



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

**MORFOLOGÍA DE ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS
CENOZOICAS DE LOS ANDES CENTRALES
ENTRE LOS 25° Y 26° S, CHILE.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

VICTOR ALEJANDRO VILLA CONTARDO

**PROFESOR GUÍA
JOSÉ ANTONIO NARANJO SOZA**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN
ANGELO CASTRUCCIO ALVAREZ
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA**

**SANTIAGO DE CHILE
MAYO 2013**

RESUMEN

A partir de la observación de imágenes satelitales y de la utilización de modelos de elevación digital (ASTER GDEM con resolución de 30 m) se determinan parámetros morfométricos de edificios volcánicos (altura absoluta, volumen, área basal y de la cima, diámetros basal y de cima, pendientes promedio y máxima) y razones entre estos parámetros (razón de aspecto y entre este valor versus diámetro cima/diámetro basal) para los 6 conjuntos de volcanes definidos entre los paralelos 25° y 26° S, el meridiano 69°W, y la frontera entre Chile y Argentina, unidades que representan la evolución del arco volcánico en la zona, en el lapso Oligoceno – Holoceno.

Existen diferencias morfométricas en valores de altura absoluta y volumen de los conjuntos de volcanes 3 y 4 (Mioceno medio a superior y Mioceno superior – Plioceno inferior, respectivamente): mientras el Conjunto Volcánico 3 exhibe una población importante de volcanes compuestos relativamente mayores en la zona, el Conjunto Volcánico 4 presenta una población considerable de conos simples y volcanes compuestos de menor tamaño. Estas diferencias podrían tener relación con la profundidad, duración y distribución de las cámaras magmáticas en cada conjunto. Por otro lado, es posible establecer una secuencia evolutiva para las morfologías volcánicas: a partir de conos simples de $<0,1 \text{ km}^3$, se desarrollan conos de mayor tamaño (por crecimiento a través de un solo centro de emisión), volcanes compuestos (por colapsos de conos simples y volcanes compuestos, y por migraciones en los centros de emisión). Cuando los procesos migratorios en una zona particular persisten en el tiempo, ocurren complejos volcánicos, que representan la máxima evolución de las morfologías volcánicas en la zona. Las tres morfologías se observan generalmente bien preservadas en todos los conjuntos volcánicos, lo que evidencia que los colapsos volcánicos son el principal proceso de degradación de volcanes en la zona desde hace 25 Ma.

Se identifican 7 edificios volcánicos en la zona con depósitos de avalanchas asociados. El origen de estos colapsos es en general mixto (volcánico y tectónico) para los volcanes colapsados, lo que implica una posible latencia de las cámaras magmáticas durante el crecimiento y destrucción de estos volcanes.

A mi familia
Por su amor incondicional

AGRADECIMIENTOS

A mi madre por su amor incondicional, por ser dos, por darme el impulso necesario cada vez que el camino se puso difícil. Soy quien soy gracias a ti. Estoy aquí gracias a tu amor.

A mi hermano, por ser un motivo para luchar.

A mi familia por enseñarme a ser mejor cada día y a sostenerme cuando fue necesario.

A mi abuela, por todo.

A ti, Constanza, por ser mi compañera en este camino que empezamos a recorrer. ¡Cuánto nos espera por delante! Gracias por el amor que compartimos.

A ti, Rafita, por iluminar mi camino con tu sonrisa de niño.

A todos quienes han pasado por mi vida en estos años de universidad. Gracias Vladi, Cristián, Manu, por hacer de cada terreno una experiencia inolvidable. Gracias Arturo, Felipe, Rodrigo, por las veladas compartidas arreglando el mundo, por los viajes, por la bicicleta, por compartir con ustedes lo que más tarde se convertiría en mi vida ... la vida al aire libre.

A José Antonio Naranjo por enseñarme la rigurosidad, y por ayudarme a ver cada día más.

A María Rosa, a Blanca, y en general a todos los funcionarios del departamento por hacer de este el lugar que tanto queremos.

