



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

# **GEOLOGÍA Y EVOLUCIÓN VOLCANOLÓGICA DEL CRÁTER MORADA DEL DIABLO, CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE, XII REGIÓN DE MAGALLANES Y DE LA ANTÁRTIDA CHILENA, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JOSÉ GUILLERMO FUENTES ESPINOZA

**PROFESOR GUÍA:**  
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

**PROFESOR CO-GUÍA:**  
STEFAN KRAUS

**MIEMBRO DE LA COMISIÓN:**  
ALFREDO LAHSEN AZAR

SANTIAGO DE CHILE

AGOSTO 2012



***“El entendimiento es la clave de la preservación”***

## RESUMEN

El Cráter Morada del Diablo consiste en conos piroclásticos coalescentes múltiples con flujos de lava basáltica asociados (45-47.30% SiO<sub>2</sub>). Se edifica hasta los 240 m.s.n.m., abarca cerca de 17.877 km<sup>2</sup> y está ubicado a unos 150 km de la ciudad de Punta Arenas, Chile.

El Cráter Morada del Diablo está inmerso en el Campo Volcánico Pali Aike, que se divide en tres unidades principales que corresponden a una unidad basal de lavas de plateau, una unidad intermedia con conos piroclásticos, maars y flujos de lava asociados afectados por erosión y una unidad más joven de conos piroclásticos y flujos de lava carente de erosión y sedimentación eólica conservando los rasgos primarios. Dentro de esta última unidad se encuentra al Cráter Morada del Diablo, que a su vez tiene a la unidad Lavas del Diablo II que es el episodio volcánico más reciente del Campo Volcánico Pali Aike (<10000 años).

Los conos piroclásticos de Cráter Morada del Diablo tienen una tendencia de elongación y alineamiento preferente al NW-SE, obedeciendo a uno de los controles estructurales predominantes del Campo Volcánico Pali Aike, que corresponderían a fallas reactivadas del rift Patagónico Austral del Mesozoico.

La evolución eruptiva del Cráter Morada del Diablo ha sido dividida en cuatro episodios, donde los dos primeros corresponden a la formación de los conos piroclásticos, Morada del Diablo I y Morada del Diablo II, y luego dos flujos de lava asociados al cono más reciente, Lavas del Diablo I y Lavas del Diablo II, todos los estadios de edad Pleistoceno - Holoceno. La unidad Lavas del Diablo II es la fase eruptiva final del Campo Volcánico Pali Aike.

Las rocas pertenecientes al Cráter Morada del Diablo son basaltos alcalinos de clinopiroxeno, caracterizados por tener composiciones primitivas con valores de Mg# en promedio de 59.3 y una signatura de elementos traza similar a basaltos de islas oceánicas.

El estilo de erupción de Cráter Morada del Diablo, basado en sus productos, es principalmente Hawaiiano. Sin embargo, también presenta características distintivas de erupciones tipo Estrombolianas, por lo que se relaciona de forma más precisa a un estilo de erupción transicional.

La conservación de los rasgos primarios, las posibilidades de acceso, protección y difusión al pertenecer al Parque Nacional Pali Aike, hacen del Cráter Morada del Diablo una

oportunidad invaluable para el desarrollo del Geoturismo y la correspondiente identificación, evaluación y cuantificación de Geositios.

## AGRADECIMIENTOS

En momentos como estos es cuando se vienen a la memoria la gran cantidad de personas que han participado en mi desarrollo como persona, tanto en temas académicos, afectivos, valóricos y como olvidar a los rumberos.

Primero agradecer a mi familia por su apoyo incondicional en las buenas y en las malas, los sabios consejos y tener la paciencia necesaria para comprender mi forma de ser. A mi querida madre que hasta los últimos momentos de carrera siempre ha estado preocupada, en ocasiones con angustias y una pizca de incertidumbre, pero con los mejores deseos y vibras positivas. A mi viejo que lo admiro por su gran capacidad intelectual, ojala hubiese heredado un poco, y los buenos consejos que da cada vez son necesarios. A mi herrrrrrmana por ser un ejemplo de lucha y ganas de seguir adelante, he aprendido mucho de ti, tanto por tus palabras como por tus vivencias.

Segundo me gustaría agradecer a los académicos, estudiantes y funcionarios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, que han contribuido a mi desarrollo como Geólogo con la buena onda, excelencia académica y personal que caracteriza a este departamento en todos sus niveles. En especial consideración a Pancho Hervé, Stefan Kraus, Alfredo Lahsen, Brian Townley, María Rosa, Vero, Rosita y Don Quilodrán.

Tercero agradezco de manera más informal a todos los cabros que me han acompañado en esta larga travesía de juerga, fiestas y lo más importante amistad. Como son tantos nombraré por grupos que recuerdo, no se enojen si quedan algunos fuera jaja. A mis amigos de San Joaquín, Gonzalo, Yerko, Fito, Claudio, Gabriel, Hans, Pilo, Isa y Javi, vivimos grandes momentos en esos barrios, patinando, jugando a la pelota, pasándolo bien en fiestas y disfrutando de buena música. A mis amigos del colegio, Pocho, Feña, Chure y Aldo, gracias por todos los juergas que nos hemos dado y porfa PAREN LOCOOOOS. A mis amigos de U, Rafa, Shanshi, Pequeño Diego, Juanito, Nicasio, Zeta, Baci, Dani, Mao, Cami, Pancha, José V., Byron y muy en especial consideración a Mimo (los rroooopes!). A los más desordenados que los resumiré en el Doping y las Vivis, chiquillos y chiquillas tenemos aguante para regalar. También a mis amigos de fútbol, los integrantes de los gloriosos Voláticos, Doping Positivo, Alcohondes, 9 del 10 y Cuak.

Finalmente, quiero agradecer a Daniela por su afecto y cariño en esta etapa final, sin tu apoyo hubiese sido muy difícil.

## INDICE CONTENIDOS

<b>1. INTRODUCCION.....</b>	<b>11</b>
1.1. EXPOSICIÓN DEL PROBLEMA .....	11
1.2. HIPOTESIS DE TRABAJO.....	11
1.3. OBJETIVOS.....	12
1.3.1. OBJETIVOS GENERALES.....	12
1.3.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS .....	12
1.4. UBICACIÓN Y ACCESOS .....	13
1.5. FISIOGRAFÍA .....	14
1.6. MÉTODO DE TRABAJO .....	15
1.6.1. MAPA GEOLÓGICO.....	15
1.6.2. ESTUDIO PETROGRÁFICO.....	16
1.6.3. ESTUDIO GEOQUÍMICO.....	16
1.6.4. FINANCIAMIENTO.....	16
<b>2. MARCO TEÓRICO Y TRABAJOS ANTERIORES .....</b>	<b>17</b>
2.1. DEFINICIONES .....	17
2.1.1. ACTIVIDAD HAWAIIANA.....	17
2.1.2. ACTIVIDAD ESTROMBOLIANA.....	18
2.2. MECANISMOS DE ERUPCIÓN.....	21
2.2.1. MODELO DEPENDIENTE DE LA VELOCIDAD DE ASCENSO (RSD).....	21
2.2.2. MODELO DE COLAPSO DE ESPUMA (CF).....	23
2.2.3. TIPOS DE CONOS PIROCLÁSTICOS.....	24
<b>3. MARCO GEOLÓGICO .....</b>	<b>26</b>
3.1. MARCO GEODINAMICO .....	26
3.2. GEOLOGÍA DEL BASAMENTO DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE .....	27
3.2.1. MARCO ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA DE MAGALLANES.....	28
3.2.2. EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE MAGALLANES.....	32
3.3. GEOLOGÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE.....	34
3.3.1. MARCO ESTRATIGRÁFICO DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE.....	35
3.3.2. PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE.....	36
3.3.3. GEOQUÍMICA DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE.....	41
3.4. PETROGENESIS DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE .....	45
3.5. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE .....	46
<b>4. GEOLOGÍA DEL CRÁTER MORADA DEL DIABLO .....</b>	<b>49</b>
4.1. MARCO ESTRATIGRÁFICO DEL CRÁTER MORADA DEL DIABLO.....	52
4.1.1. MORADA DEL DIABLO I MD1 Pleistoceno-Holoceno?.....	52
4.1.1.1. DESCRIPCIÓN GENERAL.....	52
4.1.1.2. LITOLOGÍA.....	53

4.1.2.1.	DESCRIPCIÓN GENERAL .....	55
4.1.2.2.	LITOLOGÍA.....	57
4.1.3.	<i>LAVAS DEL DIABLO I LD1 Pleistoceno – Holoceno?</i> .....	60
4.1.3.1.	DESCRIPCIÓN GENERAL .....	60
4.1.3.2.	LITOLOGÍA.....	61
4.1.4.	<i>LAVAS DEL DIABLO II LD2 Holoceno</i> .....	62
4.1.4.1.	DESCRIPCIÓN GENERAL .....	62
4.1.4.2.	LITOLOGÍA.....	65
4.1.5.	<i>DEPÓSITOS INTERNOS MD1 DIMD1</i> .....	66
4.1.5.1.	DESCRIPCIÓN GENERAL .....	66
4.1.6.	<i>DEPÓSITOS INTERNOS MD2 DIMD2</i> .....	67
4.1.6.1.	DESCRIPCIÓN GENERAL .....	67
4.2.	GEOQUÍMICA DE CMD .....	68
4.2.1.	<i>ELEMENTOS MAYORES</i> .....	68
4.2.2.	<i>ELEMENTOS TRAZA</i> .....	69
<b>5.</b>	<b>DISCUSIONES</b> .....	<b>75</b>
5.1.	EVOLUCIÓN DE VOLCANOLÓGICA DE CRÁTER MORADA DEL DIABLO .....	75
5.2.	CONTROL ESTRUCTURAL DEL CRÁTER MORADA DEL DIABLO.....	82
5.3.	PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL CRÁTER MORADA DEL DIABLO EN EL CONTEXTO DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE.....	84
<b>6.</b>	<b>CONCLUSIONES</b> .....	<b>88</b>
<b>7.</b>	<b>REFERENCIAS</b> .....	<b>89</b>
<b>8.</b>	<b>ANEXOS</b> .....	<b>102</b>

## INDICE FIGURAS

FIGURA 1. MAPA ESQUEMATICO CVPA. MAPA ESQUEMÁTICO DEL CVPA).....	12
FIGURA 2. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	13
FIGURA 3. MAPA DE ACCESOS AL PARQUE NACIONAL PALI AIKE .....	14
FIGURA 4. ERUPCIÓN HAWAIIANA MOSTRANDO LA DINÁMICA DE LA FUENTE DE LAVA .....	19
FIGURA 5. ESQUEMA DE LA RELACIÓN ENTRE LA ESTRUCTURA DINÁMICA DE LA FUENTE DE PIROCLASTOS Y LAS FACIES ERUPTIVAS RESULTANTES, DEPÓSITOS Y MORFOLOGÍA .....	20
FIGURA 6. PLUMA GENERADA DURANTE UNA EXPLOSIÓN EN STROMBOLI.....	20
FIGURA 7. ESQUEMA DE CLASIFICACIÓN PARA ERUPCIONES VOLCÁNICAS EXPLOSIVAS.....	21
FIGURA 8. CONTROLES DE VELOCIDAD DE ASCENSO Y CONTENIDO EN GAS EN ESTILOS DE ERUPCIONES .....	23
FIGURA 9. DIAGRAMA ESQUEMÁTICO QUE MUESTRA DOS EJEMPLOS DE SEPARACIÓN DEL FLUJO DE DOS FASES ..	24
FIGURA 10. CLASIFICACIÓN DE CONOS PIROCLÁSTICOS.....	25
FIGURA 11. ESQUEMA DE LA CONFIGURACIÓN GEODINÁMICA DEL SUR DE AMÉRICA Y EL OCÉANO PACÍFICO .....	27
FIGURA 12. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA DE MAGALLANES .....	31
FIGURA 13. MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO DEL CVPA .....	36
FIGURA 14. DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN ÁLCALIS TOTAL VS SÍLICE PARA ROCAS DEL CVPA.. .....	39
FIGURA 15. CONTENIDO FO VS NIO/CAO PARA CRISTALES DE OLIVINO EN CVPA.....	39
FIGURA 16. DIAGRAMAS PARA Sc (A), V (B), CR (C), Co(D) VS. Ni (PPM) PARA ROCAS DEL CVPA. ....	42
FIGURA 17. PATRONES DE REE NORMALIZADOS A CONDRIOS PARA LAS ROCAS DE CVPA.....	43
FIGURA 18. PATRONES DE ELEMENTOS INCOMPATIBLES NORMALIZADOS AL MANTO PRIMITIVO PARA LAS ROCAS DE CVPA .....	44
FIGURA 19. DIAGRAMA DE $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ VS $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ PARA LAS ROCAS DEL CVPA Y OTRAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL CENOZOICO DE SUDAMÉRICA .....	45
FIGURA 20. ESQUEMA MOSTRANDO LA VENTANA DE SLAB BAJO EL SECTOR AUSTRAL DE SUDAMÉRICA DESDE LOS 14 MA, EN LA POSICIÓN ACTUAL DEL CVPA.....	48
FIGURA 21. MAPA GEOLÓGICO CMD. ....	50
FIGURA 22. MAPA GEOLÓGICO DEL SECTOR SE DEL CVPA, ENFOCADO PRINCIPALMENTE EN LA DIVISIÓN DE LA UNIDAD MÁS JOVEN U3.....	51
FIGURA 23. IMAGEN SATELITAL GOOGLE EARTH (2011) CON POLÍGONOS QUE MUESTRAN LA DIVISIÓN DE U3 EN CD Y CMD. ....	51
FIGURA 24. IMAGEN SATELITAL GOOGLE EARTH (2011) DONDE SE MUESTRA DIFERENTES CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DEL CMD. ....	52
FIGURA 25. FOTOGRAFÍA CON VISTA HACIA EL SUR, MOSTRANDO DE ALGUNOS PRODUCTOS PROVENIENTES DESDE EL CMD. ....	53
FIGURA 26. DIAGRAMA DE DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DONDE SE ILUSTRA LA RELACIÓN ENTRE LA TEMPERATURA Y EL RANGO DE ACUMULACIÓN DE PIROCLASTOS. ....	53
FIGURA 27. RASGOS PETROGRÁFICOS REPRESENTATIVOS DE MORADA DEL DIABLO I. ....	55
FIGURA 28. FOTOGRAFÍA DEL FRENTE DEL CANAL DE DRENAJE DE MD2 CON VISTA HACIA EL ESTE.....	56
FIGURA 29. FOTOGRAFÍA TOMADA EN SECTOR SUR DEL CANAL DE DRENAJE DE MD2 .....	57
FIGURA 30. FOTOGRAFÍA DE LAVAS SEUDO-ESTRATIFICADAS UBICADAS EN LOS SECTORES ALEDAÑOS AL CANAL DE DRENAJE. ....	57
FIGURA 31. A. FOTOGRAFÍA MOSTRANDO FRAGMENTOS DE LAVA EN SPATTER EN EL SECTOR OESTE DE MD2. B. FOTOGRAFÍA MOSTRANDO CONTACTO DE TEFRAS CON SPATTER EN EL SECTOR NORTE DE MD2.....	58
FIGURA 32. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DE DISTINTOS SECTORES DE MD2.....	59



FIGURA 33. RASGOS PETROGRÁFICOS REPRESENTATIVOS DE MORADA DEL DIABLO II. ....	60
FIGURA 34. FOTOGRAFÍA MOSTRANDO CONTACTO DE UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEL CMD.....	61
FIGURA 35. RASGOS PETROGRÁFICOS REPRESENTATIVOS DE LAVAS DEL DIABLO I.. ....	62
FIGURA 36. FOTOGRAFÍAS MOSTRANDO: (A) LAVAS PAHOEHOE BIEN CONSERVADAS DEBIDO A LA BAJA EROSIÓN, SIENDO UN BUEN INDICADOR DE FLUJO. (B) TUMULUS, COMPUESTO DE SPATTER, UBICADO EN LA TRANSICIÓN DE LAVAS PAHOEHOE A AA. ....	63
FIGURA 37. FOTOGRAFÍA MOSTRANDO FRENTE DE LAVA AA PROVENIENTES DE MD2, EN CONTACTO CON LAVAS PAHOEHOE PROVENIENTES DEL CD.....	64
FIGURA 38. FOTOGRAFÍAS MOSTRANDO RASGOS PRINCIPALES DE TUBOS DE LAVA: (A) TUBO DE LAVA CON EL TECHO COLAPSADO DE APROXIMADAMENTE UNOS 30 M DE ANCHO. (B) ESTALACTITAS PRESENTES EN LAS PARTES SUPERIORES DE LAS PAREDES DEL TUBO DE LAVA. (C) ESTRÍAS PRODUCTO DEL CIZALLE ENTRE LAVAS SOLIDIFICADAS EN LA SUPERFICIE DEL FLUJO Y LAS PAREDES PLÁSTICAS DEL TUBO DE LAVA. ....	64
FIGURA 39. RASGOS PETROGRÁFICOS REPRESENTATIVOS DE LAVAS DEL DIABLO II. ....	66
FIGURA 40. FOTOGRAFÍAS MOSTRANDO DEPÓSITOS Y MORFOLOGÍAS EN EL INTERIOR DE MD1: (A) PEQUEÑO CRÁTER; (B) BLOQUES DE LAVA BASÁLTICA; (C) PEQUEÑO CONO BASÁLTICO. ....	67
FIGURA 41. FOTOGRAFÍA MOSTRANDO LOS DEPÓSITOS INTERNOS DE MD2, PRINCIPALMENTE COLUVIOS.....	68
FIGURA 42. DIAGRAMA TAS (TOTAL ALKALIES VERSUS SILICA; $Na_2O+K_2O$ vs $SiO_2$ ) DE CLASIFICACIÓN PARA ROCAS VOLCÁNICAS DEL CMD .....	69
FIGURA 43. DIAGRAMA MULTIELEMENTOS CON VALORES NORMALIZADOS A MANTO PRIMITIVO (A) Y A OIB (B) DE TODAS LAS UNIDADES DE CMD.....	71
FIGURA 44. DIAGRAMA MULTIELEMENTOS CON VALORES NORMALIZADOS A MANTO PRIMITIVO (A) Y A OIB (B) DE MD1.....	71
FIGURA 45. DIAGRAMA MULTIELEMENTOS CON VALORES NORMALIZADOS A MANTO PRIMITIVO (A) Y A OIB (B) DE MD2.....	72
FIGURA 46. DIAGRAMA MULTIELEMENTOS CON VALORES NORMALIZADOS A MANTO PRIMITIVO (A) Y A OIB (B) DE LD1.....	72
FIGURA 47. DIAGRAMA MULTIELEMENTOS CON VALORES NORMALIZADOS A MANTO PRIMITIVO (A) Y A OIB (B) DE LD2.....	73
FIGURA 48. GRÁFICO Ti vs V, CON LÍNEAS DIVISORIAS PARA VALORES DE RADIOS DE Ti/V.....	73
FIGURA 49. DIAGRAMA DE MULTIELEMENTOS CON VALORES NORMALIZADOS A CONDRIITO .....	74
FIGURA 50. DEPENDENCIA DE LA TEMPERATURA LOCAL DE LOS CLASTOS CON RESPECTO AL VOLUMEN DE FLUJO Y CONTENIDO DE GAS .....	76
FIGURA 51. DEPENDENCIA DEL RANGO DE ACUMULACIÓN LOCAL DE CLASTOS CON RESPECTO AL VOLUMEN DE FLUJO Y CONTENIDO DE GAS .....	76
FIGURA 52. IMAGEN SATELITAL GOOGLE EARTH 2011, MOSTRANDO LA RELACIÓN DE CORTE ENTRE LOS CRÁTERES PERTENECIENTES A MD1 Y MD2.....	77
FIGURA 53. FOTOGRAFÍA MOSTRANDO MANTEO DE DEPÓSITOS QUE LIMITAN AMBOS CRÁTERES, INDICANDO QUE LOS DEPÓSITOS PROVENIENTES DEL CRÁTER DE MD2 SON MÁS JÓVENES QUE LOS DEPÓSITOS DE MD1.....	77
FIGURA 54. FOTOGRAFÍA MOSTRANDO NIVEL DE TEFRAS EN EL CONO PIROCLÁSTICOS DE MD2.....	80
FIGURA 55. FOTOGRAFÍA MOSTRANDO TRANSICIÓN DE LAVAS PAHOEHOE A LAVAS AA Y LA PRESENCIA DE TUMULUS EN EL LÍMITE. ....	81
FIGURA 56. IMAGEN SATELITAL GOOGLE EARTH 2011, MOSTRANDO UBICACIÓN DE TUMULUS Y LIMITE LAVAS PAHOEHOE Y AA. NOTAR LA CONCENTRACIÓN DE TUMULUS EN LAS TRANSICIONES DE LAVAS.....	81
FIGURA 57. IMAGEN SATELITAL GOOGLE EARTH 2011, MOSTRANDO EL ALINEAMIENTO DE CONOS VOLCÁNICOS CON TENDENCIA NW .....	83
FIGURA 58. VARIACIONES DE LA ZONA DE RUPTURA DEPENDIENDO DE LA INCLINACIÓN DEL SUBSTRATO.....	84
FIGURA 59. DIAGRAMA MULTIELEMENTOS NORMALIZADO A MANTO PRIMITIVO.....	86

FIGURA 60. DIAGRAMA MULTIELEMENTOS NORMALIZADO A CONDRILO.....87  
FIGURA 61. DIAGRAMA Y/HO VS LA/YB. ....87

## INDICE TABLAS

TABLA 1. RESULTADO DE ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES, TRAZA E ISÓTOPOS SR-ND DE ROCAS VOLCÁNICAS DEL CAMPO VOLCANICA PALI AIKE. ....	38
TABLA 2. ANÁLISIS DE OLIVINOS. ....	40
TABLA 3. ANÁLISIS DE CLINOPIROXENOS. ....	40
TABLA 4. ANÁLISIS DE FELDESPATO. ....	40

## 1. INTRODUCCION

### 1.1. EXPOSICIÓN DEL PROBLEMA

Las erupciones de lavas basálticas comienzan principalmente por fisuras para luego focalizarse en centros puntuales de emisión. Su actividad explosiva envuelve descargas de magmas intermitentes a relativamente continuas, que se ven interrumpidas por una mezcla de liberación de gases y piroclastos. Estos piroclastos tienen tamaños suficientes para ser integrados a una columna eruptiva ubicada sobre el conducto o ser producto de una fuente de lava, donde la mayoría de los clastos retornan a la cercanía de su lugar de origen pudiendo formar conos de escoria, conos de spatter, lagos de lava, flujos tipo rootless y flujos de lava. En tal sentido diversos autores (e.g., Nakamura, 1977; Head y Wilson, 1989; Corazzato y Tibaldi, 2006) muestran que análisis morfológicos sumados con estudios petrológicos y volcanológicos pueden dar indicios de los procesos involucrados en la formación y evolución de conos piroclásticos y sus depósitos.

En este estudio se analizarán las características morfológicas, petrológicas, geoquímicas y volcanológicas del Cráter Morada del Diablo (CMD), uno de los conos del Campo Volcánico Pali Aike (CVPA), con el fin de entender su evolución y caracterizar el o los mecanismo(s) de erupción.

Mediante esta investigación, se obtendrá una de las primeras descripciones en detalle de uno de los conos de la fase terminal del volcanismo en el CVPA. Adicionalmente, esta información servirá de base para la caracterización de geositios y difusión del patrimonio geológico en el Parque Nacional Pali Aike. Siendo parte del Programa de Detección y Establecimiento de Geositios en Chile incentivado por la Sociedad Geológica de Chile (SGCH) desde el año 2007 (Schilling, 2009).

### 1.2. HIPOTESIS DE TRABAJO

Los flujos de lavas más jóvenes del CVPA están asociados con el cono de escoria Cerro Diablo (fig. 1) y se distinguen claramente de los emitidos por el resto de los conos del campo volcánico (Skewes, 1980). Debido a su apariencia de vidrio fresco u obsidiana y ser carentes de cobertura de depósitos eólicos, estos flujos son sin duda de edad menor a 10.000 años (Stern,

2007). Según lo señalado por los autores citados, la unidad más reciente de este campo proviene en su totalidad del Cerro Diablo. Sin embargo, en este trabajo se plantea que el CMD y sus depósitos tanto efusivos como explosivos son parte de los flujos de lavas más jóvenes y representan la fase terminal del CVPA.

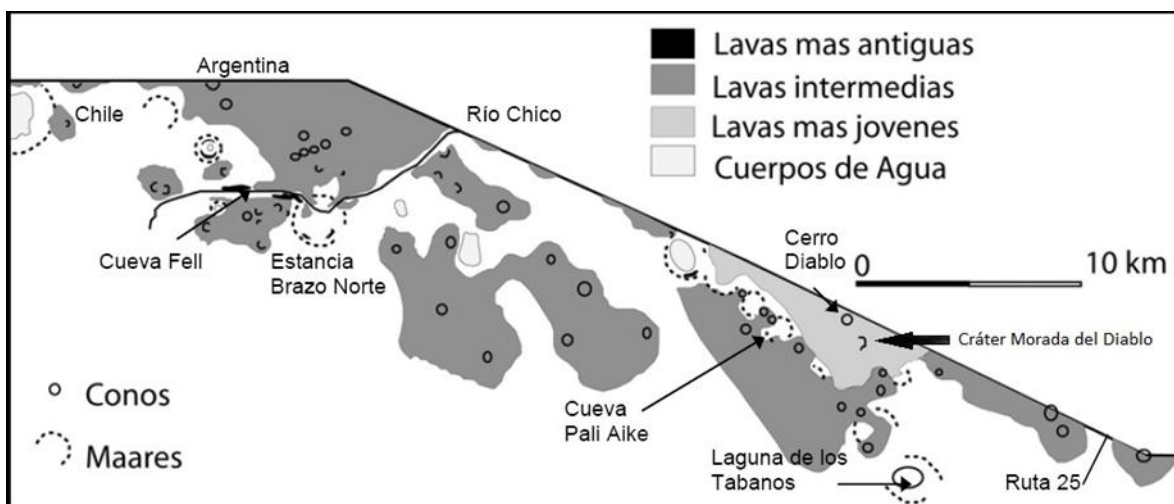


Figura 1. Mapa Esquemático CVPA. Mapa esquemático del CVPA en el sector chileno, mostrando algunos conos y maares (Modificado de Stern, 2007).

### 1.3. OBJETIVOS

#### 1.3.1. OBJETIVOS GENERALES

- Comprender y determinar la historia evolutiva de los depósitos efusivos y explosivos del CMD en el contexto del CVPA.

#### 1.3.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Describir y caracterizar los productos efusivos y explosivos del CMD.
- Definir unidades que componen al CMD.
- Caracterizar la petrografía y geoquímica de las unidades del CMD.
- Confeccionar un mapa 1:10.000 del CMD y de sus productos efusivos y explosivos.
- Caracterizar el o los mecanismo(s) de erupción del CMD.

#### 1.4. UBICACIÓN Y ACCESOS

El Cráter Morada del Diablo se encuentra en la Región de Magallanes y de la Antártida Chilena, al norte del estrecho de Magallanes, entre las latitudes  $52^{\circ}01'$  y  $52^{\circ}07'30''S$  y en la longitud  $69^{\circ}33'$  y  $69^{\circ}43'W$  a lo largo del límite chileno-argentino. Forma parte del Parque Nacional Pali Aike (PNPA), protegido por la Corporación Nacional Forestal (CONAF). Para llegar hasta la localidad se puede acceder vía terrestre desde Punta Arenas por la Ruta 9 Norte. En el kilómetro 45 tomar Ruta CH 225 siguiendo la dirección al paso fronterizo Monte Aymond. En el kilómetro 168 tomar desvío a Punta Delgada (Villa O'Higgins), desde este punto son 28 km. por un camino con carpeta de ripio hasta la guardería del PNPA. Tras ingresar al PNPA basta con recorrer 8 km para llegar al Cráter Morada del Diablo (fig. 2 y 3).

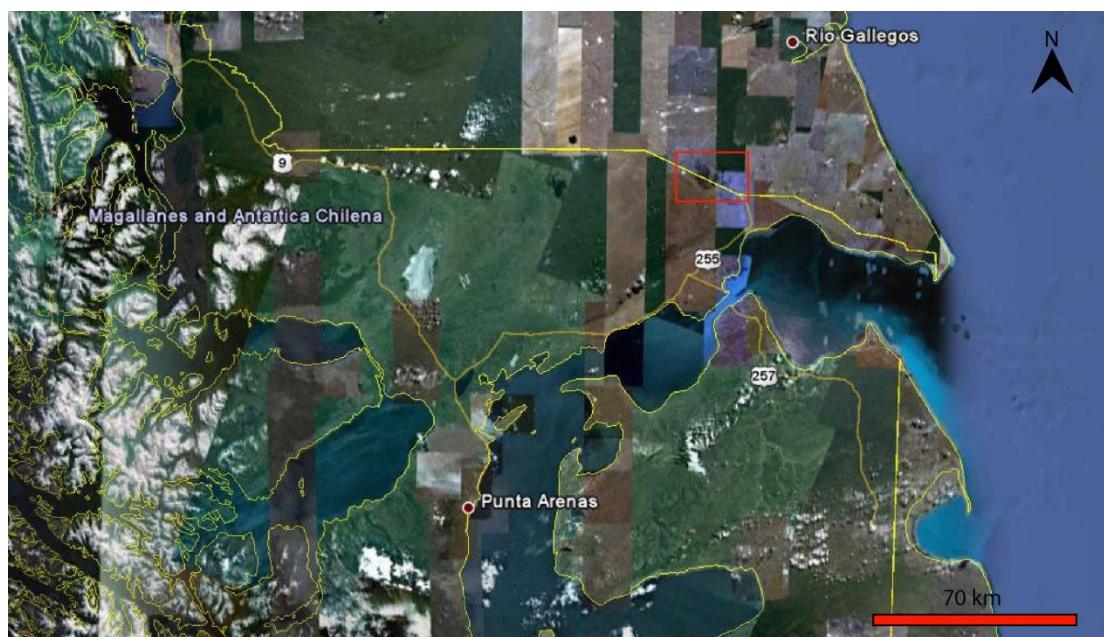


Figura 2. Ubicación de la zona de estudio. Ubicación de la zona de estudio. Rectángulo rojo: zona de estudio, línea amarilla: límite nacional, línea naranja: rutas principales, círculos rojo: ciudades. Imagen satelital Google Earth (2011).

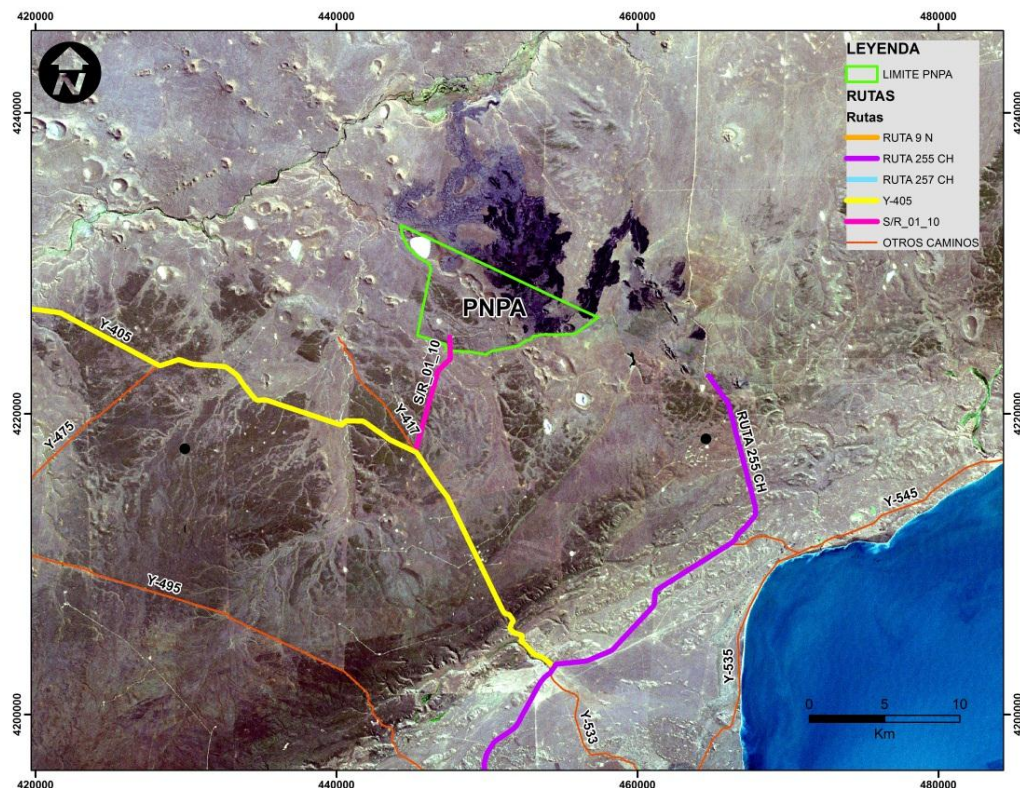


Figura 3. Mapa de accesos al Parque Nacional Pali Aike (PNPA).

### 1.5. FISIOGRAFÍA

El CMD está constituido por dos conos coalescentes múltiples que tienen una dimensión total de 760 m de largo, 490 m de ancho, una altura máxima de 240 m.s.n.m. y sus depósitos cubren un área alrededor de 14 km<sup>2</sup> en el sector chileno.

