



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

FACTORES FORZANTES DEL VOLCANISMO
MONOGENÉTICO EN EL GRUPO VOLCÁNICO
CARRÁN-LOS VENADOS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FRANCISCO ALBANO BUCCHI MORALES

PROFESOR GUÍA:
LUIS E. LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISION:
FRANCISCO GUTIERREZ FERRER
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

SANTIAGO DE CHILE
ABRIL 2013

Resumen

Entre los 39° y 41,5°S, en la Zona Volcánica Sur, coexisten dos estilos de volcanismo: el poligenético, que da origen a estratovolcanes, y el monogenético, que configura campos volcánicos distribuidos. El objetivo de esta memoria es estudiar el volcanismo monogenético del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (GVCLV), evaluando los factores que controlarían el estilo del volcanismo, en contraste al volcanismo poligenético del contiguo Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (CVPCC). Para hacer esto se utilizaron métodos estadísticos y un enfoque cuantitativo.

El Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (GVCLV) tiene las características típicas de un campo volcánico distribuido: está compuesto por alrededor de 70 pequeños conos de piroclastos y maares, alineados en una franja de rumbo N60-70°E, casi todos monogenéticos, emplazados en la intersección de la ZFLO (N10°E) y la falla Futrono (N130°E). Su composición química es basáltica y andesítica basáltica.

Los factores que se evaluaron son (1) el estado de stress de la corteza, inferido a partir del estudio estadístico de la distribución de los centros eruptivos menores (CEM), (2) el origen y evolución de las magmas del GVCLV, y su relación con las estructuras presentes en la zona, a través del estudio de sus características químicas y de su distribución en la zona de estudio, y (3) la posibilidad de la existencia de una cámara magmática somera, utilizando los resultados de un modelo de balance de entalpía.

El estudio estadístico de la distribución de los CEM confirma que éstos se alinean en una franja N67°E. Se infiere que esta zona está sometida a extensión, y se sugiere que en la corteza superior el ascenso de los magmas está controlado por un sistema de fracturas tensionales de rumbo NE. El estudio geoquímico del GVCLV sugiere para sus magmas un origen de manto astenosférico sin granate, cuyos magmas evolucionan principalmente por cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno. Además, los magmas más primitivos se encuentran en los CEM emplazados sobre la ZFLO. Por último, la tasa de suministro magmático se estimó insuficiente para que se genere una cámara magmática somera asociada al GVCLV, según un modelo de balance de entalpía.

En conjunto, estos resultados permiten proponer un modelo del sistema magmático del GVCLV. Los basaltos primitivos ascenderían hasta el límite corteza-manto, en donde evolucionarían siguiendo trayectorias particulares de diferenciación. Luego, pequeños pulsos de magma ascenderían desde la corteza inferior a través de diques que aprovechan la ZFLO, y que en la corteza superior son capturados por un sistema de fracturas tensionales de rumbo N60-70°E, permitiendo el ascenso hasta la superficie. Según la 'Teoría de Interacción de Fracturas', los pequeños volúmenes de magma y el contexto extensional impiden que se forme un conducto estable de ascenso de magma, produciendo volcanismo monogenético. Por otro lado, el contexto compresivo y la existencia de una cámara magmática asociada generarían el volcanismo poligenético en el CVPCC. Se propone que la coexistencia de volcanismo monogenético y poligenético en la ZVS se explica por la conjugación de dos factores: la tasa de suministro de magma y la interacción de la arquitectura cortical con el campo de stress imperante.

*Dedicado a mi primo Juan Pablo
y a mi amigo Pedro Chang*

Tabla de contenido

1. Introducción	1
1.1. Formulación del problema	1
1.1.1. Campos Volcánicos Distribuidos	4
1.2. Objetivos	5
1.2.1. Objetivo General	5
1.2.2. Objetivos Específicos	5
1.3. Hipótesis de trabajo	5
1.4. Metodología	6
1.5. Ubicación y Accesos	6
1.6. Fisiografía	7
1.7. Agradecimientos	8
2. Marco Geológico y Tectónico Regional	9
2.1. Marco Geológico	9
2.1.1. Paleozoico	9
2.1.2. Mesozoico	11
2.1.3. Cenozoico	11
2.2. Marco estructural	12
2.2.1. Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO)	13
2.2.2. Fallas de rumbo N50°E	13
2.2.3. Alineamientos volcánicos	14
2.3. Geología del Grupo Volcánico Carrán - Los Venados	14
2.3.1. Centros Eruptivos Los Venados y Carrán (Holoceno)	15
2.3.2. Volcanes periféricos: Los Guindos y Media Luna	17

2.3.3. Estilo eruptivo	17
3. Estimación cualitativa del estado de stress cortical en la zona del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados	18
3.1. Introducción	18
3.2. Distribución espacial de los eventos volcánicos	20
3.2.1. Metodologías existentes	20
3.2.2. Identificación de un evento volcánico	20
3.3. Método kernel de estimación de densidad	21
3.3.1. Fundamento Matemático	21
3.3.2. Cómo aplicar el método de estimación de densidad kernel	25
3.3.3. Otras opciones de análisis: Programa Paleontological Statistics	26
3.4. Resultados	26
3.4.1. Análisis de Sensibilidad	28
4. Geoquímica del GVCLV y estudio de la distribución espacial de sus características químicas	32
4.1. Introducción	32
4.2. Análisis químicos	32
4.2.1. Estudios anteriores	33
4.3. Diagramas de variación	35
4.4. Distribución espacial de las características geoquímicas	36
4.5. Conclusiones de este capítulo	39
5. El sistema magmático del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados	40
5.1. Introducción	40
5.2. Perturbación termal de la corteza y modelo de balance de entalpía	41
5.2.1. Justificación de la utilización del modelo de balance de entalpía de Annen (2009) en el caso de estudio	42
5.3. Estimación de la tasa de suministro de magma y cálculo de la tasa de producción volcánica	44
5.3.1. Volumen de magma eruptado por el GVCLV	44
5.4. Resultados	46

6. Discusión	49
6.1. Origen de los magmas del GVCLV	49
6.2. Influencia del basamento en la evolución de los magmas	50
6.3. Evolución y ascenso de los magmas del GVCLV	51
6.4. Sistema alimentador del GVCLV	52
6.5. Volcanismo monogenético v/s poligenético en el GVCLV - CVPCC: ¿Cuál es el factor dominante?	55
6.6. El estilo del volcanismo en la ZVSC y ZVSS	56
6.7. ¿Cómo explicar la presencia de una cámara magmática somera asociada el CVPCC?	57
6.8. Locus del volcanismo en el GVCLV	58
7. Conclusiones	61
8. Referencias	63
9. Anexos	69
9.1. Anexo 1. Coordenadas de las muestras relocalizadas	70
9.2. Anexo 2. Porcentaje en peso de óxidos de elementos mayores	72
9.3. Anexo 3. Concentracion de elementos menores y trazas	74

Índice de figuras

1.1. Volcanes de la Zona Volcánica Sur (33°-47°S) y principales estructuras presentes en la zona.	3
1.2. Grafico de stress diferencial vs tasa de producción volcánica.	4
1.3. Mapa de ubicacion y accesos del Grupo Volcánico Carrán Los Venados (GV-CLV).	7
2.1. Mapa geologico de la Cordillera de los Andes entre los 40° y 40°30'S.	10
2.2. Mapa geológico del GVCLV.	16
3.1. Dificultades en la elección del alineamiento correcto.	19
3.2. Fotografías de los centros de emisión del GVCLV.	22
3.3. Centros de emisión identificados en el GVCLV.	23
3.4. Mapa de densidad de CEM en el GVCLV.	27
3.5. Sensibilidad del método kernel de estimación de densidad espacial ante el parámetro H.	29
3.6. Sensibilidad del método kernel de estimación de densidad espacial ante el número de eventos	30
4.1. Ubicación de las muestras analizadas en este estudio	33
4.2. Diagrama TAS de LeBas <i>et al.</i> (1986).	34
4.3. Diagrama de tierras raras normalizado a condrito.	35
4.4. Diagrama multielementos normalizado a condrito.	35
4.5. Gráfico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	35
4.6. Gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs SiO_2 (% en peso).	35
4.7. Gráfico La vs SiO_2 (% en peso).	36
4.8. Gráfico Nd vs SiO_2 (% en peso).	36

4.9. Mapas geoquímicos del GVCLV.	38
5.1. Estilos de volcanismo y sistemas volcánicos.	41
5.2. Sección transversal de la mitad de un plutón modelado por Annen (2009)	42
5.3. Resultados de la simulación numérica de Annen (2009)	43
5.4. Cálculo del volumen del GVCLV.	45
5.5. Porción eruptable del intrusivo producido con los valores de r_{in} del GVCLV	48
6.1. Posibles relaciones entre fracturas de tensión y/o fallas, y centros eruptivos menores alineados.	53
6.2. Modelo propuesto para el sistema volcánico del GVCLV y CVPCC.	54
6.3. Cambios en el locus del volcanismo.	59
9.1. Lista de muestras analizadas, con la ubicación original y la ubicación relo- calizada.	70
9.2. Porcentaje en peso de óxidos de elementos mayores.	72
9.3. Concentracion de elementos menores y trazas en ppm.	74

Capítulo 1

Introducción

1.1. Formulación del problema

Entre los 39° y 41,5°S, en la Zona Volcánica Sur (ZVS), coexisten dos estilos de volcanismo: el poligenético, representado por estratovolcanes, y el monogenético, representado por campos volcánicos distribuidos. Esta arquitectura, con sus composiciones implícitas, se ha descrito y estudiado en otros arcos volcánicos, como el de Nueva Zelanda (Németh, 2012), México (Alaniz-Álvarez, 1998) y Japón (Kiyosugi, 2010).

En este segmento de la ZVS, los centros poligenéticos han emitido lavas de composición basáltica a riolítica, y forman indistintamente cadenas volcánicas NE y NW (López-Escobar *et al.*, 1995; Cembrano y Lara, 2009). Por otro lado, los volcanes monogenéticos han emitido predominantemente basaltos y se organizan en cadenas transversales de rumbo NE o forman alineamientos NS sobre la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). La ocurrencia de campos de volcanes monogenéticos se da exclusivamente dentro de los límites de la ZFLO, lo que sugiere una importante influencia de esta gran estructura en el estilo de volcanismo en la ZVS (Figura 1.1).

Un rasgo notable en la zona de estudio es la alternancia de zonas con volcanismo poligenético (Villarrica-Quetrupillán-Lanín, Mocho-Choshuenco, Puyehue-Cordon Caulle, Osorno-Puntiagudo) y campos de volcanismo monogenético (Caburgua-Huelemolle, Fui, Carran-Los Venados, Antillanca, Cayutue-La Viguería) (Figura 1.1).

La ocurrencia de estos dos estilos de volcanismo ha sido estudiada usando distintas hipótesis de trabajo. Durante los años '90 se realizaron estudios en la ZVS bajo la hipótesis de que los campos de volcanes monogenéticos constituían una etapa inicial en la construcción de estratovolcanes (Proyecto Fondecyt 1940431, 1994). De mayor aceptación es la perspectiva que considera el desarrollo de distintos estilos de volcanismo como consecuencia de factores que influyen en la génesis y ascenso de los magmas, sin establecer una relación evolutiva entre volcanismo monogenético y poligenético. Fedotov (1981) postuló que el volcanismo poligenético se debe a altas tasas de suministro de magma, mientras el volcanismo monogenético en campos volcánicos se debe a bajas tasas de suministro de magma. Nakamura (1986) observó que generalmente los campos de centros monogenéticos se encuentran en zonas de tectónica extensional.

El primer autor que formuló un esquema general para explicar el estilo de volcanismo en función de la tectónica y la tasa de suministro de magma fue Takada (1994). Así, el volcanismo poligenético se produciría en condiciones de alto suministro magmático y baja tasa de deformación de la corteza, mientras que el volcanismo monogenético se produce en condiciones de bajas tasas de suministro magmático o cuando la tasa de deformación es alta en relación a la tasa de suministro magmático (Figura 1.2). Takada (1994) explicó esta relación a través de la teoría de interacción de fracturas. Según ella, los diques tienen más probabilidad de coalescer en condiciones de alto suministro magmático y baja tasa de deformación de la corteza, lo que produce que el magma cree rutas de ascenso estables dando origen a volcanismo poligenético. En las condiciones opuestas, la coalescencia de diques es inhibida, favoreciendo el desarrollo de volcanismo monogenético.

Por lo tanto, el estilo del volcanismo dependería de factores propios de la región fuente de los magmas (manto astenosférico) y simultáneamente de las propiedades de la corteza continental que ellos deben cruzar. El estudio sistemático de estos factores en un segmento de arco volcánico acotado, pero suficientemente diverso, puede contribuir a la mejor comprensión de los mecanismos que controlarían el desarrollo de uno u otro estilo de volcanismo.

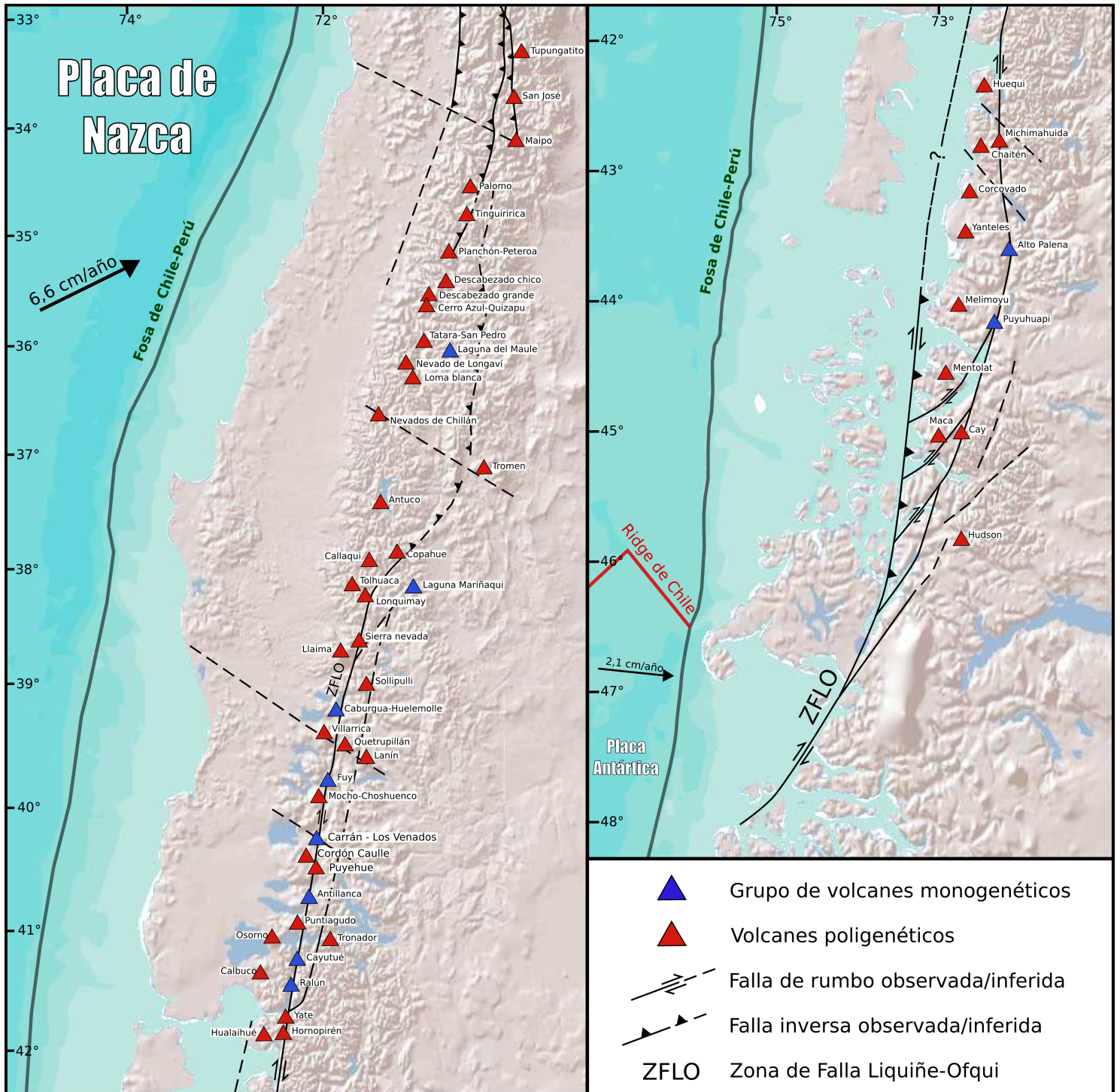


Figura 1.1: Volcanes de la Zona Volcánica Sur (33°-46°S) y principales estructuras presentes en la zona. Entre los 33° y 38°S los volcanes son principalmente poligenéticos, mientras que entre los 38° y 47°S coexisten volcanes poligenéticos y campos de volcanes monogenéticos, coincidiendo con los límites de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). Modificado de Cembrano y Lara (2009).

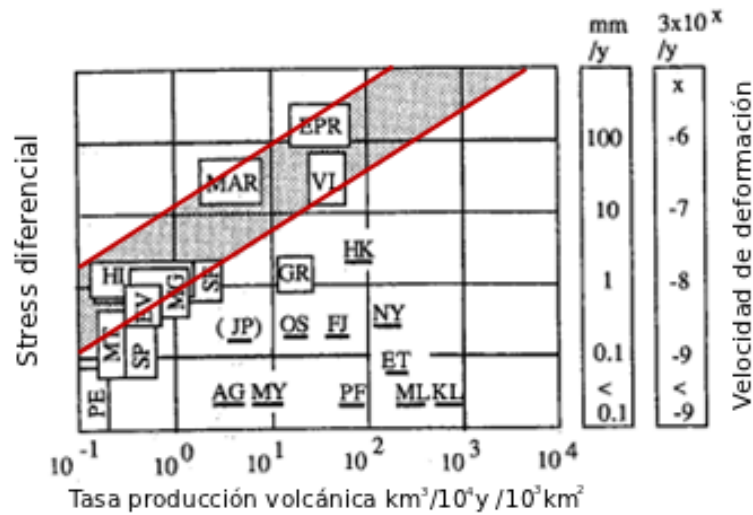


Figura 1.2: Grafico de stress diferencial vs tasa de producción volcánica. Los volcanes monogénéticos se ubican en un 'rift trend' de pendiente positiva, es decir, se producen en condiciones de baja tasa de producción volcánica o alta tasa de deformación en relación a la tasa de producción volcánica. Las siglas en el gráfico indican distintos volcanes. Modificado de Takada (1994).

En este trabajo se considerará como caso de estudio el Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (GVCLV), ubicado contiguo al Complejo Volcánico Puyehue-Cordon Caulle (CVPCC). La cercanía espacial y características contrastantes ambos grupos volcánicos los hacen ideales para el estudio de la coexistencia del estilo de volcanismo monogénético y poligenético en un arco volcánico.

1.1.1. Campos Volcánicos Distribuidos

Frecuentemente, la actividad volcánica conforma campos volcánicos distribuidos en vez de edificios volcánicos únicos de grandes dimensiones. Los campos volcánicos comprenden volcanes pequeños ($< 1 \text{ km}^3$), del tipo conos de ceniza, maares, conos de toba, anillos de toba, pequeños volcanes de escudo y domos de lava (Connor y Conway, 2000). Estos volcanes son principalmente basálticos y cada uno es producido por un único episodio de actividad volcánica, por lo que se les llama *monogénéticos*. Ocasionalmente, los volcanes monogénéticos presentan una reactivación de la actividad volcánica, por lo que es preferible hablar de centros eruptivos menores (CEM).

Dentro de los campos volcánicos, los volcanes monogénéticos comúnmente forman *clusters* o constituyen cadenas lineales que siguen rasgos tectónicos. Aunque las erupciones suelen ser de pequeños volúmenes ($< 0,1 \text{ km}^3$), en periodos de cientos de miles a millones

de años la actividad volcánica monogenética puede resultar en extensos campos que contienen desde cientos a miles de volcanes individuales, y con volúmenes acumulados que se aproximan a los de volcanes poligenéticos (Connor y Conway, 2000).

Las características físicas fundamentales de los campos volcánicos son (1) el alto número de *vents* o lugares de salida de magma, (2) la baja tasa de recurrencia de las erupciones, (3) la distribución, comúnmente heterogénea, de los centros eruptivos y (4) su relación con características tectónicas, como fallas, cuencas y zonas de rift (Connor y Conway, 2000).

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Comprender los factores que controlarían la ocurrencia de volcanismo monogenético en la Zona Volcánica Sur, tomando como caso de estudio el Grupo Volcánico Carrán-Los Venados.

1.2.2. Objetivos Específicos

1. Evaluar cualitativamente el estado de stress de la corteza en la zona del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (GVCLV).
2. Comprender los procesos involucrados en la fuente, evolución y ascenso de los magmas del GVCLV.
3. Evaluar la posibilidad de la existencia de un reservorio magmático asociado a este grupo volcánico.

1.3. Hipótesis de trabajo

El estilo de volcanismo (monogenético y poligenético) está condicionado simultáneamente por factores propios de la fuente astenosférica y de la corteza continental. En el caso de estudio, los campos monogenéticos se desarrollarían exclusivamente en zonas de baja tasa de suministro magmático que subyacen a dominios extensionales de la corteza en el arco volcánico.

1.4. Metodología

1. Mapeo de centros eruptivos menores usando fotografías aéreas, imágenes satelitales y mapas preexistentes. Uso de un código computacional para hacer un análisis estadístico de la distribución de los centros eruptivos menores en el GVCLV. De esta forma se pretende cumplir con el Objetivo Específico N°1.
2. Recolección de diecisiete muestras de lava y escoria del GVCLV durante dos campañas de terreno. Posterior análisis químico de las muestras, estudio geoquímico y análisis de la distribución espacial de las características químicas del GVCLV. De esta forma se pretende cumplir con el Objetivo Específico N°2.
3. Cálculo del volumen del GVCLV, estimación de la tasa de producción volcánica y estimación de la tasa de suministro de magma. Utilización de los resultados de un modelo de balance de entalpía. De esta forma se pretende cumplir con el Objetivo Específico N°3.

