



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO Y DE VOLCANOLOGÍA FÍSICA DE LA
IGNIMBRITA PUDAHUEL

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CAMILA TRONCOSO KLEIN

PROFESOR GUÍA:

LUIS LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

ANGELO CASTRUCCIO ALVAREZ

CAROLINA SILVA PAREJAS

SANTIAGO DE CHILE

JULIO 2012

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

POR: CAMILA TRONCOSO KLEIN

PROF.GUÍA: SR. LUIS LARA PULGAR

FECHA: JULIO 2012

ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO Y DE VOLCANOLOGÍA FÍSICA DE LA IGNIMBRITA PUDAHUEL

La Ignimbrita Pudahuel, corresponde a un importante depósito de flujo piroclástico de composición riolítica y baja razón de aspecto, que ha sido asociado al colapso de la Caldera Diamante, en cuyo interior se edificó posteriormente el volcán Maipo. Afloramientos de esta ignimbrita han sido reconocidos principalmente en los valles de los ríos Maipo y Cachapoal, en Chile; y Yaucha, Rosario y Papagayos, en Argentina, en donde también se reconocen depósitos de caída. Trazas de fisión en circones contenidos en las pómez dieron una edad de 450 ka, refinada más tarde a 150 ka mediante el método U-Th-He. La última estimación del volumen total de los depósitos es de 270-350 km^3 (135-170 km^3 DRE).

El estudio de la granulometría, componentes y arquitectura de los depósitos encontrados en Chile, permitió identificar cuatro facies en esta ignimbrita: mLT, que corresponde a una facies maciza, sin gradación y con fragmentos tamaño lapilli, que se reconoce en la parte media del valle del río Cachapoal; plensmT, que corresponde a una facies maciza de grano más fino que contiene lentes de pómez y tiene ausencia casi total de líticos, y que se presenta en la parte distal del río Cachapoal; mLTpip, que se reconoce a lo largo de todo el cauce del río Maipo, y que corresponde a una facies maciza con algunos niveles ricos en líticos tamaño lapilli y bloque y que, además, presenta abundantes pipas de desgasificación; y por último, sT, que representa una facies de grano fino, bien seleccionada y con estratificación tanto paralela como cruzada. Esta última se reconoce sólo en dos localidades y representa un volumen mínimo con respecto a las demás facies.

Las facies son, en general, homogéneas en cuanto a componentes, estando constituidas mayormente por fragmentos de pómez, aunque también presentan fragmentos líticos, principalmente ígneos, variando de empobrecidas (plensmT) a enriquecidas en estos (mLTpip). Presentan, además, escasos cristales de plagioclasa y biotita.

El material es en su mayor parte fino (facies mLT y mLTpip), llegando a ser muy fino (facies plensmT). Las muestras obtenidas a lo largo del río Maipo (facies mLTpip) presentan peor selección que las muestras obtenidas en el cauce del río Cachapoal (facies mLT y plensmT). La diferencia más relevante en cuanto a granulometría es el enriquecimiento en partículas más gruesas en la facies mLTpip con respecto a las demás, y el empobrecimiento en estas en la facies plensmT, la cual presenta escasos fragmentos tamaño lapilli, que corresponden exclusivamente a pómez, y que carece de fragmentos tamaño bloque. Las diferencias observadas entre los valles de los ríos Maipo (facies mLTpip) y Cachapoal (facies mLT y plensmT) se deberían a que los flujos piroclásticos que viajaron por el primero fueron más energéticos, y por tanto, capaces de erosionar de manera importante el sustrato y enriquecerse en líticos más densos, los cuales, al ser depositados, favorecieron la formación de pipas de desgasificación. La transición de mLT a plensmT, en el valle del Cachapoal, sería producto de un mismo flujo que fue perdiendo capacidad de transporte mientras viajaba. La mayor energía adquirida por los flujos piroclásticos en el valle del Maipo podría explicarse por diferencias topográficas entre ambos valles. Las diferencias previamente observadas entre los depósitos del Estero del Rosario y de los ríos Yaucha y Papagayos, en Argentina, son análogas a las observadas entre los valles de los ríos Cachapoal y Maipo, respectivamente, por lo que lo anterior podría explicar también lo ocurrido en la vertiente argentina.

En el valle del Cachapoal, no fue posible distinguir más de una unidad de flujo en esta ignimbrita ya que no se reconocieron variaciones verticales muy marcadas. En el valle del río Maipo, en cambio, se reconocieron claramente dos unidades de flujo cerca de la localidad de El Toyo (Estero Coyanco). Variaciones verticales en componentes debido a la aparición de líticos de obsidiana en la parte superior del depósito (facies sT y mLTpip), observadas en la parte distal del mismo valle, reafirmarían lo anterior.

Una nueva estimación del volumen del depósito se realizó a partir de la posible distribución original de los depósitos en Chile, basándose en información tanto nueva como preexistente, obteniéndose un volumen mínimo de 260 km^3 (135 km^3 (DRE)) para el total de los depósitos.

Una combinación entre la topografía (gran diferencia de elevación); una alta tasa de descarga de material; una elevada altura de la columna eruptiva; y la importante fluidización adquirida por los flujos piroclásticos, serían algunas de las causas de la gran distancia alcanzada por estos desde la fuente, hasta ser finalmente depositados

Papá por treinta o por cuarenta años, amigo de mi vida todo el tiempo,
protector de mi miedo, vaso mío, palabra clara, corazón resuelto.

Jaime Sabines

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a mi profesor guía, Luis Lara, quien me brindó todo el apoyo y la motivación para realizar esta memoria, y a Carolina Silva, quien estuvo pendiente de mis avances en todo momento. También a Angelo Castruccio, quien siempre estuvo dispuesto a ayudar. En especial, me gustaría agradecer a todo el Programa de Riesgo Volcánico de SERNAGEOMIN, quienes me recibieron en los meses que duró este estudio. Agradecer a Daniel Bertin, Alvaro Amigo, Rodrigo Calderón, Gabriel Orozco y Javier Márquez. Gracias por la ayuda recibida y por hacer mucho más ameno el trabajo. No se me olvida también dar las gracias a Javier Reyes (Estrella), quien desinteresadamente me ayudó en algunas salidas a terreno bajo el agobiante sol de verano en la zona central y que aun así, fue el mejor chofer del mundo.

Quisiera dar las gracias también a María Rosa, quien estuvo siempre dispuesta responder mis múltiples consultas y a entregar algo más que una respuesta. También a Blanca, que en este poco tiempo se ha ganado nuestros corazones, y a todo el personal del Departamento, que han hecho de Geología una gran familia.

No se me pueden olvidar todas las personas que me acompañaron en distintos momentos a lo largo de mi etapa universitaria: a las niñas de la rama de fútbol, a mis compañeros del colegio (a quienes quiero aunque huyan de mi :)), a mis compañeros de primer año, en especial al Pablito; Pati y Guille, y a mis compañeros de Geología. Les agradezco a la Alida, al Nacho, a la Javi, Pauli, Irene, Crispi, Vivi, Nico, Chapita, Carter, Galle, Rodri, Tincolita y Rafa por todos los momentos vividos. Inmensamente agradecida también de quienes tal vez no conocí mucho, pero que no dudaron en regalar una sonrisa o palabra sincera; esas cosas no se olvidan. Gracias también a mis amigas Tami, Lili, Ale, Camila M, Claudia, que han

estado ahí para entregarme su enorme cariño y a las upitas que me han hecho pasar un año increíble.

Agradecimientos especiales para mi familia, quienes, siempre han estado ahí para entregarme su apoyo y confianza en todos mis múltiples emprendimientos. A mis abuelos, que han tenido que aprender a vivir con una niña, adolescente y ahora, casi geóloga, después de muchos años, y que se han adecuados a los nuevos tiempos, aguantando todos mis patipereos. A mi mamá quien, a pesar de las dificultades, siempre me ha entregado su amor, y a mi hermana Francisca, que me dio la inmensa alegría de ser tía. Agradecer también a mi primo Martín, que es lo más cercano a un hermano para mí, y a mis tías Jacqueline e Isabel, por su preocupación y apoyo. A todos los demás les agradezco también; hay tanta gente que se me viene a la mente y que de una u otra forma me ha marcado, si no para terminar mi memoria, sí para llegar a este momento en la vida. Gracias a muchas personas, puedo decir que soy feliz.

Están todos en mi corazón.

Siempre he creído que las personas viven mientras las recordemos, y que el recuerdo no es sólo hacer uso de la memoria para recordar eventos pasados, sino llevar lo que hemos aprendido a todo lo que hacemos y tocamos en el día. Por esto, quiero agradecer también a mi papá Jaime, quien ya no está en este mundo, pero que sigue aquí en los recuerdos, en cada momento que he enfrentado dificultades y en que he necesitado su fuerza y apoyo lejano para seguir adelante. Gracias también por haberme inculcado el gusto por aprender de los más variados temas, y por enseñarme a ser feliz por las cosas más sencillas del mundo.

Índice General

Agradecimientos	III
1. Introducción	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Trabajos previos	2
1.3. Hipótesis	3
1.4. Ubicación y accesos	3
1.5. Objetivos	4
1.6. Metodología	4
2. Marco Geológico	9
2.1. Marco geotectónico Regional	9
2.2. Características del volcanismo andino cuaternario	12
2.3. Unidades post-Caldera Diamante	14
3. Marco Teórico	17
3.1. Corrientes de densidad piroclástica (CDP)	17
4. Ignimbrita Pudahuel	24
4.1. Antecedentes	24
4.2. Arquitectura de la ignimbrita Pudahuel	31
4.3. Variaciones granulométricas	47
4.4. Componentes	51
4.5. Variaciones radiales o longitudinales	57
4.6. Distribución y volumen de la ignimbrita Pudahuel	62

5. Discusión	66
5.1. Interpretación de facies y mecanismos de transporte y emplazamiento	66
5.2. Evolución temporal	70
5.3. Comparación con depósitos de la vertiente argentina	71
5.4. Movilidad de la ignimbrita Pudahuel	72
6. Conclusiones	74
Referencias	77
Apéndices	85

Índice de tablas

4.1. Principales tipos de líticos reconocidos	55
4.2. Detalle del conteo de líticos realizado en la fraccion 2 mm	56

Índice de figuras

1.1. Ubicación de la zona de estudio	5
2.1. Unidades morfoestructurales	10
2.2. Zonas volcánicas de Los Andes	16
3.1. Mecanismos de generación de flujos piroclásticos	19
3.2. Modelo de <i>plug flow</i>	21
3.3. Modelo de agradación progresiva	22
4.1. Ubicación de las localidades visitadas	30
4.2. Generalidades de la Ignimbrita Pudahuel	31
4.3. Distribución de facies	32
4.4. Retrabajo de la Ignimbrita Pudahuel y lente de líticos	34
4.5. Columnas representativas facies mLT (Cachapoal medio)	35
4.6. Fotografías facies mLT	37
4.7. Columnas representativas facies plensmT	39
4.8. Fotografías facies plensmT	40
4.9. Columnas representativas facies mLTpip 1	41
4.10. Fotografías representativas facies mLTpip	42
4.11. Columnas representativas mLTpip 2	43
4.12. Fotografías Estero Coyanco	44
4.13. Fotografías facies sT	46
4.14. Pipas de desgasificación	47

4.15. Curvas acumulativas de frecuencia de tamaño de grano para las muestras analizadas	48
4.16. Desviación estándar gráfica versus Mediana gráfica	49
4.17. Diagrama Ternario	50
4.18. Diagramas Ternarios Pómez-Cristales-Líticos para las fracciones 2 mm y 250 μ m	53
4.19. Variaciones verticales en el contenido de líticos	54
4.20. Variaciones en el tamaño máximo de líticos (ML) a lo largo de los valles de los ríos Maipo y Cachapoal	57
4.21. Variaciones en el tamaño máximo de pómez (MP) a lo largo de los valles de los ríos Maipo y Cachapoal	58
4.22. Variaciones en la razón Líticos/Pómez (LP) a lo largo de los valles de los ríos Maipo y Cachapoal para la fracción 2 mm	58
4.23. Resumen columnas valle del río Cachapoal	60
4.24. Resumen columnas valle del río Maipo	61
4.25. Distribución original de los depósitos	62
4.26. Zonas de acumulación definidas en Chile	63

Capítulo 1

Introducción

1.1. Planteamiento del problema

Los eventos históricos más desastrosos asociados a erupciones volcánicas se han debido a la ocurrencia de corrientes de densidad piroclástica (CDP) (Mount Pelée, Martinica en 1902; Pinatubo, Filipinas en 1991; Tambora, Indonesia en 1815, entre otros). Éstas consisten en mezclas heterogéneas de partículas volcánicas y gas que fluye de acuerdo a su densidad relativa con respecto al fluido circundante (generalmente la atmósfera) y debido a la gravedad terrestre (Branney and Kokelaar, 2002) Los depósitos asociados a las CDP se denominan ignimbritas, las cuales suelen ser ricas en ceniza, usualmente pumíceas y que pueden estar soldadas o no (Freundt et al., 2000). Son extremadamente variables en cuanto a volumen, distancia de la fuente, geometría, composición y grado de soldamiento, entre otros. La Ignimbrita Pudahuel, llamada también Asociación Piroclástica Pumícea en Argentina (Guerstein, 1993), corresponde a un importante depósito de flujo piroclástico de composición riolítica y baja razón de aspecto¹ que ha sido asociado al colapso de la Caldera Diamante (Polanski, 1962), en cuyo interior se edificó posteriormente el volcán Maipo (Sruoga et al., 2005). Afloramientos de este depósito han sido reconocidos en la zona central de Chile en los valles de los ríos Maipo, Puangue, Rapel, Cachapoal y Codegua, así como también en las cercanías del aeropuerto internacional en la comuna de Pudahuel en Santiago y en los alrededores de la ciudad de

¹Razón de aspecto se refiere a la razón entre el espesor promedio y el diámetro de un círculo de área igual a la del depósito (Freundt et al., 2000).

Rancagua (Stern et al., 1984a). En Argentina, los principales afloramientos se encuentran en los valles de los ríos Yaucha, Rosario y Papagayos e incluyen además a los depósitos de caída asociados a la columna eruptiva (Sruoga et al., 2005). Las características excepcionales de la ignimbrita Pudahuel, especialmente en cuanto a su gran volumen y extensión, hacen de ella un interesante objeto de estudio. Más aún, cuando este tipo de ignimbritas (de bajo *aspect ratio*) parece ser generado en las erupciones más grandes y violentas de las que se tenga registro (Dade, 2003). Aunque se han llevado a cabo diversos estudios geocronológicos, geoquímicos y petrológicos en este depósito (Stern et al., 1984a, Lagos, 2003), aún hacen falta estudios que describan en detalle la arquitectura de la ignimbrita. Este trabajo pretende ser un aporte al realizar un análisis estratigráfico, granulométrico y litológico de los afloramientos más representativos presentes en Chile, con el objetivo de describir variaciones en la ignimbrita, además de estimar con mayor exactitud su volumen y, por último, entender de mejor manera el proceso eruptivo que la generó y las causas de su gran movilidad.

1.2. Trabajos previos

Los depósitos cineríticos al norte del Valle Central de Chile, fueron inicialmente interpretados como morrenas pumíceas (Brüggen (1950); (Karzulovic, 1960)) y posteriormente reinterpretados como flujos de barro (Segerstrom et al., 1964), lahares (Stiefel, 1965) o flujos piroclásticos (Guest and Jones, 1970). (Santana-Aguilar, 1971) estudió sedimentológicamente estos depósitos, concluyendo que estos representaban flujos provenientes desde el volcán Maipo. (Borde, 1966) ya había sugerido previamente que la fuente de estos podía ser este volcán o el volcán San José.

Siguiendo criterios estratigráficos, (Polanski, 1962) sugirió que la edad de estos depósitos en la precordillera argentina era Pleistoceno tardío. Posteriormente, se han realizado varias dataciones de la ignimbrita ((Stern et al., 1984a, Wall et al., 2001, Lara et al., 2008)), utilizando diferentes métodos de datación, los cuales han dado edades de entre 150 ka y $2,3 \pm 0,3$ Ma. La Ignimbrita Pudahuel corresponde a un depósito piroclástico de importante volumen, el cual ha sido estimado en 270-350 km^3 (135-170 km^3 por (Guerstein, 1993). Esto indicaría

un índice de explosividad volcánica (VEI) de 7 para la erupción que la generó, lo cual es comparable a la erupción de Tambora, Indonesia, en 1815; una de las más grandes que jamás haya sido registrada. (Guerstein, 1993) y (Wall, 2000) indicaron a la ignimbrita Pudahuel como una ignimbrita de baja razón de aspecto (Walker et al., 1980), lo cual sería producto de la alta movilidad (hasta 150 km desde la fuente) que tuvieron los flujos piroclásticos. (Stern et al., 1984a) sugirieron que esta alta movilidad se habría debido a la fluidización de los flujos al hacer contacto con el hielo presente en la zona al momento de la erupción. Según estos autores, la presencia de los hielos habría también permitido que los flujos viajasen sobre estos depositándose tanto en el valle del río Maipo como del Cachapoal. Sin embargo, no profundizan más en el tema. Por último, publicaciones más recientes (Sruoga et al., 2005, Hynek et al., 2010) han estudiado tanto las variaciones geoquímicas de la ignimbrita en el lado argentino como los depósitos más recientes del Complejo volcán Maipo-caldera Diamante.

1.3. Hipótesis

La ignimbrita Pudahuel muestra variaciones verticales, longitudinales (con respecto a la distancia desde la fuente) y laterales (desde un valle hacia otro) en su granulometría, componentes, espesor y arquitectura, las cuales responderían a los mecanismos de transporte y emplazamiento de los flujos que la generaron.

1.4. Ubicación y accesos

Aunque los depósitos de la ignimbrita Pudahuel se reconocen en todo el cuadrángulo comprendido por las coordenadas 33.4°S-34.5°S y 71.55°O-69.1°O, el cual incluye las secuencias reconocidas en Argentina, en este trabajo sólo serán considerados los ubicados en el lado chileno hasta el límite internacional (principalmente en los valles de los ríos Maipo, Rapel, Cachapoal y Codegua en las regiones Metropolitana y de O'Higgins (ver figura 1.1). Salvo algunos afloramientos ubicados en la parte alta del sector del Cajón del Maipo, las exposiciones del depósito son en general de fácil acceso y relativamente cercanas a grandes centros urbanos como las ciudades de Santiago y Rancagua. Las principales rutas de acceso corresponden a la

ruta 68 que une las ciudades de Valparaíso y Santiago, la circunvalación Américo Vespucio, la Carretera el Cobre (ruta H-29), Camino a Mallarauco (ruta G-80), Camino al volcán (San José de Maipo), la Ruta 5 sur y numerosos caminos rurales cerca de los cuales es posible acceder a afloramientos.

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo general

Comprender los mecanismos de transporte y deposición de los flujos que formaron la Ignimbrita Pudahuel.

1.5.2. Objetivos específicos

1. Describir la arquitectura, así como también la granulometría y componentes de la ignimbrita Pudahuel en Chile para luego definir variaciones espaciales (verticales, longitudinales y laterales) de litofacies en ésta con respecto al centro eruptivo, y de esta manera, poder interpretar características de la erupción que la generó.
2. Realizar una nueva estimación del volumen del depósito.

1.6. Metodología

1.6.1. Metodología correspondiente al primer objetivo específico

1.6.1.1. Descripción estratigráfica

Se realizaron 7 salidas a terreno durante el día visitando afloramientos relevantes de la Ignimbrita Pudahuel. En cada lugar se identificaron y describieron las unidades presentes, se midieron espesores, se analizó la estructura interna del depósito y se midió tamaño máximo de partículas (para pómez y líticos), además de lo cual se obtuvieron muestras de entre 2 y 3 kg para posterior análisis en laboratorio.



Figura 1.1: Ubicación de la zona de estudio. Abajo se muestra una vista general de Sudamérica mientras arriba se puede ver más en detalle la zona comprendida en este trabajo, incluyendo ríos y cauces de agua principales, volcanes activos presentes en este segmento andino y principales rutas utilizadas.

1.6.1.2. Análisis granulométrico

Las muestras obtenidas en terreno fueron posteriormente analizadas en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile para análisis granulométrico. Para la realización de este análisis las muestras fueron secadas en un horno a 45°C durante 24 a 48 horas aproximadamente o hasta encontrarse totalmente secas. Posteriormente, se utilizó un cuarteador mecánico para obtener la fracción de muestra que se desea utilizar; en este caso, fueron tamizados 1 a 1,5 kg de material. En la primera parte de este análisis, la muestra fue tamizada utilizando desde la malla 11/4" (31,5 mm) a la 230 (63 μm), correspondiente a ϕ entre -5 y 4 a intervalos de $1-\phi$. Los tamices fueron agitados utilizando un agitador mecánico de tamices durante 10 min, tiempo estimado como suficiente para lograr una buena separación por tamaños en cenizas volcánicas. Las diferentes fracciones fueron pesadas en una balanza con precisión de 0,01 g y guardadas y etiquetadas en bolsas plásticas. Los pesos fueron convertidos a porcentaje con respecto al total de la muestra tamizada y estos se registraron para posterior análisis. En la segunda parte, la fracción menor a 63 μm se sometió a análisis utilizando el difractómetro láser Malvern MasterSizer 2000, el cual es capaz de reconocer partículas en el rango 1-2000 μm asumiendo una forma esférica para éstas. Este aparato calcula el porcentaje en volumen para los diferentes tamaños dentro del rango analizado utilizando sólo una pequeña cantidad de muestra (algunos mg). Para asegurar que esta sub-muestra sea representativa, el envase contenedor es primero agitado para lograr la mezcla de las partículas y posteriormente dejado en reposo por algunos minutos hasta que el material más fino se asiente. Esta técnica es igual de precisa que otros métodos más costosos para obtener sub-muestras representativas (Horwell, 2007). El resultado de este procedimiento es una curva de distribución de tamaños.

Para cada una de las muestras obtenidas en terreno, se construyeron histogramas y curvas acumulativas de frecuencias, tomando en cuenta los porcentajes correspondientes al peso y al peso acumulativo para cada valor de ϕ considerado, donde

$$\phi = -\log_2(d)$$

y d es el diámetro de partícula en mm. Este procedimiento se utilizará sólo para las fracciones mayores a $63 \mu\text{m}$ y menores a $31,5 \text{ mm}$, que serán tamizadas mecánicamente. A partir de las curvas acumulativas de frecuencia de cada muestra se obtuvieron gráficamente los parámetros granulométricos de (Inman, 1952); mediana, desviación estándar, curtosis y asimetría. Adicionalmente, se construyeron gráficos que permiten caracterizar a la Ignimbrita Pudahuel y a las distintas facies reconocidas a partir de su granulometría. Los gráficos a utilizar son: desviación estándar vs. mediana que permite ver las características de tamaño de grano para diferentes tipos de depósitos piroclásticos (Walker, 1971); y $F2$ ($\text{wt } \% < 63 \mu\text{m}$) vs. $F1$ ($\text{wt } \% < 1 \text{ mm}$) que sirve para estudiar el grado de empobrecimiento en finos de los depósitos de flujo piroclástico (Walker, 1983).

1.6.1.3. Análisis de componentes

Para el análisis de componentes se realizó un conteo litológico tomando en cuenta las fracciones 2 mm y $250 \mu\text{m}$. El equipo utilizado corresponde a una lupa binocular Motic SMZ-168. Para cada fracción se llevó a cabo un conteo de aproximadamente 300 granos, los cuales fueron separados utilizando un cuarteador hasta obtener la sub-muestra deseada. Para cada tamaño escogido, se distinguieron clases de partículas basándose en composición, forma, vesicularidad, estructuras y otras características texturales relevantes. Además, se hizo un conteo de granos de cada clase.

1.6.2. Metodología asociada al segundo objetivo específico

Para realizar una nueva estimación de volumen, se utilizó una metodología similar a la de (Guerstein, 1993), quien hizo una estimación del volumen de los depósitos en Argentina. En el presente trabajo, se confeccionó un mapa que incluye todas las exposiciones actuales de la Ignimbrita Pudahuel, basándose en datos incluidos en mapas geológicos de la zona de estudio y en trabajos previos, además de los obtenidos en la actual investigación. A partir de este mapa, se interpretó el área cubierta originalmente por los depósitos en Chile, asumiendo que estos eran continuos en los valles y teniendo en cuenta que no se encontraban en los altos topográficos. Posteriormente, se definieron áreas específicas de acumulación, que

corresponden a zonas cubiertas originalmente por los depósitos con un espesor característico. Por lo observado en terreno, se consideró que el espesor era aproximadamente constante en la Depresión Central para cada una de estas áreas. Finalmente, a partir de los datos de espesor obtenidos en este estudio, se pudo hacer una nueva estimación del volumen de la Ignimbrita Pudahuel.

Capítulo 2

Marco Geológico

2.1. Marco geotectónico Regional

La zona de estudio está ubicada en el margen occidental de la Placa Sudamericana, el cual ha sido sometido a un régimen de subducción activa casi ininterrumpida desde el Jurásico. A éste se asocia la ocurrencia de actividad magmática relacionada con la presencia de un arco volcánico. La geografía de esta región (norte de los 39°S) ha sufrido variaciones a lo largo de su evolución, produciéndose una migración progresiva del arco volcánico hacia el este (Charrier et al., 2007). La configuración actual del margen (Paleógeno tardío-actualidad), en la zona central de Chile (33-39°S), comprende tres unidades morfoestructurales principales (figura 2.1) (además de la Fosa Oceánica y la Plataforma Continental) cuyas características serán descritas a continuación : Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal. La orientación de estas unidades es norte-sur y su ubicación es de oeste a este respectivamente.

Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa, que rara vez sobrepasa los 2000 m s.n.m, y que presenta un relieve más suave que el de la Cordillera Principal, está compuesta por granitoides del Paleozoico Superior en su sector occidental, granitoides jurásicos en su zona central, además de formaciones volcanosedimentarias jurásicas y cretácicas, e intrusivos cretácicos en su sector oriental. Las unidades cuaternarias son mayoritariamente de origen fluvial y coluvial, aunque hacia la costa corresponden a terrazas de abrasión y a depósitos de remoción en masa.

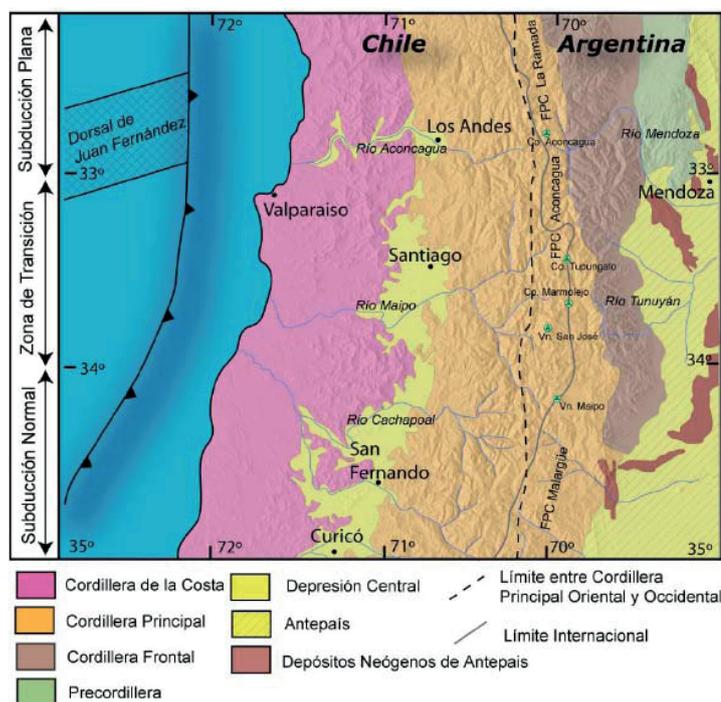


Figura 2.1: Unidades morfoestructurales de los Andes entre los 32° y 35°S. De oeste a este se reconocen: Cordillera de la Costa, en la cual afloran principalmente rocas plutónicas y volcánicas de edades paleozoicas a cretácicas, decrecientes hacia el oriente; Depresión Central, que tiene una topografía suave y que está rellena por depósitos fluviales, aluviales y coluviales cuaternarios y en donde aflora la mayor extensión de la Ignimbrita Pudahuel; y la Cordillera Principal, que contiene los depósitos sedimentarios marinos de una antigua cuenca de trasarco que durante el Eoceno Medio sufrió grandes cambios, comenzando a depositarse secuencias volcanosedimentarias. Tomado de (Fock, 2005).

En la parte occidental, las rocas corresponden principalmente a intrusivos tonalíticos, granodioríticos, monzograníticos y graníticos (Unidad Mirasol; (Gana et al., 1996)). En la parte central, afloran principalmente rocas plutónicas, de litología muy variable, que representarían el arco volcánico del jurásico (Charrier et al., 2007), que hacia el norte de la zona estudiada corresponderían a las Unidades Lliu-Lliu y Laguna Verde. El arco volcánico del cretácico, que está representado más hacia el este, recibe el nombre de Prado-Pelambres y corresponden a las formaciones Lo Prado y Veta Negra (Charrier et al., 2007). Rocas sedimentarias marinas y volcánicas efusivas, de edades jurásica y cretácica, se reconocen también en la parte oriental y corresponden a las formaciones Ajial, Cerro Calera y Horqueta. Su ambiente de deposición

habría sido transicional marino-continental a continental. La zona está afectada por fallas NW y NE, posiblemente pre-jurásicas, que habrían controlado, en parte, el emplazamiento de los plutones jurásicos, y que posteriormente fueron reactivadas como fallas normales después del Mioceno-Plioceno (Gana and Zentilli, 2000). Una de las estructuras de mayor importancia regional es la Falla Melipilla, la cual se extiende con rumbo oeste-noroeste a lo largo del valle del río Maipo. Otras fallas de importancia corresponden a la Falla Puangue, la cual es interrumpida en el sector de la Cuesta Lo Encañado por otra falla paralela al curso inferior del Río Maipo (Falla Río Maipo). Ambas limitan un bloque alzado (bloque Leyda) que expone rocas básicas y graníticas deformadas y que habría actuado como barrera topográfica para el avance de los flujos piroclásticos que formaron la ignimbrita Pudahuel. Estructuras menores, lineamientos y fallas inferidas se orientan con rumbo nor-noreste y nornoroeste. Movimientos tectónicos, posiblemente post-pliocénicos, se manifiestan en inversiones hacia el este de la red de drenaje, como en el caso del estero Puangue (Gana et al., 1996, Wall et al., 1996).