El clima actual de la región corresponde a una zona de clima de estepa frío (Fuenzalida, 1965). La Cordillera de los Andes, ubicada aproximadamente a 250 km del CMD, actúa como barrera disipadora de las lluvias produciendo una notable oposición con lo que ocurre en el sector occidental de la Cordillera Principal. Las lluvias se distribuyen de manera homogénea durante el año. La temperatura media en la región es de 7,1°C, siendo Enero el mes más cálido con 11,4°C y Julio el más frío con 2,5°C (Fuenzalida, 1965).

La vegetación es escasa en este sector debido a lo reciente de los flujos de lava provenientes del CMD y a precipitaciones que no superan a los 200 a 300 mm anuales. Las



especies vegetales características son *Festuca gracillima*, *Festuca pallescens* y *Stipa humillis* todas asociadas formando el coirón. Entre los arbustos puede encontrarse el calafate (*Berberia buxifolia*), mata negra (*Verbena tridens*) y la murtilla (*Empetrum rubrum*) (Rodríguez, 2009).

La fauna presente en los alrededores del CMD es propia del entorno patagónico estepario-árido, y es uno de los más diversificados del contexto patagónico. El guanaco es el mamífero con mayor presencia dentro del sector. Este animal también convive con otros, como armadillos, zorros grises, ratones y murciélagos. Además, con aves entre las que se destacan queltehues, bandurrias, ñandúes y águila gris. Tanto las bandurrias como el águila gris anidan en el interior del cráter y en los alrededores de éste. La herpetofauna más abundante dentro del sector es la lagartija de Magallanes (Rodríguez, 2009).

## 1.6. MÉTODO DE TRABAJO

### 1.6.1. MAPA GEOLÓGICO

La confección del mapa 1:10000 constó de dos etapas, una preliminar con trabajo bibliográfico y de imágenes satelitales, y una durante y después de mapeo en terreno.

Previo a la campaña de terreno se realizó un mapa preliminar con elementos geomorfológicos y unidades estratigráficas volcánicas, con el objetivo de optimizar el tiempo en campo, reconocer vías de acceso y ubicar puntos de interés para muestreo y visita.

La identificación de elementos como centros de emisión, coladas de lava, frentes de enfriamiento, entre otros, se hizo mediante el análisis de imágenes satelitales e investigación bibliográfica.

La campaña de terreno se efectuó entre 6 a 20 de Diciembre de 2010, donde se mapeó con imágenes obtenidas de Google Earth Pro modificadas en el software ArcGis. Este mapeo, a escala 1:10.000, además de definir unidades estratigráficas y elementos geomorfológicos se midieron largo de coladas de lava, tamaño fragmentos piroclásticos y se caracterizaron las estructuras de la fuente de emisión.



Finalmente, el mapa obtenido se digitalizó con el software de sistema de información geográfico Arcgis 9.3, cumpliendo a cabalidad el objetivo de confección de un mapa 1:10000 del CMD y de sus productos efusivos y explosivos.

#### 1.6.2. ESTUDIO PETROGRÁFICO

Durante la campaña de terreno se realizó la descripción macroscópica definiendo tanto a escala de afloramiento como de lupa. Luego de la campaña de terreno se analizaron 8 cortes transparentes para el estudio petrográfico, con el fin de una correcta definición y descripción de las unidades estratigráficas. Dichos cortes se analizaron y describieron en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

#### 1.6.3. ESTUDIO GEOQUÍMICO

Con el objetivo de refinar las unidades estratigráficas y poder realizar una comparación adecuada con el contexto geológico se realizaron 7 análisis químicos de elementos mayores y trazas en el laboratorio del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El equipo utilizado fue Espectrofotómetro de Emisión por Plasma (ICP) Perkin Elmer, Modelo OPTIMA 7400V CYCLONIC, 2009 y para el procesamiento y generación de gráficos se utilizó el software GCDkit 3.0.

#### 1.6.4. FINANCIAMIENTO

El financiamiento tanto para la campaña de terreno como para los estudios posteriores fue patrocinado por el Proyecto Anillo Antártico de la Universidad de Chile, también cabe destacar el apoyo de CONAF para el alojamiento y logística en terreno.

## 2. MARCO TEÓRICO Y TRABAJOS ANTERIORES

### 2.1. DEFINICIONES

Las erupciones basálticas son definidas como efusivas porque generalmente producen flujos de lava. Este término es apto para erupciones con lavas que salen en forma pasiva por la apertura volcánica. Sin embargo, para la mayoría de las erupciones subaéreas en la Tierra, en la Luna y en casi todos los casos en Marte esta definición es inaplicable (Wilson y Head, 1983, 1994). El gas disuelto en el magma basáltico se manifiesta en una actividad explosiva, a menos que la exsolución de gas desde el magma sea sorpresiva (Head y Wilson, 2003).

Los estilos de erupciones basálticas explosivas descritas por diversos autores como Richter et al. (1970), Blackburn et al. (1976), Swanson et al. (1979), Fedotov et al. (1983), Aramaki et al. (1986), Bertagnini et al. (1990) y muchos otros, son actividades Estrombolianas y Hawaiianas, o eventos que exhiben características de ambos estilos. A continuación se describirán por separado las principales características de los dos tipos de erupciones basálticas explosivas, los mecanismos de erupción y los tipos de edificios, conos piroclásticos, volcánicos que construyen este tipo de erupciones.

#### 2.1.1. ACTIVIDAD HAWAIIANA

La actividad Hawaiiana se denota para erupciones que son continuas y forman fuentes de lava (fig. 4) que alcanzan decenas a cientos de metros de altura (Wolff y Sumner, 2000). Las duraciones típicas son en rangos de horas a días, manteniendo una fuente de lava de altura constante sobre la apertura (e.g., Wolfe et al., 1988). Los productos expulsados por la fuente son coágulos de magma de tamaños milimétricos a métricos en diámetro y que alcanzan velocidades aproximadas a los 100 [m/s] (Wilson y Head, 1981). La mayoría del material eruptado aterriza incandescente, una rápida acumulación produce la coalescencia de estos coágulos calientes que generan flujos de lava tipo rootless, que pueden fluir hasta decenas de kilómetros de distancia de su lugar de origen (fig. 5) (Head y Wilson, 1989). El material del borde de la fuente de lava se enfría parcialmente durante el vuelo, aunque se deforman al aterrizar y es lo suficientemente caliente para fundir el material a su alrededor, pero no para formar flujos de lava tipo rootless, acumulándose como un cono de spatter alrededor de la apertura eruptiva (Head y Wilson, 1989). Existen algunos casos en este tipo de erupción en que

algunos materiales fríos se pueden acumular como un cono de escoria y una pequeña porción de material es elevado en una pluma convectiva sobre la fuente, depositando tefras a favor del viento (Parfitt, 1998).

### 2.1.2. ACTIVIDAD ESTROMBOLIANA

La actividad Estromboliana denota explosiones relativamente leves que ocurren desde la acumulación de gas bajo una superficie superior fría de la columna de magma (e.g., Blackburn et al., 1976; Wilson, 1980). Esta acumulación de gas causa un aumento e hinchamiento de la superficie de la columna de magma formando una “ampolla” que eventualmente se rompe liberando el gas y la eyección de magma que forma esta “ampolla” (Parfitt, 2004).

Las mediciones realizadas en Heimaey, Islandia por Blackburn et al. (1976) entregaron velocidades iniciales de clastos de 150 [m/s] mientras en Stromboli las velocidades son generalmente de 50 a 100 [m/s] (Chouet et al., 1974; Blackburn et al., 1976; Weill et al., 1992; Vergnolle y Brandeis, 1996).

El material eyectado es generalmente más frío que el generado por una actividad Hawaiiiana previo a la erupción y también experimenta mayor enfriamiento durante el vuelo que los clastos hawaiianos. Estos clastos al aterrizar son muy fríos para fundir o crear coalescencia como en la actividad Hawaiiiana y acumulándose como conos de tefra o de escoria alrededor de la apertura (McGetchin et al., 1974; Heiken, 1978). Los productos generados en erupciones típicamente Estrombolianas alcanzan alturas menores a los 100 [m] sobre la apertura (Vergnolle y Brandeis, 1996) y la pluma convectiva llega a alturas por sobre los 200 [m] (fig. 6).

El término estromboliano es utilizado generalmente para describir erupciones con plumas de altura por sobre los 10 km (e.g., Cas y Wright, 1988). Estos eventos en los que explosiones individuales están separadas por muy poco tiempo generando una sostenida pluma de una considerable altura en lugar de pequeñas plumas asociadas a verdaderas erupciones discretas.

La erupción de Heimaey en 1973 es un buen ejemplo de este tipo de comportamiento. Este evento produjo explosiones cada 0,5 – 3 s con clastos incandescentes alcanzando alturas de 250 m y generó una pluma que se extendió a alturas de 6 – 10 km sobre la apertura (Self et

al., 1974; Blackburn et al., 1976), además produjo flujos de lava simultáneamente. Este tipo de comportamiento es totalmente contrario a los eventos explosivos discretos de Stromboli. Dichos eventos representan un tipo de comportamiento que exhibe características de erupciones Hawaiianas y Estrombolianas, como lo son las explosiones casi continuas y la generación de flujos de lava constantes que representativos de actividades Hawaiianas y plumas convectivas de gran tamaño para el tipo Estromboliano. De esta manera, esta erupción puede ser clasificada como un tipo transicional entre estilos de erupción Hawaiiano y Estromboliano (Parfitt, 2004).

Los esquemas para erupciones volcánicas explosivas clasifican con mayor grado de explosividad a actividades Estrombolianas que Hawaiianas (fig. 7; Walker, 1973; Cas y Wright, 1988). Cabe destacar dos puntos importantes al clasificar el estilo de erupción para un determinado evento: (1) Está basado en la dispersión de erupciones como el caso de Heimay, y no erupciones explosivas como las de Stromboli; y (2) Este esquema puede asignar erróneamente erupciones Hawaiianas, clasificando como Estromboliana, por ejemplo, los depósitos de Kilauea Iki de 1959 (fig. 6; Richter et al., 1970; Parfitt, 1998). De esta manera, es importante ser precavido al usar los términos Hawaiiana y Estromboliana y tomar en cuenta que representan fases terminales de volcanismo y en muchos casos tienen características correspondientes a ambos tipos de actividad y son mejor denominadas como erupciones “transicionales” (Parfitt y Wilson, 1995).



Figura 4. Erupción Hawaiiana mostrando la dinámica de la fuente de lava (Head y Wilson, 1989).

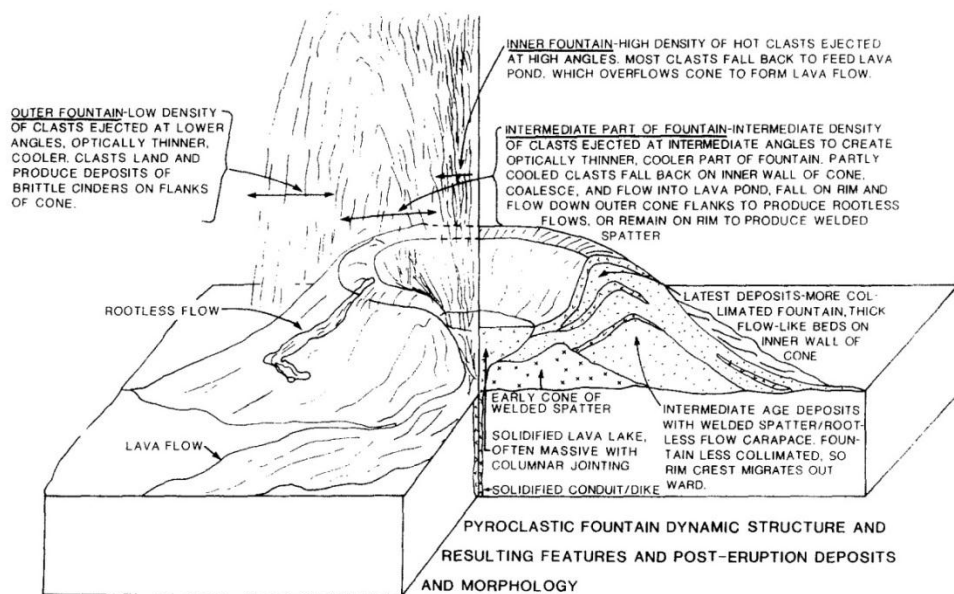


Figura 5. Esquema de la relación entre la estructura dinámica de la fuente de piroclastos y las facies eruptivas resultantes, depósitos y morfología (Head and Wilson, 1989).

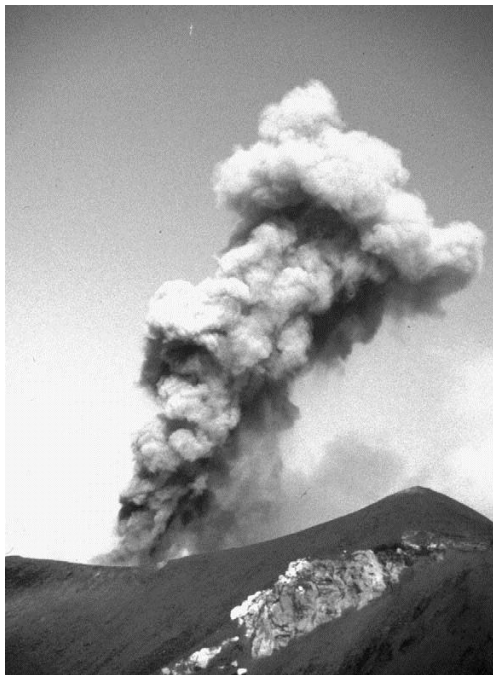


Figura 6. Pluma generada durante una explosión en Stromboli, alcanzando una altura aproximada de 200 [m] (Parfitt, 2004).

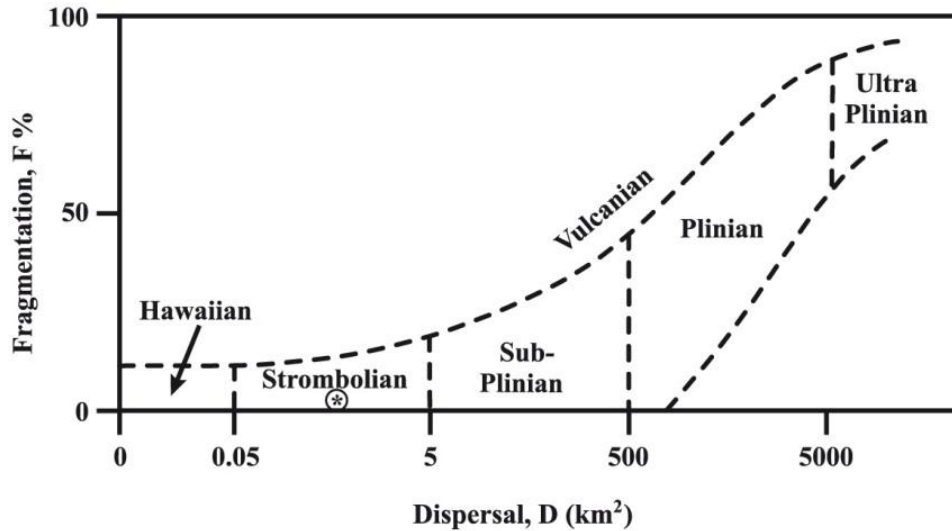


Figura 7. Esquema de clasificación para erupciones volcánicas explosivas basado en el grado de fragmentación (F) del magma y el área de dispersión (D) de la tefra. El asterisco muestra la clasificación para depósitos de la erupción de Kilauea Iki de 1959, entrando en el área de actividad Estromboliana, siendo estos depósitos formados durante una clásica erupción Hawaiiiana (Parfitt, 2004).

## 2.2. MECANISMOS DE ERUPCIÓN

### 2.2.1. MODELO DEPENDIENTE DE LA VELOCIDAD DE ASCENSO (RSD)

El modelo dependiente de la velocidad de ascenso (RSD) se basa en que la actividad tanto Estromboliana como Hawaiiiana representa las etapas finales de una continua actividad basáltica explosiva y que el tipo de actividad depende de la velocidad de ascenso del magma bajo la apertura eruptiva (Head y Wilson, 1987; Fagents y Wilson, 1993; Parfitt y Wilson, 1994, 1995, 1999; Parfitt et al., 1995).

Una de las premisas para este tipo de modelo es que las burbujas de gas son siempre boyantes y ascienden a través del magma a una tasa directamente ligada al tamaño de la burbuja y de la reología del magma.

En el primer caso del modelo RSD se asume que si la velocidad de ascenso del magma es relativamente alta las burbujas no atravesaran el magma hasta que haga erupción. Sumado a esto, el flujo está compuesto de dos fases que serían magma y gas, pero este fluido se comporta como una sola fase. Así las burbujas de gas siempre estarán incorporadas en el magma que fueron formadas. El crecimiento de las burbujas es a través de difusión y

descompresión (Sparks, 1978; Proussevitch y Sahagian, 1996) y la continua formación de estas durante el ascenso puede producir que la fracción de volumen de burbujas llegue a un tamaño suficiente (60 - 95%) para provocar la fragmentación del magma (e.g. Sparks, 1978; Wilson y Head, 1981; Houghton y Wilson, 1989; Thomas et al., 1994). Tras la fragmentación ocurre un aumento en la velocidad debido a la disminución del roce con las paredes del conducto volcánico, produciendo una erupción de una continua a velocidades aproximadas a los 100 [m/s] (Wilson y Head, 1981). Dichas erupciones continuas generan fuentes de lava de típicas de erupciones Hawaiianas (fig. 4).

Un segundo caso en que la velocidad de ascenso sea baja produce un mecanismo de erupción distinto según este modelo. Las burbujas de gas pueden ascender a través del magma e incluso separarse de este (Sparks, 1978; Wilson y Head, 1981). El magma puede contener variados tamaños de burbujas debido al crecimiento de algunas de las formadas en etapas tempranas por difusión y descompresión, mientras que las creadas después tendrán un tamaño mucho menor. Debido a la variedad de tamaños y a la mayor velocidad de ascenso de las burbujas de mayor tamaño estas pueden formar coalescencia con las de menor tamaño y en casos límites formar una burbuja del tamaño del conducto volcánico. Según este modelo, se asume que una erupción Estromboliana es resultado de procesos de segregación y coalescencia de burbujas (Parfitt, 2004).

Según Wilson (1981), los magmas con velocidades de ascensos lentas a estáticas forman una capa de espesor finito en la parte superior de la columna de magma. Si el intervalo de tiempo en que llegan las burbujas es corto se podrá romper con facilidad la capa y reventar en la parte superior de la columna con un mínimo retardo. Si el intervalo es extenso, la capa podrá enfriarse y engrosarse lo suficiente para que sea necesaria una acumulación de burbujas y en consecuencia una mayor presión para romper la capa. En este caso, poco tiempo de intervalo entre explosiones implica que el espesor de la capa nunca fue grueso. La repetición de ciclos de enfriamiento y acumulación de gases seguido por la explosión de burbujas con lleva a una serie de explosiones características de erupciones Estrombolianas.

Modelamientos desarrollados por Wilson y Head (1981) y Parfitt y Wilson (1995) llevaron a que para erupciones basálticas típicas la transición entre actividad Hawaiiana y Estromboliana ocurre a velocidades de ascenso de 0,01-0,1 [m/s] (fig. 8; Parfitt y Wilson, 1995).

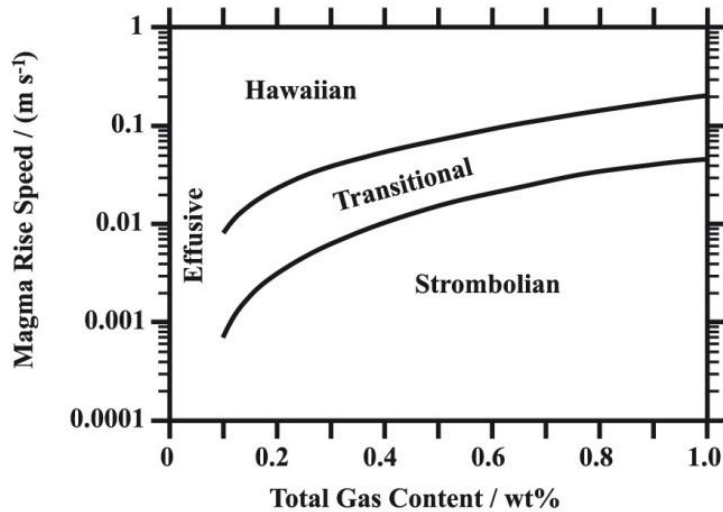


Figura 8. Controles de velocidad de ascenso y contenido en gas en estilos de erupciones basálticas predichas por el modelo RSD (Parfitt, 2004).

### 2.2.2. MODELO DE COLAPSO DE ESPUMA (CF)

El modelo de colapso de espuma asume un flujo de dos fases (gas y magma) homogéneo, al igual que en el modelo RSD. Vergnolle y Jaupart (1986) describen dos regímenes para el flujo de dos fases. En erupciones Estrombolianas un flujo tipo “slug” y para erupciones Hawaiianas un flujo anular (fig. 9).

De acuerdo al modelo CF, el magma almacenado se haya almacenado en una cámara magmática o en un sistema de dique a una profundidad suficiente para que la exsolución del gas proveniente del magma sea posible (Parfitt, 2004).

Las burbujas de gas ascienden y se acumulan en el techo generando una capa de burbujas o más bien dicho espuma. Cuando esta capa alcanza un espesor crítico, se comporta de manera inestable y colapsa, esta situación conlleva a la coalescencia de estas burbujas formando un paquete de gas. Dicha coalescencia de gas asciende y crea una apertura para la posterior erupción (Parfitt, 2004).

Varios eventos parciales de colapsos de espuma provocan una erupción de tipo Estromboliana. Mientras que un evento completo y casi instantáneos de colapso de espuma produce una erupción Hawaiiana (Parfitt, 2004). Tras los experimentos realizados por Jaupart y Vergnolle (1988) demostraron que el ascenso del paquete de gas para actividades Estrombolianas es de tipo “slug” (fig. 9a) y para Hawaiianas es anular (Fig. 9b).



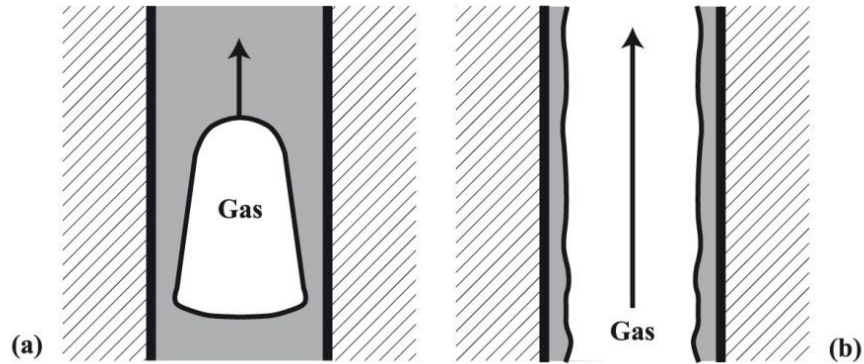


Figura 9. Diagrama esquemático que muestra dos ejemplos de separación del flujo de dos fases: (a) Flujo tipo "slug" y (b) Flujo tipo anular (Parfitt, 2004).

### 2.2.3. TIPOS DE CONOS PIROCLÁSTICOS

Una reciente clasificación de conos piroclásticos fue definida por Corazzato y Tibaldi (2006), que está dividida en 5 categorías basado en la parametrización de puntos de erupción a lo largo de la misma fractura alimentadora.

1. Conos simples: Caracterizados por tener solo una apertura eruptiva y cráter. Morfológicamente es extremadamente variable, desde perfectamente circular a muy elíptica (fig. 10a).
2. Conos sobreimpuestos múltiples: Representados por una superposición de conos relacionados con la misma erupción donde los cráteres están alineados pero no se interfieren. La morfología es usualmente elíptica (fig. 10b).
3. Conos coalescentes múltiples: Caracterizados por edificios sobreimpuestos que pertenecen a la misma fase eruptiva donde los cráteres se interfieren. La forma del cono es usualmente elíptica.
4. Conos mezclados: Representados por las características de los tipos 2 y 3, donde hay un sector con cráteres sobreimpuestos y otro con cráteres coalescentes.
5. Conos fisurados múltiples: Caracterizados por tener una elongación elevada de los edificios volcánicos y generalmente tienen grandes dimensiones (cientos de metros). Desarrollada a lo largo de la fractura alimentadora y un cráter marcadamente lineal cruzando uno o ambos flancos opuestos (fig. 10c).

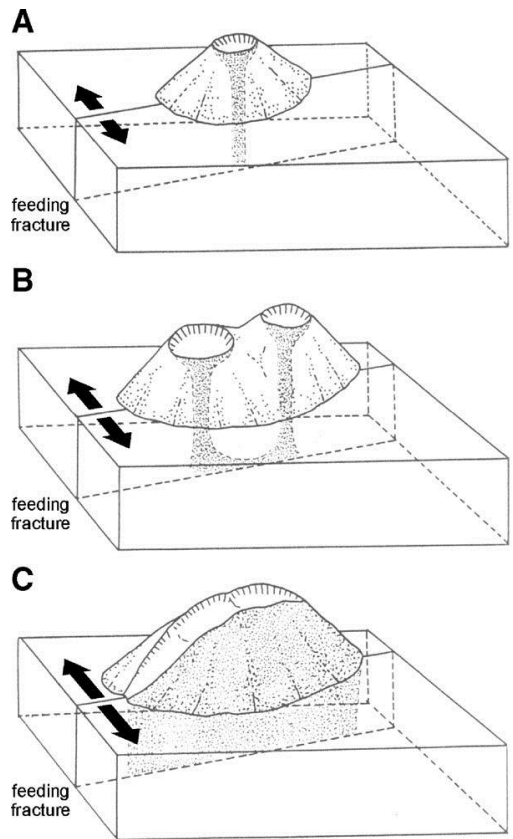


Figura 10. Clasificación de conos piroclásticos que están relacionados a una fractura alimentadora (Corazzato y Tibaldi, 2006).

### 3. MARCO GEOLÓGICO

#### 3.1. MARCO GEODINAMICO

La evolución geodinámica Cenozoica del sector más austral de Sud América es formado principalmente por la convergencia de las Placas de Nazca y Antártica bajo la Placa Sudamericana y los movimientos transcurrentes en el límite de las Placas de Scotia y Sudamericana (D’Orazio et al., 2000). Modelos de reconstrucción de la Placa Sudamericana indican que han ocurrido dos episodios de colisiones dorsal-fosa. El episodio más reciente sucedió hace 14 Ma cuando la Dorsal de Chile colisiona con la Fosa de Chile a la latitud de Tierra del Fuego (Cande y Leslie, 1986) desarrollando el Punto Triple de Chile entre la Placa Sudamericana y Antártica. En la actualidad este punto triple se encuentra cercano a la Península de Taitao, como resultado de las diferencias en las configuraciones geodinámicas de las placas involucradas (fig. 11). Esta interacción dorsal-fosa es considerada como la responsable de sin iguales características geológicas, como lo son el “gap” volcánico entre la Zona Volcánica Sur y la Zona Volcánica Austral de la Cordillera de los Andes (Futa y Stern, 1988), el alzamiento Neógeno de los Andes en este sector, la formación de la faja plegada y corrida de la Patagonia (Ramos, 1989), y el magmatismo máfico Cenozoico en el sector extra-andino de la Patagonia (Ramos y Kay, 1992; Gorrington et al., 1997; D’Orazio et al., 2000, 2001).

Los movimientos transcurrentes a lo largo de la Placa de Scotia deformaron el sector austral de Sud América, formando la zona de falla de Magallanes (Klepeis, 1994). Los movimientos entre las Placas de Scotia y Sudamericana sumados a la convergencia de las Placas Antártica y Nazca bajo la Placa Sudamericana generan campos de stress principales con orientación NE-SW y ENE-WSW (Diraison et al., 1997; D’Orazio et al., 2000). La alta complejidad de la configuración geodinámica a la altura del CVPA (52°S) produjo como resultado cuatro distintivas provincias tectónicas (Winslow, 1983). De oeste a este: (1) Basamento metamórfico del Paleozoico, intruido por el batolito Patagónico del Jurásico-Mioceno; (2) La Cordillera Patagónica, compuesta por depósitos volcánicos silíceos del Jurásico Tardío (Formación Tobífera o Chon Aike) y una ofiolita/conjuntos volcanoclásticos originados en la cuenca de tras-arco “Rocas Verdes” del Cretácico Temprano; (3) Una faja plegada y corrida de piel fina construida desde el Cretácico Tardío al Mioceno Tardío; (4) El antepaís de Magallanes, afectado por extensiones tectónicas del Neógeno dando lugar a sistemas de graben (Diraison et al., 1997). Estas dos últimas unidades consisten principalmente en formaciones volcano-sedimentarias del Jurásico-Mioceno de la Cuenca de Magallanes

(Biddle et al., 1986). Los productos del CVPA se depositaron sobre estas secuencias volcano-sedimentarias que representan el relleno del rift Austral Patagónico, siendo uno de los rifts continentales más australes con orientación NW-SE desarrollados desde el Triásico debido a la extensión tectónica ligada al desmembramiento de Gondwana (Urien et al., 1995; Corbella et al., 1996).

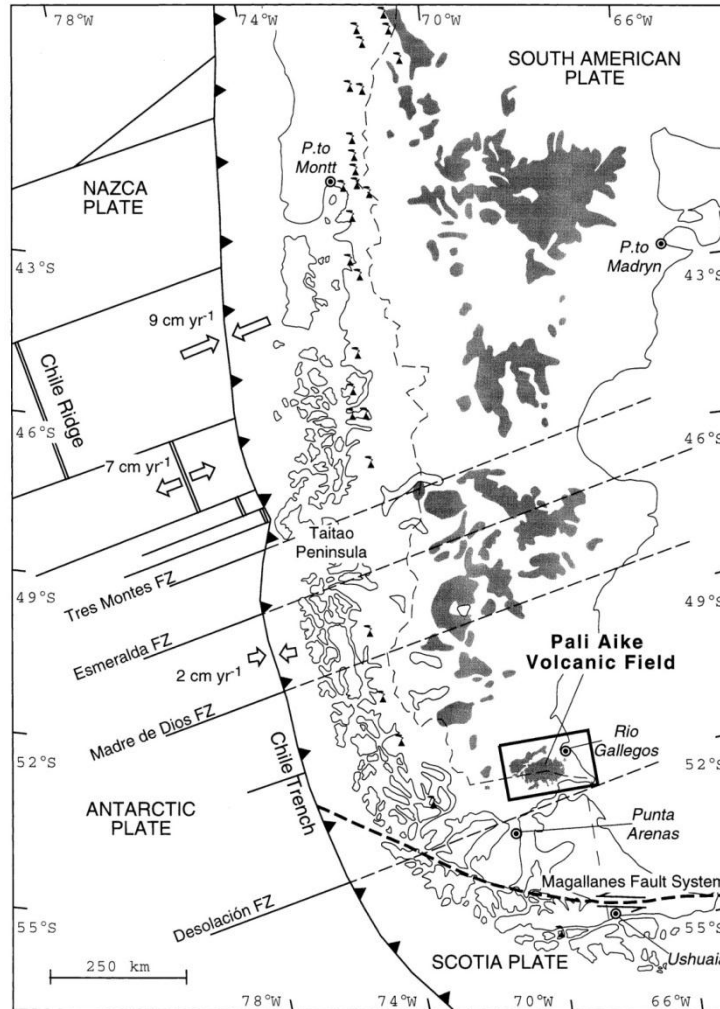


Figura 11. Esquema de la configuración geodinámica del Sur de América y el Océano Pacífico (D’Orazio et al, 2000).

### 3.2. GEOLOGÍA DEL BASAMENTO DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE

El magmatismo del Cenozoico, producto de la interacción dorsal-fosa, se refleja en rocas principalmente volcánicas que están amplia y discontinuamente distribuidas en el sector extra - Andino entre las latitudes 38° y 52°S. Lavas de plateau (meseta) y flujos de lavas

provenientes de conos monogenéticos tanto de escoria como de spatter son las estructuras volcánicas más ocurrentes de este magmatismo máfico y que se pueden observar generalizadamente en el Campo Volcánico Pali Aike (CVPA), junto con maares y anillos de toba (D´Orazio et al., 2004) (fig. 11).

El sector chileno del CVPA está situado en la provincia estructural conocida como la cuenca de Magallanes, por esta razón se describirán las formaciones principales que la constituyen y su evolución a lo largo del tiempo.

### 3.2.1. MARCO ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA DE MAGALLANES

#### Basamento Cristalino (Paleozoico Superior – Jurásico Inferior)

Este basamento pre Jurásico constituye la base de la cuenca de Magallanes, con rocas que corresponden a esquistos, gneises y rocas plutónicas. Subyace en discordancia erosiva rocas volcanoclásticas silíceas pertenecientes a la Formación Tobífera (Jurásico Medio a Superior) (fig. 12). Según Halpern (1973), existen dos litologías principales: rocas cristalinas foliadas y rocas plutónicas no foliadas. Dataciones realizadas a ortogneises pertenecientes al primer grupo, arrojó edades de recristalización de  $267 \pm 3$  m.a. con una razón inicial de Sr87/Sr86 de 0,710. Dataciones de tipo K/Ar al segundo grupo, entregó como resultado edades entre Paleozoico superior y Jurásico inferior.