1.5. Ubicación y Accesos

El GVCLV se ubica en la comuna de Lago Ranco, Provincia de Ranco, Región de Los Ríos, alrededor de los $40,35^{\circ}\text{S}/72,10^{\circ}\text{W}$ (Figura 1.3). Cubre un área de 160 km^2 , aproximadamente. Se puede acceder a la zona a través de la Ruta 5 Sur, pasando por las localidades de Paillaco y Futrono, en la ribera norte del Lago Ranco. Luego se llega a la localidad de Riñinahue a través de camino pavimentado, accediendo desde ahí a la zona de Carrán-Los Venados a través de caminos ripiados o de tierra en regular estado. Una ruta de acceso alternativa es a través de la localidad de Lago Ranco, por la ribera sur del Lago Ranco, partiendo desde Río Bueno.

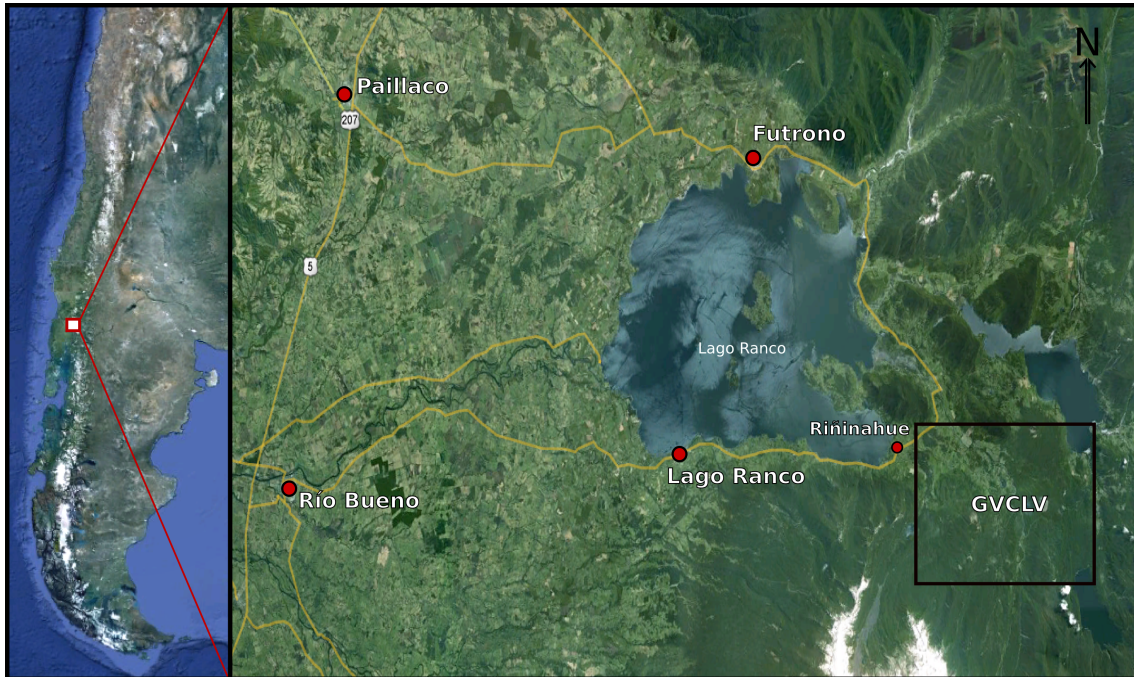


Figura 1.3: Mapa de ubicación y accesos del Grupo Volcánico Carrán Los Venados (GVCLV). Imagen obtenida de Google Earth.

1.6. Fisiografía

La morfología del área de estudio es predominantemente volcánica. Se caracteriza por la presencia de numerosos conos volcánicos de baja altura que en general no superan los 1.000 m.s.n.m. Esta morfología se superpone a los rasgos resultantes de un intenso modelamiento glacial que generó valles en forma de U, cuencas lacustres y voluminosas morrenas que se concentran principalmente en la depresión intermedia. El Lago Ranco es el lago más importante de los generados debido al represamiento producido por las morrenas en la zona de estudio.

El clima de la región es de tipo templado húmedo, con temperatura media anual de 10,5°C y un régimen de precipitación permanente, con un promedio de 4.000 mm anuales (Romero, 1985). La vegetación es del tipo bosque lluvioso valdiviano, el cual se caracteriza por su alta densidad de arbustos, helechos y árboles, dentro de los cuales destacan el alerce, mañío, roble de Chiloé y lenga o coigüe de Magallanes.

1.7. Agradecimientos

Dedico este trabajo a mi familia, quienes me han apoyado incansablemente en todos los pasos, muchas veces erráticos, que me han traído hasta acá. Gracias walo, ene, chica, tina, bata y mami.

Muchas gracias a todos mis amigos y amigas: los del colegio y la universidad, de la política y la sustentabilidad, de la música y las conversaciones, los del sur y los de acá, y a mi muchacha. Me he reído todo lo que he querido con ustedes.

Gracias a mis profesores, por haber fomentado en mí la curiosidad y el deseo de aprender. En especial a mi profesor guía, Luis Lara, por haberme guiado en los senderos de la volcanología y aconsejado en la metodología de la investigación; y a Francisco Gutiérrez y Ángelo Castruccio, por su constante disposición a enseñarme y discutir ideas.

Finalmente, gracias a los funcionarios del Departamento de Geología y de Sernageomin, porque su conocimiento en las esferas de lo administrativo ha permitido que esta memoria se pueda realizar con agrado.

Esta memoria fue financiada por el Proyecto Fondecyt 11070222 'Monogenetic volcanism: Tectonic and Magmatic controls for magma ascent by crustal crack interactions', y es un aporte al Programa de Riesgos Volcánicos del Servicio Nacional de Geología y Minería.

Capítulo 2

Marco Geológico y Tectónico Regional

2.1. Marco Geológico

La geología de la zona de estudio fue publicada por Campos *et al.* (1998). El mapa geológico de la zona se muestra en la Figura 2.1.

2.1.1. Paleozoico

El Paleozoico está representado en la zona por el Complejo Metamórfico Trafún y el Batolito Futrono-Riñihue.

El Complejo Metamórfico Trafún (Devónico-Carbonífero inferior) es la unidad más antigua de la Cordillera Principal de los Andes, entre los 39° y 40,5° S. Corresponde a rocas sedimentarias afectadas por un bajo grado de metamorfismo, principalmente metagrauvascas y metareniscas. Aflora al norte del lago Ranco, en el valle del río Trafún, y en la costa de algunas islas del lago Ranco (Campos *et al.*, 1998). Por otro lado, el Batolito Futrono-Riñihue (Carbonífero-Pérmico, *ca.* 300 Ma) corresponde a granitos, granodioritas y tonalitas que se distribuyen en forma casi continua desde el lago Calafquén, por el norte, hasta el Lago Ranco, por el sur (Rodríguez, 1999). Su composición es calcoalcalina, matealuminosa y con alto potasio (Campos *et al.*, 1998).

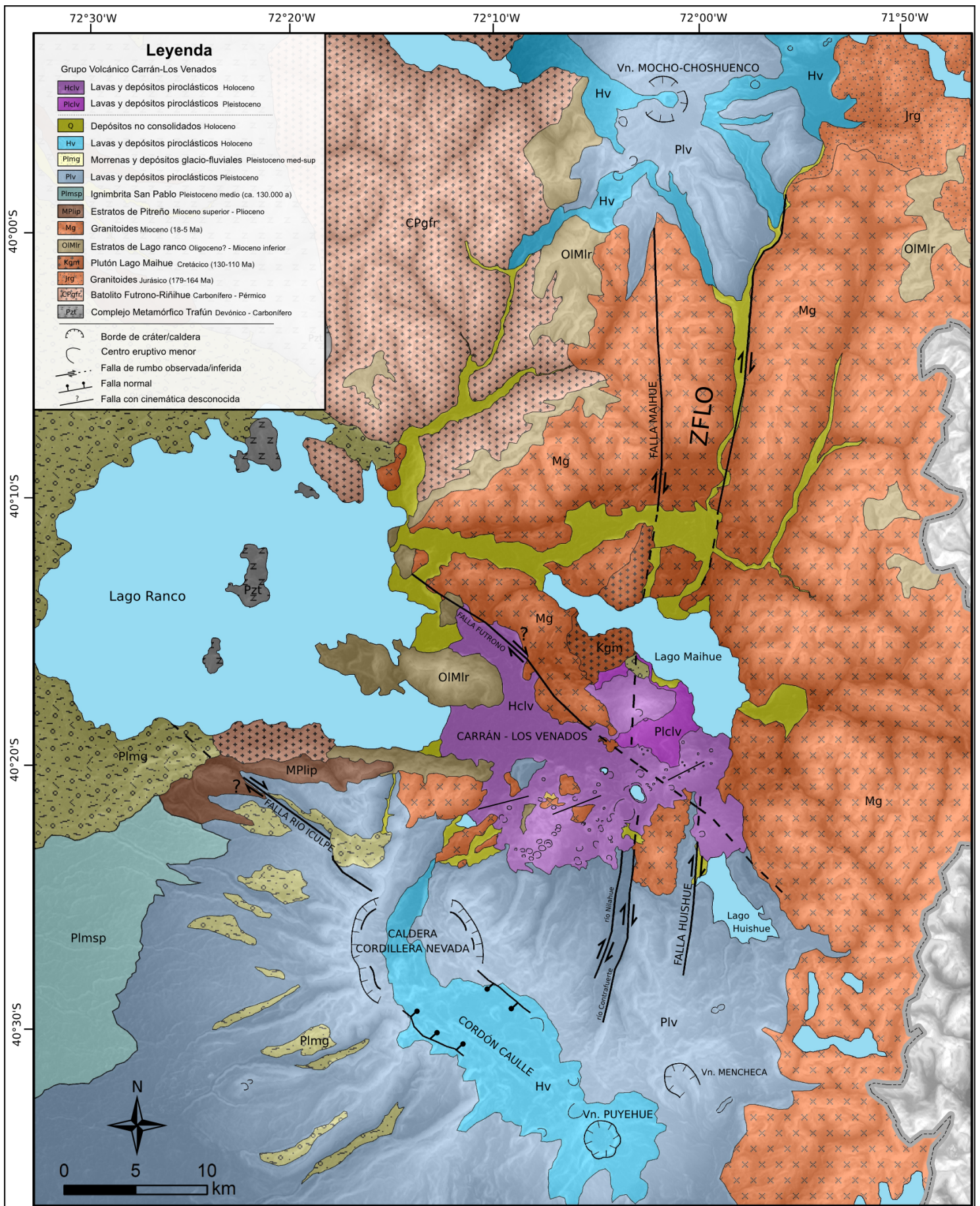


Figura 2.1: Mapa geológico de la Cordillera de los Andes entre los 40° y 40°30'S. Modificado de Campos *et al.*, 1998.

2.1.2. Mesozoico

El Mesozoico está representado en la zona por granitoides de edad jurásica y por el Plutón Lago Maihue, de edad cretácica.

Los granitoides jurásicos (179-164 Ma) afloran desde el sector norte del Lago Panguipulli hasta el sector suroriental del Lago Riñihue. Corresponden a granitos, granodioritas y tonalitas que forman parte del Batolito de Panguipulli (Rodríguez, 1999). El Plutón Lago Maihue (130-110 Ma) es un 'stock' que se expone en el centro de la cuenca del lago Maihue. Está formado por granitos, granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda. Son rocas calcoalcalinas, metaluminosas y con alto contenido de potasio (Campos *et al.*, 1998).

2.1.3. Cenozoico

Mioceno

Las unidades miocenas presentes en la zona son los Estratos de Lago Ranco, Estratos de Pitreño y granitoides.

Los Estratos de Lago Ranco (Oligoceno?-Mioceno inferior) corresponden a una secuencia de rocas volcánicas intermedias y sedimentarias continentales, con intercalaciones marinas. La depositación se produjo en ambiente subaéreo y subacuático continental, en parte marino, alcanzando más de 1000 m de potencia máxima (Campos *et al.*, 1998). La unidad de más amplia distribución en la zona es la de granitoides miocenos (18-5 Ma), los que forman parte del Batolito Norpatagónico. Los granitoides conforman una franja aproximadamente NS en torno a la ZFLO, e incluye granitos, granodioritas, monzonitas, dioritas, tonalitas y gabros, además de pequeños cuerpos hipabisales de pequeñas dimensiones (stocks y diques) de composición andesítica a dacítica (Campos *et al.*, 1998). Por último, los Estratos de Pitreño (Mioceno superior-Plioceno) corresponden a una secuencia formada por lavas andesíticas y andesítico-basálticas, aglomerados, brechas volcánicas, tobas, arcosas, conglomerados, areniscas y lutitas. Se expone principalmente en farellones a lo largo de la ribera sur del Lago Ranco.

Plioceno-Holoceno

El Plioceno-Holoceno está representado en la zona por rocas volcánicas asociadas a los centros volcánicos Cordillera Nevada, Cordón Caulle y Mencheca, y depósitos sedimentarios principalmente de origen glaciario.

Las rocas volcánicas corresponden a lavas, depósitos piroclásticos y flujos laháricos, de carácter basáltico a dacítico. Estas rocas engranan con depósitos sedimentarios glaciales, fluviales y coluviales, conformando una secuencia que cubre de forma discordante a las rocas más antiguas (Moreno *et al.*, 1977 en Rodríguez, 1999).

En el sector del GVCLV, el basamento volcánico proviene de la Cordillera Nevada y del Grupo Volcánico Mencheca, ubicados respectivamente al sur y suroriente de del GVCLV. El grupo Mencheca está integrado por los maares Ñirre, el volcán Mencheca y los cráteres Pichi-Golgol. La secuencia volcánica de Mencheca (*ca.* 530 ka) supera los 500 m de potencia. Sus productos corresponden a lavas y material piroclástico de composición basáltica (Moreno, 1977; Lara *et al.*, 2006b).

La secuencia volcánica Cordillera Nevada-Cordón Caulle (430-20 ka), por su parte, está formada por los productos de la caldera Cordillera Nevada y el estratovolcán existente antes de la formación de la caldera, y por los productos del Cordón Caulle, correspondientes a coladas y depósitos piroclásticos de tipo andesítico basáltico a riolítico (Campos *et al.*, 1998; Lara *et al.*, 2006b). A la caldera Cordillera Nevada se le asocia un extenso flujo piroclástico (Ignimbrita San Pablo) que rellenaría la depresión intermedia e incluso algunos valles de la Cordillera de la Costa. Se le asigna una edad Pleistocena inferior (*ca.* 130 ka) (Lara *et al.*, 2006b).

2.2. Marco estructural

La principal estructura presente en la zona es la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), de rumbo N10°E. Además existen estructuras de rumbo N130°E y lineamientos volcánicos de rumbo N60-70°E (Figura 2.1).

2.2.1. Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO)

La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) es una estructura muy relevante en los Andes del Sur. Corresponde a un sistema de fallas transcurrente de intra-arco de escala cortical, que se extiende por más de 1200 km (Cembrano *et al.*, 2006; Folguera *et al.*, 2002; Rosenau *et al.*, 2006), uniendo la faja plegada y corrida de El Agrio a los 37°S (Folguera *et al.*, 2004) con el Punto triple de Chile a los 47,5°S.

Segun Rosenau (2004) y Rosenau *et al.* (2006), la parte norte de la ZFLO (38°-42°S) correspondería a un sistema de tipo SC de 80 a 150 km de ancho, acomodando parte de la oblicuidad en la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. Por otro lado, la parte sur de la ZFLO refleja una geometría de duplex extensional, con una serie de lineamientos 'en échelon' que unen a dos segmentos principales de rumbo NNE (Cembrano y Herve, 1994). Se ha documentado que la ZFLO ha estado activa como una estructura transpresiva de rumbo dextral durante los últimos 6 Ma, aunque otros autores sugieren que probablemente lo ha estado desde los 25 Ma (Herve *et al.*, 2004).

En la zona de estudio la ZFLO se reconoce en el valle de los ríos Contrafuerte y Nilahue (Figura 2.2), en donde se encuentra cubierta por flujos piroclásticos pleistocenos provenientes del Cordón Caulle. La ZFLO también aparece en el borde oeste del lago Huishue (falla Huishue). Estas fallas continúan al norte por el valle del río Curinilahue (falla Maihue) y del río Blanco o Pillanleufú, respectivamente (Campos *et al.*, 1998).

2.2.2. Fallas de rumbo N50°E

Corresponden a lineamientos NW que son consecuencia de la evolución geológica de los Andes del Sur, principalmente eventos del Paleozoico superior y Triásico, por lo que son estructuras de basamento de larga data. Varios autores han sugerido que estas fallas se han reactivado como fallas de rumbo sinestrales (Lopez-Escobar *et al.*, 1995; Lara *et al.*, 2006a; Melnick *et al.*, 2006a), aunque su cinemática aun no está bien constreñida.

En la zona de estudio aparece la falla Futrono (Figura 2.2), que muestra características de mesoescala de desplazamiento sinistral (Lara *et al.*, 2006). Por otro lado, la falla Río Iculpe (Figura 2.1) marca el límite entre distintas unidades en la costa del lago Ranco.

Las erupciones fisurales de 1921-1922 d.C. y 1960 d.C. habrían ocurrido en la proyección suroriental de la traza de esta falla, y su rumbo es el mismo del lineamiento Puyehue-Cordon Caulle-Cordillera Nevada. Por esto, aunque no muestra indicadores cuaternarios de desplazamiento, esta estructura habría sido reactivada y sería un canal de ascenso de larga data para los magmas del CVPCC (Lara *et al.*, 2006b).

2.2.3. Alineamientos volcánicos

Alineamientos volcánicos de rumbo N60-70°E se han reconocido en el GVCLV (Moreno, 1977; Rodríguez, 1999). Adicionalmente, se han reconocido alineamientos volcánicos secundarios de rumbo N35°E y N40°W, también en el GVCLV (Lara *et al.*, 2006a). Por último, los conos Anticura (al sur del CVPCC, fuera del mapa) están alineados N-S sobre la ZFLO (Lara *et al.*, 2006a).

2.3. Geología del Grupo Volcánico Carrán - Los Venados

El Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (GVCLV) se encuentra ubicado en los Andes del Sur entre los 40°18' y 40°25' de latitud sur y entre los 70°00' y 70°13' de longitud oeste. Dicho grupo constituye el mayor conjunto de centros eruptivos menores (CEM) de la ZVS. Está integrado por unos 70 centros, correspondientes a conos piroclásticos (con y sin colada de lava asociada) y maares, de carácter basáltico y andesítico-basáltico (Moreno, 1977). Estos CEM son en su mayoría monogenéticos, aunque algunos de ellos muestran rasgos morfológicos que evidencian varios ciclos eruptivos, entre los que se incluyen los tres centros que han tenido actividad volcánica histórica (maar Riñinahue en 1907, maar Carrán en 1055, y volcán Mirador en 1979), y el estratovolcán Los Guindos (Rodríguez, 1999). En conjunto, el grupo cubre una superficie aproximada de 160 km², y forma una franja de orientación N60-70°E de 15 km de largo (Rodríguez, 1999).

A continuación se presenta una descripción del GVCLV, sobre la base de las definiciones introducidas por Rodríguez (1999) y Moreno (1977), y las unidades volcánicas definidas para el área del GVCLV. En el mapa geológico del GVCLV (Figura 2.2) se conservaron los nombres usados por Campos *et al.* (1998).

2.3.1. Centros Eruptivos Los Venados y Carrán (Holoceno)

Los centros eruptivos Los Venados y Carrán incluyen a la mayoría de los CEM que conforman la franja de orientación N60-70°E que caracteriza al GVCLV. El primer conjunto de centros se encuentra en el extremo SW de la franja y el segundo se ubica en el extremo NE.

Los centros eruptivos Los Venados comprenden conos de piroclastos y cráteres freato-magmáticos que se extienden en una franja de orientación N60-70°E, entre los ríos Riñinahue y Los Venados. Este conjunto forma un macizo, cuyo punto más alto es el Cerro Negro (1055 msnm). Las primeras manifestaciones consisten de flujos de lava provenientes del Cerro Negro (Rodríguez, 1999).

Los centros eruptivos Carrán comprenden conos de piroclastos, cráteres y maares. Las lavas más antiguas cubren el fondo de los valles de los ríos Riñinahue y Nilahue, con un volumen estimado de 3 km³ (Rodríguez, 1999). Incluye los CEM con actividad histórica: Maar Riñinahue (1907), Maar Carrán (1955) y Volcán Mirador (1979), los cuales se ubican en la intersección de la traza principal de la ZFLO con la franja N60-70°. Dataciones C¹⁴ de paleosuelo hechas en este estudio indican edades de 3720±30 y 1330±30 años A.P., con al menos 4 erupciones comprendidas entre estas dos edades, lo que establece una edad mínima de comienzo de la actividad en este sector del GVCLV. Adicionalmente, una datación C¹⁴ de paleosuelo bajo los depósitos de la erupción que originó el maar Pocura, hecha en este estudio, entregó una edad de 225 ± 75 años A.P.