GRACIAS A TODOS

TABLA DE CONTENIDO

I. INTRODUCCIÓN	1
1. Fundamentación	1
2. Hipótesis	4
3. Objetivos	4
4. Metodología general	5
II. MARCO GEOLÓGICO.....	7
1. Geomorfología de la zona, clima y drenaje.....	7
2. Evolución del arco volcánico cenozoico en los Andes Centrales de Chile	8
3. Geología de la zona estudiada	10
III. MORFOMETRÍA DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS	18
1. Generalidades	18
2. Cálculo de parámetros morfométricos	21
3. Morfometría de edificios volcánicos en la zona estudiada	25
3.1 Parámetros morfométricos por tipo de volcán.....	30
3.2 Caracterización morfométrica de los Conjuntos Volcánicos definidos por Naranjo y Cornejo (1992).	34
IV. AVALANCHAS VOLCÁNICAS	41
1. Generalidades	41
2. Metodología para determinación y caracterización de avalanchas	44
3. Descripción de avalanchas volcánicas en la zona	48
4. Dirección de abertura de anfiteatros y Máximo Esfuerzo Horizontal.....	60
V. DISCUSIÓN.....	61
1. Formas volcánicas y tipos de volcanes en la zona	61
2. Conjuntos volcánicos.....	65
3. Comparación de las morfologías en la zona de estudio con la Zona Volcánica Sur (SVZ)	68
4. Avalanchas volcánicas	70
VI. CONCLUSIONES	75
BIBLIOGRAFÍA.....	77
ANEXO.....	83

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Definición de parámetros morfométricos calculados en edificios volcánicos.	23
Tabla 2. Definición de parámetros morfométricos determinados en avalanchas volcánicas.	45
Tabla 3. Parámetros morfométricos de avalanchas volcánicas en la zona.	47
Tabla 4. Resumen de parámetros morfométricos por conjunto volcánico.	67
Tabla 5. Parámetros morfométricos de otros edificios volcánicos de los Andes.	69

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	2
Figura 2. Ubicación de los principales volcanes en la zona	3
Figura 3. Principales estructuras regionales entre los 21º y 28º S..	11
Figura 4. Conjuntos volcánicos definidos por Naranjo & Cornejo (1992).....	12
Figura 5. Creación de base 3D mediante Global Mapper 11.02..	24
Figura 6. DEM de Co. del Azufre, generado con Global Mapper 11.02	24
Figura 7. Histogramas generales de parámetros morfométricos de volcanes.	26
Figura 8. Delimitación de volcanes y su distribución por altura absoluta (H) en m.	27
Figura 9. Distribución de volcanes y su volumen (V) en km ³	28
Figura 10. Distribución de volcanes, con representación de su razón de aspecto (H/Wb).....	29
Figura 11. Distribución de tipos de volcanes	31
Figura 12. Histogramas de Altura absoluta y Volumen por tipo de morfología volcánica.	32
Figura 13. Histogramas de Superficie basal y de razón de aspecto por tipo de morfología volcánica.....	33
Figura 14. Delimitación de edificios volcánicos estudiados. C.....	35
Figura 15. Histogramas de altura absoluta de volcanes, por conjunto volcánico.	39
Figura 16. Histogramas de razón de aspecto de volcanes, por conjunto volcánico.	40
Figura 17. Sección esquemática de un depósito de avalancha volcánica.....	42
Figura 18. Principales parámetros morfométricos determinados para cada depósito de avalancha.....	45
Figura 19. Fotografía del flanco W del Complejo Volcánico Agua Amarga..	49
Figura 20. Imagen Satelital de Complejo Volcánico Agua Amarga..	50
Figura 21. Vista de flanco W de Cerro de la Pena.....	51
Figura 22. Imagen satelital de Cerro de la Pena..	52
Figura 23. Imagen satelital de Cerro Bolsón..	53
Figura 24. Fotografía de Complejo Volcánico Gemelos o Dos Puntas	54
Figura 25. Imagen satelital de Complejo Volcánico Gemelos o Dos Puntas.....	55
Figura 26. Vista flanco oriental Cerro del Encanche.	56
Figura 27. Imagen satelital de Cerro del Encanche.....	56
Figura 28. Imagen satelital de avalancha de volcán Juan de la Vega.	57
Figura 29. PJB de más de 3 m en depósito de avalancha de Vn. Chaco.	59
Figura 30. Imagen satelital de Cerro Chaco..	59