#### Formación Tobífera (Jurásico Medio – Jurásico Superior)

Esta formación corresponde a una sucesión volcánica sílicea de ignimbritas, brechas, tobas y flujos riolíticos, cuyo espesor varía entre 0 y 3000 metros. Sobreyace e infra yace en discordancia erosiva al Basamento Cristalino y a la Formación Springhill (Titoniano - Valanginiano) respectivamente (fig. 12). La composición de estas rocas varía de riolitas a cuarzo latitas (Bruhn et al., 1978). Esta unidad fue depositada en un ambiente continental, de acuerdo con los escasos fósiles encontrados en intercalaciones sedimentarias. Dataciones razónmétricas realizadas atribuyen una edad de 165 - 155 m.a. (Bajociano) para la actividad principal (Gust et al., 1985, Uliana et al., 1986)

#### Formación Springhill (Titoniano – Berriasiano)

La Formación Springhill es constituida por areniscas y conglomerados cuarcíferos con intercalaciones de lutitas y su espesor máximo es de 150 metros. En un contacto por

discordancia erosional la Formación Springhill sobreyace a la serie Tobífera, y subyace en transición a limonitas glauconíticas y lutitas oscuras de la unidad “Estratos con Favrella Steinmanni” (fig.12). La naturaleza de sus depósitos corresponde en sectores a un ambiente marino y en otros ligado a ambientes continentales. El ambiente continental es reconocido por los fragmentos de troncos y plantas fósiles que se encuentran en las lutitas, en tanto areniscas marinas con fauna fósil como bivalvos, belemnites, ammonites y razónlarios, representarían la presencia de ambientes marinos (Mella, 2001).

De acuerdo, a su contenido en fauna y flora fósil se le ha asignado una edad Titoniano – Berriasiano (Riccardi, 1976).

#### Unidades informales (Cretácico Inferior – Cretácico Superior)

En el sector extra – andino se han documentado una serie de unidades informales que corresponden a sistemas deposicionales de plataforma, con una distribución continua. El espesor total de estas unidades varía entre los 600 a 1200 metros. Estas unidades se pueden dividir por época, es decir, las correspondientes al Cretácico Inferior y Cretácico Superior.

Las unidades informales del Cretácico Inferior son “Estratos de Favrella Steinmanni” (Valanginiano – Hauteriviano), “Lutitas con Ftanitas” (Barremiano – Aptiano) y “Margas”, corresponden a un grupo de unidades silicoclásticas, en su base contiene limolitas glauconíticas y lutitas oscuras, aumentando gradualmente el contenido en carbonatos hacia el techo, donde se pueden encontrar margas e intercalaciones de calizas. Estas unidades informales sobreyacen a la Formación Springhill e infra yacen a la unidad “Lutitas gris verdosas” con contactos transicionales (fig. 12). El ambiente de depositacional corresponde a plataforma en subsidencia termal (Mella, 2001).

En tanto, las unidades del Cretácico Superior son “Lutitas gris verdosas” (Albiano – Santoniano) y “Lutitas arenosas” (Campaniano – Maastrichtiano). Estas unidades informales están constituidas por arcillolitas gris verdosas y gris medio que gradúan a limosas y glauconita hacia el techo. Sobreyacen en contacto transicional a la unidad “Margas” y subyacen en discordancia por erosión a la unidad “Zona Glauconítica”. Estas unidades corresponden a sistemas deposicionales progradacionales en una plataforma en alzamiento (Mella, 2001).

#### Unidad “Zona Glauconítica” (Paleoceno – Eoceno)

Esta unidad está constituida por areniscas finas, arcillolitas, limolitas glauconíticas y lutitas. Se dispone en discordancia por erosión sobre la unidad “Lutitas arenosas” y subyace en contacto transicional al “Grupo Bahía Inútil” (fig. 12). Su litología corresponde a sistemas depositacionales transgresivos sobre una plataforma alzada (Mella, 2001).

Unidad “Grupo Bahía Inútil” (Eoceno superior – Oligoceno inferior)

El “Grupo Bahía Inútil” está constituido por arcillolitas gris verdosas, limolitas gris medio y areniscas con líticos de rocas ígneas y pelitas del Cretácico inferior, representando sistemas deltaicos (Mella, 2001).

Unidad “Areniscas Arcillosas” (Oligoceno superior – Mioceno inferior)

Esta unidad contiene principalmente grauwacas de cuarzo, líticos de rocas ígneas y sedimentarias con pequeñas intercalaciones de arcillolitas gris claro y lutitas arenosas. Se dispone sobre el Grupo Bahía Inútil en discordancia de erosión e infra yace en discordancia angular a la Formación Brush Lake (fig. 12). El ambiente depositacional corresponde a sistemas deltaicos progradacionales con aportes de sedimentos de sectores elevados de la precordillera (Mella, 2001).

Formación Brush Lake (Mioceno medio a superior)

Esta formación consiste en una alternancia de lutitas y arcillolitas de color gris verdoso que presentan intercalaciones de areniscas gris pardo hacia el techo. Sobreyace en discordancia angular a la Unidad Areniscas Arcillosas y subyace en contacto transicional a la Formación Filaret (fig. 12). Estos depósitos son pertenecientes a sistemas depositacionales de plataforma (Mella, 2001).

Formación Filaret (Mioceno superior)

La Formación Filaret corresponde a una alternancia de areniscas fluvio-deltaicas y arcillolitas con intercalaciones de carbón en su sector medio e intercalaciones de areniscas con gastrópodos y bancos de ostras en el sector basal. Se dispone por sobre y bajo en contacto transicional con las formaciones Brush Lake y Palomares respectivamente (fig. 12). Esta formación es atribuida a un ambiente de sedimentación marina de la cuenca (Mella, 2001).

Formación Palomares (Plioceno)

Esta formación consiste en areniscas gruesas tufaceas y cenizas volcánicas, que se intercalan areniscas de líticas de color gris azulado. Sobreyace en contacto transicional a la Formación Filaret y subyace en discordancia por erosión a depósitos glaciares (fig. 12). El espesor fluctúa de 200 a 350 metros (Mella, 2001).

Sobre estos sedimentos e intercalados con flujos de lavas basálticas se encuentran sedimentos Cuaternarios extensamente distribuido en la zona de Pali Aike. Los sedimentos cuaternarios corresponden a depósitos de outwash, fluvioglaciares, glaciolacustre y sedimentos eólicos.

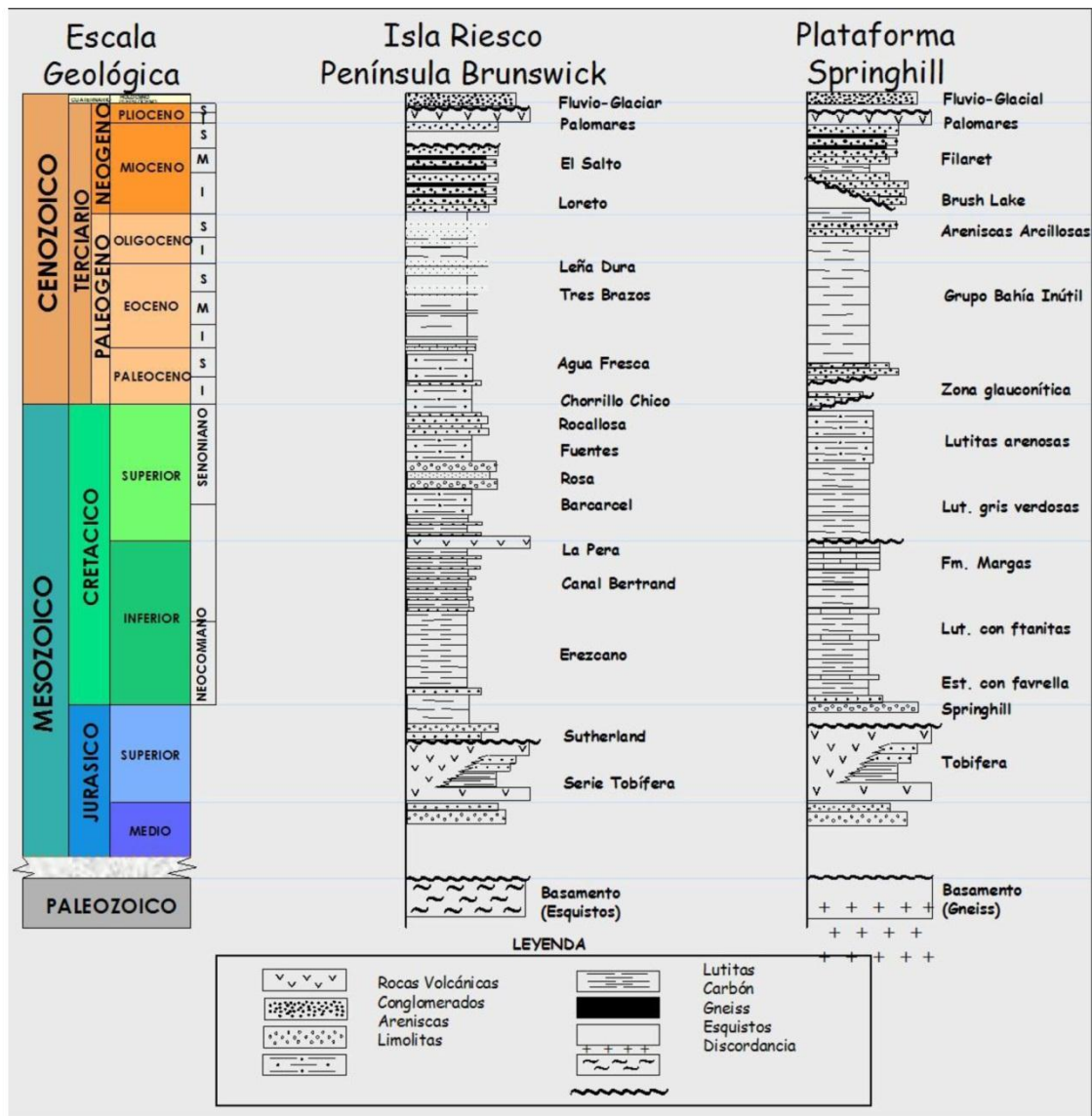


Figura 12. Columna estratigráfica de la cuenca de Magallanes (Mella, 2001).



### 3.2.2. EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE MAGALLANES

Durante el período Pérmico Tardío al Jurásico Temprano la subducción en el margen oeste de Gondwana se ve interrumpida. La estacionalidad en estos tiempos se atribuye al ensamblaje final del margen continental. Estas condiciones favorecieron a la acumulación de calor en el manto superior, fusión de la corteza inferior y una producción de una gran cantidad de magma en la Cordillera de la costa (Berg et al., 1983), en los altos Andes Chilenos (Mpodozis & Kay, 1990) y en el sector Argentino de los Andes (Llambías, 2001).

Las características destacadas en estos tiempos son el desarrollo de abundante y ampliamente distribuida actividad magmática, principalmente silícea y paleogeografía dominante por cuencas extensionales orientadas NNW-SSE (Stipanovic, 2001). La razón para tal distribución es atribuida a la existencia de regiones de tendencia NW representadas por suturas que limitaron terrenos alóctonos acretados en el Proterozoico y Paleozoico (Ramos, 1994).

Un segundo evento extensional ocurre durante el Mesozoico, probablemente producto de un ascenso diapírico mayor, culminando con la apertura del Océano Atlántico, afectando la parte sur de América del Sur y África, así como ciertos sectores de la Antártica. Este evento tectónico se encuentra relacionado con la reorganización de las placas y un adelgazamiento y desmembramiento de Gondwana, generando las cuencas extensionales de rift con orientación NNW-SSE, como la Cuenca de Rocas Verdes (CRV) y la Cuenca de las Malvinas (Harambour, 1998). Esta orientación sugiere un control estructural pre existente asociado al evento extensional descrito previamente (Pankhurst et al., 2000). El proceso tectónico de extensión produce una serie de fallas normales en el basamento metamórfico Paleozoico formando grábenes y hemigrábenes, donde se depositaron sedimentos marinos someros, continentales coluviales y volcánicos de la Formación Tobífera (Gust et al., 1985; Harambour y Soffia, 1988). Estos depósitos están asociados a la extensión cortical mesozoica, que produjo un extensivo período magmático de afinidad calcoalcalina y plutonismo riolítico-dacítico de tipo I derivado desde una anatexia cortical que afectó a toda la Patagonia (Mpodozis & Kay, 1990).

La máxima extensión de la CRV (Jurásico Tardío – Cretácico Temprano) generó la ruptura de la corteza continental del margen Pacífico de Gondwana, seguido de un magmatismo y el desarrollo de una cuenca marginal de trasarco, con una superficie constituida por corteza oceánica (Dalziel et al., 1974).

Durante el Jurásico – Cretácico se dio fin a la etapa de rift continental con la fragmentación del continente, coincidiendo con el inicio de la expansión de la CRV. Asociado a esto ocurre una variación en la velocidad de las placas litosféricas permitiendo establecer nuevas condiciones de margen pasivo y subsidencia termal hasta el Aptiano (Harambour y Soffia, 1988).

Luego del evento regional extensional del Mesozoico comenzó una subsidencia termal en Jurásico Tardío a Cretácico Temprano (Harambour & Soffia, 1988; Soffia & Harambour, 1989; Skarmeta & Castelli, 1997; Mella, 2001).

La Cuenca de Rocas Verdes fue rellenada con depósitos volcanoclásticos provenientes del oeste (Galeazzi, 1998), mientras que al este de la cuenca se desarrollaba un margen pasivo, que posteriormente constituyó el sector de plataforma, conocida como la Plataforma Springhill (Harambour y Soffia, 1988). Este período de subsidencia termal provocó una importante transgresión marina conllevando a la deposición de cientos de metros de sedimentos clásticos marinos que sobreyacen a las volcanitas y sedimentitas del Jurásico (Farfán, 1991).

Debido a la nueva configuración de las placas tectónicas a partir del Cretácico Tardío se desarrolló un régimen tectónico compresivo, provocando el cese de la subsidencia termal, la compresión del margen Pacífico y deformación desde el suroeste (Mpodozis, 2006). Este régimen compresivo se puede dividir en tres períodos que originaron la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPCM), cada uno ligado a una secuencia de antepaís.

El primer evento tectónico compresivo ocurre durante el Coniaciano produciendo un plegamiento y metamorfismo de depósitos turbidíticos de edad Aptiana a Coniaciana, invirtiendo la antigua cuenca extensional. Al este de la zona plegada se depositaron sedimentos que conforman la primera secuencia de antepaís (Mpodozis, 2006).

El segundo evento tectónico (Maastrichtiano) propagó la deformación hacia el noreste, afectando los sedimentos de la secuencia de antepaís del primer evento. Durante el Eoceno el depocentro sedimentario se desplazó hacia el este generando un espacio de acomodación que permite el desarrollo de una segunda secuencia de antepaís (Mpodozis, 2006).

El último evento compresivo ocurrió en el Oligoceno, desplazando el frente de deformación hacia el oriente con lo cual se vieron afectados los depósitos de la segunda

secuencia de antepaís y se generó espacio para la deposición de la tercera sucesión de antepaís (Mpodozis, 2006).

Finalmente se puede dividir en dos provincias estructurales a la Cuenca de Magallanes. Una dominada por estructuras extensivas que se ubican en el sector oriental y central, que están muy desarrolladas en la zona de plataforma con una orientación preferencial NW a NNW, formadas durante la etapa de rift del Triásico a Jurásico Tardío. El segundo dominio estructural es caracterizado por presentar una faja plegada y corrida de “piel delgada” y otra de “piel gruesa”, originada entre el Cretácico Tardío y el Mioceno (Biddle et al., 1986), producto del régimen estructural compresivo dominante.

### 3.3. GEOLOGÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE

El Campo Volcánico Pali Aike abarca un área de 4500 km<sup>2</sup> aproximadamente (fig. 13), que consiste principalmente en basaltos basaníticos y alcalinos (Mazzarini y D’Orazio, 2003). A través de dataciones geocronológicas, con métodos K-Ar y <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar, se obtuvieron edades entre los 3.78 a 0.17 Ma para estos productos (Corbella, 1999), además estudios arqueológicos (Bird, 1938) y paleomagnéticos (Mejia et al., 2004) sugieren una edad Holoceno para flujos de lava de la etapa final de su actividad. Las formaciones volcánicas del CVPA sobreyacen al relleno de la Cuenca de Magallanes.

La sucesión volcánica de CVPA comienza con una extensiva erupción tabular de flujos de lava, que afloran en el sector noroeste del campo volcánico con un espesor superior a los 120 m., exhibiendo una morfología lavas tipo plateau (D’Orazio et al., 2000). Sobre esta secuencia basal se formaron más de 467 centros volcánicos, principalmente monogenéticos, que incluyen anillos de toba, maars, conos de escoria y conos de spatter; estos últimos dos generan en ocasiones flujos de lava (D’Orazio et al., 2000). Los centros eruptivos presentan variaciones morfológicas con elevaciones de 100 a 180 m., a veces con conos bastante erodados y rellenos por depósitos eólicos y en otros casos con conos bien preservados y sin depósitos eólicos, por lo tanto, de joven edad, presentes en el sector sureste del campo volcánico. La distribución espacial de estos conos piroclásticos está controlada principalmente por estructuras de orientación NW-SE, NE-SW y E-W (Mazzarini y D’Orazio, 2003).

### 3.3.1. MARCO ESTRATIGRÁFICO DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE

Las sucesiones volcánicas del CVPA han sido agrupadas en tres unidades principales (fig. 13) (D´Orazio et al., 2000):

Unidad 1 (U1): Corresponde a una unidad basal de lavas basálticas tipo plateau, que se distribuyen de forma extensiva, ocupando un 83% de la superficie total del campo volcánico y está constituida por un espesor expuesto máximo de 120 m. aproximadamente. Según Corbella (1999), U1 tiene una edad entre 3.78 Ma a 130 Ka.

Unidad 2 (U2): Consiste en una unidad intermedia de conos escoria y spatter erodados, maars, anillos de toba y flujos de lava basálticos asociados, abarcando un 15% del área total y distribuidos esencialmente en la parte central y NE del CVPA. Según D´Orazio (2000), cerca de 442 aparatos volcánicos están relacionados a U2 y orientación NW-SE y ENE-WSW de alineamiento y elongación basal de conos. Localmente, tanto el cono Pali Aike y el maar de la Laguna Ana pertenecen a esta unidad y se encuentran parcialmente erosionados y cubiertos por sedimentos eólicos. Mediante dataciones basadas en el método K-Ar se estima una edad entre 130 a 17 Ka (Meglioli, 1992).

Unidad 3 (U3): Esta unidad está constituida por conos monogenéticos de escoria y spatter bien preservados y flujos de lavas basálticos relacionados. Se distribuye en la parte SW del campo volcánico, representa un 2% de su superficie y contiene cerca 26 conos monogenéticos con orientación NW. Localmente, en el sector chileno del CVPA, alberga al cono de escoria Cerro Diablo y sus depósitos asociados. De acuerdo con Skewes y Stern (1979) representa la actividad volcánica más reciente en el CVPA que tuvo lugar entre los 5000 a 10000 años A.P., basado en estudios antropológicos (Bird, 1938).

Todas las edades estimadas para estas unidades han sido corroboradas investigaciones paleomagnéticas realizadas por Mejia et al. (2004), coincidiendo con las edades esperadas y acordando con la escala de tiempo magnética (Cande y Kent, 1995).

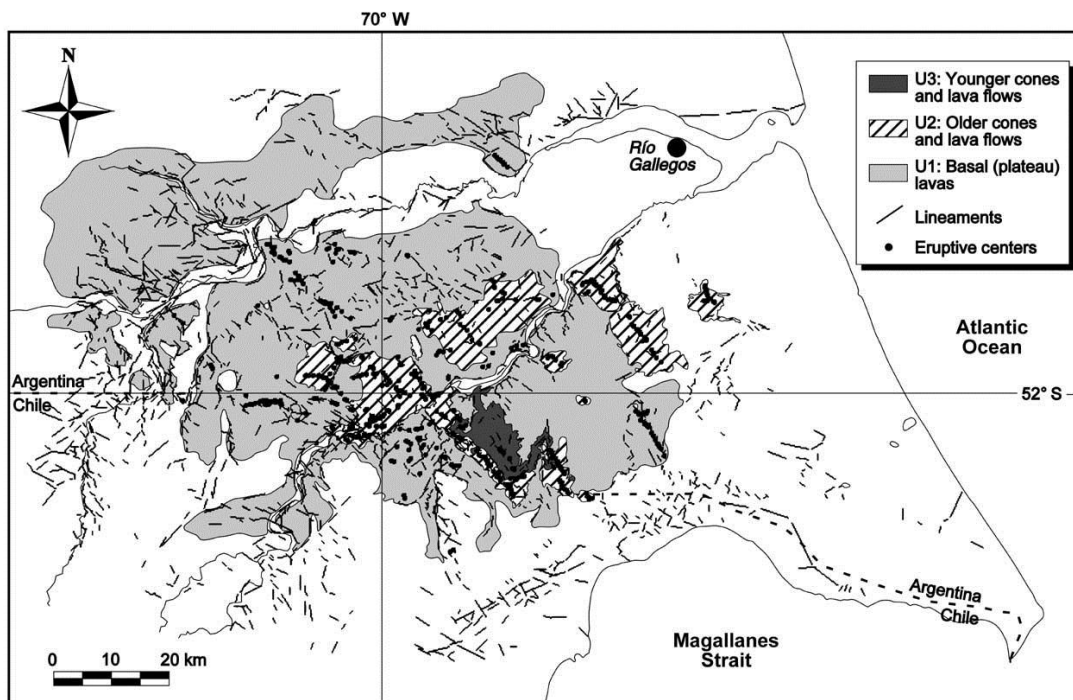


Figura 13. Mapa geológico esquemático del CVPA (Mazzarini y D'Orazio, 2003).

### 3.3.2. PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE

Las rocas volcánicas correspondientes al CVPA tienen una afinidad alcalina y pertenecen a la serie sódica según D'Orazio et al. (2000) (tabla 1). La clasificación a través de los elementos mayores en el diagrama TAS (fig. 14), clasifican a las rocas del CVPA como basaltos y basanitas (D'Orazio et al., 2000). Las tendencias observadas indican que la mayoría de los productos volcánicos de U1 y U3 son menos alcalinas que los productos de U2 (fig. 14) (D'Orazio et al., 2000).

Tanto en anillos de toba y como en flujos de lavas se encuentran una gran cantidad de xenolitos ultramáficos provenientes del manto, siendo principalmente lherzolitas y harzburgitas de espinela, granate y espinela+granate, megacristales de Ti-augita, wehrlitas subordinadas, y piroxenitas (Skewes y Stern, 1979; Stern et al., 1986, 1989, 1999; Kempton et al., 1988 a,b). Los xenocristales de olivino son diferenciados de los fenocristales por su forma tabular, plegamiento de bandas y tamaños ligeramente superiores a 5 mm. Los xenocristales de olivino son distinguidos por tener una alta razón de NiO/CaO y un alto contenido de Fo con respecto a los fenocristales (fig. 15) (D'Orazio et al., 2000).

Las lavas del CVPA son porfíricas – glomeroporfíricas a subaplíticas conteniendo fenocristales de olivino con inclusiones de espinela. También hay presencia de fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa. Un 37% de las muestras solamente contiene olivino como fenocristales, 49% tiene olivino+dióxido, y un 14% tiene olivino+dióxido+plagioclasa. Los productos escoriáceos tienen un menor grado de porfiricidad y mayor vidrio en su masa fundamental en relación a las lavas (D’Orazio et al., 2000).

La composición de los fenocristales de olivino es Fo 78-88 (tabla 2). El reemplazo por incipiente idingsita es responsable del enriquecimiento en Fe de algunos fenocristales. Los fenocristales de clinopiroxeno ocurren en basaltos de olivino con un tamaño superior a los 3 mm, coexisten con olivinos de mayor tamaño, se disponen como agregados glomeroporfíricos. Su composición es dióxido (tabla 3). Los fenocristales de plagioclasa se encuentran exclusivamente en basaltos y están caracterizados por una bien desarrollada zonación normal y una composición andesina-labradorita (tabla 4). En tanto, la masa fundamental tiene texturas principalmente microcristalinas y extrañamente criptocristalinas o vítreas. Sus texturas son comúnmente intergranular o intersertal, y para el caso vítreo hialopilítica (D’Orazio et al., 2000).

Tabla 1. Resultado de análisis de elementos mayores, traza e isótopos Sr-Nd de rocas volcánicas del Campo Volcanica Pali Aike (D'Orazio et al., 2000).

Sample Unit	PA-121 U1	PA-129 U1	PA-240 U1	PA-242 U1	PA-243 U1	PA-205 U2	PA-210 <sup>b</sup> U2	PA-213 U2	PA-217 U2	PA-222 U2	PA-230 U2	PA-234 <sup>b</sup> U2	PA-237 U2	AOB-1 U3	PA-118 U3	PA-224 U3
Latitude	52°04'03"S	52°03'03"S	51°50'27"S	51°50'27"S	51°50'27"S	52°03'27"S	52°01'13"S	52°00'04"S	52°03'00"S	52°02'57"S	51°57'28"S	51°59'43"S	51°57'30"S	52°04'51"S	52°05'06"S	52°07'49"S
Longitude	70°04'12"W	70°03'14"W	70°29'58"W	70°29'58"W	70°29'58"W	69°48'36"W	70°12'17"W	70°12'50"W	70°03'13"W	70°01'13"W	70°14'10"W	70°10'20"W	70°02'16"W	69°46'18"W	69°43'38"W	69°33'10"W
Classification	ol bas	ol bas	basanite	alk bas	ol bas	alk bas	basanite	alk bas	alk bas	basanite	alk bas	basanite	alk bas	alk bas	alk bas	alk bas
SiO <sub>2</sub> (wt%)	48.15	48.19	43.80	45.45	48.14	45.95	43.39	46.52	46.64	43.84	46.69	43.20	46.09	47.14	46.57	47.40
TiO <sub>2</sub>	2.97	3.32	3.32	2.46	2.75	2.80	2.77	2.60	3.39	3.81	2.42	2.46	2.76	2.89	2.78	2.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.29	14.48	12.24	13.21	13.96	11.71	10.14	12.78	11.30	11.44	13.68	11.48	12.79	13.56	13.11	12.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.50	4.11	3.79	2.33	3.98	10.04	4.78	3.90	5.68	6.97	2.57	4.99	2.52	3.01	2.88	7.99
FeO	6.80	6.64	8.18	8.45	6.51	1.39	6.77	7.22	7.52	5.87	7.57	6.18	7.88	8.79	8.77	3.38
MnO	0.15	0.15	0.16	0.17	0.15	0.17	0.17	0.16	0.18	0.17	0.15	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16
MgO	7.97	6.36	11.83	11.00	8.36	12.23	14.99	10.87	8.06	10.07	10.34	16.04	11.06	9.91	10.95	11.29
CaO	9.73	9.84	9.34	10.24	9.98	9.37	10.49	10.00	11.57	11.26	10.04	9.41	10.72	9.38	9.27	8.97
Na <sub>2</sub> O	3.24	3.14	3.53	3.53	2.98	3.10	3.49	3.33	3.39	3.27	3.68	3.45	3.36	3.03	3.00	3.07
K <sub>2</sub> O	1.39	1.65	1.88	1.20	1.34	1.35	1.25	1.17	1.28	1.94	1.47	1.19	1.22	1.21	1.26	1.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.00	0.81	0.90	0.75	0.90	0.66	0.75	0.64	0.54	0.77	0.82	0.75	0.94	0.46	0.51	0.58
LOI	0.81	1.31	1.03	1.22	0.95	1.23	1.00	0.81	0.44	0.57	0.58	0.70	0.51	0.47	0.74	0.69
Mg#	61.8	55.4	67.4	67.8	62.6	70.4	73.3	67.2	56.3	62.7	67.9	75.3	68.8	63.6	66.1	68.4
ne-hy	-4.2	-6.1	11.8	8.6	-2.1	4.9	14.0	5.6	6.9	12.5	8.0	13.1	6.9	2.0	2.2	1.5
Sc (ppm)	21	20	19	21	25	19	14	19	22	22	21	19	20	22	24	24
V	256	267	251	227	244	236	239	228	265	293	218	230	231	241	248	262
Cr	185	194	360	314	290	365	476	274	203	293	212	550	277	261	362	346
Co	44	43	56	51	44	53	56	50	49	53	47	60	48	51	57	53
Ni	98	72	287	239	146	338	429	247	158	178	189	495	203	210	262	278
Rb	22.6	32.8	30.4	18.5	25.0	24.5	31.6	21.6	24.7	34.6	27.1	23.7	19.4	24.5	21.8	24.2
Sr	839	778	939	934	832	684	819	727	730	876	805	741	813	586	640	635
	28.4	29.5	29.0	25.0	27.8	23.1	22.1	24.1	25.5	27.8	26.4	22.5	24.1	24.2	24.0	25.0
Zr	214	234	299	191	219	202	200	165	176	264	188	193	165	181	198	211
Nb	55	55	70	52	50	52	68	48	50	68	59	55	51	39	43	45
Cs	0.38	0.61	0.51	0.39	0.34	0.39	0.77	0.31	0.44	0.56	0.92	0.35	0.28	0.41	0.31	0.40
Ba	488	584	505	419	431	523	598	433	477	599	521	483	532	335	362	388
La	42	40	50	36	40	35	49	35	38	44	42	40	46	26	28	31
Ce	84	81	104	73	82	75	93	70	72	87	81	82	87	54	59	63
Pr	10.5	10.3	13.0	9.0	10.5	8.9	10.8	8.6	8.9	11.2	9.7	9.8	10.4	7.0	7.5	8.2
Nd	44	43	54	38	44	37	43	36	37	47	40	40	42	30	33	35
Sm	9.4	9.3	11.3	8.2	9.4	7.9	8.6	7.9	8.2	9.9	8.6	8.3	8.8	7.0	7.5	7.8
Eu	3.05	2.88	3.50	2.55	3.01	2.51	2.61	2.50	2.62	3.16	2.67	2.69	2.80	2.29	2.37	2.54
Gd	8.4	8.7	9.8	7.4	8.2	7.5	7.3	7.2	7.4	9.1	7.8	7.4	7.5	6.7	6.8	7.4
Tb	1.17	1.23	1.35	1.02	1.13	0.98	0.97	1.01	1.04	1.23	1.09	1.03	1.04	0.99	0.98	1.04
Dy	6.1	6.1	6.5	5.4	5.8	5.0	4.8	5.1	5.4	6.1	5.5	5.1	5.1	5.0	5.1	5.2
Ho	1.04	1.08	1.15	0.93	0.99	0.86	0.83	0.92	0.94	1.06	1.02	0.86	0.93	0.91	0.87	0.97
Er	2.44	2.57	2.41	2.25	2.31	1.96	1.85	2.01	2.23	2.34	2.26	2.01	2.06	2.02	2.14	2.06
Tm	0.32	0.35	0.32	0.27	0.30	0.28	0.25	0.30	0.31	0.32	0.33	0.26	0.28	0.29	0.28	0.31
Yb	1.78	1.86	1.62	1.63	1.69	1.46	1.36	1.55	1.66	1.65	1.69	1.34	1.51	1.59	1.52	1.66
Lu	0.24	0.26	0.21	0.20	0.22	0.20	0.17	0.21	0.22	0.23	0.24	0.17	0.20	0.20	0.20	0.24
Hf	4.8	5.3	6.6	4.5	5.1	4.4	4.6	3.8	4.0	6.0	4.3	4.3	3.8	4.3	4.6	5.0
Ta	2.86	3.06	4.18	2.83	2.74	2.85	3.60	2.49	2.47	3.89	2.86	3.11	2.42	2.30	2.46	2.71
Th	5.0	5.4	5.6	4.2	4.5	4.1	6.4	4.2	4.7	5.2	5.6	4.8	6.0	3.3	3.2	3.4
U	1.52	1.45	1.70	0.93	0.92	1.16	1.62	1.15	1.27	1.52	1.34	1.32	1.39	0.98	0.95	1.03
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr		0.703391	0.703248					0.703206					0.703166			0.703326
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd			0.512900					0.512938					0.512944			0.512896

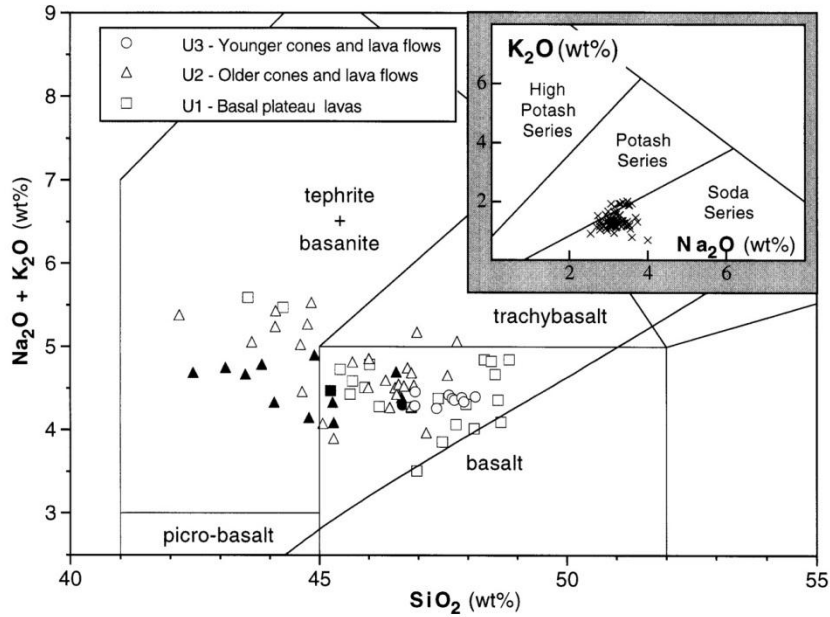


Figura 14. Diagrama de clasificación álcalis total vs sílice para rocas del CVPA. Símbolos negros indican las muestras contaminadas por más de un 1% de xenocristales de olivino mantélicos (D’Orazio et al., 2000). Línea límite entre rocas alcalinas y subalcalinas de Irvine y Baragar (1971). Diagrama  $K_2O$  vs  $Na_2O$ , tiene líneas límites entre series altamente potásicas, potásicas y sódicas (Middlemost, 1975).