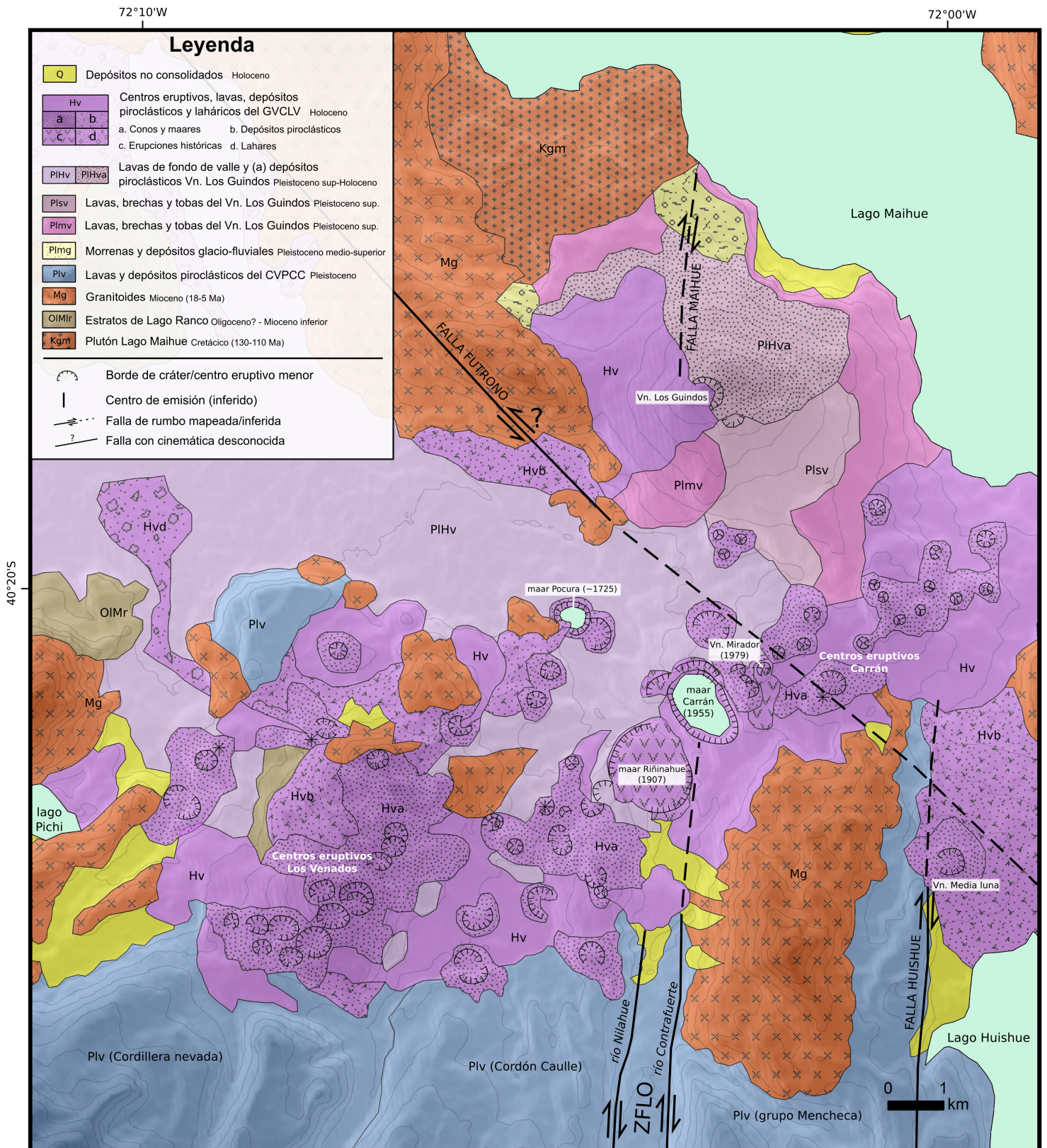


Figura 2.2: Mapa geológico del GVCLV. Modificado de Campos *et al.*, 1998.

2.3.2. Volcanes periféricos: Los Guindos y Media Luna

Se denomina de esta forma al estratovolcán Los Guindos y al volcán Media Luna por encontrarse fuera de la franja de orientación N60-70°E definida por los volcanes Carrán y Los Venados. El estratovolcán Los Guindos se ubica en la ribera sur del lago Maihue, sobre la traza inferida de la ZFLO siendo el único estratovolcán en el GVCLV. Su unidad más antigua presenta evidencias de erosión glaciaria, por lo que su edad se asigna al Pleistoceno medio, siendo a la vez la unidad más antigua del GVCLV. Sus productos comprenden lavas, depósitos piroclásticos, tobas y brechas. Por otro lado, el volcán Media Luna se ubica en la ribera norte del lago Huishue, el cual está embalsado por una colada de lava emitida por este volcán. Incluye un cono de piroclastos emplazado en la intersección de la falla Huishue, de rumbo N10°E, y la traza inferida de la falla Futrono, de rumbo N120-130°E (Rodríguez, 1999).

2.3.3. Estilo eruptivo

El estilo eruptivo del GVCLV es principalmente freatomagmático y estromboliano (Moreno, 1977). La actividad freatomagmática es frecuente en el caso de estudio y se reconoce en los abundantes maares y depósitos altamente porosos constituidos por material tamaño lapilli (Vega, 2010). Estos depósitos presentan laminación plana, localmente ondulada o cruzada, y forman anillos de varios metros de alto alrededor de los maares (Rodríguez, 1999). Dentro del área del GVCLV, los maares se ubican en el fondo de valles glaciares y fluviales, los que se encuentran saturados de agua, la que al interactuar con el magma ascendente genera erupciones explosivas (freatomagmáticas). Ejemplos recientes de este estilo eruptivo son las erupciones del Maar Riñinahue (1907) y Maar Carrán (1955) (Figura 3.2).

La actividad estromboliana se reconoce por la presencia de conos de piroclastos que pueden estar asociados o no a coladas de lava de corta extensión (<1,5 km). Son erupciones medianamente explosivas que generan depósitos de caída de escoria y, eventualmente, lavas. Ejemplo de este tipo de actividad fue la erupción del Volcán Mirador (1979) (Moreno, 1980) (Figura 3.2).

Capítulo 3

Estimación cualitativa del estado de stress cortical en la zona del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados

3.1. Introducción

La interacción entre tectónica y volcanismo es un tópico fundamental para el entendimiento del estilo de volcanismo en la ZVS. López-Escobar *et al.* (1995) establecieron una relación entre la orientación de las cadenas volcánicas y la química de los magmas eruptados, y además notaron que los campos de volcanes monogenéticos sólo conformaban cadenas NE o NS sobre la ZFLO. Sin embargo, la idea de que los campos de volcanes monogenéticos evolucionarían hacia estratovolcanes no permitió establecer una relación genética entre el estilo de volcanismo y el estado de stress de la corteza. Esta idea fue sugerida años después por Lara *et al.* (2006a), quienes notaron que los campos de volcanes monogenéticos en la ZVS, en particular el GVCLV, se desarrollaban en dominios extensionales de la corteza. Estos dominios extensionales existen dentro un régimen regional transpresivo/compresivo, con un σ_1 horizontal de rumbo NE (Lara *et al.*, 2006a; Cembrano y Lara, 2009).

La relación entre tectónica y volcanismo también puede observarse dentro de los campos volcánicos, en donde los CEM suelen formar *clusters* y/o alineamientos de escala local y regional (Smid *et al.*, 2009). Existe un consenso de que esta distribución anisotrópica de

los centros eruptivos menores puede estar controlada de forma importante por el estado de stress de la corteza (Nakamura, 1977; Connor, 1990; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998). Esto sería particularmente cierto en los alineamiento de CEM, ya que los diques alimentadores que los causan se forman paralelos al stress máximo horizontal (σ_1) en la corteza (Nakamura, 1977), debido a que las intrusiones generan hidrofracturamiento y/o aprovechan fracturas orientadas perpendiculares al σ_3 . Aunque esta última regla es cierta en general, se ha demostrado que puede ser afectada en una corteza prefracturada (Tibaldi, 1995), como la de la ZVS. En estos se ha recomendado un tratamiento estadístico de los datos (Tibaldi, 1995).

Los alineamientos de CEM constituyen una de las fuentes de información más confiables para evaluar el estado de stress de la corteza (*e.g.* ver *World Stress Map* en Heidbach *et al.*, 2009). Sin embargo, la influencia que pueda ejercer una corteza prefracturada, y las dificultades que se producen cuando existe una gran cantidad de CEM (Figura 3.1), vuelve trascendental el establecer una forma confiable y libre de sesgo para definir los alineamientos. Lara *et al.* (2006a), Orozco (2009) y Bertín (2010) ya han usado metodologías cuantitativas para identificar rasgos tectónicos en la ZVS, enfoque que se pretende extender en este capítulo a través del estudio estadístico de la distribución de los CEM en el GVCLV.

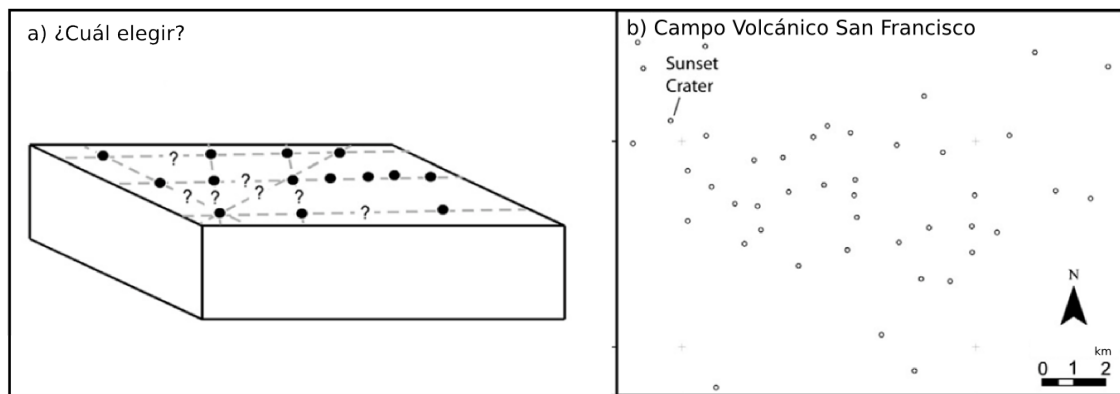


Figura 3.1: Dificultades en la elección del alineamiento correcto. **(a)** Generalmente existe más de un alineamiento posible. **(b)** Ejemplo real: mapa de conos de escoria del Campo Volcánico San Francisco. Modificado de Paulsen y Wilson (2010).

3.2. Distribución espacial de los eventos volcánicos

3.2.1. Metodologías existentes

Autores como C. Connor (1990) y A. Martin (2004) han utilizado métodos matemáticos para definir los *clusters* y alineamientos de CEM estadísticamente más confiables. Estos métodos se desarrollaron durante los años 60' para ser aplicados al estudio de la distribución de un conjunto de eventos cualquiera en el espacio. Los hay de dos tipos: los métodos de estimación de densidad espacial, y los que permiten definir alineamientos.

Los métodos de estimación de densidad espacial permiten construir mapas de densidad continuos a partir de un conjunto discreto de eventos. Estos métodos permiten definir *clusters* y la orientación general de un grupo de CEM, lo que constituye el primer paso en este tipo de estudios de los campos volcánicos distribuidos. Históricamente, la aplicación de estos métodos en el estudio de campos volcánicos ha estado motivado por el intento de predecir erupciones volcánicas en lugares donde se evalúa disponer desechos nucleares (Connor *et al.*, 1995). Los mapas de probabilidades generados de esta forma se basan en el supuesto de que las futuras erupciones no ocurrirán muy lejos de las erupciones pasadas. Este mismo supuesto permite construir mapas de riesgo volcánico en zonas como la del GVCLV, siendo éste uno de los corolarios deseables de desarrollar esta metodología en Chile.

En esta memoria se investigará e implementará la metodología para la estimación de densidad a partir de funciones kernel (Connor *et al.*, 2012), como una primera aproximación al estudio estadístico de campos volcánicos distribuidos en Chile. La implementación de una metodología para estimar alineamientos, como el método 2-D azimutal y el método de la transformada de Hough (Hammer, 2009), son una tarea para las siguientes etapas en el estudio de campos volcánicos distribuidos usando un enfoque estadístico.

3.2.2. Identificación de un evento volcánico

La definición de evento volcánico puede ser problemática, incluso en aquellos casos en que se cuenta con dataciones radiométricas. Idealmente, un evento volcánico corresponde a una erupción volcánica; sin embargo, la actividad eruptiva frecuentemente oculta la

evidencia de actividad eruptiva pasada. Una definición basada en la morfología, de fácil implementación, es que un edificio individual representa un evento volcánico (Martin *et al.*, 2003). Esta definición puede ser complicada por la formación de múltiples edificios durante un único episodio de actividad volcánica. Ejemplo histórico de esto es la formación de tres conos durante la erupción de 1975 en el Grupo Klyuchevskoy, en Kamchatka (Connor y Conway, 2000), o la formación de numerosos cráteres y fisuras durante la erupción de 1835 del volcán Osorno (Orozco, 2009). Por lo tanto, encontrar el número de eventos volcánicos que han ocurrido en un campo volcánico es una tarea difícil.

En este estudio se trabajará con la definición morfológica de evento volcánico, en la cual cada CEM (maar o cono de piroclastos) corresponde a un evento volcánico (Martin *et al.*, 2003; Connor *et al.*, 1995). De esta forma se identificaron 67 centros de emisión (Figuras 3.2 y 3.3). Los cráteres anidados se consideraron como un sólo evento volcánico, excepto en aquellos casos en que los cráteres presentaran diferentes niveles de erosión, indicando que las erupciones ocurrieron en tiempos distintos. Los problemas que esta definición puede tener (*i.e.* un evento eruptivo puede haber generado más de un CEM) es una de las fuentes de incerteza que se deben tener en cuenta.

3.3. Método kernel de estimación de densidad

3.3.1. Fundamento Matemático

El método kernel de estimación de densidad es un método no paramétrico (*i.e.* su distribución no está definida *a priori*) que define la densidad de eventos volcánicos en un punto del espacio usando una función kernel, para describir la distancia a los volcanes cercanos, y una constante de suavizamiento, h . Las funciones kernel de



Figura 3.2: Fotografías de los centros de emisión del GVCLV. (a) Vista aérea del GVCLV, en donde se observa el lugar de las erupciones históricas (obtenida de Lara *et al.*, 2006a). (b) Centros emisión en el sector Puerto Carrán, ubicado en el extremo NE del GVCLV. (c) Volcán Mirador (1979) y otros centros de emisión alineados en una franja N60-70°E.

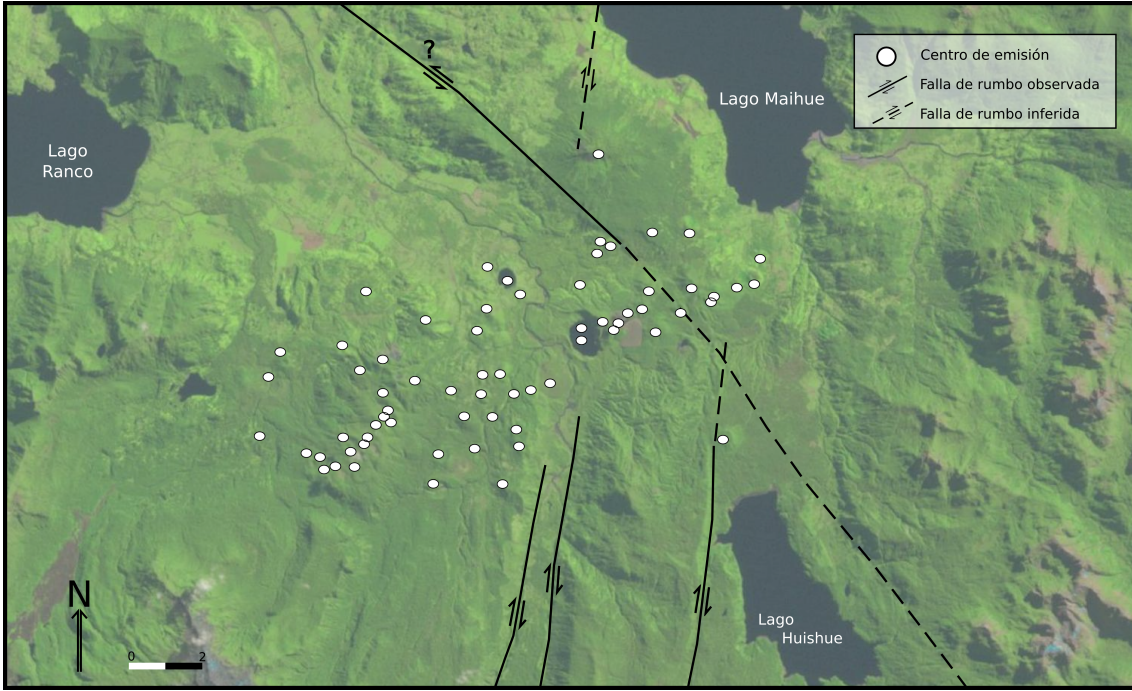


Figura 3.3: Centros de emisión identificados en el GVCLV. Cada centro de emisión corresponde a un evento volcánico, según la definición usada en este estudio.

Gauss, Epanechnikov y Cauchy son las más usadas, y la elección de cuál usar depende de las características del campo volcánico en cuestión (Martin *et al.*, 2003).

La función kernel más usada para campos volcánicos pequeños (< 100 CEM), como el GVCLV, es la Gaussiana (Connor *et al.*, 1995). Sin embargo, la elección de la función kernel no influye tanto en los resultados como sí lo hace la constante de suavizamiento, h . Si esta constante no se elige con cuidado puede afectar los resultados dramáticamente (Connor *et al.*, 2009). La constante de suavizamiento controla la tasa a la que varía la densidad local de eventos al alejarse de un evento.

Una fórmula para estimar la densidad con un kernel Gaussiano es la de Silverman (1978):

$$\hat{\lambda}(s) = \frac{1}{2\pi h^2 N} \sum_{i=1}^N \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{d_i}{h} \right)^2 \right] \quad (3.1)$$

La densidad espacial local, $\widehat{\lambda}(s)$, está basada en N eventos totales, y depende de la distancia d_i a cada evento desde el punto s , y de la constante de suavizamiento, h . La tasa de cambio de la densidad espacial con la distancia a los eventos depende del tamaño de la constante h , la que en el caso de la función kernel Gaussiana es igual a la varianza del kernel. En este caso el kernel es radialmente simétrico, es decir, h es constante en todas las direcciones. Sin embargo, esto no refleja bien las condiciones de la corteza de un margen activo, en donde el tensor de stress es asimétrico. Por esto, es preferible usar un kernel elíptico con una constante de suavizamiento que varía en magnitud y dirección (Wand y Jones *et al.*, 1995):

$$\widehat{\lambda}(s) = \frac{1}{2\pi N \sqrt{|H|}} \sum_{i=1}^N \exp \left[-\frac{1}{2} b^T b \right] \quad (3.2)$$

en donde $b = H^{-\frac{1}{2}}x$, y:

$$H = \begin{bmatrix} h_{E-W} & \theta \\ \theta & h_{N-S} \end{bmatrix} \quad (3.3)$$

La ecuación 3.1 es una simplificación de este caso más general (Ecuación 3.2), en donde el valor de h en la dirección E-W y en la dirección N-S son distintos. Las constantes de suavizamiento se expresan en la matriz H de 2×2 (Ecuación 3.3), que especifica dos tasas de suavizamiento, una en la dirección E-W y otra en la dirección N-S, y θ representa una rotación horaria de las direcciones de suavizamiento. x es una matriz de distancias de 1×2 y b^T es la transformada de b .

La elección de H es clave en la estimación de densidad kernel, y puede crear ambigüedad en la interpretación de la densidad espacial si H se elige arbitrariamente. Muchos métodos se han desarrollado para estimar una matriz H óptima. Aquí se utilizará el método sugerido por Connor *et al.* (2009), desarrollado por Duong y Hazelton (2003). Este método, llamado el selector de matriz de suavizamiento piloto SAMSE, estima el parámetro H óptimo para una función kernel gaussiana. Se encuentra disponible en el paquete estadístico R, de libre disposición. Métodos para elegir el parámetro H , como SAMSE, son muy útiles pues permiten encontrar constantes de suavizamiento óptimas a partir de los datos reales de ubicación de los eventos, removiendo subjetividad del proceso. Un análisis de sensibilidad del método ante variaciones del parámetro H se presenta al final de este capítulo.

3.3.2. Cómo aplicar el método de estimación de densidad kernel

El código para aplicar el método de estimación de densidad kernel fue publicado por Charles Connor y su grupo de trabajo como parte de los archivos adjuntos del artículo de Connor *et al.* (2012), de descarga gratuita¹. Este código se encuentra escrito en lenguaje PERL. Las librerías necesarias para ejecutarlo se encuentran instaladas por defecto en los sistemas operativos Linux. Para usar el código en Windows es necesario descargar e instalar las librerías correspondientes².

Para funcionar, el código de estimación de densidad kernel requiere:

1. Las coordenadas UTM de los CEM, registradas en un archivo .txt de dos columnas, en donde la primera columna contiene las coordenadas Este y la segunda columna las coordenadas Norte de los CEM.
2. Los límites de la grilla, en coordenadas UTM. Si estos límites se encuentran demasiado cerca de un CEM pueden afectar el mapa de densidad resultante. Para evitar esto se dejó una distancia de 2 km desde los bordes de la grilla a los CEM periféricos.
3. La matriz de suavizamiento H, obtenida a través del método SAMSE.
4. El espaciamiento de la grilla. Se usó un espaciamiento de 100 m, el que genera un mapa de densidad lo suficientemente suave.

Al hacer correr el código se genera un archivo .dat que contiene una grilla de puntos espaciados cada 100 m y la densidad de eventos estimada en cada uno de esos puntos. Para visualizar los resultados se utilizó el programa MATLAB R2012a.

¹www.appliedvolc.com/content/1/1/3. Una descripción detallada del uso de este código se puede encontrar en los anexos de Connor *et al.* (2012).

²www.cpan.org

3.3.3. Otras opciones de análisis: Programa Paleontological Statistics

Paleontological Statistics (PAST) es un programa gratuito y de fácil uso que permite ejecutar un amplio rango de análisis numéricos estandarizados (Hammer, 2001). En principio fue desarrollado para realizar estudios estadísticos en el área de la paleontología, y luego su uso se extendió a otras áreas de la ciencia. Los datos son ingresados en una hoja de cálculo, y permite realizar cálculos de estadística univariante y multivariante, ajuste de curvas, análisis de series de tiempo y análisis geométricos. Entre estos últimos se encuentra la posibilidad de realizar detección de alineamientos y cálculo de densidad de puntos con métodos kernel, aunque solo realiza cálculos con valores de h idénticos en todas direcciones. Por esto, se recomienda usar PAST como una primera aproximación al problema del cálculo de densidad espacial con métodos kernel, dada su simpleza de uso y rapidez. Para el desarrollo de mapas finales se recomienda la implementación del código PERL usado en este estudio, ya que el uso de valores de h específicos para la dirección N-S y E-W refleja de mejor forma las condiciones anisotrópicas de los sistemas geológicos.