Figura 31. Direcciones de abertura de anfiteatros principales en la zona estudiada y posibles direcciones de Esfuerzo Máximo Horizontal (MHS) asociados..	60
Figura 32. Gráfico de dispersión de H/W_b versus W_s/W_b para formas volcánicas	62
Figura 33. a) Evolución de morfologías volcánicas en la zona. b) Gráfico de dispersión de Altura absoluta (H) versus Volumen (V) para formas volcánicas..	62
Figura 34. Diagrama esquemático relación entre presión litostática (P) y sobrepresión en cámara magmática (P_{ex}).....	65
Figura 35. Tamaño de edificios volcánicos en la zona.	66
Figura 36. a) Gráfico de dispersión de H/L versus volumen de avalanchas en la zona. b) Gráfico de distancia recorrida en exceso versus volumen de avalanchas.....	71
Figura 37. Gráfico de dispersión de caída vertical (h) versus Largo de avance (distancia recorrida, L) de avalanchas volcánicas en la zona..	72

I. INTRODUCCIÓN

La presente memoria se enmarca dentro del proyecto de mapeo de los Andes Centrales de Chile, realizado por el Plan Nacional de Geología (PNG) y desarrollado por el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). El PNG tiene como objetivo completar el mapeo geológico a escala 1:100.000 al norte de los 30°S, subdividiéndose en más de cien cartas a esta escala. Dos de estas cartas abarcan el área de la Hoja Salar de la Isla (1:250.000), desarrollada en 1992 por Naranjo y Cornejo, actualmente en proceso de actualización a escala 1:100.000 por J.A. Naranjo, C. Venegas y V. Villa. Este proyecto pretende, a través de sus objetivos propios explicados en las secciones siguientes, aportar datos que pueden obtenerse gracias al avance de las tecnologías de información geográfica ahora disponibles.

1. Fundamentación

Los Andes Centrales chilenos, entre los 25° y 26° S, comprenden numerosas estructuras volcánicas desarrolladas en las distintas etapas de la evolución del arco volcánico cenozoico (J.A. Naranjo, com. verbal, 2012). Este segmento constituye un área de extrema aridez, la cual se ha incrementado a partir del Mioceno (Alpers & Brimhall, 1988). Además, según los antecedentes en la zona, no ha habido erosión glaciaria, solo modelado eólico y autodestrucción de estructuras por actividad volcánica, lo que ha permitido preservar en gran medida las características originales de las unidades volcánicas construidas (Naranjo & Cornejo, 1989).

La zona de estudio se encuentra aproximadamente entre los paralelos 25° y 26° S, el meridiano 69° W y la frontera entre Chile y Argentina (Figura 1). Abarca 5.500 km² y en ella se encuentran aprox. 220 centros de emisión (Figura 2), por lo que corresponde a una de las zonas de volcanismo de mayor densidad de los Andes (J.A. Naranjo, com. verbal, 2012).

Sobre la base de antecedentes geocronológicos (más de 220 edades radiométricas K-Ar y Ar/Ar), Naranjo & Cornejo (1992) y Naranjo *et al.* (en edición, a y b) definen seis unidades volcánicas (Oligoceno superior – Holoceno), que en la zona representan la evolución del arco volcánico cenozoico en ese lapso. Destacan, además, la distribución de las unidades en función de su grado de erosión y distribución espacial (J.A. Naranjo, com. verbal, 2012). El avance en los

Sistemas de Información Geográfica (SIG) ha impulsado la utilización de la morfometría para interpretar fenómenos geológicos, pues permite obtener resultados más precisos y de manera más sencilla que los métodos derivados de fórmulas (Rodríguez-González *et al.*, 2010). Además, las imágenes satelitales modernas permiten corroborar algunos rasgos físicos descritos por Naranjo y Cornejo (1992) y por Naranjo *et al.* (en edición, a y b), a la vez que permiten aumentar el nivel de caracterización de las unidades por ellos definidas (J.A. Naranjo, com. Verbal, 2012).