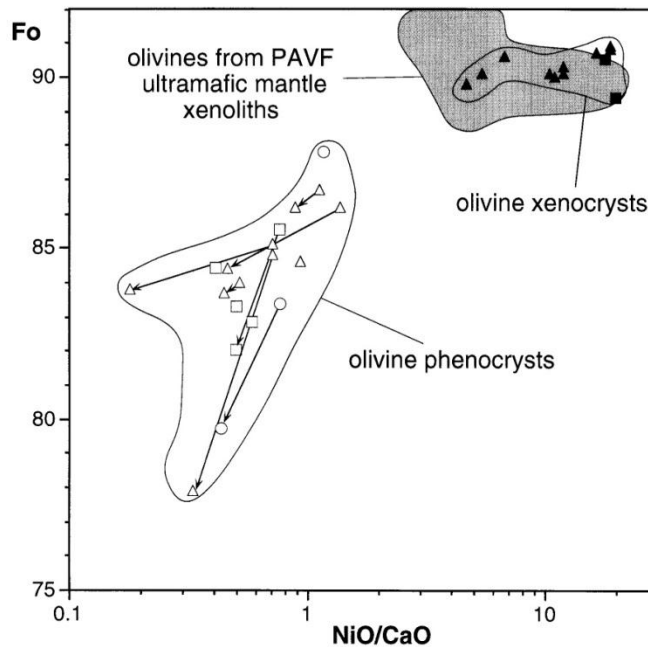


Figura 15. Contenido Fo vs NiO/CaO para cristales de olivino en CVPA. Símbolos representan lo mismo que en la figura 14, excepto por los símbolos negros que representan a los xenocristales (D’Orazio et al., 2000).



Tabla 2. Análisis de olivinos (D’Orazio et al., 2000).

Sample	PA-108 ph. core	PA-108 ph. rim	PA-222 ph. core	PA-222 ph. rim	PA-125 ph. core	PA-125 ph. rim	PA-127 xenocryst	AOB-1 grm	PA-213 grm
SiO <sub>2</sub>	40.09	40.11	40.43	40.27	40.30	39.80	40.75	37.84	37.70
FeO	12.85	13.29	13.28	14.80	13.92	17.14	9.23	25.33	27.01
MnO	0.13	0.15	0.17	0.21	0.18	0.26	0.12	0.33	0.52
NiO	0.28	0.24	0.29	0.19	0.20	0.18	0.44	0.12	<d.l.
MgO	46.89	46.68	46.65	44.97	46.20	43.90	49.93	35.99	35.71
CaO	0.25	0.27	0.21	0.41	0.26	0.36	0.05	1.21	0.47
Sum	100.49	100.74	101.03	100.85	101.06	101.64	100.52	100.82	101.41
Fo%	86.7	86.2	86.2	84.4	85.5	82.0	90.6	71.7	70.2
NiO/CaO	1.1	0.9	1.4	0.5	0.8	0.5	8.8	0.1	-

Tabla 3. Análisis de clinopiroxenos (D’Orazio et al., 2000).

Sample	PA-108 ph. core	PA-108 ph. rim	PA-126 ph. core	PA-126 ph. rim	PA-222 ph. core	PA-222 ph. rim	PA-230 ph. core	PA-230 ph. rim	PA-222 grm	PA-245 grm
SiO <sub>2</sub>	48.78	45.5	50.56	45.91	51.28	49.94	51.02	50.16	45.35	46.85
TiO <sub>2</sub>	2.17	3.78	1.11	3.16	1.27	1.78	1.38	1.69	4.29	3.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.22	5.99	2.92	6.61	2.39	3.53	3.64	3.92	6.92	6.26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	0.28	0.33	<d.l.	0.61	0.80	0.71	<d.l.	0.16	0.11
FeO	6.32	7.3	6.53	8.31	4.62	5.00	4.78	6.69	7.34	8.92
MgO	15.15	12.95	15.64	12.67	15.64	15.03	14.78	14.32	12.48	12.35
CaO	23.41	23.11	22.07	21.69	23.22	23.29	22.85	22.78	22.63	21.23
Na <sub>2</sub> O	0.34	0.56	0.41	0.58	0.34	0.37	0.42	0.37	0.5	0.59
Sum	99.71	99.47	99.57	98.93	99.37	99.74	99.58	99.93	99.67	99.86
Wo%	47.4	49.4	45.1	47.4	47.8	48.4	48.5	47.5	49.5	46.8
En%	42.6	38.5	44.5	38.5	44.8	43.5	43.6	41.6	38.0	37.9
Fs%	10.0	12.2	10.4	14.2	7.4	8.1	7.9	10.9	12.5	15.3

Tabla 4. Análisis de feldespato (D’Orazio et al., 2000).

Sample	AOB-1 ph. core	AOB-1 ph. rim	PA-126 ph. core	PA-126 ph. rim	PA-230 ph. core	PA-230 ph. rim	PA-111 grm	PA-213 grm	PA-109 grm	PA-230 grm
SiO <sub>2</sub>	52.58	55.33	51.55	52.50	54.19	55.49	58.49	55.60	63.42	65.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.58	26.88	29.94	29.49	28.75	27.54	25.28	26.00	21.78	19.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.70	0.78	0.61	0.71	0.61	0.42	0.3785	1.79	0.36	0.37
CaO	11.43	9.26	12.61	11.91	11.67	9.78	6.01	9.01	2.63	0.35
Na <sub>2</sub> O	4.82	5.72	4.17	4.67	4.92	5.52	7.58	6.17	7.59	4.60
K <sub>2</sub> O	0.48	0.80	0.26	0.30	0.40	0.56	0.43	0.47	3.69	9.99
sum	98.59	98.77	99.14	99.58	100.54	99.31	98.17	99.04	99.47	99.98
An%	55.5	45.5	61.6	57.5	55.4	47.9	29.7	44.5	12.7	1.7
Ab%	41.7	49.9	36.9	40.8	42.3	48.9	67.8	52.9	66.2	40.5
Or%	2.7	4.6	1.5	1.7	2.3	3.3	2.5	2.7	21.2	57.8

### 3.3.3. GEOQUÍMICA DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE

Las rocas volcánicas del CVPA tienen altos valores de Mg#s con un promedio de  $66 \pm 3.1$  y contenidos de MgO, CaO y TiO<sub>2</sub> del orden de  $10.6 \pm 1.3$ ,  $9.8 \pm 0.7$  y  $3.0 \pm 0.4$  wt. %, respectivamente (tabla 1). Sumado a esto las altas concentraciones de Ni (promedio= $220 \pm 78$  ppm) y Cr (promedio= $313 \pm 75$  ppm) confirman la naturaleza primitiva de estas rocas (D'Orazio et al., 2000).

De acuerdo con los valores obtenidos por D'Orazio et al. (2000) para la razón de Ti/V son desde 62 a 88 (promedio= $70 \pm 6$ ). Dichos resultados indican un rango de lavas basálticas alcalinas de intraplaca (50-100) según (Shervais, 1982).

Tanto el Co como Cr tienen una correlación positiva con el Ni, mientras que las concentraciones de Sc y V se mantienen constantes al variar el Ni (fig. 16). Como el Ni y el Co son favorablemente particionados en olivino, Cr en espinela, Sc y V en clinopiroxenos, las variaciones de estos elementos sugiere el fraccionamiento de olivino, además incluyendo al Cr-espinela, jugando un rol dominante en la diferenciación de las rocas volcánicas del CVPA (D'Orazio et al., 2000).

Los patrones de tierras raras (REE) normalizados a condritos son significativamente enriquecidos en tierras raras ligeras (LREE) con valores de  $La_N=108-212$  y  $Yb_N=9.1-11.5$ , y una tendencia rectilínea (fig. 17). La razón de  $(La/Yb)_N$  varía entre 10.9 a 21, mostrando una tendencia hacia altos rangos para U1 y U2 (promedio= $16.9$ ) con respecto a los valores de U3 (promedio= $12.1$ ). El fraccionamiento de LREE/HREE es directamente proporcional a la concentración de valores de elementos incompatibles, sugiriendo una variación en el grado de fusión durante la génesis de magmas del CVPA (D'Orazio et al., 2000).

En tanto, los patrones de elementos incompatibles normalizados al manto primitivo (fig. 18) muestran la típica distribución para basaltos de intraplaca continental y oceánica (Sun y McDonough, 1989). La máxima altura es alcanzada para los elementos gemelos Nb y Ta, y tienden a converger hacia las tierras raras pesadas (HREE). Anomalías negativas de Hf y K son bastante evidentes (D'Orazio et al., 2000).

Las rocas analizadas por D'Orazio et al. (2000) tienen valores para  $^{87}Sr/^{86}Sr$  entre 0.70317 - 0.70339 y para  $^{143}Nd/^{144}Nd$  entre 0.51290 - 0.51294, graficando en el cuadrante empobrecido del plano  $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{87}Sr/^{86}Sr$  que es la posición común para

basaltos oceánicos y continentales (fig. 19). Según los datos obtenidos por D’Orazio et al. (2000) y Stern et al. (1990) las rocas del CVPA son las más empobrecidas de todas las lavas de plateau del Neógeno Patagónico.

Stern et al. (1990) clasifico los basaltos de plateau Patagónicos del Plioceno-Cuaternario en grupos cratónicos y transicionales. El primer grupo incluye lavas que su centro eruptivo se encuentra hacia el este del arco Andino y tienen firmas tipo OIB para los elementos traza e isótopos. Mientras que el segundo grupo aflora dentro de las áreas afectadas por el volcanismo Andino del Cenozoico y tiene características geoquímicas e isotópicas entre basaltos cratónicos y basaltos de arco Andino. Perteneciendo los basaltos del CVPA al grupo cratónico (D’Orazio et al., 2000).

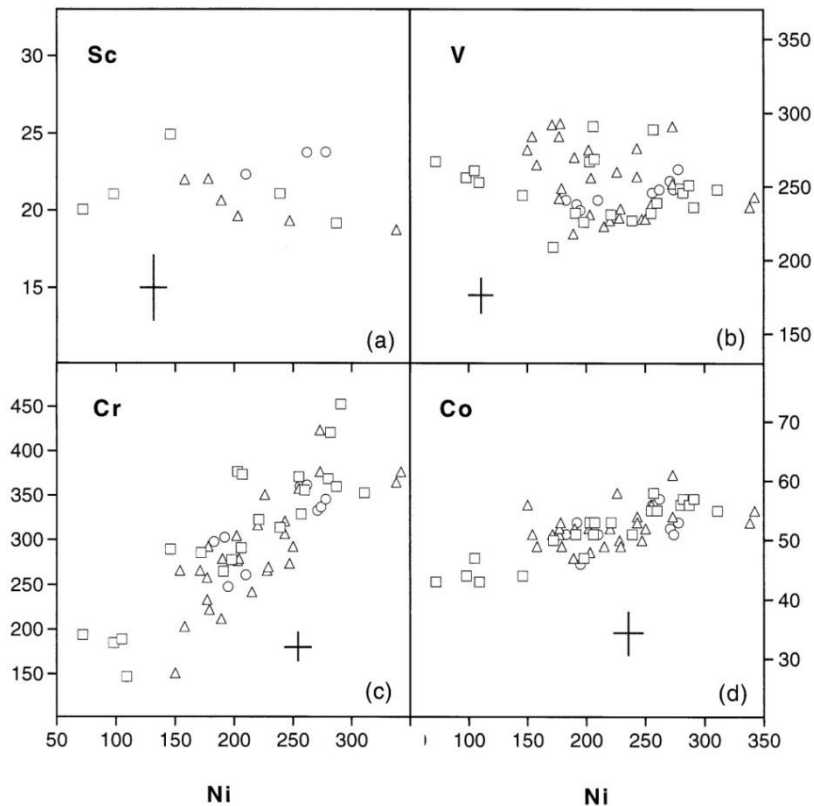


Figura 16. Diagramas para Sc (a), V (b), Cr (c), Co(d) vs. Ni (ppm) para rocas volcánicas no contaminadas por xenolitos de origen mantélico. Símbolos de fig. 14 (D’Orazio et al., 2000).

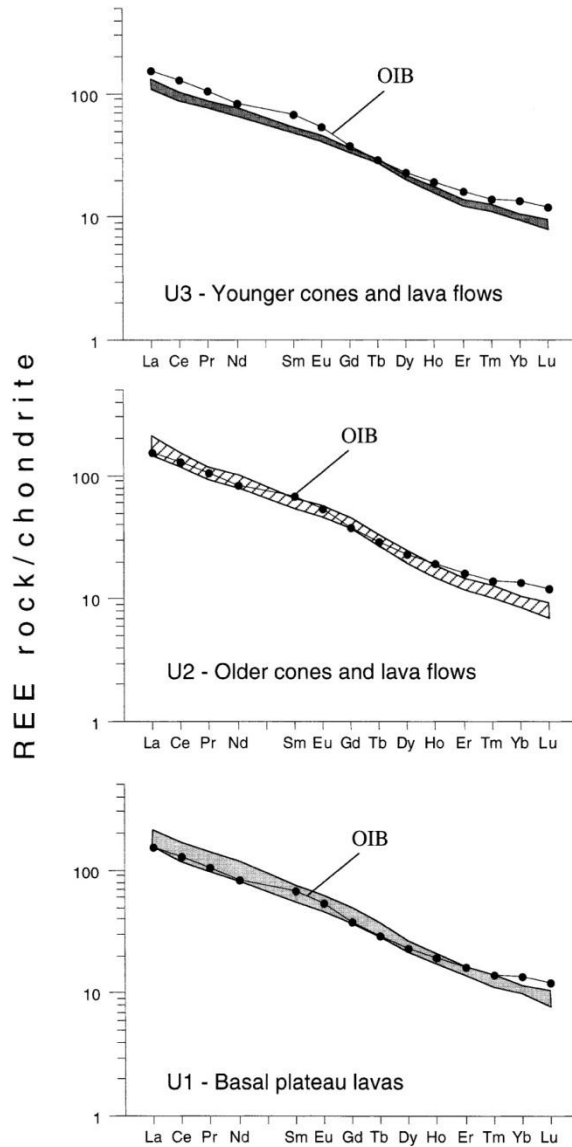


Figura 17. Patrones de REE normalizados a condritos para las rocas de CVPA subdivididas en las unidades estratigráficas U1, U2 y U3. Valores promedio de OIB obtenidos por Sun y McDonough (1989) son ploteados para propósitos comparativos. Valores de normalización obtenidos de McDonough y Sun (1995). (D’Orazio et al., 2000).

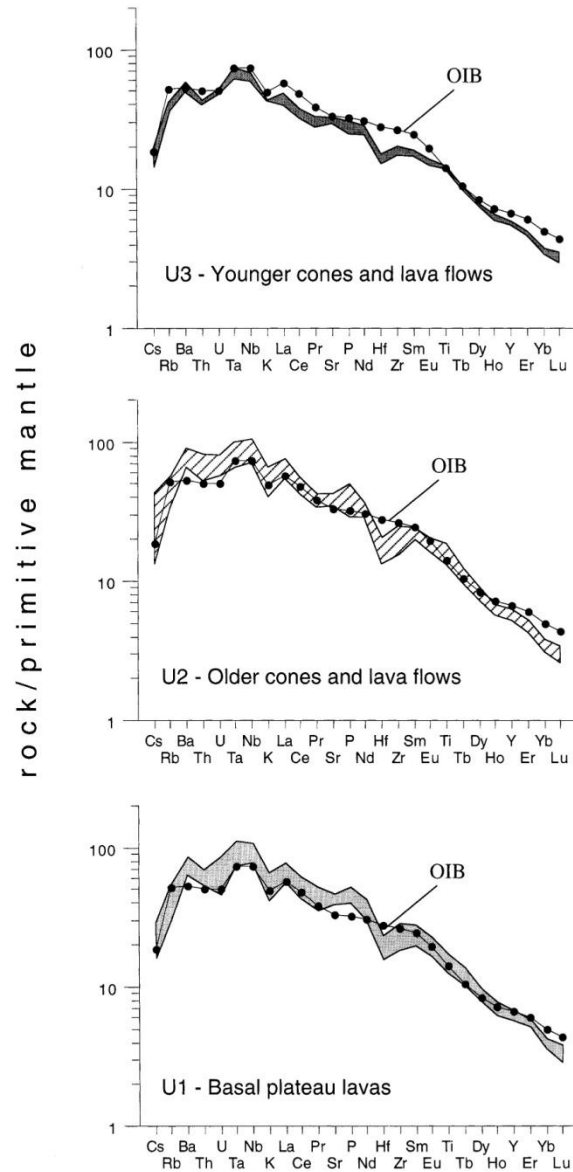


Figura 18. Patrones de elementos incompatibles normalizados al manto primitivo para las rocas de CVPA subdivididas en las unidades estratigráficas U1, U2 y U3. Valores promedios de OIB obtenidos por Sun y McDonough (1989) son plotados para propósitos comparativos. Valores de normalización obtenidos de McDonough y Sun (1995). (D'Orazio et al., 2000).

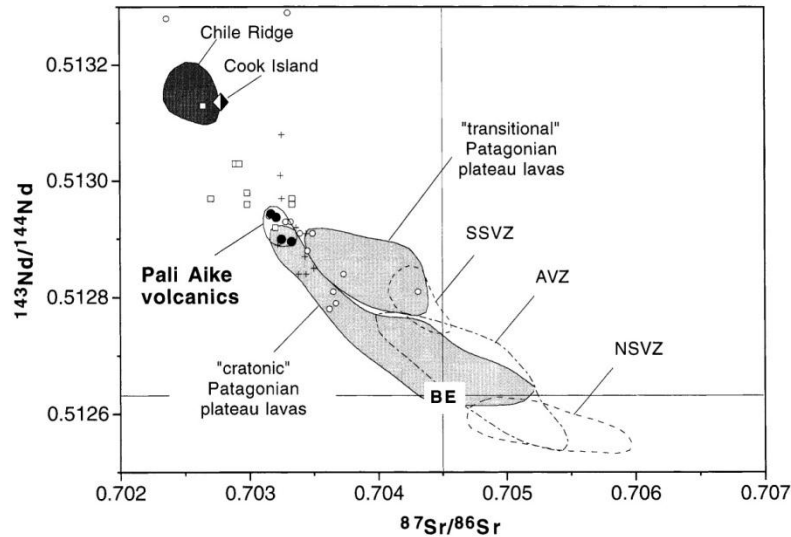


Figura 19. Diagrama de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las rocas del CVPA (círculos rellenos) y otras rocas volcánicas del Cenozoico de Sudamérica. Valores: Lavas de Plateau Patagónico: Stern et al. (1990), Gorrington et al. (1997); Ridge de Chile: Klein and Karsten (1995), Bach et al. (1996); Isla Cook: Stern y Kilian (1996); Zona Volcánica Norte del Sur (NSVZ), Zona Volcánica Sur del Sur (SSVZ) y Zona Volcánica Austral (AVZ) de los Andes: Futa y Stern (1988), Stern y Kilian (1996). Valores los xenolitos mantélicos son graficadas como: círculos, peridotitas de espinela (roca total y clinopiroxeno); cuadrados, peridotitas de granate (roca total y clinopiroxeno); cruces, peridotitas metasomatizadas (roca total, clinopiroxeno, flogopita y anfíbola). Valores de Kempton et al. (1998b) y Stern et al. (1999). BE: tierra total.

### 3.4. PETROGENESIS DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE

Los líquidos silicatados en equilibrio con olivino  $\text{FO}_{90}$ , composición de peridotitas según Ormedod et al. (1991), deberían tener un  $\text{Mg}\#s \sim 76 \pm 1$ . Comparativamente por sobre los valores de las rocas del CVPA, exceptuando las muestras contaminadas por xenolitos de origen mantélico.

Esto indica que los magmas que llegaron a superficie, no tuvieron procesos de fraccionamiento de fases minerales máficas (D´Orazio et al., 2000).

Estimaciones en base anhidra realizadas por D´Orazio et al. (2000) para los magmas primarios del CVPA se encuentran muy cercanas en composición para valores experimentales obtenidos para fusión anhidra natural de peridotitas a presiones de 2.5 Gpa y 1450-1475°C por Hirose y Kushiro (1993). Un rango similar de condiciones de fusión P-T (1.9-2.9 GPa; 1420-1470°C) fue encontrado aplicando relaciones empíricas propuestas por Albarede (1992). En dichas condiciones el granate y la espinela pueden

ser fases aluminosas estables en el manto (Mckenzie y O'Nions, 1991). El alto fraccionamiento de LREE/HREE, la forma rectilínea de patrones REE y la covariación entre razones LREE/HREE y la alta concentración de elementos incompatibles son fuertes indicadores de granate residual en la fuente mantélica de los magmas del CVPA. Sumado a la presencia de xenolitos ultramáficos mantélicos con contenido de granate en las rocas del campo Pali Aike (D'Orazio et al. 2000).

### 3.5. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE

El estudio geoquímico de los productos volcánicos del CVPA muestra que su fuente mantélica es carente de signatures geoquímicas relacionadas con subducción (Skewes y Stern, 1979; Stern et al., 1990; Corbella, 1999a). Es más, las lavas del CVPA tienen un fuerte contenido de características geoquímicas de basaltos de islas oceánicas debido a las razones Ba/Nb(Ta), La/Nb(Ta) y Ti/V. Sumado a esto, la composición isotópica de Sr y Nd indica una fuente empobrecida tipo OIB. Según McKenzie y O'Nions (1991) la profundidad del campo de estabilidad del granate es 80 km.

El CVPA está ubicado entre las líneas de proyección de las zonas de fracturas oceánicas Desolación y Madre de Dios (fig. 11) (D'Orazio et al., 2000). Dichas fracturas limitan la zona colisionó la Dorsal de Chile con la Fosa de Chile a los 14 Ma (Candle and Leslie, 1986). Estos antecedentes sumados mayor velocidad de la placa de Nazca con respecto a la placa Antártica genera una región sin slab o ventana de slab bajo la zona austral de Sudamérica. De acuerdo con Turcotte y Schubert (1982) y Candle y Leslie (1986), la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica fue 9-10 [cm/año] hace 25 Ma y un ángulo de subducción de 30°. Esto sugiere que la parte final de la placa de Nazca (fig. 20) habría pasado por la posición actual del CVPA 4-5 Ma después de la colisión dorsal-fosa, indicando que el paso de la ventana astenosférica ocurrió antes de la actividad magmática del CVPA. Durante este lapso de tiempo el manto sobre el slab fue reemplazado por una astenósfera primaria que fluyó a través de la ventana de slab, convirtiéndose en la fuente de los magmas basálticos del CVPA (fig. 20) (D'Orazio et al., 2000).

Según Barker y Dalziel (1983) y Cunningham et al., (1995), entre los 30 y 8 Ma el movimiento relativo entre las placas de Sudamérica y Antártica fue acomodado por extensión de piso oceánico con dirección NW-SE que formó la Placa de Scotia. Entre los 8 y 3 Ma cesa la extensión de la dorsal y una nueva extensión de piso oceánico empieza

con dirección E-W hacia el este (Barker y Burrell, 1977; Pelayo y Wiens, 1989; Barker et al., 1991). Como consecuencia del cambio de dirección de la extensión de la Placa de Scotia, los movimientos relativos entre Sudamérica y Antártica fueron acomodados en dos límites transformantes: la Dorsal Sur y Norte de Scotia. La prolongación de la Dorsal de Scotia Norte en el continente Sudamericano es representado por el Sistema de Fallas de Magallanes (Klepeis, 1994). La tendencia ENE del sistema de rift Neógeno del Estrecho de Magallanes (Diraison et al., 1997) es considerado una consecuencia del régimen tectónico a lo largo del límite de la placa de Sudamérica y Scotia.

El régimen tectónico extensional favoreció el ascenso de magmas en la presente área del CVPA después de los 8 a 6 Ma, cuando el evento de reorganización de placas indujo una significativa componente extensional en el límite entre las placas de Sudamérica y Scotia. Según los datos obtenidos por D’Orazio et al. (2000) indicarían que el volcanismo fue esencialmente controlado por estructuras con orientación ENE y NW. La primera tendencia como consecuencia del Sistema de Rift del Estrecho de Magallanes y la segunda interpretado que las fracturas tipo P (Sylvester, 1988) reactivaron la tendencia NW de las fallas del Mesozoico del límite del Rift Patagónico Andino (Corbella et al., 1996).



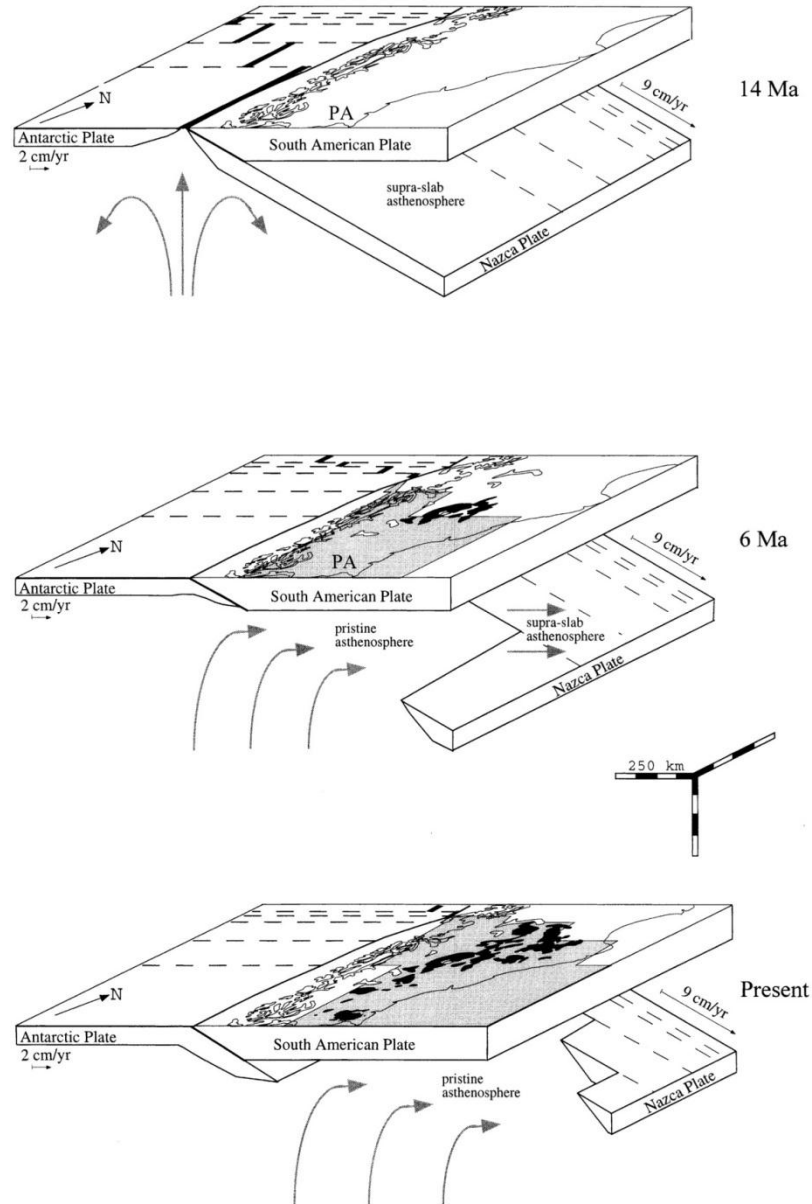


Figura 20. Esquema mostrando la ventana de slab bajo el sector austral de Sudamérica desde los 14 Ma, en la posición actual del CVPA. Áreas grises: proyección de la superficie libre de slab; áreas negras: lavas de plateau Patagónicas; flechas grises: flujos de manto astenósferico; flechas negras: movimiento de placas relativo a Sudamérica; líneas negras gruesas: segmentos de la Dorsal de Chile; líneas discontinuas delgadas: zonas de fracturas oceánicas (D’Orazio et al., 2000).

#### 4. GEOLOGÍA DEL CRÁTER MORADA DEL DIABLO

El Cráter Morada del Diablo (CMD) está constituido por dos conos piroclásticos sobreimpuestos, Morada del Diablo I y Morada del Diablo II, con dirección NW-SE y dos coladas de lavas asociadas al último de estos centros eruptivos, que han sido nombradas como Lavas del Diablo I y Lavas del Diablo II (fig. 21). Estos depósitos ubicados en el sector SE del CVPA pertenecen a la nombrada Unidad 3 (U3), que según Skewes y Stern (1979) y Stern (2007) corresponden a depósitos exclusivamente provenientes desde el Cerro Diablo (CD), cono de escoria ubicado al NNW del CMD (fig. 1).

Este trabajo se concentró en los productos tanto efusivos y explosivos provenientes del CMD, por lo que se separará a U3 en los depósitos del CMD y los previamente ligados con CD, que corresponderían al resto de la unidad más joven del CVPA (fig. 22 y 23). El CMD es un complejo volcánico basáltico de afinidad alcalina que se eleva cerca de 50 m sobre su base. Las cumbres varían en altitud entre 210 a 240 m.s.n.m., su máxima altura se encuentra en el sector NE del Morada del Diablo I, mientras que las cumbres más bajas se ven asociadas al Morada del Diablo II. Los productos efusivos del CMD se distribuyen radialmente, con una gran extensión de las Lavas del Diablo II hacia el sector NE, rodeando el flanco SSW y SE del CMD (fig. 21). Estos productos sumados a los productos explosivos abarcan una superficie aproximada de 17.877 km<sup>2</sup>.

Hacia el norte y nor-oeste los depósitos del CMD sobreyacen concordantemente a las coladas de lava asociadas al CD, mientras que en el sector sur y sur-oeste se disponen de manera concordante sobre unidad intermedia (U2) definida por Skewes (1980). Por otro lado, desde SE a NE los productos del CMD se disponen en concordancia por sobre U1, U2 y depósitos de CD (fig. 21).

En base a criterios morfológicos y litológicos se han podido distinguir cuatro estadios de la evolución en el desarrollo del CMD, los que se detallan a continuación.

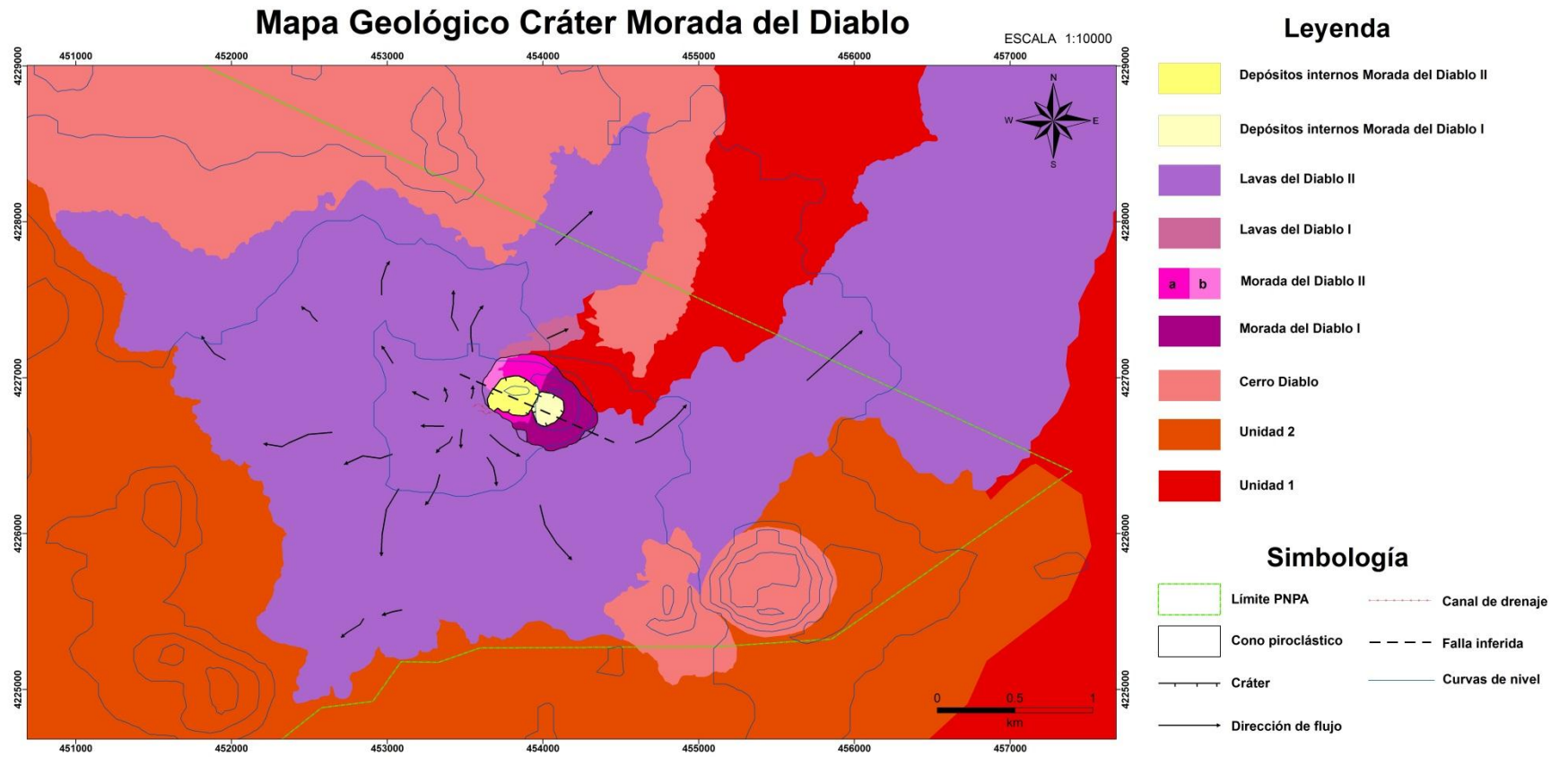


Figura 21. Mapa geológico CMD. Subdivisión de Morada del Diablo II corresponde a:  
a: spatter basáltico rojo b: tefra basáltica roja y negra.