El software PAST se puede descargar de la página www.folk.uio.no/ohammer/past. Aunque fue hecho para funcionar en Windows, funciona también en sistemas operativos Linux usando *wine*. En este estudio se comprobó el funcionamiento de PAST en Ubuntu 11.04.

3.4. Resultados

La aplicación del método de estimación de densidad kernel en el área del GVCLV genera el mapa de densidad que se observa en la Figura 3.4. La densidad de eventos en cada punto del mapa se expresa un cantidad de eventos/km².

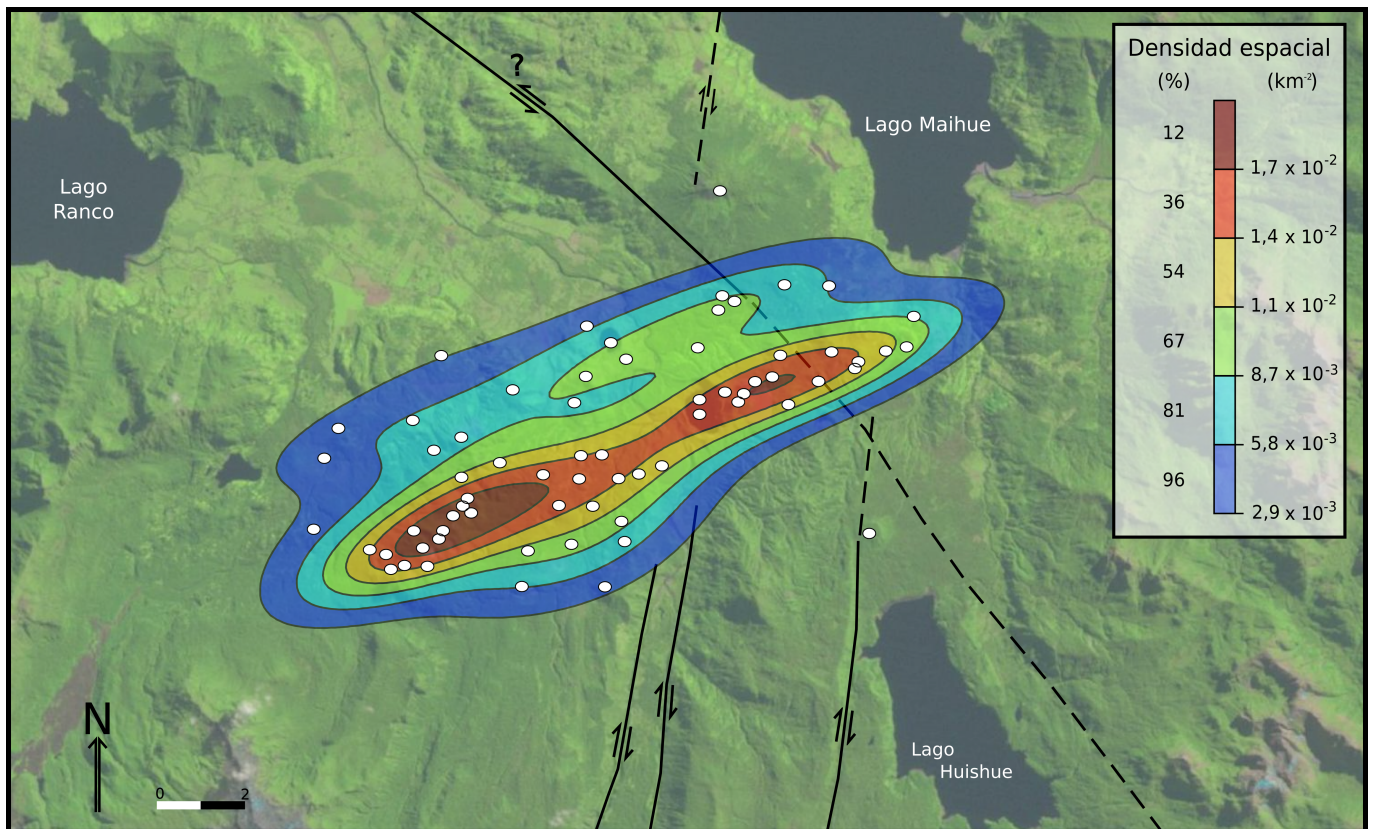


Figura 3.4: Mapa de densidad de CEM en el GVCLV. La densidad de eventos en cada punto del mapa se expresa en cantidad de eventos/km². Se muestran los contornos que encierran al 12 %, 36 %, 54 %, 67 %, 81 % y 96 % de los eventos. Por ejemplo, si ocurre un nuevo evento, existe un 67 % de probabilidades de que ocurra en el área encerrada por el contorno de 67 %, basado en este modelo de densidad espacial.

En el mapa de densidad de CEM se observa que la mayor cantidad de ellos se agrupa en un *trend* general de orientación N67°E, en el cual se reconocen dos *clusters*: uno en el extremo SW, correspondiente al conjunto de centros eruptivos Los Venados, y otro en el extremo NE, correspondiente al conjunto de centros eruptivos Carrán (Moreno, 1977). Este resultado concuerda con la intuición que se tiene al observar la distribución de CEM en el GVCLV, y constituye un aporte al estudio de los campos volcánicos distribuidos ya que hace objetivo el análisis de la distribución de CEM. Este método es especialmente útil en campos volcánicos en donde la distribución de los CEM es más compleja (*Grupo Volcánico Antillanca*). Es interesante notar que los dos *clusters* de CEM se encuentran separados por la traza principal de la ZFLO.

La distribución fuertemente regular de los CEM en dirección N67°E sugiere la existencia de una zona de debilidad cortical con esa orientación, posiblemente dada por fallas presentes en la corteza superior. Al tener un rumbo similar al del σ_1 definido para la región (N50-60°E según Rosenau, 2004; N45°E según Lara *et al.*, 2006a), se infiere que la zona del GVCLV se encuentra sometida a deformación extensional. Esta conclusión es consistente con la observación de que los campos volcánicos distribuidos se desarrollarían preferentemente en zonas sometidas a deformación extensional (Nakamura, 1986).

También se pueden identificar dos centros aislados que se escapan al *trend* general, correspondientes al estratovolcán Los Guindos y al volcán Media Luna. Estos centros son los Centros Satélite definidos por Rodríguez (1999). Se infiere que el sistema alimentador de los Centros Satélite estaría controlado principalmente por la ZFLO, de rumbo N10°E, y no por las fallas de rumbo N67°E.

Por último, este resultado es un aporte a la generación de mapas de peligro volcánico del GVCLV. La aplicación del método kernel de estimación de densidad espacial contribuye a la construcción más objetiva y sistemática de mapas de peligro asociados a los campos volcánicos distribuidos. Los resultados obtenidos con este método deben complementarse con estudios estructurales de detalle y estudios geofísicos enfocados en identificar aquellas regiones de la corteza que podrían más fácilmente permitir el ascenso de magmas.

3.4.1. Análisis de Sensibilidad

A continuación se presenta un análisis de sensibilidad del método de estimación de densidad kernel ante variaciones de la matriz H y del número de eventos.

Sensibilidad ante el parámetro H

La matriz H de 2x2 contiene en su diagonal las constantes de suavizamiento para las direcciones E-W y N-S, y en las posiciones restantes un ángulo de rotación. Si las constantes de suavizamiento son muy bajas enfocarían la densidad de eventos cerca de las ubicaciones de los eventos actuales. Por el contrario, constantes de suavizamiento grandes sobresuavizarán la estimación de densidad, resultando en densidades muy bajas cerca de los clusters de eventos y sobrestimando la densidad lejos de los eventos actuales. En la

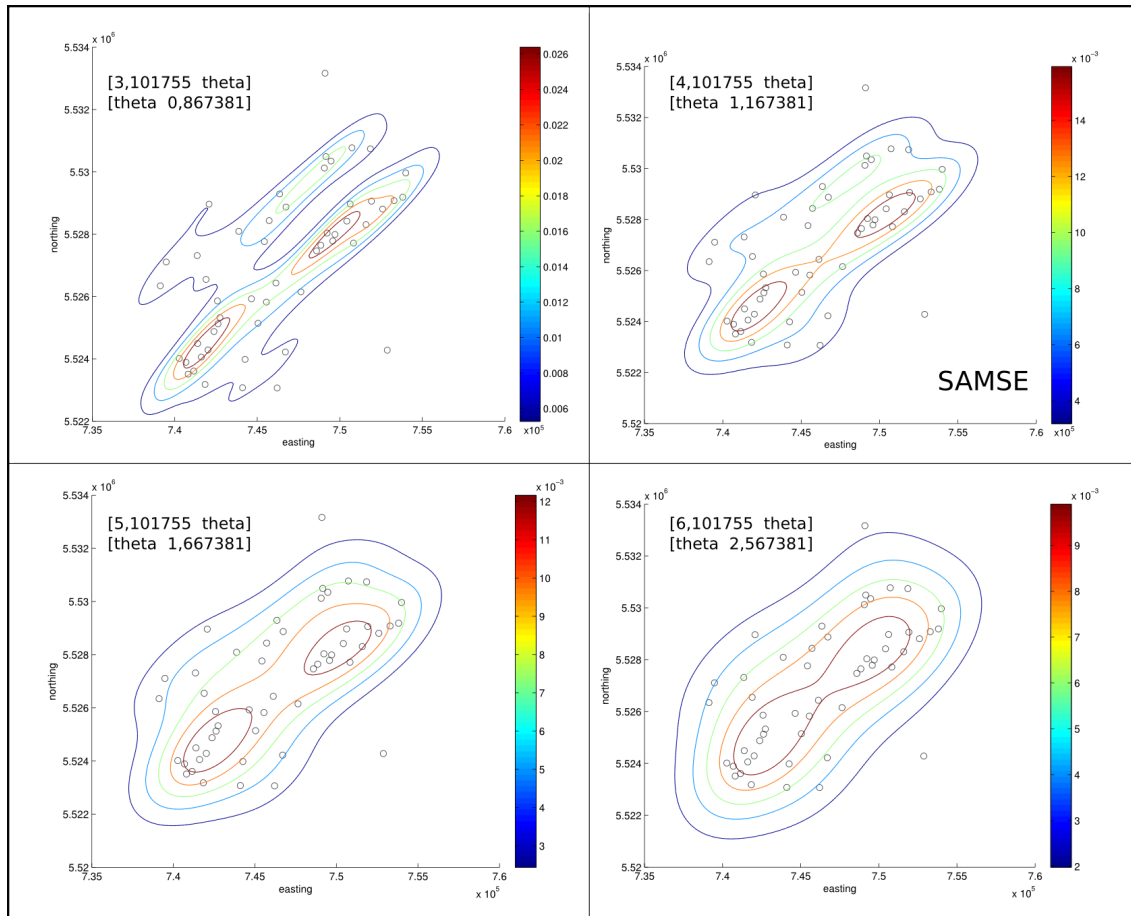


Figura 3.5: Sensibilidad del método ante el parámetro H , explicitado en la esquina superior derecha de cada gráfico. Valores pequeños de la matriz H concentran la densidad de eventos cerca de los eventos existentes, y valores de H grandes generan el efecto contrario.

Figura 3.5 se puede observar un análisis de sensibilidad ante la variación de las constantes de suavizamiento dentro de la matriz H . Se observa que el mapa de densidad es altamente sensible al parámetro H , y que el H entregado por el método SAMSE genera el resultado más acorde a la intuición.

Sensibilidad ante el número de eventos

Para probar la sensibilidad del método ante el número de eventos se consideró al estratovolcán Los Guindos como un centro múltiple, dando cuenta de los varios ciclos eruptivos que fueron necesarios para conformar este estratovolcán. Así, se aumentó el número de eventos de 1 a 10 en la ubicación del estratovolcán Los Guindos, aumentando el número

total de eventos de 67 a 76.

El mapa de densidad obtenido (Figura 3.6) muestra la aparición de un tercer centro de alta densidad de eventos en torno a Los Guindos. Además, el *trend* general cambió su rumbo de N67°E a N60°E. La aparición del nuevo centro de alta densidad de eventos responde al aumento del número total de eventos en $\sim 13\%$ en un único punto, mientras que la rotación antihoraria del *trend* se debe a que los eventos se agregaron al norte del resto. Estos resultados, del todo esperables, sugieren que el método es capaz de responder de forma justa a la variación en el número y ubicación de los eventos, sin subestimar ni sobrestimar de forma evidente el resultado.

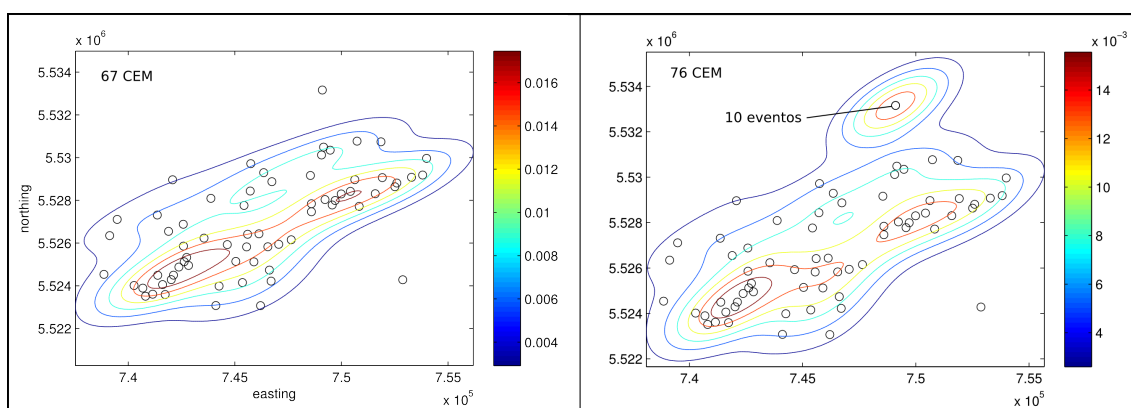


Figura 3.6: Sensibilidad del método ante el número de eventos. Se consideró al estratovolcán Los Guindos como un centro múltiple ($n=10$), aumentando el número total de eventos de 67 (izquierda) a 76 (derecha). Al hacer esto aparece un nuevo centro de alta densidad de eventos en torno a Los Guindos, y el *trend* general cambia su rumbo de N67°E a N60°E.

En resumen, el método de estimación de densidad kernel demuestra ser robusto en la estimación de la densidad de eventos eruptivos, y eficiente en la identificación de *clusters* de CEM y del *trend* general del campo volcánico. Las fuentes de incerteza son:

1. El supuesto que considera a cada CEM como un evento eruptivo, el cual puede afectar considerablemente la interpretación cuando el número de CEM es pequeño.
2. La matriz de suavizamiento H . Aunque es un parámetro que se debe estimar, la metodología SAMSE permite eliminar el sesgo de estimarlo arbitrariamente, y propone

valores que no subestiman ni sobrestiman la densidad de eventos de forma evidente y que están de acuerdo con la intuición.

3. El mapeo de CEM, pues algunos pueden estar erodados o enterrados. El resultado no es afectado considerablemente cuando la variación en el número de eventos es pequeña respecto del total ($\sim 15\%$).

Capítulo 4

Geoquímica del GVCLV y estudio de la distribución espacial de sus características químicas

4.1. Introducción

La geoquímica de los productos volcánicos emitidos en del GVCLV puede ayudar a conocer las características de la fuente y los procesos involucrados en la evolución de sus magmas. Por otro lado, el análisis de la distribución espacial de las características geoquímicas permitirá apoyar o refutar un posible control estructural de sus magmas.

4.2. Análisis químicos

En el marco de esta memoria se realizaron 17 análisis de elementos mayores, menores y trazas, incluyendo tierras raras. Las muestras analizadas son de escoria, obtenida de depósitos y conos de piroclastos, y lava obtenida directamente de las coladas de lava del GVCLV. Los análisis fueron realizados por Laboratorios Acme en Vancouver, Canadá, usando métodos ICP-MS e ICP-ES. Los resultados se muestran en los Anexos 2 y 3.

La ubicación de las muestras analizadas se presenta en la Figura 4.1. Estas muestras mejoran la representatividad espacial de los centros eruptivos analizados en el estudio de

Rodríguez (1999), y se incluyen algunos centros eruptivos no analizados antes.

Además, se incluyeron los datos publicados por Rodríguez (1999) y Murong (2001), correspondientes a 24 análisis de elementos mayores (analizados con AAS), menores y trazas (AAS e ICP-AES), 25 análisis de tierras raras (ICP-OES e ICP-MS) y 11 análisis isotópicos de Sr y Nd.



Figura 4.1: Ubicación de las muestras analizadas en este estudio. Estas muestras complementan a las de Rodríguez (1999), mejorando la representatividad espacial de los análisis.

4.2.1. Estudios anteriores

Un estudio exhaustivo de la geoquímica del GVCLV fue hecho por Rodríguez (1999), el cual incluyó un análisis petrográfico usando cortes transparentes, análisis de elementos mayores, menores, trazas, y de isótopos de Sr y Nd. Las conclusiones de Rodríguez (1999) que son relevantes para el presente estudio fueron confirmadas por los resultados de los análisis químicos hechos en este estudio, y se resumen a continuación.

Según Rodríguez (1999), los magmas del GVCLV son basálticos y andesítico basálticos (49,8 – 56 % SiO₂, Figura 4.2), incluyendo un centro eruptivo andesítico (57 % SiO₂), de

carácter subcalino, predominantemente toleítico y de la serie de bajo y medio potasio. Petrográficamente, las rocas del GVCLV corresponden a basaltos y andesitas basálticas de olivino y clinopiroxeno, y a andesita de clinopiroxeno. Algunas de ellas presentan abundantes microlitos de plagioclasa en la masa fundamental. Todas son microporfíricas (cristales <2 mm de diámetro).

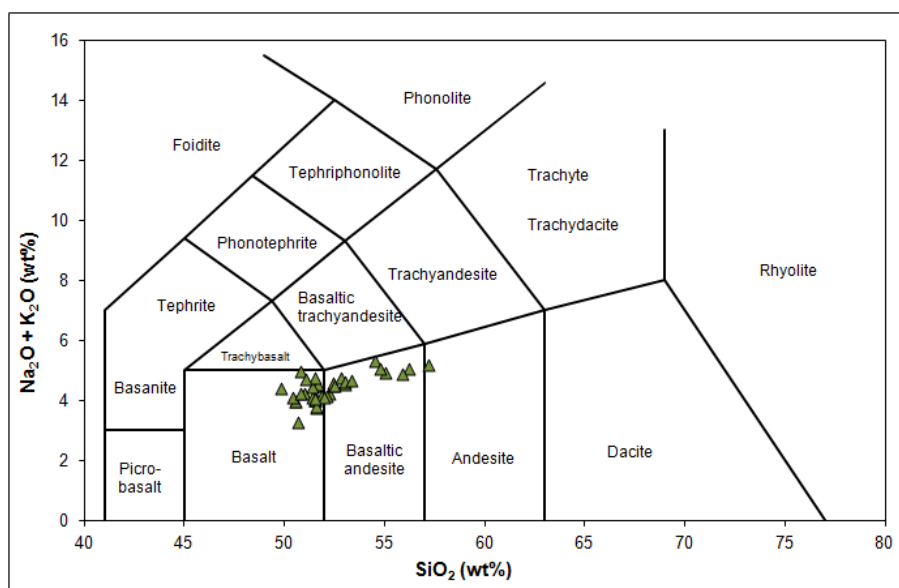


Figura 4.2: Diagrama TAS de LeBas *et al.* (1986). Los magmas del GVCLV caen en el campo de los basaltos y andesitas basálticas subcalinas. Análisis químicos de este estudio y de Rodríguez (1999).

Los patrones de tierras raras (Figura 4.3), diagrama multielementos (Figura 4.4) y las razones de los isótopos de Sr y Nd (Figura 4.5) son consistentes con un origen mantélico libre de granate, el que se funde debido a fluidos provenientes del slab (Rodríguez, 1999). El porcentaje de fusión parcial que habría generado estos magmas, a partir de una fuente peridotítica ideal, se encontraría entre 5 % y 10 %, calculado con un modelo de cristalización fraccionada no modal (Rodríguez, 1999). La evolución de los magmas se produciría principalmente por cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno, con escasa o nula contaminación cortical (Figuras 4.5 y 4.6). El proceso de cristalización fraccionada ocurriría en torno a 8 kbar de presión (Rodríguez, 1999), valor que fue obtenido utilizando diagramas triangulares de clasificación.

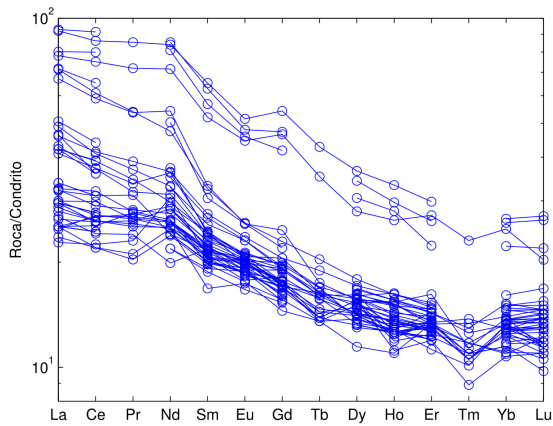


Figura 4.3: Diagrama de tierras raras normalizado a condrito. Valores del condrito obtenidos de McDonough y Sun, 1990. Análisis químicos de este estudio, de Rodríguez (1999) y de Murong (2001).

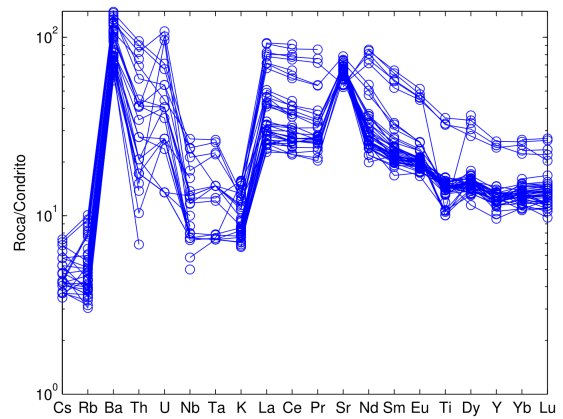


Figura 4.4: Diagrama multielementos normalizado a condrito. Valores del condrito obtenidos de McDonough y Sun (1990). Análisis químicos de este estudio, de Rodríguez (1999) y de Murong (2001).