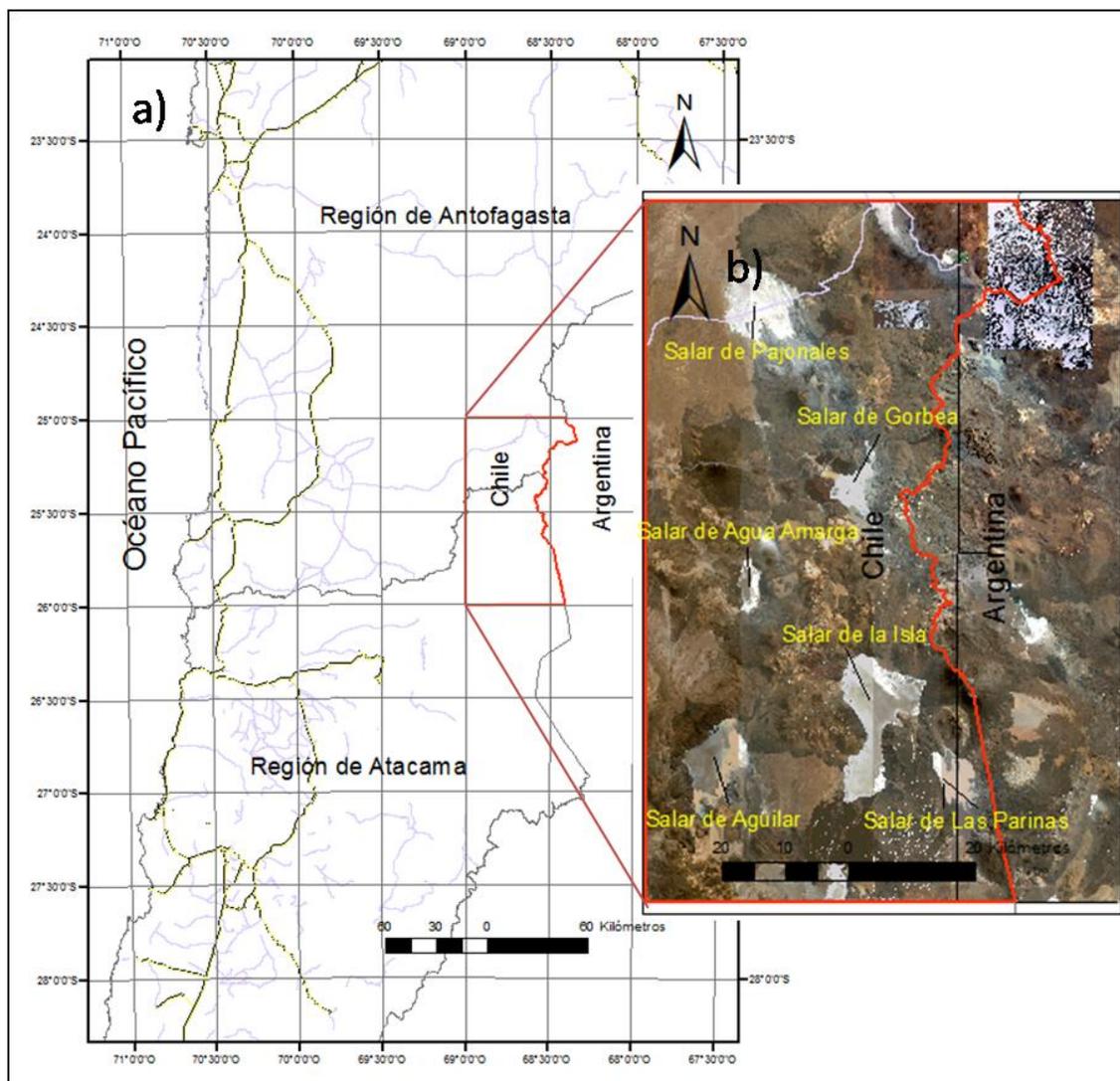


Figura 1. a) Mapa de ubicación de la zona de estudio. En gris oscuro, límites internacionales y regionales. En amarillo y gris, caminos principales. En rojo, cuadro de ubicación de zona de estudio. b) Imagen satelital de la zona de estudio, con nombres de salares como referencia.