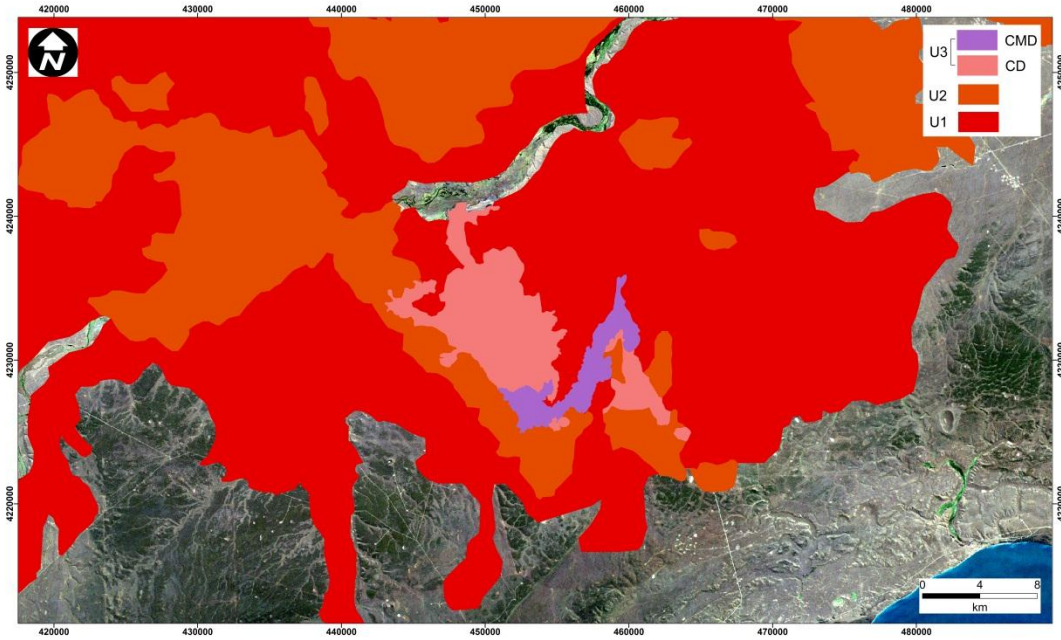


Figura 22. Mapa geológico del sector SE del CVPA, enfocado principalmente en la división de la unidad más joven U3. Leyenda hace referencia a la misma nomenclatura del texto.

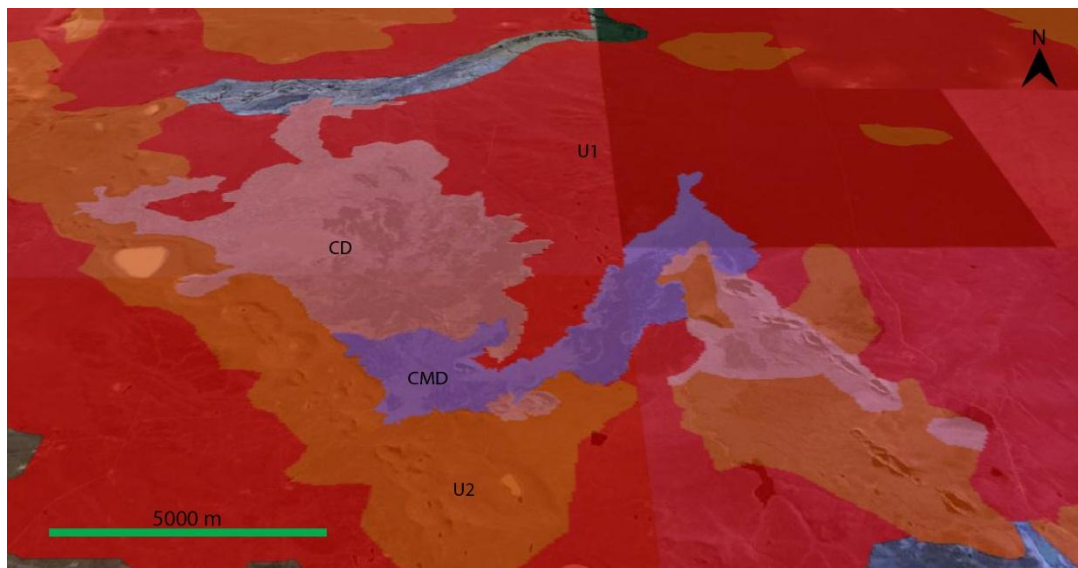


Figura 23. Imagen satelital Google Earth (2011) con polígonos que muestran la división de U3 en CD y CMD. Leyenda hace referencia a la misma nomenclatura del texto.

#### 4.1. MARCO ESTRATIGRÁFICO DEL CRÁTER MORADA DEL DIABLO

##### 4.1.1. MORADA DEL DIABLO I MD1 Pleistoceno-Holoceno?

##### 4.1.1.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

Este estadio de evolución del CMD consiste en depósitos de spatter con una composición basáltica levemente erosionados y casi carentes de cobertura eólica. Estos construyen el cono de spatter más antiguo del CMD que abarca una superficie cercana a los 0.158 km<sup>2</sup> y presenta las alturas más elevadas que varían entre los 219 a 240 m. En el sector NNE sobreyacen concordantemente a las lavas de plateau pertenecientes a U1, en tanto en el sector SW son cubiertas en concordancia por las Lavas del Diablo II (fig. 21). Cabe destacar que en el flanco sur del cono hay bloques de lava basáltica (menores a un razón de 1 m) que provienen desde el interior del cráter y en su flanco este se observa un flujo tipo rootless (fig. 24 y 25), que corresponde a spatter de composición basáltica que al momento de ser depositado tuvo un rápido rango de acumulación y una temperatura caliente de piroclastos, teniendo la capacidad de poder fluir levemente por el flanco de MD1 (fig. 26). En el interior del cráter existe una serie de depósitos coluviales compuestos por spatter que provienen de los escarpes del cráter, bloques de lavas similares a los observados en el flanco sur y lavas basálticas que representan al lago de lava de su última etapa eruptiva.

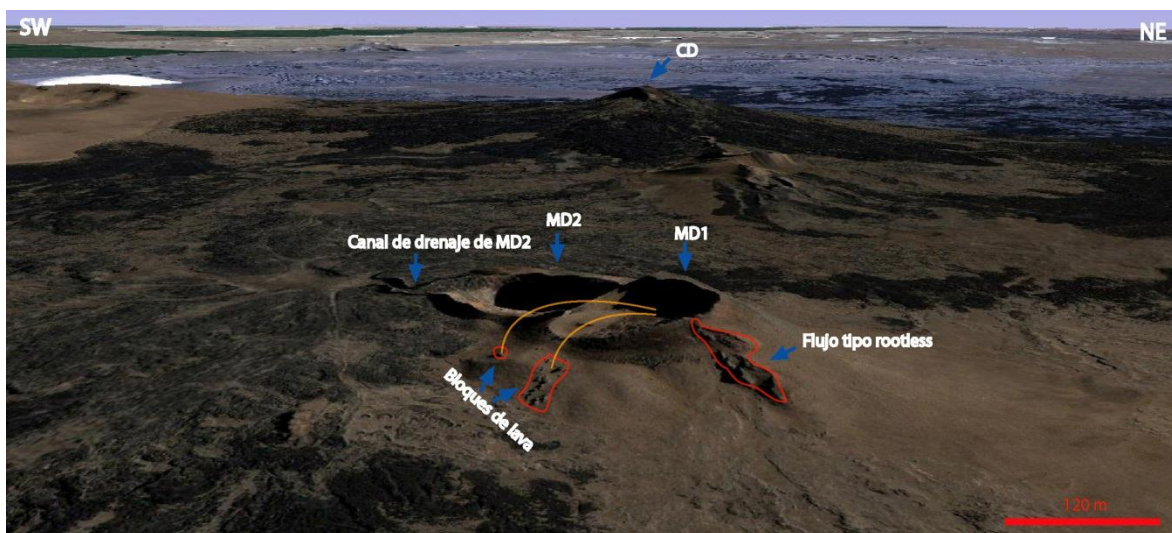


Figura 24. Imagen satelital Google Earth (2011) donde se muestra diferentes características morfológicas del CMD.



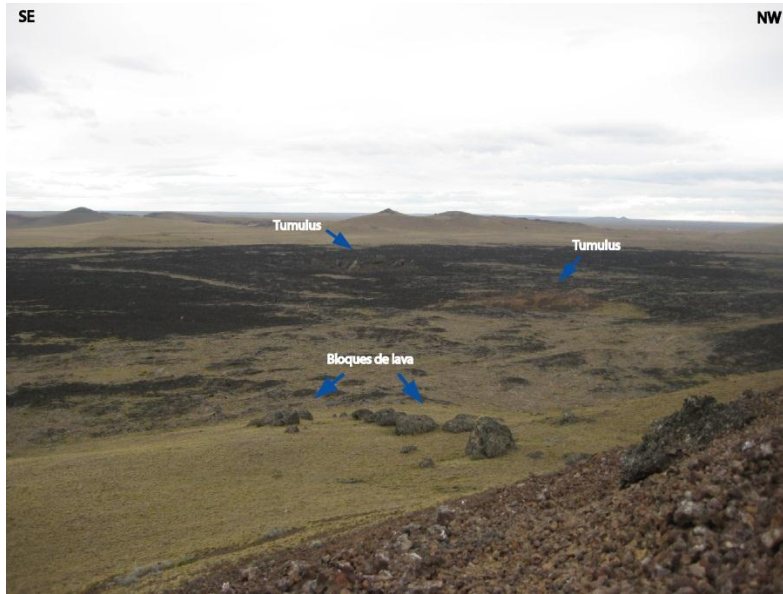


Figura 25. Fotografía con vista hacia el sur, mostrando de algunos productos provenientes desde el CMD.

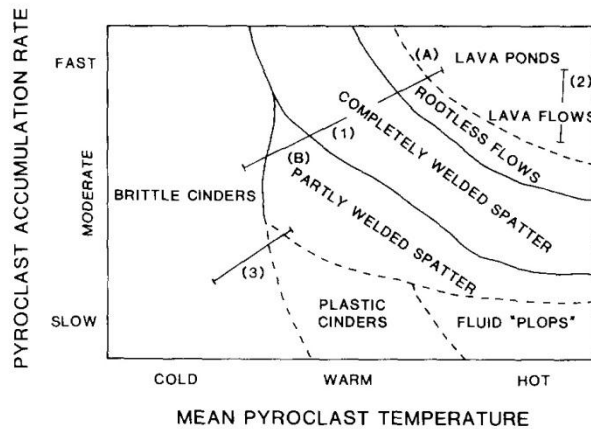


Figura 26. Diagrama de depósitos piroclásticos donde se ilustra la relación entre la temperatura y el rango de acumulación de piroclastos (Head and Wilson, 1989).

#### 4.1.1.2. LITOLOGÍA

La composición de las rocas de este estadio es basáltica alcalina y su asociación mineral es clinopiroxeno-plagioclasa-vidrio, óxidos de Fe-Ti y limonita como minerales accesorios.

Los spatter de MD1 se encuentran carentes de erosión y con escasos depósitos eólicos sobre ellos, tamaños limo a arena muy fina y color café claro, los cuales permiten

una baja presencia de vegetación. Se conservan la mayoría de sus rasgos primarios. Su potencia se ha estimado en 60 m. Sus afloramientos son de color rojo y se disponen en los escarpes del cráter. En tanto, las lavas de MD1 tienen un grado de erosión y vegetación similar, exceptuando los bloques de lava. Sus afloramientos son de color gris oscuro y se encuentran en el fondo del cráter como pequeños conos, depósitos uniformemente distribuidos asociados a un paleo lago de lava y bloques de lava métricos, además se pueden observar estos últimos en el flanco sur. La muestra obtenida para spatter es SPCMD(M) y para lavas es LCMD(M).

Petrográficamente SPCMD(M) consiste en basalto de clinopiroxeno, porfíricas – glomeroporfíricas (fig. 27a), con 30% de fenocristales en una masa fundamental afanítica gris oscura. El único fenocristal presente es el clinopiroxeno que se observa con tamaño menor a 0.5 mm, con formas anhedrales a subhedrales, generalmente fracturados y con texturas de desequilibrio como bordes de reacción con óxidos de Fe-Ti y limonita, y embahiamientos (fig. 27b). La masa fundamental está compuesta principalmente por plagioclasas, con macla de Carlsbad, y clinopiroxenos de tamaños menores a 0.1 mm con formas subhedrales a euhedrales. Además un importante contenido de vidrio volcánico, que en ocasiones se puede observar devitrificado, esta textura intersertal es característica en la muestra (fig. 27c). En ocasiones familias de plagioclasas de mayor tamaño tienen en sus bordes y en su interior cristalitas de clinopiroxeno orientados de manera perpendicular y oblicua con respecto al largo de la plagioclasa, generando una textura poiquilítica (fig. 27c). Los minerales accesorios principales son óxidos de Fe-Ti y limonita que se presentan diseminados. En general el grado de fracturamiento es alto afectando principalmente a los fenocristales y la roca tiene un 80% de vesículas. La muestra LCMD(M) consiste en la misma petrografía tanto en mineralógica como textural, exceptuando por la textura poiquilítica, la variación en su porcentaje de fenocristales (20%), un grado de fragmentación muy bajo y un 25% de vesículas en la roca.

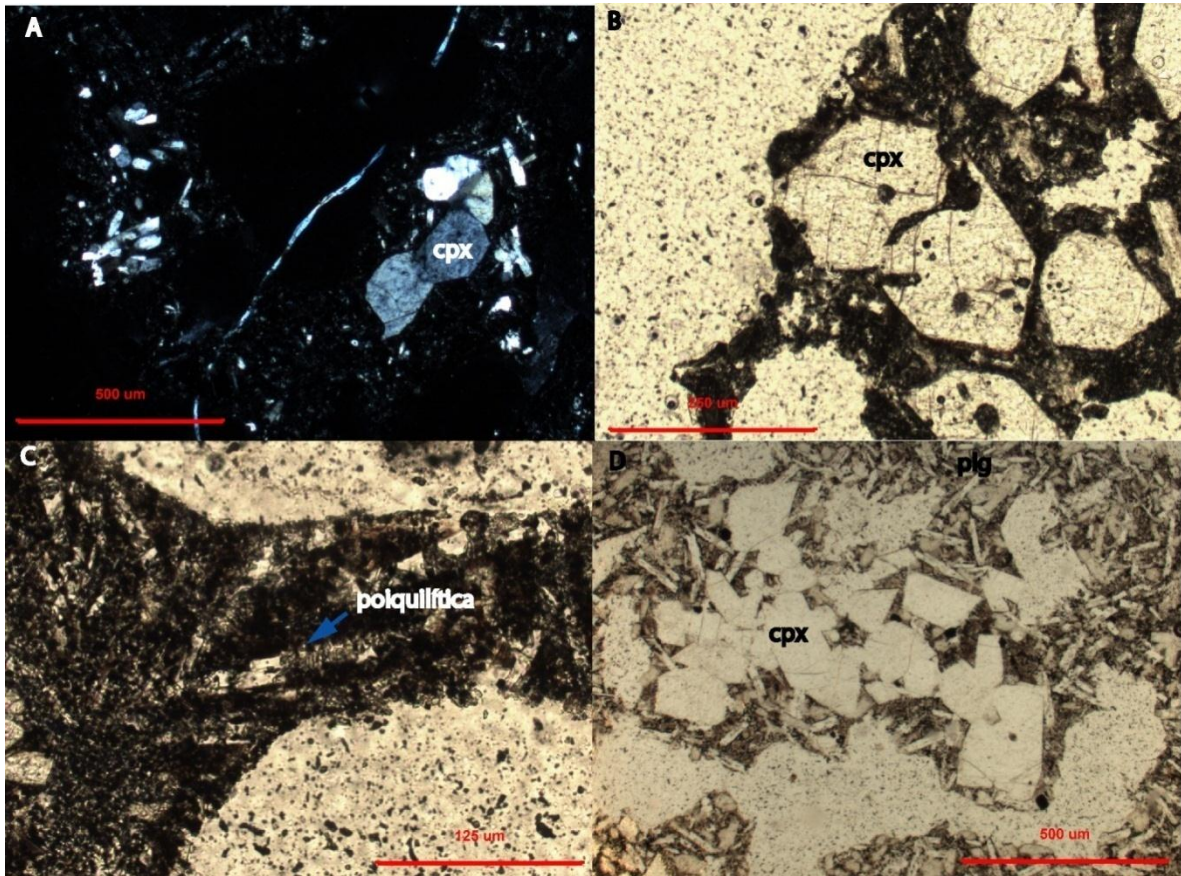


Figura 27. Rasgos petrográficos representativos de Morada del Diablo I. (a) Vista general de spatter, mostrando la acumulación de clinopiroxenos (cpx) que forman textura glomeroporfírica (capturada con luz polarizada cruzada; en adelante: XPL). (b) Textura de desequilibrio denominada embahiamiento en cristal de cpx en spatter (capturada con luz polarizada paralela; en adelante: PPL). (c) Vista de masa fundamental donde se aprecia textura poiquiolítica e intersertal, sumado a esto el contenido de óxidos (PPL). (d) Vista general de lava, mostrando acumulación de cpx que forman textura glomeroporfírica (PPL).

#### 4.1.2. MORADA DEL DIABLO II MD2 Pleistoceno-Holoceno?

##### 4.1.2.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

Este estadio se compone por spatter rojizo con lapilli de composición basáltica y niveles de tefras basálticas negras y rojas, con muy baja erosión y casi inexistencia de depósitos eólicos. Estos constituyen el cono piroclástico más joven del CMD, con una superficie estimada  $0.138 \text{ km}^2$  y sus máximas alturas fluctúan entre los 211 a 234 m. La unidad MD2 sobreyace concordantemente en el sector NE y SE a MD1, además hacia el norte están depositados de manera concordante sobre U1. Desde la zona SW están



cubiertas concordantemente por las Lavas del Diablo II (fig. 21). Este cráter conserva rasgos morfológicos muy bien preservados como lo es el canal de drenaje (fig. 28) ubicado en el SW, donde se puede observar los últimos pulsos de lava provenientes desde el interior del cráter. En ciertos sectores se ve el aspecto vitrificado de las lavas producto del rápido enfriamiento tras el paso del mayor flujo. (fig.29). Localmente en los sectores aledaños al canal de drenaje se observan niveles pseudo-estratificados, producto del rápido enfriamiento, de lavas basálticas relacionadas con las Lavas del Diablo II (fig. 32).



Figura 28. Fotografía del frente del canal de drenaje de MD2 con vista hacia el este.

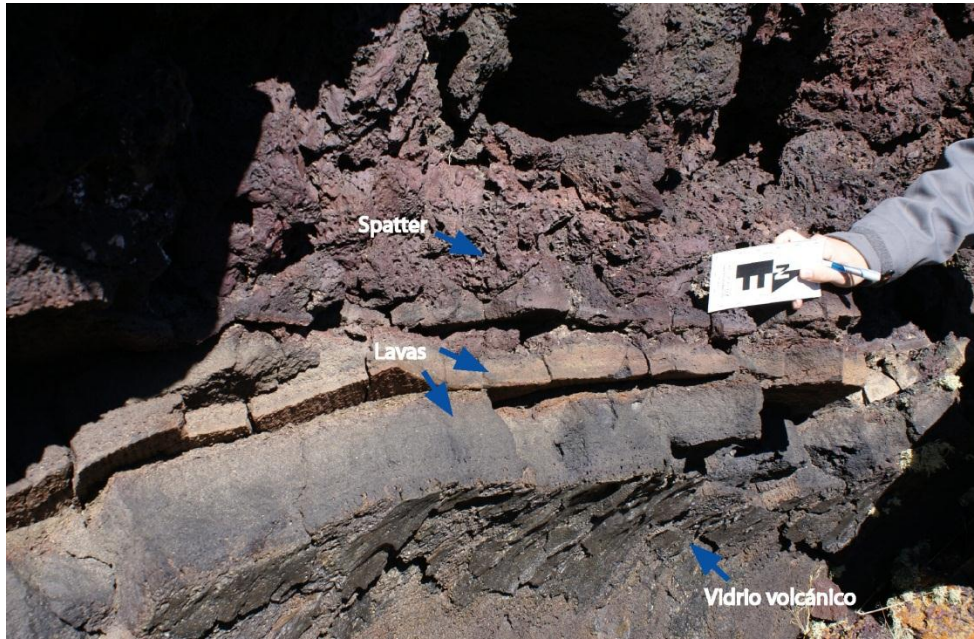


Figura 29. Fotografía tomada en sector sur del canal de drenaje de MD2, donde se observan varias capas que lo componen, donde destaca el aspecto vitrificado del borde exterior de las lavas.



Figura 30. Fotografía de lavas seudo-estratificadas ubicadas en los sectores aledaños al canal de drenaje.

#### 4.1.2.2. LITOLOGÍA

Los productos de este estadio poseen una composición basáltica alcalina y su asociación mineral es clinopiroxeno-plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y limonita como minerales accesorios.

Las rocas de MD2 carecen de erosión y depósitos eólicos conservando de gran forma los rasgos primarios del cono piroclástico y depósitos asociados. La potencia estimada para Morada del Diablo II es de 82 m. Los afloramientos de los spatter se disponen tanto en las partes bajas del cono y con mayor frecuencia en la parte alta, sin embargo tanto los afloramientos de tefras, juveniles de composición basáltica de tamaño lapilli, como los accesorios, tamaño lapilli y composición basáltica, presentes en los spatter se ubican exclusivamente en los escarpes de la parte alta del edificio volcánico (fig. 31 y 32). Las muestras recolectadas para MD2 son SPCMD (spatter), TCMD1 (tefras rojas) y TCMD2 (tefras negras).

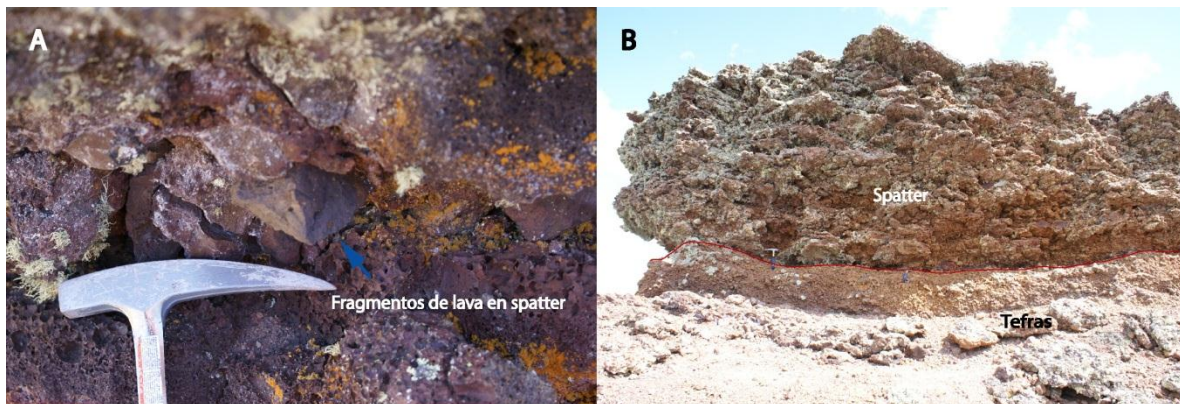


Figura 31. Fotografía mostrando fragmentos de lava en spatter en el sector oeste de MD2.  
B. Fotografía mostrando contacto de tefras con spatter en el sector norte de MD2.

En el sentido petrográfico, se analizaron las tres muestras obtenidas en la campaña de terreno. Como resultado se obtuvo similitud mineralógica y textural en todas las muestras, por lo que se describirá de manera general a MD2, haciendo referencia a las leves diferencias cuando corresponda.

Las rocas de MD2 son porfíricas – glomeroporfíricas con fenocristales de clinopiroxeno (25%), con tamaños menores a 0.5 mm, con formas anhedrales a subhedrales, con texturas de reabsorción como embahiamientos, y que se presentan



fracturados generalmente (fig. 33). La masa fundamental tiene color gris oscuro, compuesta principalmente por plagioclasa, con macla de Carlsbad y albita, y clinopiroxeno de tamaños menores a 0.1 mm y formas subhedrales a euhedrales. En el interior de algunas plagioclasas se presentan cristalitas de clinopiroxenos orientados perpendicular y oblicuamente al largo de cristal, formando una textura poiquilítica (fig.33b). A la vez, el contenido de vidrio volcánico raramente devitrificado forma una textura intersertal típica de en estas muestras. Los minerales accesorios son escasos y se encuentran diseminados. El grado de fragmentación es elevado destacando en las muestras de tefras. De igual forma, las tefras difieren del spatter en el contenido de vesículas en la roca total, con un 55% y 35% respectivamente.

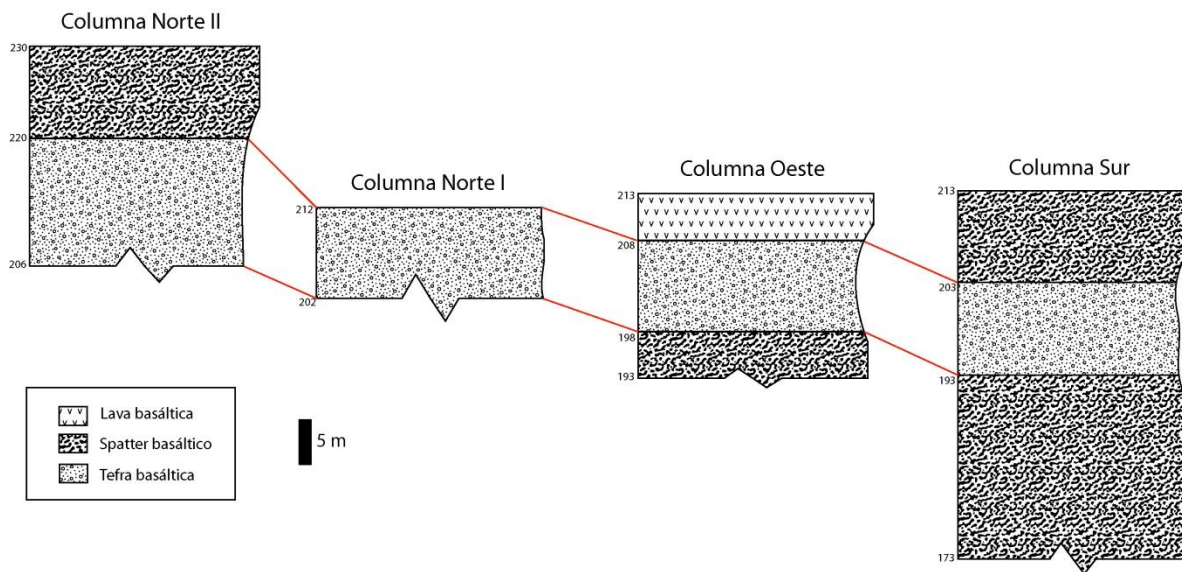


Figura 32. Columnas estratigráficas de distintos sectores de MD2, donde se observa la repetición del nivel de tefras en sector. Las unidades para la vertical es en metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.)

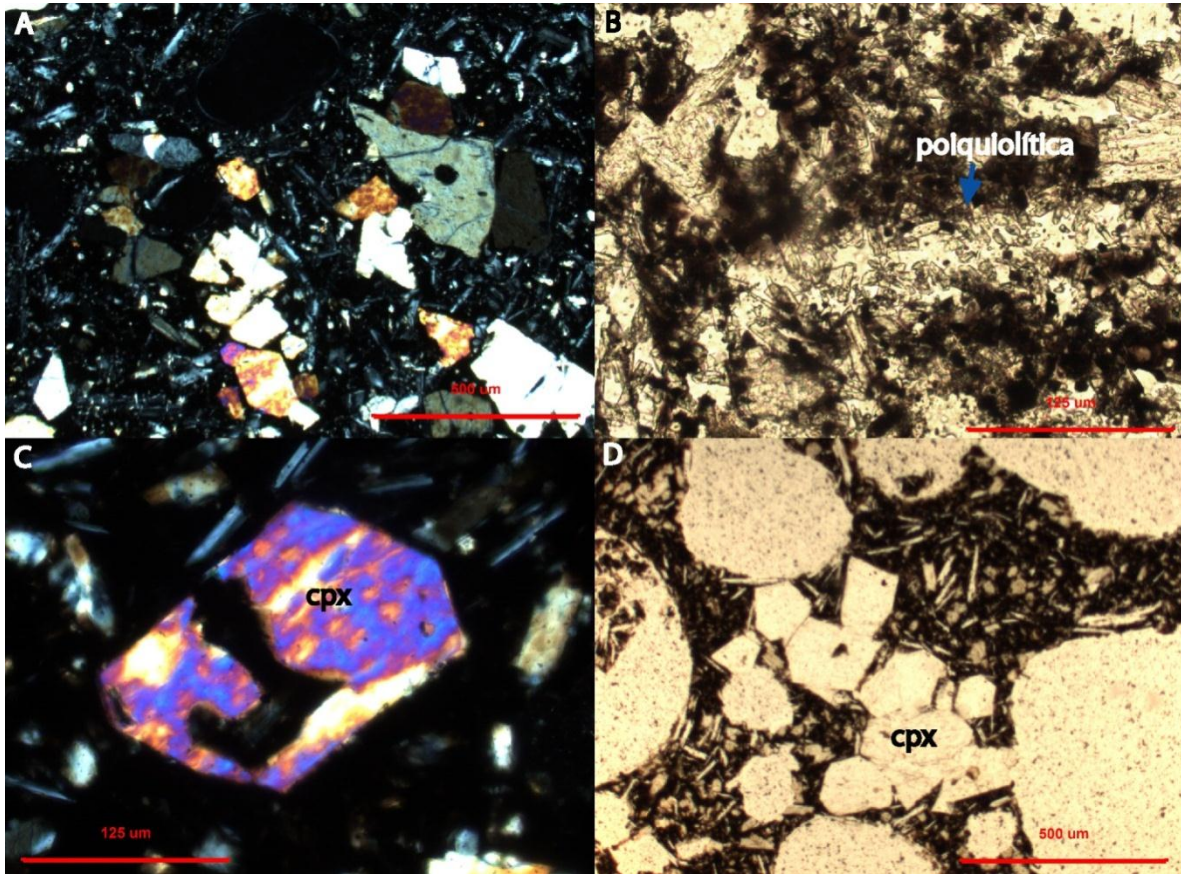


Figura 33. Rasgos petrográficos representativos de Morada del Diablo II. (a) Vista general de spatter, mostrando la acumulación de clinopiroxenos (cpx) que forman textura glomeroporfírica (XPL). (b) Vista de masa fundamental de spatter donde se observa textura poiquiolítica en cristal de plagioclasa (PPL). (c) Embahiamiento en cristal de cpx en tefra (XPL). (d) Vista general de tefra, mostrando acumulación de cpx que forman textura glomeroporfírica (PPL).

#### 4.1.3. LAVAS DEL DIABLO I LD1 Pleistoceno – Holoceno?

##### 4.1.3.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

Las rocas de este estadio están compuestas por lavas basálticas tipo pahoehoe y aa, con leve erosión y mediana deposición de sedimentos eólicos sobre ellas. Abarcan una superficie estimada de 0.081 km<sup>2</sup>. Estas lavas sobreyacen concordantemente a U1 (fig. 21) y aparentemente cubren de igual manera a los depósitos de MD2. En tanto, las Lavas del Diablo II se disponen de forma concordante sobre LD1 (fig. 34).

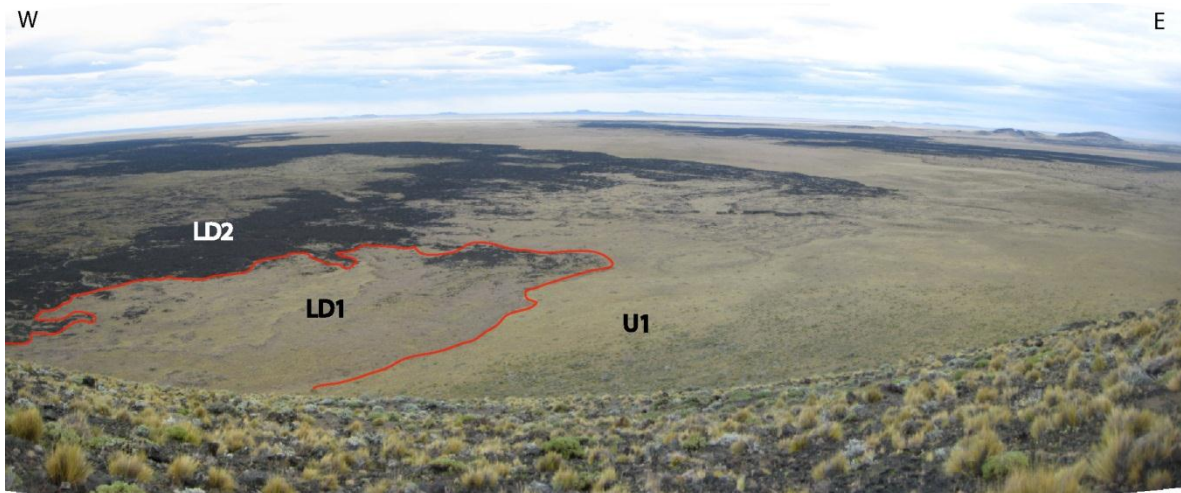


Figura 34. Fotografía mostrando contacto de unidades estratigráficas del CMD, con vista hacia el norte.

#### 4.1.3.2. LITOLOGÍA

La composición de las rocas de este estadio es basáltica alcalina y su asociación mineral es clinopiroxeno-plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y limonita como minerales accesorios.

