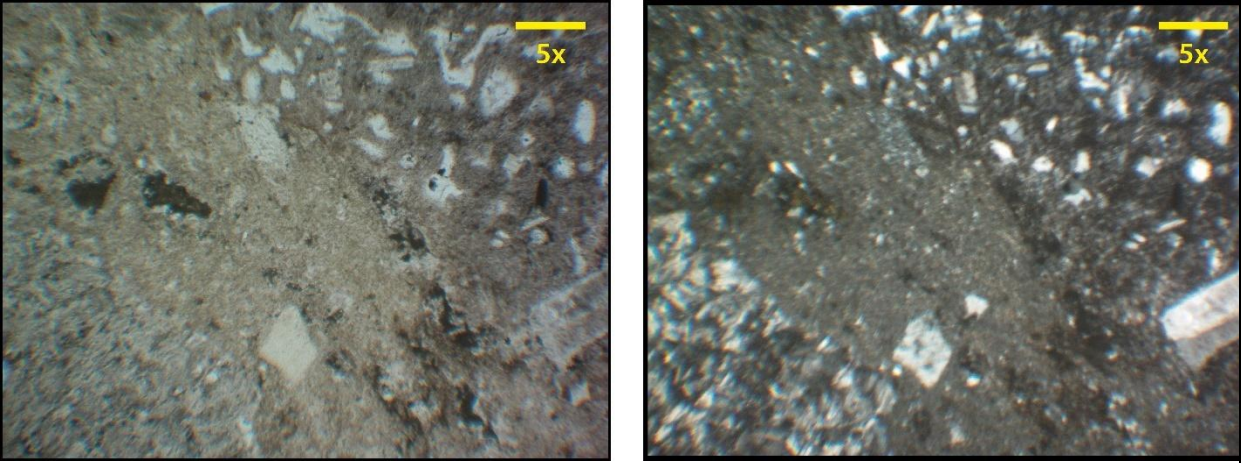
Roca de textura fragmental compuesta por cristales de plagioclasa (10%) euhedrales con macla polisintética y carlsbad, está alterada moderadamente a calcita y presenta tamaño variable entre 0,1 y 3 mm; cuarzo (15%) anhedral fracturado con algunos embahiamientos de tamaño promedio 2 mm; cristales de biotita oxidada (5%) de tamaño promedio 0,7 mm. Se observan además fragmentos líticos (2%) de composición andesítica y textura porfírica traquítica cuya masa fundamental se presenta levemente oxidada; y líticos porfíricos con fenocristales de plagioclasa con alta recristalización de la matriz a cuarzo-feldespatos. La matriz (60%) es de tamaño fino, en la que se logra observar esquirlas con bajo soldamiento.

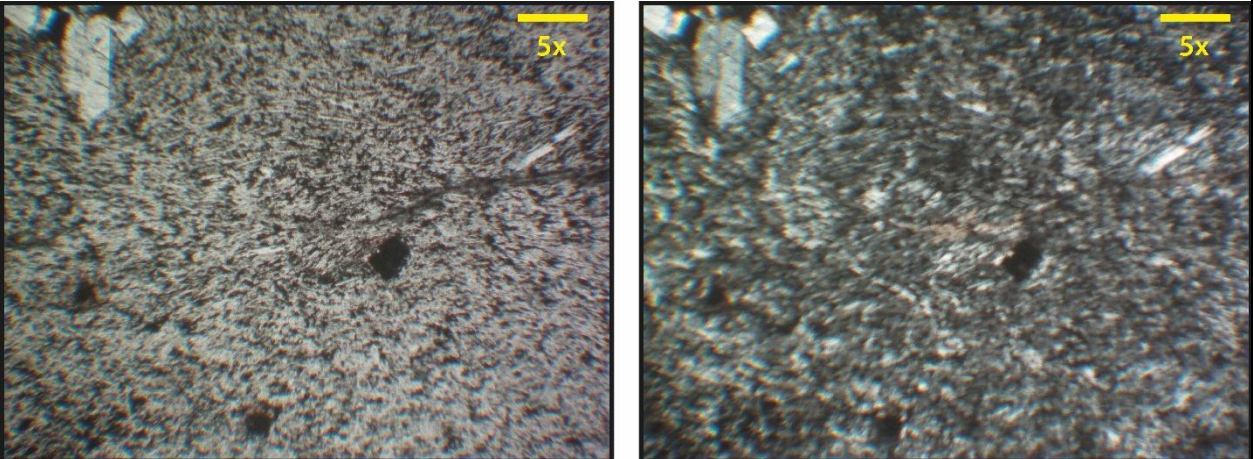


Clasificación	Toba de lapilli vítrea y de cristales (>33,3%)
----------------------	--

Muestra	HR-009At
Coordenadas	402189 E; 6740260 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1
<p>Roca de textura fragmental constituida por cristales de plagioclasa (5%) subhedral con macla de carlsbad y polisintética, cuyo tamaño promedio es 0,5 mm, se encuentran alteradas a calcita y epidota en algunos casos en forma pervasiva; cristales de cuarzo (2%) anhedral dispuestos en cúmulos de tamaño promedio 0,1 mm; cristales de biotita (2%) alterados a clorita de tamaño promedio 0,3 mm. La matriz de tamaño ceniza está compuesta por un agregado cuarzo-feldespático y esquilas (30%) con leve soldamiento, además de epidota y minerales opacos dentro de la matriz. En algunos sectores se observa cuarzo secundario en pequeños cúmulos dentro de la lámina.</p>	
<div style="display: flex; justify-content: space-around;">   </div>	
Clasificación	Toba de ceniza vítrea

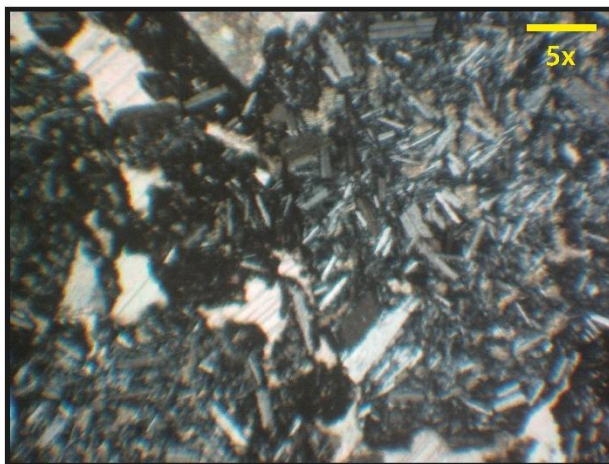
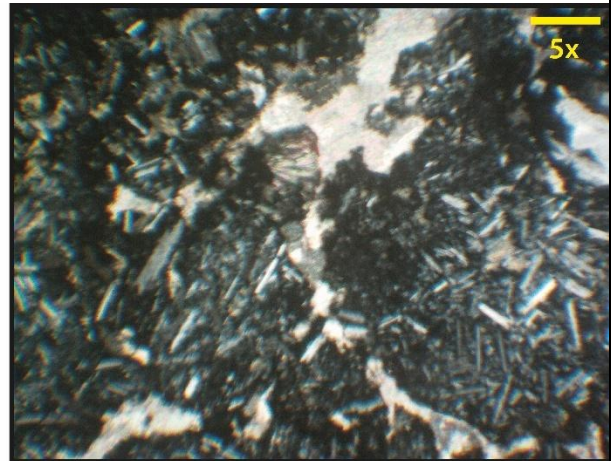
Muestra	HR-009Bt
Coordenadas	402189 E; 6740260 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1
<p>Roca de textura fragmental constituida por cristales de plagioclasa (7%) subhedral con macla de carlsbad y polisintética de tamaño variable entre 0,4 y 3 mm, están alteradas levemente a arcillas y epidota, en algunos sectores se disponen en cúmulos; cristales de cuarzo (2%) anhedral en forma de cúmulos de tamaño promedio 0,2 mm. Estos cristales están inmersos en una matriz vítrea fina compuesta por recristalización cuarzo-feldespatos (40%) y esquilas levemente recristalizadas (25%) con soldamiento leve. Se observan minerales opacos (1%) y cúmulos de limonitas.</p>	
	
Clasificación	Toba de ceniza vítrea

Muestra	HR-010t
Coordenadas	402202 E; 6740219 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1
<p>Roca de textura fragmental compuesta por abundantes líticos (45%) de tamaños variables entre 1 mm y 1 cm, conformados por dacita de textura porfírica con masa fundamental afanítica y recrystalizada con bordes subangulosos, y líticos de dacita de textura traquítica con bordes subangulosos; líticos de andesita de textura traquítica compuestos por abundante plagioclasa y granos de epidota en la masa fundamental, líticos de riolitas con bandeamiento de sus minerales y de bordes subredondeados; líticos constituidos por abundantes esferulitas desvitrificadas y epidota incipiente de reemplazo; cristales de plagioclasa (4%) euhedral a subhedral con algunos bordes fracturados y con macla de carlsbad, sus tamaños son variables entre 0,2 y 0,8 mm; cuarzo (2%) anhedral con bordes embahados de tamaño promedio 0,3 mm. La matriz (39%) está compuesta por un relleno cuarzo-feldespático de tamaño ceniza, y contiene inmersos cristales de epidota, en general se observa una incipiente argilización. Se observan amígdalas rellenas de epidota, tanto en la matriz como en algunos líticos, además de minerales opacos (10%) metálicos y limonitas alrededor de todo el corte transparente.</p>	
	
Clasificación	Toba de lapilli de líticos

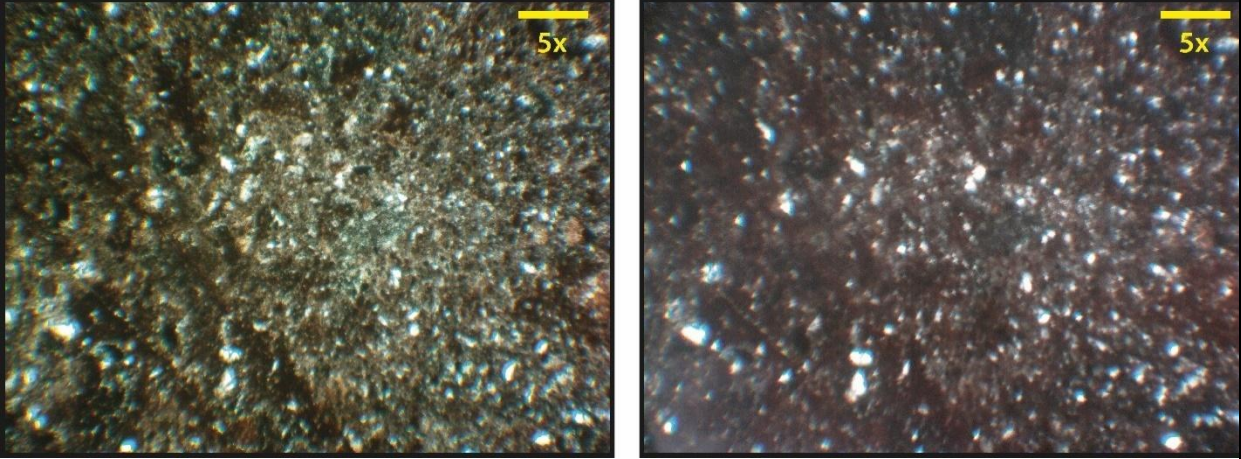
Muestra	HR-011t
Coordenadas	402238 E; 6740190 N
Localidad	Río Potrerillos
Columna	Columna 1
<p>Roca de textura porfírica con masa fundamental traquítica constituida por fenocristales de plagioclasa (20%) que en algunos sectores forman cúmulos alterados calcita, epidota y clorita, éstas son euhedrales a subhedrales con macla de carlsbad y de tamaños variables entre 0,3 mm y 1 mm en el eje c; también cúmulos de minerales opacos oxidados (15%), reemplazados por calcita, epidota y clorita. La masa fundamental (65%) está compuesta por abundantes microlitos de plagioclasa subparalelos entre sí, además de minerales opacos metálicos abundantes en lámina delgada. Se observa una vetilla de calcita de espesor promedio 0,1 mm.</p>	
	
Clasificación	Andesita (Streckeisen, 1978)

Muestra	HR-012t
Coordenadas	402302 E; 6739741 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1

Roca de textura clástica clastosoportada de selección media; la componen líticos volcánicos de andesitas (65%) con textura porfírica intersertal y traquítica a pseudotraquítica; líticos de dacitas (15%) porfíricas con masa fundamental altamente recristalizada, estos líticos son subredondeados y subdiscoidales en general. Los clastos presentan leve alteración a calcita. También la componen minerales de plagioclasa (10%) subhedral de tamaño promedio 0,8 mm y fragmentos de esferulitas (5%) de tamaño variable de radio entre 0,3 y 1 mm. La matriz no se aprecia con claridad por la cercanía de los clastos y se observa abundante cemento de calcita.