Depresión Central

Esta unidad morfoestructural tiene, en general, altitudes en torno a los 500 m.s.n.m. y se caracteriza por presentar una topografía extremadamente suave, que se ve interrumpida por la presencia de algunos cerros isla. Esta suave topografía se debe a que la cuenca se encuentra rellena por depósitos cuaternarios los que, en algunos lugares, pueden llegar hasta los 500m de espesor (Araneda et al., 2000), predominando los depósitos cuaternarios de origen fluvial, coluvial y aluvial principalmente en el borde del sector oriental de la Cuenca de Santiago que corresponde al límite con el frente cordillerano. En esta unidad morfoestructural es donde la Ignimbrita Pudahuel alcanza su mayor extensión en Chile Gana et al. (1996), Wall et al. (1996).

Cordillera Principal

La Cordillera Principal, es la unidad geomorfológica más importante y representa un cambio abrupto, en cuanto a la topografía, ya que su altura va desde los 500 m s.n.m a más de 6000

m s.n.m en el actual arco volcánico. Los depósitos cuaternarios en la Cordillera Principal son principalmente de origen fluvial y coluvial. Durante el Jurásico y Cretácico Inferior la zona al Este de la Cordillera de la Costa habría constituido una cuenca de trasarco conocida como Cuenca de Mendoza - Neuquén, cuyos registros se manifiestan en las Formaciones Nieves Negras, Río Colina, Río Damas, Lo Valdés y Colimapu, las cuales corresponden a depósitos sedimentarios de origen marino. Durante el Cretácico Superior habría ocurrido un nuevo corrimiento del arco volcánico hacia el este y se habría iniciado también la transformación de la cuenca de trasarco en una de antepaís de características extensivas (Charrier et al., 2007). Este rasgo geomorfológico, tal cual lo conocemos hoy, comenzó a formarse recién hacia el Eoceno medio (Fock, 2005) y a este período corresponden las formaciones volcanosedimentarias Abanico y Farellones, entre otras.

2.2. Características del volcanismo andino cuaternario

A lo largo de la Cordillera de los Andes, cuya longitud alcanza los 7500 kilómetros, se presenta actividad volcánica moderna en cuatro regiones separadas: Zona Volcánica Norte (ZVN), Zona Volcánica Central (ZVC), Zona Volcánica Sur (ZVS) y Zona Volcánica Austral (ZVA) ((Stern, 2004); ver figura 2.2). Las regiones volcánicas antes mencionadas representan la segmentación geológica y tectónica que ocurre en los Andes al poseer diferentes edades del basamento, evolución geológica mesozoica y cenozoica, espesor cortical, tectónica activa y volcanismo (Stern, 2004). Cada uno de estos segmentos posee, además, distintas unidades morfoestructurales paralelas al arco (Jordan et al., 1983, Kley et al., 1999). En la ZVC la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental bordean al Altiplano y la Puna, encontrándose el volcanismo restringido a la Cordillera Occidental. Luego, las Sierras Pampeanas ocurren en el segmento volcánicamente inactivo que separa la ZVC de la ZVS (27°S-33°S). En la ZVS, la Cordillera de la Costa es separada de la Cordillera Principal por la Depresión Central y es en la Cordillera Principal donde ocurre la actividad volcánica, al igual que en la ZVA. La zona de estudio de este trabajo se encuentra en el segmento correspondiente a la Zona Volcánica Sur (ZVS), cuyo volcanismo posee características distinguibles de las que se reconocen en los

otros segmentos.

Zona Volcánica Sur (ZVS)

La ZVS incluye al menos 60 edificios volcánicos histórica y potencialmente activos en Chile y Argentina, además de tres sistemas de calderas silíceas gigantes y numerosos centros eruptivos menores. En contraste con la ZVC, las calderas en este segmento se formaron hace menos de 1.1 Ma (Stern, 2004). Esta zona volcánica ha sido dividida en cuatro subzonas: La ZVS norte (ZVSN), que comprende el segmento ubicado entre los 33°S y 34.5°S (Stern et al., 1984a, Hildreth and Moorbath, 1988); la ZVST (34.5-37°S) que corresponde a una zona transicional (Tormey et al., 1991, Dungan et al., 2001); la ZVS central (ZVSC; (Hickey-Vargas et al., 1984, 1986, 1989, López-Escobar et al., 1995)); y por último la ZVS sur (ZVSS; (López-Escobar et al., 1993, Naranjo and Stern, 2004)). La ZVSN, que corresponde a la zona estudiada, incluye sólo tres complejos volcánicos: Tupungato-Tupungatito, Marmolejo-San José y Maipo, formando una corta y estrecha cadena norte-sur, ubicada en la frontera Chile - Argentina, a 290 kilómetros de la fosa oceánica (Stern, 2004). El volcanismo de este subsegmento está representado predominantemente por andesitas, andesitas basálticas y dacitas aunque también se reconocen depósitos de composición riolítica como la Ignimbrita Pudahuel, que fue generada por flujos piroclásticos producidos durante el colapso de la caldera Diamante (Stern et al., 1984a) y que constituye el objeto de estudio de este trabajo. Las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son respectivamente más altas y más bajas que en rocas similares de la ZVSC, indicando incorporación de material cortical en los magmas emitidos por estos tres centros volcánicos (Stern et al., 1984a, López-Escobar et al., 1985, Futa and Stern, 1988, Hildreth and Moorbath, 1988, Stern, 1988, 1989, 1991). (Stern et al., 1984a, Stern, 1988, 1991) sugirieron que las diferencias isotópicas entre la ZVSN y la ZVSC serían causadas por un aumento hacia el norte en el grado de contaminación de la fuente mantélica debido a la incorporación de componentes corticales subducidas. Por otra parte, las rocas volcánicas de la ZVSN tienen una razón La/Yb mayor y un porcentaje de Yb menor que las rocas volcánicas de la ZVSC, sugiriendo la presencia de granate en la fuente, lo que podría suceder tanto en el manto (López-Escobar et al., 1977, Stern et al., 1984b, Stern, 1991) como en la

corteza profunda (Hildreth and Moorbath, 1988). (Stern and Skewes, 1995, Nyström et al., 2003, Kay et al., 2005) demostraron que la diferencia isotópica entre la ZVSN y la ZVSC se generó durante el Mioceno tardío y el Plioceno, antes de la migración del frente volcánico a su posición actual en la cordillera Principal sobre una corteza relativamente gruesa (>45 km). A la latitud del volcán Maipo (34°S) ocurrieron, entre el Mioceno Temprano y el Plioceno, cambios progresivos en la composición isotópica de basaltos de olivino derivados del manto, implicando cambios isotópicos en la fuente mantélica (Stern and Skewes, 1995). Estos mismos cambios ocurrieron un poco más hacia el norte (32°S y 33°S) aunque de forma cada vez más temprana. La migración diacrónica hacia el sur de estos cambios sigue de cerca la migración hacia el sur del punto de subducción de la dorsal de Juan Fernández (Stern, 2004). La ZVS es de gran importancia en la evaluación de riesgo volcánico ya que más del 70 % de la población de Chile habita en esta zona que, además, incluye volcanes de gran actividad eruptiva en tiempo históricos (e.g Quizapu; Villarrica, Planchón, etc.). De gran relevancia son tres calderas gigantes: Diamante (Stern et al., 1984a), Calabozos (Hildreth et al., 1984) y Caviahue (Muñoz and Stern, 1988), que han producido flujos piroclásticos de gran volumen en los últimos 1.1 Ma (Stern, 2004). En el caso particular de la caldera Diamante, el colapso que la generó dio origen a la ignimbrita Pudahuel que cubre una extensa área en la zona central de Chile y Argentina, incluyendo la ciudad de Santiago; la más habitada de Chile.

2.3. Unidades post-Caldera Diamante

Luego de la denominada “etapa Diamante”, durante la cual se produjo el colapso de la caldera homónima debido a la evacuación de $270\text{-}350\text{ km}^3$ ($\text{DRE}=135\text{-}170\text{ km}^3$) de material piroclástico, la actividad volcánica en la zona fue reanudada recién a los 86 ka, dando inicio a la “etapa Maipo” (Sruoga et al., 2005). Según estos autores, la mayor parte de esta actividad post-caldera tuvo lugar durante el último intervalo glacial (90 a \sim 14 ka), siendo la actividad post-glacial volumétricamente irrelevante aunque significativa en la evolución volcanológica. En el lado argentino, estos autores han reconocido 7 eventos eruptivos asociados a esta etapa. Los primeros cuatro eventos son los más importantes en términos de volumen, y tienen una

edad pre-LGM¹, lo cual es evidenciado tanto por la presencia de depósitos morrénicos sobre-
yacentes como por signos de erosión glacial en estos últimos. Incluyen, de más joven a más
antiguo, a un flujo de lava andesítico; un domo dacítico de bordes empinados que se ubica
cerca de la pared norte de la caldera; una sucesión de flujos de lava dacíticos a andesíticos
con depósitos piroclásticos menores intercalados que, en gran parte es responsable de la cons-
trucción del nuevo cono volcánico; y finalmente unas lavas de bloque llamadas “escoriales del
Maipo”, que han sido asociadas a un pequeño cono parásito denominado Cerro Nicanor. Los
eventos V al VII no poseen erosión glacial y se ubican sobre depósitos morrénicos, por lo cual
se les asocia una edad post-LGM. Estos son casi irrelevantes, en términos volumétricos, en la
construcción del reciente volcán Maipo, y corresponden principalmente a lavas dacíticas, in-
cluyendo, sin embargo, un último evento piroclástico de edad desconocida respresentado por
depósitos escoriáceos de composición andesítico basáltica ubicados en la cima del volcán. Evi-
dencias petrográficas y geoquímicas indican un modelo en el cual un sistema de diferenciación
en curso, fuertemente controlado por cristalización fraccionada, es periódicamente inyectado
por un magma máfico profundo. A medida que la diferenciación procede hacia un aumento en
los contenidos de agua y sílice, el peligro de erupciones piroclásticas es potencialmente alto,
por lo que la evolución petrológica puede ser una herramienta útil para predecir el futuro
comportamiento del Complejo caldera Diamante - volcán Maipo, sin actividad visible en el
presente (Sruoga et al., 2005).

¹LGM corresponde a las siglas en inglés de “último máximo glacial global” o *Last Global Glacial Maximum*, episodio acontecido hace ~20 ka en el cual las altitudes de las líneas de equilibrio (ELA; altitud en la cual el balance de masa de un glaciar es 0) se ubicaron hasta casi 1000 m por debajo de lo que o hacen hoy en varios lugares del mundo (Benn and Evans, 2010).

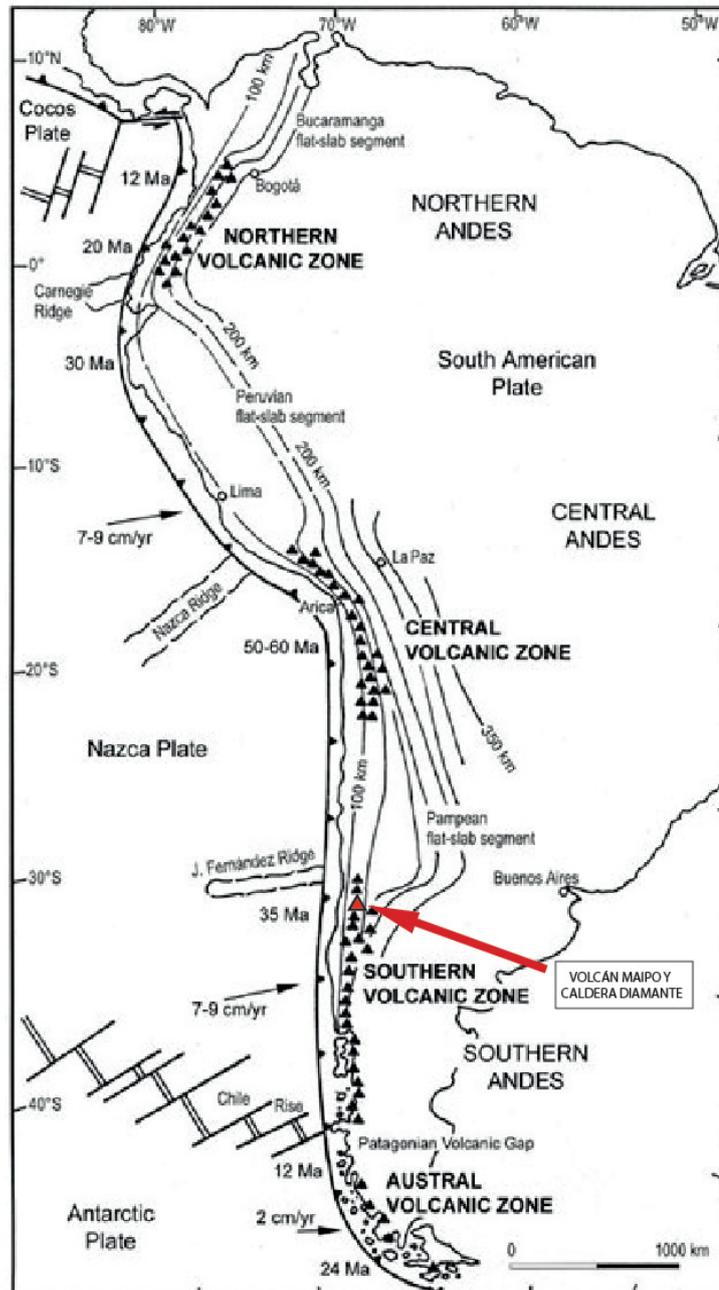


Figura 2.2: Zonas volcánicas de Los Andes. Se muestra la ubicación del volcán Maipo y de la Caldera Diamante, los cuales forman parte de la SVZ, caracterizada predominantemente por andesitas, andesitas basálticas y dacitas, aunque también se reconocen depósitos de composición riolítica como la ignimbrita Pudahuel, que fue generada por flujos piroclásticos producidos durante el colapso de la caldera Diamante, uno de los varios eventos riolíticos acontecidos en los últimos 1.1 Ma. Modificado de (Stern, 2004).

Capítulo 3

Marco Teórico

3.1. Corrientes de densidad piroclástica (CDP)

Una corriente de densidad piroclástica (CDP) corresponde a un flujo de partículas calientes y gases, de origen volcánico, que se mueve sobre la tierra influenciado por la gravedad. Incluye a los términos flujo piroclástico (FP) y oleada piroclástica (OP) y no tiene una connotación de concentración de partículas o de estabilidad del flujo (Freundt et al., 2000).

Flujos piroclásticos (FP)

Son flujos calientes, ricos en gases, y a veces, parcialmente fluidizados, que poseen una alta concentración de material particulado (% de decenas en volumen), que viajan controlados por la gravedad (Freundt et al., 2000, Cas and Wright, 1987). Los depósitos que forman son generalmente macizos (sin estructuras sedimentarias), pobremente seleccionados y ricos en ceniza (tamaño <2 mm) (Freundt et al., 2000).

Oleadas piroclásticas (OP)

A diferencia de los flujos piroclásticos, la oleadas piroclásticas son flujos de baja concentración de partículas que viajan en un régimen turbulento. Sus depósitos son fuertemente estratificados (laminación paralela, estratificación cruzada de bajo ángulo y otras estructuras) (Freundt et al., 2000). Usualmente están enriquecidos en partículas más densas, principalmente líticos y cristales (Cas and Wright, 1987).

3.1.1. Mecanismos de generación de flujos piroclásticos

Los flujos piroclásticos pueden ser generados por diversos mecanismos (3.1), los cuales, a grandes rasgos, pueden ser separados en 2 tipos:

1. Generados por colapso de un domo o flujo de lava
2. Generados por colapso de una columna eruptiva

Flujos piroclásticos generados por colapso de un domo o flujo de lava

Este tipo de colapso típicamente ocurre en conos volcánicos andesíticos de alta pendiente, aunque también opera durante la erupción de domos silíceos no relacionados a grandes edificios volcánicos (Cas and Wright, 1987). El colapso puede ser gravitacional (3.1a), que no es estrictamente piroclástico, o puede ocurrir producto de una explosión lateral dirigida (3.1b). Incluso uno de estos mecanismos puede llevar al otro, por lo que ambos procesos pueden ocurrir contemporáneamente (Cas and Wright, 1987). El tipo de flujo piroclástico generado se denomina “flujo de bloque y ceniza” (o *block and ash flow*), aunque también son llamados flujos de detritos de lava, depósitos de avalancha caliente y nubes ardientes (Francis et al., 1974, Cas and Wright, 1987). Los depósitos que generan son típicamente de pequeño volumen.

Flujos piroclásticos generados por colapso de una columna eruptiva

Este tipo de colapsos ocurren cuando la densidad efectiva de una columna eruptiva es mayor que la de la atmósfera, por lo que ocurre un colapso gravitacional y se generan flujos piroclásticos. Este colapso de columna eruptiva puede tomar diferentes formas (figura 3.1), las cuales incluyen variaciones desde un colapso discreto de columnas elevadas y relativamente estables (figura 3.1d) a eventos de colapso parcial desde los márgenes de una columna inestable (figura 3.1e), incluyendo también la generación de flujos piroclásticos a partir de la salida continua de material directamente desde el cráter (figura 3.1h; (Cas and Wright,

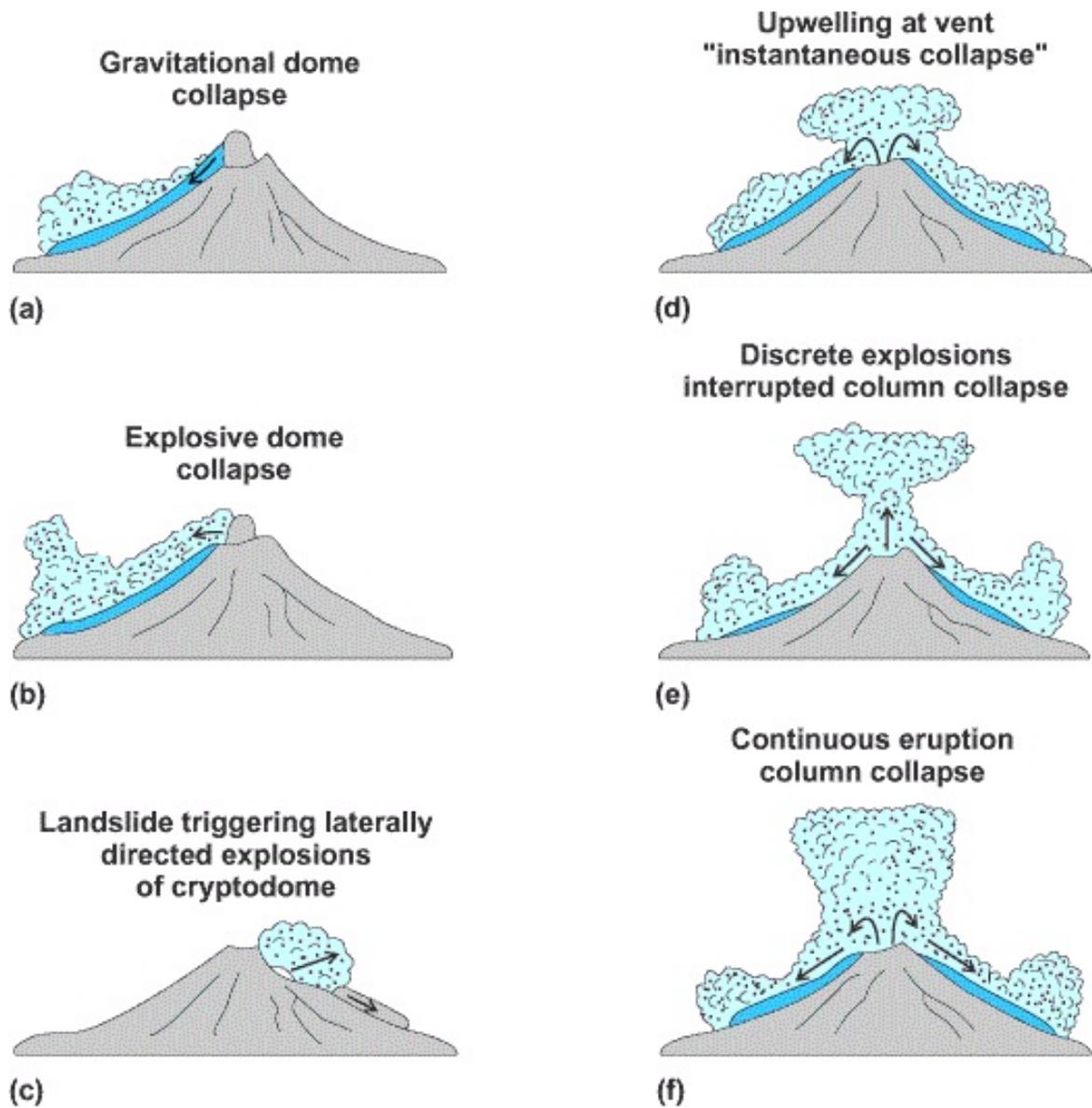


Figura 3.1: Mecanismos de generación de flujos piroclásticos. (a,b) Mecanismos que usualmente producen “flujos de bloque y ceniza”. (b,c) Mecanismos que producen explosiones laterales dirigidas. (d-f) Mecanismos de generación de flujos piroclásticos por colapso de una columna eruptiva . Tomado de (Cas and Wright, 1987).

1987)). El colapso a mayor escala de una columna eruptiva podría dar cuenta de la formación de ignimbritas de gran volumen (Smith, 1960), aunque una erupción de esta magnitud no ha sido observada jamás.

3.1.2. Mecanismos de transporte y depositación de flujos piroclásticos

El depósito generado cuando una CDP es sedimentada se suele denominar “Ignimbrita”. Aunque este término es usado ampliamente para nombrar al depósito de cualquier flujo piroclástico, algunos autores (Cas and Wright, 1987), lo reservan sólo para los depósitos de flujos piroclásticos pumíceos, particularmente los de gran volumen. Las ignimbritas contienen mucha información sobre sus CDP parentales pero los procesos de transporte y sedimentación aún no son bien comprendidos (Branney and Kokelaar, 2002). Existen básicamente dos modelos que intentan relacionar las características observadas en las ignimbritas con estos procesos.

(Sparks et al., 1973) relacionaron la formación de la “Unidad de flujo estándar” de una ignimbrita (figura 3.2b) con la evolución completa de un flujo piroclástico idealizado (figura 3.2a). Este flujo tendría una cabeza altamente fluidizada y un cuerpo más denso, laminar, que durante el transporte se transformaría en un *plug flow*¹. La capa maciza de la unidad de flujo estándar (figura 3.2b) se formaría cuando este flujo finalmente es depositado todo de una vez (o “en masa”). La organización vertical de la capa 2b (figura 3.2b), representaría entonces la estructura vertical del flujo justo antes de ser emplazado en masa (Branney and Kokelaar, 2002).

Por el contrario, (Branney and Kokelaar, 1992) y (Branney and Kokelaar, 2002) proponen que la capa maciza de una ignimbrita es agradaada progresivamente desde la base hacia arriba (figura 3.3a). La parte basal del flujo se denomina Zona Limítrofe del Flujo (ZLF) o *flow-boundary zone* y corresponde a la superficie entre la CDP y el sustrato. Durante la

¹Un *plug flow* es un tipo de flujo no turbulento en el cual una capa superior, en la cual no hay cizalle, viaja sobre una capa con flujo laminar que sí presenta cizalle. En la capa superior, la velocidad del flujo no varía con la altura (Branney and Kokelaar, 2002).

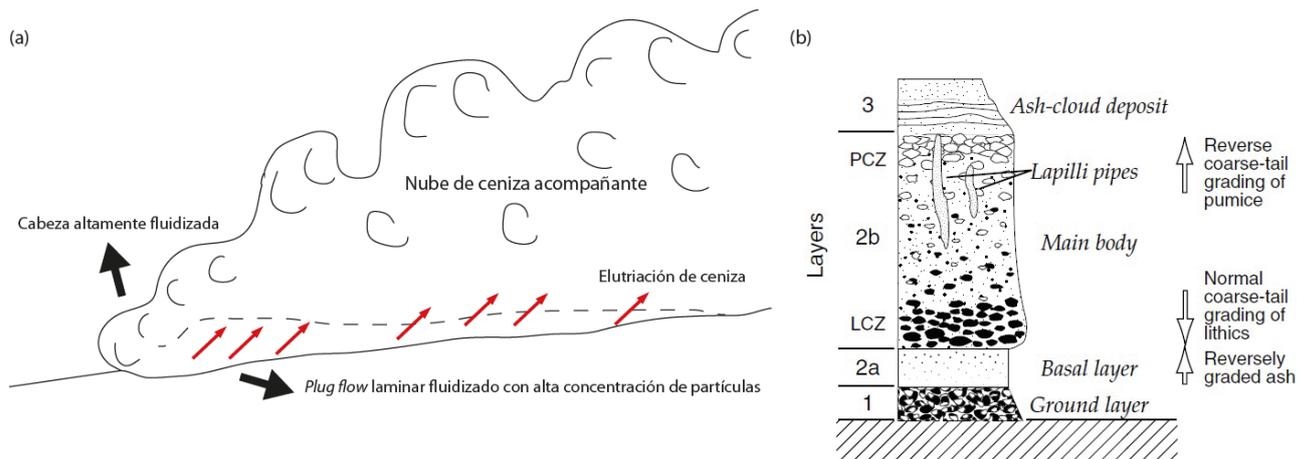


Figura 3.2: (a) Flujo idealizado. El cuerpo del flujo es transportado como un *plug-flow*, mientras la cabeza de este es altamente fluidizada por la entrada de aire. La nube de ceniza acompañante se forma por la elutriación de ceniza desde el flujo. (b) Unidad de flujo estándar para una ignimbrita según (Sparks et al., 1973). Esta secuencia se formaría por la deposición “en masa” del flujo descrito en (a). El *plug-flow* generaría el estrato 2b, la cabeza fluidizada generaría al estrato 1 y la deposición de la nube de ceniza acompañante formaría el estrato 3. El estrato 2a correspondería a la base del flujo. Modificada de (Freundt et al., 2000).

sedimentación, el límite del flujo yace sobre el techo del depósito que se está agradando y cada clasto sometido a la deposición debe cruzarlo (Branney and Kokelaar, 2002).

El comportamiento de la ZLF al momento de la deposición explicaría algunas diferencias en las litofacies reconocidas en una ignimbrita. Por ejemplo, si la ZLF se ubica justo debajo de un flujo con baja concentración de partículas, un régimen turbulento es producido y por tanto, transporte traccional ocurre, formándose típicamente estructuras sedimentarias (figura 3.3b). Por el contrario, si la ZLF se encuentra justo debajo de un flujo con alta concentración de partículas, la tracción es inhibida y se produce la agradación de un depósito macizo, es decir, sin estructuras (figura 3.3c).

Según (Branney and Kokelaar, 2002), la “unidad de flujo estándar” y el flujo del cual ésta provendría, constituye más un caso particular que la norma. Además, mediante el modelo de agradación progresiva, proponen que el estilo de sedimentación está dominado por los procesos alrededor de la ZLF, y que la deposición sería un proceso sostenido (aunque puede ser de muy corta duración).