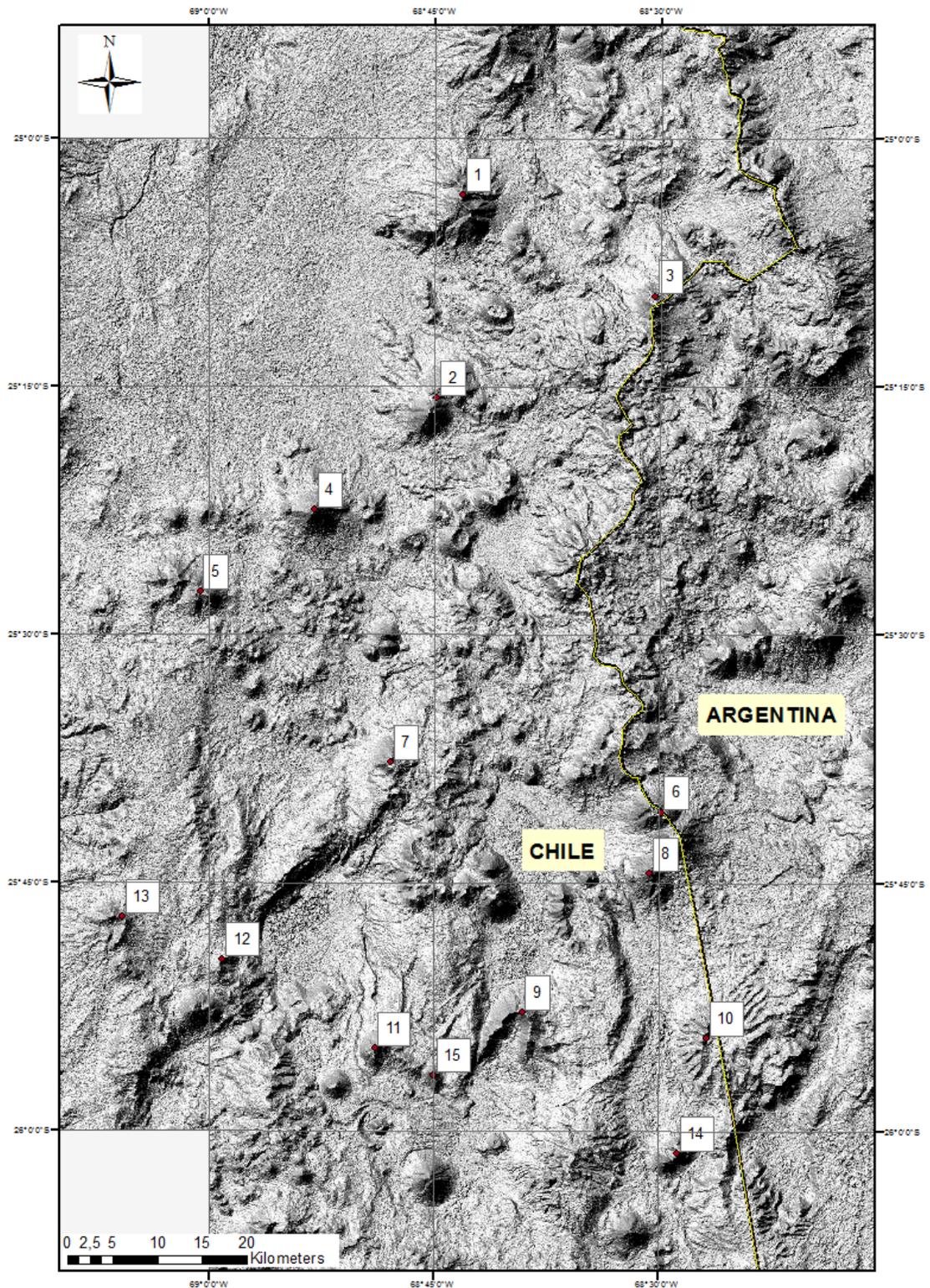


Figura 2. Ubicación de los principales volcanes en la zona, mencionados en el texto. 1) Co. de la Pena; 2)Co. Quebrado; 3) Complejo Volcánico Lastarria; 4) Co. del Azufre; 5) Co. Chaco; 6) Complejo Volcánico Aguas Blancas; 7) Co. de Agua Amarga; 8) Co. Parinas; 9) Co. Puntagudo de la Isla; 10) Co. León Muerto; 11) Co. Juan de la Vega; 12) Co. Encanche; 13) Co. Bolsón; 14) Complejo Volcánico Gemelos o Dos Puntas; 15) Co. Negro Filudo.

El gran número de estructuras volcánicas bien preservadas debido a la aridez del clima de la zona constituye un excelente laboratorio natural para el desarrollo de metodologías que permitan una caracterización morfológica remota. Además, el avance de los SIG aporta herramientas que permiten analizar un gran número de datos de manera rápida y eficiente. Resulta de interés, por lo tanto, caracterizar la morfología de las estructuras volcánicas utilizando las herramientas que los SIG facilitan para investigar, a partir de esa caracterización, las causas que generan las variaciones de las formas volcánicas entre etapas evolutivas y dentro de ellas mismas.