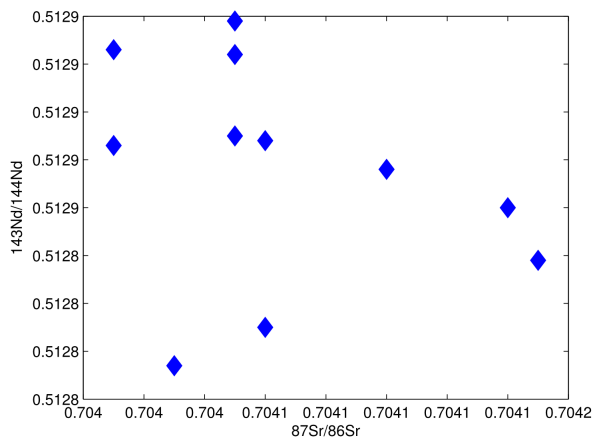


Figura 4.5: Gráfico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Notar que los valores de los ejes varían sólo dos décimas en torno al último decimal. Análisis químicos de Rodríguez (1999) y de Murong (2001).

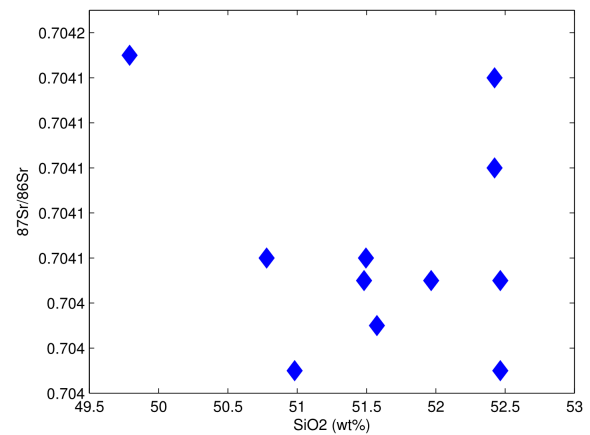


Figura 4.6: Gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs SiO_2 (% en peso). Análisis químicos de Rodríguez (1999) y de Murong (2001).

4.3. Diagramas de variación

Las razones de isótopos de Sr y Nd prácticamente constantes (Figura 4.5) sugieren una fuente común para todos los magmas del GVCLV. Por otro lado, no se observa una corre-

lación entre el contenido de elementos incompatibles y el contenido de SiO_2 (Figuras 4.7 y 4.8), como se hubiera esperado para muestras que provienen de un cuerpo único de magma que evoluciona por cristalización fraccionada. Lo anterior sugiere distintas trayectorias de diferenciación para cada pulso de magma, en donde las diferencias en los contenidos de elementos incompatibles se podrían explicar por distintas cantidades de minerales fraccionados, y eventualmente por distintos grados de fusión parcial.

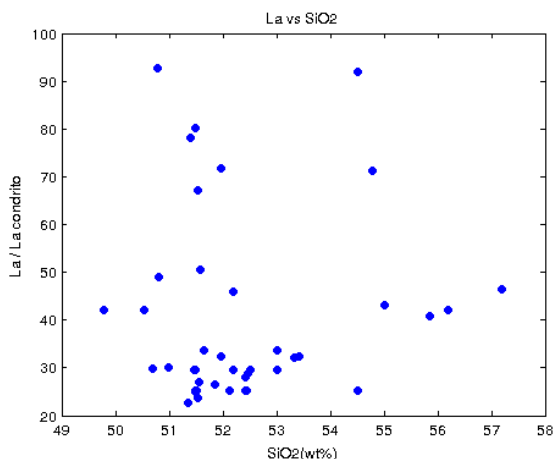


Figura 4.7: Gráfico La vs SiO_2 (% en peso). El valor de La se encuentra normalizado al valor del condrito de McDonough y Sun (1990).

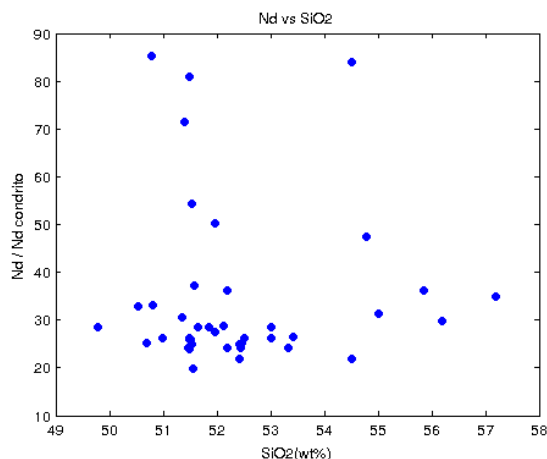


Figura 4.8: Gráfico Nd vs SiO_2 (% en peso). El valor de Nd se encuentra normalizado al valor del condrito de McDonough y Sun (1990).

4.4. Distribución espacial de las características geoquímicas

Para analizar la distribución espacial de las características geoquímicas del GVCLV se utilizaron los datos de aquellas muestras que podían ser asignadas a algún centro de emisión o grupo de CEM. La asignación de las muestras a un centro eruptivo fue directa en aquellos casos en que la muestra fue obtenida de un cono de piroclastos o colada de lava cuyo centro de emisión está identificado. En el caso de las muestras obtenidas de un depósito de piroclastos, se seleccionaron sólo escorias de tamaño mayor a 1,5 cm, lo que permite asociarlas al grupo de centros eruptivos más cercano. Se excluyeron las muestras de las lavas del fondo del valle del Río Nilahue, pues no se conoce su centro de emisión. La lista de muestras relocalizadas se puede revisar en el Anexo 3.

Los valores geoquímicos relevantes en la confección de estos mapas son aquellos que permiten saber si un magma es primitivo o no, condición necesaria para el cálculo del porcentaje de fusión parcial. Según Wilson (1989), valores de número de Mg cercanos a 70 ($\#Mg = Mg/(Mg+Fe^{+2})$) y cantidades de Cr entre 500 y 600 ppm y de Ni entre 250 y 300 ppm indican que un magma es primitivo.

Con los datos geoquímicos y las muestras asignadas a algún CEM o grupo de CEM se construyeron mapas geoquímicos (Figura 4.9). En la construcción de estos mapas se utilizó una interpolación del tipo cúbica, disponible en la función *griddata* del programa Matlab R2012a. En los mapas geoquímicos se observa que existe un núcleo de mayor SiO₂ entre los centros eruptivos Carrán y Los Venados. Los Centros Satélite, en tanto, son los que tienen mayor número de Mg (hasta 61) y contenido de Cr (345 ppm) y Ni (91 ppm), siendo los magmas más primitivos del GVCLV. Sin embargo, estos valores son bajos en comparación a los establecidos en Wilson (1989), anteriormente enunciados, y por lo tanto no se les puede considerar magmas primitivos. Lo anterior impide evaluar la influencia del grado de fusión parcial en las diferencias químicas de los magmas del GVCLV. Los CEM ubicados en la franja de orientación N67°E, por su parte, muestran mayores índices de diferenciación, y no se observa una diferencia química clara entre los dos *clusters* identificados anteriormente.

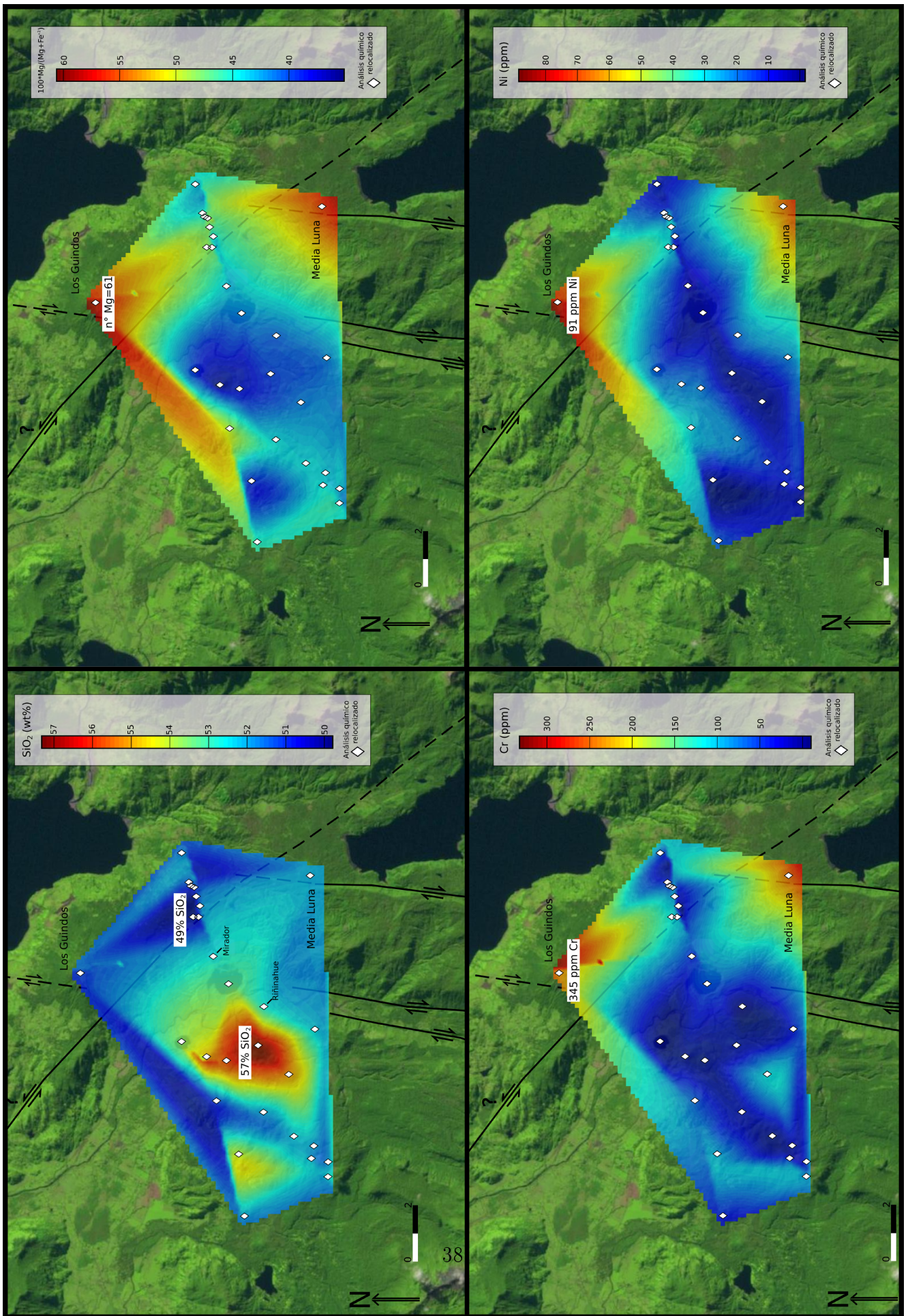


Figura 4.9: Mapas geoquímicos del GVCLV. Se observa que el núcleo más diferenciado se encuentra en la franja N67°E, mientras que las muestras más primitivas son las de los Centros Satélite, los que se asocian a la ZFLO.

4.5. Conclusiones de este capítulo

Los resultados obtenidos permiten sugerir el origen e historia de evolución de los magmas del GVCLV. Algunas de estas conclusiones ya fueron enunciadas por Rodríguez (1999), las que ahora se han confirmado gracias al análisis de un mayor número de muestras que tienen una mejor representatividad espacial (Figura 4.1).

El análisis de las razones de isótopos de Sr y Nd sugiere que los magmas del GVCLV provienen de la fusión del manto astenosférico sin granate. Además, estas razones no muestran correlación con el SiO₂, ni tampoco el grado de diferenciación se correlaciona con el contenido de elementos incompatibles, lo que sugiere trayectorias de diferenciación distinta para cada pulso de magma que asciende desde la fuente. Por otro lado, los diagramas de tierras raras y multielementos muestran que la cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno es el principal proceso que controla la evolución de los magmas, proceso que ocurriría en torno a 8 kbar de presión, equivalente a ~ 27 km de profundidad (Rodríguez, 1999). La escasa influencia de la asimilación cortical en la evolución de los magmas del GVCLV no sería una característica exclusiva de este grupo, sino que parece ser una característica del volcanismo de la ZVS al sur de los 35°S de latitud (Stern, 2004).

Los mapas geoquímicos (Figura 4.9) permiten concluir que los magmas más primitivos del GVCLV corresponden a los eruptados por los Centros Satélite, los que están ubicados sobre la ZFLO y no se asocian al sistema de fisuras de tensión que controlan la ubicación de los CEM dentro de la franja N67°E. Esto es coherente con la idea de que la ZFLO sería un canal que facilitaría el ascenso de magmas desde niveles profundos de la corteza (Cembrano y Lara, 2009).

Capítulo 5

El sistema magmático del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados

5.1. Introducción

El mecanismo que promueve el ascenso de los magmas, el tiempo que esto demora y la geometría del sistema alimentador de un volcán son temas no resueltos hoy en día. Se han formulado modelos que postulan el ascenso de magma a través de diapiros y a través de diques generados por hidrofracturamiento. Un tercer mecanismo de ascenso posible es el *stopping*, en donde un cuerpo de magma asciende fracturando y haciendo descender bloques de la roca caja. Además, el ascenso hasta la superficie puede ocurrir en forma de pulsos que son capaces de ascender directamente hasta la superficie, o que pueden estancarse en cámaras magmáticas o zonas de la corteza donde los magmas se acumularían y diferenciarían.

Para el caso de los campos de volcanes monogenéticos se ha formulado un modelo de sistema volcánico (Takada, 1994; Cañon-Tapia y Walker, 2004), basado en datos geofísicos, geoquímicos y de tiempo de residencia, en el cual pequeños pulsos de magma ascenderían desde algún lugar entre la base de la corteza y el manto superior, alcanzando la superficie a través de diques (Figura 5.1).

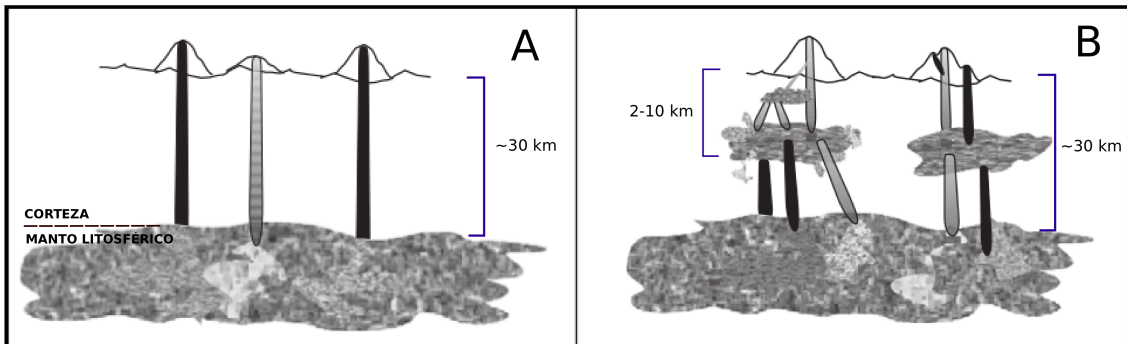


Figura 5.1: Distintos estilos de volcanismo en la ZVS, entre los 39° y 41,5°S, tendrían distintos sistemas volcánicos. **A.** Los campos de volcanes monogénicos se producirían por el ascenso de pequeños volúmenes de magma desde la corteza inferior-manto superior sin formar cámaras magmáticas. **B.** Los volcanes poligénicos tendrían una cámara magmática asociada a ellos en la corteza superior. Modificado de Cañón-Tapia y Walker (2004).

En este capítulo se intentará caracterizar el sistema alimentador del GVCLV, a través de la aplicación de modelos que simulan la perturbación termal que sufre la corteza al ser intruida por pulsos de magma.

5.2. Perturbación termal de la corteza y modelo de balance de entalpía

Fedotov y Goritsky (1979) y Fedotov (1981) calcularon la variación de temperatura que sufre la corteza, en el largo plazo, al ser víctima de un flujo de magma que circula por un conducto cilíndrico vertical. Estos autores establecieron relaciones entre la tasa de suministro de magma (r_{in}) y la temperatura de una hipotética cámara magmática, la profundidad de la cámara, la geoterma de la corteza circundante, las dimensiones del conducto y el tiempo transcurrido. En lo que respecta al estilo de volcanismo, éste sería controlado por r_{in} , ya que si ésta es pequeña se produciría volcanismo distribuido, mientras r_{in} altas mantendrían el flujo de calor y masa necesarios para producir volcanes poligénicos.

Aunque las conclusiones de Fedotov y Goritsky (1979) y Fedotov (1981) sobre el estilo de volcanismo han sido cuestionadas (*e.g.* Takada, 1994), la relación entre aporte de calor y formación de cámaras magmáticas ha seguido siendo objeto de estudio. En esta línea, Annen (2009) estimó las condiciones requeridas para la formación de cámaras magmáticas

en la corteza superior. En su modelo, los plutones crecen por el apilamiento de sills, los que intruyen la corteza a intervalos regulares (Figura 5.2). En este contexto, una cámara magmática se define como un volumen de magma que se mantiene fundido y eruptable durante el lapso en que se emplazan dos pulsos. Un magma es eruptable si la fracción de cristales es menor que 40 %, y si se considera la ayuda de un gatillante de la erupción, como un terremoto, la fracción de cristales puede llegar al 60 % (Annen, 2009). Si el magma se enfría hasta que la fracción de cristales sea mayor que 60 %, éstos forman una red rígida y el magma no es eruptable. Por lo tanto, para formar y mantener una cámara magmática se necesita una tasa mínima de adición de calor, lo que se traduce en una tasa mínima de suministro de magma (Figura 5.3).

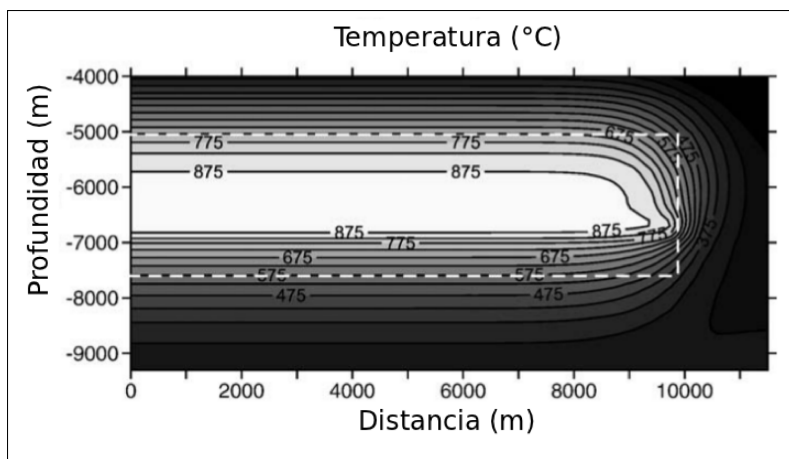


Figura 5.2: Sección transversal de la mitad de un plutón modelado por Annen (2009). En este ejemplo, el plutón tiene 2,5 km de espesor y se formó por la acreción de sills de 20 km de diámetro, emplazados a una tasa de $30 \text{ km}^3/\text{kyr}$ durante 25.000 años. Los contornos de temperatura son cada 50°C . Modificado de Annen (2009).

5.2.1. Justificación de la utilización del modelo de balance de entalpía de Annen (2009) en el caso de estudio

El modelo de balance de entalpía de Annen (2009) consideró ciertas condiciones de borde que no se presentan en el caso del GVCLV, por lo que se requiere revisar la validez de aplicarlo en el presente estudio. En primer lugar, el esfuerzo mínimo regional de la ZVS al sur de los 37°S es horizontal (Cembrano y Lara, 2009), y no vertical, como es requerido para la formación de sills que supuso Annen (2009). Sin embargo, la aplicación de este

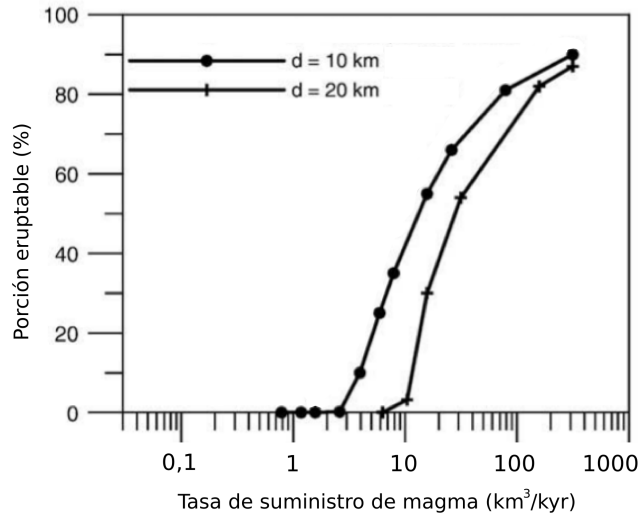


Figura 5.3: Resultados de la simulación numérica de Annen (2009) para la acreción de sills de 10 y 20 km de diámetro. Para $d=10$ km se requiere una tasa de suministro de magma de ~ 4 km³/kyr para formar una cámara magmática con 10 % de magma eruptable. Modificado de Annen (2009).

modelo sigue siendo útil, ya que supone las condiciones tectónicas más favorables para la formación de una cámara magmática (*i.e.* σ_3 vertical). Por lo tanto, descartar la presencia de una cámara magmática bajo las condiciones del modelo de Annen (2009) permite descartarla también en la zona del GVCLV, ya que ésta tendría condiciones menos favorables para la acumulación de magma en la corteza superior.

En segundo lugar, el modelo de Annen (2009) se ajusta bien a la cámara magmática somera que tendría el CVPCC. Ésta se ubicaría entre 4 y 7 km de profundidad (Costa *et al.*, 2011), y el modelo se hizo para una cámara cuyo techo está ubicado a 5 km de profundidad (Annen, 2009), por lo que es aplicable también al CVPCC.