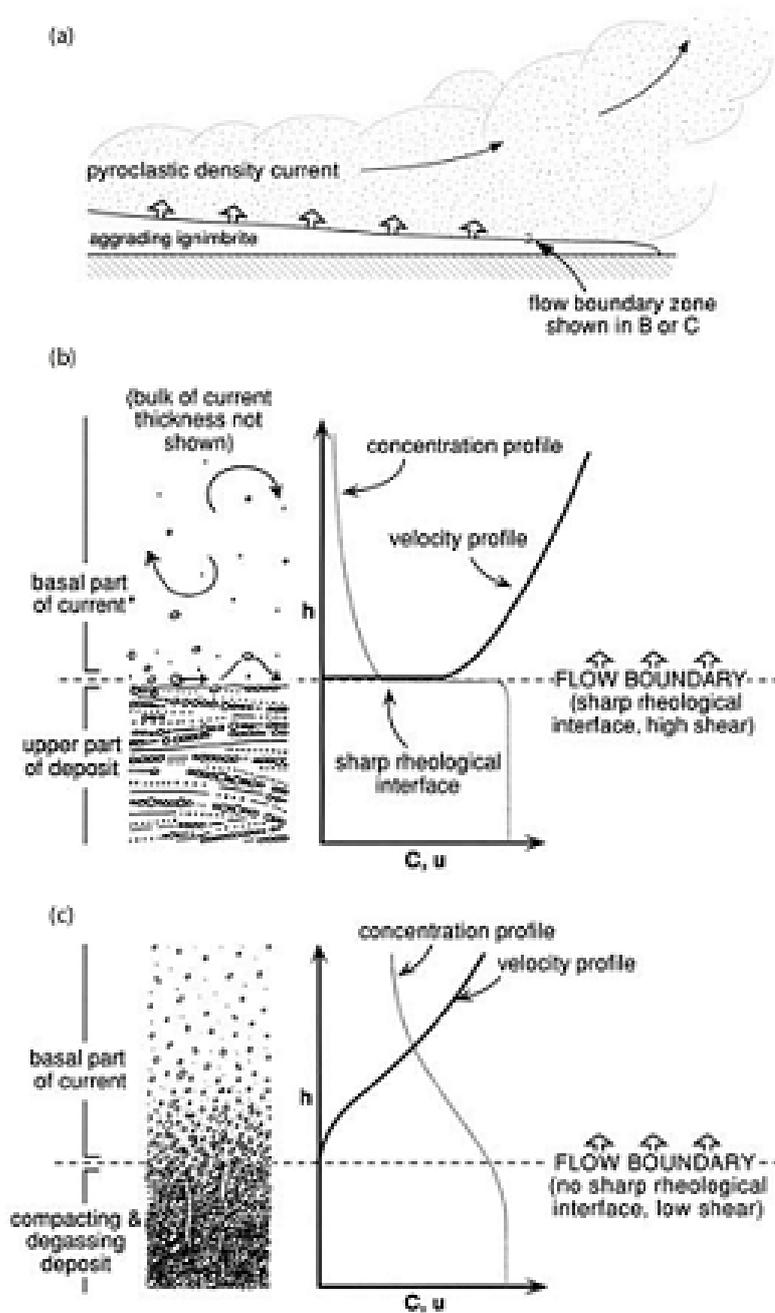


Figura 3.3: Tomada de (Branney and Kokelaar, 2002). (a) Formación de una ignimbrita mediante agradación progresiva desde una CDP. Las partículas transportadas deben atravesar la Zona Limítrofe del Flujo (ZLF) antes de ser depositadas. (b) ZLF en la base de un flujo con baja concentración de partículas. Los perfiles de velocidad y de concentración de partículas en el flujo producen turbulencia por lo que ocurre tracción y se forman estructuras sedimentarias en el depósito. (c) ZLF justo bajo un flujo con alta concentración de partículas. El perfil de velocidad inverso a (b), y los cambios verticales graduales en la concentración, inhiben la tracción, por lo que un depósito macizo es formado.

Modelo de ignimbrita de (Sparks et al., 1973)

Luego de examinar muchas ignimbritas, (Sparks et al., 1973) concluyeron que éstas presentaban una secuencia característica de horizontes, a la cual denominaron 'unidad de flujo estándar' para una ignimbrita (figura 3.2b).

El estrato 2b constituye el cuerpo de la unidad de flujo de la ignimbrita y normalmente representa por lo menos el 90 % de su volumen. Es relativamente homogéneo y es pobremente seleccionado. Comúnmente posee una zona de enriquecimiento en pómez hacia el techo (normalmente menos del 10 % del espesor de la unidad de flujo) y una zona de enriquecimiento en fragmentos líticos hacia la base (raramente mayor a 2 m de espesor). El estrato 2a es de grano más fino que 2b y está presente en la base de todas las unidades de flujo. Varía en espesor desde algunos centímetros hasta más de 1 m y posee gradación inversa, presentando partículas de grano más grueso hacia arriba, a lo largo de algunos centímetros hasta adentrarse en 2b. El estrato 1 rara vez tiene más de algunos centímetros de espesor y su contacto con el estrato 2 es de abrupto a gradacional. Presenta rápidas fluctuaciones de espesor y a menudo está bien estratificado y contiene estratificación cruzada de bajo ángulo. Ocurre en la base de la ignimbrita pero nunca entre unidades de flujo individuales. El estrato 3 es una capa de ceniza de grano extremadamente fino que, en algunas ignimbritas, sobreyace al estrato 2. El estrato 2a difiere del 2b sólo en que carece de las pómez y de los líticos mayores; los fragmentos líticos se concentran justo sobre 2a. Este estrato parece representar un régimen del flujo piroclástico en el cual los fragmentos mayores son excluidos y desde el cual éstos han sido físicamente eyectados. Esto, y la gradación inversa dentro del estrato 2a, pueden ser debido al alto cizalle y fuerzas grano-dispersivas cerca de la base del flujo. El estrato 1 es interpretado como el producto de una oleada basal (Sparks et al., 1973), la cual acompaña o precede al flujo piroclástico, esparciéndose más extensivamente que éste sobre el terreno. El estrato 3 es interpretado como ceniza de caída; es el material fino removido de la parte superior de la columna eruptiva o desde la oleada basal o flujo piroclástico durante el flujo.

Capítulo 4

Ignimbrita Pudahuel

4.1. Antecedentes

La ignimbrita Pudahuel (Wall et al., 1996), llamada también Asociación Piroclástica Pumícea (Polanski, 1962) o Toba Diamante (Hynek et al., 2010), corresponde a un depósito macizo de flujo piroclástico de ceniza y lapilli, de composición riolítica y no soldado. El color de los depósitos va de blanco amarillento a pardo claro y rosado y éstos se presentan de medianamente a bien consolidados. En algunos sectores se encuentran retrabajados (Wall et al., 1996).

4.1.1. Distribución

La distribución de esta ignimbrita es muy extensa y se reconoce su presencia tanto en Chile como en Argentina. (Polanski, 1962) señala que ésta cubre como un manto continuo el fondo del Valle Extenso de Yaucha y Papagayos ubicado en Argentina mientras en la zona montañosa es muy frecuente como relleno de fondo de los valles y depresiones geomorfológicas. (Guerstein, 1993) determinó el área de propagación en ese país entre el poblado de Pareditas y el río Diamante (ver figura 1.1). A su vez, (Guest and Jones, 1970) indican que, en Chile, los afloramientos pueden ser trazados hacia el sur del valle del Maipo, alcanzando su máximo desarrollo hacia el SO de Melipilla. También existen afloramientos en el valle del estero Puangue, al norte de Melipilla, hasta la localidad de María Pinto. El depósito se reconoce además al este de Puente Alto y en el estero El Manzano en el sector del Cajón del Maipo.

Una toba soldada ubicada en el sector de El Yeso se ha asociado también a la Ignimbrita Pudahuel. Más hacia el sur existen afloramientos en las cercanías de la ciudad de Rancagua y a lo largo de los ríos Rapel y Cachapoal (Stern et al., 1984a).

4.1.2. Estratigrafía

4.1.2.1. Depósitos de caída

En superficie, sólo en Argentina se han reconocido depósitos de caída asociados a la erupción que generó la caldera Diamante. Estos se ubican en una posición estratigráficamente inferior a los depósitos de flujo piroclástico. (Lagos, 2003) reconoció un nivel que interpretó como de caída pero sólo a través de sondajes. (Guerstein, 1993) reconoce dos unidades de caída en Argentina:

Argentina (Guerstein, 1993)

Unidad de caída inferior (UCI)

Tiene un espesor que varía desde 4 m a 9 cm en zonas más distales. Análogamente, el tamaño de grano también disminuye con la distancia. El depósito es en general homogéneo con una suave tendencia decreciente, excepto en los últimos centímetros donde, mediante una gradación normal muy brusca, culmina con un nivel delgado de ceniza fina. En el techo posee una superficie plana de oxidación (por exposición subaérea durante algunas horas).

Unidad de caída superior (UCS)

Tiene un espesor algo mayor que la UCI en el piedemonte y se apoya sobre ésta en contacto neto y discordante. Hacia la base es similar a la unidad inferior pero hacia el techo se caracteriza por una serie de gradaciones normales e inversas que afectan a todos los componentes de la tefra. Esta unidad termina con un delgado depósito de lapilli lítico que (Guerstein, 1993) atribuye a la caída de fragmentos de roca por obstrucción parcial del foco (conducto) bajo condiciones de alta explosividad.

Chile (Lagos, 2003)

Unidad I

Según (Lagos, 2003) correspondería a un depósito de caída basal de 2 m de espesor reconocido a través de sondajes. Corresponde a ceniza volcánica con muy buena selección, compuesta totalmente por fragmentos tamaño ceniza. Contiene 90 % vidrio volcánico (pómez y shards), 5 % de cristales (biotita y menor plagioclasa) y 5 % de líticos

4.1.2.2. Depósitos de flujo piroclástico

A diferencia de los depósitos de caída, éstos se reconocen extensamente a ambos lados de la cordillera. En el lado argentino se ubican sobre los primeros en un contacto que es a veces suavemente erosivo y a veces, concordante (Polanski, 1962). Los mayores espesores de estos depósitos se hallan en la montaña, en donde alcanzan y superan los 200 m. En el borde de la serranía y la zona pedemontana afloran en espesores de 30 a 40 m, mientras en el Valle Extenso suelen reducirse a 20 m y menos. En el Cerro El Pozo disminuye de 5 a 6 m, y en zonas más distales sus espesores oscilan entre 0 y 3 m (Polanski, 1962). En el lado chileno, en El Manzano (Cajón del Maipo) existe un afloramiento de más de 10 m y en el sector El Yeso una ignimbrita soldada alcanzaría un espesor de 40m (Guest and Jones, 1970). (Lagos, 2003) estima un espesor total de más de 40 m para la Ignimbrita Pudahuel en los sectores de Maipú y Pudahuel a partir de información de sondajes y observaciones de terreno. Según (Guerstein, 1993) los espesores varían desde más de 200 m en los valles intermontanos hasta menos de 10 m en el piedemonte.

Chile (Lagos, 2003) A partir del estudio de sondajes y afloramientos en superficie del sector de Pudahuel en la ciudad de Santiago, (Lagos, 2003) reconoció cuatro unidades para la Ignimbrita Pudahuel:

Unidades II y III

Estas unidades en conjunto corresponderían al depósito del flujo principal según los criterios de (Sparks et al., 1973). Se ubicarían sobre la Unidad I. La unidad II tiene un espesor de

entre 6 y 12 m en sondajes y posee una matriz de ceniza fina que contiene principalmente vidrio y pómez, además de cristales de biotita y plagioclasa, así como también fragmentos accidentales y accesorios. La Unidad III es la con mayor continuidad en superficie y se dispone con morfología de cerrillos. En algunas zonas se encuentra cubierta por depósitos aluviales. A partir de sondajes, (Lagos, 2003) reconoce un espesor de entre 19 y 24 m. La matriz es de tamaño ceniza fina y está compuesta principalmente por vidrio y pómez. La composición de los fragmentos es similar a la Unidad II pero estos son menos abundantes y de menor tamaño (40 % tamaño bloque y 60 % tamaño lapilli). Esta unidad posee numerosas chimeneas de desgasificación de tamaño variable (centimétricas a métricas) que presentan acumulación de líticos y pómez. Éstas son más comunes en la parte superior del depósito y se cortan en el contacto con la unidad suprayacente. Hacia el techo hay una acumulación de pómez redondeadas de hasta 15 cms.

Unidad IV

Esta unidad sobreyace concordantemente a la Unidad III y correspondería a un depósito de oleada piroclástica de 2 a 5 m de espesor y que presenta alto grado de soldamiento del vidrio indicando una alta temperatura de emplazamiento. Tiene diferentes niveles estratificados sin continuidad lateral, los cuales se diferencian por el contenido de líticos y de fragmentos pumíceos que poseen. En este depósito se reconocen estructuras como estratificación cruzada, dunas y antidunas. En el sector de los pozos de San Andrés, posee un nivel con muy buena selección compuesto de partículas tamaño ceniza fina ($< 0,06$ mm) correspondientes principalmente a vidrio (90 %), cristales de biotita y líticos juveniles. Este nivel tiene un espesor de 6 cm y no es continuo lateralmente. Posee gradación inversa de fragmentos líticos.

Argentina (Guerstein, 1993) En el lado argentino, (Guerstein, 1993) a su vez reconoció una única unidad de flujo piroclástico de enfriamiento simple que se ubica sobre los depósitos de caída (UCI y UCS) previamente descritos:

Unidad de flujo piroclástico (UFP)

La base de esta unidad es en algunos sectores concordante y en otros, suavemente erosivo. Su espesor variaría desde más de 200 m en los valles intermontanos hasta menos de 10 m en el piedemonte y presenta soldamientos desde incipientes a moderados, caracterizados por la ausencia de fiammes y por la poca deformación de las trizas vítreas. En el arroyo del Rosario, la unidad de flujo piroclástico varía lateralmente desde tobas con soldamiento moderado, sin gradaciones ni pipas fumarólicas pero con estructuras de disyunción columnar rectas y curvas, a tobas coherentes sin soldamiento que tampoco presentan pipas pero que, en cambio, poseen gradación inversa de pómez. Según (Guerstein, 1993), esta asociación responde al modelo de flujo piroclástico tipo de (Smith, 1960), por la disminución del espesor y en el grado de soldamiento y coherencia a medida que se incrementa la distancia al centro emisor. Por el grado de soldamiento, el autor interpretó que los flujos que generaron estos depósitos se habrían emplazado a temperaturas probablemente superiores a 600°C. En los valles del sur (Yaucha y Papagayos) y en gran parte de la zona pedemontana, se observa que depósitos gruesos (> 25 % tamaño bloque) y ricos en líticos de la zona montañosa, pasan en una transición lateral hacia depósitos más finos (< 25 % tamaño bloque). La unidad de flujo piroclástico se caracteriza aquí por ser coherente aunque poco tenaz, no poseer gradaciones y presentar pipas fumarólicas bien desarrolladas y definidas, además de estructuras cilíndricas relacionadas con ellas. Hacia las facies distales, existe un empobrecimiento de líticos. Por su bajo grado de soldamiento y por la presencia de estas pipas, se interpreta como el resultado de flujos piroclásticos de baja temperatura (< 500°C) altamente fluidizados. En la región pedemontana, entre los arroyos de Yaucha y Papagayos, las distintas facies reconocidas responden al modelo estándar de Sparks et al (1973) para una secuencia ignimbrítica tipo ((Guerstein, 1993)). Ésta se compone de un sector basal denominado 2a y el cuerpo de la ignimbrita o zona 2b , que culmina con una zona de enriquecimiento en pómez. Aunque en ningún sector se han reconocido más de tres unidades, las asociaciones de facies en el arroyo del Rosario y sus afluentes presentan rasgos contrastantes con los de Yaucha y Papagayos. En el primer caso no sólo se pueden reconocer depósitos soldados sino que no se han identificado aquellos ricos en componentes líticos y pumíceos, tal como ocurre en el segundo.

4.1.3. Volumen

(Guest and Jones, 1970) estimaron un volumen de 40 km^3 para los depósitos de flujo piroclástico ubicados en las cercanías de Santiago. Posteriormente, (Stern et al., 1984a) realizaron una nueva estimación y obtuvieron un volumen de aproximadamente 450 km^3 para estos, asumiendo que eran continuos, que originalmente ocupaban un área de 15000 km^2 y que su espesor promedio era de 30 m. Incluyeron tanto los depósitos de flujo piroclástico de Chile como los de Argentina. La última estimación del volumen de estos depósitos, incluyendo a los de caída que se estiman en 20 km^3 , es de $270\text{-}350 \text{ km}^3$ ($135\text{-}170 \text{ km}^3$ DRE (Densidad de Roca Equivalente)). Esta estimación, realizada por (Guerstein, 1993) parece ser más cercana a la realidad por considerar que los depósitos de flujo piroclástico no son continuos y utilizar para el cálculo una “superficie específica de acumulación”, que representa la superficie de terreno que habría quedado originalmente cubierta por estos.

4.1.4. Edad

Siguiendo criterios estratigráficos, (Polanski, 1962) sugirió que la edad de estos depósitos en la precordillera argentina es Pleistoceno tardío. La edad de $450 \pm 60 \text{ ka}$ obtenida por (Stern et al., 1984a) mediante trazas de fisión en circones en depósitos ubicados en las cercanías de Santiago y Rancagua, es consistente con esta suposición. Posteriormente, (Wall et al., 2001) obtuvieron dos edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (plateau) notablemente mayores de $2,3 \pm 0,3 \text{ Ma}$ y $2,2 \pm 0,3 \text{ Ma}$ en biotitas extraídas de clastos juveniles. En (Ormeño, 2007), se cita una datación más reciente realizada en plagioclasa, en la cual se obtienen edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de ca. 340 ka . Por último, (Lara et al., 2008) llevaron a cabo determinaciones U-Th-He en circones extraídos de piroclastos pumíceos, las cuales permitirían asignar una edad de ca. 150 ka para la ignimbrita Pudahuel. En publicaciones más recientes ((Lagos, 2003, Sruoga et al., 2005, Hynek et al., 2010)), la edad considerada es la de 450000 ± 60000 años.

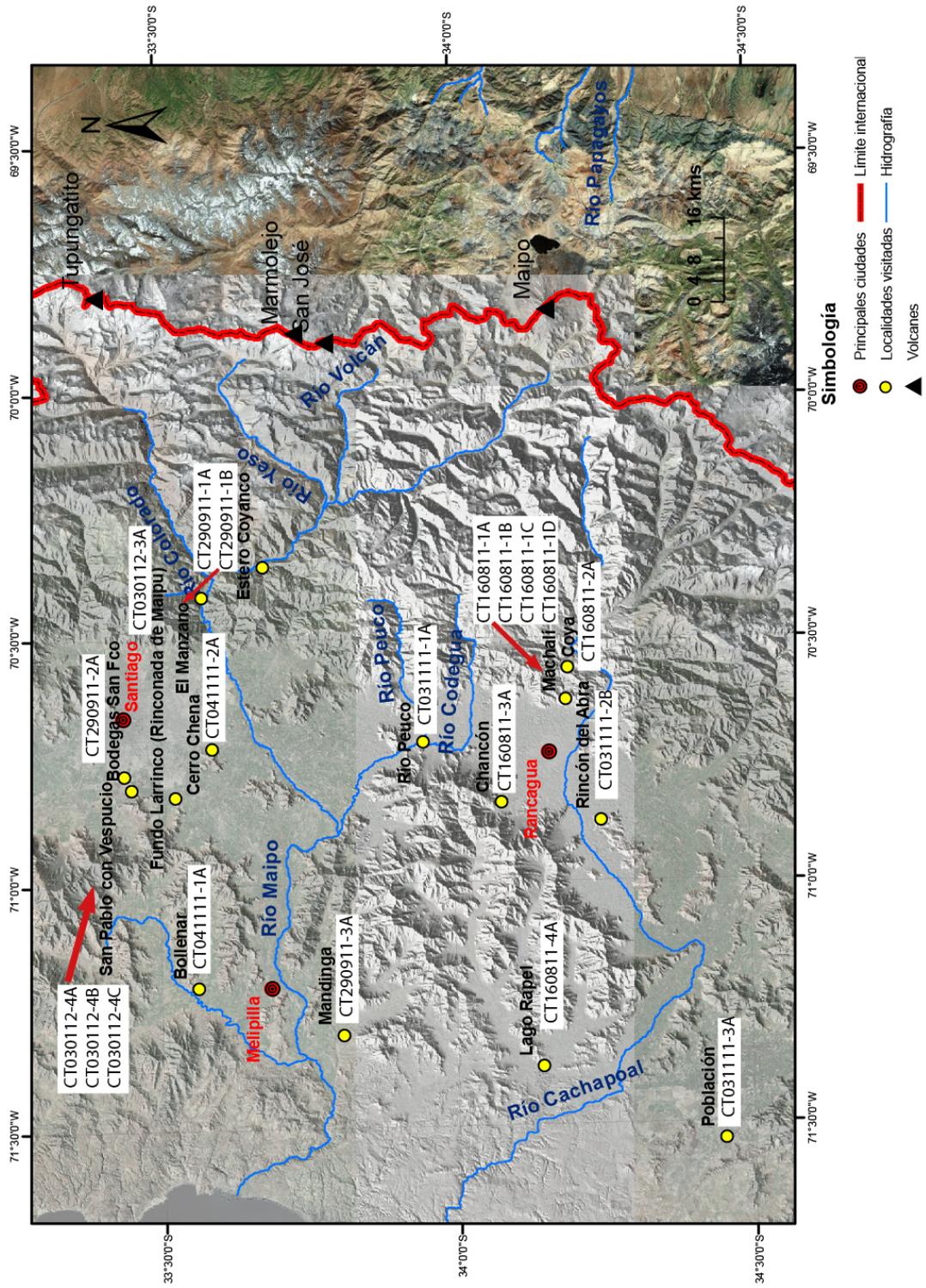


Figura 4.1: Ubicación de las localidades visitadas. Se incluyen las muestras extraídas en cada una de ellas.

4.2. Arquitectura de la ignimbrita Pudahuel

Generalidades

Los afloramientos de la Ignimbrita Pudahuel que fueron visitados en este estudio se muestran en la figura 4.1. Como se puede ver, estos se distribuyen en las regiones de O'Higgins y Metropolitana, en los valles de los ríos Maipo y Cachapoal. Es muy común verla cubriendo el centro de los valles como un manto (e.g. Pudahuel, Población, Mandinga, entre otros.; ver figuras 4.2a y 4.2b) desarrollando, sobretodo en zonas más distales, una característica



Figura 4.2: (a) Vista del afloramiento en Fundo Larrinco (Rinconada de Maipú). La ignimbrita rellena el valle como un manto. (b) Vista del afloramiento vistado en Población. La ignimbrita rellena el valle como un manto. (c) La ignimbrita presenta a menudo morfología de lomas como la que se observa aquí en el camino Melipilla-Rapel cerca de la localidad de Mandinga. (d) Estero Coyanco, cerca de la localidad de El Toyo en el Cajón del Maipo. Al fondo del valle, hacia la izquierda, se puede observar un depósito de la ignimbrita adosado a un cerro.

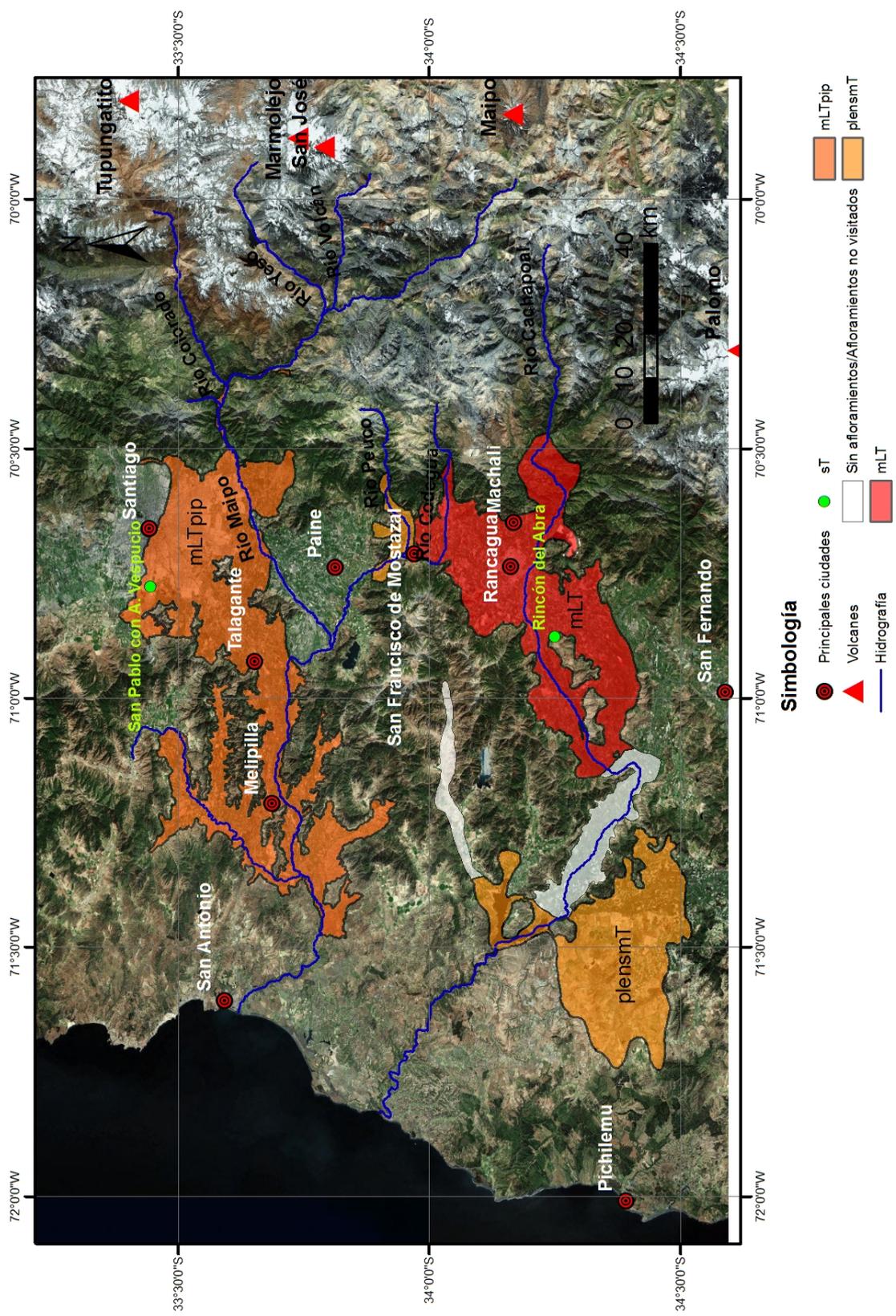


Figura 4.3: Distribución aproximada de las facies mLT, mLTpip y plensmT. La facies sT sólo se reconoció en las localidades de Rincón del Abra y en la esquina de las calles San Pablo y Vespucio. En la zona en blanco, o bien no se encontraron afloramientos, o bien se reconoce su exposición en superficie pero no se visitaron afloramientos en ese sector.

morfología de lomas (figura 4.2c). Hacia los bordes de los valles, se dispone discordantemente sobre la topografía preexistente. Los depósitos son no soldados y leve a medianamente consolidados. A menudo presentan retrabajo aluvial hacia el techo (figuras 4.4a, 4.4b, 4.6b). En algunos sectores poseen lentes ricos en líticos de origen fluvial (figuras 4.4c, 4.7a y 4.5a). Los afloramientos visitados se pueden agrupar en dos: los ubicados en el valle del Río Maipo (Estero Coyanco, El Manzano, Cerro Chena, Bodegas San Francisco, Rinconada de Maipú, San Pablo con Vespucio, Bollenar y Mandinga) y los ubicados en el valle del Río Cachapoal (Coya, Machalí, Rincón del Abra, Chancón, Rapel, Población). El afloramiento del Río Peuco se ubica en el valle del río homónimo aunque es importante considerar que se encuentra en las cercanías del Cachapoal (ver figura 4.1). A partir de las características de los depósitos, se definieron tres facies basándose en la nomenclatura utilizada por Branney and Kokelaar (2002). Las facies definidas son presentadas a continuación (figura 4.3):

Facies de toba de ceniza y lapilli maciza (mLT)

Esta facies se reconoce a lo largo del río Cachapoal, a una distancia de entre 60 y 100 kms de la Caldera Diamante, y a una altitud de entre 400 y 1000 m s.n.m. Corresponde a la zona que será denominada Cachapoal Medio en este trabajo. Las localidades visitadas en las cuales está presente son: Machalí, Coya, Chancón y Rincón del Abra (figura 4.1). El espesor expuesto de los depósitos varía entre 2 (cerca de Coya) y 15 m (en Machalí y Chancón).

Los depósitos son macizos e isótropos (sin orientación preferencial de las partículas; 4.6c y 4.6d), salvo en Machalí, en donde localmente se presenta una leve imbricación de las partículas (figuras 4.5a y 4.6a). No se observa ningún tipo de gradación en el tamaño de grano. La única variación vertical evidente es en cuanto a color y se reconoce en Machalí, en donde éste varía de blanco grisáceo en la base a rosado anaranjado en la parte superior (figura 4.6a).

Los depósitos de esta facies son finos, presentando entre un 85 % y un 90 % de matriz tamaño ceniza, compuesta principalmente de fragmentos de pómez, líticos y escasos cristales. Los fragmentos mayores son mayoritariamente de tamaño lapilli, con algunos escasos tamaño bloque. El detalle de los componentes se presentará más adelante en la sección 4.4.