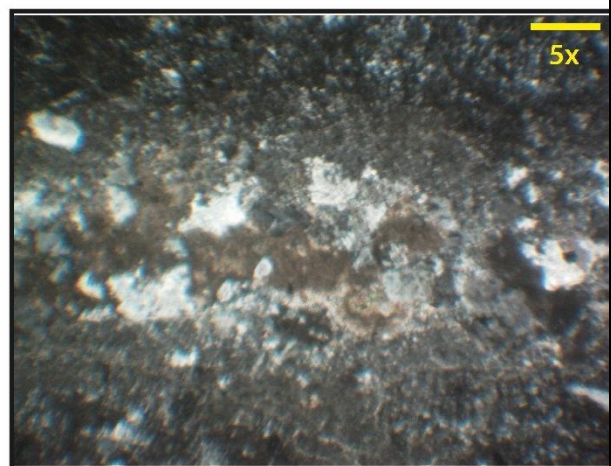
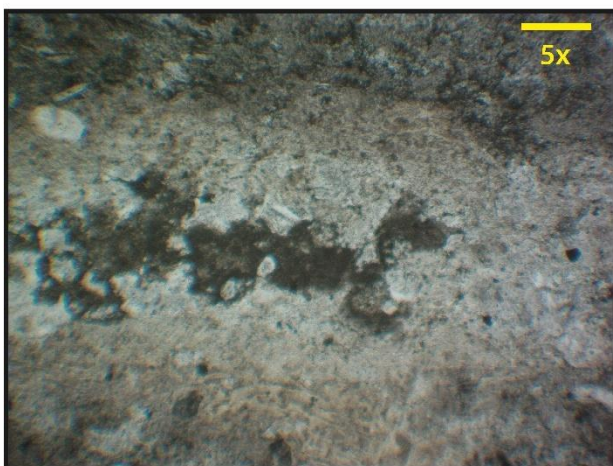
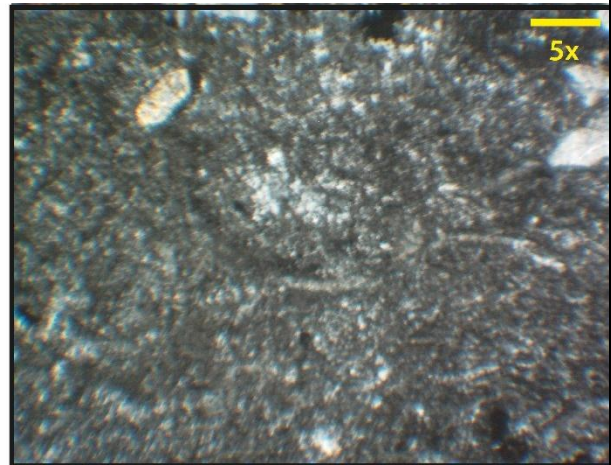
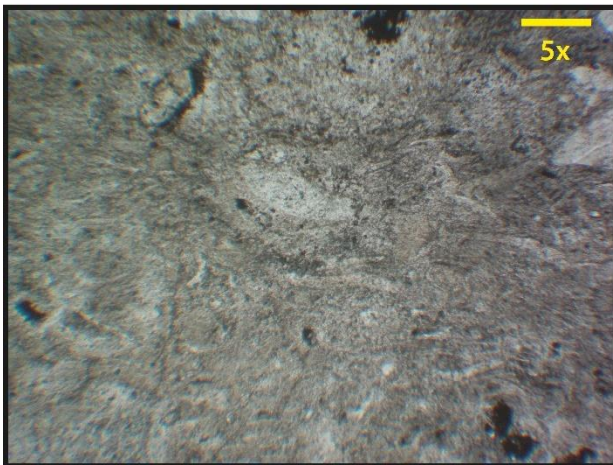


Clasificación	Conglomerado clastosoportado
----------------------	-------------------------------------

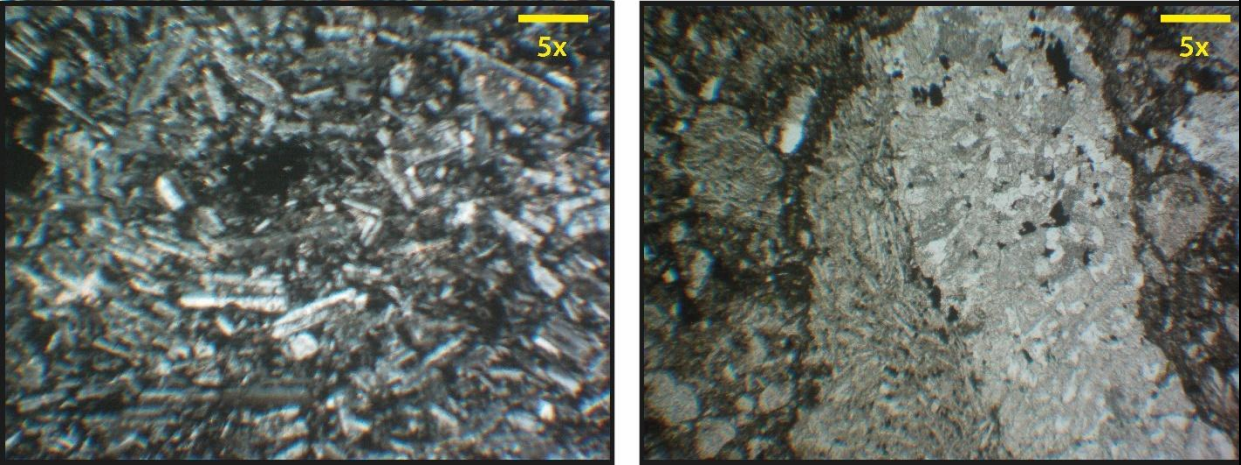
Muestra	HR-013t
Coordenadas	402308 E; 6739732 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1
<p>Roca de textura clásica compuesta por minerales de cuarzo (10%) de forma euhedral a anhedral de tamaño promedio < 0,2 mm; plagioclasa (5%) anhedral a subhedral de tamaño promedio < 0,2 mm; matriz (85%) constituida por arcillas y limos en proporción similar, de color pardo anaranjado. Se observan vetillas de cuarzo ancho promedio 0,1 mm, y cúmulos de cuarzo hidrotermal junto a epidota y mineralización no metálica.</p>	
	
Clasificación	Textural: Fangolita (Folk, 1974)

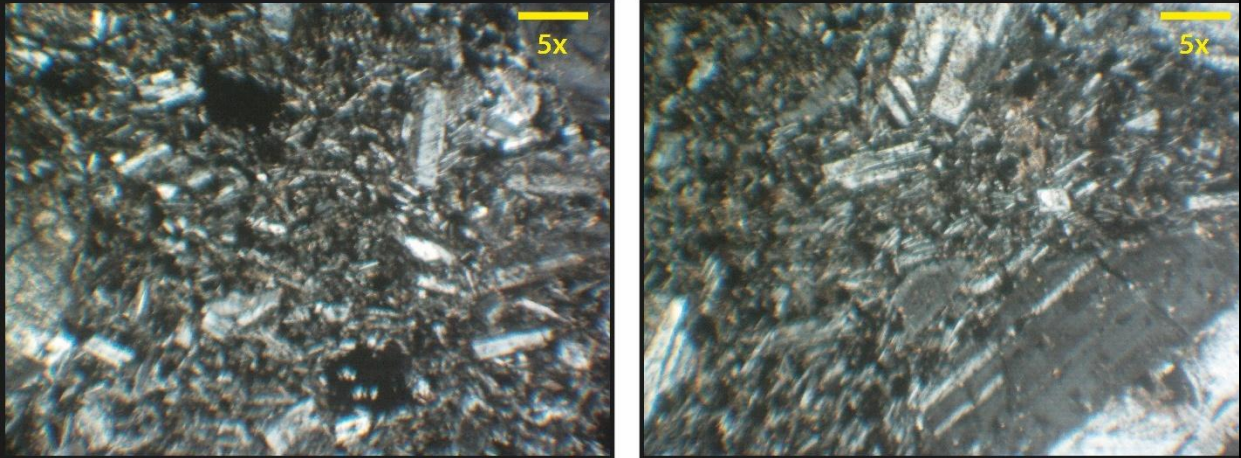
Muestra	HR-014t
Coordenadas	402297 E; 6739801 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1

Roca de textura fragmental constituida por cristales de plagioclasa (30%) euhedral a subhedral pseudo fracturados con macla de carlsbad y polisintética, y con tamaños variables entre y 0,3 y 5 mm, los cristales en algunos sectores forman cúmulos y están alterados de manera incipiente a calcita; cristales de cuarzo (7%) anhedral con bordes embahados de tamaño promedio 0,3 mm; *fiammes* (5%) con recristalización cuarzo- feldespato y alteración a calcita cuya relación de aspecto es 1:5; líticos fuertemente recristalizados (5%) de bordes angulosos constituidos principalmente por cuarzo y calcita relleno de espacios, de tamaño promedio 2 mm; líticos de textura porfírica (3%) con fenocristales de plagioclasa, éstos presentan formas subredondeadas y una masa fundamental altamente recristalizada; También se aprecian fragmentos de esquirlas soldadas (10%) inmersos en la matriz (40%) tamaño ceniza.



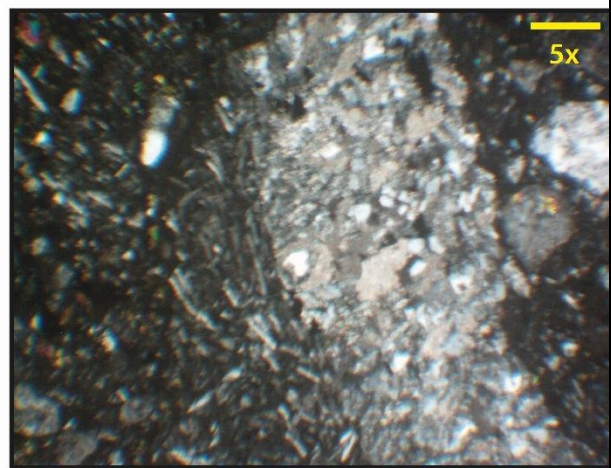
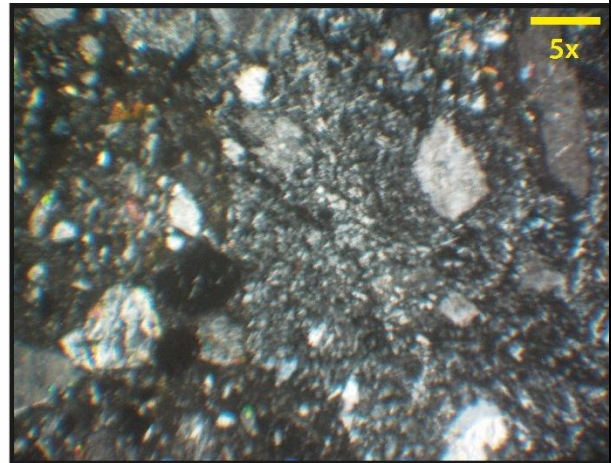
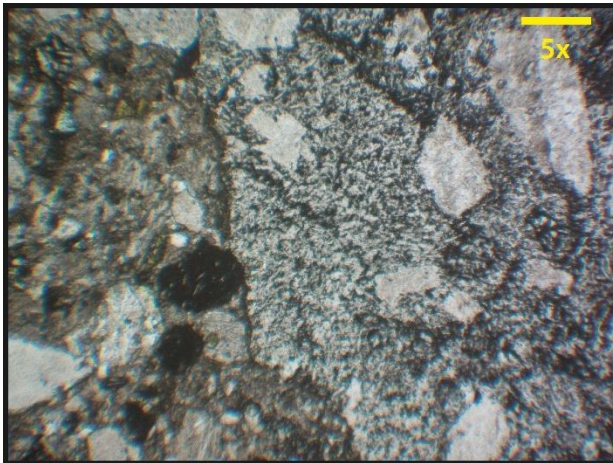
Clasificación	Toba de lapilli de cristales
----------------------	-------------------------------------

Muestra	HR-015t
Coordenadas	402259 E; 6739952 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1
<p>Roca de textura porfírica con masa fundamental traquítica a pseudo-traquítica, constituida por fenocristales de plagioclasa (15%) euhedral con macla de carlsbad y polisintética, de tamaño promedio 1,5 mm, éstas presentan alteración a calcita de manera moderada a pervasiva. Por su parte la masa fundamental está compuesta por abundantes microlitos de plagioclasa (68%) euhedrales con incipiente a moderada alteración de calcita y levemente a epidota; cristales de cuarzo (2%) anhedral; cúmulos de esferulitas (5%) desvitrificadas y abundantes minerales opacos oxidados (10%).</p>	
	