En las lavas de LD1 se encuentra una parcial deposición de sedimentos eólicos, en el contexto en que se ubican, lo que permite el desarrollo de vegetación (fig. 34), pese a esto se logran distinguir sus rasgos primarios, como tipos de lava pahoehoe y aa. Sus afloramientos son de color gris y se encuentran en el sector N. La muestra obtenida de lavas de LD1 es LACMD.

Petrográficamente las rocas de LD1 consisten en basaltos de clinopiroxeno, porfíricas a glomeroporfíricas (fig. 35b), con un 25% de fenocristales, exclusivamente clinopiroxenos, en una masa fundamental afanítica gris oscura. Los fenocristales tienen un tamaño menor a 0.3 mm, con formas anhedrales a subhedrales, levemente fracturados y con texturas de reabsorción como embahiamientos (fig. 35a). La masa fundamental está compuesta principalmente por plagioclasas, con macla de Carlsbad y albita, y clinopiroxenos de tamaños inferiores a 0.1 mm con formas subhedrales a euhedrales. Además se observa una textura intersertal debido a su importante contenido de vidrio (fig. 35c y d). Los minerales accesorios como limonita y óxidos de Fe-Ti se encuentran diseminados en la muestra. En términos generales el grado de fragmentación es menor



en comparación a los productos explosivos de MD1 y MD2, y la roca tiene un 30% de vesículas.

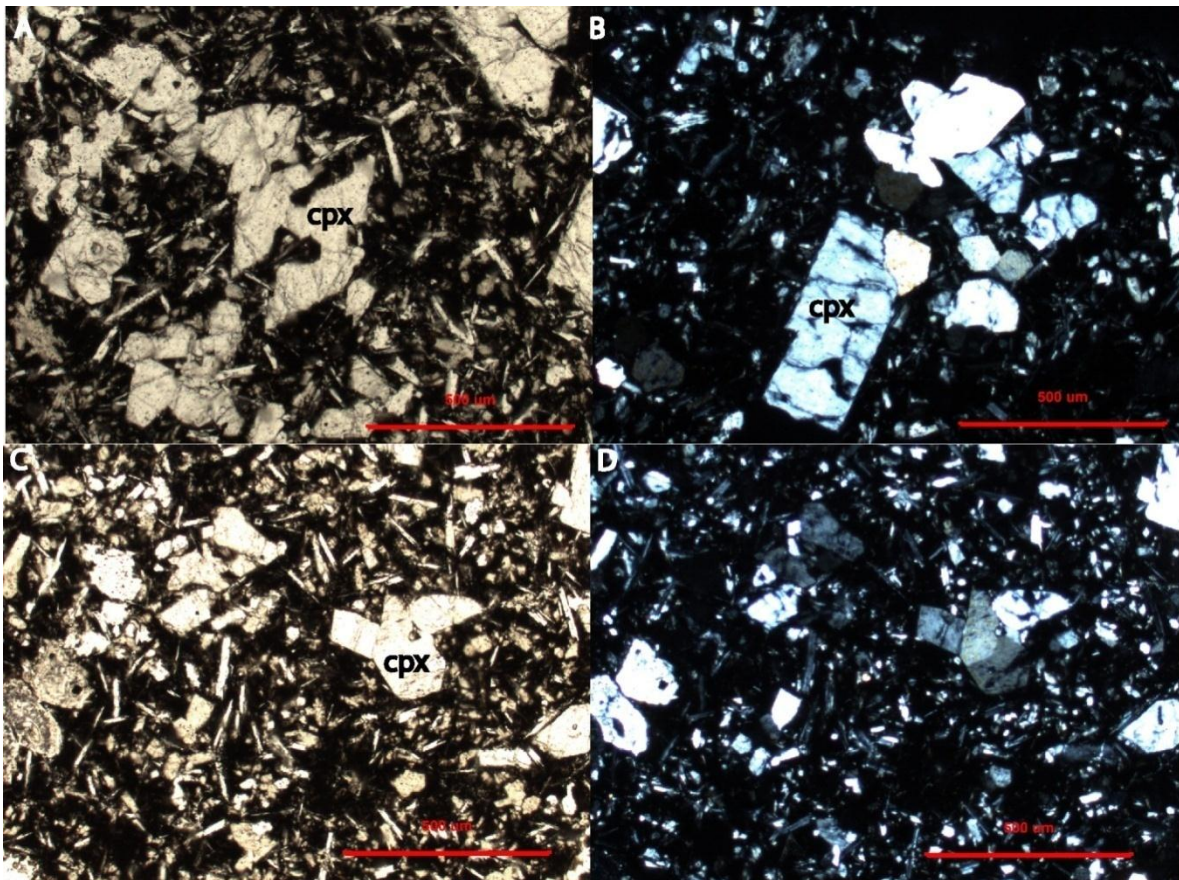


Figura 35. Rasgos petrográficos representativos de Lavas del Diablo I. (a) Embahamiento en cristal de cpx en lava (PPL). (b) Vista general de lava, mostrando la acumulación de clinopiroxenos (cpx) que forman textura glomeroporfírica (XPL). (c) Vista de general de lava donde se observa textura intersertal (PPL). (d) Misma fotografía anterior pero a XPL.

#### 4.1.4. LAVAS DEL DIABLO II LD2 Holoceno

##### 4.1.4.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

Este estadio se compone principalmente por lavas basálticas grises oscuras tipo pahoehoe y aa, con muy baja erosión y casi inexistencia de depósitos eólicos. Estos flujos de lavas cubren una superficie estimada de 17.5 km<sup>2</sup>, siendo los más extensos de todas las unidades de CMD. Estas lavas sobreyacen concordantemente a U1, U2, CD, MD1, MD2 y LD1, es decir, a todas las unidades que logran alcanzar sus flujos (fig. 21),

evidenciando ser más jóvenes que el resto de las unidades del CVPA. Debido a la baja erosión de los depósitos de LD2, se conservan de muy buena manera los rasgos primarios como lavas tipo pahoehoe y aa, tubos de lava, tumulus (fig. 36) y frentes de lava (fig. 37), siendo fundamentales para entender el comportamiento de los flujos con respecto a su dirección y variaciones en la viscosidad. En ocasiones los tubos de lava pueden generar una sobrepresión entre el flujo de lava interno y su techo, provocando una fractura o pequeña apertura eruptiva liberando spatter, los productos de este proceso son denominados tumulus (fig. 25). Tal es el nivel de conservación de los rasgos primarios de los tubos de lava que se pueden ver en sus paredes estalactitas de obsidiana y estrías (fig. 38).

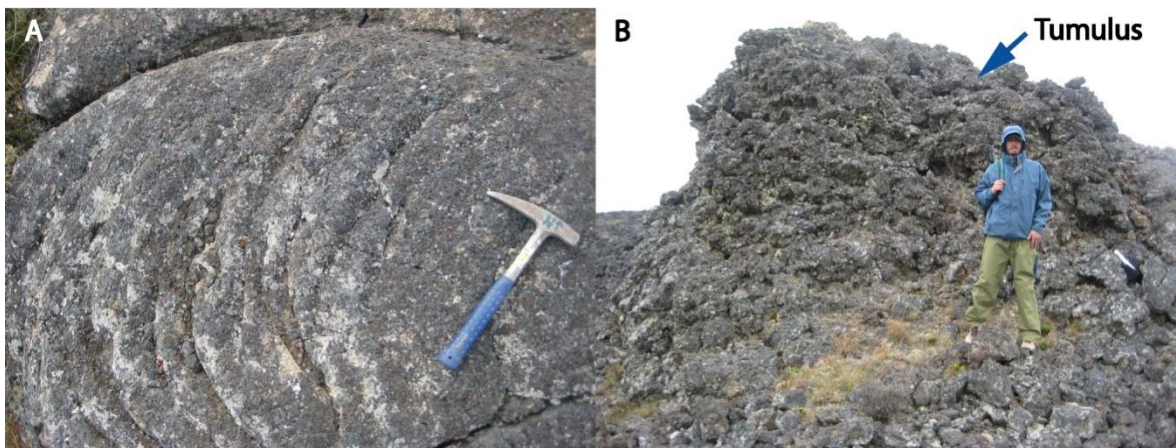


Figura 36. Fotografías mostrando: (A) Lavas pahoehoe bien conservadas debido a la baja erosión, siendo un buen indicador de flujo. (B) Tumulus, compuesto de spatter, ubicado en la transición de lavas pahoehoe a aa.





Figura 37. Fotografía mostrando frente de lava aa provenientes de MD2, en contacto con lavas pahoehoe provenientes del CD.



Figura 38. Fotografías mostrando rasgos principales de tubos de lava: (A) Tubo de lava con el techo colapsado de aproximadamente unos 30 m de ancho. (B) Estalactitas presentes en las partes superiores de las paredes del tubo de lava. (C) Estrías producto

del cizalle entre lavas solidificadas en la superficie del flujo y las paredes plásticas del tubo de lava.

#### 4.1.4.2. LITOLOGÍA

La composición de las rocas de este estadio es basáltica alcalina y su asociación mineral es clinopiroxeno-plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y limonita como minerales accesorios.

Las rocas de LD2 están casi sin erosión y depósitos eólicos conservando sus rasgos morfológicos primarios. La potencia estimada para Lavas del Diablo II es 30 m. Los afloramientos de estas lavas se disponen en todos los sectores que los flujos de lava alcanzaron, debido a que es la unidad más reciente. Se puede hacer distinción en afloramientos de tipos de lava, para el caso de lavas pahoehoe estas se encuentran mayoritariamente en las cercanías de MD2, mientras que las lavas aa son más distales de su fuente, lo que evidencia el aumento de viscosidad de las lavas al alejarse del centro eruptivo debido a la disminución de temperatura. Las muestras seleccionadas para esta unidad son LRCMD1 (lava pahoehoe) y LRCMD2 (lava aa).

En el sentido petrográfico, las muestras de lavas pahoehoe y aa tienen similitudes en mineralogía, texturas, grado de fragmentación y contenido de vesículas. Por ende, se realizará una descripción petrográfica general de LD2.

Las rocas de LD2 son porfírica – glomeroporfíricas con fenocristales de clinopiroxeno (30%), tamaños menores a 0.5 mm, formas anhedrales a subhedrales, maclas simple, texturas de reabsorción como embahiamientos, y un grado de fragmentación inferior al de los productos explosivos de CMD (fig. 39). La masa fundamental tiene color gris oscuro y está compuesta principalmente por plagioclasas, con macla de Carlsbad, y clinopiroxenos de tamaños menores a 0.2 mm y formas subhedrales a euhedrales. En el interior y bordes de algunas plagioclasas se presentan cristalitas de clinopiroxenos orientados perpendicular y oblicua al largo del cristal, conocido como textura poiquilítica (fig. 39). La presencia de vidrio volcánico, en parte devitrificado, forma una textura intersertal. El contenido de vesículas en las rocas es cerca del 30%.



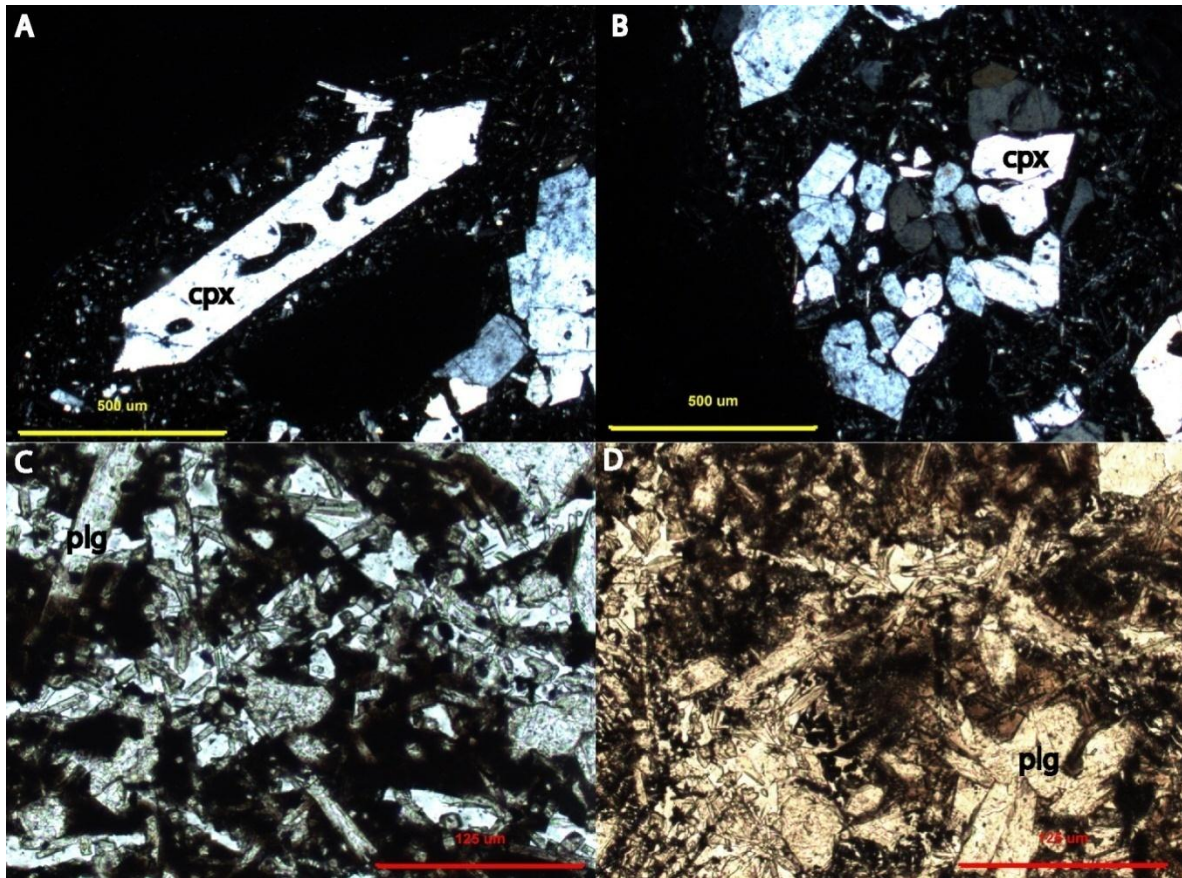


Figura 39. Rasgos petrográficos representativos de Lavas del Diablo II. (a) Embahiamiento en cristal de cpx en lava (XPL). (b) Vista general de lava, mostrando la acumulación de clinopiroxenos (cpx) que forman textura glomeroporfírica (XPL). (c) Vista de masa fundamental de lava donde se observa textura intersertal y poiqualítica (PPL). (d) Otra vista de textura poiqualítica (PPL)

#### 4.1.5. DEPÓSITOS INTERNOS MD1 DIMD1

##### 4.1.5.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

Consisten en depósitos coluviales de spatter basáltico rojizo de tamaño de lapilli a bloques, bloques de lavas basálticas (fig. 40), similares a los encontrados en el flanco S del cono, y lavas basálticas representativas del lago de lava del último período eruptivo de MD1. Con una leve erosión, deposición de sedimentos eólicos y vegetación, preservando rasgos primarios. Debido a esto en el interior de MD1 se pueden ver morfologías como pequeños conos y cráteres (fig. 40) de lava basáltica.

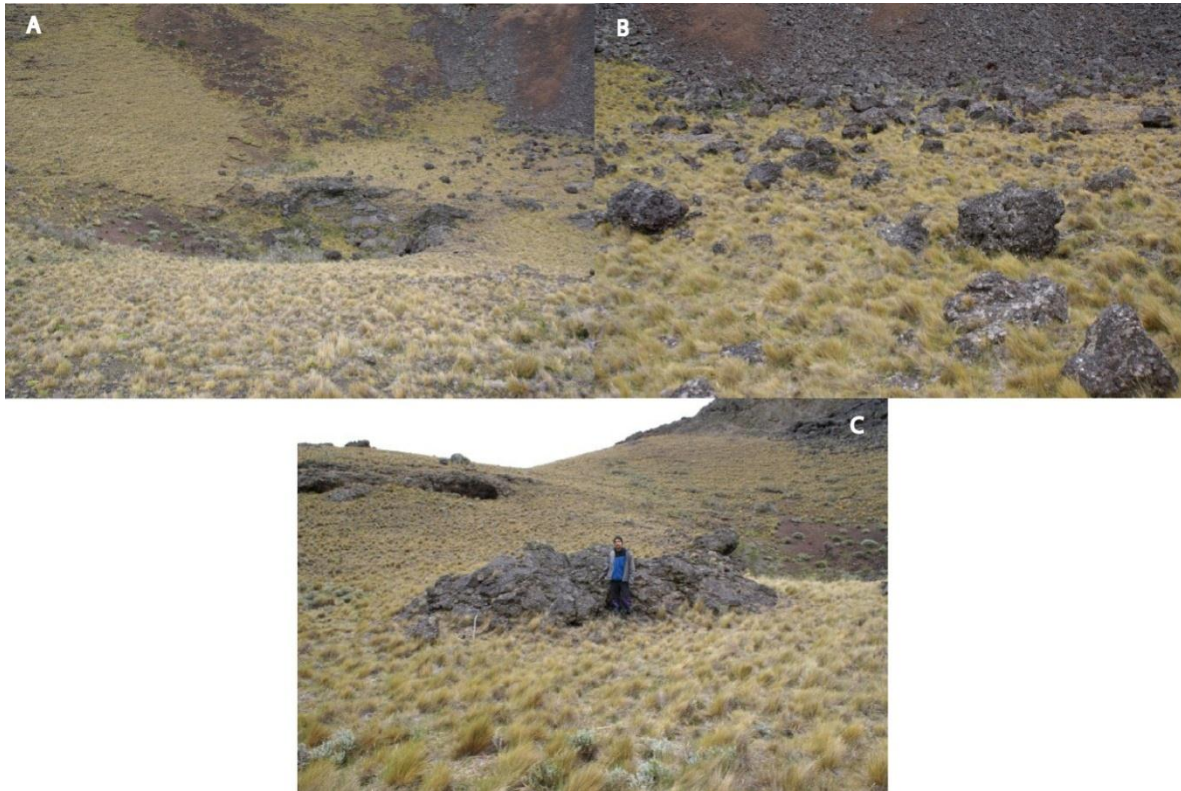


Figura 40. Fotografías mostrando depósitos y morfologías en el interior de MD1: (A) Pequeño cráter; (B) Bloques de lava basáltica; (C) Pequeño cono basáltico.

#### 4.1.6. DEPÓSITOS INTERNOS MD2 DIMD2

##### 4.1.6.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

Consisten en depósitos coluviales de spatter basáltico rojizo, tefras basálticas negras y rojas, y lavas basálticas pseudo-estratificadas. Además se encuentran en el interior de MD2, lavas basálticas representativas del lago de lava del último período eruptivo de MD2. Tanto la erosión como el grado de depósitos eólicos son inferiores al de DIMD2 y se encuentra ausente de vegetación, por lo que los rasgos primarios se conservan de muy buena manera (fig. 41).





Figura 41. Fotografía mostrando los depósitos internos de MD2, principalmente coluvios.

## 4.2. GEOQUÍMICA DE CMD

En este estudio se realizaron 7 análisis geoquímicos de elementos mayores y traza en roca total (Tabla Anexo 2) mediante espectrometría en el laboratorio del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, con el fin de entender la evolución volcánológica del CMD. Su distribución corresponde, según las unidades previamente descritas, 2 a MD1 (1 lava y 1 spatter), 2 a MD2 (1 spatter y 1 tefra), 2 a LD2 y 1 a LD1.

### 4.2.1. ELEMENTOS MAYORES

Los resultados obtenidos para los elementos mayores incluyen un porcentaje de peso perdido por calcinación. Estos valores han sido recalculados para que los elementos mayores sumen un total de 100% y se realice una comparación más exacta.

En el diagrama de clasificación TAS (fig. 42), se aprecia que las rocas del CMD son de una composición basáltica. De acuerdo a los límites planteados para las series alcalina y subalcalina (fig. 42), se puede observar que la afinidad de las rocas de CMD es principalmente alcalina, siendo las más proximales al límite las rocas de MD1.

Las rocas de CMD sugieren una composición primitiva al tener valores de Mg# entre 57.7 a 60.6 (promedio=59.3), MgO promedio de 10.7 wt.% y CaO promedio de 9.9 wt.% (Tabla Anexo 2).

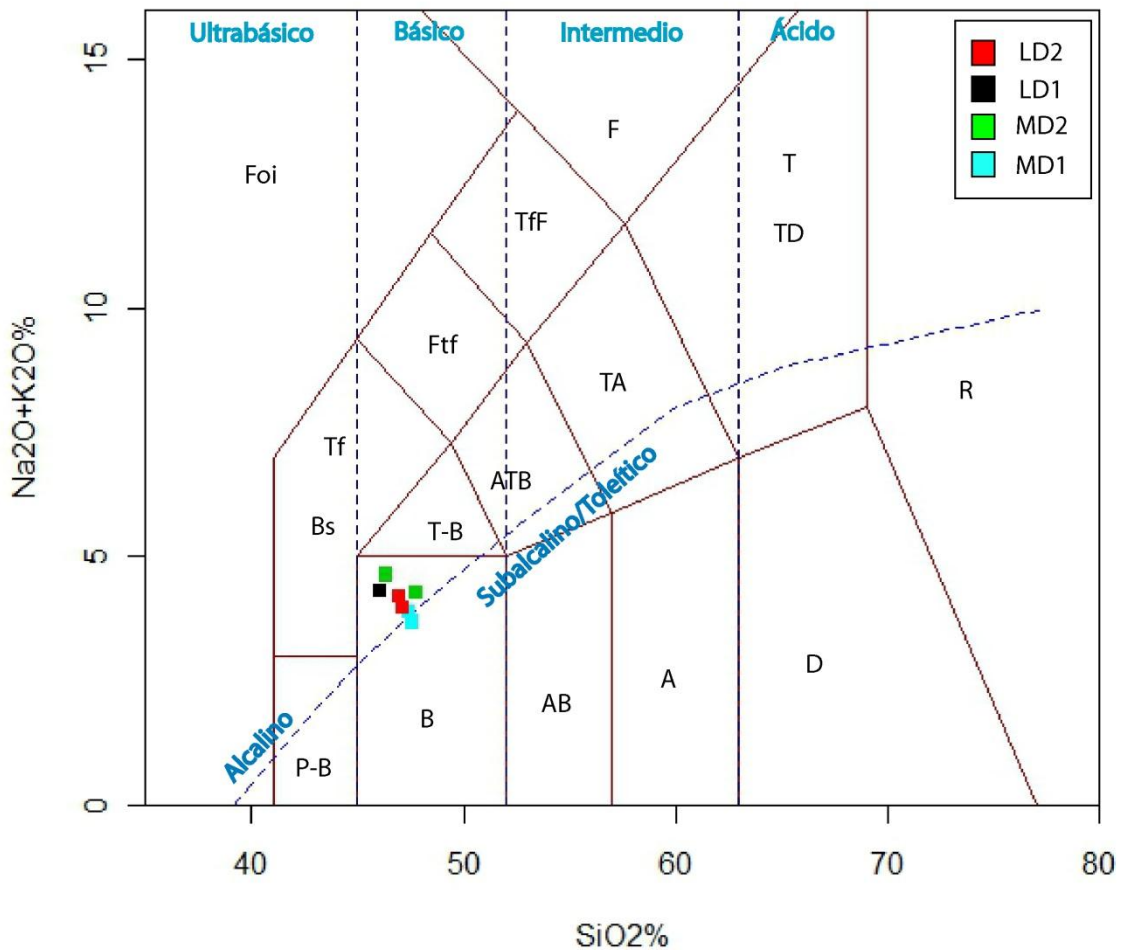


Figura 42. Diagrama TAS (Total alkalis versus silica;  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ ) de clasificación para rocas volcánicas según Le Bas et al. (1986). La línea separadora de las series alcalina y sub-alcalina según Irvine y Baragar (1971). Campos de diagrama: A=andesita; AB=andesita basáltica; ATB=andesita traquibasáltica; B=basalto; Bs=Basanita (< 10% de olivino normativo); D=dacita; F=fonolita; Foi= foidita; Ftf=fonotefrita; P-B=picrobasalto; R=riolita; T=traquita (<20% de cuarzo normativo); TA=traquiandesita; TD=traquidacita (>20% de cuarzo normativo); Tf=tefrita (>10% de olivino normativo); Tff=tefrifonolita.

#### 4.2.2. ELEMENTOS TRAZA

En los diagramas multielementos (aracnograma), existe una gran variedad dependiendo de la selección de elementos a graficar y los valores de normalización. Para

los diagramas multielementos, se usaron los valores de normalización de Sun and McDonough (1989) para Manto Primitivo y para Basaltos de Islas Oceánicas (OIB), este último se eligió a modo de comparación del comportamiento de las muestras seleccionadas con respecto a los valores determinados para OIB.

Debido a los elementos trazas obtenidos en el laboratorio se realizará un análisis a los elementos incompatibles y menos móviles que son aquellos de alto potencial iónico (=razón/carga) (HFSE o High Field Strength Elements), y que corresponden al espectro desde Nb a Lu (fig. 43). En estos gráficos es posible distinguir las variaciones de valores para el P, Zr, Yb y Lu en las diferentes unidades de CMD. Para el P se observa un notorio aumento en las concentraciones para algunas muestras de las unidades MD1 y MD2. En el caso del Zr, se aprecia una disminución sus concentraciones sobretodo en MD1 y MD2, y para el par Yb – Lu una diferencia marcada entre unidades, siendo MD2 quién ocupa la porción inferior, MD1 la sección intermedia y LD1 y LD2 la parte superior. En consecuencia a que las variaciones de P y Zr ocurren generalmente dentro de las mismas unidades se ha decidido graficar por separando las muestras de cada unidad para poder comprender de mejor manera las diferencias o variaciones de concentraciones.

En las figuras 44 y 45 se puede apreciar un alto valor de P en las muestras SPCMD(M) y SPCMD pertenecientes a MD1 y MD2, respectivamente. Mientras que para el Zr se observa una baja concentración en MD1 y en la muestra SPCMD de MD2.

Los valores de elementos incompatibles son significativamente enriquecidos en LREE con respecto a HREE (fig. 49). El razón  $(La/Yb)_N$  varía entre los 12.5 a 16 (promedio=14.1). Cronológicamente, las unidades más antiguas presentan una tendencia a tener un mayor razón, con MD1 (promedio=14.9), MD2 (promedio=15.4), LD1 (promedio=13.1) y LD2 (promedio=12.6). El grado de fraccionamiento de LREE/HREE varía entre las unidades más antiguas (MD1 y MD2) y las más recientes (LD1 y LD2), indicando un grado de variación en la fusión durante la génesis de CMD.

La naturaleza primitiva sugerida para las rocas de CMD a través de elementos mayores es confirmada por altas concentraciones de Ni y Cr con un promedio de 265.1 y 339.3 ppm, respectivamente.

Según Shervais (1982) los rangos típicos de razones Ti/V para diferentes ambientes geotectónicos son (10-20) para arcos de islas, (10-50) para cuencas de tras-arco, (20.50) para Basaltos de Dorsal Meso-oceánica o MORB y (50-100) para basaltos

alcalinos de intra-placa. El razón de Ti/V para las rocas de CMD varía en un rango desde 76.2 hasta 80.2 y un promedio de 78.7, ubicándose en el campo de basaltos alcalinos de intraplaca (fig. 48).

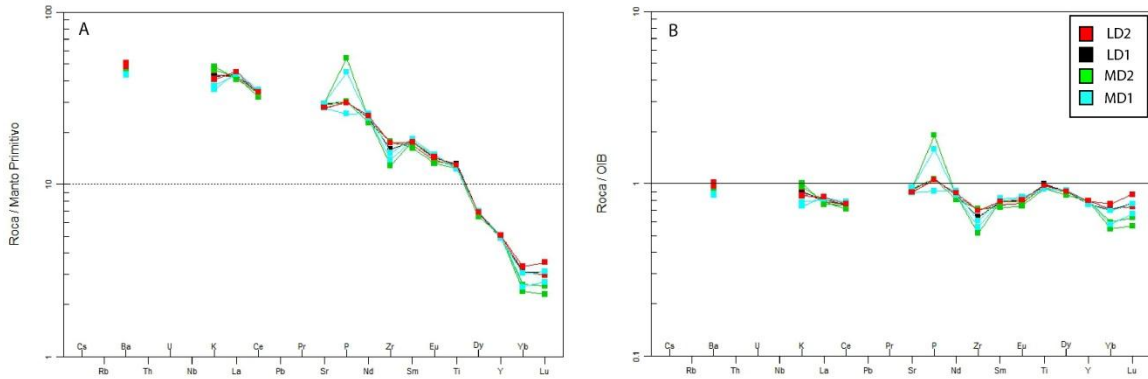


Figura 43. Diagrama multielementos con valores normalizados a manto primitivo (A) y a OIB (B) según Sun y McDonough (1989) de todas las unidades de CMD.

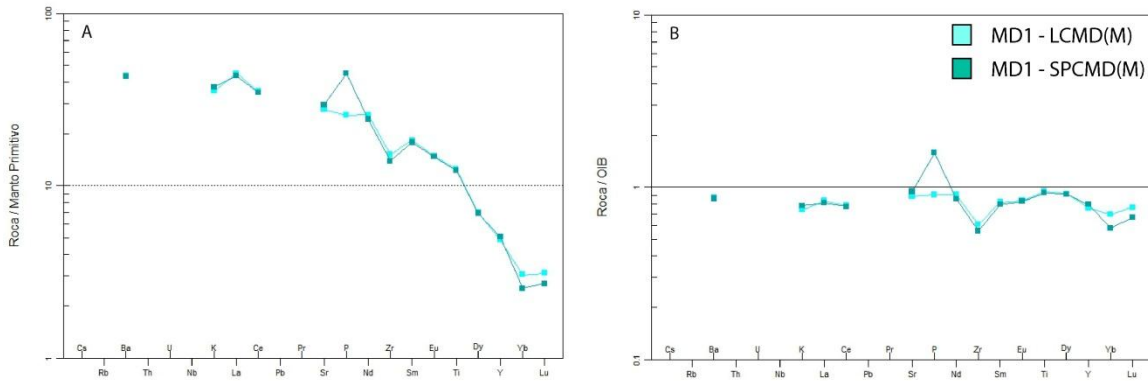


Figura 44. Diagrama multielementos con valores normalizados a manto primitivo (A) y a OIB (B) según Sun y McDonough (1989) de MD1.



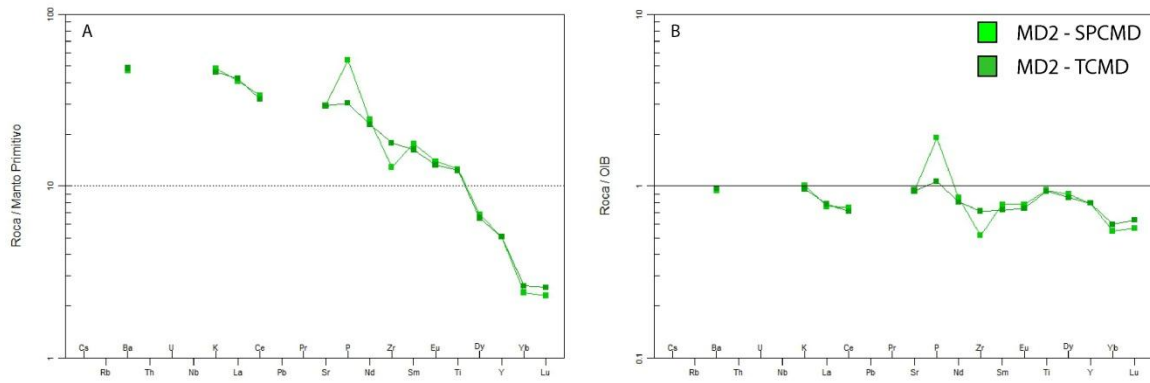


Figura 45. Diagrama multielementos con valores normalizados a manto primitivo (A) y a OIB (B) según Sun y McDonough (1989) de MD2.

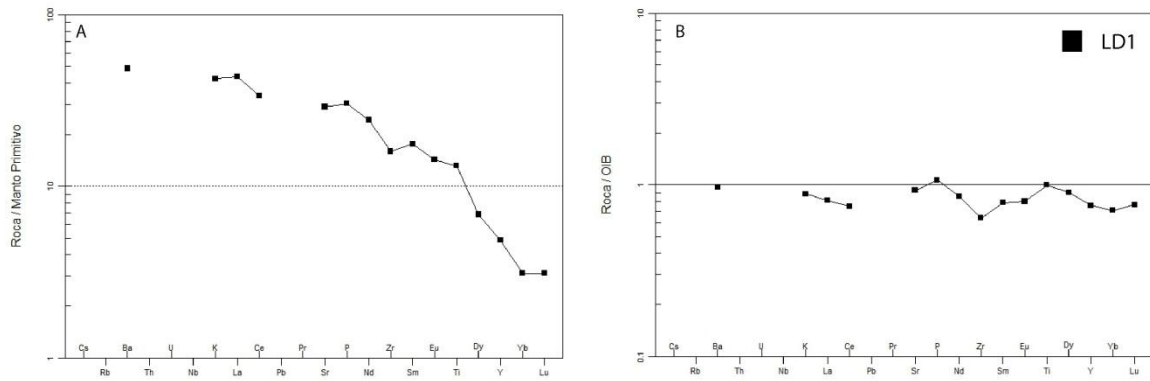


Figura 46. Diagrama multielementos con valores normalizados a manto primitivo (A) y a OIB (B) según Sun y McDonough (1989) de LD1.