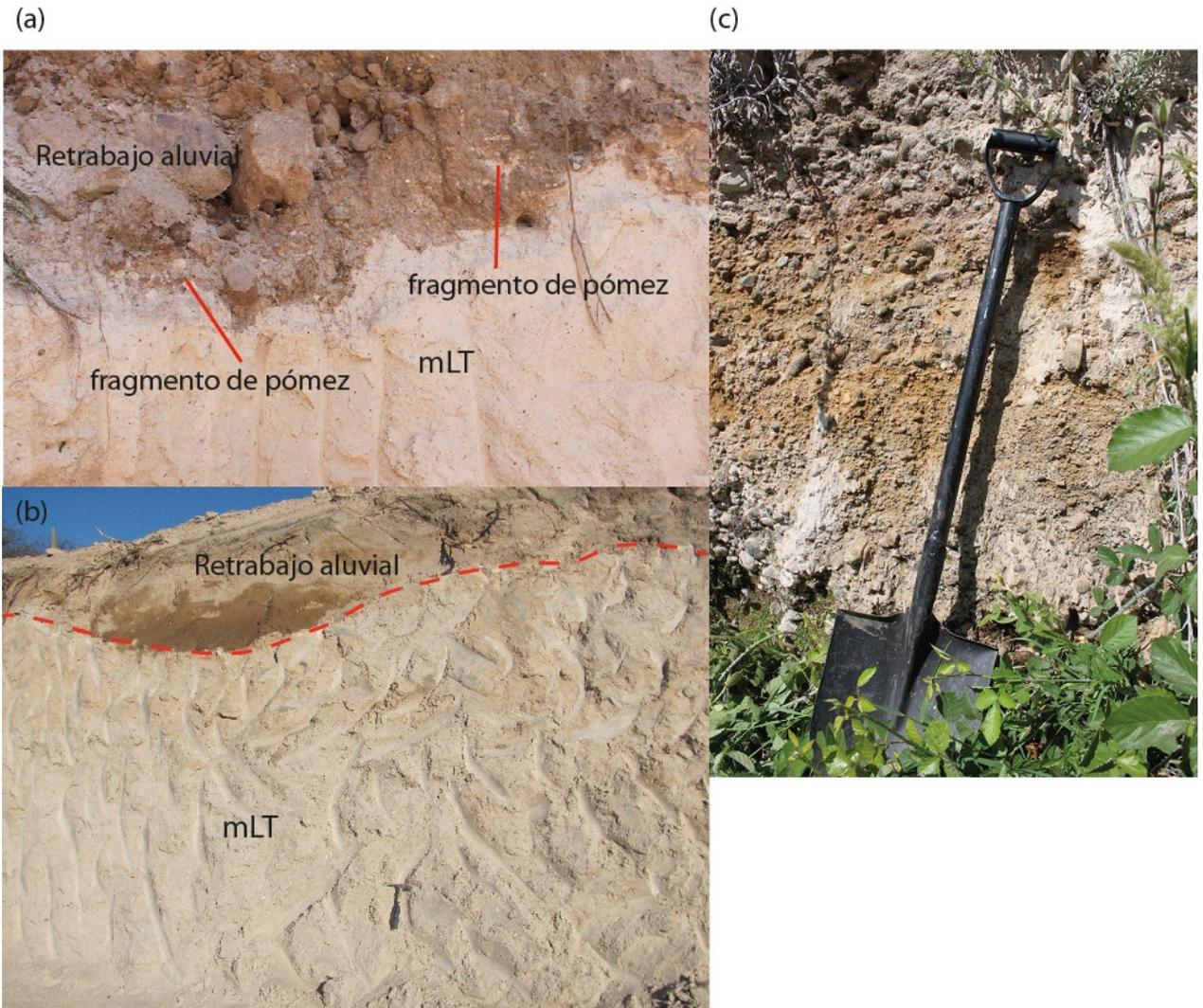


Figura 4.4: (a) Detalle del retrabajo en la Ignimbrita Pudahuel, en la localidad de Rincón del Abra. Se pueden observar fragmentos de pómez en el depósito aluvial. (b)Mandinga. Contacto erosional en forma de canal producto del retrabajo aluvial sobre la ignimbrita.(c) Intercalación fluvial en Río Peuco. Corresponde a un lente métrico irregular con fragmentos líticos bien redondeados de origen fluvial. Varía de clastosoportado a matriz soportado.

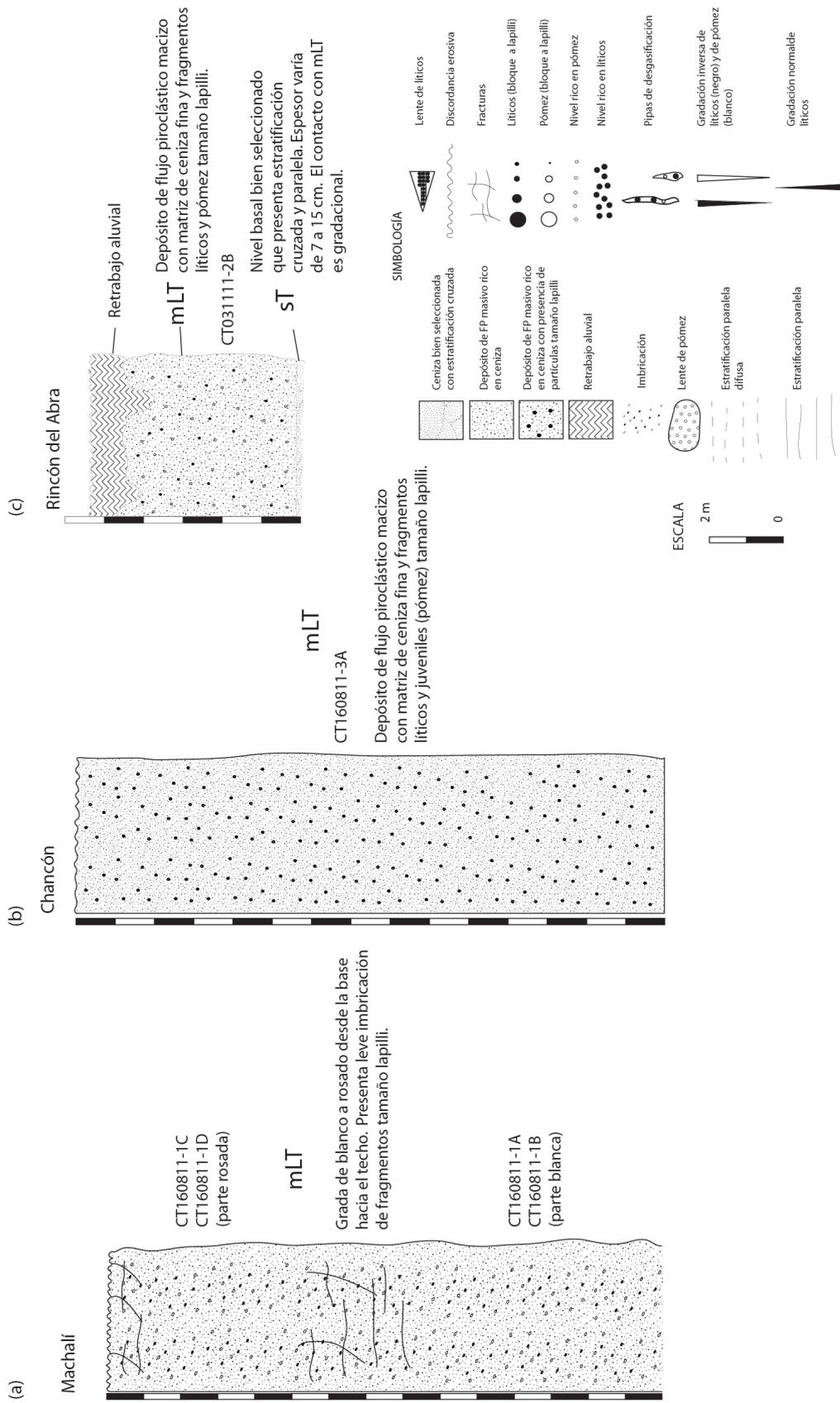


Figura 4.5: (a) Columna representativa del afloramiento visitado en Machalí. Depósito corresponde a la facies mLT con una leve imbricación de las partículas. Se indican las muestras obtenidas y la altura aproximada a la cual fueron obtenidas. (b) Afloramiento visitado en Chancón. Depósito de flujo piroclástico macizo y homogéneo de la facies mLT. (c) Afloramiento visitado en Rincón del Abra. Esta localidad es la única en que se reconoció una capa basal con estratificación (facies sT) que grada hacia la facies mLT verticalmente. Hacia el techo el depósito presenta retrabajo aluvial. Se incluye la simbología utilizada en las columnas.

Las escasas variaciones verticales identificadas en esta facies son insuficientes para afirmar que hay más de una unidad deposicional en la ignimbrita.

Facies de toba de ceniza maciza con lentes de pómez (plensmT)

Esta facies se reconoce en las localidades de Rapel y Población (figura 4.8a), en la parte distal del río Cachapoal (>150 km desde la fuente), a una altitud menor a 150 m s.n.m. En el afloramiento visitado en el río Peuco (figura 4.8b), ubicado a ca. 85 km de la Caldera Diamante y a 450 m s.n.m., se presenta también esta facies aunque con leves diferencias. En la parte distal del Cachapoal, el depósito rellena el valle como un manto continuo (figura 4.2b) con un espesor promedio de 12 m en los alrededores de la localidad de Población. En Rapel sólo están expuestos 3 m. En el río Peuco, el afloramiento visitado, cercano a la ribera del río, alcanza los 18 m de espesor. Las cenizas son, en general, macizas, aunque localmente presentan estratificación paralela difusa con niveles decimétricos ricos en pómez, los cuales se observan tanto en Población como en río Peuco (figuras 4.7a y 4.7b). En Rapel y Población se presentan también lentes irregulares de pómez decimétricos a métricos (figuras 4.8c y 4.8d), los cuales no fueron reconocidos en río Peuco. En ninguna de las localidades en donde se reconoció esta facies se observan variaciones verticales relevantes ni gradaciones en el tamaño de grano. Los depósitos correspondientes a plensmT son más finos que los de mLT, presentando más de un 95 % de matriz tamaño ceniza. Presenta escasos piroclastos tamaño lapilli, los cuales corresponden exclusivamente a pómez, y no incluye fragmentos tamaño bloque (detalle de componentes en sección 4.4)

Facies de toba de ceniza y lapilli maciza con pipas de desgasificación (mLTpip)

Esta facies está presente a lo largo del río Maipo (figura 4.3), a distancias de entre 70 y 150 km de la Caldera Diamante, y a una altitud de entre 90 y 1200 m.s.n.m. Las localidades en que es reconocida son: San Pablo con Vespucio, Rinconada de Maipú, Bodegas San Francisco, El Manzano, Estero Coyanco, Cerro Chena, Mandinga y Bollenar (figura 4.1). En la parte media del río Maipo (entre 70 y 100 km desde la Caldera Diamante), las cenizas se presentan

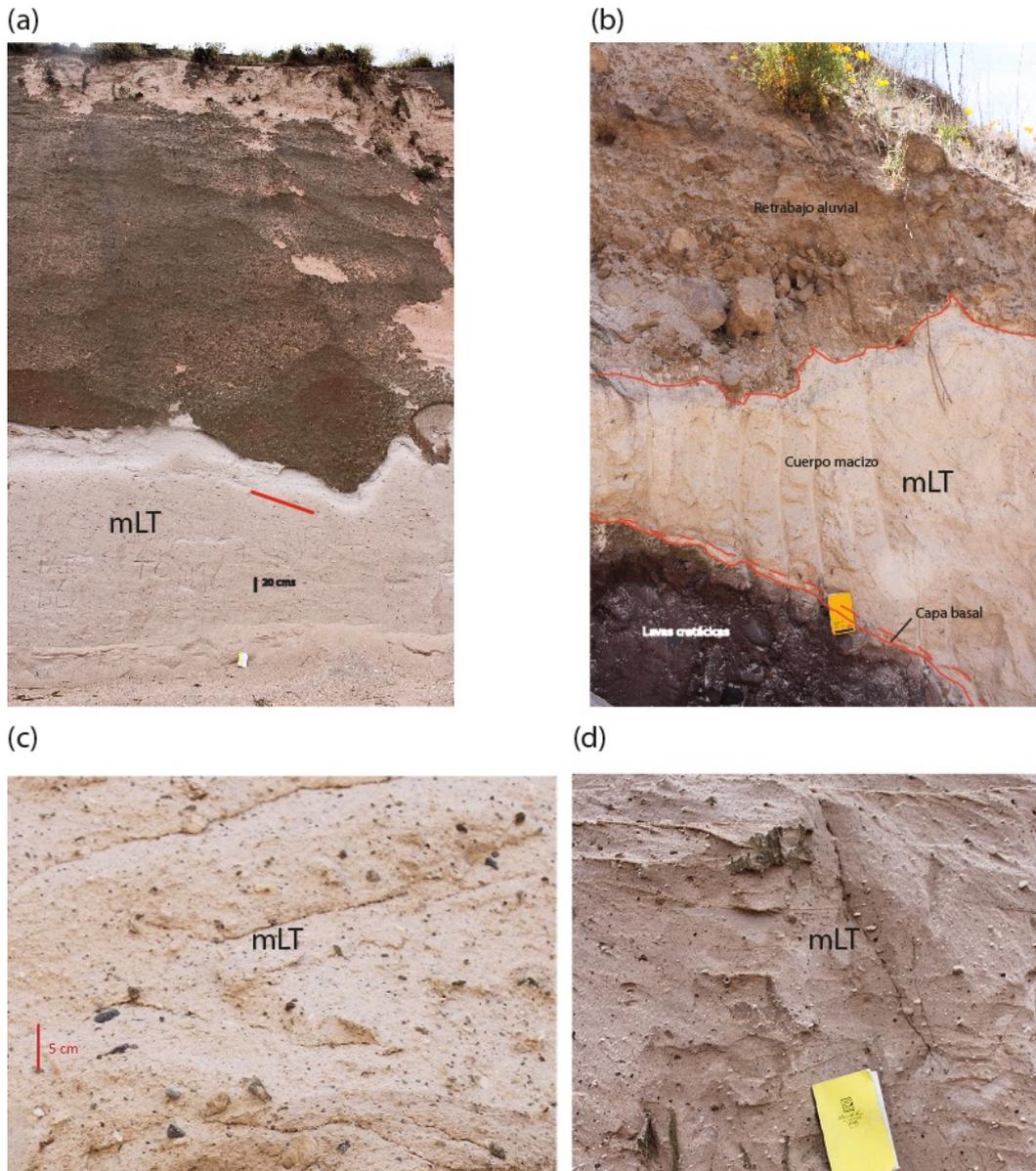


Figura 4.6: (a) Fotografía del afloramiento. Se puede ver la gradación desde blanco a rosado anaranjado hacia el techo. La línea roja indica el sentido de imbricación de las partículas. Libreta de terreno como escala. (b) Secuencia observada en el afloramiento de Rincón del Abra. La ignimbrita se ubica directamente sobre lavas cretácicas. De sólo algunos cm de espesor, este es el único afloramiento en donde se reconoció una capa basal, la cual pasa gradualmente hacia arriba a un depósito de flujo piroclástico macizo (facies mLT), que hacia el techo se encuentra retrabajado. (c) Detalle de la facies mLT en la localidad de Rincón del Abra. La apariencia es maciza. La matriz es de ceniza fina y se pueden ver fragmentos líticos y pómez tamaño lapilli. (d) Facies mLT en Machalí. Matriz de ceniza fina con fragmentos líticos y pómez tamaño lapilli. El color es más oscuro que en otras localidades.

como depósitos relictos adosados a las paredes de los valles con espesores variables de entre 4 (en el Estero Coyanco) y 14 m (en El Manzano). Ya en la zona media-distal del valle del Maipo (a 100-150 km de la fuente), los depósitos cubren el valle como un manto continuo (e.g. esquina de las calles San Pablo y Vespucio, Rinconada de Maipú y Bodegas San Francisco), que en el sector de Pudahuel, en las Bodegas San Francisco, alcanza los 15 m de espesor expuesto. Se reconocen también cenizas adosadas a cerros isla en medio del valle, en donde el espesor alcanzado es menor. Este es el caso del afloramiento en el Cerro Chena, que posee un espesor de 4 m. En la parte distal del río Maipo (> 150 km desde la Caldera), los depósitos se siguen presentando como un manto, el cual tiene una característica morfología de lomas (figura 4.2c) y con un espesor de hasta 5 m (figuras 4.11c y 4.11d).

Esta facies se caracteriza por ser maciza aunque localmente presenta estratificación paralela difusa con niveles decimétricos ricos en líticos tamaño lapilli a bloque (figuras 4.9a, 4.10a y 4.10b). Además, los depósitos presentan pipas de desgasificación verticales, centimétricas a métricas (figuras 4.14a y 4.14b). A menudo exhibe zonas irregulares enriquecidas en líticos, las cuales representan una facies transicional entre mLTPip y una facies de brecha maciza con matriz rica en ceniza (e.g. Bollenar, niveles ricos en líticos en San Pablo con Vespucio y en Bodegas San Francisco; figuras 4.11c, 4.10c, 4.10d y 4.11a). Es importante hacer notar que no se reconoció la presencia de pipas en todos los depósitos asociados a esta facies. En la parte inferior de los afloramientos de El Manzano y de San Pablo con Vespucio, así como también en el Estero Coyanco, éstas no están presentes. Sin embargo, debido a la similitud en cuanto a granulometría (algo más gruesa que mLTP) y apariencia, y a la presencia de niveles ricos en líticos (ausentes en mLTP), se determinó que los depósitos eran más cercanos a mLTPip.

Las variaciones en el tamaño de grano no son tan marcadas. Sin embargo, es posible reconocer gradación inversa de pómez en Bodegas San Francisco y de líticos en la parte inferior del afloramiento de San Pablo con Vespucio. Así como también, gradación normal de líticos en Bollenar y Mandinga.

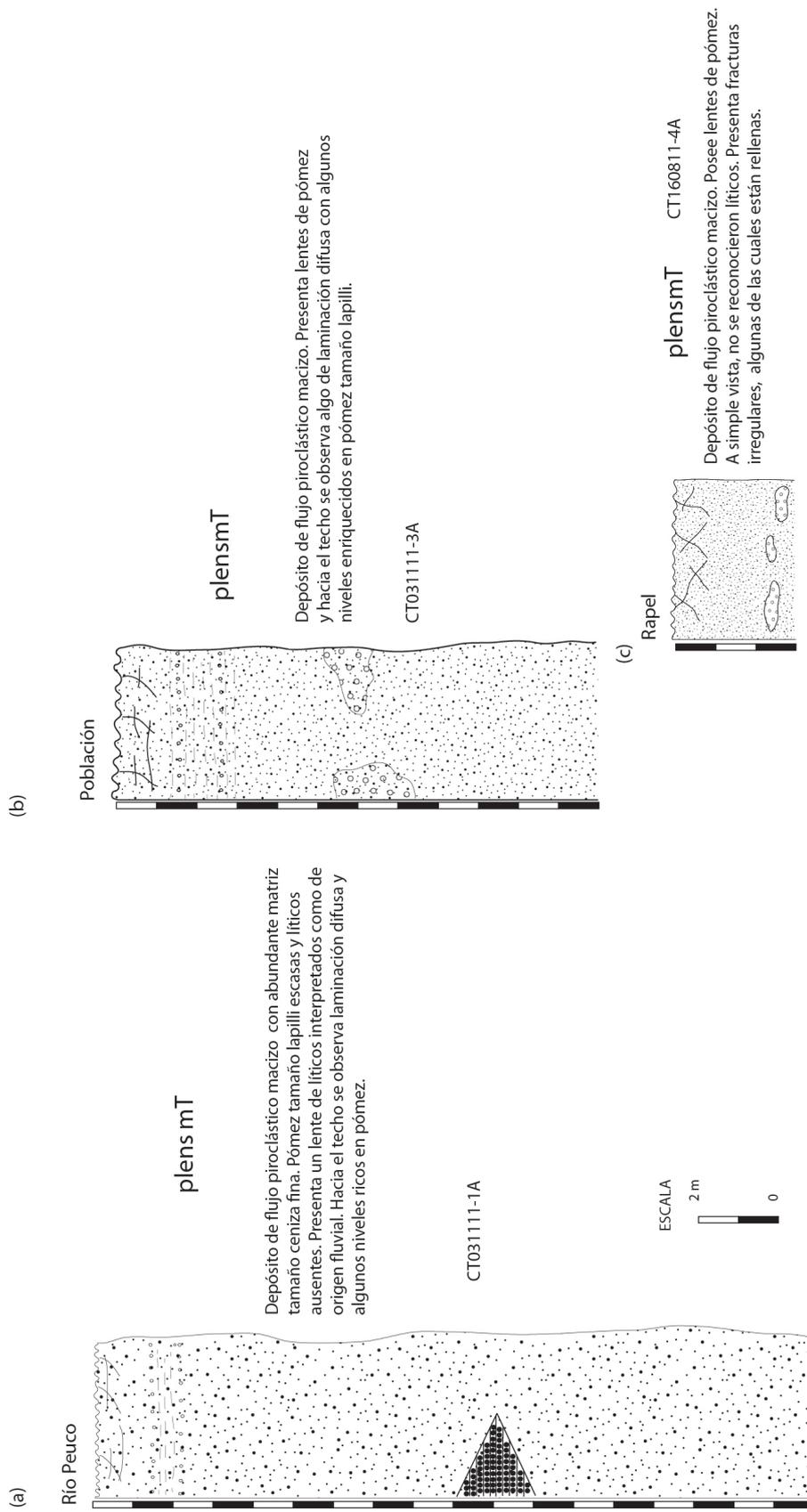


Figura 4.7: (a) Columna representativa de Río Peuco. Depósito de flujo piroclástico macizo (facies plensmT) con algo de laminación difusa hacia el techo. Aunque se presentan niveles decimétricos de pómez hacia el techo, no se observan los lentes irregulares reconocidos en Rapel y Población. Depósito similar al descrito en (a). Al igual que en Rapel presenta lentes de pómez y además, hacia el techo, laminación difusa. (c) Columna reconocida en Rapel. Corresponde a un depósito de FP de la facies plensmT, caracterizada por poseer lentes de pómez y carecer de líticos visibles a simple vista. Simbología como en figura 4.5

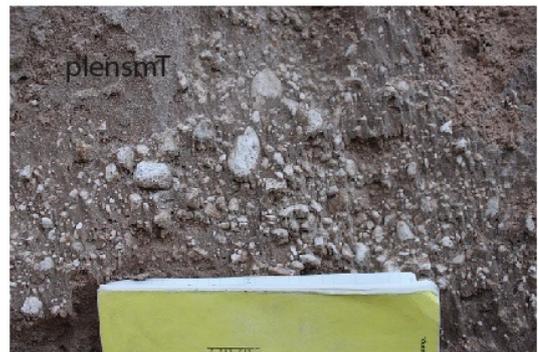
(a)



(b)



(c)



(d)



Figura 4.8: (a)Afloramiento visitado en Población, representativo de la facies plensmT. Se reconocen escasos fragmentos tamaño lapilli que corresponden exclusivamente a pómez. (b)Afloramiento en Río Peuco. Persona como escala.(c)Detalle de un lente de pómez en Rapel.(d)Lente métrico rico en pómez en la localidad de Población. Libreta de terreno para escala.

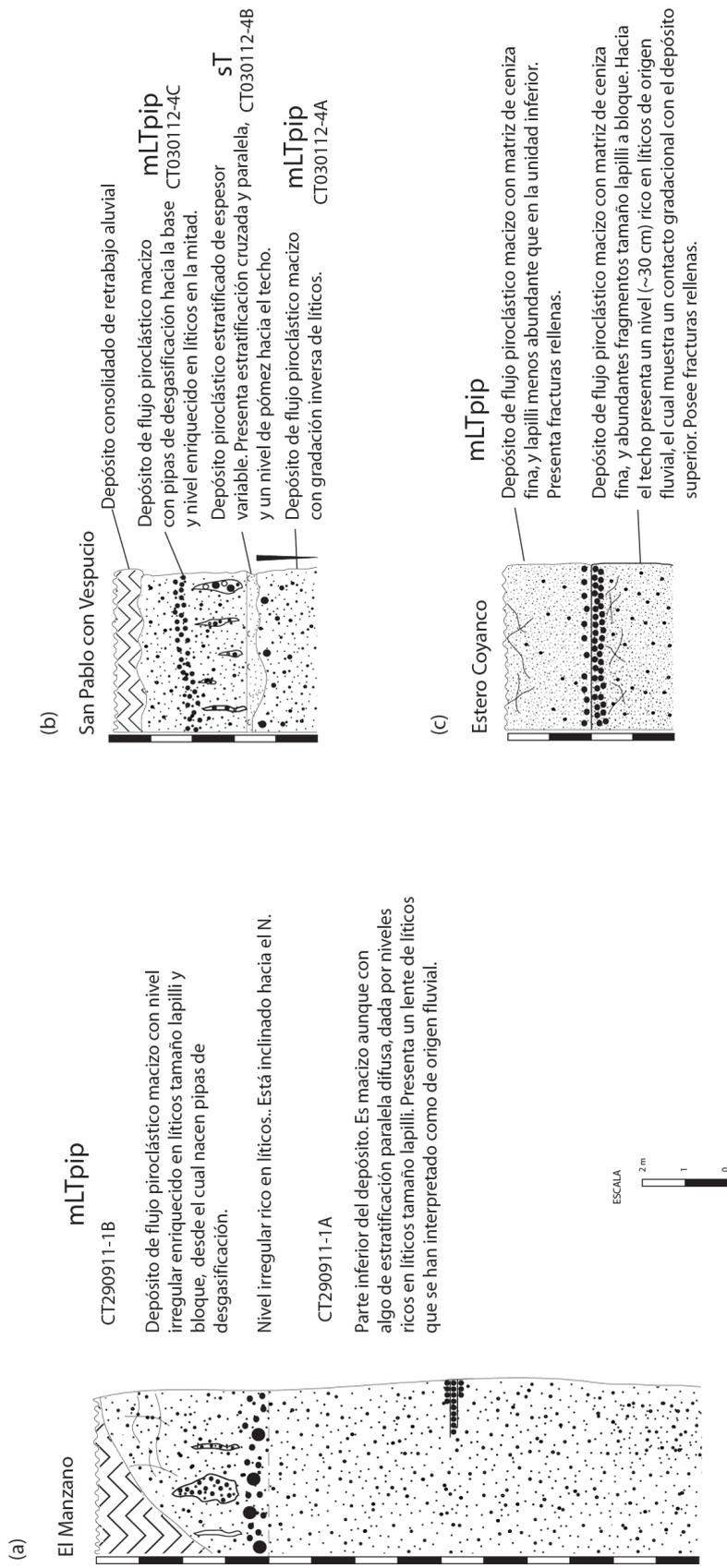


Figura 4.9: (a)Columna representativa del afloramiento del estero El Manzano. Se reconoce un nivel ondulado y continuo rico en líticos del cual nacen pipas de desgasificación. Éste separa dos partes de un depósito de FP (facies mLTpip) (b)Columna representativa del afloramiento visitado en San Pablo con Vespucio. Se reconocen dos posibles unidades de flujo piroclástico de la facies mLTpip separados por un depósito de oleada piroclástica (sT) de poca continuidad lateral. El depósito de flujo piroclástico superior presenta pipas de desgasificación y un nivel rico en líticos. El depósito de flujo piroclástico inferior presenta gradación inversa no muy clara. Hacia el techo, la ignimbrita se encuentra retrabajada debido a que la unidad superior es de grano más fino. Notar el lente de origen fluvial que se ubica en el techo de la unidad inferior y que grada hacia la unidad superior. Simbología como en figura 4.5

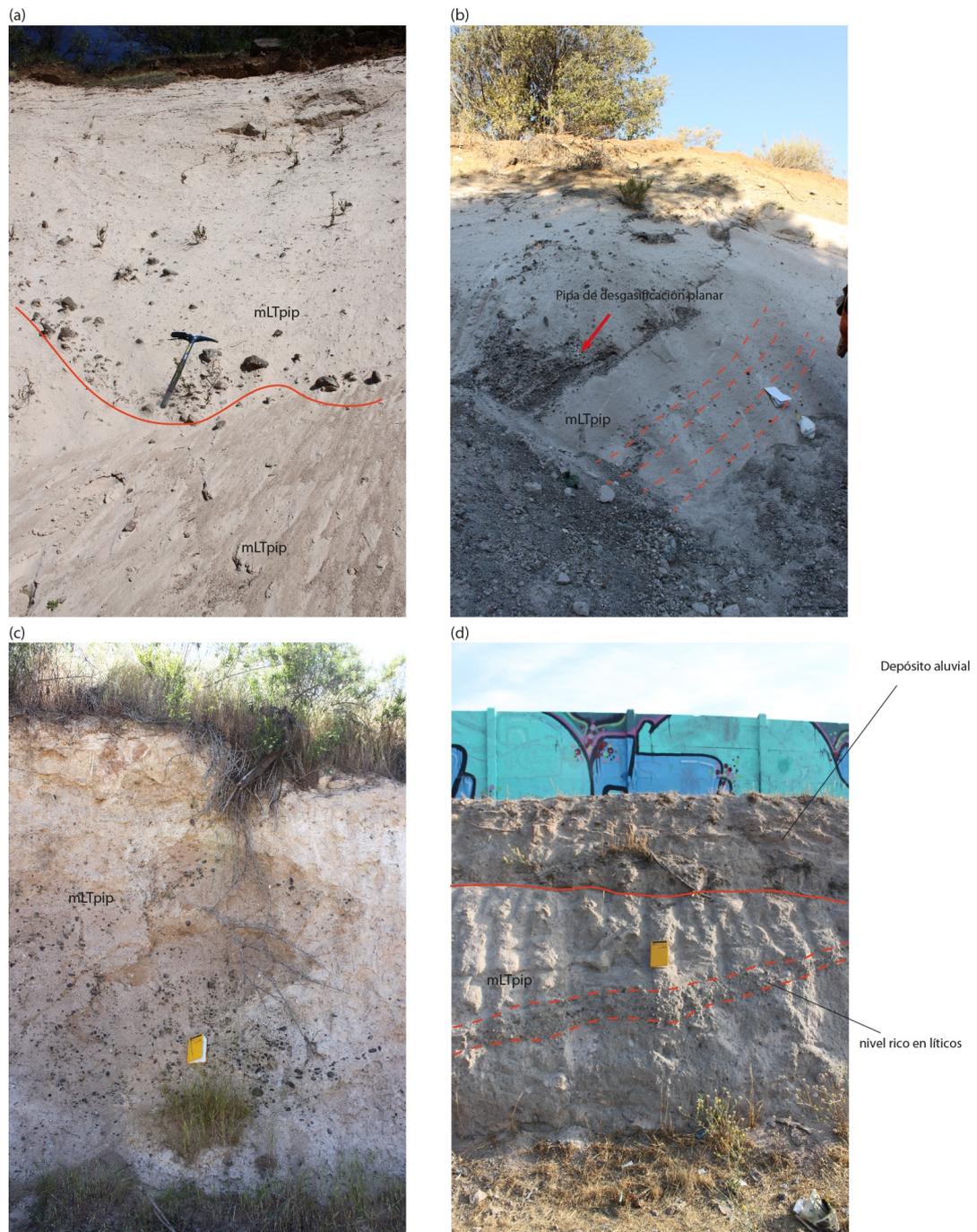


Figura 4.10: (a) El Manzano. Nivel irregular rico en líticos que podría constituir el contacto entre dos unidades de flujo. La orientación de la fotografía es SN. (b) El Manzano. Hacia arriba nivel rico en líticos visto desde otra perspectiva y pipas de desgasificación. En rojo se ve la orientación de la estratificación paralela. La orientación de esta fotografía es NS. (c) Afloramiento visitado en la localidad de Bollenar. Se observa pipa de desgasificación y la ausencia de líticos hacia el techo. (d) Depósito de flujo piroclástico superior (mLTpip) en afloramiento de calles San Pablo con A. Vespucio. En la mitad de la unidad se observa lente rico en líticos.