Clasificación	Andesita (Streckeisen, 1978)

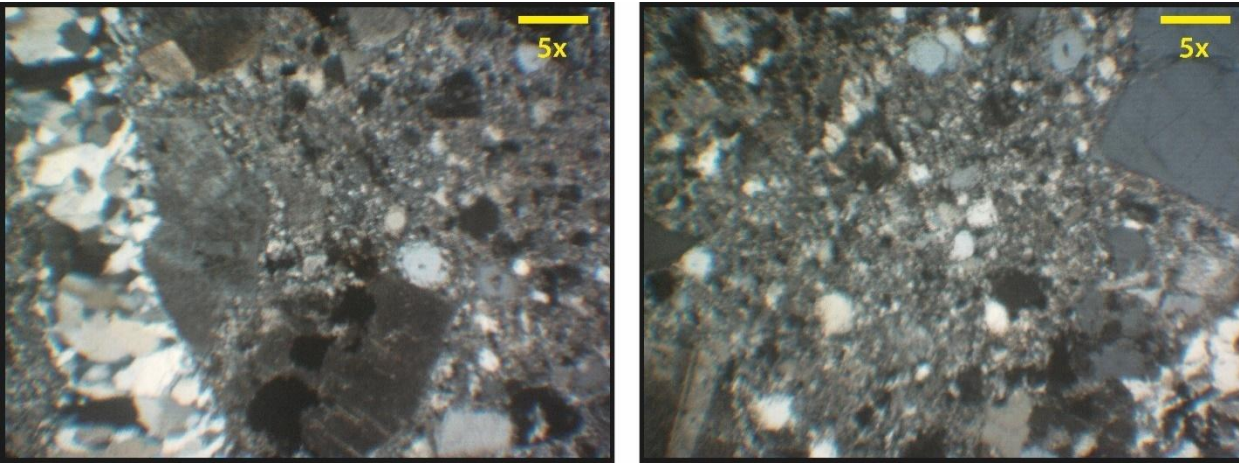
Muestra	HR-015Bt
Coordenadas	402216 E; 6740042 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1
<p>Roca de textura porfírica con masa fundamental intergranular compuesta por fenocristales de plagioclasa (40%) euhedral con macla de carlsbad y polisintética de tamaño variable entre 0,4 y 7 mm, están alteradas a calcita y epidota. La masa fundamental la componen abundantes microlitos de plagioclasa (45%) euhedrales a subhedrales con alteración a calcita; esferulitas (5%) desvitrificadas en cúmulos y pequeñas vetillas de ancho 0,2 mm; vetillas cuarzo secundario de ancho promedio 0,1 mm y minerales opacos oxidados (10%) en todo el corte transparente.</p>	
	
Clasificación	Andesita (Streckeisen, 1978)

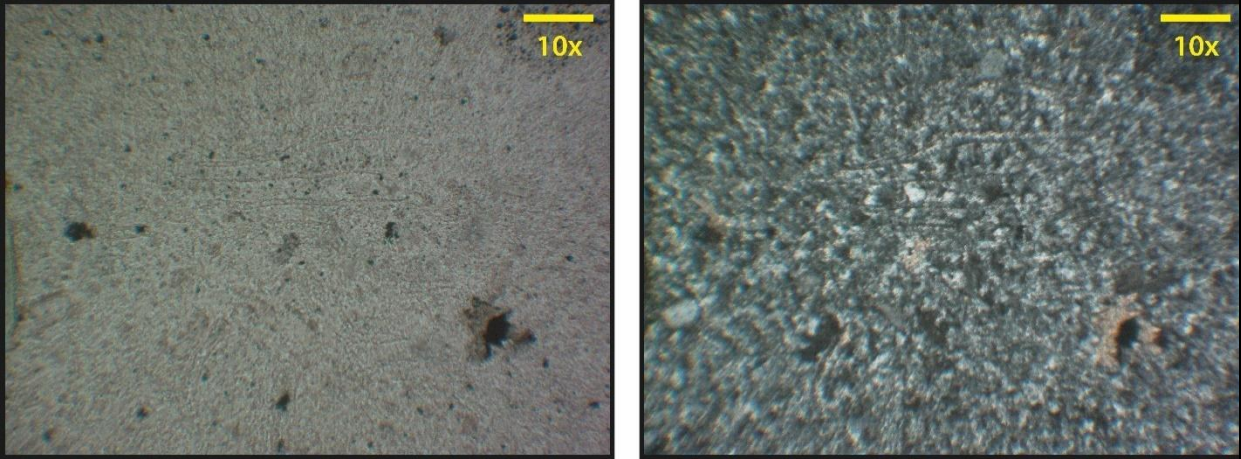
Muestra	HR-016t
Coordenadas	402216 E; 6740042 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1

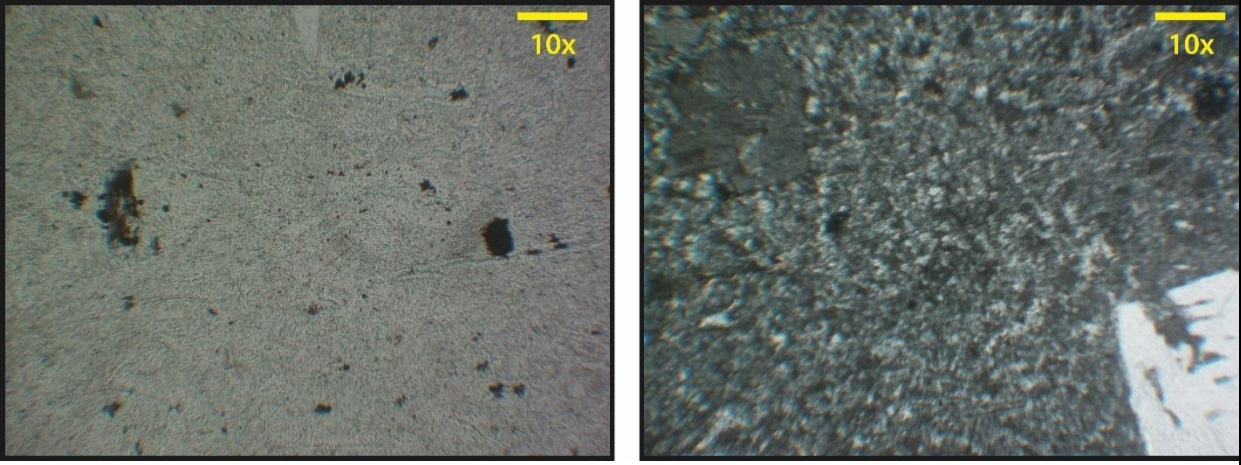
Roca de textura fragmental? compuesta por líticos de andesita porfírica (30%) con fenocristales de plagioclasas euhedrales y masa fundamental traquítica, presentan un tamaño variable entre 0,3 mm y 1,7 cm y son angulosos a subredondeados; líticos de andesita porfírica con fenocristales de plagioclasa euhedral y masa fundamental afanítica (7%) el tamaño promedio es 0,7 mm y tienen bordes pseudo-angulosos; líticos de andesita con textura intergranular de bordes redondeados (10%) y clastos de dacita? (7%) con alta recristalización de cuarzo; cristales de plagioclasa (12%) subhedrales con macla de carlsbad, algunos de ellos fracturados, cristales de cuarzo (10%) anhedral y cristales de feldespato (5%) anhedral, están inmersos en una matriz afanítica (19%) junto a minerales opacos (3%). Tanto los líticos como los cristales y la matriz, exhiben alteración a epidota, clorita y calcita.

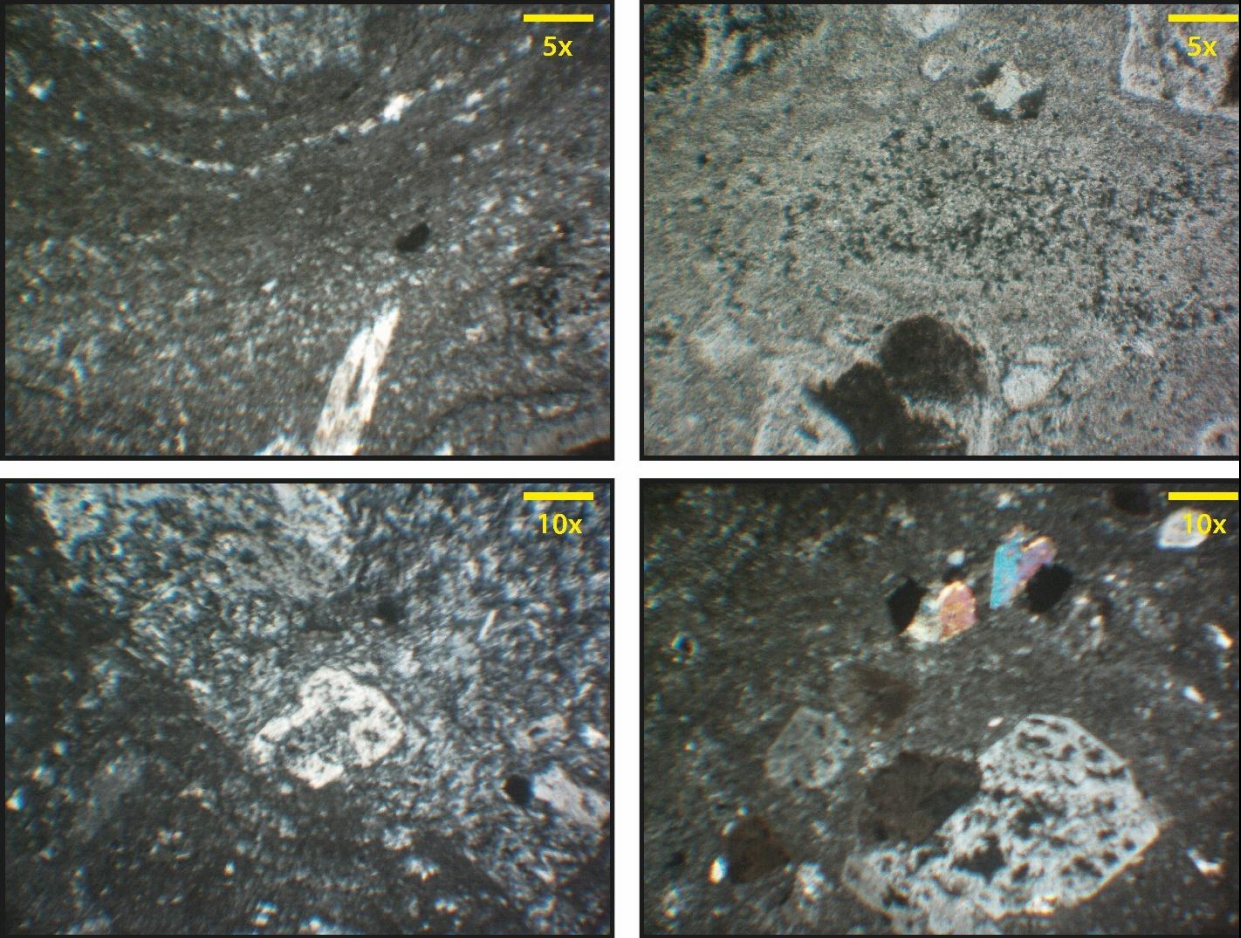


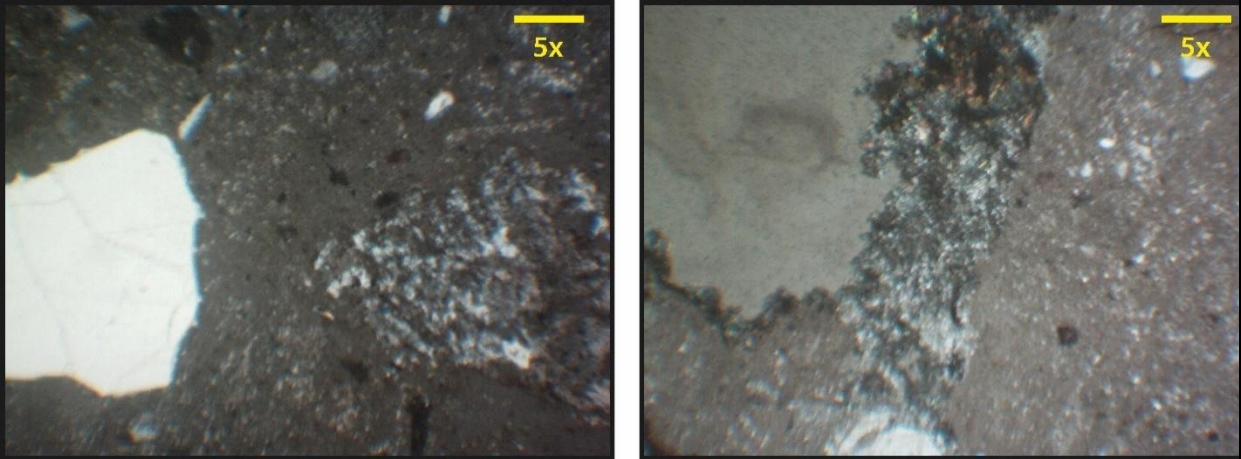
Clasificación	Brecha andesítica
----------------------	--------------------------