La utilización de este modelo se vuelve cuestionable si se considera el rango de valores para los cuales se encuentra mejor ajustado. El modelo de Annen (2009) fue hecho para predecir la formación de grandes cámaras magmáticas (cientos de km³). Por esto, se encuentra mejor ajustado a los datos empíricos que sirvieron para corroborar el modelo, es decir, en los rangos de r_{in} altas (>1 km³/kyr). En el rango de r_{in} bajas, que es dónde probablemente se encuentra el GVCLV, el modelo no se encuentra tan bien ajustado, y los límites podrían variar.

Por lo tanto, la utilización de los resultados del modelo de Annen (2009) a la zona del GVCLV es justificable, siempre que se tenga en cuenta que en el rango de $r_{in} < 1 \text{ km}^3/\text{kyr}$ los límites pueden variar. En la Sección 6.7 se propone una forma de mejorar este modelo para el caso de estudio. Este modelo requiere estimar el valor de r_{in} del GVCLV, lo que se muestra a continuación.

5.3. Estimación de la tasa de suministro de magma y cálculo de la tasa de producción volcánica

Actualmente es imposible medir r_{in} en la corteza. Sólo es posible estimarla a través de datos indirectos. Uno de los más usados con este objetivo es la tasa de producción volcánica (r_{out}) (Takada, 1994; Cañon-Tapia y Walker, 2004), a través de la siguiente relación:

$$r_{in} = \alpha r_{out} \tag{5.1}$$

con $\alpha \geq 1$.

Por lo tanto la tarea se traslada a intentar calcular r_{out} en el GVCLV. Normalmente este parámetro se expresa en km^3/kyr , por lo que el problema se desmembra en estimar el volumen de magma eruptado en una cantidad de tiempo conocida.

5.3.1. Volumen de magma eruptado por el GVCLV

Se utilizaron dos metodologías distintas para estimar el volumen de magma eruptado por el GVCLV, para así aumentar la certeza de los resultados obtenidos.

La primera metodología utilizada para estimar el volumen de magma eruptado es la seguido por Aravena (2012), la cual supone que la mayor parte del material extruido se conserva como parte del edificio volcánico. En el caso de los campos volcánicos, este supuesto se debe modificar para considerar que la mayor parte del material se conserva dentro del perímetro del campo volcánico. A pesar de que en el GVCLV la actividad eruptiva es de tipo freatomagmática y estromboliana, el supuesto puede considerarse válido ya que las

erupciones son de mediana y baja explosividad (Rodríguez, 1999), y no hay ignimbritas asociadas a este grupo, por lo que la mayor parte del material extruido se conserva cerca del centro de emisión.

La estimación del volumen del GVCLV se realizó mediante la herramienta *Surface volume* de la extensión *3D analyst* en ArcGIS. A partir de un modelo de elevación digital (DEM), este software entrega el volumen comprendido entre un plano horizontal y la topografía determinada por el DEM (Figura 5.4). Todo el volumen calculado de esta forma se considera como material volcánico proveniente del GVCLV, aunque probablemente se incluya en este volumen a granitoides pertenecientes al basamento (Figura 2.2). Ya que no se conoce el nivel del basamento bajo el GVCLV, el volumen obtenido de esta forma debe considerarse un máximo.

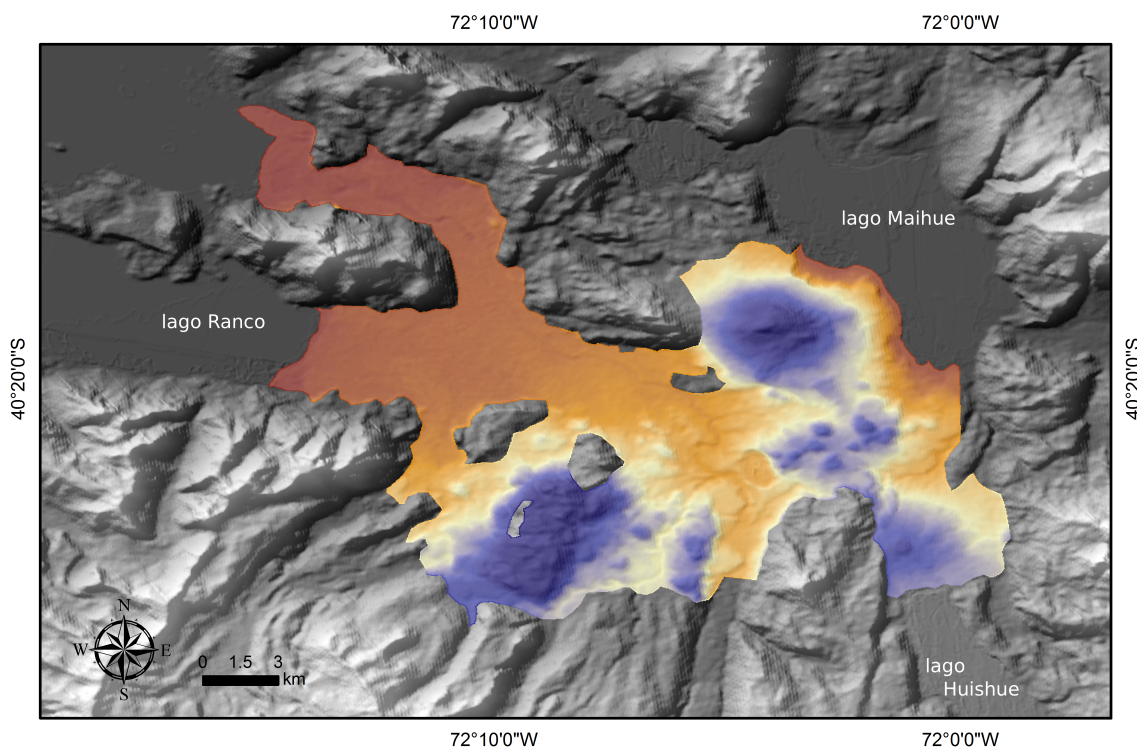


Figura 5.4: Área del GVCLV (en color). Las zonas grises dentro del área del GVCLV son los afloramientos de granitoides miocenos, no considerados en el volumen calculado.

Los volúmenes calculados con ArcGIS se muestran en la Tabla 5.1. El plano base sobre

el que se calculó el volumen se estableció en 70 m.s.n.m., equivalente al nivel del Lago Ranco. El volumen del estratovolcán Los Guindos y de las lavas de fondo de valle se muestran separado del resto del GVCLV. De esta forma se obtiene un volumen total de **6,4 km³** para el GVCLV, de los cuales 1,36 km³ corresponden a Los Guindos, 2,2 km³ a las lavas de fondo de valle y 2,77 km³ a los centros eruptivos Carrán, Los Venados, Media Luna y otros CEM.

Tabla 5.1: Volúmenes del GVCLV calculados con ArcGIS. Nombre de las unidades de Campos (1998). 70 m.s.n.m. es el nivel base, igual al nivel del Lago Ranco. Los planos intermedios que sirven para calcular el volumen de Los Guindos y las lavas de fondo de valle se determinaron mediante un análisis de la topografía, seleccionando las alturas a las que se produce la mayor variación de pendiente, mediante perfiles topográficos (Aravena, 2012).

Unidad	Volumen (km ³)	Volumen acumulado (km ³)	Edad	Altura del plano base/techo (msnm)
Los Guindos (Plmv y Plsv)	0,96	0,96	Pleistoceno medio-superior	70 (base) y 400 (techo)
Lavas fondo de valle (PIHv)	2,2	3,16	Pleistoceno superior-Holoceno	70 (base) y 230 (techo)
Los Guindos (Hv)	0,4	3,63	Holoceno	400 (base)
Resto del GVCLV (Hv)	2,77	6,4 (máximo del GVCLV)	Holoceno	230 (base)

La segunda metodología utilizada para estimar el volumen del GVCLV entrega una cota inferior de este valor. Se estimó el volumen de una erupción promedio del grupo y se multiplicó por el número total de CEM (Tabla 5.2). Estos resultados se contrastaron con las estimaciones publicadas por otros autores (Moreno, 1980; Rodríguez, 1999). Con esta información se estimó que el mínimo volumen de los CEM del GVCLV es 0,99 km³. Añadiendo el mínimo volumen de Los Guindos (1,36 km³, calculado con ArcGIS) y el mínimo volumen de las lavas de fondo de valle (2,2 km³, calculado con ArcGIS) se obtiene que el mínimo volumen del GVCLV es **4,6 km³**.

5.4. Resultados

El inicio del volcanismo en el GVCLV es incierto, ya que no existen dataciones radiométricas hechas en las lavas más antiguas del grupo, pertenecientes a Los Guindos. Moreno (1977) asignó estas lavas al Pleistoceno medio por presentar signos de erosión

Tabla 5.2: Volúmenes del GVCLV calculados a través de aproximación a formas geométricas, y volúmenes publicados por otros autores.

Volcán	Altura (km)	Radio (km)	Volumen (km ³)	Comentario/Fuente
Volcán Mirador	0,08	0,3	0,01	Aprox. forma cónica. Moreno (1980).
Maar Riñinahue	0,07	0,5	0,05	Aprox. forma de disco
Volcán La Taza	0,1	0,3	0,01	Aprox. forma cónica
Total CEM			0,99	66 CEM; 0,015 km ³ cada uno
Los Guindos	0,7	2,2	3,5	Aprox. forma cónica
			1,36	Calculado con ArcGIS
Lavas fondo de valle (PIHv)			3	Rodríguez (1999)
			2,2	Calculado con ArcGIS
Mínimo GVCLV			4,6	

glaciar, aunque por la misma razón se las podría haber asignado al Pleistoceno superior. Si se supone que el volcanismo del GVCLV comenzó hace 30.000 años, y considerando el mínimo y máximo volumen del GVCLV, el valor de r_{out} se encuentra en el rango de 0,15 y 0,21 km³/kyr, respectivamente. Sin embargo, es más confiable hacer el cálculo sólo para las unidades Holcenas, es decir, los CEM de la actual franja N67°E, las lavas de fondo de valle, el volcán Media Luna y las unidades jóvenes de Los Guindos. El volumen de estas unidades es 3,59 km³, y el valor de r_{out} para el Holoceno (últimos 11.500 años) es de **0,3 km³/kyr**. Este valor es similar al obtenido para otros campos volcánicos y estratovolcanes (Tabla 5.3).

Takada (1994) estimó que la constante α de la ecuación 5.1 varía entre 3 y 10, sobre la base de observaciones en secciones de ofiolitas y tasas de deformación en los volcanes de Hawaii. Si se asumen estos valores, entonces la tasa de suministro de magma para GVCLV varía entre 0,9 y 3 km³/kyr, utilizando la Ecuación 5.1. El modelo de balance de entalpía de Annen (2009) le permitió concluir que la tasa de suministro de magma mínima para producir una cámara magmática de 10 km de diámetro entre 5 y 15 km de profundidad es de 4 km³/kyr. Por lo tanto, la tasa de suministro magmático estimada para el GVCLV sería insuficiente para producir y mantener una cámara magmática en la corteza superior (Figura 5.5), según los resultados de Annen (2009).

Tabla 5.3: Comparación de la tasa de producción volcánica (r_{out}) del GVCLV con la de otros campos volcánicos y estratovolcanes. Recopilación hecha por Singer *et al.* (2008).

Volcán	Arco	Volumen (km ³)	Duración (kyr)	r_{out} (km ³ /kyr)	Fuente
GVCLV reciente	ZVS, Andes	3,6	11,5	0,3	Este estudio
GVCLV completo	ZVS, Andes	4,6	30 (?)	0,2	Este estudio
Volcán Puyehue moderno	ZVS, Andes	9	18	0,51	Singer <i>et al.</i> (2008)
CVPCC completo	ZVS, Andes	131	314	0,42	Singer <i>et al.</i> (2008)
Tatara-San Pedro	ZVS, Andes	55	930	0,06	Singer <i>et al.</i> (1997)
Campo volc. Mt. Adams	Cascades	231	940	0,25	Hildreth y Lanphere (1994)
Estratocono Mt. Adams	Cascades	45	30	1,50	Hildreth y Lanphere (1994)
Campo volc. Mt. Baker	Cascades	161	1283	0,13	Hildreth <i>et al.</i> (2003a)
Mt. Mazama	Cascades	176	420	0,42	Bacon y Lanphere (2006)
Mt. Mazama-Crater Lake	Cascades	4	0,5	8	Bacon <i>et al.</i> (2002)
Santorini	Aegio del sur	300	650	0,45	Druitt <i>et al.</i> (1999)
Grupo Katmai	Auletianas	210	292	0,72	Hildreth <i>et al.</i> (2003b)
Montserrat	Antillas menores	26	174	0,15	Harford <i>et al.</i> (2002)
Campo volc. Tequila	Trans-Mexicano	51	100	0,51	Lewis-Kenedi <i>et al.</i> (2005)

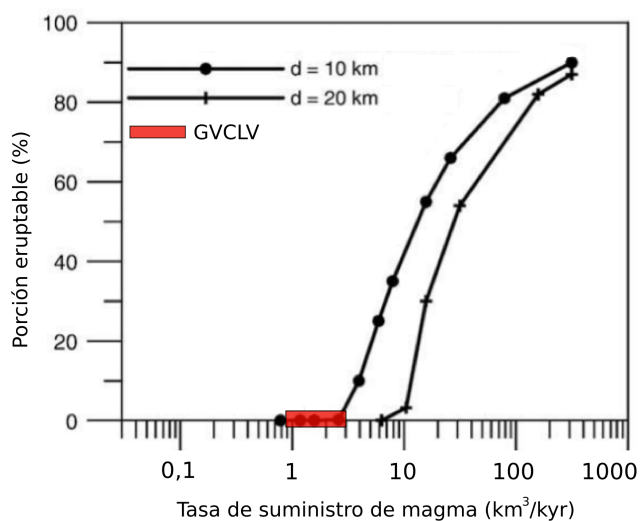


Figura 5.5: Según los resultados del modelo de balance de entalpía de Annen (2009), el intrusivo producido con los valores de r_{in} del GVCLV tendría un 0% de porción eruptable.

Capítulo 6

Discusión

En la ZVS la actividad volcánica se caracteriza por presentar campos de volcanes monogenéticos, como el Grupo Carrán-Los Venados, y centros poligenéticos, como el Puyehue-Cordón Caulle. Los modelos que se han formulado para explicar el desarrollo de estos dos estilos de volcanismo consideran factores de la fuente de los magmas y del medio que éstos deben atravesar hasta la superficie, tales como el campo de stress regional y la tasa de suministro de magma (Fedotov, 1981; Takada, 1994; Cañón Tapia y Walker, 2004). En el presente estudio se evaluaron dichos factores utilizando metodologías estadísticas y de balance de entalpía, las que no se habían usado antes en la ZVS, además de un estudio geoquímico del Grupo Carrán-Los Venados. Estas metodologías complementan el trabajo de campo y las formas que tradicionalmente se habían usado para abordar este problema en la ZVS.

A continuación se discuten los resultados obtenidos y se propone un modelo para explicar la ocurrencia de volcanismo monogenético en el Grupo Volcánico Carrán-Los Venados.

6.1. Origen de los magmas del GVCLV

El análisis de los datos geoquímicos del GVCLV permitieron concluir que los magmas de este grupo se generan por la fusión parcial del manto astenosférico libre de granate, probablemente con espinela. Este resultado ya había sido sugerido por Rodríguez (1999), y sería una característica del volcanismo de la ZVS al sur de los 35°S de latitud (Stern,

2004). La fuente astenosférica libre de granate es consistente con la corteza continental relativamente delgada (~ 30 km) que existe al sur de los 37°S de latitud (Völker *et al.*, 2011).

Las razones isotópicas prácticamente constantes sugieren que el manto que generó los magmas del GVCLV es el mismo. Esto es razonable considerando que probablemente todos ellos se han generado a partir del Pleistoceno medio-superior, y son mayormente Holocenos, periodo de tiempo para el cual el manto puede considerarse estacionario (Stern *et al.*, 2006). Por lo tanto, las diferencias químicas de los magmas del GVCLV se deberían principalmente a distintas trayectorias de diferenciación, sumado a eventuales diferencias en el grado de fusión parcial de la fuente. Esto es respaldado por el hecho de que los magmas más diferenciados no son los más ricos en elementos incompatibles, y también por el que las razones de isótopos de Sr y Nd no se correlacionan con el SiO_2 . Las evidencias enunciadas apoyan un modelo en el cual se producen pulsos de magma desde la astenósfera, los cuales ascienden siguiendo diferentes trayectorias de diferenciación.

6.2. Influencia del basamento en la evolución de los magmas

Las evidencias geoquímicas presentadas en este estudio y por Rodríguez (1999) indican que la diferenciación de los magmas del GVCLV ocurriría principalmente por el fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno, mientras que la asimilación de corteza continental sería escasa o nula. Respaldan esta idea las razones isotópicas prácticamente constantes y los patrones de tierras raras y elementos trazas esencialmente paralelos. Conclusiones similares se han obtenido para la generación de basaltos y andesitas basálticas en el CVPCC (Singer *et al.*, 2008).

El basamento sobre el cual se construye el GVCLV y CVPCC corresponde a rocas ígneas intrusivas, lo que es consistente con la evolución dada esencialmente por el fraccionamiento de minerales. Lo notable es que coexisten en estas latitudes, a lo largo de la Cordillera de los Andes, intrusivos de edad Carbonífero-Pérmico, Jurásico, Cretácico y Mioceno (Campos *et al.*, 1998), indicando la existencia de un magmatismo de larga data dentro de una misma

franja de corteza continental. Por lo tanto, es probable que la corteza bajo el actual arco volcánico esté constituido, en su totalidad, por rocas ígneas intrusivas y anfibolitas de protolito ígneo. Este basamento se caracteriza por tener un alto punto de fusión, lo que sumado a los cortos tiempos de residencia, produciría que la contaminación cortical sea escasa o nula.

6.3. Evolución y ascenso de los magmas del GVCLV

Los antecedentes expuestos permiten caracterizar la evolución y ascenso de los magmas del GVCLV. En primer lugar, los resultados obtenidos no apoyan la existencia de un reservorio somero. El modelo de balance de entalpía de la corteza de Annen (2009), aplicado para la zona del GVCLV, sugiere que no están dadas las condiciones para que éste exista en la corteza superior. Aunque algunos autores han elaborado modelos en donde el volcanismo monogenético sí se puede desarrollar asociado a una cámara magmática emplazada en la corteza superior (Cañón-Tapia y Walker, 2004), en estos casos el volcanismo monogenético se desarrollaría asociado a un estratovolcán central, el cual no existe en el GVCLV. El estratovolcán Los Guindos, que podría cumplir el rol de estratovolcán central, es más bien un volcán periférico al GVCLV, de pequeñas dimensiones comparado con el volumen de otros estratovolcanes en la ZVS (*e.g.* ver Tabla 5.3).

Los argumentos usados para descartar la existencia de una cámara magmática somera bajo el GVCLV parecen ser comunes a todos los campos volcánicos distribuidos de la ZVSC (*e.g.* Caburgua-Huelemolle, Fui) y ZVSS (*e.g.* Alto Palena), pudiendo predecirse la ausencia de una cámara magmática en estos casos. La existencia de una corteza delgada (~ 30 km) y la presencia de la ZFLO parecen ser los requisitos para que esto ocurra (Cembrano y Lara, 2009).

Los procesos de cristalización fraccionada ocurrirían a unos 8 kbar de presión (Rodríguez, 1999), lo que equivale a una profundidad cercana a los 27 km. Considerando que la corteza bajo el GVCLV tiene 30-35 km de espesor (Völker *et al.*, 2011), esta profundidad representa la base de la corteza inferior, cercano al límite corteza-manto. Una mejor estimación de este valor podría obtenerse a través de series de desequilibrio de $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$, métodos geofísicos, geobarómetros clásicos o modelación usando el programa MELTs.

La ausencia de una cámara magmática somera, la escasa o nula contaminación cortical, las trayectorias particulares de diferenciación de cada pulso de magma, los pequeños volúmenes de las erupciones y la tectónica extensional son consistentes con un modelo de diques que ascienden rápidamente una vez que su creación es gatillada, sin estancamiento en cámaras magmáticas someras, con una evolución marcada por el fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno a profundidades cercanas a los 27 km (Figura 6.2). Este modelo apoya los modelos existentes para otros campos de volcanes monogenéticos (Takada, 1994; Cañón-Tapia y Walker, 2004; Spera y Fowler, 2009; Valentine y Hirano, 2010).

La evidencia presentada también es consistente con la existencia de una Zona Caliente en la corteza inferior (Annen, 2006), aunque con ciertas restricciones. En el modelo de la Zona Caliente, los basaltos producidos en la astenósfera se inyectarían en la corteza inferior, comenzando a diferenciarse hasta producir andesitas, e incluso dacitas. En el caso del GVCLV, esta zona caliente sólo alcanzaría a generar basaltos no primitivos y andesitas basálticas.

6.4. Sistema alimentador del GVCLV

El sistema alimentador del GVCLV se manifiesta en superficie a través de erupciones que ocurren, la mayoría de las veces, en un lugar nuevo. Esto quiere decir que nuevos diques alimentadores son creados durante cada evento eruptivo, sin reutilizar los preexistentes. Considerando que la creación de los diques es facilitada por la presencia de fallas o fracturas, y que el GVCLV se encontraría sometido a deformación extensional, se infiere la presencia de un sistema de múltiples fracturas de tensión o fallas dentro de una franja de orientación N67°E bajo el GVCLV, el cual es aprovechado por los magmas que ascienden (Figura 6.2). Esto es consistente con (1) la distribución fuertemente regular de los CEM en dirección N67°E y (2) la naturaleza fracturada de la corteza superior (Lara *et al.*, 2006a).