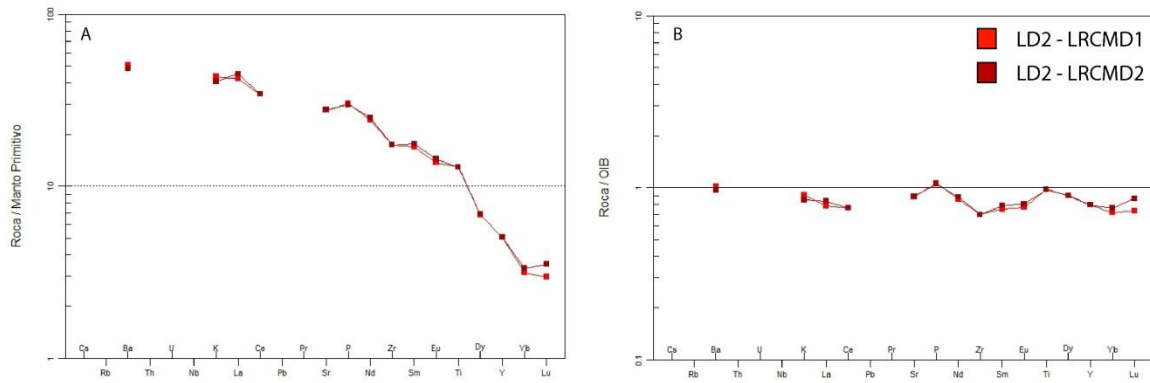


Figura 47. Diagrama multielementos con valores normalizados a manto primitivo (A) y a OIB (B) según Sun y McDonough (1989) de LD2.

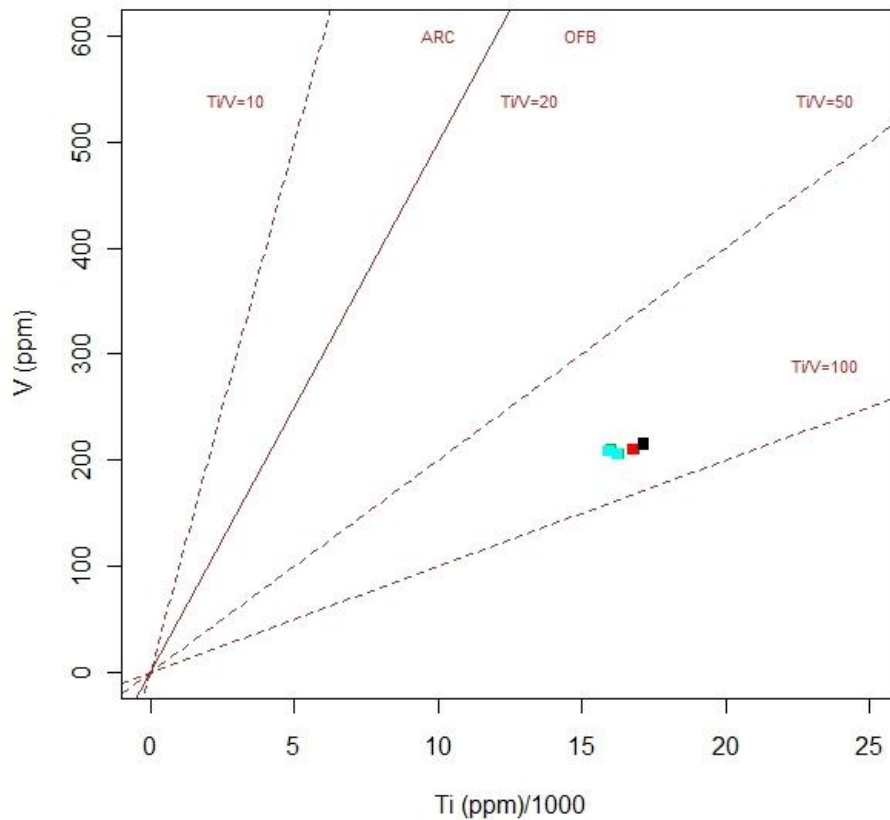


Figura 48. Gráfico Ti vs V, con líneas divisorias para valores de radios de Ti/V. Según Shervais (1982). Misma simbología que fig. 43

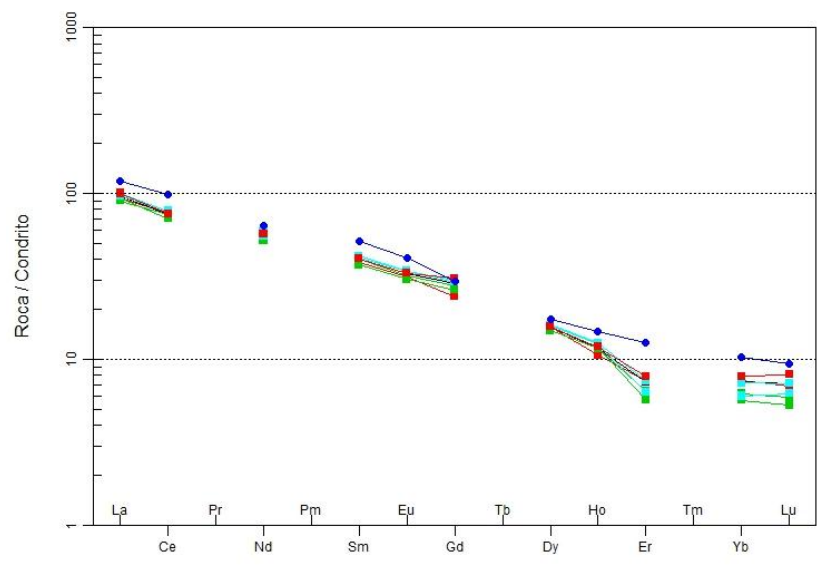


Figura 49. Diagrama de multielementos con valores normalizados a condrito según Sun y McDonough (1989). Simbología: círculo azul= valores para OIB (Sun y McDonough, 1989); resto de simbología igual que en fig. 43.

## 5. DISCUSIONES

### 5.1. EVOLUCIÓN DE VOLCANOLÓGICA DE CRÁTER MORADA DEL DIABLO

Estudios realizados por Parfitt (2004) determinaron la existencia de dos mecanismos de erupción, ya nombrados en la sección 2.2, que son el modelo dependiente de la velocidad de ascenso y modelo de colapso de espuma, en el análisis de la evolución de CMD se utilizará el primero de estos, ya que el modelo RSD es consistente para todos los estilos de erupción Estromboliana, Hawaiiiana y transicional (fig. 8).

Debido a los antecedentes litológicos, estratigráficos y morfológicos expuestos anteriormente para CMD sugiere un estilo de erupción Hawaiiiana. Las investigaciones para este estilo de erupción favorecen esta interpretación debido a los productos que se encuentran en el CMD. Según Best (2003), coágulos de magma se pueden acumular en la base de la fuente de lavas formando spatter, dependiendo de las condiciones del viento, características de la apertura eruptiva, posibles obstrucciones de la apertura pueden deflectar la eyección vertical y este spatter pueden formar un cono de spatter más o menos simétrico. La mayoría del material expulsado de la apertura volcánica aterriza aún incandescente, y la acumulación y coalescencia de estos coágulos calientes generan flujos de lava tipo rootless (fig. 24) (Head and Wilson, 1989). En concordancia con Parfitt (2004), la actividad Estromboliana se hace mención que el material expulsado de la apertura volcánica es generalmente más frío que los productos de erupciones Hawaiiianas y también experimentan mayor enfriamiento los clastos durante el vuelo que los clastos Hawaiiianos. Estos clastos son muy fríos al aterrizar para fundirse o formar coalescencia, así que son acumulados como conos de escoria alrededor de la apertura (McGetchin et al., 1974; Heiken, 1978).

De acuerdo con Head y Wilson (1989), dos factores son determinantes a la hora de examinar la estructura y la morfología de los depósitos resultantes de las fuentes piroclásticas: (1) la temperatura local de los clastos al aterrizar y (2) la tasa de acumulación de los clastos. Estos factores son dependientes fundamentalmente por el contenido de gas y el volumen de flujo (fig. 50 y 51). Estos autores indican que es importante ver los episodios volcánicos como una secuencia de eventos dentro de los cuales el volumen de flujo y contenido en gas, temperatura y rango de acumulación puede variar dependiendo de la distancia hacia la parte central de la apertura volcánica. La

relación entre la temperatura y el rango de acumulación de clastos define qué tipo de piroclastos y acumulaciones de piroclastos pueden ocurrir (fig. 26).

Esta información sumada a los datos obtenidos en terreno permite describir la historia evolutiva del CMD. Sin embargo, previo a esto se debe argumentar la cronología de las unidades estratigráficas para un mejor entendimiento del proceso evolutivo.

La unidad más antigua corresponde a MD1 debido a los siguientes factores: (1) mayor sedimentación eólica y vegetación que MD2; (2) Relación de corte de los cráteres indica que el cráter más joven es el perteneciente al cono de la unidad MD2 (fig. 52); (3) Manteo de depósitos que limitan los cráteres (fig. 53).

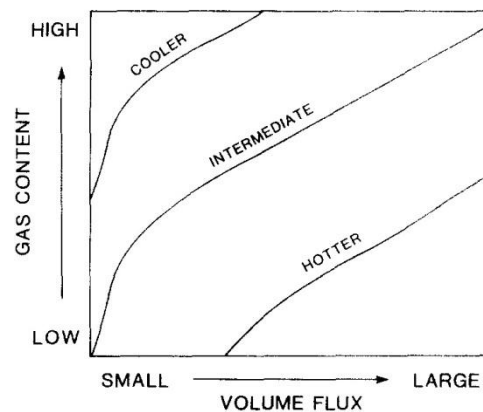


Figura 50. Dependencia de la temperatura local de los clastos con respecto al volumen de flujo y contenido de gas (Wilson y Head, 1981).

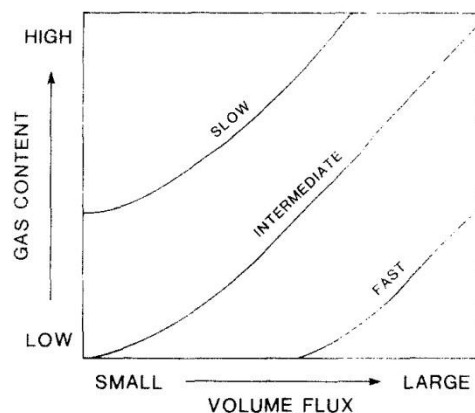


Figura 51. Dependencia del rango de acumulación local de clastos con respecto al volumen de flujo y contenido de gas (Wilson y Head, 1981).



Figura 52. Imagen satelital Google Earth 2011, mostrando la relación de corte entre los cráteres pertenecientes a MD1 (amarillo) y MD2 (rojo).



Figura 53. Fotografía mostrando manteo (líneas rojas) de depósitos que limitan ambos cráteres, indicando que los depósitos provenientes del cráter de MD2 son más jóvenes que los depósitos de MD1.

Las relaciones cronológicas de MD2 y LD2 son claras ya que en el flanco sur y en el flanco este estas lavas están sobre los depósitos que constituyen a MD2, siendo estas últimas relacionadas con el desborde del canal de drenaje y del cráter (figura 21). En caso similar las lavas LD2 se encuentran por sobre LD1. La relación de contacto entre LD1 y MD2 no es clara, pero un fuerte indicio de la cronología entre estas dos unidades es la forma en que LD1 rodea la base del cono piroclástico perteneciente a MD2 (fig. 21 y 34).

Finalmente, la relación cronológica entre de CMD y CD queda evidenciado por el frente de lava perteneciente de LD2, que pone en contacto lavas aa de LD2 con lavas pahoehoe de CD, siendo más reciente las lavas de LD2 (fig. 37).

Tras justificar las relaciones contemporáneas entre las unidades, se describirá la evolución del CMD acorde a sus antecedentes litológicos, cronológicos y morfológicos.

La evolución del CMD empieza con el desarrollo del cono piroclástico de MD1, que consiste a grandes rasgos en un cono de spatter que en su flanco E presenta el desarrollo de un flujo tipo rootless y en el fondo de cráter contiene lavas basálticas uniformemente distribuidas que han sido interpretadas como la última fase de un lago de lava (fig. 24). Esta información permite determinar una temperatura caliente y un rango de acumulación rápido para los piroclastos al momento de su deposición (fig. 26). Como consecuencia de esto se puede estimar un bajo contenido en gases y un alto volumen de flujo para los depósitos de MD1 según mediciones de Head y Wilson (1989). El bajo contenido en gases sugiere que las burbujas del fundido no fueron capaces de atravesar el magma. Según el modelo de RSD se asume que si la velocidad de ascenso del magma es relativamente alta estas burbujas no lo atravesaran. Por ende, el comportamiento del primer estadio del CMD sería de un estilo Hawaiano. No obstante, en el flanco sur y en el interior del cráter se encuentran bloques de lava basáltica que se ligan al lago de lava (fig. 24 y fig. 40b). Estas rocas se disponen por sobre los demás depósitos de MD1, indicando una edad más joven. Estos depósitos han sido interpretados como un segundo episodio dentro de MD1, que tiene características más cercanas a un comportamiento Estromboliano que Hawaiano en términos de explosividad al expulsar bloques de lava hacia el exterior del cráter. Evidenciando un considerable contenido de gases para poder transportar tales bloques por sobre el cráter y un bajo volumen de flujo, al encontrar leves evidencias de depósitos juveniles. Otra alternativa para la interpretación es que sea parte del mismo episodio inicial, donde habría ocurrido una notable disminución en la velocidad de ascenso del magma y un aumento en el contenido de gases, debido a las burbujas residuales de la primera etapa que no lograron atravesar el magma. Al disminuir la velocidad de ascenso, ocurre un enfriamiento en la parte superior de la columna de magma, que en este caso sería la solidificación del lago de lava. Debido al grado de explosividad y tamaño de depósitos observados, se estima un crecido intervalo de tiempo, entre eventos, para poder tener un alto contenido de gases y una gruesa capa de lavas en la parte superior de la columna de magma.

Tras la formación del cono piroclástico de MD1 y sus productos, continúa el desarrollo del segundo cono piroclástico correspondiente a MD2, que está constituido principalmente por spatter basáltico rojo con un nivel o intercalación de tefras basálticas rojas y negras que afloran hacia las partes altas del cono. En las columnas estratigráficas (fig. 32) se observa la correlación del nivel de tefras en distintos sectores del cono piroclástico. Este nivel de tefras (fig. 54) es indicativo de la variación en las condiciones eruptivas, principalmente un aumento en el contenido de gases. Además de estos productos piroclásticos hay evidencia de productos efusivos como los son las unidades LD1 y LD2. El desarrollo de estas lavas fue producto de la acumulación de coágulos de magma en el fondo del cráter, formando un lago de lava, y luego formó un canal de drenaje (fig. 28). Debido a que las unidades LD1 y LD2 son productos efusivos de MD2, serán tratados en conjunto para darle una mayor continuidad a la historia evolutiva del CMD.

La primera etapa evolutiva de este centro eruptivo es la construcción de gran parte del cono de spatter que según los cálculos de Head and Wilson (1989) sería en condiciones de temperatura media a elevada y rango de acumulación moderado a rápido para los clastos. Para obtener estas condiciones el contenido de gases debe ser relativamente bajo y el volumen de flujo medianamente alto.

Luego, estas condiciones se ven incrementadas al formarse un lago de lava y flujos de lava propiamente tal, con una alta temperatura y tasa de acumulación (fig. 26), y un bajo contenido de gas y un elevado volumen de flujo. A continuación hay un aumento en el contenido de gases y comienza a depositarse un nivel bastante importante de tefras en la mayor parte del cono piroclástico (fig. 54). Esta intercalación de tefras puede ser producto de la llegada a superficie de las burbujas que no pudieron atravesar el magma debido a la velocidad de ascenso previa.

El comportamiento eruptivo vuelve a condiciones similares a las iniciales, debido a la deposición de spatter. Se sugiere en este caso que el factor en esta última etapa es el un largo flujo de volumen, testificado por la saturación y desbordamiento del canal de drenaje y de los bordes del cráter aledaños. Cabe destacar que en algunos depósitos de spatter se presentan fragmentos de lava, de tamaño lapilli decimétrico. Debido a similitud petrográfica entre las lavas LD1 y LD2 con estos fragmentos, se sugiere que estos accesorios podrían ser consecuencia de un pequeño intervalo de tiempo que permitió la



formación de una capa en la parte superior de la columna magmática, que vendría siendo en este caso el sector más expuesto del lago de lava.

En los sectores donde afloran LD1 y LD2 se sugiere un aumento en la viscosidad al alejarse de la fuente de origen, como consecuencia de la disminución de la temperatura. Este aumento se ve reflejada en la transición de lavas pahoehoe a aa (fig. 55) y en los límites de las transiciones se observan tumulus (fig. 55). Si los tubos de lava son obstruidos o hay una sobrepresión interna se produce un quiebre en el techo o paredes de los tubos (Calvari y Pinkerton, 1998), estos quiebres pueden ser localizados por variaciones de pendientes y/o tumulus. Para los tubos de lavas, pertenecientes a las lavas pahoehoe, se propone que la obstrucción necesaria para la formación de los tumulus es producto de la transición a las lavas pahoehoe (fig. 56). Finalmente, los flujos de lava de LD2 junto con sus procesos asociados, formación de tubos de lava y tumulus, y la transición de lavas pahoehoe a aa, representarían la última etapa evolutiva de CMD.



Figura 54. Fotografía mostrando nivel de tefras en el cono piroclásticos de MD2. Límites de tefras están indicados por líneas rojas.

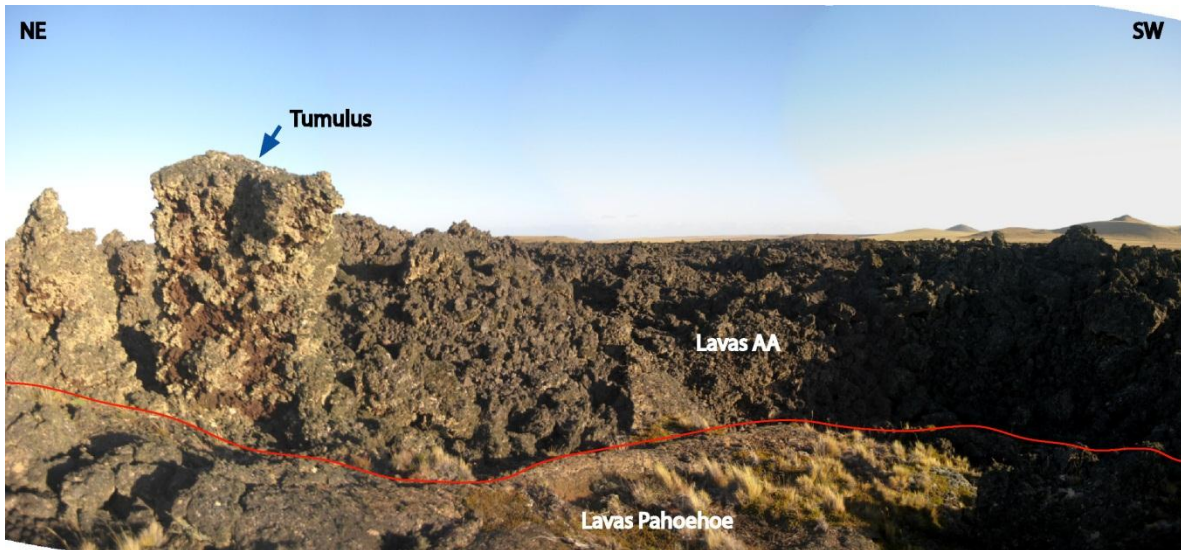


Figura 55. Fotografía mostrando transición de lavas pahoehoe a lavas aa y la presencia de tumulus en el límite.

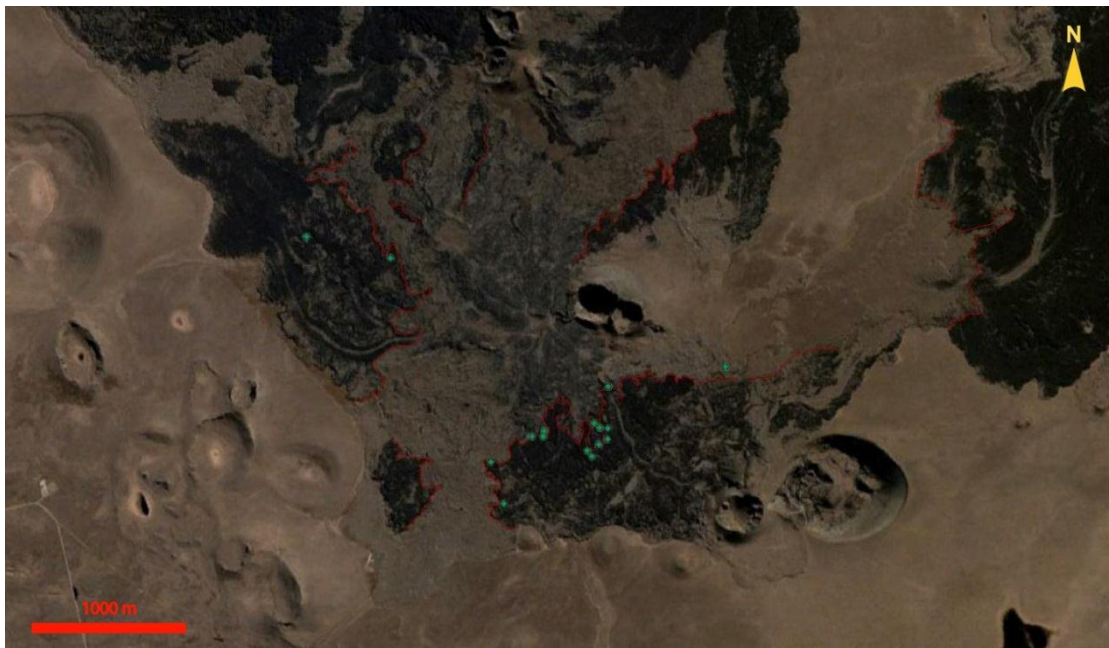


Figura 56. Imagen satelital Google Earth 2011, mostrando ubicación de tumulus (círculos verdes) y limite lavas pahoehoe y aa (líneas rojas). Notar la concentración de tumulus en las transiciones de lavas.

## 5.2. CONTROL ESTRUCTURAL DEL CRÁTER MORADA DEL DIABLO

El alineamiento de conos en campos volcánicos ha sido considerado como una expresión de estructuras tectónicas que controlan el desarrollo de campos volcánicos basálticos (Nakamura, 1977). La ocurrencia y distribución espacial de estructuras eruptivas monogenéticas dentro de un área volcánica están ligadas a sistemas de fracturas y los campos de stress asociados (Takada, 1994). Más aún, parámetros morfométricos de conos monogenéticos, como elongación de cono, dirección de ruptura y alineamientos de conos, son indicadores de la dirección de fracturas que actúan como vías de ascenso de magmas (Tibaldi, 1995). Los datos obtenidos por Mazzarini y D'Orazio (2003) revelan que los principales sistemas de fracturas que actúan como alimentadores de magma para el CVPA tienen una orientación NW-SE, NE-SW y E-W. Estas fracturas se ligan con la reactivación de antiguas estructuras de tendencia NW (Rift Patagónico Austral del Mesozoico; Corbella et al, 1996) o formadas durante el régimen tectónico extensional del Neógeno-Cuaternario (Mazzarini y D'Orazio, 2003).

El CMD se encuentra inmerso dentro de un alineamiento de conos volcánicos con dirección NW (fig. 57), aunque no tiene el mismo ángulo que los conos más aledaños, sin duda pertenece a la tendencia general. Estos conos coalescentes múltiples tienen una tendencia de elongación hacia N115°E y el cono más joven (MD2) presenta una dirección de ruptura de N40°E (fig. 52). De acuerdo con Corazzato y Tibaldi (2006), el lugar de ruptura coincide con la zona de debilidad de los conos o con la dirección de máximo stress aplicada en los flancos por la propagación de fractura o carga de magma. Tales rupturas son paralelas a la geometría de la fractura alimentadora de magma (fig. 58a), a menos que el cono este emplazado sobre un substrato que este manteando ( $>10^\circ$ ) (fig. 58b). Para el caso del CMD se interpreta que la fractura alimentadora de magma es paralela a la elongación de los conos piroclásticos, siendo parte del sistema de fracturas NW-SE descritas por Mazzarini y D'Orazio (2003), que están ligadas a las fracturas P que reactivaron esta tendencia de las fallas del Rift Patagónico Austral del Mesozoico. En tanto, para dirección de ruptura se sugiere un manteo hacia el SW mayor a  $10^\circ$  del substrato, que sería responsable de la dirección de evacuación de las lavas pertenecientes al cono piroclástico más joven.

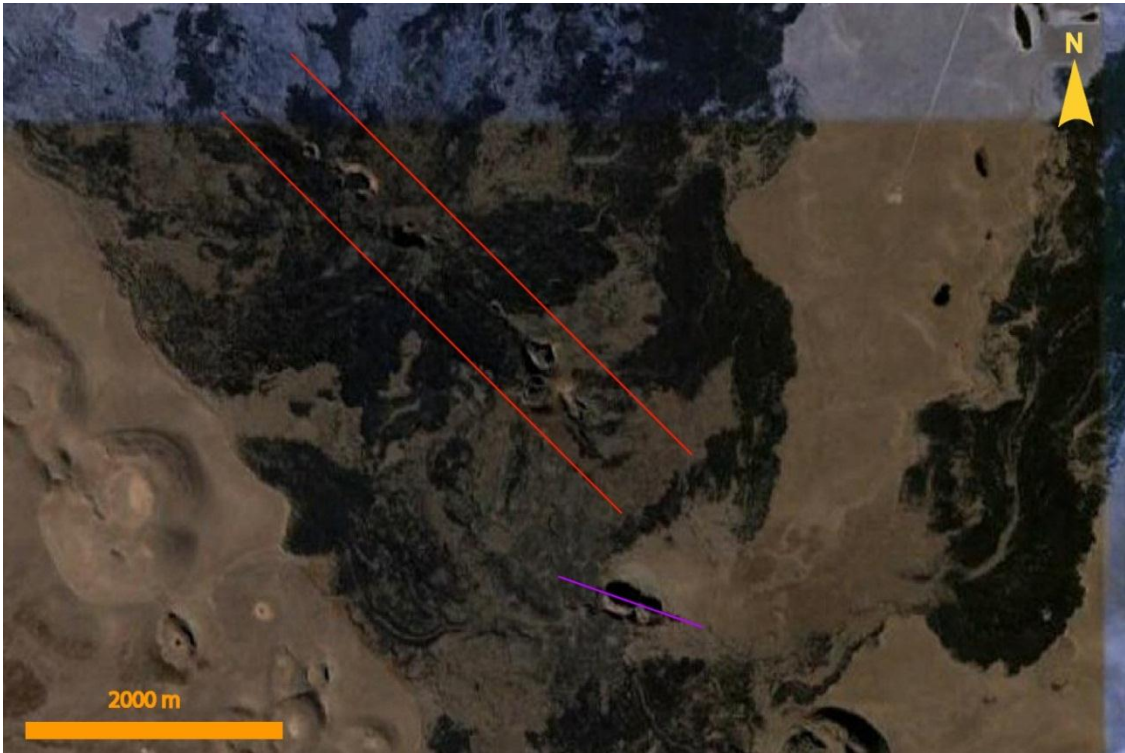


Figura 57. Imagen satelital Google Earth 2011, mostrando el alineamiento de conos volcánicos con tendencia NW (líneas rojas) y en particular la fractura de alimentadora de magma de CMD (línea morada) que sigue relativamente misma tendencia.

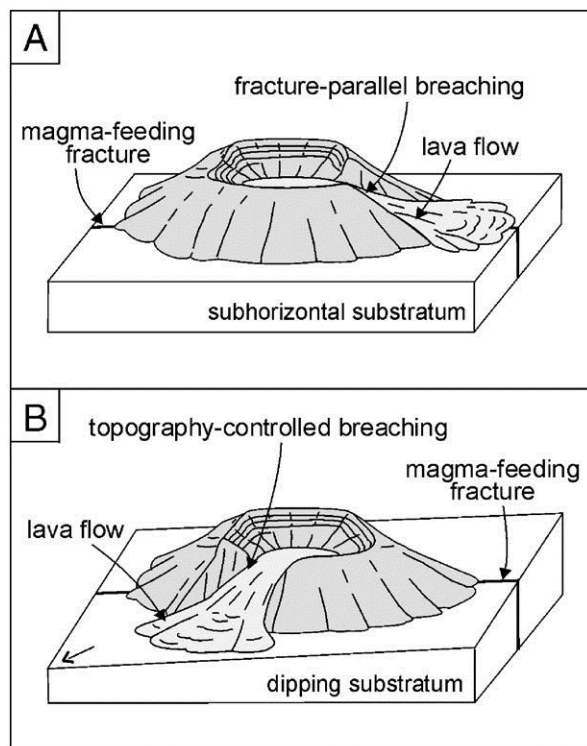


Figura 58. Variaciones de la zona de ruptura dependiendo de la inclinación del substrato. (a) Substrato con manteo menor a  $10^\circ$  (b) Substrato con manteo mayor a  $10^\circ$  (Corazzato y Tibaldi, 2006).

### 5.3. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL CRÁTER MORADA DEL DIABLO EN EL CONTEXTO DEL CAMPO VOLCÁNICO PALI AIKE

A consecuencia del bajo número de muestras analizadas para la geoquímica de CMD, la representatividad de las unidades por separado es baja. Sin embargo, para la visión comparativa de CMD con respecto a las otras unidades de CVPA es viable.

De acuerdo a la clasificación química de las rocas de CMD (fig. 42), éstas son similares a las unidades descritas por D'Orazio et al. (2000) para el CVPA, las cuales consisten en rocas basálticas alcalina.

Las tendencias de diagramas multielementos de elementos traza (fig. 59, 60 y 61) también son similares a las unidades de CVPA. Lo que tiene bastante lógica al ser las unidades de CMD una subdivisión de la unidad más reciente de CVPA. De hecho, los valores correspondientes a CMD están en directa relación con la unidad U3. Respetando las variaciones de fraccionamiento para LREE/HREE al incrementar la concentración de elementos incompatibles mencionado por D'Orazio et al. (2000), lo que sugiere una variación en el grado de fusión en la génesis de los magmas de CVPA. El mayor



contenido de P en algunas muestras de CMD con respecto a U3 (fig. 59), puede ser debido a un mayor contenido de apatito, el cuál no fue encontrado en el análisis petrográfico debido al bajo tamaño de los minerales. En tanto, el bajo contenido de Zr en algunas muestras de CMD con respecto a U3 (fig. 59), puede estar dado por una extracción previa a la erupción. Minerales que se ligan con este elemento son zirconio y badeleyita, siendo el primero de estos el más común, pero en rocas ácidas. En tanto, badeleyita generalmente proviene de magmas máficos.

Petrográficamente, las rocas de CMD tienen similitudes mineralógicas y texturales con las pertenecientes a CVPA. Cabe destacar el elevado contenido de vesículas y grado de fragmentación de las rocas de CMD, donde la fragmentación es principalmente en los fenocristales. Sumado a texturas glomeroporfírica y embahiamientos en clinopiroxenos (fig. 27, 33, 35, 39), sugieren una cristalización previa a la erupción para lograr la acumulación de fenocristales, mayor fragmentación y bordes redondeados o embahiamientos, estos últimos representando una reabsorción de los fenocristales a causa de un recalentamiento por el posible ingreso de un pulso de mayor temperatura al sistema (Hibbard, 1995).

Debido a la características químicas similares de las razones Nb/Ta, Zr/Hf y Y/Ho se considera muy difícil su fraccionamiento durante procesos de fusión y diferenciación, incluso en sistemas muy evolucionados. Por esto, que específicamente Nb/Ta y Zr/Hf reflejan muy confiablemente las características de la fuente de magma en el manto superior (Bau, 1996; Elliot, 2003), y con limitaciones para magmas evolucionados para la razón Y/Ho, también. En el caso de CMD, los magmas al ser basálticos representan un bajo grado de evolución por lo que no hay problema al aplicar la razón Y/Ho. Estas razones se encuentran en un rango de Y/Ho de 25-28 y La/Yb de 15-31 principalmente (fig. 61). Como resultado de la baja variación en la razón Y/Ho se interpreta fuente de magma similar para las rocas de CMD y el resto de CVPA.

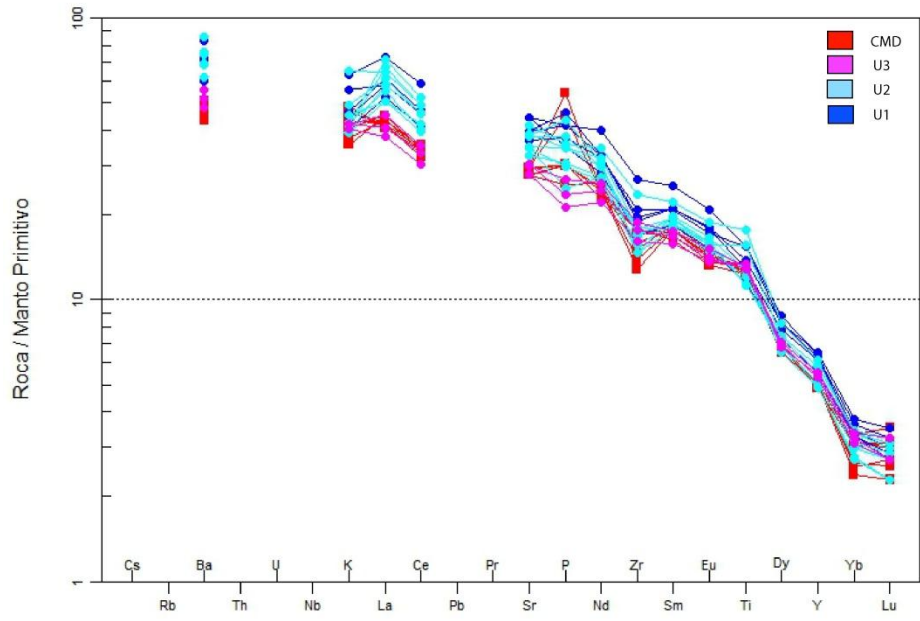


Figura 59. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo según Sun y McDonough (1989).