Muestra	HR-017t
Coordenadas	399845 E; 6738819 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1
<p>Roca de textura fragmental constituida por cristales de plagioclasa (12%) euhedral a subhedral con macla de carlsbad, polisintética y periclina, su tamaño es variable entre 0,1 y 2,2 mm en el eje mayor, éstas se encuentran alteradas a arcillas de manera incipiente; cristales de cuarzo (25%) euhedral, subhedral a anhedral con bordes embahados cuyo tamaño varía entre 0,3 y 2,5 mm; cristales de feldespato potásico subhedral (2%) de tamaño promedio 1 mm y están alteradas a arcillas. La matriz (61%) de tamaño ceniza se encuentra altamente silicificada, se aprecian además 2 vetillas de cuarzo hidrotermal que cortan a la lámina delgada, con un ancho promedio de 1 mm, y vetillas secundarias que derivan de las anteriores de ancho promedio 0,3 mm.</p>	
	
Clasificación	Toba de lapilli de cristales

Muestra	HR-018t
Coordenadas	399699 E; 6738697 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1
<p>Roca te textura fragmental con masa fundamental afanítica conformada por cristales de plagioclasa (15%) euhedrales a subhedrales cuyo tamaño varía entre 0,2 y 3 mm en el eje c, están alteradas levemente a calcita, clorita y arcillas; cristales de cuarzo (10%) subhedral a anhedral con algunos bordes embahados, de tamaño variable entre 0,3 a 1,7 mm; cristales de feldespato potásico (2%) subhedral de tamaño promedio 1 mm y está alterado levemente a calcita, clorita y arcillas; cristales biotita?(3%) completamente alteradas a calcita y clorita de tamaño promedio 1 mm. La masa fundamental (71%) está altamente recristalizada, en donde se puede apreciar calcita relleno intesticios y algunos cristales de epidota, se encuentra levemente argilizada; también se observan esquirlas (15%) con leve soldamiento en algunos sectores y opacos (2%) alterados a calcita, clorita y epidota en algunos bordes.</p>	
	
Clasificación	Toba de lapilli de cristales

Muestra	HR-018Bt
Coordenadas	399699 E; 6738697 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1
<p>Roca de textura fragmental con masa fundamental afanítica compuesta por cristales de plagioclasa (12%) euhedral a subhedral con macla de carlsbad y polisintética, de tamaño variable entre 0,3 y 3 mm, éstas están levemente argilizadas y alteradas en forma incipiente a calcita y clorita; cristales de cuarzo (7%) subhedral a anhedral con bordes embahados; cristales de biotita (2%) alterados a clorita y calcita de tamaño promedio < 1 mm. Por su parte la matriz (79%) de tamaño ceniza, se encuentra recristalizada y con abundantes esquirlas soldadas (25%), además se observa clorita y calcita en intersticios, vetillas de cuarzo secundario de ancho < 1 mm y opacos (1%) alterados a clorita y epidota.</p>	
	
Clasificación	Toba de lapilli de cristales y vítrea.

Muestra	HR-019t
Coordenadas	399576 E; 6739090 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1
<p>Roca de textura fragmental constituida por fragmentos líticos: andesíticos (6%) de textura porfírica con masa fundamental traquítica de bordes subangulosos irregulares y tamaño variable entre 3,5 y 6 mm; líticos subangulosos con fuerte recristalización de cuarzo-feldespató (4%) de tamaño que varía entre 1 y 3 mm; también la componen fragmentos de cristales de plagioclasa (12%) subhedral a anhedral con macla de carlsbad, se encuentran fracturadas y exhiben reemplazo a arcillas y clorita, tienen un tamaño variable entre 0,2 y 3,5 mm; cristales de cuarzo (2%) anhedral con embahiamiento de sus bordes. La matriz está constituida por vidrio fluidal. Se aprecian <i>fiammes</i> (7%) con recristalización cuarzo-feldespática de formas irregulares y textura de flujo en algunos sectores. También se observan amígdalas rellenas de clorita, cuarzo y opacos de tamaño promedio 0,7 mm.</p>	
	
Clasificación	Toba de lapilli de cristales

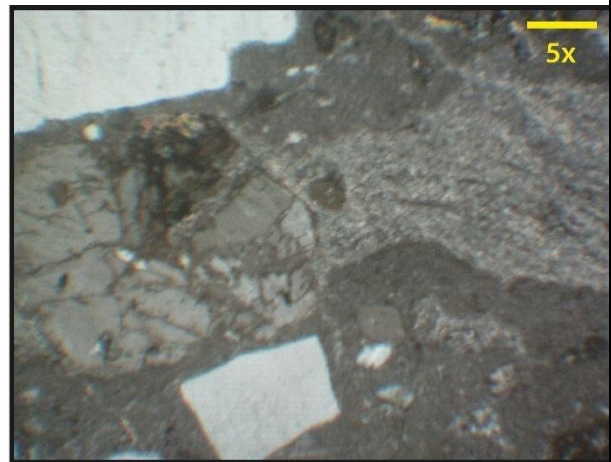
Muestra	HR-020t
Coordenadas	399576 E; 6739090 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1
<p>Roca de textura fragmental constituida por cristales de plagioclasa (7%) subhedral con macla de carlsbad y polisintética, de tamaño variable entre 0,5 y 2 mm, estas están alteradas a arcillas; cristales de cuarzo (13%) subhedral a anhedral de tamaño variable entre 0,1 a 3 mm con algunos bordes embahiados; también la componen fragmentos líticos de andesitas (1%) con textura porfírica y masa fundamental traquítica, de forma subredondeada; líticos con fuerte recristalización cuarzo-feldespática (3%), algunos de textura más fina, tienen formas subredondeadas y levemente elongada, de tamaño promedio 1 mm; y líticos completamente reemplazados por epidota y clorita? (3%) de formas subredondeadas y tamaño promedio 1 mm. La matriz (76%) es de tamaño ceniza y se encuentra recristalizada cuarzo feldespató?), además se reconocen amígdalas rellenas con epidota y clorita y feldespató, y minerales opacos distribuidos principalmente en los fragmentos líticos y en menor medida en la matriz.</p>	
	
Clasificación	Toba de ceniza de cristales

Muestra	HR-021t
Coordenadas	399576 E; 6739090 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1
<p>Roca de textura fragmental constituida por cristales de plagioclasa (12%) subhedral con macla de carlsbad y polisintética, de tamaño <1 mm y máximo 1,5 mm y alteradas a arcillas; cristales de cuarzo (7%) anhedral de tamaño promedio 0,3 mm, también se reconocen líticos andesíticos (3%) de textura porfírica con masa fundamental afanítica, los que presentan formas subangulosas y tamaño máximo 1,5 mm; todos estos fragmentos inmersos en una matriz de tamaño ceniza. También se reconocen <i>fiammes</i> soldadas (25%) con cristales de plagioclasa en su interior y relación de aspecto 1:3; y fragmentos de <i>fiammes</i> (10%) de formas irregulares de tamaño promedio 1 mm. Presencia de minerales opacos principalmente en líticos andesíticos y en forma diseminada en la matriz.</p>	
Clasificación	Toba de lapilli vítrea soldada

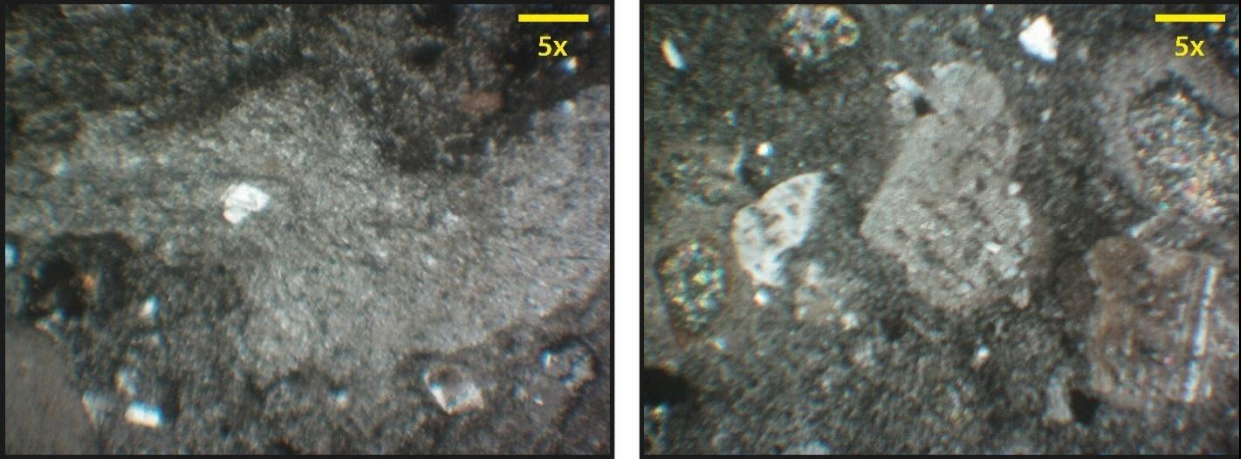
Muestra	HR-022t
Coordenadas	399576 E; 6739090 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 1

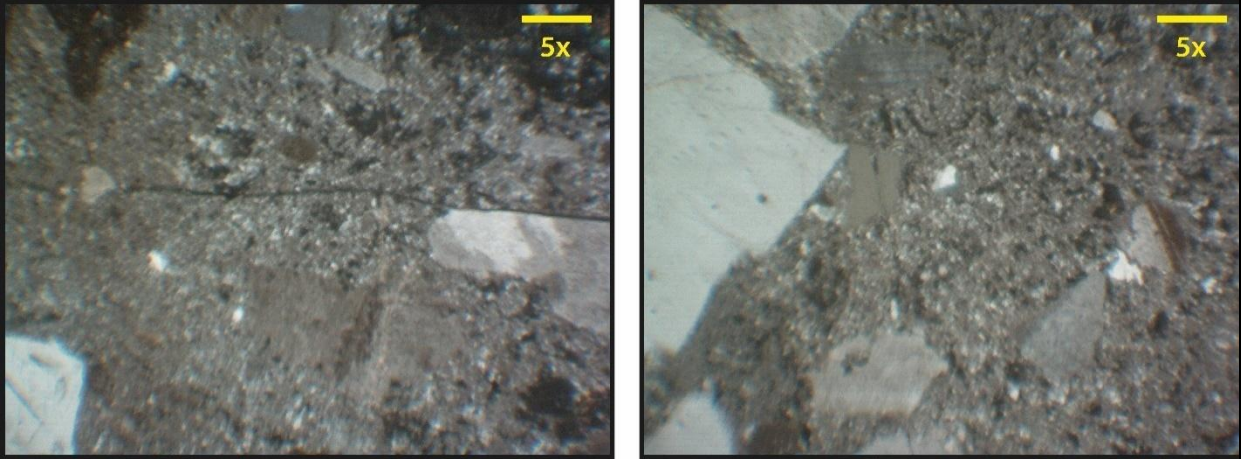
Roca de textura fragmental constituida por cristales de plagioclasa (12%) subhedral, algunos de ellos fracturados y con macla de carlsbad, polisintética y periclina, con tamaños que varían entre 0,3 y 2 mm, algunas están reemplazadas a arcillas y sericita; cristales de cuarzo (15%) subhedral a anhedral con algunos bordes embahados y cristales fracturados, de tamaños variables <1 mm a 2 mm; muscovita subhedral (2%) de tamaño <1 mm. También se reconocen fragmentos líticos de tobas (2%) con textura fragmental de tamaño promedio 0,5 mm, son de formas subredondeadas levemente elongados, algunos presentan fuerte alteración a arcillas; líticos riolíticos (6%) completamente recrystalizados con textura de bandeamiento y de tamaño máximo 5 mm y tamaño promedio de 0,5 mm, son de formas subredondeadas. Es posible reconocer una matriz (60%) tamaño cenizda alterada a arcillas en toda la lámina en la que se distinguen *fiammes* elongadas a pseudoelongadas con algunos cristales de plagioclasa fragmentados en ellas.