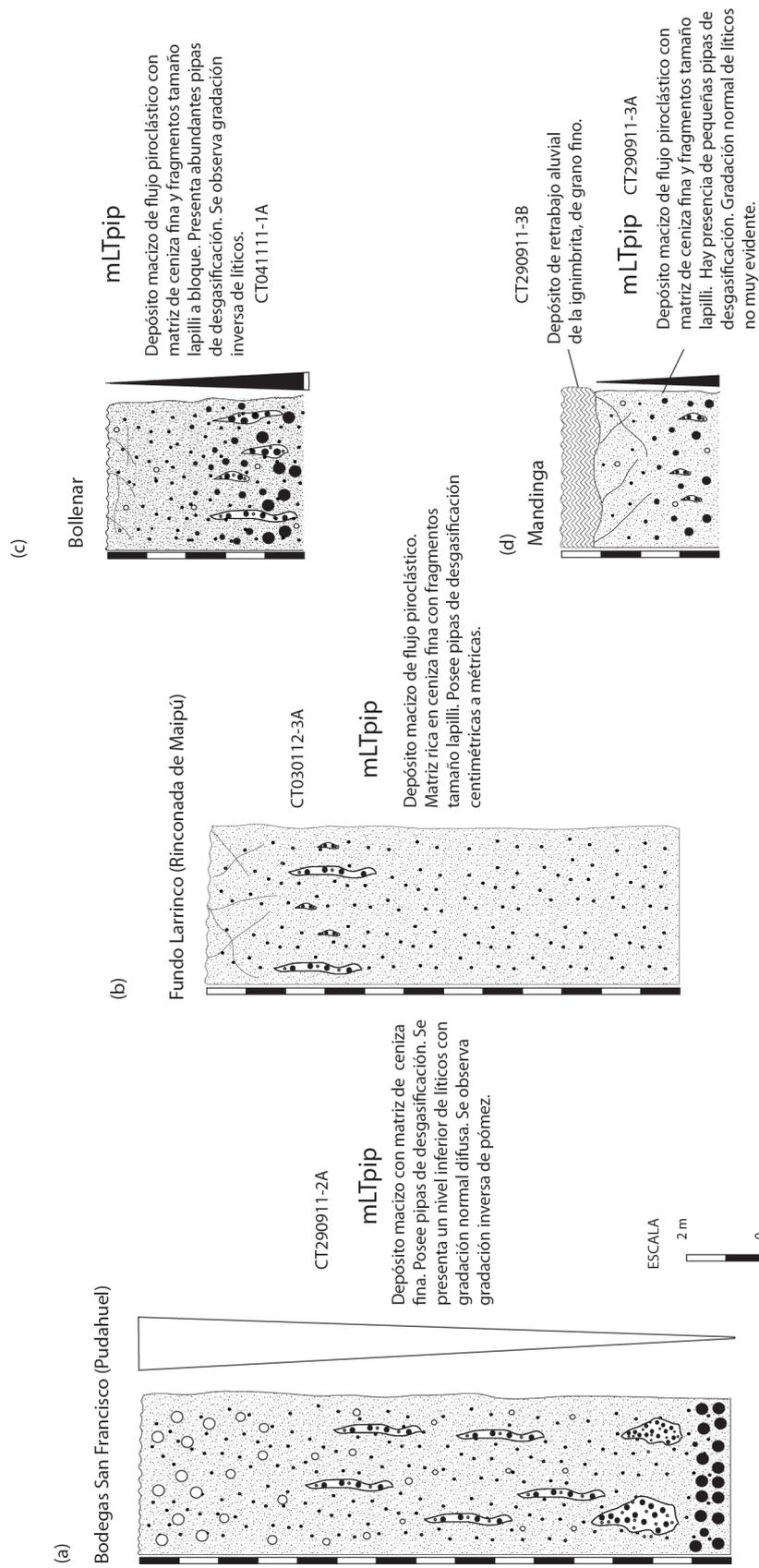
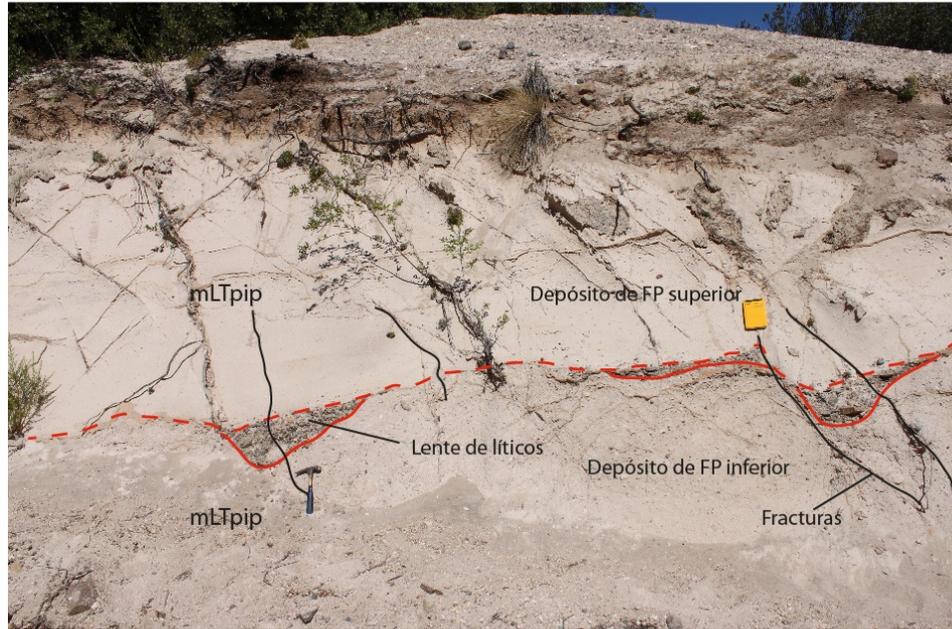


Figura 4.11: (a) Columna representativa del afloramiento de Bodegas de San Francisco. Facies mLTpip con pipas de desgasificación de variados tamaños. Presenta gradación inversa de pómez y nivel irregular de líticos. (b) Columna de Rinconada de Maipú. Facies mLTpip. Posee pipas de desgasificación centimétricas a métricas. (c) Columna Bollenar. Facies mLTpip con pipas de desgasificación y nivel rico en líticos. Se presenta gradación normal de líticos. (d) Columna Mandinga. Facies mLTpip de grano más fino que en (a). Presenta gradación normal de líticos. Las pipas de desgasificación son menos abundantes y más pequeñas que en Bollenar. Simbología como en figura 4.5.

(a)



(b)



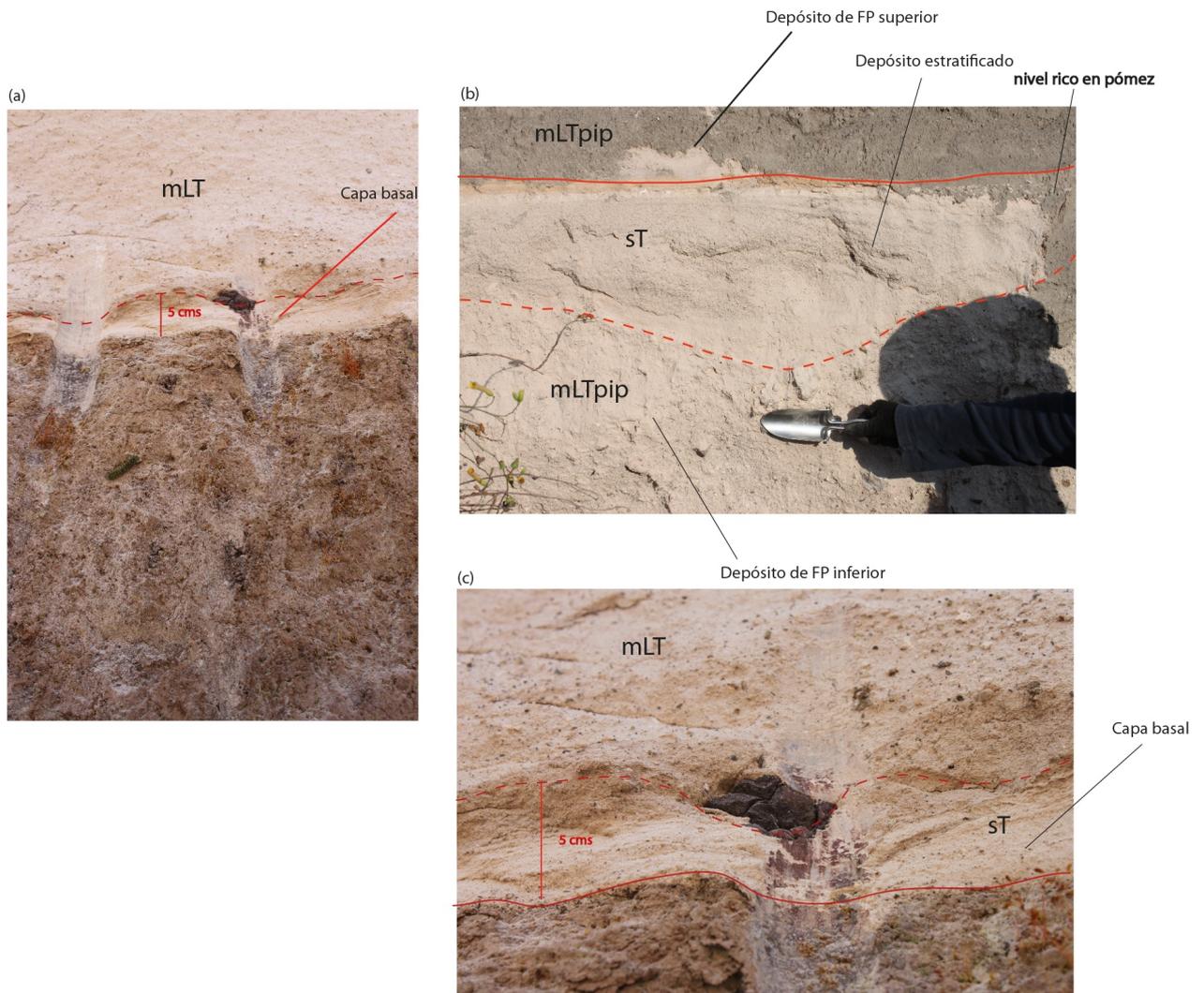
Figura 4.12: (a) Posibles dos unidades de la ignimbrita reconocidas en El Toyo, en el Estero Coyanco. Se observa lente fluvial que gradúa hacia la unidad superior. Las fracturas cortan ambas unidades. (b) Acercamiento a lente fluvial.

Aunque en general los depósitos parecen comprender una sola unidad deposicional, hay tres localidades en las cuales hay evidencias de que podría haber más de una. En San Pablo con Vespucio (figura 4.9b), se aprecian dos posibles unidades de la ignimbrita separadas por un nivel estratificado (facies sT) que tiene poca continuidad lateral (menor a 10 m). En El Manzano (figura 4.9a), un ondulado y continuo nivel rico en líticos (figura 4.10a) desde el cual, en algunos sectores, nacen pipas de desgasificación (figura 4.10b), hace pensar en la existencia de dos unidades. En el Estero Coyanco, en cambio, sí se distinguen claramente dos unidades (figuras ??a y 4.12a), siendo más rica en finos la superior. El contacto entre ambas es gradacional a través de un nivel rico en líticos de origen fluvial (figuras 4.12a y 4.12b).

Facies de toba de ceniza estratificada (sT)

Esta facies sólo se reconoció en dos localidades: en Rincón del Abra, en el valle del Cachapoal; y en la esquina de las calles San Pablo y Vespucio de la ciudad de Santiago, en el valle del Maipo. Es una facies subordinada a mL_T y mL_Tpip. Se caracteriza por tener muy buena selección, no contener partículas tamaño lapilli o mayores y presentar estratificación paralela y cruzada. En ambas localidades, el espesor de los niveles que presentan esta facies es pequeño. Mientras en Rincón del Abra éste alcanza hasta 10 cms, en San Pablo con Vespucio es muy variable llegando a los 50 cms de espesor. En el primer caso, el nivel se ubica en la parte basal del depósito, presentando un contacto gradacional hacia el cuerpo principal macizo (figuras 4.13a y 4.13c), mientras en el segundo se ubica en una posición media, separando dos posibles unidades de la ignimbrita (figura 4.9b). Hacia el techo presenta un nivel centimétrico rico en pómez (figura 4.13b). Aunque en ambos casos, la facies parece ser la misma, es posible que la interpretación de los depósitos sea diferente. En Rincón del Abra, la posición del nivel estratificado y el contacto gradacional hacia el cuerpo principal hacen pensar que ambos constituyen partes de la misma unidad deposicional. En San Pablo con Vespucio, en cambio, la interpretación es más compleja ya que el nivel estratificado no se ubica en la base de la ignimbrita. Este último podría interpretarse ya sea como un depósito de oleada piroclástica emplazado de manera independiente a los depósitos de flujo piroclástico superior e inferior, o como el producto de una variación local en el flujo que luego fue emplazado. Es importante

notar la poca continuidad lateral de este nivel (menor a 10 m), el cual no se reconoció en otros afloramientos.



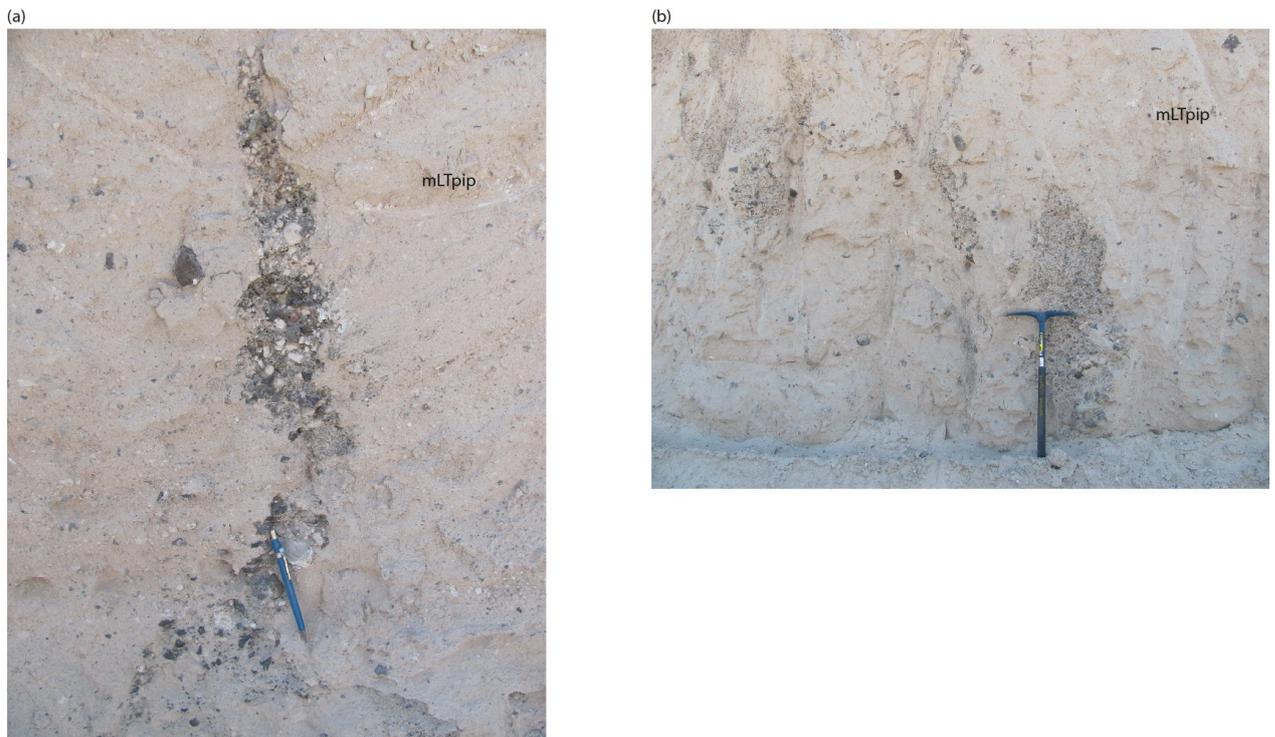


Figura 4.14: (a)Pipa de desgasificación decimétrica en afloramiento de Fundo Larrinco, Rinconada de Maipú. (b) Pipa de desgasificación métrica en Bodegas de San Francisco, Pudahuel.

4.3. Variaciones granulométricas

Se realizó un análisis granulométrico para 20 muestras de la ignimbrita (figura 4.1) considerando solamente la fracción menor a 16 mm ($\phi = -4$). Las curvas acumulativas de frecuencias obtenidas fueron graficadas en un papel con eje de ordenadas probabilístico (figura 4.15).

Aunque todas las muestras son muy ricas en finos, se presentan ciertas diferencias entre los valles. Mientras para las muestras del sector Cachapoal-Río Peuco (facies mLT y plensmT) se tiene que un 90 % del material es menor a $\phi = 1,5$ (350 μm), las muestras del sector Río Maipo (facies mLTpip) poseen un 90 % menor a $\phi = 0$ (1 mm), siendo algo más gruesas. Es destacable el marcado empobrecimiento en partículas más gruesas de las muestras obtenidas en Población y Rapel, correspondientes a la facies plensmT, que se ve claramente en la figura 4.15. Este empobrecimiento se hace evidente para partículas de un tamaño mayor a $\phi = 2$

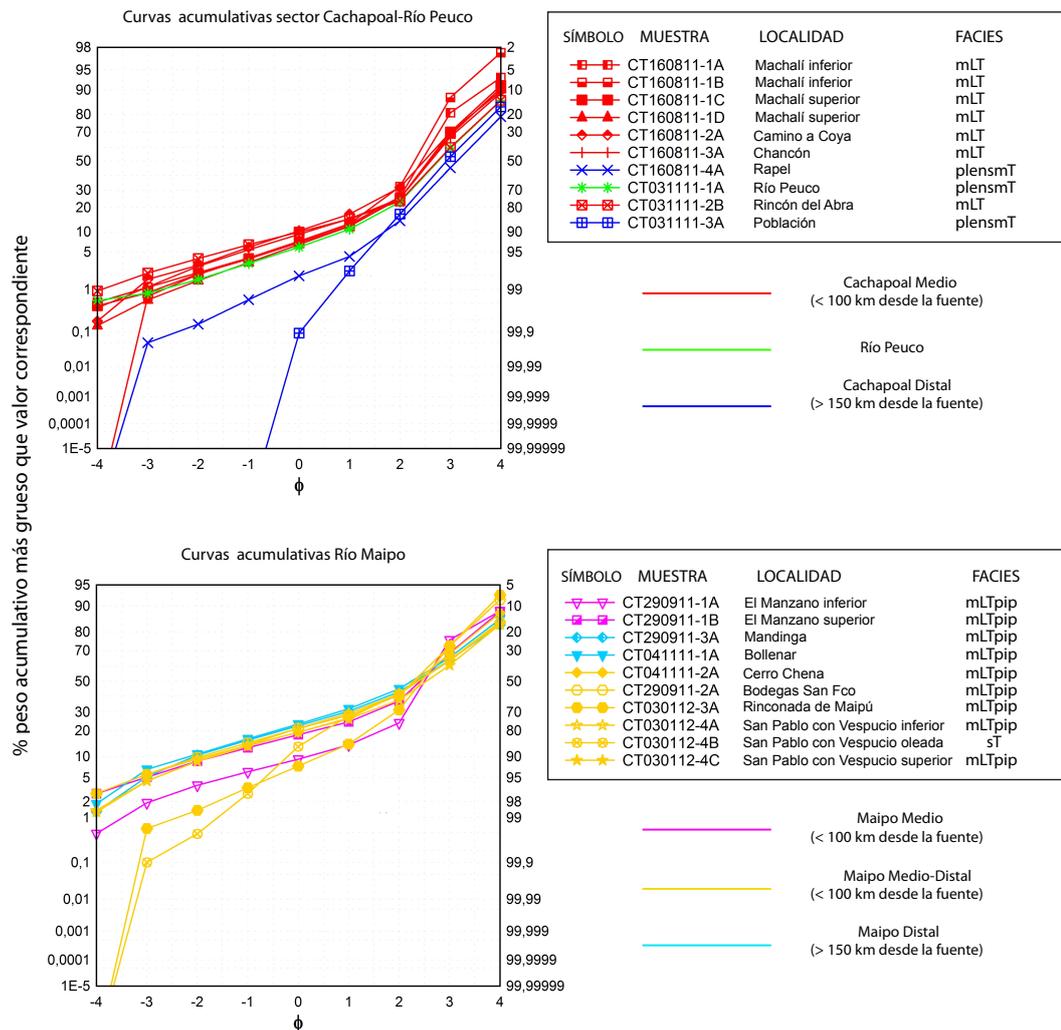


Figura 4.15: Curvas acumulativas indicando el tamaño de grano de las muestras analizadas. El eje de las ordenadas tiene escala probabilística. Los parámetros de Inman (1952) fueron obtenidos gráficamente a partir de ellas (ver Capítulo 1). En el gráfico superior se observa que las muestras obtenidas en Rapel y Población (facies plensmT) están empobrecidas en partículas gruesas con respecto a las demás muestras. En el gráfico inferior, todas las muestras siguen una tendencia similar salvo las correspondientes a El Manzano inferior (mLTpip), Rinconada de Maipú (mLTpip) y la oleada de San Pablo con Vespucio (sT), las cuales están algo empobrecidas en fragmentos gruesos. A grandes rasgos, las muestras de Cachapoal-Río Peuco son de grano más fino que las del Río Maipo.

(250 μm). El resto de las muestras de este valle, correspondientes a la facies mLT, muestran

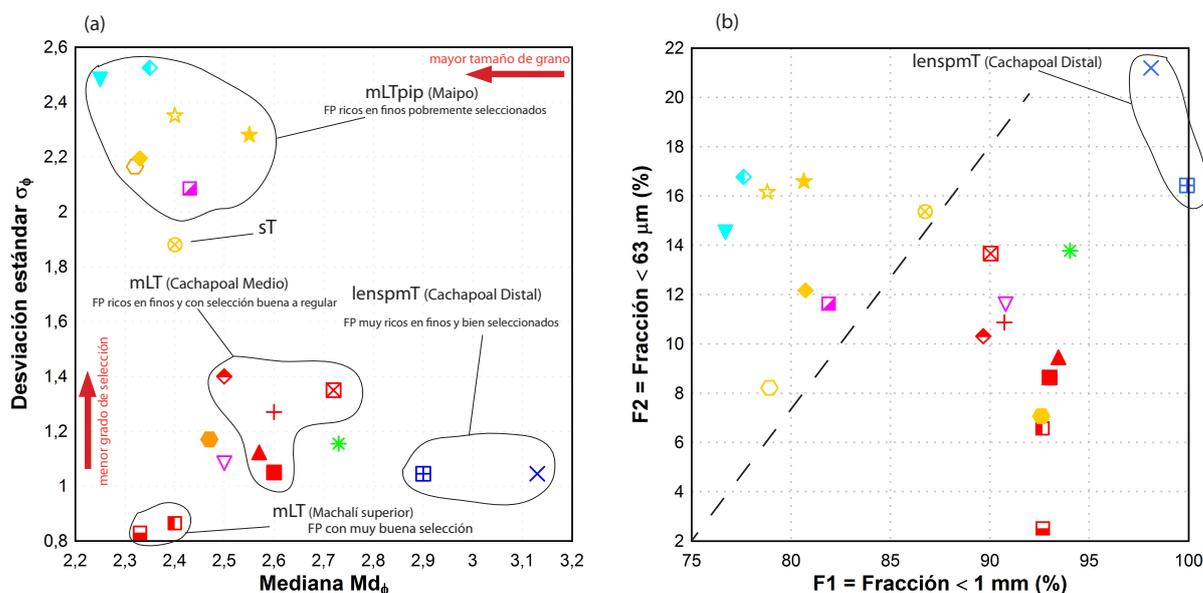


Figura 4.16: (a) Desviación estándar gráfica versus Mediana gráfica. Ambos parámetros fueron obtenidos para cada una de las muestras a partir de la figura 4.15. (b) F2 (fracción wt % < $63 \mu m$) versus F1 (wt % < $1 mm$). Las muestras obtenidas a lo largo del Río Maipo (facies mLTpip) tienen, en general, peor selección que las muestras obtenidas a lo largo del Río Cachapoal (facies mLT y plensmT). El material es en su mayoría fino, llegando incluso a ser muy fino en la facies plensmT (CT160811-4A (Rapel) y CT031111-3A (Población)). La simbología es la misma que en la figura 4.15

una distribución bastante parecida entre sí. En el caso del Río Maipo, no es posible notar una marcada tendencia en las distribuciones, salvo un leve empobrecimiento en partículas gruesas de las muestras correspondiente a Rinconada de Maipú, El Manzano inferior y la oleada piroclástica reconocida en San Pablo con Vespucio (facies sT).

En la figura 4.16a se presentan los campos bien definidos que agrupan a las muestras correspondientes a las facies mLT (Cachapoal Medio), plensmT (Cachapoal Distal) y mLTpip (Río Maipo). Mientras las facies mLT y plensmT presentan muy buena selección, además de un enriquecimiento en material fino (o empobrecimiento en material más grueso) en la segunda de ellas, la facies mLTpip tiene una selección más pobre y presenta enriquecimiento en partículas más gruesas. Las muestras obtenidas en Rinconada de Maipú y en El Manzano inferior constituyen excepciones, ubicándose más cercanas al campo mLT. La muestra obtenida en el Río Peuco se ubica también cercana a este campo.

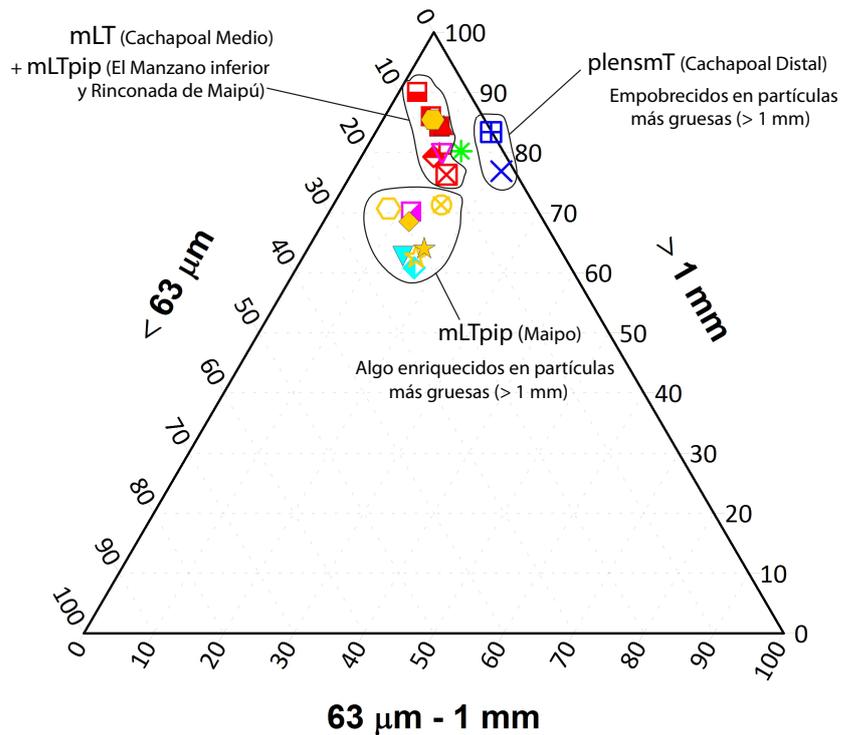


Figura 4.17: Diagrama ternario que muestra la distribución del tamaño de grano para las muestras estudiadas. El tamaño de grano se ubica predominantemente en el rango $<63\mu\text{m}-1\text{mm}$. La facies plensmT casi no posee fragmentos $> 1 \text{ mm}$, mientras las facies mLT y mLTpip están progresivamente más enriquecidas en estos (sin superar el 40% del peso total). La simbología es la misma que en la figura 4.15

En la figura 4.16b se observan sutiles pero claras diferencias en la granulometría de las diferentes muestras. Las muestras correspondientes a la facies mLTpip, con excepción de Rinconada de Maipú y El Manzano inferior, presentan un porcentaje notoriamente menor de material $< 1 \text{ mm}$ que las de la facies mLT, que a su vez presentan un porcentaje menor a las muestras de la facies plensmT. Esta última facies presenta, además, un alto F2 (wt % $<63\mu\text{m}$), índice que no parece variar mayormente al comparar las facies mLT y mLTpip. La facies sT presenta valores parecidos a mLTpip pero con F1 algo mayor. Debido a que las mayores diferencias entre mLT y mLTpip son producto de variaciones en el valor de F1 más que en

F2, es más probable que éstas se expliquen por un enriquecimiento en partículas de tamaño > 1 mm en la facies mLTpip más que por un empobrecimiento en finos. La facies plensmT, en cambio, parece representar un empobrecimiento en partículas de tamaño > 1 mm, ya que casi un 100% del material es menor a ese tamaño. Algo similar se aprecia en la figura 4.17, en donde además se observa que el tamaño de grano de las muestras se ubica predominantemente en el rango $<63\mu\text{m}-1\text{mm}$.