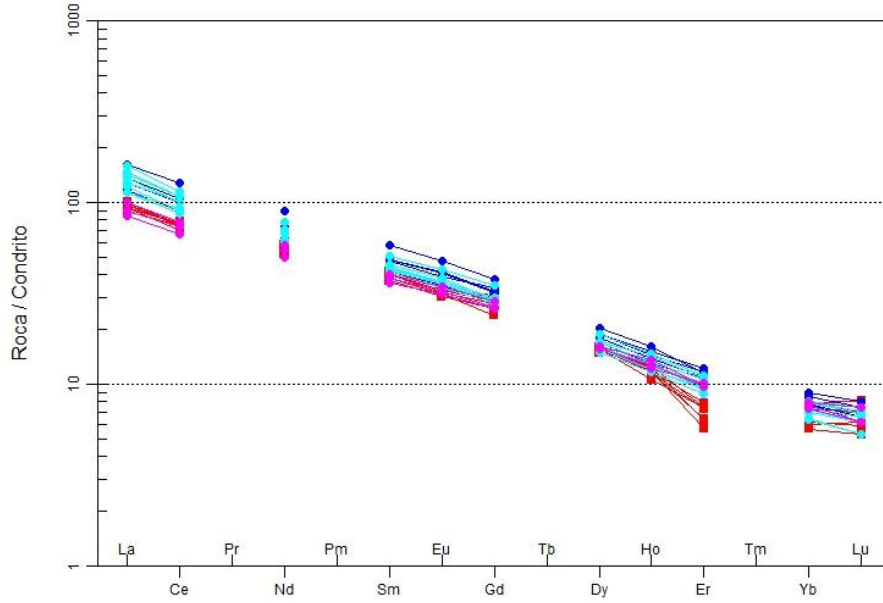


Figura 60. Diagrama multielementos normalizado a condrito según Sun y McDonough (1989). Igual simbología que en fig. 59.

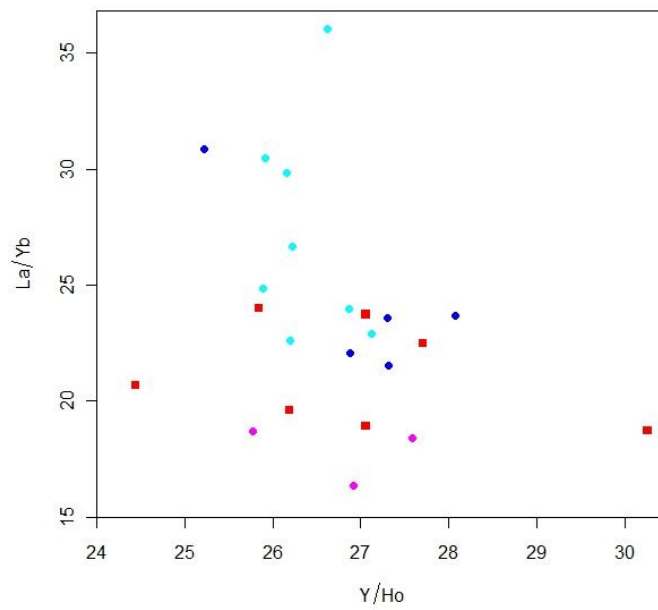


Figura 61. Diagrama Y/Ho vs La/Yb. Igual simbología que en fig. 59.

## 6. CONCLUSIONES

- El Cráter Morada del Diablo es la expresión más austral y joven de los basaltos patagónicos del Cenozoico. Compuesto por dos conos piroclásticos coalescentes múltiples y dos episodios de flujos de lava basáltica, cubriendo un área de 17.877 km<sup>2</sup>.
- La mayor parte de los depósitos de Cráter Morada del Diablo pertenecen a lavas de Morada del Diablo II, que corresponden a flujos de lavas basálticas. Morfológicamente presentan cambios de lavas tipo pahoehoe a aa, con expresiones como tubos de lava y tumulus.
- La elongación y alineamiento de los conos de Cráter Morada del Diablo evidencian una tendencia NW ligada a la fractura P que reactivaron fallas del Rift Patagónico Austral del Mesozoico.
- Los productos de Cráter Morada del Diablo son basaltos alcalinos de clinopiroxeno y están caracterizados por composiciones primitivas al tener valores de Mg# entre 57.7 a 60.6 (promedio=59.3), MgO promedio de 10.7 wt.% y CaO promedio de 9.9 wt.%.
- Los análisis de elementos trazas de Cráter Morada del Diablo sugieren una signatura geoquímica similar a basaltos de islas oceánicas y una misma fuente de magma tanto para las unidades del Cráter Morada del Diablo , como para el Campo Volcánico Pali Aike. Variando en el grado de fraccionamiento al verse incrementado el contenido de elementos incompatibles.
- El estilos de erupción de Cráter Morada del Diablo es principalmente Hawaiiano basado en sus productos. En ocasiones integra características representativas de erupciones tipo Estromboliana, por lo que se ha decidido asignarle a Cráter Morada del Diablo un estilo de erupción tipo transicional.
- En vista de las características estratigráficas y rasgos primarios, se sugiere que el Cráter Morada del Diablo y principalmente Lavas del Diablo II correspondería a la fase eruptiva final del Campo Volcánico Pali Aike.
- Desde un punto de vista geopatrimonial, la muy buena preservación de los rasgos primarios del Cráter Morada del Diablo y pertenecer a un Parque Nacional de CONAF, hace absolutamente viable la identificación, evaluación y proposición de geositos para el catastro nacional.

## 7. REFERENCIAS

ALBAREDE, F., 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate. *J. Geophys. Res.* 97, 10997 – 11009.

ARAMAKI, S., HAYAKAWA, Y., FUJII, T., NAKAMURA, K., FUKUOKA, T., 1986. The October 1983 eruption of Miyakejima volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 29, 203 – 229.

BACH, W., ERZINGER, J., DOSSO, L., BOLLINGER, C., BOUGAULT, H., ETOUBLEAU, J., SOUERWEIN, J., 1996. Unusually large Nb-Ta depletions in North Chile Ridge basalts at 36°50' to 38°56'S, major element, trace element and isotopic data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 142, 223-240.

BAU, M., 1996. Controls of the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral Petrol.* 123, 323 - 333.

BARKER, P.F., BURRELL, J., 1977. The opening of Drake Passage. *Mar. Geol.* 25, 15 - 34.

BARKER, P.F., DALZIEL, I.W.D., 1983. Progress in geodynamics of the Scotia Arc region. In: Cabre, R. (Ed.), *Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean and Scotia Arcs*. Geodyn. Ser. 9. AGU, Washington, DC, 137 – 170.

BARKER, P.F., DALZIEL, I.W.D., STOREY, B.C., 1991. Tectonic development of Scotia Arc region. In: Tingey, R. (Ed.), *Geology of Antarctica*. Oxford University Press, New York, 215 – 248.

BERG, K., BREITKREUZ, C., 1983. Mesozoische plutone in der nordchilenischen Küstenkordillere: Petrogenese, Geochronologie, Geochemie und Geodynamik mentelbetonter Magmatite. *Geotektonische Forschungen* 66, 107.

BERTAGNINI, A., CALVARI, S., COLTELLI, M., LANDI, P., POMPILIO, M., SCRIBANO, V., 1990. The 1989 eruptive sequence. In: Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P. (Eds.), *Mt. Etna: the 1989 eruption*, C.N.R. – Gruppo Nazionale Per La Vulcanologia Italy, Giardini.

BEST, M.G., 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*, Second Ed. Blackwell, London.

BIDDLE, K.T., ULIANA, M.A., MITCHUM, R.M., FITZGERALD, M.G., WRIGHT, R.C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins*. International Association of Sedimentology Special Publication 8, pp. 41 – 61.

BIRD, J., 1938. Antiquity and migration of the early inhabitants of Patagonia. *Geographical reviews* 28, 250 – 275.

BLACKBURN, E.A., WILSON, L., SPARKS, R.S.J., 1976. Mechanisms and dynamics of Strombolian activity. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 132, 429 – 440.

BRUHN R., STERN, C.R., WIT, M.J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcanic-tectonic rift zone and back-arc basin in the southernmost South America, *Earth and Planetary Sc. Lett.* 41, 32 – 46.

CALVARI, S., PINKERTON, H., 1998. Formation of lava tubes and extensive flow field during the 1991-93 eruption of Mount Etna. *J. Geophys. Res.* 103, 27291 – 27302.

CANDE, S.C., KENT, D., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 100, 6093 – 6095.

CANDE, S.C., LESLIE, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *J. Geophys. Res.* 91, 471 – 496.

CAS, R.A.F., WRIGHT, J.V., 1988. *Volcanic Successions*. Chapman & Hall, London, p. 528.

CHOUET, B., HAMISEVICZ, N., MCGETCHIN, T.R., 1974. Photoballistics of volcanic jet activity at Stromboli, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 32, 4961 – 4976.

CORAZZATO, C., TIBALDI, A., 2006. Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158, 177 – 194.

CORBELLA, H., 1999a. Quimismo de las volcanitas de Pali Aike, Patagonia Austral In: XIV Congreso Geológico Argentino, Actas, II, 269 – 272.

CORBELLA, H., 1999. Dataciones razónmétricas en Pali Aike, Patagonia Austral. In: Actas, XIII Congreso Geológico Argentino II, 269 – 272.

CORBELLA, H., CHELOTTI, L., POMPISIELLO, C., 1996. Neotectónica del rift Jurásico austral en Pali Aike, Patagonia Extrandina, Santa Cruz, Argentina. In: XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, II, 383 – 393.

CUNNINGHAM, W.D., DALZIEL, I.W.D., LEE, T.I., LAWVER, L.A., 1995. Southernmost South America-Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma. Implications for tectonic evolution of the Scotia Arc region. *J. Geophys. Res.* 100, 8257 – 8266.

DALZIEL, I.W.D., DE WIT, M.J., PALMER, K.F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 5464, 291 – 294.

DIRAISON, M., COBBOLD, P.R., GAPAIS, D., ROSSELLO, E.A., 1997. Magellan Strait: part of the Neogene rift system. *Geology* 25 (8), 703 – 706.

D´ORAZIO, M., AGOSTINI, S., MAZZARINI, F., INNOCENTI, F., MANETTI, P., HALLER, M.J., LAHSEN, A., 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: Slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* 321, 407 – 427.

D´ORAZIO, M., AGOSTINI, S., INNOCENTI, F., MANETTI, P., HALLER, M.J., MAZZARINI, F., 2001. Slab-window related magmatism from the southernmost South America: The Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (~52°S, Argentina-Chile). *Lithos* 57, 67 – 89.

D'ORAZIO, M., INOCENTI, F., MANETTI, P., HALLER, M.J., 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44°30' – 52°S): A review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4), 525 – 538.

FAGENTS, S.A., WILSON, L., 1993. Explosive volcanic eruptions: VII. The range of pyroclasts ejected in transient explosions. *Geophys. J. Int.* 113, 359 – 370.

ELLIOT, T., 2003. Tracers of the slab. In: Eiler J. (Ed.), *Inside the subduction factory*. AGU Geophys. 138, 23 – 45.

FARFÁN, L., 1994. *Geología Estructural de la Península Brunswick, Región de Magallanes, Chile*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Memoria, Santiago.

FEDETOV, S.A., KOVALEV, G.N., MARKHININ, Y.K., SLEZIN, Y.B., TSYURUPA, A.I., GUSEV, N.A., ANDREYEV, V.I., LEONOV, V.L., OVSYANNIKOV, A.A., 1983. Chronology and features of the Southern Breakthrough of the Great Tolbachik fissure eruption 1975 - 1976. Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 11 – 26.

FUENZALIDA, R., 1965. *Clima de Chile*. CORFO, Santiago, Chile.

FUTA, K., STERN, C.R., 1988. Sr and Nd isotopic and trace element composition of Quaternary volcanic centers of southern Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 253 – 263.

GALEAZZI, J.S., 1998. Structural and stratigraphic evolution of the Western Malvinas Basin, Argentina. *American Assoc. of Petrol. Geol. Bull.* 82, 596 – 636.

GORRING, M.L., KAY, S.M., ZEITLER, P.K., RAMOS, V.A., RUBIOLLO, D., FERNANDEZ, M.I., PANZA, J.L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16 (1), 1 – 17.

GUST, D.A., BIDDLE, K.T., PHELPS, D.W., ULIANA, M., 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in South America. *Tectonophysics* 116, 223 – 253.

HALPERN, M., 1973. Regional Geochronology of Chile South of 50° Latitude. Geol. Soc. Of Am. Bull. 84, 2407 – 2422.

HARAMBOUR, S., 1998. Structural evolution of the Magallanes Block, Magallanes (Austral) basin, offshore Argentina, Southern Atlantic: MSc Thesis Toyall Holloway, University of London, 136.

HARAMBOUR, S., SOFFIA, J.M., 1988. Evaluación geológica y Petrolera del extreme Norte de Ultima Esperanza, Empresa Nacional del Petróleo (informe interno) 180.

HEAD, J.W., WILSON, L., 1987. Lava fountain heights at Pu' u' O'o, Kilauea, Hawaii: indicators of amount and variations of exsolved magma volatiles. J. Geophys. Res. 92, 13715 – 13719.

HEAD, J.W., WILSON, L., 1989. Basaltic pyroclastic eruptions: influence of gas –release patterns and volume fluxes on fountain structure, and formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows. J. Volcanol. Geotherm. Res. 37, 261 – 271.

HEAD, J.W., WILSON, L., 2003. Deep submarine pyroclastic eruption: theory and predicted landforms and deposits. J. Volcanol. Geotherm. Res. 121, 155 – 193.

HEIKEN, G., 1978. Characteristics of tephra from Cinder Cone, Lassen Volcanic National Park, California. Bull. Volcanol. 41 – 2, 119 – 130.

HIBBARD, M.J., 1995. Petrology to Petrogenesis. Prentice-Hall, New Jersey.

HIROSE, K., KUSHIRO, I., 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. Earth Planet. Sci. Lett. 114, 477 – 489.

HOUGHTON, B.F., WILSON, C.J.N., 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits. Bull. Volcanol. 51, 451 – 462.



IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523 – 548.

JAUPART, C., VERGNIOLE, S., 1988. Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions. *Nature* 311, 58 – 60.

KLEPEIS, K.A., 1994. The Magallanes and Deseado fault zones, major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *J. Geophys. Res.* 99, 22001 – 22014.

KEMPTON, P.D., LOPEZ-ESCOBAR, L., HAWKESWORTH, C.J., PEARSON, G. WARE, A.J., 1998a. Spinel +- Garnet Lherzolite Xenoliths from Pali Aike, Part 1. Petrography, Mineral Chemistry and Geothermobarometry, in press.

KEMPTON, P.D., HAWKESWORTH, C.J., LOPEZ-ESCOBAR, L., WARE, A.J., 1998b. In: Spinel +- Garnet Lherzolite Xenoliths from Pali Aike, Part 2. Trace Element and Isotopic Evidence Bearing on the Evolution of Litospheric Mantle Beneath Southern Patagonia, in press.

KLEIN, E.M., KARSTEN, J.L., 1995. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge. *Nature* 374, 52 – 57.

LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISSEN, A., ZANETTIN, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745 – 750.

LLAMBIAS, E.J., 2001. Complejos magmáticos Triásicos al norte de los 40°S. In: Artabe, A.E., Morel, E.M., Zamuner, A.B. (eds) *El sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata “Francisco Pascasio Moreno”, La Plara, Argentina, 55-68.

MAZZARINI, F., D’ORAZIO, M., 2003. Spatial distribution of cones and satellite-detected lineaments in the Pali Aike Volcanic Field (southernmost Patagonia): insights into tectonic setting of a Neogene rift system. *J. of Volcanol. Geotherm. Res.* 125, 291 – 305.

MCDONOUGH, W.F., SUN, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223 – 253.

MCGETCHIN, T.R., SETTLE, M., CHOUET, B.A., 1974. Cinder cone growth modeled after Northeast Crater, Mount Etna, Sicily. *J. Geophys. Res.* 79, 3257 – 3272.

MCKENZIE, F., O'NIONS, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.* 32, 1021 – 1091.

MEGLIOLI, A., 1992. Glacial Geology and Geochronology of Southermost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Ph.D. Thesis , Leigh University, Bethlehem, PA.

MEJIA, V, OPDYKE, N.D., VILAS, J.F., SINGER, B.S., STONER, J.S., 2004. Plio-Pleistocene time-averaged field in southern Patagonia recorded in lava flows. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5.

MELLA, P., 2001. Control tectónico en la evolución dela Cuenca de Antepaís de Magallanes, XII Región, Chile. Memoria. Universidad de Concepción, Chile.

MIDDLEMOST, E.A.K., 1975. The basalt clan. *Earth Sci. Rev.* 11, 337 – 364.

MPODOZIS, C., 2006. Geología estructural de la Faja Plegada y Corrida del sector chileno de Tierra del Fuego, Andes patagónicos australes. Congreso Geológico Chileno.

MPODOZIS, C., KAY, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31°S). *Revista Geol. de Chile* 17, 153 – 180.

NAKAMURA, K., 1977. Volcanoes as posible indicators of tectonic stress orientation – principal and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 1 – 16.

ORMEROD, D.S., ROGERS, N.W., HAWKESWORTH, C.J., 1991. Melting in the lithospheric mantle: Inverse modeling of alkali-olivine basalts from the Big Pine Volcanic Field, California. *Contrib. Mineral. Petrol.* 108, 305 -317.

PANKHURST, R.J., RILEY, T.R., FANNING, C.M., KELLEY, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the breakup of Gondwana. *Journal of Petrology* 41, 605 – 625.

PARFITT, E.A., 1998. A study of clast size distribution, ash deposition and fragmentation in Hawaiian-style volcanic eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 84, 197 – 208.

PARFITT, E.A., 2004. A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 134, 77 – 107.

PARFITT, E.A., WILSON, L., 1994. The 1983-86 Pu' u' O' o eruption of Kilauea volcano, Hawaii: a study of dike geometry and eruption mechanisms for a long-lived eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59, 179 – 205.

PARFITT, E.A., WILSON, L., 1995. Explosive volcanic eruptions: IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophys. J. Int.* 121, 226 – 232.

PARFITT, E.A., WILSON, L., 1999. A Plinian treatment of fallout from Hawaiian lava fountains. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 67 – 75.

PARFITT, E.A., WILSON, L., NEAL, C.A., 1995. Factors influencing the height of Hawaiian lava fountains: implications for the use of fountain height as an indicator of magma gas content. *Bull. Volcanol.* 57, 440 – 450.

PROUSSEVITCH, A.A., SAHAGIAN, D.L., 1996. Dynamics of coupled diffusive and decompressive bubble growth in magmatic systems. *J. Geophys. Res.* 101, 17447 – 17455.

PELAYO, A.M., WIENS, D.A., 1989. Seismotectonics and relative plate motion in the Scotia Sea region. *J. Geophys. Res.* 94, 7293 – 7320.

RAMOS, V.A., 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. AAPG Bull. 73, 887 – 903.

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

RAMOS, V.A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°-33°S latitude). In: Reutter, K.-J., Scheuber, E., Wigger, P. (eds). Tectonics of the Southern Central Andes. Springer, Berlin, 249 – 261.

RICCARDI, A.C., 1976. Paleontología y edad de la Formación Springhill. Congreso Geol. Chileno I, Actas, C41 – C54.

RICHTER, D.H., EATON, J.P., MURATA, K.J., AULT, W.U., KRIVOY, H.L., 1970. Chronological narrative of the 1959 - 60 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 537-E, 1 – 73.

RODRIGUEZ, J., 2009. Sistema Nacional de Áreas Protegidas del Estado. CONAF, inédito.

SCHILLING, M., 2009. Geoparques y Geositios: posibilidades de educación, difusión y valoración del patrimonio geológico a través del Geoturismo en Chile. Inédito.

SELF, S., SPARKS, R.S.J., BOOTH, B., WALKER, G.P.L., 1974. The 1973 Heimaey Strombolian scoria deposit, Iceland. Geol. Mag. 111, 539 – 548.

SELF, S., 1976. The recent volcanology of Terceira, Azores. J. Geol. Soc. (Lond.) 132, 645 – 666.

SHERVAIS, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett. 59, 101 – 118.

SKARMETA, J., CASTELLI, J.C., 1997. Intrusión sintectónica del Granito de las Torres del Paine, Andes patagónicos de Chile. Rev. Geol. de Chile 24, 55 – 74.

SKEWES, M.A., STERN, C.R., 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 6, 3 – 25.

SKEWES, M.A., 1980. Estudio petrológico y geoquímico de los basaltos e inclusiones ultramáficas del Campo Volcánico Pali Aike, XII Región, Chile. Memoria. Universidad de Chile, Chile.

SOFFIA, J.M., HARAMBOUR, S., 1989. La Cuenca de Magallanes y la faja plegada y corrida de Ultima Esperanza: modelo de evolución geológica. *Revista Minerale* 44, 5 – 21.

SPARKS, R.S.J., 1978. The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 3, 1 – 37.

STERN, C.R., 2007. The Pali Aike Volcanic Field and Morro Chico volcanic neck in Southernmost Chile. *Geosur: Field guide to main geological features of extra Andean Patagonia and the eastern slope of the Andes, including Pali Aike and Torres del Paine parks, Southern Chile*, 1 – 8.

STERN, C.R., FREY, F.A., FUTA, K., ZARTMAN, R.E., PENG, Z., KYSER, T.K., 1990. Trace-element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalt of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 294 – 308.

STERN, C.R., FUTA, K., SAUL, S., SKEWES, M.A., 1986. Ultramafic xenoliths from the Pali-Aike basalts: implications for the nature and evolution of the subcontinental lithosphere below southern South America. In: Smith, C.B. (Ed.), *Fourth International Kimberlite Conference. Abstracts*, *Geol. Soc. of Austral.* 16, 343 – 345.

STERN, C.R., SAUL, S., SKEWES, M.A., FUTA, K., 1989. Garnet peridotite xenoliths from the Pali Aike basalts of southernmost South America. *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.* 14, 735 – 744.

STERN, C.R., KILIAN, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 263 – 281.

STERN, C.R., KILIAN, R., OLKER, B., HAURI, E.H., KYSER, T.K., 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (<100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos* 48, 217 – 235.

STIPANICIC, P.N., 2001. Antecedentes geológicos y paleontológicos . In: Artabe, A.E., Morel, E.M., Zamuner, A.B. (eds). *El sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata “Francisco Pascasio Moreno”, La Plata, Argentina, 1 – 21.

SUN, S.S., MCDONOUGH, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts, implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 42, 313 – 345.

SWANSON, D.A., DUFFIELD, W.A., JACKSON, D.B., PETERSON, D.W., 1979. Chronological narrative of the 1969 - 71 Mauna Ulu eruption of Kilauea volcano, Hawaii. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1056, 1 – 55.

SYLVESTER, A.G., 1988. Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1666 – 1703.

TAKADA, A., 1994. The influence of the regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *J. Geophys. Res.* 99, 13563 – 13573.

THOMAS, N., JAUPART, J., VERGNIOLE, S., 1994. On the vesicularity of pumice. *J. Geophys. Res.* 99, 15633 – 15644.

TIBALDI, A., 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *J. Geophys. Res.* 100 (B12), 24521 – 24535.

TURCOTTE, D.L., SCHEUBERT, G., 1982. *Geodynamics of Continuum Physics to Geological Problems*. Wiley, New York, 450.

ULIANA, M.A., BIDDLE, K.T., PHELPS, D.W., GUST, D.A., 1986. Significado del volcanismo y extension mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 40, 231 – 253.

URIEN, C.M., ZAMBRANO, J.J., YRIGOYEN, M.R., 1995. Petroleum basins of southern South America, an overview. In: Tankard, A.J., Soruco, R.S., Welsink, H.J., (Eds.), *Philos. Trans. R. Soc. London* 342, 137 – 153.

VERGNOLLE, S., JAUPART, J., 1986. Separated two-phase flow and basaltic eruptions. *J. Geophys. Res.* 91, 12842 – 12860.

VERGNOLLE, S., BRANDEIS, G., 1996. Strombolian explosions: 1. A large bubble breaking at the surface of a lava column as a source of sound. *J. Geophys. Res.* 101, 20433 – 20447.

WALKER, G.P.L., 1973. Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme. *Geol. Rundsch.* 62, 431 – 446.

WALKER, G.P.L., SELF, S., WILSON, L., 1984. Tarawera 1886, New Zealand – a basaltic Plinian fissure eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 21, 61 – 78.

WEILL, A., BRANDEIS, G., VERGIOLLE, S., BAUDIN, F., BILBILLE, J., FEVRE, J.-F., PIRON, B., HILL, X., 1992. Acoustic sounder measurements of the vertical velocity of volcanic jets at Stromboli volcano. *Geophys. Res. Lett.* 19, 2357 – 2360.

WILSON, L., 1980. Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8, 297 – 313.

WILSON, L., HEAD, J.W., 1981. Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon. *J. Geophys. Res.* 86, 2971 – 3001.

WILSON, L., HEAD, J.W., 1983. A comparison of volcanic eruption processes on Earth, Moon, Mars, Io and Venus. *Nature* 302, 663 – 669.



WILSON, L., HEAD, J.W., 1994. Mars: review and analysis of volcanic eruption theory and relationships to observed landforms. *Rev. Geophys.* 32, 221 – 263.

WILLIAMS, S.N., 1983. Plinian airfall deposits of basaltic composition. *Geology* 11, 211 – 214.

WINSLOW, M.A., 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. In: Craddock, C. (Ed.), *Antarc. Geosci.*, 143-154.

WINSLOW, M.A.M 1983. Clastic dike swarm and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 1073 -1080.

WOLFF, J.A., SUMNER, J.M., 2000. Lava fountains and their products. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 321 – 329.

WOLFE, E.W., NEAL, C.A., BANKS, N.G., DUGGAN, T.J., 1988. Geological observations and chronology of eruptive events. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1463, 1 – 97.

## 8. ANEXOS

**Tabla Anexo 1.** Descripción petrográfica de unidades de CMD.

MUESTRA	ROCA	MINERALES				TEXTURAS						OBSERVACIONES	UNIDAD
		FENOCRIETALES		MASA FUNDAMENTAL	SECUNDARIOS	ROCA		MASA		VESICULAS			
		%	CPX			PORFÍRICA	GLOMEROPORFÍRICA	EMBAHIAMIENTO	INTERSECTAL	POIQUILITICA	%		
SPCMD(M)	Basalto de clinopiroxeno / Spatter	30	100	Plg>Cpx>Op	Oxidos de Fe-Ti y limonita diseminados	X	X	Cpx	X	Plg	80	Elevada presencia de minerales secundarios / presencia de vidrio desvitrificado y fracturamiento de fenocristales	MD1
LCMD(M)	Basalto de clinopiroxeno / Lava	20	100	Plg>Cpx>Op	Oxidos de Fe-Ti y limonita diseminados	X	X	Cpx	X		25	Baja presencia de minerales secundarios / presencia de vidrio desvitrificado, fracturamiento de fenocristales y mayor grado de cristalinidad	MD1
SPCMD	Basalto de clinopiroxeno / Spatter	25	100	Plg>Cpx>Op	Oxidos de Fe-Ti y limonita diseminados	X	X	Cpx	X	Plg	35	No hay presencia de vidrio desvitrificado / fracturamiento de fenocristales	MD2
TCMD_1	Basalto de clinopiroxeno / Tefra	25	100	Plg>Cpx>Op	Oxidos de Fe-Ti y limonita diseminados	X	X	Cpx	X		55	Baja presencia de minerales secundarios / presencia de vidrio desvitrificado y fracturamiento de fenocristales	MD2
TCMD_2	Basalto de clinopiroxeno / Tefra	25	100	Plg>Cpx>Op	Oxidos de Fe-Ti y limonita diseminados	X	X	Cpx	X		55	Baja presencia de minerales secundarios / presencia de vidrio desvitrificado y fracturamiento de fenocristales	MD2
LACMD	Basalto de clinopiroxeno / Lava	25	100	Plg>Cpx>Op	Oxidos de Fe-Ti y limonita diseminados	X	X	Cpx	X		30	No hay presencia de vidrio desvitrificado / fracturamiento de fenocristales	LD1
LRCMD_1	Basalto de clinopiroxeno / Lava	25	100	Plg>Cpx>Op	Oxidos de Fe-Ti y limonita diseminados	x	x	Cpx	x	Plg	30	Baja presencia de minerales secundarios / presencia de vidrio desvitrificado y fracturamiento de fenocristales	LD2
LRCMD_2	Basalto de clinopiroxeno / Lava	30	100	Plg>Cpx>Op	Oxidos de Fe-Ti y limonita diseminados	X	X	Cpx	X	Plg	30	Baja presencia de minerales secundarios / presencia de vidrio desvitrificado y fracturamiento de fenocristales	LD2

**Tabla Anexo 2.** Elementos mayores óxidos representados en wt% y elementos trazas en ppm de unidades de CMD.

<b>ELEMENTOS MAYORES CON VOLATILES</b>																	
MUESTRA	UTM N	UTM E	UNIDAD	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PPC	TOTAL
LRCMD	4226451	452110	LD2	46.15	2.81	12.00	3.91	8.52	13.37	0.17	10.24	9.71	2.80	1.31	0.66	1.33	100.55
LPD	4225845	453117	LD2	46.60	2.80	11.59	2.28	10.00	13.38	0.17	10.98	9.88	2.70	1.23	0.65	0.71	100.69
LACMD	4227151	453858	LD1	45.40	2.86	11.90	2.31	10.12	13.54	0.17	10.64	10.25	2.96	1.28	0.66	1.14	100.80
SPCMD	4226772	453654	MD2	45.00	2.72	11.58	8.37	3.88	12.68	0.17	10.03	9.67	3.03	1.46	1.18	2.47	99.99
TCMD	4226951	453951	MD2	47.30	2.67	11.85	3.05	8.52	12.51	0.17	10.66	9.90	2.84	1.39	0.66	0.54	100.49
LCMD(M)	4226675	453973	MD1	47.19	2.71	11.72	6.55	5.56	12.72	0.17	10.95	10.13	2.58	1.07	0.56	0.4	100.20
SPCMD(M)	4226784	454150	MD1	46.30	2.66	11.62	7.58	4.20	12.24	0.17	10.56	9.80	2.65	1.13	0.98	1.89	100.00

<b>ELEMENTOS MAYORES SIN VOLATILES</b>																	
MUESTRA	UTM N	UTM E	UNIDAD	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TOTAL	
LRCMD	4226451	452110	LD2	46.51	2.83	12.09	3.94	8.59	13.47	0.17	10.32	9.79	2.82	1.32	0.67	100.00	
LPD	4225845	453117	LD2	45.55	2.87	11.94	2.32	10.15	13.59	0.17	10.68	10.28	2.97	1.28	0.66	100.00	
LACMD	4227151	453858	LD1	46.15	2.79	11.87	8.58	3.98	13.00	0.17	10.29	9.92	3.11	1.50	1.21	100.00	
SPCMD	4226772	453654	MD2	47.32	2.67	11.86	3.05	8.52	12.51	0.17	10.67	9.91	2.84	1.39	0.66	100.00	
TCMD	4226951	453951	MD2	47.28	2.72	11.74	6.56	5.57	12.75	0.17	10.97	10.15	2.59	1.07	0.56	100.00	
LCMD(M)	4226675	453973	MD1	47.19	2.71	11.84	7.73	4.28	12.48	0.17	10.76	9.99	2.70	1.15	1.00	100.00	
SPCMD(M)	4226784	454150	MD1	46.61	2.80	11.59	2.28	10.00	13.38	0.17	10.98	9.88	2.70	1.23	0.65	100.00	

<b>ELEMENTOS TRAZAS</b>																									
MUESTRA	UTM N	UTM E	UNIDAD	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Sc	Y	Zn	Co	Ni	Ba	Cr	V	Cu	Sr	Zr
LRCMD	4226451	452110	LD2	29	61	33	7.52	2.31	6.17	5.03	0.76	1.56	1.55	0.22	22	23	102	52	264	357	332	210	45	584	195
LPD	4225845	453117	LD2	31	61	34	7.85	2.42	7.93	5.06	0.85	1.65	1.64	0.26	21	23	100	52	280	340	361	210	46	591	195
LACMD	4227151	453858	LD1	30	60	33	7.85	2.40	7.36	5.05	0.84	1.53	1.53	0.23	22	22	100	52	278	340	336	215	46	613	179
SPCMD	4226772	453654	MD2	28	60	33	7.83	2.34	7.13	5.03	0.85	1.20	1.18	0.17	21	23	104	50	257	330	317	205	58	625	144
TCMD	4226951	453951	MD2	29	57	31	7.24	2.23	6.78	4.80	0.83	1.35	1.29	0.19	22	23	105	53	271	340	344	210	44	617	200
LCMD(M)	4226675	453973	MD1	31	63	35	8.18	2.50	7.71	5.16	0.90	1.55	1.50	0.23	21	22	99	51	254	304	349	206	40	584	170
SPCMD(M)	4226784	454150	MD1	30.0	62.0	33.0	7.94	2.48	7.56	5.10	0.89	1.33	1.25	0.20	21	23	101	51	252	301	336	208	42	623	156