1



Clasificación	Toba de lapilli de cristales
----------------------	-------------------------------------

Muestra	HR-23t
Coordenadas	399576 E; 6739090 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 2
<p>Roca de textura fragmental con matriz cuarzo-feldespática, constituida por cristales de plagioclasa (10%) euhedral a subhedral con macla de carlsbad y polisintética, de tamaño variable entre <1 mm y 2,5 mm, están reemplazadas moderada a pervasivamente a epidota y se encuentran fracturadas; cristales de cuarzo (3%) anhedral de tamaño promedio 0,4 mm; también se reconocen líticos andesíticos (8%) de textura traquítica a pseudo-traquítica con forma subangulosa y tamaño máximo 0,8 mm, y fragmentos vítreos de pómez (30%) recristalizadas y levemente desvitrificadas de formas irregulares y pseudo-elongadas totalmente recristalizadas que en algunos sectores presentan cristales de plagioclasa y cuarzo. Se observan amígdalas rellenas con epidota, clorita y un agregado feldespático alterado a arcillas derivado de una alteración potásica moderada de la roca.</p>	
	
Clasificación	Toba de ceniza vítrea

Muestra	HR-024t
Coordenadas	399576 E; 6739090 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 2
<p>Roca de textura fragmental constituida por cristales de cuarzo (20%) subhedral a anhedral con bordes embahados de tamaños <1 mm hasta 4 mm; cristales de plagioclasa (15%) euhedral a subhedral con maclas polisintética, carlsbad y periclina, están fracturados y se encuentran alterados a calcita, epidota, y arcilla de forma moderada a pervasiva en algunos cristales. La matriz tamaño ceniza exhibe abundante recristalización cuarzo-feldespática, que en algunos sectores se aprecian en cúmulos de cristales de mayor tamaño junto a epidota y calcita relleno micro-espacios.</p> <p>Se aprecian amígdalas rellenas con epidota y calcita principalmente en los bordes, y microvetillas rellenas con calcita. También se aprecian amígdalas de tamaño promedio 0,8 mm rellenas con calcita, epidota, arcillas y clorita, a ésta última se le asocian cúmulos de minerales opacos.</p>	
	
Clasificación	Toba de lapilli de cristales

Muestra	HR-025t
Coordenadas	399576 E; 6739090 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 2
<p>Roca de textura porfírica con masa fundamental traquítica constituida por fenocristales de plagioclasa (10%) euhedrales a subhedrales alterados a epidota de forma moderada a pervasiva y tamaño promedio 0,5 mm y máximo 4 mm. La masa fundamental la componen abundantes microlitos de plagioclasa ordenados y cristales de cuarzo anhedral (5%). Se aprecian microvetillas de cuarzo y microvetillas de epidota.</p>	
Clasificación	Andesita (Streckeisen, 1978)

Muestra	HR-026t
Coordenadas	399576 E; 6739090 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 2
<p>Roca de textura fragmental conformada por cristales de cuarzo (35%) anhedral a subhedral que presentan bordes embahados y de tamaño promedio 1,5 mm y máximo 2,5 mm; cristales de plagioclasa (25%) euhedral a subhedral con macla de carlsbad, polisintética, están fracturadas y alteradas moderadamente a epidota y arcillas; también se reconocen fragmentos líticos de andesitas (1%) de textura porfírica y masa fundamental afanítica de bordes subredondeados y tamaño promedio 0,8 mm, líticos de tobas vítreas (3%) con pómez alteradas a clorita levemente, líticos tobáceos vítreos (4%) con esquirlas en la matriz y micro-cúmulos de esferulitas en algunos sectores junto a cristales de plagioclasa alterada a epidota y clorita; y líticos pseudo-redondeados totalmente recristalizados (7%). Se observan además fragmentos de pómez (25%) de bordes irregulares a pseudo-elongados con abundante recristalización cuarzo-feldespática, de tamaños < 1 mm a 3 mm y alteración a clorita con presencia de opacos. La matriz está constituida por un agregado abundante cuarzo-feldespático y algunos cristales de epidota en la matriz.</p>	
Clasificación	Toba de lapilli de cristales y vítrea.

Muestra	HR-026Bt
Coordenadas	399576 E; 6739090 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 2
<p>Roca de textura fragmental compuesta por cristales de plagioclasa (15%) euhedrales a subhedrales con macla de carlsbad y polisintética de tamaño <1 mm hasta 1,5 mm, éstas están alteradas a arcillas y epidota; cristales de cuarzo (10%) anhedral a subhedral con bordes embahados de tamaño máximo 0,4 mm; se aprecian además líticos andesíticos (20%) subredondeados de textura porfírica y masa fundamental traquítica a pseudo-traquítica o algunos afanítica con fenocristales de plagioclasa alterada a epidota levemente y algunos cristales de cuarzo; líticos de tobas vítreas y de cristales (15%) con matriz fina con leve contenido de esquirlas alteradas a calcita; líticos completamente recristalizados (5%) de bordes pseudo-redondeados y tamaño promedio 0,5 mm. Se logran apreciar fragmentos vítreos de pómez (12%) de bordes irregulares y de forma elongada, con alta recristalización cuarzo feldespática alterados moderadamente a epidota, de tamaño variable entre 0,4 a 3,5 mm en el eje de elongación. La matriz fina (23%) exhibe recristalización cuarzo-feldespática.</p>	
Clasificación	Toba de lapilli de líticos

Muestra	HR-027t
Coordenadas	399576 E; 6739090 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 2
<p>Roca de textura fragmental constituida por cristales de cuarzo (7%) anhedral con bordes embahados de tamaño máximo 2 mm; cristales de plagioclasa (12%) euhedral a subhedral con macla de carlsbad y polisintética alteradas a epidota de forma leve a moderada. Son observadas <i>fiammes</i> de pómez (7%) compuestas por agregado cuarzo-feldespático y cristales de plagioclasa, de formas elongadas y bordes irregulares, alteradas a arcillas y calcita de tamaño promedio 0,5 mm en el eje de elongación. En la matriz fina (14%) es posible distinguir abundantes esquirlas (60%) recristalizadas con leve soldamiento en algunos sectores y alteradas a calcita levemente.</p>	
Clasificación	Toba de ceniza vítrea

Muestra	HR-052t
Coordenadas	3994369 E; 6738551 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 2
<p>Roca de textura fragmental conformada por cristales de plagioclasa (7%) euهدral a subهدral con macla de carlsbad y polisintética, alteradas a epidota de tamaño promedio 1 mm en el eje mayor; cristales de cuarzo anhedral (2%) de tamaño promedio 0,4 mm. Se aprecian <i>fiammes</i> de pómez (5%) de forma elongada y bordes irregulares, alteradas a arcillas, calcita y opacos, y de tamaño promedio en el eje de elongación de 1,5 mm. La matriz está conformada por un agregado cuarzo-feldespático y abundantes esquirlas (80%) recristalizadas y alteradas a calcita y arcillas. Cabe destacar la presencia de amígdalas rellenas con epidota, cuarzo y feldespató.</p>	
Clasificación	Toba de ceniza vítrea

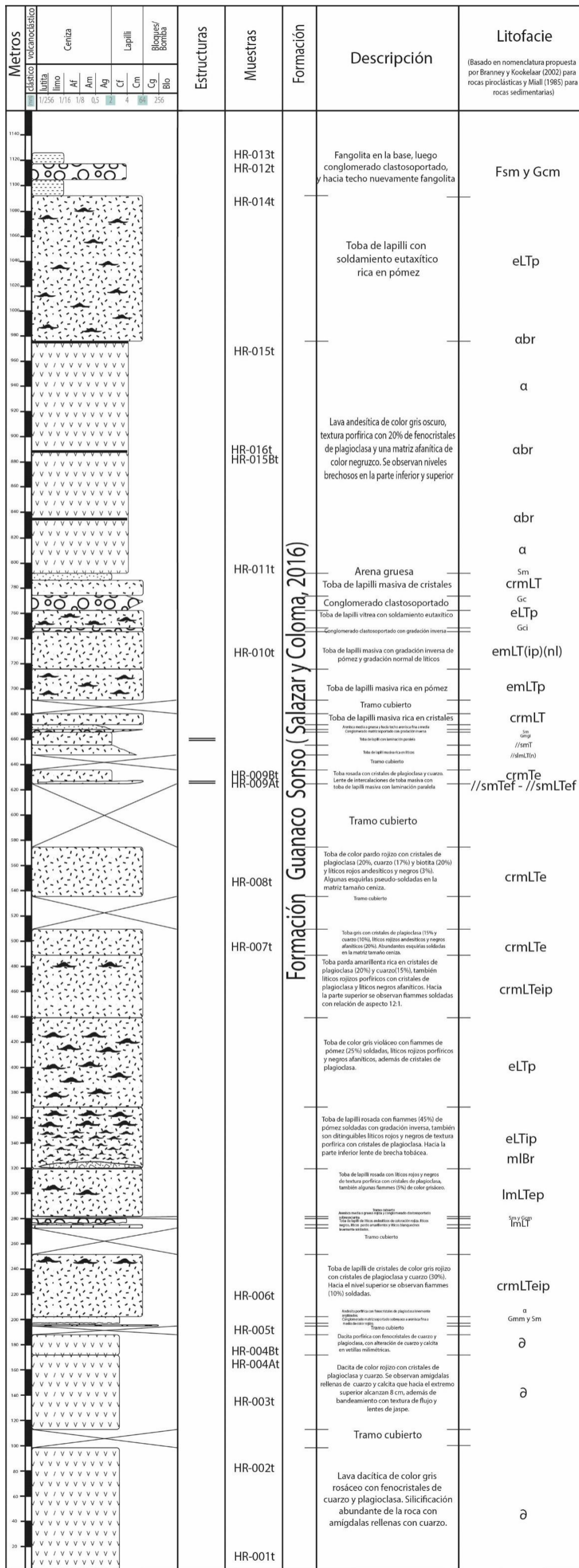
Muestra	HR-053t
Coordenadas	399445 E; 6738543 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 2
<p>Roca de textura fragmental compuesta por cristales de plagioclasa (30%) euهدral a subهدral con macla de carlsbad y polisintética, de tamaño máximo 2 mm y alterada a epidota y opacos; cristales de cuarzo (3%) euهدral con bordes embahados de tamaño < 1 mm; líticos andesíticos (7%) con textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y masa fundamental traquítica a pseudo-traquítica y afanítica, líticos de tobas vítreas y de cristales (5%) con alta recristalización cuarzo-feldespática en la matriz; fragmentos vítreos de pómez (5%) de formas irregulares a pseudo-elongadas, éstas están recristalizadas y desvitrificadas alteradas a epidota, calcita y clorita. La matriz tiene abundantes esquirlas soldadas(50%) y recristalizadas alteradas a clorita y calcita</p>	
Clasificación	Toba de ceniza vítrea y de cristales.