Las fracturas de tensión o fallas dentro de la franja N67°E podrían tener un rumbo similar al de la franja, o podrían ser segmentos cortos de fallas con un rumbo distinto dispuestos *en échelon* (Figura 6.1). Esclarecer la geometría del sistema alimentador requiere del análisis morfométrico de los conos (*e.g.* Orozco, 2009) y/o de la identificación de

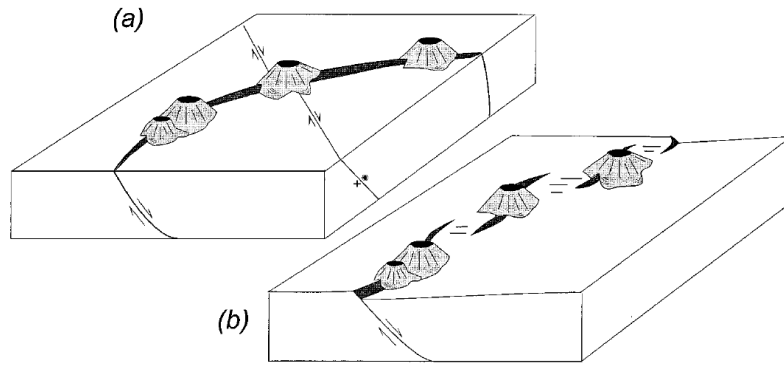


Figura 6.1: Posibles relaciones entre fracturas de tensión y/o fallas, y centros eruptivos menores alineados. **(a)** Los CEM se ubican sobre las fallas, y de preferencia en la intersección de éstas. **(b)** Los CEM se ubican sobre segmentos de falla dispuestos *en échelon*. Modificado de Connor *et al.*, 2000.

alineamientos usando métodos estadísticos.

Dada la presencia de fallas de escala regional (ZFLO) y otras más locales (franja de rumbo N67°E) en la zona, tiene sentido preguntarse qué rol juega cada una dentro del sistema alimentador del GVCLV. Un modelo posible se presenta a continuación.

Ya que las fallas comúnmente se curvan en profundidad, haciéndose horizontales, es probable que las fracturas de tensión o fallas dentro de la franja N67°E afecten principalmente a la corteza superior. En cambio, la ZFLO es un sistema de fallas mayor de intra-arco, principalmente de rumbo, que probablemente se extienden de forma vertical hasta la corteza inferior o el manto (Cembrano *et al.*, 1996; Folguera *et al.*, 2002; Rosenau *et al.*, 2006). Por lo tanto, en la corteza inferior la ZFLO sería la de mayor influencia, facilitando la creación de diques. Al ascender, llegaría un punto en que los diques serían capturados por fracturas de tensión o fallas dentro de la franja N67°E, favorablemente orientadas respecto al stress regional, resultando en la distribución de CEM observada en el GVCLV. Eventualmente, los diques también pueden ascender desde la corteza inferior hasta la superficie, sin ser capturados o reorientados.

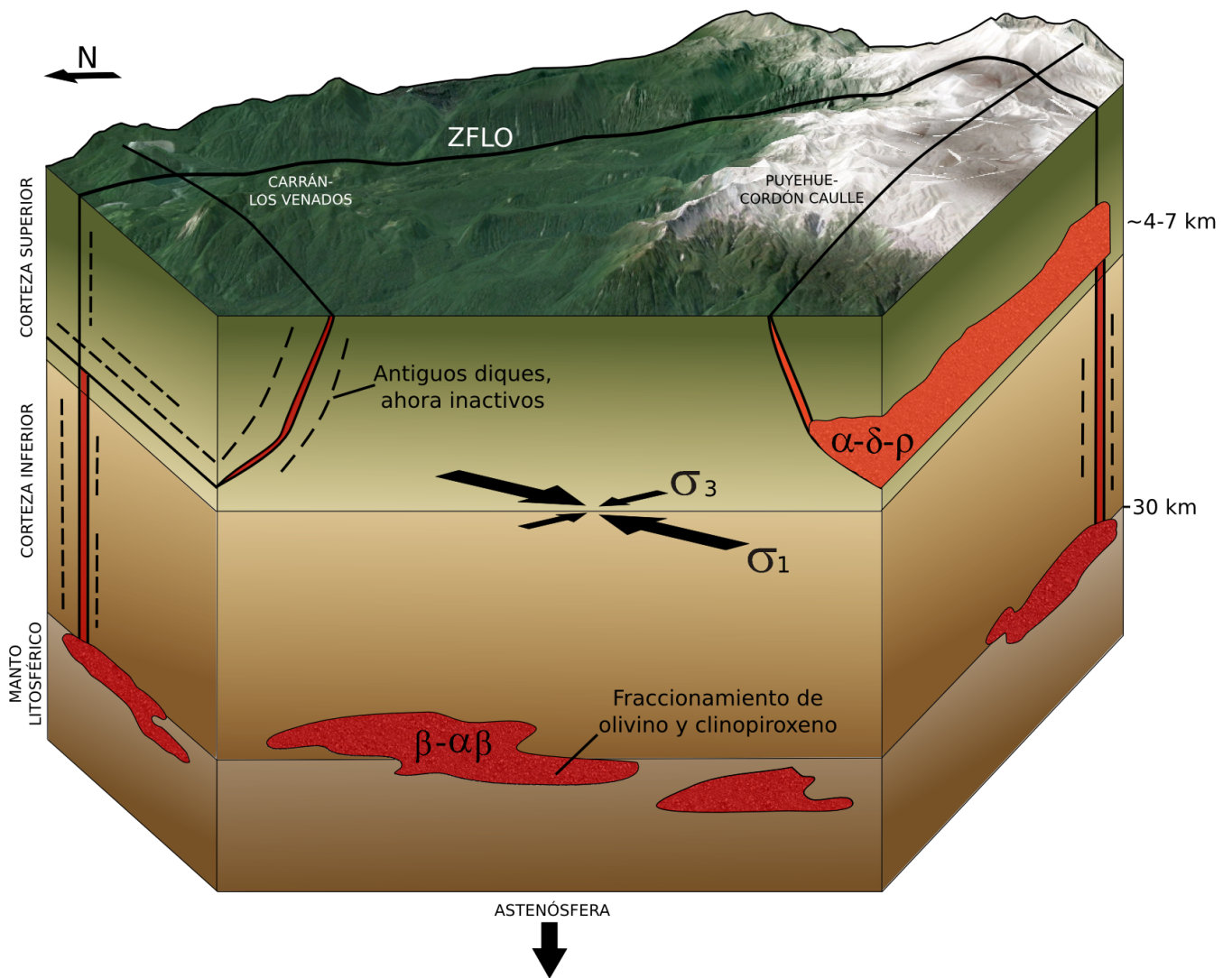


Figura 6.2: Modelo propuesto para el sistema volcánico del GVCLV y CVPCC. El volcanismo monogenético del GVCLV se debería a que pequeños pulsos de magma pueden ascender sin pausas hasta la superficie, lo que es facilitado por la deformación extensional de las fracturas de tensión NE, y por la ausencia de una cámara magmática, producto de una corteza fría. En conjunto, estas condiciones impiden la existencia de un conducto estable de ascenso de magma hasta la superficie. En el caso del CVPCC, la deformación compresiva y la existencia de una cámara magmática permiten la generación de un conducto estable de ascenso de magma, produciendo volcanismo poligenético. α : andesita, $\alpha\beta$: andesita basáltica, β : basalto, δ : dacita, ρ : riolita.

Este modelo es consistente con la distribución espacial de las características geoquímicas, en donde los magmas más primitivos se asocian a CEM periféricos, ubicados sobre la ZFO, mientras que los CEM de la franja N67°E muestran una mayor diferenciación. Sin

embargo, esto significaría que parte de la diferenciación se produce en la corteza superior, y no hay evidencias de que ello ocurra.

6.5. Volcanismo monogenético v/s poligenético en el GVCLV - CVPCC: ¿Cuál es el factor dominante?

Takada (1994) propuso que el stress diferencial, es decir, la diferencia entre el stress máximo y el mínimo, sería un factor que controla el estilo de volcanismo. Sin embargo, el valor del stress diferencial está determinado por factores de gran escala, como lo son la velocidad de convergencia de placas, la oblicuidad de la subducción y el grosor de la corteza, y, por lo tanto, es casi seguro que el GVCLV y el CVPCC están sometidos al mismo stress diferencial, dada su cercanía dentro del arco volcánico. Aunque se descarta que este factor controle el estilo de volcanismo en el caso de estudio, sí puede ser un factor importante para entender el estilo de volcanismo en casos de distintos contextos tectónicos.

Algunos autores (Fedotov, 1981; Hildreth, 1981; Takada, 1994) han propuesto que el volcanismo monogenético se desarrolla en zonas de baja tasa de suministro de magma. Por otro lado, Cañon-Tapia y Walker (2004) sugirieron que el estilo de volcanismo no depende de la tasa de suministro magmático pues volúmenes comparables de magma erupcionado han sido encontrados en volcanes poligenéticos y campos de volcanes monogenéticos (e.g. Connor y Conway, 2000, Piochi *et al.*, 2005). Este último podría ser el caso del conjunto GVCLV-CVPCC, ya que ambos presentan tasas de producción volcánica promedio similares en torno a 0,3-0,4 km³/kyr (Singer *et al.*, 2008), y por lo tanto se pueden inferir similares tasas de suministro de magma. Si ese es el caso, entonces la tasa de suministro magmático no sería el factor dominante en el estilo de volcanismo en el caso de estudio. Sin embargo, la existencia de una cámara magmática (Costa *et al.*, 2011) en el CVPCC sugiere que la tasa de suministro de magma podría ser mayor a la estimada. Otras evidencias sugieren que en el pasado el CVPCC puede haber tenido un periodo de alta tasa de suministro de magma (ver discusión en Sección 6.7). Por lo tanto, la tasa de suministro de magma sí podría ser un factor que controla el estilo de volcanismo en el caso de estudio.

Finalmente, la interacción entre el régimen de stress y la arquitectura, eventualmente heredada, de la corteza, sí es un factor que distingue al GVCLV del CVPCC, y puede controlar el estilo de volcanismo. La presencia de un sistema alimentador de igual rumbo que el σ_1 regional en el GVCLV indica que ese es un dominio de corteza sometida a deformación extensional, lo que permitiría el ascenso de pequeños pulsos de magma hasta la superficie. Por otro lado, el sistema alimentador del CVPCC está controlado por la ZFLO y por la falla Río Iculpe, de rumbo NW, lo que indica la existencia de un régimen de deformación compresivo (Lara, 2006b), favoreciendo el estancamiento y diferenciación de los magmas, y creando canales estables de ascenso. En este caso, distintos sistemas alimentadores, y su interacción con el campo de stress regional, ejercen un control sobre el estilo de volcanismo. Esta conclusión concuerda con Cembrano y Lara (2009), y Cañón-Tapia y Walker (2004), quienes proponen que la interacción entre el campo de stress y la arquitectura de la corteza juega un rol significativo en el estilo del volcanismo.

6.6. El estilo del volcanismo en la ZVSC y ZVSS

En la ZVSC y ZVSS, el estilo de volcanismo se puede explicar considerando dos factores: la tasa de suministro de magma y la interacción entre fallas y el campo de stress de la corteza. El mecanismo a través del cual operan estos factores es explicado por la Teoría de Interacción de Fracturas (Takada, 1993).

El primer caso es el de pequeños cuerpos de magma ($r_{in} < 1 \text{ km}^3/\text{kyr}$, según Gelman *et al.*, 2013) que ascienden por la corteza adelgazada de la ZVSC y ZVSS, en donde la ZFLO controla y facilita el ascenso de diques desde la corteza profunda. Al llegar a la corteza superior, estos diques pueden producir volcanismo monogenético si continúan su ascenso por la ZFLO o son capturados por dominios extensionales de la corteza, como ocurre en el caso del GVCLV, Caburgua y Cayutué. Si los diques interactúan con dominios compresivos, entonces se detendrán y enfriarán en profundidad. En cualquiera de estos casos no se genera una cámara magmática, pues el calor aportado por los pequeños cuerpos de magma no es suficiente. Además, en el caso de dos pulsos de magma que comienzan su ascenso simultáneamente, éstos no coalescerían para generar un cuerpo de magma de mayor volumen, ya que la coalescencia se encuentra inhibida debido a los bajos volúmenes de magma, según la Teoría de Interacción de Fracturas (Takada, 1993).

Si la tasa de suministro de magma aumenta ($r_{in} > 1 \text{ km}^3/\text{kyr}$, según Gelman *et al.*, 2013), entonces se podrá formar una cámara magmática en la corteza superior, ya que la coalescencia de las fracturas deja de estar inhibida, y la tasa de adición de calor es suficiente para mantener un reservorio en estado líquido. La presencia de una cámara magmática somera favorece la creación de canales de ascenso estables, produciendo volcanismo poligenético. Esto puede ocurrir tanto en dominios extensionales de la corteza (*e.g.* Llaima, Osorno), como en dominios compresivos (*e.g.* Puyehue-Cordón Caulle, Mocho-Choshuenco). Se requiere más información para responder si los dominios de compresión y extensión influyen en la tasa crítica de suministro de magma necesaria para formar una cámara magmática. La presencia de ignimbritas y volcanes voluminosos en todos los ambientes tectónicos sugiere que si la tasa de suministro de magma es muy grande, los dominios de compresión y extensión no influyen en el estilo de volcanismo. Además, en una corteza más gruesa, como la del arco volcánico al norte de los 38°S , los dominios de compresión y extensión no tienen un rol tan claro.

Esta explicación es consistente con la presencia de volcanismo monogenético y poligenético en dominios de extensión en la ZVS al sur de los 38°S , y sólo volcanismo poligenético en los dominios de compresión.

6.7. ¿Cómo explicar la presencia de una cámara magmática somera asociada al CVPCC?

El contraste en el contenido de sílice entre los magmas de GVCLV ($< 57\%$ de SiO_2) y del CVPCC (hasta 72% de SiO_2) sugiere que estos sistemas volcánicos son independientes, y que el CVPCC presenta una cámara magmática somera, al contrario del GVCLV. Esta cámara somera estaría entre 4 y 7 km de profundidad (Costa *et al.*, 2011). Sin embargo, los resultados del modelo de Annen (2009) predicen que la tasa de suministro de magma no sería suficiente para formar una cámara magmática.

Se plantea la posibilidad de que la tasa de suministro de magma sea mayor a la estimada, es decir, que $\alpha (=r_{in}/r_{out})$ sea mayor que 10. Aunque esta posibilidad no se descarta, se

trataría de un α anómalamente alto. Otra posibilidad que se plantea surge de la observación de que hace aproximadamente 130 kyr la tasa de producción volcánica tuvo un fuerte aumento, al mismo tiempo que apareció el primer magma cercano a una dacita (61,5 % SiO_2) conocido para el CVPCC (Singer *et al.*, 2008), quién hasta ese momento sólo había eruptado basaltos y andesitas basálticas. Esta observación podría significar que se creó una cámara magmática antes de 130 kyr, generando un reservorio más enriquecido en SiO_2 .

Según el modelo de Annen (2009), la posterior disminución en la tasa de producción volcánica, interpretada como una disminución en la tasa de suministro de magma, hubiera significado el fin de la cámara magmática del CVPCC. Sin embargo, según Gelman *et al* (2013), la generación de un magma enriquecido en SiO_2 aumentaría la cantidad de líquido para una misma temperatura comparado con un magma basáltico, y por lo tanto la cámara podría mantenerse a pesar de la disminución en la tasa de suministro de magma.

Por último, la geometría de la cámara magmática del CVPCC puede ser distinta de la pila de sills circulares usados por Annen (2009) y Gelman (2013), lo que influye en la superficie del reservorio, y, por lo tanto, en la pérdida de calor. Un modelo adaptado a la composición química del CVPCC y GVCLV, y a la forma inferida de la cámara magmática del CVPCC, sería ideal para evaluar la posibilidad de existencia de una cámara magmática somera en el caso de estudio.

6.8. Locus del volcanismo en el GVCLV

Dentro del GVCLV, los *clusters* identificados constituyen macizos que están formados principalmente por productos volcánicos. Esta observación, y la experiencia de lo ocurrido en otros campos distribuidos (Connor, 1990; Connor *et al.*, 2000), sugieren que el volcanismo debió ser especialmente recurrente en cada una de estas zonas durante algún momento del holoceno. Afortunadamente, ambos *clusters* están formados por conos de escoria que presentan diferencias morfológicas suficientes para sugerir las edades relativas entre ambos. Ésta datación relativa se sustenta en que la mayoría de los conos de escoria son usualmente similares en estructura y composición, por lo que sus parámetros morfológicos proveen una idea del tiempo que han estado expuestos a la erosión (Hooper, 1998).

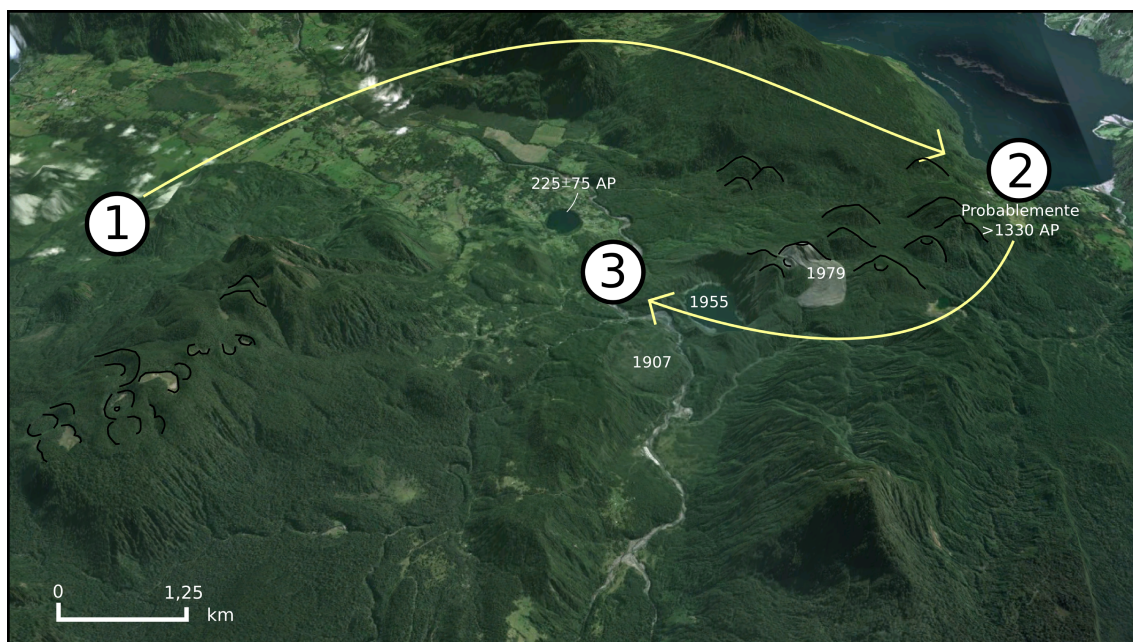


Figura 6.3: Vista aérea del GVCLV. Notar las diferencias morfológicas entre los conos de escoria de los *cluster* Los Venados (1) y Carrán (2). Éstas diferencias, y algunas dataciones C^{14} , permiten sugerir que hubo un periodo de intenso volcanismo en el *cluster* Los Venados (1), el que habría cesado o disminuido en algún momento. El volcanismo intenso habría reaparecido en el *cluster* Carrán (2), al menos hace 3720 A.P., permaneciendo ahí hasta probablemente 1330 A.P. Las erupciones más recientes se encuentran en (3). 1907, 1955 y 1979 indican años d.C.

Por un lado, los conos de Los Venados son difícilmente identificables, su base no se encuentra expuesta y se reconocen sólo por sus cráteres en la mayor parte de los casos. Por otro lado, los conos de Carrán se identifican más fácilmente, cada uno es un alto topográfico y conservan su forma cónica. Estas observaciones sugieren que el volcanismo intenso ocurrió primero en el sector Los Venados, ya que sus conos están más erodados y/o se encuentran más cubiertos, cambiando posteriormente al sector Carrán (Figura 6.3). Además, es posible sugerir un segundo cambio en el locus del volcanismo, desde el sector Carrán hacia el lugar ubicado entre el sector Carrán y el sector Los Venados, en donde ocurrieron las tres erupciones del siglo XX.

La idea del cambio más reciente en el locus del volcanismo es respaldada por las dataciones C^{14} realizadas en este estudio. Dos dataciones de paleosuelo en el sector Carrán dieron edades de 3720 ± 30 y 1330 ± 30 años A.P., con al menos 4 erupciones comprendidas entre estas dos edades. Éstas serían las últimas erupciones en el sector Carrán. Por otro

lado, una datacion de paleosuelo bajo los depósitos de la erupción que originó el maar Po-
cura dio una edad de 225 ± 75 años A.P., lo que confirma erupciones recientes en este sector.

Dataciones en la zona de los centros eruptivos Los Venados servirían para apoyar o
descartar la idea del primer cambio de locus del volcanismo.

Capítulo 7

Conclusiones

1. El estudio de la distribución espacial de los CEM del GVCLV usando el método kernel de estimación de densidad espacial permitió confirmar estadísticamente la existencia de una franja de rumbo N67°E, en la cual se agrupan los CEM del GVCLV, y dos centros periféricos, correspondientes a los Centros Satélite Los Guindos y Media Luna.
2. Los magmas del GVCLV se originan por fusión parcial del manto con espinela, debido a la influencia de fluidos provenientes de la deshidratación del slab. Los basaltos generados ascienden hasta el límite entre la corteza inferior y el manto superior, alcanzando una zona calentada debido a sucesivos eventos de inyección de basaltos, el cual es el lugar más probable en que los basaltos pierden sus características de magma primitivo. La diferenciación de los magmas está dada principalmente por el fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno, y por una mínima o nula asimilación de la corteza. La diferenciación en esta etapa genera basaltos no primitivos y andesitas basálticas.
3. La tasa de producción volcánica del GVCLV es cercana a 0,3 km³/kyr, y la tasa de suministro magmático estaría entre 0,9 y 3 km³/kyr. Estas tasas son insuficientes para producir y mantener una cámara magmática somera, según modelos de balance de entalpía de Annen (2009) y Gelman *et al.* (2013).
4. Se infiere la existencia de un sistema de fisuras de tensión ubicadas en una franja de orientación N67°E, las que junto a la ZFLO forman el sistema de alimentación del

GVCLV. Pequeños pulsos de magma podrían ascender desde la corteza inferior y/o el manto superior, a través de diques que aprovechan la ZFLO. Al ascender, estos diques serían capturados por las fracturas de tensión o fallas dentro de la franja N67°E, las que están sometidas a extensión, generando la distribución observada de los CEM.