2. Hipótesis

La morfología de las estructuras volcánicas de la zona presentan características que permiten su clasificación espacio-temporal, dadas las variaciones que, en promedio, se observan en altura, volumen, extensión, diámetro, y distribución, asociadas a su edad radiométrica. Las avalanchas volcánicas y calderas de avalancha sin depósito presentes poseen evidencias que indican la acción de procesos mixtos en su generación.

3. Objetivos

Objetivo General

El objetivo del presente trabajo es investigar las posibles causas de las diferencias morfológicas espacio-temporales en las unidades geocronológicas definidas por Naranjo & Cornejo (1992) y Naranjo *et al.*, (en edición, a y b) en el lapso Mioceno Inferior – Holoceno, entre los paralelos 25° y 26° S, el meridiano 69°W, y la frontera entre Chile y Argentina.

Objetivos Específicos

- Caracterizar la morfología de las estructuras volcánicas en las distintas unidades, mediante el cálculo de parámetros morfométricos.
- Clasificar las morfologías observadas, sobre la base de los parámetros morfométricos ya determinados.

- Realizar una comparación relativa de las características específicas que describen a cada unidad e interpretar los resultados.
- Caracterizar morfológicamente los depósitos de avalancha y anfiteatros resultantes de colapsos de edificios volcánicos en la zona.

4. Metodología general

Para cumplir con los objetivos específicos del presente estudio no se contempló trabajo en terreno, aunque sí fueron considerados datos recabados en la zona durante los últimos años por José Antonio Naranjo. Estos datos consisten, principalmente, en observaciones de las distintas avalanchas estudiadas y fotografías de volcanes y sus productos. Estos datos son utilizados para corroborar mediciones remotas, principalmente de parámetros morfométricos de avalanchas volcánicas. De esta manera, los objetivos han sido alcanzados gracias a la utilización de imágenes satelitales, modelos de elevación digital y mapas topográficos y geológicos.

La caracterización de volcanes en la zona se realizó mediante:

a.- Observación de imágenes satelitales publicadas por el programa Google Earth 5.2. En particular, aquellas publicadas desde el año 2008 en adelante, cuya resolución permite la distinción entre edificios volcánicos.

b.- Utilización de un modelo de elevación digital para el cálculo de parámetros morfométricos. El modelo elegido fue el ASTER GDEM con resolución de 30 m, cuya visualización y manejo se realizaron en el programa Global Mapper v. 11.02.

Con esta metodología, se obtienen valores para la altura absoluta (H), volumen (V), área y diámetro basal (A_b y W_b), pendientes promedio y máxima (S_{av} y S_{max}), y área y diámetro de cima (A_s y W_s), la que corresponde a la curva de nivel más alta que encierra a todo el volcán. Además, se obtienen valores para dos razones: razón de aspecto (H/W_b) y diámetro de cima versus diámetro de base (W_s/W_b). Algunos parámetros utilizados para conos monogénicos e incluso para estratovolcanes (Tibaldi *et al.*, 1995; Grosse *et al.*, 2012; entre otros) como elongación máxima y mínima, etc., no fueron considerados en este estudio debido a la irregularidad que la mayoría de los volcanes presentan en su forma, la que impide la obtención de datos precisos y confiables para estos parámetros

Una vez obtenidos los parámetros morfométricos para cada volcán, estos datos fueron clasificados por conjunto volcánico, permitiendo su observación e interpretación mediante la confección de gráficos de dispersión y de histograma por conjunto volcánico, de todos los conjuntos al mismo tiempo, y por morfología. Además, se estudia la distribución geográfica de los valores de H, V y H/Wb por conjunto volcánico y para todos los conjuntos simultáneamente, con el objeto de identificar posibles patrones regionales (alineamientos, zonas con mayor densidad de volcanismo, etc).

El estudio de avalanchas volcánicas se realizó por medio de la observación de imágenes satelitales, apoyado por el estudio de puntos de terreno facilitados por José Antonio Naranjo. Se calcularon parámetros morfométricos clásicos en los depósitos (Ui, 1983, 1985; Ui *et al.*, 2000; Siebert, 1984; Siebert *et al.*, 1987, entre otros), como caída vertical (Δh), distancia recorrida (L), distancia de transporte excesivo (Le), volumen (Va) y velocidad (v) donde fuera posible. Los valores obtenidos para avalanchas en la zona fueron comparados con avalanchas en el mundo (datos de Siebert *et al.*, 1987), a través de gráficos de dispersión.