Muestra	HR-054t
Coordenadas	402508 E; 6740989 N
Localidad	Río Potrerillos
Sección	Columna 3
<p>Roca de textura fragmental con matriz eutaxítica constituida por fragmentos cristalinos de plagioclasa (12%) euhedral a subhedral con macla de carlsbad y polisintética, de tamaño promedio 0,7 mm y máximo 2 mm, están alteradas a calcita, albita, arcillas y opacos; cristales de cuarzo (5%) anhedral <1 mm inmerso en la matriz; líticos de tobas vítreas (2%) de textura fragmental alterado a calcita, con algunos granos pequeños distinguibles de cuarzo y unas pequeñas masas vítreas irregulares; minerales opacos (7%) opacitados y oxidados. La matriz (72%) está constituida por abundantes esquirlas soldadas y algunas <i>fiammes</i> de bordes irregulares y de forma elongada siguiendo la dirección de las esquirlas, están desvitrificadas y alteradas a calcita.</p>	
Clasificación	Toba de ceniza vítrea

ANEXO II
COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

COLUMNA 1

"Columna NE"

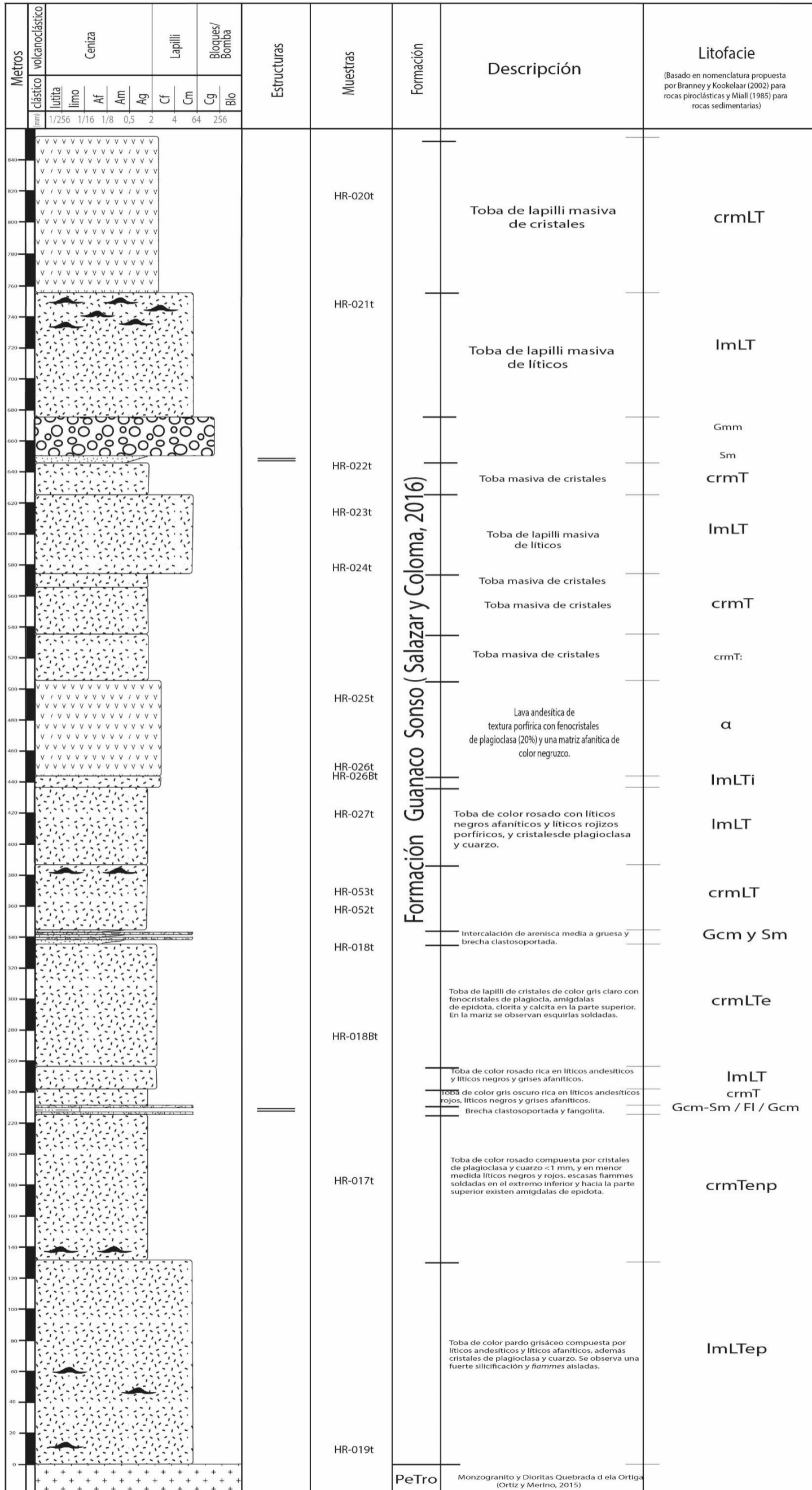


SIMBOLOGÍA

- Toba
- Lava
- Arenisca
- Conglomerado
- Fangolita
- Brecha
- Niveles brechosos en lavas
- Fiamme
- Estratificación paralela
- Tramo cubierto

COLUMNA 2

"Columna SW"



SIMBOLOGÍA

- Toba
- Lava
- Arenisca
- Conglomerado
- Fangolita
- Intrusivo
- Fiamme
- Estratificación paralela
- Tramo cubierto

COLUMNA 3

"Columna NNE"

Metros	Color Alfaramiento		Cenizas	Lapilli	Bloques/Bomba	Estructuras	Muestras	Formación	Descripción	Litofacie
	Clásico	Volcanoclastico								
mm	ludilla	limo	Ar	Am	Ag	Cl	Cm	Cg	Blo	
	1/256	1/16	1/8	1/5	2	4	64	256		
0-10									Toba masiva vitrea con flammes y esquistas visibles solo al microscopio	emT
10-15									Conglomerado fino mal seleccionado de coloración rojizo oscura	Gsm
15-20									Toba masiva vitrea con flammes y esquistas visibles solo al microscopio	emT
20-25									Toba de lapilli de cristales con algunas pómez y filicos. Las primarias aumentan su número y tacho, y los secundarios aumentan de tamaño al ascenso en el nivel	crLT
25-30									Toba masiva con algunas flammes	crLT(eip)(il)
30-35									Nivel sedimentario conglomerádico con gradación normal y luego inversa	Gng Gcm
35-40									Toba de lapilli de cristales (90%) de color rosado con algunas flammes cercanas a la base y fuerte silificación de la matriz	crLTnp
40-45									Toba de lapilli de cristales de color grisáceo con flammes que desaparecen a techo	crLTnp
45-50									Toba de lapilli de cristales de color rosado	crLTnp
50-55									Toba de lapilli de cristales de color rosado conformada por cristales de plagioclasa, cuarzo, flammes y algunos filicos subordinados	crLTnp
55-60									Toba de lapilli de cristales de color gris rosáceo, conformada por flammes que hacia techo disminuyen su tamaño y prácticamente desaparecen	emLT(np)

Formación Guanaco Sonso (Salazar y Coloma, 2016)

SIMBOLOGÍA

-  Toba
-  Conglomerado
-  Fiamme
-  Estratificación paralela
-  Tramo cubierto

ANEXO III
GEOCRONOLOGÍA

Muestra HR-013d			207 cor 206Pb/238U		206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
			age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
2017-113	MA23A0341	common Pb?	31	1	0.0051	3.8%	0.0018	5.7%	0.0835	11.3%
2017-113	MA23A0352	ok	190	3	0.0303	1.6%	0.0101	3.5%	0.0624	5.0%
2017-113	MA23A0370	ok	194	3	0.0306	1.5%	0.0105	3.1%	0.0531	4.3%
2017-113	MA23A0328	common Pb	218	2	0.0344	1.1%	0.0109	1.6%	0.0524	2.5%
2017-113	MA23A0378	ok	220	2	0.0349	1.1%	0.0113	1.8%	0.0527	2.5%
2017-113	MA23A0315	common Pb	220	6	0.0349	2.8%	0.0115	4.4%	0.0525	5.0%
2017-113	MA23A0335	common Pb	220	2	0.0349	0.9%	0.0130	2.1%	0.0544	1.4%
2017-113	MA23A0346	common Pb	221	6	0.0351	2.7%	0.0130	5.1%	0.0562	9.2%
2017-113	MA23A0327	ok	221	3	0.0352	1.3%	0.0110	2.1%	0.0578	3.3%
2017-113	MA23A0348	ok	221	2	0.0351	1.0%	0.0111	1.5%	0.0567	2.2%
2017-113	MA23A0308	ok	221	3	0.0352	1.3%	0.0111	2.1%	0.0587	3.1%
2017-113	MA23A0372	ok	221	2	0.0350	1.0%	0.0109	1.3%	0.0528	2.2%
2017-113	MA23A0351	ok	221	2	0.0350	1.0%	0.0112	1.5%	0.0524	2.2%
2017-113	MA23A0330	ok	222	2	0.0351	1.1%	0.0108	2.0%	0.0534	2.6%
2017-113	MA23A0371	common Pb	222	5	0.0357	2.1%	0.0121	3.2%	0.0660	5.8%
2017-113	MA23A0377	common Pb	223	2	0.0353	1.0%	0.0110	1.8%	0.0538	2.1%
2017-113	MA23A0323	ok	223	2	0.0357	1.0%	0.0116	1.9%	0.0600	2.5%
2017-113	MA23A0312	ok	225	3	0.0355	1.3%	0.0116	2.7%	0.0497	3.4%
2017-113	MA23A0336	common Pb	225	3	0.0357	1.5%	0.0118	2.6%	0.0539	3.8%
2017-113	MA23A0369	ok	225	3	0.0358	1.5%	0.0114	2.8%	0.0557	3.7%
2017-113	MA23A0333	common Pb	226	7	0.0359	3.2%	0.0111	6.8%	0.0557	9.7%
2017-113	MA23A0334	ok	227	3	0.0360	1.4%	0.0116	2.2%	0.0560	3.7%
2017-113	MA23A0314	common Pb	227	3	0.0367	1.4%	0.0125	1.8%	0.0695	2.6%

Muestra HR-013d			207 cor 206Pb/238U		206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
			age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
2017-113	MA23A0340	ok	227	2	0.0360	1.1%	0.0114	1.9%	0.0534	2.9%
2017-113	MA23A0361	ok	228	2	0.0361	0.8%	0.0114	1.6%	0.0504	1.9%
2017-113	MA23A0307	common Pb	229	3	0.0362	1.4%	0.0114	2.2%	0.0528	3.1%
2017-113	MA23A0310	ok	231	2	0.0365	1.0%	0.0120	1.6%	0.0498	2.2%
2017-113	MA23A0332	common Pb	232	4	0.0378	1.7%	0.0122	2.3%	0.0748	4.5%
2017-113	MA23A0345	common Pb	234	2	0.0377	1.0%	0.0124	1.7%	0.0656	2.1%
2017-113	MA23A0338	common Pb	236	5	0.0453	1.9%	0.0274	2.6%	0.1937	2.3%
2017-113	MA23A0337	common Pb	239	5	0.0390	2.0%	0.0139	2.8%	0.0755	4.0%
2017-113	MA23A0376	common Pb	240	5	0.0384	2.2%	0.0147	3.1%	0.0590	5.8%
2017-113	MA23A0325	ok	245	3	0.0388	1.1%	0.0123	2.3%	0.0533	2.7%
2017-113	MA23A0347	common Pb	245	3	0.0390	1.2%	0.0119	2.1%	0.0566	3.5%
2017-113	MA23A0356	ok	245	3	0.0388	1.1%	0.0121	1.6%	0.0522	1.9%
2017-113	MA23A0313	ok	246	3	0.0392	1.2%	0.0124	2.7%	0.0554	2.9%
2017-113	MA23A0357	ok	248	3	0.0399	1.2%	0.0136	2.0%	0.0640	2.7%
2017-113	MA23A0349	ok	249	3	0.0395	1.2%	0.0121	1.8%	0.0529	2.6%
2017-113	MA23A0331	ok	249	3	0.0395	1.1%	0.0134	2.1%	0.0519	2.3%
2017-113	MA23A0343	ok	250	2	0.0396	1.0%	0.0122	1.9%	0.0527	2.2%
2017-113	MA23A0354	ok	250	2	0.0396	1.0%	0.0124	1.9%	0.0501	2.1%
2017-113	MA23A0324	ok	251	2	0.0398	0.9%	0.0129	1.7%	0.0538	2.1%
2017-113	MA23A0355	ok	251	2	0.0398	0.7%	0.0126	1.3%	0.0536	1.2%
2017-113	MA23A0311	common Pb	252	3	0.0425	1.1%	0.0181	1.9%	0.1006	2.1%
2017-113	MA23A0342	ok	252	3	0.0400	1.3%	0.0133	2.1%	0.0536	2.2%
2017-113	MA23A0373	ok	253	3	0.0404	1.2%	0.0127	1.7%	0.0604	2.5%
2017-113	MA23A0344	common Pb	254	6	0.0406	2.3%	0.0139	2.9%	0.0590	3.9%
2017-113	MA23A0374	ok	255	2	0.0404	0.8%	0.0128	1.4%	0.0545	1.5%

Muestra HR-013d			207 cor 206Pb/238U		206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
			age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
2017-113	MA23A0358	common Pb+loss?	255	4	0.0405	1.7%	0.0129	3.1%	0.0543	4.3%
2017-113	MA23A0375	common Pb?	259	8	0.0416	3.2%	0.0138	4.7%	0.0631	7.0%
2017-113	MA23A0362	common Pb	261	4	0.0417	1.7%	0.0131	4.0%	0.0578	3.9%
2017-113	MA23A0353	ok	263	4	0.0425	1.6%	0.0135	1.7%	0.0678	5.3%
2017-113	MA23A0360	ok	263	4	0.0417	1.4%	0.0131	2.3%	0.0528	4.0%
2017-113	MA23A0350	ok	263	2	0.0417	0.8%	0.0129	1.5%	0.0512	1.5%
2017-113	MA23A0339	ok	264	4	0.0419	1.5%	0.0136	3.1%	0.0526	4.1%
2017-113	MA23A0309	common Pb	265	5	0.0422	2.1%	0.0137	3.6%	0.0570	5.2%
2017-113	MA23A0316	ok	265	3	0.0423	1.3%	0.0127	2.3%	0.0567	2.7%
2017-113	MA23A0359	ok	266	2	0.0423	0.9%	0.0142	2.0%	0.0554	2.0%
2017-113	MA23A0329	ok	267	2	0.0423	0.8%	0.0133	1.3%	0.0521	1.3%
2017-113	MA23A0326	ok	273	3	0.0434	1.1%	0.0144	2.1%	0.0531	2.9%