Las variaciones anteriores, si bien son evidentes para la fracción $\text{wt}\% > 63\mu\text{m}$, no son notorios en la fracción $\text{wt}\% < 63\mu\text{m}$, estudiada mediante granulometría láser (ver APÉNDICE B), en donde se puede ver que la distribución de las muestras es bastante similar, incluso entre valles.

4.4. Componentes

Luego del tamizado, fueron escogidas las fracciones 2 mm y $250\mu\text{m}$ para estudiar los componentes de la ignimbrita. En términos generales, ésta es muy abundante en fragmentos juveniles (pómez) en todos los tamaños y muy pobre en cristales. Además, posee contenidos variables (según tamaño y según muestra) de líticos accidentales. En la figura 4.18 se presentan dos diagramas ternarios PCL (pómez-cristales-líticos) para las dos fracciones analizadas (2 mm y $<250\mu\text{m}$) de los cuales se desprende que la ignimbrita es muy pobre en cristales y en general es más rica en pómez que en líticos. La facies mLTpip está algo enriquecida en líticos en la fracción 2 mm, presentándose incluso algunos casos donde la presencia de líticos es mayor que la de pómez (El Manzano inferior, Cerro Chena, Mandinga). La facies mLT es menos rica en líticos (figura 4.18a). En la fracción $<250\mu\text{m}$, se ve un marcado empobrecimiento en líticos con respecto a la fracción 2 mm y todas las muestras son muy ricas en pómez. La descripción en detalle de los componentes se presenta a continuación:

Cristales

Los cristales representan entre un 0,3% y un 4% de la fracción 2 mm y entre un 0% y un 2% de la fracción $250\mu\text{m}$. En el primer caso corresponden exclusivamente a cristales

de plagioclasa tabulares, incoloros, levemente alterados y con cristales de biotita adheridos, mientras en el segundo estos son mayoritariamente biotitas pardo amarillentas a pardo oscuras muy alteradas. También se reconocen escasas plagioclasas de tamaño 250 μm .

Juveniles

Los fragmentos juveniles corresponden exclusivamente a pómez y esquirlas de vidrio. En la fracción 2 mm constituyen entre un 30 % y un 100 %, mientras en la fracción 250 μm estos porcentajes aumentan a un 70 % y un 100 % respectivamente. En general son blancas, aunque a veces lucen algo rosadas por poseer ceniza muy fina de ese color adherida a sus paredes. Hay algunas densas (pocas o nulas vesículas visibles a simple vista) y otras vesiculadas, entre las cuales se distinguen las fibrosas (con vesículas alargadas). Suelen presentarse subredondeadas y a veces, subangulosas. No se observan diferencias importantes entre los fragmentos juveniles de las diferentes muestras.

Líticos

Los fragmentos líticos comprenden entre un 0 % y un 69 % de la fracción 2 mm, y entre un 0 % y un 38 % de la fracción 250 μm . El detalle de los porcentajes de líticos de 2 mm para las diferentes muestras se presenta en la Tabla 4.2 y un resumen de los principales tipos de líticos se puede ver en la Tabla 4.1.

Tal como se muestra en la Tabla 4.1, los líticos volcánicos y plutónicos, predominantemente tonalíticos, se reconocen en prácticamente todas las muestras analizadas y son por lejos los grupos más abundantes (ver Tabla 4.2). En los primeros predominan los grises con plagioclasa aunque hay de varios tipos. En general son angulosos y están levemente alterados. En algunas muestras se reconocen también líticos de origen volcanoclástico. La obsidiana, aunque escasa, podría ser un marcador importante ya que se encontró solamente en el afloramiento de San Pablo con Vespucio, tanto en la oleada como en el depósito superior (Tabla 4.2). En Bodegas San Francisco se encontró caliza gris oscura directamente en el afloramiento.

En la figura 4.19 se presentan las variaciones verticales en el contenido de líticos para tres localidades consideradas relevantes para el estudio. En Machalí (facies mLT) no se ve una

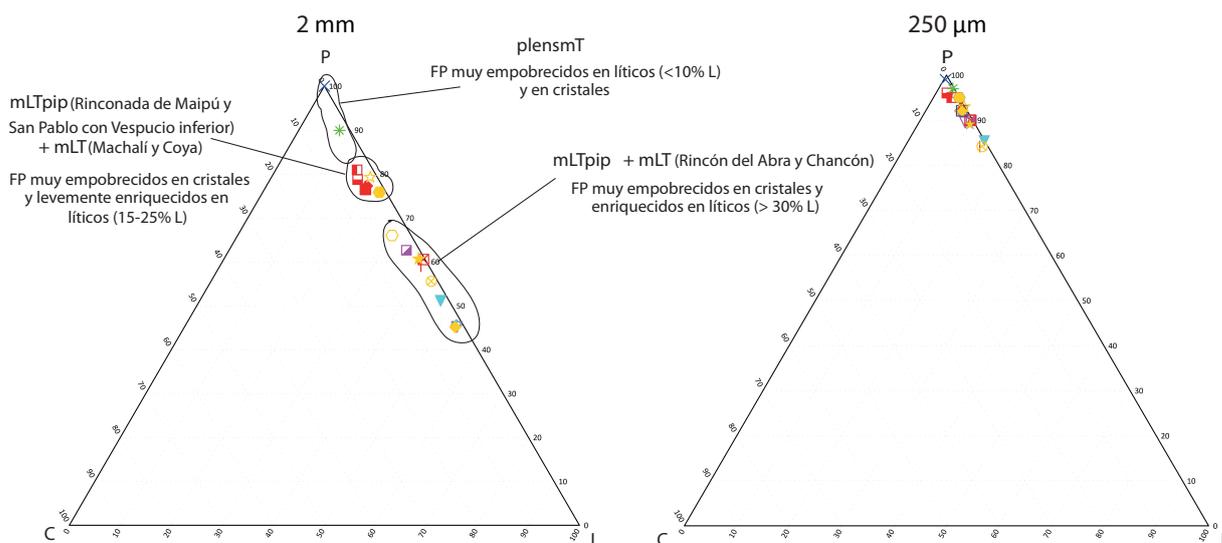


Figura 4.18: Diagramas PCL que muestran los contenidos (% en peso) de pómez, cristales y líticos para las muestras analizadas. (a) Diagrama PCL para la fracción 2 mm. Todas las muestras muestran empobrecimiento en cristales. Los campos definidos por las variaciones en el contenido de líticos están marcados con rojo. (b) Diagrama PCL para la fracción 250 μm . Al igual que en la fracción 2 mm, las muestras están muy empobrecidas en cristales. Sin embargo, presentan un marcado empobrecimiento en líticos. La simbología es la misma que en la figura 4.15

variación vertical muy clara aunque se podría decir que hay un muy leve enriquecimiento en líticos hacia el techo (en fracciones $<250\mu\text{m}$ y 2 mm). En el afloramiento de El Manzano (facies mLTpip) esta variación es también muy sutil. Por último, en San Pablo con Vespucio se ve una clara variación vertical ya que la oleada (facies sT) está más enriquecida en líticos que los depósitos de flujo piroclástico (facies mLTpip) en ambas fracciones estudiadas, además de contener un porcentaje mayor de líticos plutónicos y menor de volcánicos que ellos. Además, la ausencia de obsidiana en el depósito superior y su presencia tanto en la oleada como en el depósito superior marcan un claro cambio vertical.

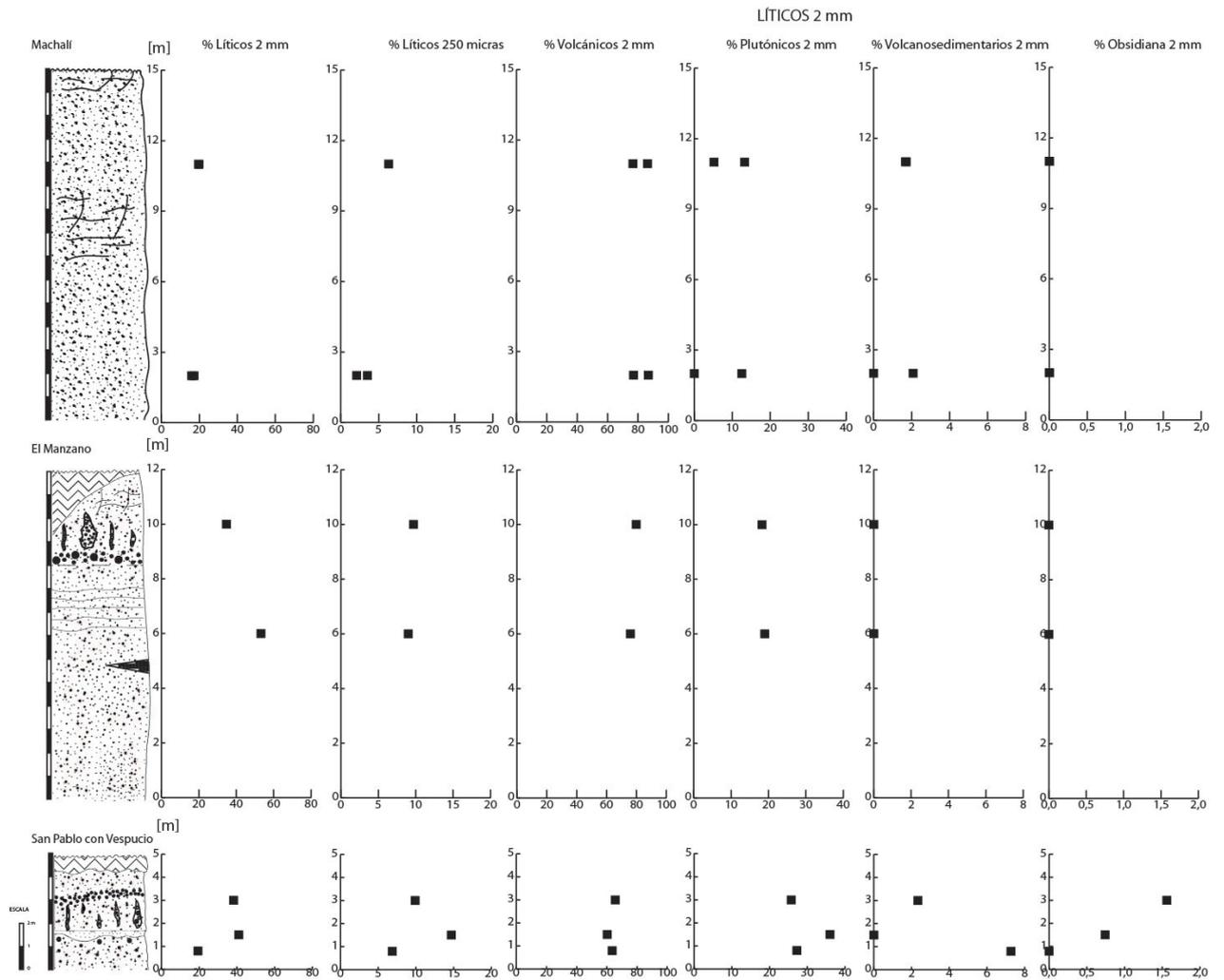


Figura 4.19: Variaciones verticales en el contenido de líticos. En las localidades de Machalí y El Manzano las variaciones verticales son muy sutiles tanto en el % total de líticos en las fracciones $<250\mu\text{m}$ y 2 mm, como en el % de las distintas variedades de líticos reconocidas. En San Pablo con Vespucio en cambio, se observa un enriquecimiento en líticos en ambas fracciones para el depósito de oleada (facies sT) con respecto a los depósitos de flujo piroclástico inferior y superior (mLTpip). Además, la ausencia de obsidiana en el flujo piroclástico inferior y su presencia en la oleada y en el depósito superior marcan un claro cambio vertical.

Tabla 4.1: Principales tipos de líticos reconocidos

Tipos de líticos	Descripción	Principales ocurrencias
Plutónicos	Frescos a levemente alterados. Son predominantemente tonalíticos (blancos con anfíbolos negros) aunque se reconocen también algunos grises y rosados (granodioríticos). Son subredondeados a subangulosos y de esfericidad media. En general se presentan alterados con una patina rojiza aunque también los hay frescos. Los más comunes son grises con cristales de plagioclasa. También otros rojos a violeta. Son angulosos a subangulosos y de esfericidad variable.	Todas las localidades
Volcánicos	Levemente alterados. Rojos a violeta y con cristales de cuarzo. Subangulosos.	Todas las localidades
Volcanosedimentarios	Se reconocen dos tipos: negra (oleada San Pablo con Vespucio) y translúcida con cristales de biotita y anfíbola (depósito superior San Pablo con Vespucio).	Machalí, Bodegas San Francisco, Rincón del Abra, San Pablo con Vespucio (depósitos superior e inferior).
Obsidiana	Frescos. Corresponden a caliza gris oscuro con laminación fina. Algunas láminas son de color café.	San Pablo con Vespucio (oleada y depósito superior)
Sedimentarios carbonatados		Bodegas San Francisco (Pudahuel)

Tabla 4.2: Detalle del conteo litológico realizado en la fracción 2 mm para las distintas muestras. Incluye los grupos líticos relevantes. Las muestras CT290911-3B y CT031111-2C corresponden a las muestras extraídas de los depósitos de retrabajo aluvial de Mandinga (cerca de Melipilla) y Rincón del Abra respectivamente.

Muestra	Localidad	Plutónicos %	Volcánicos %	Volcanoclásticos %	Obsidiana -	Carbonatadas ¹ -	Indefinidos ² %
CT160811-1A	Machalí	12,5	77,1	2,1	NO	NO	8,3
CT160811-1B	Machalí	0	86,8	0	NO	NO	13,2
CT160811-1C	Machalí	5,2	86,2	1,7	NO	NO	6,9
CT160811-1D	Machalí	13,3	76,7	1,7	NO	NO	8,3
CT160811-2A	Coya	12,3	82,5	0	NO	NO	5,3
CT160811-3A	Chancón	20	76,7	0	NO	NO	3,3
CT160811-4A	Rapel	0	0	0	NO	NO	0
CT290911-1A	El Manzano	19	75,9	0	NO	NO	5,1
CT290911-1B	El Manzano	18,3	79,8	0	NO	NO	1,9
CT290911-2A	Bodegas San Fco	13,3	83,8	1,9	NO	X	1
CT290911-3A	Mandinga	20,6	76,3	0	NO	NO	3,1
CT290911-3B	Mandinga	6,4	93,6	0	NO	NO	0
CT031111-1A	Río Peuco	13	73,9	0	NO	NO	13
CT031111-2B	Rincón del Abra	17,6	81,5	0	NO	NO	0,8
CT031111-2C	Rincón del Abra	10,2	88	0,6	NO	NO	1,2
CT041111-1A	Bollenar	18,5	79,6	0	NO	NO	1,9
CT041111-2A	Cerro Chena	23,5	73,7	0	NO	NO	2,8
CT030112-3A	Rinconada de Maipú	32,9	64,3	0	NO	NO	2,9
CT030112-4A	San Pablo con Vespucio	27,3	63,6	7,3	NO	NO	1,8
CT030112-4B	San Pablo con Vespucio	36	60,3	0	X	NO	2,9
CT030112-4C	San Pablo con Vespucio	25,8	65,6	2,3	X	NO	4,7

¹ Solo se encontró rocas carbonatadas directamente en el afloramiento. Estas corresponden a líticos tamaño bloque.

² Se agrupo como indefinidos.^a los líticos cuyo tipo no fue fácilmente identificable. En su gran mayoría corresponden a rocas ígneas no piroclásticas.

4.5. Variaciones radiales o longitudinales

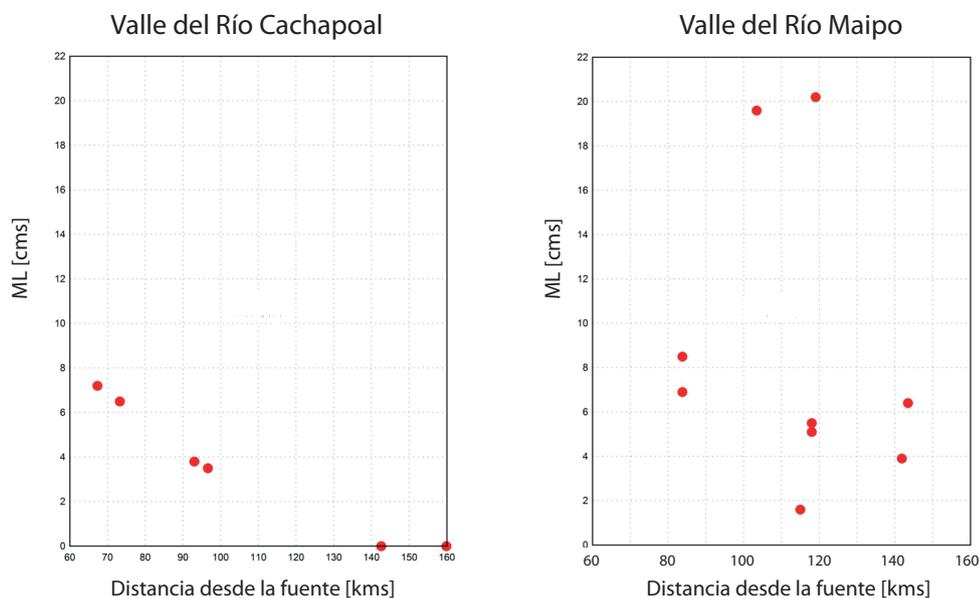


Figura 4.20: Variaciones en ML (promedio de 5 líticos mayores) a lo largo de los ríos Cachapoal y Maipo. En el primer valle, ML disminuye a mayor distancia desde la fuente, mientras en el segundo esta tendencia no es muy clara, presentando sus máximos valores a 100-120 kms desde la fuente. El tamaño máximo de los líticos es algo mayor en el valle del río Maipo.

Los cinco líticos y las cinco pómez de mayor tamaño de cada afloramiento fueron medidos cuando fue posible. Luego, para realizar una comparación de estos valores, se utilizó el promedio de ellos (ML y MP respectivamente). A lo largo del río Cachapoal, ML disminuye con la distancia desde la fuente, tomando valores en el rango 0-8 cms (figura 4.20a). En el caso del río Maipo, en cambio, no se observa una tendencia tan clara a la disminución de ML, ya que hay valores notoriamente mayores en los 100 y 120 km desde la fuente que alcanzan hasta los 20 cms. El resto de los valores se encuentra en el rango 1-9 cms (figura 4.20b). Para el caso de MP no es posible observar diferencias tan claras. De hecho, el rango de MP es bastante parecido en ambos valles (3-9 cms en el Cachapoal y 3-11 cms en el Maipo; figura 4.21). Sin embargo, cabe destacar que mientras en el valle del río Maipo se reconocieron fragmentos de pómez individuales de casi 20 (Bodegas San Francisco) y 30 cms (Estero Coyanco; no se incluyó por ser el único fragmento medido en el lugar), en el valle del río Cachapoal no se

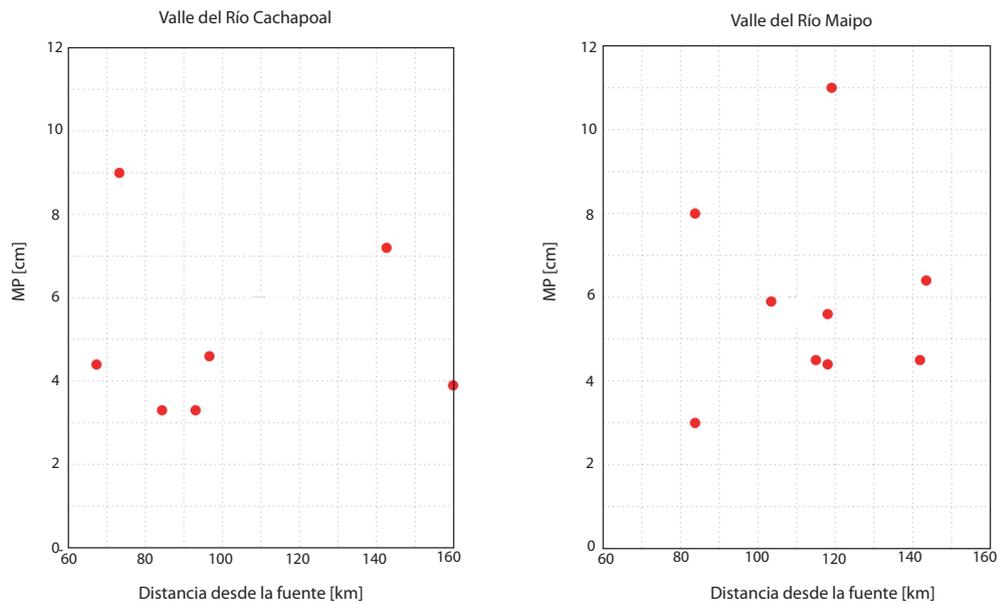


Figura 4.21: Variaciones MP (promedio de 5 pómez mayores) a lo largo de los ríos Cachapoal y Maipo. No se observa una tendencia clara al aumentar la distancia desde la fuente. Además, los rangos de tamaño máximo de pómez son similares en ambos valles.

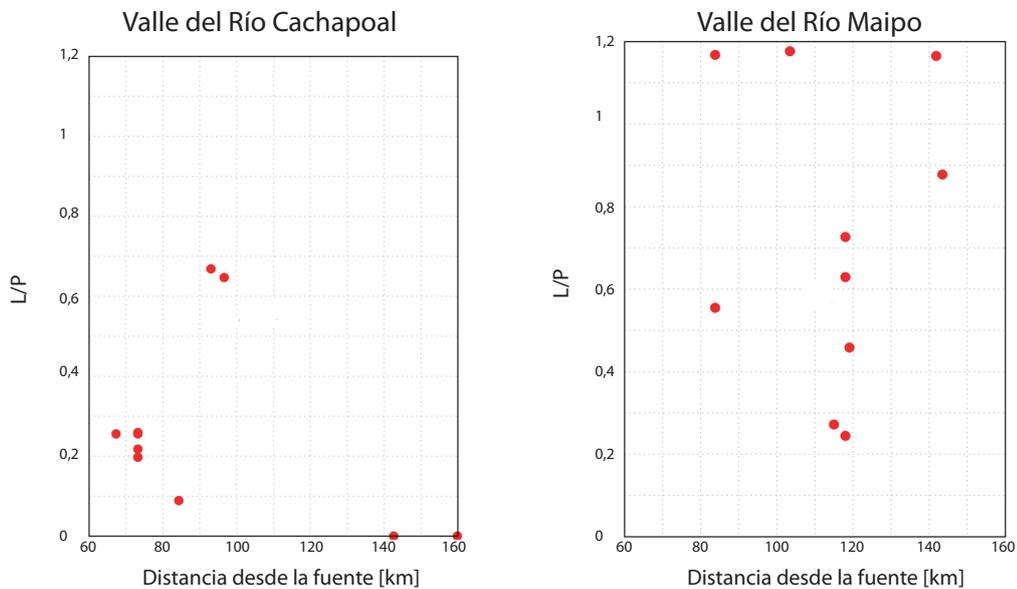


Figura 4.22: Variaciones en la razón Líticos/Pómez (L/P) a lo largo de los valles de los ríos Maipo y Cachapoal para la fracción 2 mm. En el valle del Cachapoal se observa una leve tendencia a la disminución de esta razón, aunque ésta aumenta a los 100 kms, hasta llegar a ser 0 en la parte distal por la ausencia de líticos. En el valle del Maipo no se observa una tendencia clara. Sin embargo, las razones son algo mayores.

observaron fragmentos de tamaño similar. A lo largo del Cachapoal, la razón líticas/pómez (L/P) parece disminuir desde la parte media a la distal (>140 kms), donde toma el valor 0 debido a la ausencia de fragmentos líticos. Se observa un leve aumento de esta razón hasta alcanzar 0,6-0,7 a los 90-100 kms desde la fuente. En el valle del Maipo, la razón L/P es algo mayor (0,2-1,2) y no parece seguir un patrón identificable.

Variaciones radiales Río Cachapoal

A grandes rasgos, los depósitos reconocidos en el valle del río Cachapoal (figura 4.23) varían desde la facies mLT a la facies lenspmT, haciéndose cada vez más finos al aumentar la distancia desde la fuente. Además, el contenido en líticas va disminuyendo hasta ser casi nulo a una distancia >140 kms desde la Caldera Diamante, distancia a la cual se comienza a observar la presencia de lentes ricos en pómez tamaño lapilli. Por las características observadas no es posible reconocer más de una unidad deposicional en este valle.

Variaciones radiales Río Maipo

Los depósitos estudiados en el valle del río Maipo son, en general, más gruesos que los del Cachapoal. Por otra parte, a diferencia de este valle, en el valle del Maipo no se observa un patrón claro de disminución del tamaño de grano. De hecho, los líticas de mayor tamaño se reconocen a casi 100 km desde la fuente. Además, las pipas de desgasificación se presentan independiente de la distancia, aunque alcanzan su mayor desarrollo en las partes más distales del valle. La facies ampliamente predominante en este valle es mLTpip y subordinadamente se presenta sT (figura 4.24).

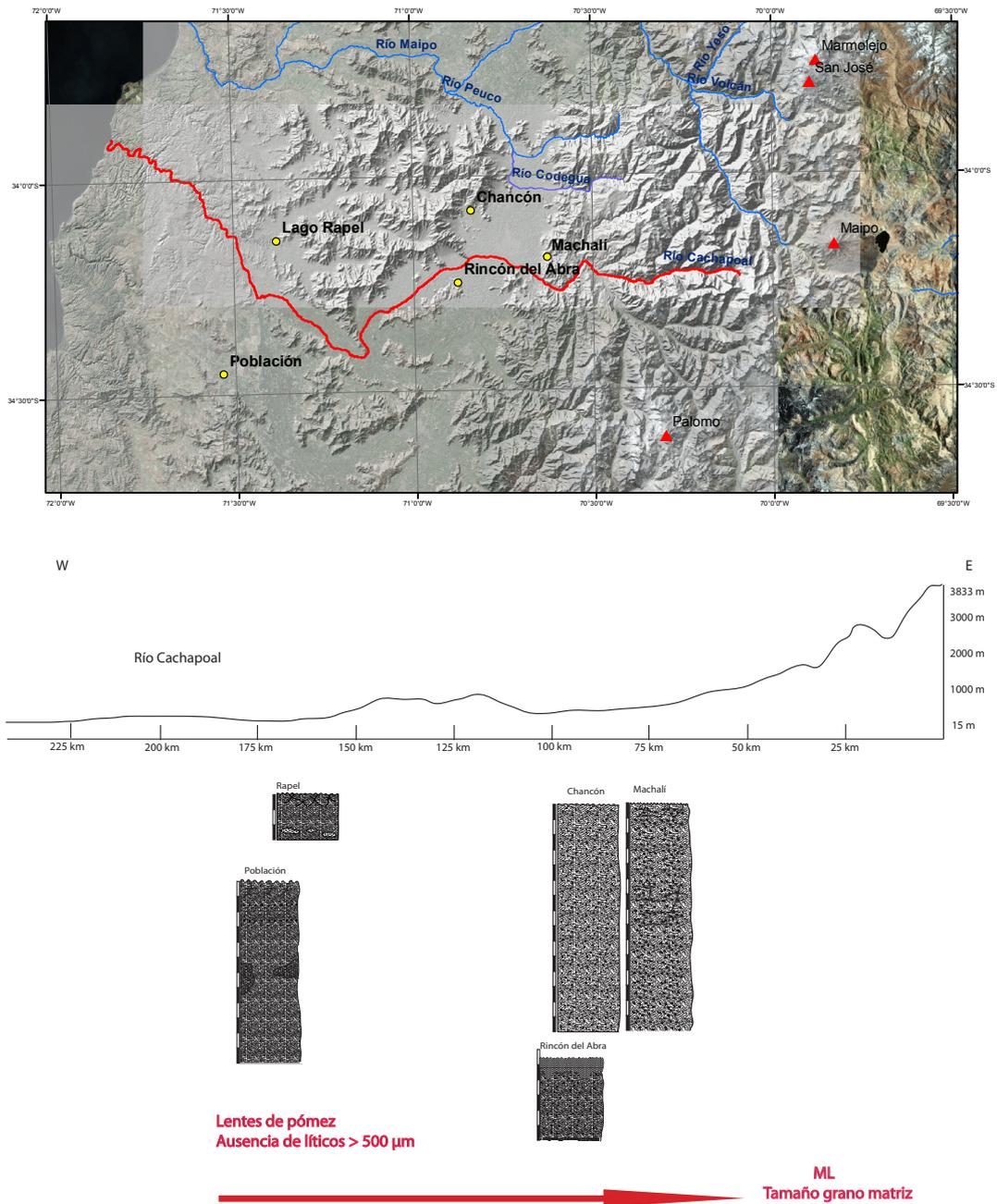


Figura 4.23: Variaciones radiales a lo largo del Río Cachapoal. A mayor distancia desde la fuente los depósitos son más finos, siendo casi imposible reconocer fragmentos > 1 mm. Además, el contenido en líticos disminuye hasta ser casi 0. Hay una transición desde la facies mLT (Chancón, Machali y Rincón del Abra), que es maciza, con matriz tamaño ceniza y fragmentos tamaño lapilli, hacia la facies plensmT (Rapel y Población), también maciza, con matriz aún más fina y lentes de pómez, en zonas distales. No hay evidencia de que haya más de una unidad de flujo en la ignimbrita en este valle.