II. MARCO GEOLÓGICO

1. Geomorfología de la zona, clima y drenaje

El área de estudio se ubica en la parte occidental de la cadena volcánica del Cenozoico superior, la que presenta en la zona un ancho variable entre 130 a 260 km entre los 25° y 26°S (Naranjo *et al.*, en edición, a y b). Constituye el límite occidental del altiplano argentino, caracterizado por la ausencia de ríos cautivos debido a la continuidad y envergadura de la cordillera (Börgel, 1965). La presencia de numerosos edificios volcánicos controlan la disposición de gran cantidad de cuencas salinas endorreicas (once salares y lagos) y la trama del drenaje local.

En la zona son comunes los cordones y sierras longitudinales formadas por edificios volcánicos, como la corrida de Cori (< 5.447 m), Cordón del Azufre (< 5.467 m), Sierra de Gorbea (< 4.955 m), Cordón Cerros Bayos (< 4.378 m), Cordón Conito de los Infieles (< 4.917 m) y la Sierra de Aguas Blancas, que incluye al cerro homónimo de 5.761 m. (Naranjo *et al.*, en edición, a y b).

En el sector noroccidental se distingue un plateau ignimbrítico que constituye una superficie inclinada al oriente, hacia el salar, denominada Pampa de Pajonales. Está delimitada al oriente por los contrafuertes de la cadena de volcanes (Cerro de la Pena, 5.260 m, Cerro Quebrado, 5.187 m), que se extiende hacia el oeste a través del Cerro del Azufre (5,488 m), el cordón Valentín y Cerro Chaco (Naranjo *et al.*, en edición, a y b).

El área presenta un clima desértico marginal de altura con escasas precipitaciones, nival en invierno y pluvial en la temporada estival. Las temperaturas, generalmente bajas, se caracterizan por su fuerte oscilación diaria. El viento incrementa su intensidad a partir del medio día y, durante grandes tormentas, tiene una dirección NW predominante, manifestada por extensas cubiertas salinas constituidas de material de los salares, las que tiñen de gris las laderas de los volcanes ubicados al sur de los salares.

La condición hiperárida dominante en la actualidad en el desierto de Atacama es generalmente atribuida a la acción combinada de la corriente de Humboldt y del anticiclón subtropical del Océano Pacífico suroriental (Lettau, 1978) en una zona subtropical de altura. La Cordillera de los Andes actúa como una barrera que detiene las masas de aire húmedo provenientes de la cuenca amazónica y Argentina central, reforzando la hiperaridez de la zona. Según estos autores, las condiciones climáticas actuales de la región son consecuencia de un proceso paulatino de desecación climática, desde el Mioceno medio, probablemente relacionado a un notable decrecimiento de la temperatura de las aguas marinas costeras, aportadas por la corriente de Humboldt ancestral.

En la zona no se distinguen evidencias de actividad glacial si bien existen numerosos cerros con alturas superiores a los 5.000 m s.n.m. Sólo se pueden reconocer cordones fósiles de soliflucción ubicados, predominantemente, sobre los flancos sur y suroriental de algunos volcanes a alturas comprendidas entre 5.000 - 4.000 m.

2. Evolución del arco volcánico cenozoico en los Andes Centrales de Chile

La evolución tectónica y magmática de los Andes Centrales se ha visto fuertemente influenciada por la velocidad, oblicuidad y ángulo de la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana durante los últimos 25 Ma. Pardo-Casas & Molnar (1987) establecen que la velocidad de convergencia habría aumentado de 5 a 10 cm/año hace 25 Ma, disminuyendo el ángulo de oblicuidad. Pilger (1984) señala además que hace 10 Ma habría ocurrido otro aumento (menor en comparación) de la velocidad de convergencia. El magmatismo en la zona ocurriría por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Wigger *et al.*, 1994), proceso que actualmente ocurre un ángulo de aproximadamente 30° en la zona del plateau Altiplano-Puna (Allmendinger *et al.*, 1997, y referencias en él). La distribución del volcanismo neógeno es virtualmente idéntica a la extensión espacial del plateau, tanto longitudinal como latitudinalmente, y el aumento de la velocidad de convergencia combinado con la disminución del ángulo del *slab* hace 25 Ma, lo ha desplazado paulatinamente hacia el este desde un arco Eoceno-Oligoceno en la precordillera de Chile para formar el cinturón volcánico actual (Mioceno inferior – presente) de, localmente, más de 250 km de ancho (Jordan & Alonso, 1987; Pardo-Casas & Molnar, 1987).