Muestra HR-014d			207 cor 206Pb/238U		206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
			age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
2017-114	MA23A0401	ok	242	2	0.0385	1.0%	0.0113	1.9%	0.0573	2.1%
2017-114	MA23A0392	ok	247	2	0.0391	1.0%	0.0120	1.7%	0.0541	1.7%
2017-114	MA23A0396	ok	248	2	0.0393	1.0%	0.0124	1.9%	0.0524	2.2%
2017-114	MA23A0398	ok	249	2	0.0394	0.9%	0.0124	1.8%	0.0514	2.2%
2017-114	MA23A0400	ok	250	3	0.0395	1.0%	0.0121	1.8%	0.0506	2.2%
2017-114	MA23A0394	ok	250	2	0.0396	0.9%	0.0125	1.6%	0.0519	1.6%
2017-114	MA23A0382	ok	250	2	0.0397	0.9%	0.0124	1.8%	0.0529	2.1%

Muestra HR-014d			207 cor 206Pb/238U		206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
			age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
2017-114	MA23A0397	ok	251	3	0.0398	1.1%	0.0128	2.1%	0.0505	2.3%
2017-114	MA23A0403	common Pb	252	3	0.0399	1.4%	0.0126	3.0%	0.0533	3.9%
2017-114	MA23A0381	ok	252	2	0.0398	1.0%	0.0123	1.7%	0.0516	1.9%
2017-114	MA23A0390	ok	252	2	0.0401	1.0%	0.0126	1.8%	0.0553	2.2%
2017-114	MA23A0379	ok	252	2	0.0400	0.9%	0.0127	1.7%	0.0527	1.7%
2017-114	MA23A0385	ok	252	3	0.0399	1.1%	0.0122	2.2%	0.0499	2.6%
2017-114	MA23A0388	common Pb	253	5	0.0406	1.9%	0.0156	4.0%	0.0632	4.7%
2017-114	MA23A0405	ok	253	3	0.0400	1.1%	0.0130	2.1%	0.0519	3.6%
2017-114	MA23A0402	ok	253	3	0.0401	1.0%	0.0125	2.1%	0.0523	2.2%
2017-114	MA23A0386	ok	254	2	0.0403	0.9%	0.0126	1.7%	0.0545	2.1%
2017-114	MA23A0406	common Pb	254	3	0.0418	1.1%	0.0171	1.8%	0.0822	2.0%
2017-114	MA23A0393	ok	254	3	0.0409	1.2%	0.0148	2.2%	0.0647	2.3%
2017-114	MA23A0408	ok	254	2	0.0403	0.9%	0.0123	1.8%	0.0517	1.9%
2017-114	MA23A0383	ok	254	3	0.0403	1.0%	0.0123	1.9%	0.0518	2.0%
2017-114	MA23A0395	ok	255	3	0.0404	1.3%	0.0129	2.6%	0.0524	3.3%
2017-114	MA23A0387	ok	255	3	0.0404	1.1%	0.0132	2.4%	0.0521	2.6%
2017-114	MA23A0391	common Pb	255	9	0.0404	3.7%	0.0115	4.6%	0.0490	10.0%
2017-114	MA23A0389	ok	255	3	0.0404	1.0%	0.0126	2.3%	0.0518	2.6%
2017-114	MA23A0380	?	257	3	0.0406	1.2%	0.0128	2.4%	0.0502	2.5%
2017-114	MA23A0407	ok	257	2	0.0408	1.0%	0.0131	1.9%	0.0529	2.1%
2017-114	MA23A0384	ok	260	3	0.0412	1.1%	0.0133	2.6%	0.0495	3.2%
2017-114	MA23A0404	ok	272	3	0.0432	1.2%	0.0150	2.3%	0.0552	3.3%

Muestra HR-014d			207 cor 206Pb/238U		206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
			age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
2017-114	MA23A0399	common Pb	273	9	0.0506	3.0%	0.0247	3.6%	0.1691	4.9%

Muestra HR-013d			207 cor 206Pb/238U		206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
			age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
2017-113	MA23A0341	common Pb?	31	1	0.0051	3.8%	0.0018	5.7%	0.0835	11.3%
2017-113	MA23A0352	ok	190	3	0.0303	1.6%	0.0101	3.5%	0.0624	5.0%
2017-113	MA23A0370	ok	194	3	0.0306	1.5%	0.0105	3.1%	0.0531	4.3%
2017-113	MA23A0328	common Pb	218	2	0.0344	1.1%	0.0109	1.6%	0.0524	2.5%
2017-113	MA23A0378	ok	220	2	0.0349	1.1%	0.0113	1.8%	0.0527	2.5%
2017-113	MA23A0315	common Pb	220	6	0.0349	2.8%	0.0115	4.4%	0.0525	5.0%
2017-113	MA23A0335	common Pb	220	2	0.0349	0.9%	0.0130	2.1%	0.0544	1.4%
2017-113	MA23A0346	common Pb	221	6	0.0351	2.7%	0.0130	5.1%	0.0562	9.2%
2017-113	MA23A0327	ok	221	3	0.0352	1.3%	0.0110	2.1%	0.0578	3.3%
2017-113	MA23A0348	ok	221	2	0.0351	1.0%	0.0111	1.5%	0.0567	2.2%
2017-113	MA23A0308	ok	221	3	0.0352	1.3%	0.0111	2.1%	0.0587	3.1%
2017-113	MA23A0372	ok	221	2	0.0350	1.0%	0.0109	1.3%	0.0528	2.2%
2017-113	MA23A0351	ok	221	2	0.0350	1.0%	0.0112	1.5%	0.0524	2.2%
2017-113	MA23A0330	ok	222	2	0.0351	1.1%	0.0108	2.0%	0.0534	2.6%
2017-113	MA23A0371	common Pb	222	5	0.0357	2.1%	0.0121	3.2%	0.0660	5.8%
2017-113	MA23A0377	common Pb	223	2	0.0353	1.0%	0.0110	1.8%	0.0538	2.1%
2017-113	MA23A0323	ok	223	2	0.0357	1.0%	0.0116	1.9%	0.0600	2.5%
2017-113	MA23A0312	ok	225	3	0.0355	1.3%	0.0116	2.7%	0.0497	3.4%
2017-113	MA23A0336	common Pb	225	3	0.0357	1.5%	0.0118	2.6%	0.0539	3.8%
2017-113	MA23A0369	ok	225	3	0.0358	1.5%	0.0114	2.8%	0.0557	3.7%
2017-113	MA23A0333	common Pb	226	7	0.0359	3.2%	0.0111	6.8%	0.0557	9.7%
2017-113	MA23A0334	ok	227	3	0.0360	1.4%	0.0116	2.2%	0.0560	3.7%
2017-113	MA23A0314	common Pb	227	3	0.0367	1.4%	0.0125	1.8%	0.0695	2.6%
2017-113	MA23A0340	ok	227	2	0.0360	1.1%	0.0114	1.9%	0.0534	2.9%
2017-113	MA23A0361	ok	228	2	0.0361	0.8%	0.0114	1.6%	0.0504	1.9%

Muestra HR-013d			207 cor 206Pb/238U		206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
			age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
2017-113	MA23A0307	common Pb	229	3	0.0362	1.4%	0.0114	2.2%	0.0528	3.1%
2017-113	MA23A0310	ok	231	2	0.0365	1.0%	0.0120	1.6%	0.0498	2.2%
2017-113	MA23A0332	common Pb	232	4	0.0378	1.7%	0.0122	2.3%	0.0748	4.5%
2017-113	MA23A0345	common Pb	234	2	0.0377	1.0%	0.0124	1.7%	0.0656	2.1%
2017-113	MA23A0338	common Pb	236	5	0.0453	1.9%	0.0274	2.6%	0.1937	2.3%
2017-113	MA23A0337	common Pb	239	5	0.0390	2.0%	0.0139	2.8%	0.0755	4.0%
2017-113	MA23A0376	common Pb	240	5	0.0384	2.2%	0.0147	3.1%	0.0590	5.8%
2017-113	MA23A0325	ok	245	3	0.0388	1.1%	0.0123	2.3%	0.0533	2.7%
2017-113	MA23A0347	common Pb	245	3	0.0390	1.2%	0.0119	2.1%	0.0566	3.5%
2017-113	MA23A0356	ok	245	3	0.0388	1.1%	0.0121	1.6%	0.0522	1.9%
2017-113	MA23A0313	ok	246	3	0.0392	1.2%	0.0124	2.7%	0.0554	2.9%
2017-113	MA23A0357	ok	248	3	0.0399	1.2%	0.0136	2.0%	0.0640	2.7%
2017-113	MA23A0349	ok	249	3	0.0395	1.2%	0.0121	1.8%	0.0529	2.6%
2017-113	MA23A0331	ok	249	3	0.0395	1.1%	0.0134	2.1%	0.0519	2.3%
2017-113	MA23A0343	ok	250	2	0.0396	1.0%	0.0122	1.9%	0.0527	2.2%
2017-113	MA23A0354	ok	250	2	0.0396	1.0%	0.0124	1.9%	0.0501	2.1%
2017-113	MA23A0324	ok	251	2	0.0398	0.9%	0.0129	1.7%	0.0538	2.1%
2017-113	MA23A0355	ok	251	2	0.0398	0.7%	0.0126	1.3%	0.0536	1.2%
2017-113	MA23A0311	common Pb	252	3	0.0425	1.1%	0.0181	1.9%	0.1006	2.1%
2017-113	MA23A0342	ok	252	3	0.0400	1.3%	0.0133	2.1%	0.0536	2.2%
2017-113	MA23A0373	ok	253	3	0.0404	1.2%	0.0127	1.7%	0.0604	2.5%
2017-113	MA23A0344	common Pb	254	6	0.0406	2.3%	0.0139	2.9%	0.0590	3.9%
2017-113	MA23A0374	ok	255	2	0.0404	0.8%	0.0128	1.4%	0.0545	1.5%
2017-113	MA23A0358	common Pb+loss?	255	4	0.0405	1.7%	0.0129	3.1%	0.0543	4.3%
2017-113	MA23A0375	common Pb?	259	8	0.0416	3.2%	0.0138	4.7%	0.0631	7.0%
2017-113	MA23A0362	common Pb	261	4	0.0417	1.7%	0.0131	4.0%	0.0578	3.9%

Muestra HR-013d			207 cor 206Pb/238U		206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
			age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
2017-113	MA23A0353	ok	263	4	0.0425	1.6%	0.0135	1.7%	0.0678	5.3%
2017-113	MA23A0360	ok	263	4	0.0417	1.4%	0.0131	2.3%	0.0528	4.0%
2017-113	MA23A0350	ok	263	2	0.0417	0.8%	0.0129	1.5%	0.0512	1.5%
2017-113	MA23A0339	ok	264	4	0.0419	1.5%	0.0136	3.1%	0.0526	4.1%
2017-113	MA23A0309	common Pb	265	5	0.0422	2.1%	0.0137	3.6%	0.0570	5.2%
2017-113	MA23A0316	ok	265	3	0.0423	1.3%	0.0127	2.3%	0.0567	2.7%
2017-113	MA23A0359	ok	266	2	0.0423	0.9%	0.0142	2.0%	0.0554	2.0%
2017-113	MA23A0329	ok	267	2	0.0423	0.8%	0.0133	1.3%	0.0521	1.3%
2017-113	MA23A0326	ok	273	3	0.0434	1.1%	0.0144	2.1%	0.0531	2.9%

Muestra HR-014d			207 cor 206Pb/238U		206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
			age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
2017-114	MA23A0401	ok	242	2	0.0385	1.0%	0.0113	1.9%	0.0573	2.1%
2017-114	MA23A0392	ok	247	2	0.0391	1.0%	0.0120	1.7%	0.0541	1.7%
2017-114	MA23A0396	ok	248	2	0.0393	1.0%	0.0124	1.9%	0.0524	2.2%
2017-114	MA23A0398	ok	249	2	0.0394	0.9%	0.0124	1.8%	0.0514	2.2%
2017-114	MA23A0400	ok	250	3	0.0395	1.0%	0.0121	1.8%	0.0506	2.2%
2017-114	MA23A0394	ok	250	2	0.0396	0.9%	0.0125	1.6%	0.0519	1.6%
2017-114	MA23A0382	ok	250	2	0.0397	0.9%	0.0124	1.8%	0.0529	2.1%
2017-114	MA23A0397	ok	251	3	0.0398	1.1%	0.0128	2.1%	0.0505	2.3%
2017-114	MA23A0403	common Pb	252	3	0.0399	1.4%	0.0126	3.0%	0.0533	3.9%
2017-114	MA23A0381	ok	252	2	0.0398	1.0%	0.0123	1.7%	0.0516	1.9%
2017-114	MA23A0390	ok	252	2	0.0401	1.0%	0.0126	1.8%	0.0553	2.2%
2017-114	MA23A0379	ok	252	2	0.0400	0.9%	0.0127	1.7%	0.0527	1.7%
2017-114	MA23A0385	ok	252	3	0.0399	1.1%	0.0122	2.2%	0.0499	2.6%