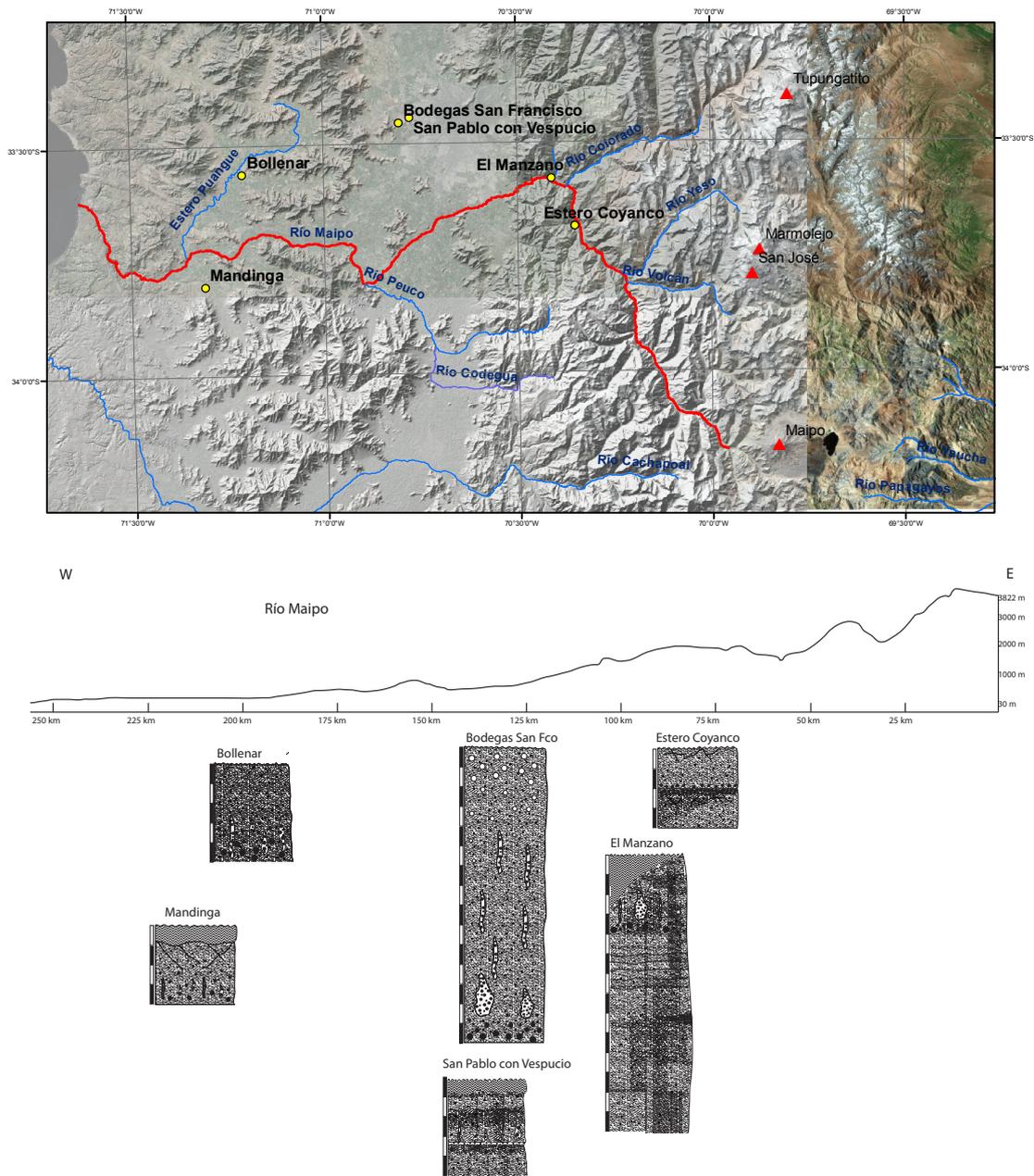


Figura 4.24: Variaciones radiales en el Río Maipo con columnas representativas. A diferencia del valle del Cachapoal, el tamaño de grano no cambia notoriamente a lo largo del cauce. Además, aunque con ciertas variaciones, la facies reconocida es la misma (mLTpip), presentándose pipas de desgasificación más o menos desarrolladas independiente de la distancia. Se reconocen además lentes ricos en líticos tamaño lapilli a bloque. En general parece reconocerse sólo una unidad de flujo, aunque en el Estero Coyanco se pueden reconocer claramente dos. En El Manzano y en San Pablo con Vespucio, se observan variaciones verticales pero éstas podrían ser producto de variaciones locales en los flujos

4.6. Distribución y volumen de la ignimbrita Pudahuel

Utilizando los afloramientos reconocidos en Wall et al. (1996), Sellés and Gana (2001), Wall et al. (1999) y en Godoy et al. (2009), además de las observaciones realizadas en este trabajo, se confeccionó un mapa recopilatorio de los afloramientos actuales de la Ignimbrita Pudahuel. A partir de estos, se infirió como debe haber sido su distribución original en el lado chileno (figura 4.25). Luego, siguiendo una metodología similar a la de Guerstein (1993), definiendo zonas de acumulación, cada una de las cuales posee un espesor expuesto característico (figura 4.26), se calculó el volumen de la ignimbrita.

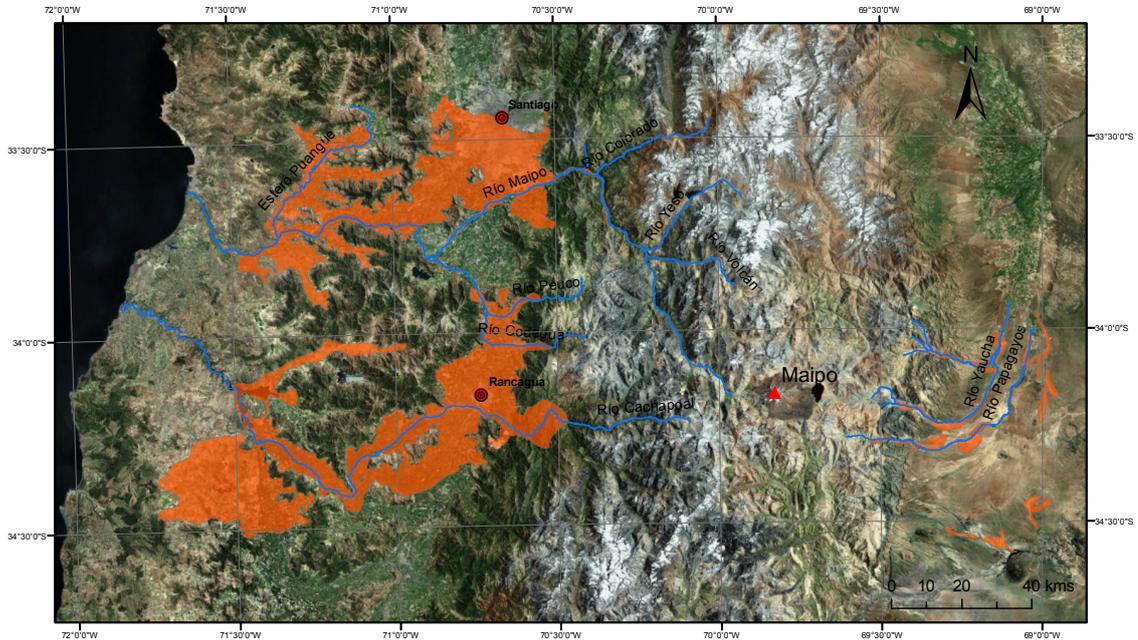


Figura 4.25: En la figura se puede observar la distribución original de los depósitos inferida a partir de los afloramientos actuales. En el lado argentino, se presentan sólo los afloramientos actuales.

El área total que habrían cubierto los depósitos es de 4460 km^2 aproximadamente. Las áreas individuales fueron multiplicadas por el espesor indicado en la figura 4.26 para calcular el volumen correspondiente. Luego se realizó una suma de estos y se obtuvo que el volumen total de los depósitos era de: $V_d = 52 \text{ km}^3$.

Es importante considerar que, sobretodo debido al gran porcentaje de ceniza muy fina que

poseen estos depósitos, es muy posible que se hayan generado pérdidas importantes durante el transporte de los flujos debido a la formación de una nube co-ignimbrítica (Branney and Kokelaar (2002)). Según Sparks and Walker (1977), las pérdidas serían de mínimo un 35 %, mismo valor considerado en el análisis de Guerstein (1993), aunque Branney and Kokelaar (2002) afirman que éstas podrían llegar a comprender hasta un 50 %. Para obtener un resultado más fácilmente comparable con el de Guerstein (1993), en este trabajo se considerará que las pérdidas constituyen un 35 %.

Luego, $V_d = 80km^3$.

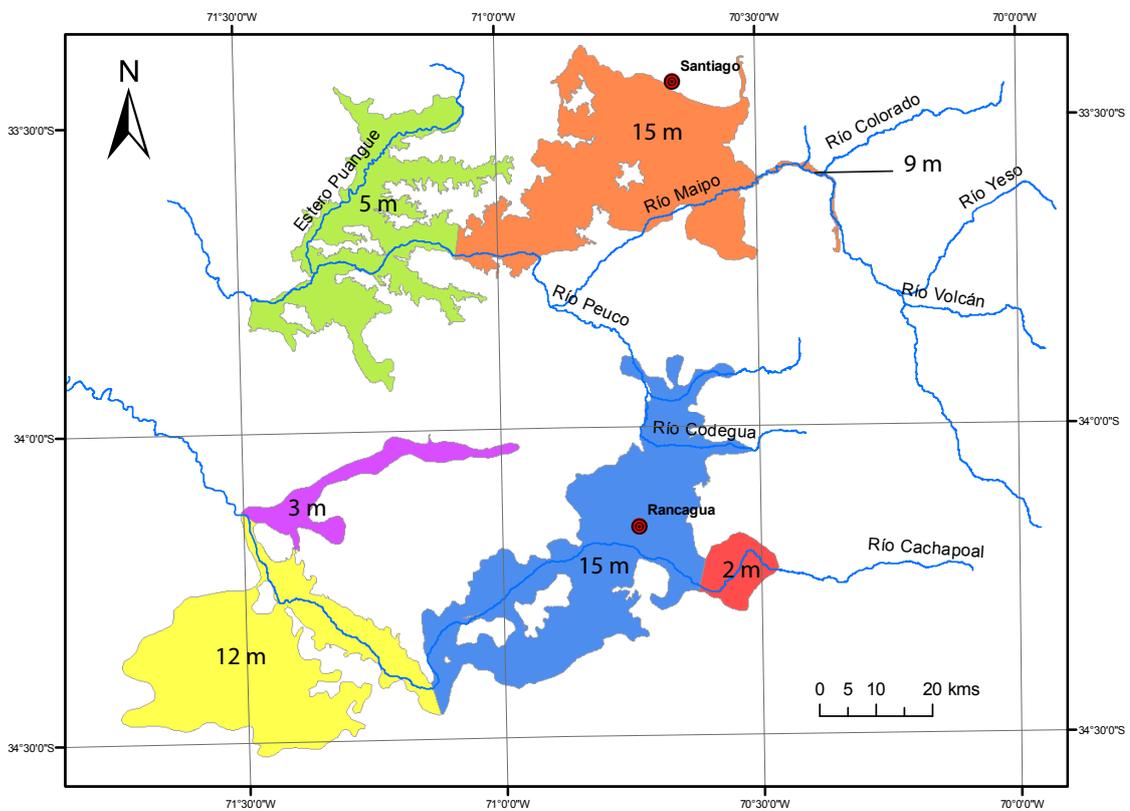


Figura 4.26: En la figura se pueden ver las distintas zonas de acumulación en que fueron divididos los depósitos y el espesor promedio considerado.

Considerando los mismos valores utilizados por Guerstein (1993) para las densidades de los depósitos de flujo piroclástico ($\rho_d = 1250kg/m^3$) y del magma original ($\rho_d = 2400kg/m^3$), se obtuvo que el volumen de roca equivalente (VRE) para los depósitos del lado chileno

es: $VRE=42 \text{ km}^3$.

Para obtener un valor total del volumen de la Ignimbrita Pudahuel se consideraron los volúmenes de roca equivalente estimados por Guerstein (1993) para los depósitos de flujo piroclástico (43 km^3) y de caída (10 km^3) en el lado argentino. Con esto el volumen total estimado sería: $V_{total}= 95 \text{ km}^3$.

Con respecto a este valor es importante considerar que el volumen estimado para los depósitos del lado chileno corresponde a un volumen mínimo por las siguientes razones:

1. Los espesores utilizados para llevar a cabo la estimación son espesores expuestos. Sin embargo, estos debieron haber sido mayores originalmente, lo cual se puede inferir por la erosión a la que han sido sometidos y también por la información de la profundidad de las cenizas que se ha obtenido a partir de sondajes (Lagos (2003)) y de pozos hidrogeológicos (Hauser (1990)). Aunque no se puede asegurar que las cenizas reconocidas a través de estos medios correspondan a la ignimbrita, dados los lugares en que se han reconocido y la continuidad vertical que tienen es probable que así sea. De esta manera, la ignimbrita tendría un espesor mínimo de hasta 30 m en la depresión central.
2. Debido al alto porcentaje de ceniza muy fina presente en la ignimbrita, es muy probable que se haya perdido más del 35 % del material inicial, valor estimado por Sparks and Walker (1977) como mínimo.
3. No se han considerado afloramientos que puedan existir en zonas proximales a medias con respecto a la Caldera Diamante, lo que aumentaría el volumen estimado.

Si se consideran los espesores reconocidos a través de sondajes y pozos, el volumen total de los depósitos aumentaría a 260 km^3 (135 km^3 (DRE))(para la zona correspondiente a Maipo Distal, que incluye Bollenar y Mandinga, se considera un espesor total de 10 m y para el Cachapoal Distal, 24 m).

Aunque este es valor es bastante similar al obtenido por Guerstein (1993), la metodología utilizada en este caso para estimar el volumen de la ignimbrita es más precisa ya que se consideraron variaciones de espesor observadas en terreno, además de complementarlas con

información de sondajes, mientras este autor estimó el volumen de los depósitos en Chile teniendo en cuenta sólo dos zonas de acumulación; la Cordillera Principal con 80 m de espesor; y luego la zona que incluye al Valle Central y a la Cordillera de la Costa con 20 m.

Capítulo 5

Discusión

5.1. Interpretación de facies y mecanismos de transporte y emplazamiento

Por no poseer ningún tipo de estratificación y ser esencialmente macizos, se interpreta que los depósitos pertenecientes a la facies mLT provienen de un flujo piroclástico con alta concentración de partículas (Freundt et al., 2000). Más aún, (Branney and Kokelaar, 2002), interpretan que estos flujos poseen una zona limítrofe (ZLF o flow-boundary zone en inglés; ver Capítulo 3) dominada por escape de fluidos, los cuales son liberados hacia arriba a medida que se produce deposición de partículas desde el flujo. Es este ascenso constante de gas lo que permite soportar las partículas en suspensión a medida que son transportadas. Debido a la viscosidad dada por la alta concentración de partículas y al gradiente de densidad presente, cualquier turbulencia que penetre esta ZLF es suprimida y el flujo inmediatamente sobre ésta es laminar (Branney and Kokelaar, 2002). Ya que las facies plensmT y mLTpip también son macizas y pobremente seleccionadas es muy probable que las zonas limítrofes (ZLF) de los flujos que las formaron hayan tenido características similares a los que formaron la facies mLT. Sin embargo, existen notables diferencias que aún deben ser explicadas.

La facies mLTpip se diferencia principalmente por presentar una matriz algo más gruesa que las otras dos facies principales reconocidas (mLT y plensmT), además de niveles ricos en líticos y zonas más brechosas, las cuales, tal como se intuyó en el capítulo anterior, se deben posiblemente a un enriquecimiento en líticos de variados tamaños. Además, posee pipas de

desgasificación que no se encontraron en las demás facies.

Según (Branney and Kokelaar, 2002), las pipas de desgasificación se forman por escape de fluidos a partir de un depósito macizo que se agrada rápidamente. La formación es in situ debido a la posición vertical y no deformada de las pipas que se reconocen en la facies mLTpip. El hecho de que una alta tasa de escape de fluidos pueda llevar a la formación de burbujas y a la canalización de los fluidos, y por ende la fuerte elutriación de ceniza fina que finalmente permite formar pipas de desgasificación (Branney and Kokelaar, 2002), podría dar cuenta de la presencia de éstas sólo en mLTpip. En los que formaron las facies mLT y plensmT, el flujo de gas fue demasiado bajo para generar segregación y elutriación (Branney and Kokelaar, 2002), posiblemente debido a la casi ausencia de partículas muy densas y/o muy grandes. Esto produce que, al cruzar la ZLF, al momento de la deposición, el volumen de fluidos desplazado por las partículas sea pequeño y por tanto la tasa de escape de estos, baja.

Los flujos que formaron mLTpip, en cambio, deben haber estado cargados de partículas densas (líticos accidentales tamaños lapilli y bloque), lo que explicaría los niveles ricos en líticos. Al ir descendiendo por el valle del Maipo, y sobretodo, al entrar en la zona que hoy corresponde al sector poniente de Santiago (e.g. Maipú, Pudahuel), la pendiente disminuyó rápidamente, lo cual habría producido una drástica disminución en la competencia de los flujos (capacidad de transportar fragmentos de cierto tamaño), y consecuentemente, un rápido aumento en la tasa de deposición de los líticos transportados. El emplazamiento de líticos densos y/o de gran tamaño puede haber causado un flujo ascendente de gas y ceniza fina suficiente para fluidizar las partículas más pequeñas (Branney and Kokelaar, 2002). Esto explicaría la consecuente formación de pipas de desgasificación.

Es importante tener en cuenta que, aunque gran parte de las partículas más finas pueden haberse escapado mediante el proceso de elutriación, es muy probable que parte importante

de ellas haya seguido fluyendo, depositándose en zonas más distales. Lo anterior podría explicar que, tal como se vio en el capítulo anterior, los líticos de mayor tamaño no se hayan encontrado en las zonas más distales, sino en el centro de la Depresión Central.

La mayor abundancia de niveles ricos en líticos en mLT_{pip}, que fueron interpretadas como zonas más brechosas de la misma facies, se explicaría por un flujo con características parecidas a los que generaron mLT, pero más energético (Branney and Kokelaar, 2002). Debido a que los líticos observados son principalmente accidentales, es más probable que el origen de estos se deba a la erosión del sustrato por parte de los flujos. En resumen, se puede decir que las diferencias entre mLT y mLT_{pip} se deben principalmente a que el o los flujos que habrían generado la segunda, habrían adquirido mayor energía, y por tanto, tuvieron mayor capacidad de erosionar los valles y así transportar fragmentos más densos y/o de mayor tamaño.

Aunque las diferencias en la energía adquirida por los flujos piroclásticos en los valles del Maipo y Cachapoal podrían ser explicadas por flujos generados en pulsos diferentes (con diferente energía inicial), es más plausible que éstas se deban a diferencias en la topografía de ambos valles. Si se observan los perfiles de las figuras 4.23 y 4.24, se puede inferir que los flujos que viajaron por el río Maipo recorrieron, encajonados en un valle de relativa alta pendiente, una mayor distancia hasta llegar a la Depresión Central (en donde la mayor parte del material fue depositada) que los que viajaron por el río Cachapoal. Aunque lo anterior debe haber contribuido en la distribución de facies observada, el hecho de que los depósitos encontrados en el valle del Maipo presenten niveles ricos en líticos y pipas de desgasificación ya en la Precordillera (e.g. Cajón del Maipo), hace pensar que tiene que existir otra causa para explicar las diferencias en energía de los flujos. El hecho de que en el valle del Cachapoal exista una barrera topográfica entre el río homónimo y la Caldera Diamante podría explicar la pérdida de energía de los flujos piroclásticos en ese valle, los cuales debieron superarla para encajonarse. Aunque (Stern et al., 1984a) había sugerido que estos habían aprovechado la presencia de glaciares para viajar sobre estos, una alta energía inicial haría que esto no fuese

necesario.

Similar a lo señalado para el valle del Maipo, es muy posible que en el valle del río Cachapoal también se haya producido un aumento en el flujo ascendente de fluidos producto de un aumento en la tasa de deposición de líticos al cambiar la pendiente. Como ya fue explicado anteriormente, debido a la menor abundancia y menor tamaño de estos, este flujo no habría sido lo suficientemente alto para producir pipas de desgasificación. Sin embargo, dada la baja densidad de las pómez, sí fue suficiente para mantener éstas a flote (Branney and Kokelaar, 2002) permitiendo que fuesen transportadas hacia zonas más distales (e.g. Rapel y Población). Los líticos, por el contrario, al ser más densos, fueron siendo depositados progresivamente hasta prácticamente desaparecer de el o los flujos. Finalmente, el flujo ascendente de gas y cenizas muy finas se habría hecho tan débil, por la casi ausencia de partículas más densas, que no fue capaz de seguir transportando el material y este fue depositando en zonas más distales. Las pómez mayores (tamaño lapilli) que viajaban flotando formaron lentes irregulares y/o niveles continuos. Este proceso permite explicar las facies mLT y plensmT como el producto de un mismo flujo que fue transportando desde zonas medias hasta otras distales a medida que sufría cambios en sus capacidades de transporte y deposición de partículas.

La facies sT, subordinada a las facies mLT y mLTpip, posee características más parecidas a las de un depósito de oleada piroclástica que a las de un flujo piroclástico debido a la estratificación y a la buena selección. Según (Branney and Kokelaar, 2002), estas características indican que la parte inferior del flujo que las depositó (o la ZLF), estuvo dominado por un transporte traccional de partículas. Mientras los fragmentos más finos deben haber sido transportados por suspensión, los más densos y/o grandes se transportaron sobre el sustrato ya sea saltando, deslizándose o rodando. En Rincón del Abra, las características del depósito como su ubicación en la base de la ignimbrita, su poco espesor y continuidad lateral, además del contacto gradacional con mLT hacen pensar que ésta corresponde probablemente a lo que (Sparks et al., 1973) denomina estrato 1 y que representaría la cabeza del flujo transportador.

El depósito observado en las calles San Pablo con Vespucio, en cambio, resulta más difícil de interpretar ya que se ubica en la mitad del afloramiento (verticalmente) y porque hacia su techo tiene un nivel rico en pómez tamaño lapilli. La escasa continuidad lateral hace creer que la presencia de este nivel corresponde más a una variación local que a un depósito generado a partir de un flujo diferente. Sin embargo, la presencia de obsidiana desde este nivel hacia arriba (está ausente en niveles inferiores) podría indicar un cambio en la erupción e implicaría la existencia de por lo menos dos unidades de flujo en esta ignimbrita.

5.2. Evolución temporal

Las prácticamente nulas variaciones verticales que se observaron en el Valle del Cachapoal, en cuanto a granulometría, componentes y estructuras, permiten decir que, o bien las condiciones de la erupción se mantuvieron estables o los depósitos observados representan una única unidad de flujo (Branney and Kokelaar, 2002). En el valle del Maipo, en cambio, sí se observan variaciones verticales.

Aunque en general la situación en la cuenca del Maipo es parecida a la del Cachapoal, algunas observaciones hacen dudar en si hay una o dos unidades de flujo. Como se discutió en el punto anterior, la presencia de obsidiana en los niveles superiores en uno de los afloramientos de la parte distal del río Maipo, es una de ellas. Esto podría indicar cambios en la provisión de líticos desde la fuente, lo que podría ocurrir ya sea debido a un nuevo colapso de la caldera Diamante durante la erupción, implicando algún sector donde hubiese obsidiana, o a la provisión de obsidiana directamente desde el magma parental. Las dos unidades reconocidas en Estero Coyanco entregan otro argumento para afirmar que hay más de una unidad de flujo y que éstas no estarían muy espaciadas temporalmente (por el contacto observado). Lo observado en otras localidades, por ejemplo, en El Manzano, no es un argumento fuerte para afirmar lo anterior ya que la presencia de niveles ricos en líticos puede deberse más probablemente a cambios en la competencia de los flujos.

5.3. Comparación con depósitos de la vertiente argentina

Salvo en el sector de El Yeso, en donde se reconoce una ignimbrita soldada que se asocia a la Ignimbrita Pudahuel, no se encontraron en Chile depósitos con estas características, tal como lo hace (Guerstein, 1993) en el Arroyo del Rosario. Aunque esto constituye una diferencia a ambos lados de la cordillera, hay también importantes similitudes.

Al igual que ocurre en Chile, (Guerstein, 1993) reconoció en Argentina, diferencias entre los principales valles cubiertos por la ignimbrita. Este autor diferenció entre los depósitos del Arroyo del Rosario que son muy finos y no poseen pipas de desgasificación, y los depósitos de los valles Yaucha y Papagayos que presentan zonas ricas en líticos y pipas bien desarrolladas. Ya que esto es análogo a lo descrito en este trabajo, es posible interpretar que las facies reconocidas en Argentina tengan una interpretación parecida a las dadas en este trabajo, en la cual los flujos que viajaron por los esteros del Yaucha y Papagayos habrían sido más energéticos que los que viajaron por el Arroyo del Rosario.

La principal diferencia observada en ambas vertientes de la cordillera es en cuanto a la razón de aspecto. Mientras en la vertiente chilena los depósitos no alcanzan más de 30 m de espesor pero, en cambio, se encuentran hasta a 200 km de la fuente, clasificándose como una ignimbrita de baja razón de aspecto (LARI); los depósitos en Argentina alcanzan los 200 m de espesor en la Precordillera, pero sólo llegan a 80 km de la fuente, por lo cual es más parecida a una ignimbrita de elevada razón de aspecto (HARI). Una vez más, las diferencias topográficas pueden ser las causas de estas diferencias, debido a que el relieve es mucho más suave del lado argentino y por tanto, los flujos piroclásticos fueron depositados a menor distancia de la fuente.

5.4. Movilidad de la ignimbrita Pudahuel

Si consideramos que la Ignimbrita Pudahuel tiene un volumen mínimo de 260 km^3 (135 km^3 (DRE)), podríamos clasificarla como el resultado de una erupción de VEI 7 (Newhall and Self, 1982), es decir una de las más grandes que han sido reconocidas. Si además consideramos la distancia de la fuente a la que fueron depositados los flujos (hasta $> 200 \text{ km}$ desde la fuente), se puede afirmar que la erupción que generó esta ignimbrita debe haber sido extremadamente explosiva. Sólo para comparar, el volumen de material generado es por lo menos 8 veces más grande que el expulsado en la erupción que formó la Ignimbrita Taupo en Nueva Zelanda hace casi 2 mil años, y los flujos alcanzaron una distancia 2 veces mayor (Cas and Wright, 1987). Según (Newhall and Self, 1982), una erupción pliniana que expulse este volumen de material puede haber tenido una columna eruptiva de más de 40 km de altura. Considerando el área de los depósitos en Chile (4460 km^2) y un espesor promedio de 30 m^1 , la razón de aspecto para la ignimbrita Pudahuel sería de 0,0008, que corresponde al límite superior del campo de las ignimbritas de bajo aspect ratio (Walker et al., 1980). Aunque posiblemente la Ignimbrita Pudahuel comparte algunas características con este tipo de ignimbritas, estas se clasifican de esta manera principalmente por su pequeño espesor (e.g. Ignimbrita Taupo, (Walker et al., 1980)), que no es el caso de la Ignimbrita Pudahuel, que debe su bajo aspect ratio a la gran distancia alcanzada por los flujos desde la fuente. Sin embargo, es muy posible que ambas ignimbritas se hayan generado en erupciones altamente explosivas (Dade, 2003), que habrían permitido que los flujos adquirieran un elevado momentum posiblemente asociado a una elevada altura de la columna eruptiva y a una alta tasa de descarga de magma (Walker et al., 1980).

Si tomamos en cuenta la diferencia de elevación entre la fuente de los flujos (muy posiblemente $> 5000 \text{ m.s.n.m.}$) y la mínima altitud a la que estos fueron emplazados ($\sim 100 \text{ m.s.n.m.}$), es probable que una combinación entre la topografía, el gran volumen de material

¹no se consideraron los depósitos de Argentina ya que los depósitos ahí tienen espesores muy grandes en la Cordillera Principal y el alcance de los flujos fue notoriamente menor

descargado (260 km^3 (135 km^3 (DRE))) y la gran cantidad de material muy fino (hasta casi 95 % de matriz ceniza fina), lo cual permitió mayor fluidización al facilitar la entrada de aire a los flujos, sean los responsables de la gran movilidad que estos habrían tenido.

Aunque es el evento de mayor importancia en cuanto a movilidad de los flujos (alcanzando 200 km desde la fuente) y volumen, hay también otros episodios volcánicos similares acontecidos durante el Cuaternario. Tres eventos piroclásticos riolíticos a dacíticos, ocurridos hace 0.8, 0.3 y 0.15 Ma, cada uno de los cuales representaría un volumen de 150 a 300 km^3 de magma eruptado, habrían acontecido para producir la Caldera Calabozos ($35^{\circ}30'S$) y los depósitos asociados denominados Toba Loma Seca. Aunque las características de los depósitos son diferentes a los de la Ignimbrita Pudahuel (la Toba Loma Seca presenta zonas intensamente soldadas, el alcance de los flujos fue bastante menor y su espesor notoriamente mayor (hasta centenas de metros)), la excepcional ocurrencia de estos eventos en el último 1 Ma debe explicarse por algún proceso ocurrido en la corteza a estas latitudes. (Hildreth et al., 1984) explica la presencia de magmas más ácidos por una fuerte diferenciación mediante fraccionamiento impulsada por la inyección de magmas máficos en la corteza. La progresiva evolución hacia magmas más diferenciados (Sruoga et al., 2005) es un hecho a tomar en cuenta para posibles eventos futuros de estas características.