5. El ascenso de pequeños pulsos de magma en un contexto de deformación extensional genera que los pulsos de magma alcancen la superficie sin estancarse. Según la teoría de interacción de fracturas (Takada, 1993), esta condiciones favorecerían el ascenso por conductos distintos cada vez, produciendo el volcanismo monogenético del GVCLV.
6. El volcanismo poligenético del CVPCC sería producto de la tectónica y de la presencia de una cámara magmática asociada, la cual sugiere que la tasa de suministro magmático puede haber sido mayor en el pasado. Los magmas del CVPCC ascenderían desde la Zona Caliente hasta sectores prefacturados de la corteza que están sujetos a deformación compresiva, los que promoverían el estancamiento de los magmas. En esta cámara se produciría la diferenciación de los basaltos y andesitas basálticas hasta alcanzar magmas dacíticos y riolíticos.
7. La coexistencia de volcanismo monogenético y poligenético en la ZVSC y ZVSS se puede explicar por la conjugación de dos factores: la tasa de suministro de magma y la interacción de la arquitectura cortical con el campo de stress imperante. El mecanismo a través del cual operan estos factores es explicado por la Teoría de Interacción de Fracturas (Takada, 1993).
8. Se sugiere un cambio en el locus del volcanismo en el GVCLV. Al comienzo, este habría sido más intenso en la zona de Los Venados, cambiando luego a la zona de Carrán. Actualmente el locus del volcanismo está ubicado alrededor de la traza principal del SFLO, entre la zona de Carrán y Los Venados.

Capítulo 8

Referencias

1. Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L. 1998. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Trans-mexican volcanic belt: *Geology*, v. 26, p. 591-594.
2. Aravena, D. 2012. Desarrollo de metodología para estimación de potencial geotérmico explotable en la región del Maule, Zona Volcánica sur, Chile. Universidad de Chile, tesis (sin publicar). 152 pp. Santiago.
3. Bertin, D., y Lara, L. 2012. Mapa preliminar de peligros volcánicos del Grupo Carrán-Los Venados. Carta Geológica de Chile. Serie Geología ambiental. Escala 1:75.000.
4. Campos, A, Moreno, H., Muños, J., Antinao, J. L., Clayton, K., Martin, M. 1993. Área Futrono-Lago Ranco, región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No.8, escala 1:1000000. Santiago.
5. Cañon-Tapia, E., and G. P. L. Walker. 2004. Global aspects of volcanism: The perspectives of "plate tectonics" and "volcanic systems". *Earth Sci. Rev.*, 66, 163-182.
6. Cembrano, J., Hervé, F. 1993. The Liquiñe Ofque Fault Zone: A mayor Cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. *Second ISAG*, Oxford (UK), 21-23/9/1993.
7. Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A. 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault Zone in southern Chile. *Tectonophysics* 259, 55-66.

8. Cembrano, J., Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471, (2009) 96-113.
9. Connor, C.B. 1990. Cinder Cone Clustering in the TransMexican Volcanic Belt: Implications for Structural and Petrologic Models. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, no. B12, p. 19,395-319,405.
10. Connor, C., Hill, B. 1995. Three nonhomogeneous Poisson models for the probability of basaltic volcanism: Application to the Yucca Mountain region. *Journal of Geophysical Research* 100:12 107-10 125.
11. Connor, C.B., F.M. Conway. 2000. Basaltic volcanic Fields, in: H. Sigurdsson, editor, *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, New York, 331-343.
12. Connor, C.B., Connor, L.J. 2009. Estimating spatial density with kernel methods. In: Connor C, Chapman N, Connor L (ed) *Volcanic and Tectonic Hazard Assessment for Nuclear Facilities*. Cambridge University Press pp 331-343.
13. Connor, L., Connor, B., Meliksetian, K., y Savov, I. 2012. Probabilistic approach to modeling lava flow inundation: a lava flow hazard assessment for a nuclear facility in Armenia. *Journal of Applied Volcanology* 2012, 1:3.
14. Costa, F., Lara, L., Singer, B. 2011. Possible tectonic control on the origin and pre-eruptive conditions of the Cordon Caulle (Chile) 1921, 1960, and 2011 silicic eruptions. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2011*, abstract V33B-2626
15. Duong, T., Hazelton, M.L. 2003. Plug-in bandwidth selectors for bivariate kernel density estimation. *Journal of Nonparametric Statistics* 15:17-30.
16. Fedotov, S.A. 1981. Magma rates in feeding conduits of different volcanic centres. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 9(4), 379 394.
17. Folguera, A., Ramos, V.A., Melnick, D. 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39°S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile* 29 (2), 151-165.

18. Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R., Naranjo, J. 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost Central Andes (37°-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antiñir-Copahue fault zone. *Tectonics* 23, TC5008. Doi: 10.1029/2003TC001533.
19. Gelman, S., Gutiérrez, F., Bachmann, O. 2013. On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *En prensa*.
20. Hammer, O., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. 2001. PAST:Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Paleontologia electronica* 4(1): 9pp.
21. Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfes, D., and Müller, B. 2008. The World Stress Map database release 2008 doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.
22. Hildreth, W., Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98:455-489.
23. Hildreth, W., Godoy, E., Fierstein, J., Singer, B. 2010. Laguna del Maule Volcanic Field Eruptive history of a Quaternary basalt-to-rhyolite distributed volcanic Field on the Andean rangecrest in central Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería - Boletín No. 63, 145.
24. Hooper, D., Sheridan, M. 1998. Computer-simulation of scoria cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83. 241-267.
25. Kiyosugi, K., Connor, C.B., Zhao, D., Connor, L.J., and Tanaka, K. 2010. Relationships between volcano distribution, crustal structure, and P-wave tomography: An example from the Abu Monogenetic Volcano Group, SW Japan: *Bulletin of Volcanology*, v. 72, p. 331-340, doi:10.1007 /s00445-009-0316-4.
26. Lara, L.E., Lavenu, A., Cembrano, J., Rodríguez, C. 2006a. Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordon Caulle-Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 70-86. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.04.017.
27. Lara, L.E., Moreno, H., Naranjo, J.A., Matthews, S., Pérez de Arce, C. 2006b. Magmatic evolution of the Puyehue-Cordon Caulle Volcanic Complex (40° S), Southern

- Andean Volcanic Zone: from shield to unusual rhyolitic fissure volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157, 343-366. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.04.010.
28. López-Escobar, L.; Cembrano, J. ; Moreno, H. 1995a. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.
 29. Martin, A.J., Umeda, K., and Yusa, Y. 2003. Probabilistic approaches for Predicting the Long-Term Spatial and Temporal Characteristics of Monogenetic Volcanoes; Application to Two Monogenetic Volcano Fields in Japan.: Tono Geoscience Center, v. 18, p. 59-70.
 30. Martin, A.J., Umeda, K., Connor, C.B., Weller, J.N., Zhao, D., and Takahashi, M. 2004. Modeling long-term volcanic hazards through bayesian inference: An example from the Tohoku volcanic arc, Japan.: *Journal of Geophysical Research* v. 109, no. B102081, p. 1-20
 31. McDonough, W. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 101: 36,909. doi: 10.1016/0012-821X(90)90119-I.
 32. Melnick, D., Charlet, F., Echtler, H.P., De Batist, M. 2006a. Incipient axial collapse of the Main Cordillera and strain partitioning gradient between the Central and Patagonian Andes, Lago Laja, Chile. *Tectonics* 25, TC5004.
 33. Moreno, H. 1977. Geología del Área volcánica Puyehue-Carrán en los Andes del sur de Chile. Universidad de Chile, thesis (unpublished). 181 pp.78469217.
 34. Moreno, H. 1980. La erupción del volcán Mirador en abril-mayo de 1979, Lago Ranco-Riñinahue, Andes del Sur. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones N°28, p.1-23.
 35. Nakamura, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation principal and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2, 1-16.
 36. Nakamura, K. 1986. Volcanology and the plate tectonics, *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.*, 30 pp.

37. Németh, K. 2012. Field Guide: Monogenetic Volcanism of the South Auckland and Auckland Volcanic Fields. 4IMC Auckland, New Zealand 20-24 February 2012. <http://vhub.org/resources>
38. Orozco, G. 2009. Sistema de centros eruptivos de flanco de la erupcion de 1835 A.D., Volcan Osorno (SCEFVO-1835): significado tectonico. Universidad de Chile, tesis (sin publicar). 69 pp. Santiago.
39. Paulsen, T., y Wilson, T. 2010. New criteria for systematic mapping and reliability assessment of monogenetic volcanic vent alignments and elongate volcanic vents for crustal stress analyses. *Tectonophysics*, Volume 482, issue 1-4 (February 25, 2010), p. 16-28. ISSN: 0040-1951 DOI: 10.1016/j.tecto.2009.08.025
40. Piochi, M., P. P. Bruno, and G. De Astis. 2005. Relative roles of rifting tectonics and magma ascent processes: Inferences from geophysical, structural, volcanological, and geochemical data for the Neapolitan volcanic region (southern Italy), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q07005, doi:10.1029/2004GC000885.
41. Rodríguez, C. 1999. Geoquímica del Grupo Carrán-Los Venados, Andes del Sur (40.3°S). Universidad de Chile, thesis (unpublished). 133 pp. Santiago.
42. Rollinson, H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, UK. 352 pp. Co-published by J. Wiley and Sons. Inc. in the USA. ISBN 0 582 0 6701 4.
43. Romero, H. 1985. *Geografía de los Climas. Colección Geografía de Chile. Tomo XI.* Instituto Geográfico Militar (I.G.M., editores).
44. Rosenau, M.R. 2004. *Tectonics of the Southern Andean Intra-arc Zone (38°-42°S)*, PhD Thesis, Freie Universität Berlin, http://www.diss.fu-berlin.de/diss/receive/FUDISS_thesis_000000001381
45. Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics* 25, TC4013.
46. Silverman, B.W. 1978. Choosing the window width when estimating a density. *Biometrika* 65:1-11.

47. Smid, E., Lindsay, J., y Jolly, G. 2009. A Review of Statistical Methods Used to Assess Probabilistic Hazard in Monogenetic Basaltic Fields. IESE Tech Report 1-2009.04.
48. Spera, F., y Fowler, S. 2009. Conceptual model for small-volume alkali basalt petrogenesis: Implications for volcanic hazards at the proposed Yucca Mountain nuclear waste repository. *in* Connor, C., Connor, L., and Chapman, N., eds., *Volcanism, Tectonism, and Siting Nuclear Facilities*: Cambridge, UK, Cambridge University Press, p. 195-228.
49. Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31 (2), 161-206.
50. Stern, T., Stratford, W., Salmon, M. 2006. Subduction evolution and mantle dynamics at a continental margin: Central North Island, New Zealand. *Reviews of Geophysics*, 44, RG4002/2006. Paper number 2005RG000171
51. Takada, A. 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophys. Res* 99:13563-13573
52. Vega, M. 2010. Erupciones hidrovulcánicas históricas del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (40,2°S): rol del agua y de las estructuras. Memoria para optar al título de geólogo (inédito), Universidad de Concepción.
53. Völker, D., Kutterolf, S., Wehrmann, H. 2011. Comparative mass balance of volcanic edifices at the southern volcanic zone of the Andes between 33°S and 46°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 205 (2011) 114-129.
54. Wand, M.P., Jones M.C. 1995. Kernel Smoothing. No. 60 in *Monographs on Statistics and Applied Probability*, Chapman and Hall
55. Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman. London.
56. Wood, C.A. 1980b. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8, 137-160

Capítulo 9

Anexos

9.1. Anexo 1. Coordenadas de las muestras relocalizadas

	UTM E	UTM N	UTM E Reloc.	UTM N Reloc.	Muestra	Código
Subgrupo 1	739230	5526650	739230	5526650	Los Venados I	080295-2
Subgrupo 2	748058	5526673	747662	5526161	Riñinahue	FB170812-1
	746570	5529087	746345	5529366	Pocura	FB101012-1
	744850	5527606	743456	5526280	Sector Quirrasco	FB091012-1
	745212	5528457	745703	5528433	Sector Quirrasco	FB091012-2
	745212	5528457	745730	5528421	Sector Quirrasco	FB091012-3
	746481	5527482	745544	5527664	Pichicura	FB091012-5
	747030	5523966	746704	5524215	Jaramillo	FB091012-6
	746484	5527706	745507	5527637	Pichicura	070295-3
	745050	5529100	745111	5528775	Puchura	090295-2
	753450	5532300	751291	5528773	Carrán II	180295-3
	245206	5531605	752473	5528702	Carrán III	180295-5
	754250	5528900	753782	5529162	chascón sur	170295-1
	740180	5526180	740834	5524440	Venados II	040295-3
	753860	5529150	753860	5529150	chascón sur	170295-2
	748270	5526820	747609	5526204	Riñinahue	261194-5
	740250	5526550	741082	5524843	Queñe	060295-3
	747900	5524650	746721	5524208	Jaramillo	261194-4
	749731	5527301	749692	5528045	Mirador bloque	180295-2
	749550	5528630	749692	5528045	Mirador	180295-1
	748500	5528750	748590	5527485	Carrán	220295-1K
	752550	5529350	752539	5528829	chascón sur	170295-3
	741400	5523850	741400	5523850	El Cielito	050295-3
	741407	5528066	741415	5527246	Aserradero alto	070295-4
	745250	5525600	745563	5525831	Quilicura	150295-42
	746250	5526900	746121	5526430	Colorado	090295-5
	748590	5527485	748590	5527485	Base maar Carrán	LL131112-1
	737856	5526872	737402	5527098	Los Venados II	LL141112-1
	737856	5526872	742062	5524387	Los Venados II	LL141112-3
	737856	5526872	742463	5525137	Los Venados II	LL141112-4
	752407	5527247	751291	5528573	Carrán III	FB141112-5
	752367	5527219	751719	5528514	Carrán III	FB141112-8
	752507	5527119	752106	5528646	Carrán III	FB141112-10
753770	5526953	752679	5528897	Carrán III	FB151112-3	
Centros Satélite	749750	5537550	748911	5533162	Los Guindos I	180295-6
	752950	5534650	748911	5533162	Los Guindos III	180295-8
	753650	5527230	752824	5524230	Media Luna	160295-1
	245806 (19G)	5527076	752910	5524383	Media Luna	FB151112-1

9.2. Anexo 2. Porcentaje en peso de óxidos de elementos mayores

Subgrupo	UTM E	UTM N	Volcán/Unidad	Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Suma
Subgrupo 1	735699	5533712	Carrán I	FB091012-7	51,13	14,37	2,4	13,4	7,89	4,42	0,25	3,6	0,85	1,17	99,48
	748058	5526673	Rifinahue	FB170812-1	52,58	18,26	1,1	11,74	7,76	4,1	0,19	3,83	0,55	0,11	100,22
	746570	5529087	Pocura	FB101012-1	53,27	18,04	1,05	11,27	7,45	3,8	0,19	3,77	0,64	0,24	99,72
	744640	5523966	Quirrasco	FB091012-1	51,39	18,49	1,15	11,72	8,01	4,62	0,17	3,57	0,47	0,13	99,72
	745212	5528457	Quirrasco	FB091012-2	56,21	18,48	0,74	9,66	6,58	2,88	0,19	4,31	0,76	0,22	100,03
	745212	5528457	Quirrasco	FB091012-3	54,93	18,61	0,77	10,56	6,61	3	0,19	4,22	0,72	0,24	99,85
Subgrupo 2	746481	5527482	Pichicura	FB091012-5	55,67	18,07	0,78	10	6,78	3,08	0,19	4,17	0,74	0,2	99,68
	747030	5523966	Jaramillo	FB091012-6	51,52	18,54	1,08	12,09	7,98	4,44	0,18	3,68	0,47	0,1	100,08
	748873	5527760	Base Maar Carrán	LL131112-1	53,43	18,86	0,97	10,58	7,45	3,81	0,17	4,06	0,62	0,23	100,18
	737856	5526872	Los Venados II	LL141112-4	51,82	18,85	1,1	11,34	7,4	4,44	0,18	3,59	0,54	0,17	99,43
	737856	5526872	Los Venados II	LL141112-3	50,91	19,25	1,12	11,51	7,23	4,44	0,19	3,48	0,51	0,18	98,82
	737856	5526872	Los Venados II	LL141112-1	51,5	18,61	1,09	11,16	8,48	4,82	0,18	3,5	0,54	0,16	100,04
	753770	5526953	Carrán III	FB151112-3	51,88	18,82	1,06	11,58	7,93	4,25	0,18	3,66	0,52	0,19	100,07
	752407	5527247	Carrán III	FB141112-5	51,23	18,71	1,15	11,53	8,13	4,51	0,18	3,63	0,5	0,18	99,75
	752367	5527219	Carrán III	FB141112-8	51,43	18,74	1,08	11,18	8,38	4,84	0,18	3,28	0,48	0,15	99,74
	752507	5527119	Carrán III	FB141112-10	50,42	18,87	0,97	10,79	9,04	5,75	0,18	2,85	0,44	0,16	99,47
Centro Satélite	245806	5527076	Media Luna	FB151112-1	51,4	17,31	1,05	9,95	8,66	6,83	0,17	3,17	0,88	0,34	99,76

Tabla 9.2: Porcentaje en peso de óxidos de elementos mayores. Grupos según Rodríguez (1999). Unidades según Moreno (1977).

9.3. Anexo 3. Concentracion de elementos menores y trazas

Subgrupo	Muestra	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Th	U	
Subgrupo 1	FB091012-7	37	224	48	20,6	9,2	17,6	394	37,8	102	291	18,5	46	6,67	32,7	7,7	2,51	9,25	1,27	6,88	1,44	4,36	0,57	4,01	0,5	2,8	2,4	0,8	
	FB170812-1	23	236	<14	23,7	2,3	8,7	452	18,3	65,2	185	6,8	16,1	2,35	11,5	3,04	1,13	3,43	0,57	3,27	0,68	2,1	0,29	2,15	0,33	2,2	0,6	0,3	
	FB101012-1	22	204	<14	22,9	4,4	11,6	448	20,1	70	202	7,7	19,6	2,59	12,1	3,06	1,14	3,51	0,58	3,77	0,84	2,29	0,31	2,13	0,34	2,5	1	0,3	
	FB091012-1	25	248	<14	26,6	11,1	8,3	424	15,1	52,4	148	5,6	13,5	1,96	11,4	2,49	0,98	3,11	0,49	2,82	0,6	2,14	0,29	1,78	0,27	1,3	0,5	0,1	
	FB091012-2	12	82	<14	17,1	1,4	12,7	502	19,4	88,3	239	10	23,9	3,2	13,6	3,6	1,19	3,9	0,61	3,39	0,7	2,29	0,32	2,45	0,36	2,6	1,2	0,4	
	FB091012-3	12	93	<14	18,7	2,8	11,4	468	18,7	83,2	240	10,2	22,7	2,95	14,3	3,49	1,17	3,39	0,59	3,47	0,72	2,15	0,34	2,07	0,34	2,3	1,3	0,3	
	FB091012-5	13	101	<14	17,4	0,8	11,8	495	20,6	87	251	9,7	22,8	3,12	16,5	3,63	1,17	4,09	0,59	3,86	0,77	2,13	0,33	2,25	0,36	2,6	1,2	0,3	
	FB091012-6	24	251	<14	28	7,8	7	459	16,6	54,2	148	6	13,5	1,89	10,9	2,92	0,99	2,89	0,49	3,71	0,65	1,99	0,29	1,76	0,3	1,5	0,3	0,2	
	Subgrupo2	LL131112-1	16	191	35	27,8	3,5	10,1	522	19,8	67,3	229	7,6	19	2,89	11	3,2	1,13	3,31	0,5	3,83	0,61	1,91	0,22	1,73	0,27	2	0,6	0,2
		LL141112-4	24	264	<14	29,7	10,4	10,2	481	17,7	67,9	163	6	16,5	2,55	13,2	3,6	1,11	3,49	0,5	3,83	0,66	2,17	0,26	2,02	0,28	2,4	0,6	0,1
LL141112-3		25	258	14	31,8	10,7	9,1	456	21,3	69	160	6	15,6	2,57	11,9	3,16	1,07	3,78	0,58	3,97	0,69	2,12	0,27	1,98	0,27	2,1	0,5	0,1	
LL141112-1		26	283	21	31	19	10,6	467	18,8	68,7	174	5,9	16,7	2,47	11,9	3,02	1,12	3,52	0,52	3,65	0,7	1,8	0,25	2,14	0,29	1,8	0,5	0,2	
FB151112-3		22	256	<14	30,4	6,7	8,3	512	21,1	70,5	190	6,3	16	2,44	13	3,29	1,09	3,37	0,52	3,46	0,69	2,07	0,26	2,13	0,28	2,2	0,4	<0,1	
FB141112-5		28	294	<14	31,8	8,8	8,3	480	21,2	67,1	157	5,4	13,8	2,14	14	3,09	1,04	3,37	0,5	3,25	0,69	2,09	0,26	2,07	0,29	1,5	0,2	<0,1	
FB141112-8		27	293	21	34,4	15,7	9,5	474	21,3	63,3	162	6,4	14,8	2,23	9,1	3,23	1,07	3,44	0,53	3,51	0,71	2,15	0,27	1,85	0,26	2,1	0,5	0,1	
FB141112-10		27	253	62	36,1	37,1	7,7	469	19,4	74,1	175	7,1	18,3	2,47	11,5	3,23	1,03	3,41	0,49	3,38	0,69	1,96	0,27	1,85	0,24	2	0,8	0,2	
Centro Satélite		FB151112-1	25	221	198	38	81,5	18,1	568	22,9	130	320	15,9	36,1	4,98	24,8	4,9	1,45	4,92	0,63	3,84	0,84	2,59	0,28	2,23	0,28	3,2	1,7	0,4

Tabla 9.3: Concentracion de elementos menores y trazas en ppm. Grupos según Rodríguez (1999).