Muestra HR-014d			207 cor 206Pb/238U		206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
			age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
2017-114	MA23A0388	common Pb	253	5	0.0406	1.9%	0.0156	4.0%	0.0632	4.7%
2017-114	MA23A0405	ok	253	3	0.0400	1.1%	0.0130	2.1%	0.0519	3.6%
2017-114	MA23A0402	ok	253	3	0.0401	1.0%	0.0125	2.1%	0.0523	2.2%
2017-114	MA23A0386	ok	254	2	0.0403	0.9%	0.0126	1.7%	0.0545	2.1%
2017-114	MA23A0406	common Pb	254	3	0.0418	1.1%	0.0171	1.8%	0.0822	2.0%
2017-114	MA23A0393	ok	254	3	0.0409	1.2%	0.0148	2.2%	0.0647	2.3%
2017-114	MA23A0408	ok	254	2	0.0403	0.9%	0.0123	1.8%	0.0517	1.9%
2017-114	MA23A0383	ok	254	3	0.0403	1.0%	0.0123	1.9%	0.0518	2.0%
2017-114	MA23A0395	ok	255	3	0.0404	1.3%	0.0129	2.6%	0.0524	3.3%
2017-114	MA23A0387	ok	255	3	0.0404	1.1%	0.0132	2.4%	0.0521	2.6%
2017-114	MA23A0391	common Pb	255	9	0.0404	3.7%	0.0115	4.6%	0.0490	10.0%
2017-114	MA23A0389	ok	255	3	0.0404	1.0%	0.0126	2.3%	0.0518	2.6%
2017-114	MA23A0380	?	257	3	0.0406	1.2%	0.0128	2.4%	0.0502	2.5%
2017-114	MA23A0407	ok	257	2	0.0408	1.0%	0.0131	1.9%	0.0529	2.1%
2017-114	MA23A0384	ok	260	3	0.0412	1.1%	0.0133	2.6%	0.0495	3.2%
2017-114	MA23A0404	ok	272	3	0.0432	1.2%	0.0150	2.3%	0.0552	3.3%
2017-114	MA23A0399	common Pb	273	9	0.0506	3.0%	0.0247	3.6%	0.1691	4.9%

Anexo IV
DISCUSIONES

Edades	Error (±)	País	Unidad Geológica	Carta Geológica/Publicación científica	Localidad/Ubicación	Tipo Análisis	Litología	Coordenadas	
								UTM E	UTM N
236.5	6.3	Chile	Formación Guanaco Sonso	Cantaritos-Laguna Chica	Paso del Macho Muerto	U-Pb	Toba de ceniza dacítica	431401	6834131
263.7	1.3	Chile	Formación Laguna Chica	Cantaritos-Laguna Chica	Entre Quebrada Piuquenes y Larga	U-Pb	Toba de cristales riolítica	409455	6832871
251.7	3.3	Chile	Formación Guanaco Sonso	Cantaritos-Laguna Chica	Quebrada Pasteaderos	U-Pb	Toba de lapilli vítrea cornificada	427099	6823919
247	3.7	Chile	Formación Guanaco Sonso	Cantaritos-Laguna Chica	Cabecera Quebrada La Laguna	U-Pb	Toba de lapilli	417947	6821368
240.6	4.3	Chile	Formación Guanaco Sonso	Cantaritos-Laguna Chica	Paso del Rincón de la Flecha I	U-Pb	Toba de ceniza cristalina riolítica	431.66 3	6818394
248.8	1.2	Chile	Formación Guanaco Sonso	Cantaritos-Laguna Chica	Quebrada de los Amarillos	U-Pb	Toba vítrea de ceniza con juveniles de riolita de muscovita	425477	6807675
267.5	1.6	Chile	Formación Laguna Chica	Cantaritos-Laguna Chica	Ladera norte Río de la Laguna Chica	U-Pb	Toba de lapilli / Andesita córnea	413524	6812809
275.5	1.8	Chile	Formación Laguna Chica	Cantaritos-Laguna Chica	Vertiente sur arroyo de la Laguna Chica	U-Pb	Toba de lapilli / Andesita córnea	421624	6808630
249.1	1.3	Chile	Formación Guanaco Sonso	Cantaritos-Laguna Chica	Quebrada Pirca Los Godos	U-Pb	Domo riolítico de muscovita	423238	6807445
240.7	2.4	Chile	Formación Guanaco Sonso	Cantaritos-Laguna Chica	Cajón del Encierro (norte)	U-Pb	Toba riodacítica	417426	6794109

Edades	Error (±)	País	Unidad Geológica	Carta Geológica/Publicación científica	Localidad/Ubicación	Tipo Análisis	Litología	Coordenadas	
								UTM E	UTM N
242.7	1.1	Chile	Formación Guanaco Sonso	Cantaritos-Laguna Chica	Cajón del Encierro (norte)	U-Pb	Toba riodacítica	414600	6794030
252.4	1.8	Chile	Formación Guanaco Sonso	Chollay-Matancilla	Cajón del Encierro (sur)	U-Pb	Toba	412909	6787833
265	5.6	Chile	Formación Guanaco Sonso	Martin <i>et al.</i> , 1999	Sector occidental yacimiento Pascua Lama	U-Pb TIMS	Toba riolítica	399900	6756000
262.6	0.7	Argentina	Formación Guanaco Sonso	Charchaflié, 2003	Área norte de Veladero	U-Pb	Toba dacítica vítrea	248454	6745971
263.7	0.7	Argentina	Formación Guanaco Sonso	Charchaflié, 2003	Área norte de Veladero	U-Pb	Toba de lapilli vítrea	241027	6750214
254	4.2	Argentina	Formación Guanaco Sonso	Charchaflié, 2003	Área norte de Veladero	U-Pb	Domo riodacítico (intrusivo)	245997	6752256
259	0.7	Argentina	Formación Guanaco Sonso	Charchaflié, 2003	Área norte de Veladero	U-Pb	Domo de dacita esferulítica (intrusivo)	241069	6747651
258	1.25	Argentina	Formación Guanaco Sonso	Charchaflié, 2003	Área norte de Veladero	U-Pb	Dacita porfírica con relictos de textura foliada (intrusivo)	248271	6749743
253.9	2.8	Chile	Formación Guanaco Sonso	Chollay-Matancilla	Nacientes Río Potrerillos	U-Pb	Dacita	401878	6740827
252.7	1.5	Chile	Formación Guanaco Sonso	Este Estudio	Nacientes Río Potrerillos	U-Pb	Toba dacítica vítrea	402191	6740315
253.9	1.7	Chile	Formación Guanaco Sonso	Guanta-Los Cuartitos	Cabecera del Río Seco	U-Pb	Toba dacítica	407124	66838.32

Edades	Error (±)	País	Unidad Geológica	Carta Geológica/Publicación científica	Localidad/Ubicación	Tipo Análisis	Litología	Coordenadas	
								UTM E	UTM N
248.6	5.5	Chile	Formación Guanaco Sonso	Jones, 2014	Junta Río La Laguna y Quebrada La Taza	U-Pb	Riolita	397404	666899
247.6	1	Chile	Formación Guanaco Sonso	Pisco Elqui	Al norte Embalse La Laguna	U-Pb	Toba de lapilli y ceniza vítrea dacítica	398536	6664860
244.2	1.6	Chile	Formación Guanaco Sonso	Pisco Elqui	Quebrada Inaguas	U-Pb	Toba	392438	6658077
250.8	1.8	Chile	Formación Guanaco Sonso	Pisco Elqui	Cabecera Río La Gloria	U-Pb	Toba de lapilli y ceniza	406151	6639951
265.6	1	Chile	Formación Laguna Chica	Pisco Elqui	Quebrada El Tapado	U-Pb	Toba de lapilli y ceniza vítrea	403906	6667259
266.2	1.4	Chile	Formación Laguna Chica	Pisco Elqui	Quebrada Río Seco	U-Pb	Toba de lapilli vítrea a lítica	402609	6675668
265	1.1	Chile	Formación Laguna Chica	Pisco Elqui	Cabecera de la Quebrada Laguna Escondida	U-Pb	Toba de ceniza vítrea	394835	6658983
263.7	1.9	Chile	Formación Laguna Chica	Pisco Elqui	Quebrada Escondida, al sur de La Laguna	U-Pb	Toba de lapilli y ceniza	397887	6643546
264.5	1.2	Chile	Formación Laguna Chica	Pisco Elqui	Quebrada del Río Colorado	U-Pb	Toba de ceniza vítrea	414094	6661763
266.4	1	Chile	Formación Laguna Chica	Pisco Elqui	Quebrada del Río Colorado	U-Pb	Toba de ceniza vítrea	405475	6651181
269.3	5.2	Chile	Formación Laguna Chica (Grupo Choiyoi)	Jones, 2014	Cerca Paso Agua Negra	U-Pb	Riolita	416706	6663015
269.6	7	Chile	Formación Laguna Chica (Grupo Choiyoi)	Jones, 2014	Cerca Paso Agua Negra	U-Pb	Riolita	420129	6658445

Edades	Error (±)	País	Unidad Geológica	Carta Geológica/Publicación científica	Localidad/Ubicación	Tipo Análisis	Litología	Coordenadas	
								UTM E	UTM N
272.8	3.9	Argentina	Formación Laguna Chica (Sección inferior Grupo Choiyoi, ex Fm Vega de Los Machos (Heredia <i>et al.</i> , 2002))	Sato <i>et al.</i> , 2015	Quebrada del Río Agua Negra	U-Pb	Ignimbrita andesítica	301917	6944580
260	1.7	Chile	Formación El Tapado	Pisco Elqui	Entre Quebrada El Tapado y el Río Seco	U-Pb	Toba intercalada entre limolitas y areniscas (b)	403935	6672019
262.9	0.9	Chile	Formación El Tapado	Pisco Elqui	Ladera oeste Quebrada del Tapado	U-Pb	Toba de lapilli vítrea riolítica (a)	408072	6663350
261.3	1.4	Chile	Formación El Tapado	Pisco Elqui	Cabecera del Río Seco, al E de Falla Carmen	U-Pb	Toba de cristales (a)	405199	6680600
257.6	1.5	Chile	Formación El Tapado	Pisco Elqui	Cerca de la junta del Río La Gloria con la Quebrada Potrero Alto	U-Pb	Toba de ceniza y lapilli vítrea intercaladas con (b)	400663	6646889
261.2	1.3	Chile	Formación El Tapado	Pisco Elqui	Quebrada Seca	U-Pb	Toba de ceniza y lapilli vítrea	396166	6640115
257.2	2.2	Chile	Formación El Tapado	Pisco Elqui	Entre Estero Las Tetas y la Quebrada Las Tetas	U-Pb	Toba vítrea riolítica a dacítica	412639	6662528
256.4	1.8	Chile	Formación El Tapado	Pisco Elqui	Entre Estero Las Tetas y la Quebrada Las Tetas	U-Pb	Toba vítrea riolítica a dacítica	410792	6660927

Edades	Error (±)	País	Unidad Geológica	Carta Geológica/Publicación científica	Localidad/Ubicación	Tipo Análisis	Litología	Coordenadas	
								UTM E	UTM N
236	1.2	Chile	Formación Pastos Blancos	Guanta-Los Cuartitos	Quebrada Río del Medio	U-Pb	Troba vítrea	394944	6721032
235	1	Chile	Formación Pastos Blancos	Guanta-Los Cuartitos	Quebrada Toro Muerto	U-Pb	Riolita con textura fluidal	398992	6702250
234.8	1.3	Chile	Formación Pastos Blancos	Guanta-Los Cuartitos	Valle del Río Primero, cerca del sector Los Cuartitos	U-Pb	Dique hipabisal de composición granítica	387873	6720695
230.7	1.3	Chile	Formación Pastos Blancos	Guanta-Los Cuartitos	Quebrada Pastos Largos	U-Pb	Toba de cristales dacítica	387304	6709925