A pesar de ser muy poco frecuentes, los eventos volcánicos de elevado VEI, tal como el que produjo la formación de la Ignimbrita Pudahuel, son objetos de estudio muy importantes debido a su alta explosividad. Aunque desde el punto de vista estadístico son difíciles de abordar dado el bajo número de eventos de esta magnitud reconocidos en el mundo y al largo período de reposo, la comprensión tanto de este tipo de erupciones como de los factores que influyen en que éstas ocurran pueden ser las claves para poder predecir futuros eventos. Por ejemplo, zonas en que se den condiciones para la acumulación de grandes volúmenes de magma ácido podrían constituir futuros escenarios para erupciones de esta magnitud y por tanto, deben ser estudiadas más a fondo.

Capítulo 6

Conclusiones

1. Los depósitos reconocidos de la Ignimbrita Pudahuel en Chile se pueden clasificar en cuatro litofacies: mLT, que corresponde a una facies maciza, sin gradación y con fragmentos tamaño lapilli, que se presenta en la parte media del Cachapoal; plensmT, que corresponde a una facies maciza de grano más fino que contiene lentes de pómez y tiene ausencia de líticos y que se presenta en la parte distal del Cachapoal; mLTpip que se reconoce a lo largo de todo el río Maipo y que corresponde a una facies maciza con algunos niveles ricos en líticos tamaño lapilli y bloque, y que, además, posee abundantes pipas de desgasificación; y la facies sT, que es la de menor importancia volumétrica y se reconoció sólo localmente. Corresponde a una facies con estratificación cruzada y paralela y buena selección, y que sólo contiene fragmentos tamaño ceniza.
2. Las diferencias observadas entre los valles de los ríos Maipo (facies mLTpip) y Cachapoal (facies mLT y plensmT) se deberían a que los flujos piroclásticos que viajaron por el primero fueron más energéticos, y por tanto, capaces de erosionar en mayor medida el sustrato y enriquecerse en líticos más densos, los cuales, al ser depositados, favorecieron la formación de pipas de desgasificación. La transición de mLT a plensmT, en el valle del Cachapoal, sería producto de un mismo flujo que fue perdiendo capacidad de transporte mientras viajaba.
3. Las diferencias en cuanto a la energía adquirida por los flujos piroclásticos entre los valles del Maipo y Cachapoal se debería a diferencias topográficas. En el primero de ellos,

los flujos habrían adquirido mayor energía al viajar encajonados a una alta pendiente por una distancia mayor, mientras en el segundo, los flujos habrían perdido energía al tener que sobrepasar una alta barrera topográfica.

4. En el valle del río Cachapoal sólo se reconoce una unidad de flujo, mientras en la cuenca del río Maipo es posible reconocer al menos dos, que se pueden distinguir claramente en el Estero Coyanco, y que se inferen a partir de la aparición de obsidiana en la parte superior de un depósito de la parte distal del valle del Maipo.
5. Las similitudes reconocidas entre los depósitos del Arroyo del Rosario en Argentina y del Cachapoal en Chile, y entre los valles de Yaucha y Papagayos y del Maipo, permiten darle una interpretación similar a la dada para Chile a los depósitos del otro lado de la Cordilera. Los flujos que descendieron por los valles de Yaucha y Papagayos habrían sido más energéticos que los del Estero del Rosario y esta sería finalmente la causa de las diferencias en las litofacies descritas por (Guerstein, 1993).
6. A uno y otro lado de la Cordillera de Los Andes, la Ignimbrita Pudahuel se diferencia principalmente por la razón de aspecto. Mientras en la vertiente chilena los depósitos no alcanzan más de 30 m de espesor pero, en cambio, se encuentran hasta a 200 km de la fuente, clasificándose como una ignimbrita de baja razón de aspecto (LARI); los depósitos en Argentina alcanzan los 200 m de espesor en la Precordillera, pero sólo llegan a 80 km de la fuente, por lo cual es más parecida a una ignimbrita de elevada razón de aspecto (HARI). Las diferencias topográficas habrían provocado estas diferencias, debido a que el relieve es mucho más suave del lado argentino y por tanto, los flujos piroclásticos fueron depositados a menor distancia de la fuente.
7. Aún calculando un volumen mínimo para la Ignimbrita Pudahuel (260 km^3 (135 km^3 (DRE))), este es lo suficientemente importante para asociarle un VEI por lo menos igual a 7 para la erupción que la generó, siendo una de las más grandes de las que se tiene registro. Probablemente la columna pliniana previa alcanzó más de 40 km de altura y es por esta razón, sumada a una alta tasa de descarga de magma, a la gran

diferencia de elevación topográfica, y la alta fluidización alcanzada por los flujos al ser muy ricos en finos, que estos alcanzaron más de 200 km desde la fuente.

Referencias

- M. Araneda, M. Avendaño, and C. Merlo. Modelo gravimétrico de la Cuenca de Santiago, etapa II final. In *IX Congreso Geológico Chileno*, pages 404–408, Puerto Varas, Chile, 2000.
- D.I. Benn and D.J.A. Evans. *Glaciers and Glaciation*. Hodder Education, 2nd Edition, London, 2010.
- J Borde. Les Andes de Santiago et leur avant-pays. *Union française d'Impression*, (69): 167–173, 1966.
- M J Branney and B P Kokelaar. *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*. London, 2002. ISBN 1862390975.
- M.J. Branney and B.P. Kokelaar. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, (54):504–520, 1992.
- J Brügger. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar (Chile), Santiago, 1950.
- R.A. Cas and J.V. Wright. *Volcanic Successions - Modern and Ancient*. Allen and Unwin, London, 1987.
- R. Charrier, L. Pinto, and M.P. Rodríguez. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *Geology of Chile*, pages 21–114. Geological Society Special Publications, 2007.

- W. B. Dade. The emplacement of low-aspect ratio ignimbrites by turbulent parent flows. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4):1–9, 2003. ISSN 0148-0227.
- M. Dungan, A. Wulff, and R. Thompson. Eruptive Stratigraphy of the Tatara-San Pedro Complex, 36°S, Southern Volcanic Zone, Chilean Andes: reconstruction method and implications for magma evolution at long-lived Arc Volcanic Centers. *Journal of Petrology*, 42(3):555–626, 2001.
- A. Fock. *Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y 34°S*. Memoria de título. tesis para optar al grado de magíster en geología., Universidad de Chile, 2005.
- P.W. Francis, M.J. Roobol, G.P.L. Walker, P.R. Cobold, and M.P. Coward. The San Pedro and San Pablo volcanoes of North Chile and their hot avalanche deposits. *Geol.Rundsch.*, (63):357–88, 1974.
- A Freundt, C J N Wilson, and S Carey. Ignimbrites and Block-And-Ash Flow Deposits. In B F Houghton, S McNutt, H Rymer, and J Stix, editors, *Encyclopedia of volcanoes*, pages 581–599. Academic Press, San Diego, 2000.
- K. Futa and C.R. Stern. Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the Southern Andes. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 88:253–262, 1988.
- P. Gana and M. Zentilli. Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile Central. In *IX Congreso Geológico Chileno*, volume 2, pages 664–668, Puerto Varas, Chile, 2000.
- P. Gana, R. Wall, and A. Gutiérrez. Geología del área Valparaíso-Curacaví: Regiones de Valparaíso y Metropolitana, Escala 1:100000, Mapa Geológico N°1. Technical report, SER-NAGEOMIN, 1996.

- E. Godoy, M. Schilling, M. Solari, and A. Fock. Geología del área Rancagua - San Vicente de Tagua Tagua, Escala 1:100000. Technical report, SERNAGEOMIN, 2009.
- P.G. Guerstein. *Origen y significado geológico de la Asociación Piroclástica Pumícea. Pleistoceno de la Provincia de Mendoza entre los 33° 30' y 34° 40' L.S.* Tesis para optar al título de doctor en ciencias naturales, mención geología, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, 1993.
- J.E. Guest and G.P. Jones. Origin of ash deposits in the Santiago area, Central Chile. *Geological Magazine*, 107(4):369–381, 1970.
- A. Hauser. Carta Hidrogeológica de Chile NÂ°1, Hoja Rancagua, VI Región, escala 1:250000. Technical report, SERNAGEOMIN, 1990.
- R. Hickey-Vargas, D. Gerlach, and F. Frey. Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile (33°-42°S): Implications for their petrogenesis. In R. Harmon and B. Barreiro, editors, *Andean magmatism: chemical and isotopic constrains*, pages 72–95. Shiva Publishing Limited, 1984.
- R. Hickey-Vargas, F. Frey, D. Gerlach, and L. López-Escobar. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34°-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 91(6):5963–5983, 1986.
- R. Hickey-Vargas, H. Moreno, L. López-Escobar, and F. Frey. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanín volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 1989.
- W. Hildreth and S. Moorbath. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, (98):455–489, 1988.

- W. Hildreth, A. L. Grunder, and R.E. Drake. The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 95:45–54, 1984.
- Claire J Horwell. Grain-size analysis of volcanic ash for the rapid assessment of respiratory health hazard. *Journal of environmental monitoring : JEM*, 9(10):1107–1115, 2007. ISSN 1464-0325.
- S A Hynek, D W Marchetti, D P Fernandez, and T E Cerling. Composition, pre-eruptive zonation, and geochronologic significance of the ~450ka Diamante Tuff, Andean Cordillera (34°S), Argentina. *Quaternary Geochronology*, 5(5):591–601, 2010. ISSN 18711014.
- D L Inman. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22(3):125–145, 1952.
- T. Jordan, B. Isacks, R. Allmendinger, J. Brewer, V.A. Ramos, and C.J. Ando. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3):308–324, 1983.
- J Karzulovic. Características de los depósitos de cenizas volcánicas en Chile Central. *Informaciones Geográficas*, (7):205–206, 1960.
- S. Kay, E. Godoy, and A. Kurtz. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2):67–88, 2005.
- J. Kley, C. Monaldi, and J. Salfity. Along-strike segmentation of the Andean foreland; causes and consequences. *Tectonophysics*, 301:75–94, 1999.
- J M Lagos. *Ignimbrita Pudahuel: Caracterización geológica-geotécnica orientada a su respuesta sísmica*. Memoria de título, Universidad de Chile, 2003.

- L E Lara, R Wall, and D Stockli. La ignimbrita Pudahuel (Asociación Piroclástica Pumícea) y la Caldera Diamante (33°S): Nuevas edades U-Th-He. In *XVII Congreso Geológico Argentino*, Jujuy, 2008. Actas.
- L. López-Escobar, F. Frey, and M. Vergara. Andesites and high alumina basalts from the central-south Chile High Andes: Geochemical evidences bearing on their petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63:199–228, 1977.
- L. López-Escobar, H. Moreno, M. Tagiri, K. Notsy, and N. Onuma. Geochemistry of lavas from San José volcano, southern Andes (33°45'S). *Geochemical Journal*, 19:209–222, 1985.
- L. López-Escobar, R. Killian, P. Kempton, and M. Tagiri. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 20(1):35–55, 1993.
- L. López-Escobar, J. Cembrano, and H. Moreno. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22(2):219–234, 1995.
- J. Muñoz and C .R. Stern. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2):147–161, 1988.
- J.A. Naranjo and C.R. Stern. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'–45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, 31(2):225–240, 2004.
- G Newhall and Stephen Self. The Volcanic Explosivity Index (VEI)—An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism. *Knowledge Creation Diffusion Utilization*, 87(1):1231–1238, 1982.
- J.O. Nyström, M. Vergara, D. Morata, and B. Levi. Tertiary volcanism during extension

- in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). *Geological Society of America Bulletin*, 115:1523–1537, 2003.
- A Ormeño. *Geomorfología dinámica del río Maipo en la zona cordillerana de Chile central e implicancias geotectónicas*. Tesis de magíster, Universidad de Chile, 2007.
- J. Polanski. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(3-4): 127–149, 1962.
- R Santana-Aguilar. Les cendres volcaniques de la vallée du Cachapoal-Rapel, Chili. *Cahiers de Géographie du Québec*, 15(35):315–332, 1971. ISSN 0090-0036.
- K Segerstrom, O Castillo, and E Falcon. Quaternary mudflow deposits near Santiago, Chile. *US Geological Survey, Professional Paper.*, (475-D):D144—D148, 1964.
- D. Sellés and P. Gana. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: regiones metropolitana y del Libertador Bernardo O'Higgins, Escala 1:100000. Technical report, SERNAGEOMIN, 2001.
- R.L. Smith. Ash flows. *Geological Society of America Bulletin*, (71):795–842, 1960.
- R S J Sparks, S Self, and G P L Walker. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1(3): 115–118, 1973.
- R.S.J. Sparks and G.P.L. Walker. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (2): 329–341, 1977.
- P Sruoga, E Llambias, L Fauque, D Schonwandt, and D Repol. Volcanological and geochemical evolution of the Diamante Caldera-Maipo volcano complex in the southern Andes of Argentina (34°10'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 19(4):399–414, 2005. ISSN 08959811.

- C Stern. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2):161–206, 2004.
- C R Stern, H Amini, R Charrier, E Godoy, F Herve, and J Varela. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Rio Maipo and Rio Cachapoal (Chile) and the Rio Yaucha and Rio Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, (23):39–52, 1984a.
- C.R. Stern. Source region versus intra-crustal contamination in the petrogenesis of the Quaternary volcanic centers at the northern end (33–34°S) of the Southern Volcanic Zone. In *V Congreso Geológico Chileno*, pages 129–145, Santiago, Chile, 1988.
- C.R. Stern. Pliocene to present migration of the volcanic front , Andean Southern Volcanic Front. *Revista Geológica de Chile*, 16(2):145–162, 1989.
- C.R. Stern. Role of subduction erosion in the generation of the Andean magmas. *Geology*, 19:78–81, 1991.
- C.R. Stern and M.A. Skewes. Miocene to Present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile*, 22(2): 261–272, 1995.
- C.R. Stern, K. Futa, K. Muehelnbachs, F.M. Dobbs, J. Muñoz, E. Godoy, and R. Charrier. Sr, Nd, Pb and O isotope composition of Late Cenozoic volcanics northernmost SVZ (33°–34°S). In R.S. Harmon and B.A. Barriero, editors, *Andean magmatism: chemical and isotopic constrains*, pages 96–105. Shiva Publishing Limited, Cheshire, UK, 1984b.
- J Stiefel. Lahares glaciovolcánicos recientes y depósitos comparables del Pleistoceno Chileno. 1965.
- D.R. Tormey, R. Hickey-Vargas, F.A. Frey, and L. López-Escobar. Recent lavas from the Andean front (33° to 42°S): Interpretations of along-arc compositional variations. In R.S.

- Harmon and C.W. Rapela, editors, *Andean magmatism and its tectonic setting*, pages 57–77. Geological Society of America Special Papers, 265 edition, 1991.
- G P L Walker. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *The Journal of Geology*, 79 (6):696–714, 1971.
- G P L Walker, R F Heming, and C J N Wilson. Low-aspect ratio ignimbrites. *Nature*, (283): 286–287, 1980.
- G.P.L. Walker. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17:65–88, 1983.
- R Wall. La ignimbrita Pudahuel (Chile central, 33.5-34°S): Nuevos antecedentes. In *IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Chile, 2000.
- R. Wall, P. Gana, and A. Gutiérrez. Mapa Geológico del área de San Antonio-Melipilla. Mapa Geológico N°2. Technical report, SERNAGEOMIN, 1996.
- R. Wall, D. Sellés, and P. Gana. Área Tiltill-Santiago, Región Metropolitana, Escala 1:100000. Technical report, SERNAGEOMIN, 1999.
- R. Wall, L. E. Lara, and C. Pérez de Arce. Upper Pliocene-Lower Pleistocene $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Pudahuel Ignimbrite (Diamante-Maipo Volcanic complex), Central Chile (33.5°S). In *Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, Pucón, Chile, 2001.

APÉNDICE A

En este apéndice se adjunta una tabla resumen con la ubicación de los afloramientos visitados y considerados en este estudio.

*D corresponde a la distancia a la Caldera Diamante.

*ML corresponde al promedio del tamaño de los cinco líticos mayores recolectados en cada localidad.

*MP corresponde al promedio del tamaño de los cinco mayores fragmentos de pómez recolectados en cada localidad.

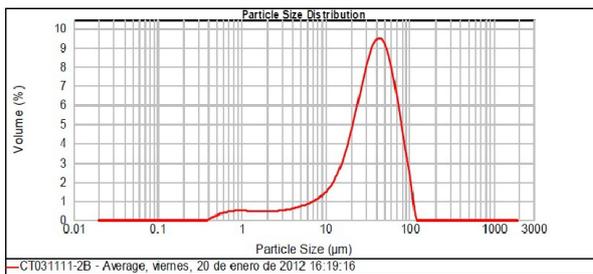
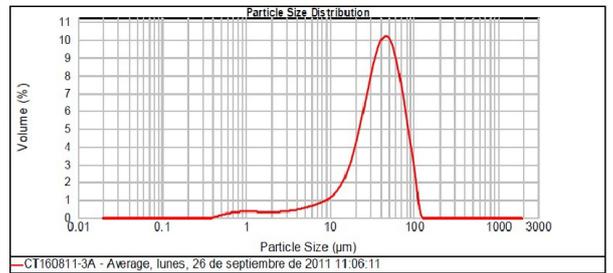
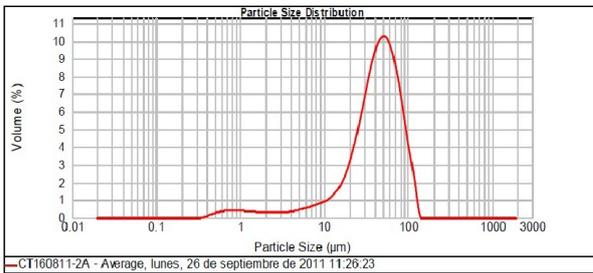
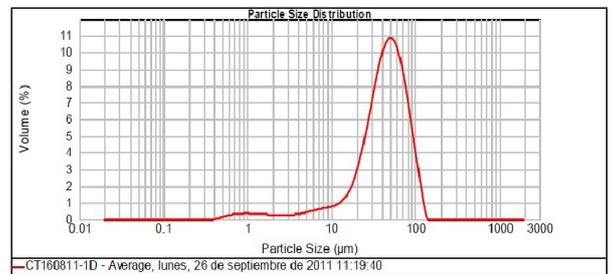
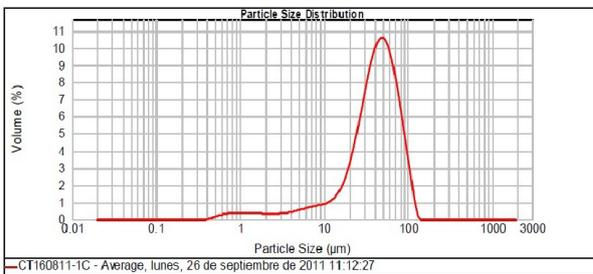
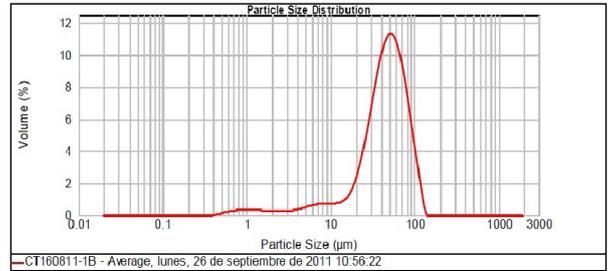
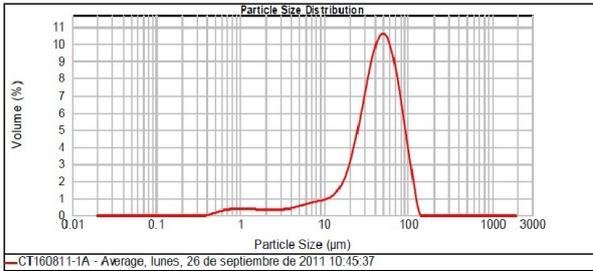
*L/P 2 mm corresponde a la razón Líticos-Pómez en la fracción de tamaño 2 mm.

Muestra	Localidad	UTM N	UTM E	DATUM	D [km]	Espesor [m]	Facies	MP [cm]	ML [cm]	L/P 2mm
CT160811-1A	Volcán Maipo	6219709	423185	WGS84	0					
CT160811-1B	Machalí	6215223	350062	PSAD56	73,3	15	mLT	9	6,5	0,20
CT160811-1C	Machalí	6215223	350062	PSAD56	73,3	15	mLT	9	6,5	0,22
CT160811-1D	Machalí	6215223	350062	PSAD56	73,3	15	mLT	9	6,5	0,26
CT160811-2A	Camino a Co- ya	6214905	356012	WGS84	67,3	2	mLT	4,4	7,2	0,26
CT160811-3A	Chancón	6227243	330445	WGS84	93	15	mLT	3,3	3,8	0,67
CT160811-4A	Rapel	6219165	280572	WGS84	142,6	3	plensmT	7,2	0	0
CT290911-1A	El Manzano	6283665	369024	WGS84	83,8	10	mLTpip	3	6,9	1,17
CT290911-1B	El Manzano	6283665	369024	WGS84	83,8	4	mLTpip	8	8,5	0,55
CT290911-2A	Bodegas San Francisco	6296806	332448	WGS84	119,1	15	mLTpip	11	20,2	0,46
CT290911-3A	Mandinga (Melipilla)	6256833	286263	WGS84	141,9	3	mLTpip	4,5	3,9	1,17
CT031111-1A	Río Peuco	6242042	341841	WGS84	84,4	18	plensmT	3,3		0,09
CT031111-2A	Rincón del Abra	6208602	327198	WGS84	96,6	4	mLT, sT	4,6	3,5	0,65
CT031111-3A	Población	6184859	267148	WGS84	159,9	12	plensmT	3,9	0	0
CT041111-1A	Bollenar	6284083	294955	WGS84	143,5	5	mLTpip	6,4	6,4	0,88
CT041111-2A	Cerro Chena Camino	6281637	340347	WGS84	103,4	4	mLTpip	5,9	19,6	1,18
	Rapel- Melipilla	6254548	283555	WGS84	143,9	2	mLTpip			
CT030112-3A	Fundo La- rrinco	6288415	330991	WGS84	115	12	mLTpip	4,5	1,6	0,27
CT030112-4A	Av. San Pa- blo esq. A. Vespucio	6298045	334915	WGS84	118	1,2	mLTpip	5,6	5,1	0,24
CT030112-4B	Av. San Pa- blo esq. A. Vespucio	6298045	334915	WGS84	118	0,005-0,5	sT			0,73
CT030112-4C	Av. San Pa- blo esq. A. Vespucio	6298045	334915	WGS84	118	2,5	mLTpip	4,4	5,5	0,63
	Estero Co- yanco	6272157	374780	WGS84	71,4	2	mLTpip			
	Estero Co- yanco	6272157	374780	WGS84	71,4	2	mLTpip	30	20	

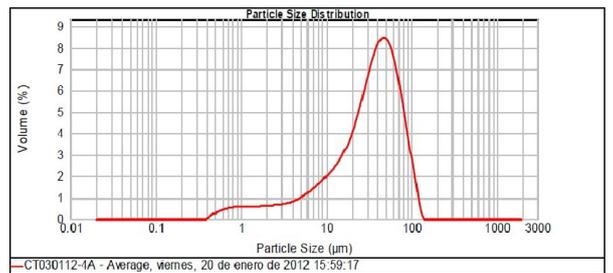
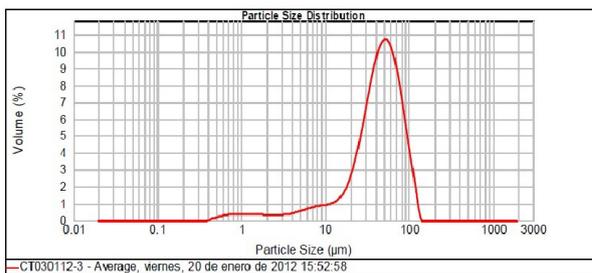
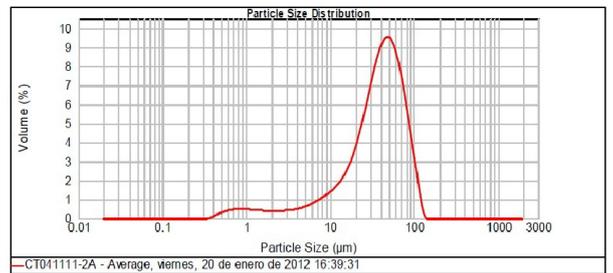
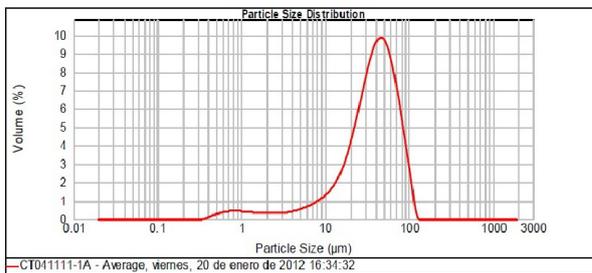
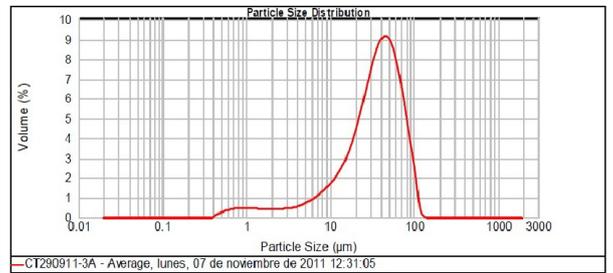
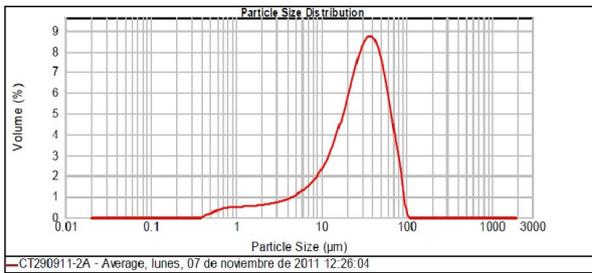
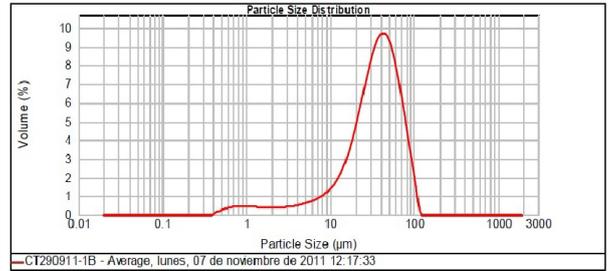
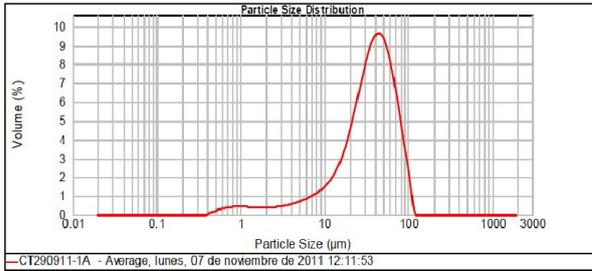
APÉNDICE B

En este apéndice se adjuntan las distribuciones granulométricas para las muestras estudiadas, obtenidas mediante Difractometría láser para la fracción wt % $63\mu\text{m}$.

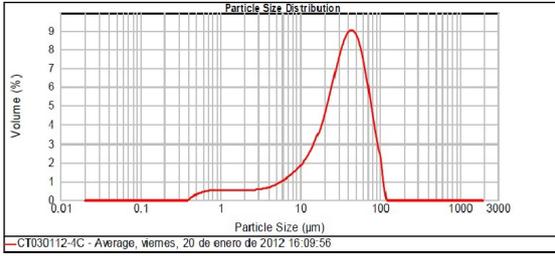
FACIES mLT



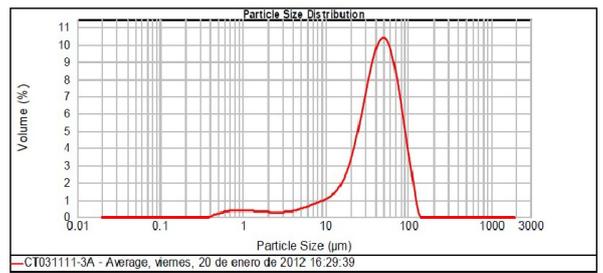
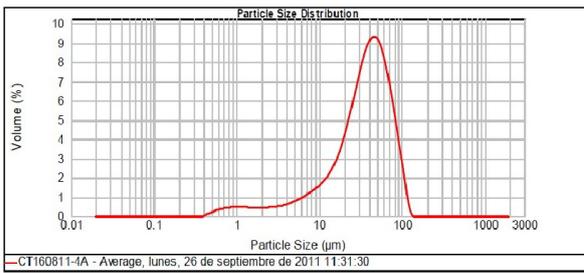
FACIES mLTpip



FACIES mLtpip



FACIES plensmT



FACIES sT