Los Andes Centrales constituyen un plateau elevado sobre 3.500 m s.n.m., cuya formación es atribuida principalmente a acortamientos horizontales durante el Neógeno, los que habrían generado un engrosamiento cortical que alcanza 70-80 km bajo el Altiplano, y 60 km bajo la Puna, espesor asumido en la zona estudiada (Isacks, 1988; Allmendinger *et al.*, 1997; Trumbull *et al.*, 1999). Además de este engrosamiento de la corteza, el efecto de una delaminación litosférica habría apoyado el alzamiento del plateau (Coira *et al.*, 1993; Kay & Kay, 1993; Kay *et al.*, 1994; Allmendinger *et al.*, 1997). Desde los 25 Ma, la tectónica en la Puna ha sido principalmente compresiva con acortamientos NW-SE durante el Evento Quechua (Lahsen, 1982; Jordan & Alonso, 1987; Allmendinger *et al.*, 1997). La acumulación de magmas derivados del manto en la base de la corteza durante este periodo de compresión permite la generación de magmas intermedios a félsicos por procesos tipo MASH, eruptados en la Puna desde el Mioceno medio al Plioceno (Marrett & Emerman, 1992; Zappettinni *et al.*, 1998; en Richards & Villeneuve, 2001).

Al estudiar superficies erosivas en Bolivia, Gubbels *et al.* (1993) sugieren dos etapas de acortamiento y alzamiento para los Andes Centrales en el Altiplano: una primera etapa de deformación (25 – 10 Ma), desde el arco magmático hasta la cordillera oriental, afectando principalmente la zona del Altiplano, y una segunda etapa de acortamiento (10 – 0 Ma) en que la corteza superior del altiplano y Cordillera Oriental son cabalgadas sobre el escudo brasileño a través de una zona de cabalgamiento en la corteza media, con el consecuente desarrollo de una faja plegada y corrida en el trasarco andino. Para la zona de la Puna, Allmendinger *et al.* (1997) sostienen que el acortamiento comenzó entre 5 y 10 Ma después que en el Altiplano, y duró hasta hace 1 – 2 Ma.

Una serie de estructuras de rumbo noroeste atraviesan el sector de la puna (Figura 3), las que favorecen la aparición de volcanes miocenos y más jóvenes. Riller *et al.* (2001) plantean que la aparición de grandes calderas post- Mioceno superior se relacionaría con la existencia de estas estructuras, las que consecuentemente habrían estado activas en ese tiempo. Infieren además que el magma habría aprovechado estas estructuras sub-verticales para ascender a la superficie, proveniente de mantos de magma acumulados en la corteza media y posiblemente formados gracias a la advección de calor que se habría producido por el aumento de volumen de la cuña astenosférica, bajo la corteza ya engrosada. Varios autores sugieren que los centros volcánicos

mayores están controlados por estas estructuras, que tendrían un origen anterior a la formación de la cadena volcánica andina y que serían muy profundas en la corteza (Lahsen, 1982; Salfity, 1985). Chernicoff *et al.* (2002) estudian a partir de imágenes aeromagnéticas la relación entre estos grandes lineamientos y magmatismo y alteraciones hidrotermales, concluyendo que en las zonas de intersección de grandes estructuras se favorece la existencia de magmatismo. En la zona estudiada, sin embargo, estas grandes estructuras no son evidentes ya que, o bien pueden encontrarse cubiertas, o han sido utilizadas por volcanismo junto con sus estructuras conjugadas.

3. Geología de la zona estudiada

3.1 Basamento

El basamento de la zona está cubierto, en su gran mayoría, por depósitos volcánicos del Cenozoico superior, existiendo solo pequeñas ventanas de erosión y relictos de altos topográficos antiguos en que es posible encontrar rocas del Paleozoico Superior. Estas ventanas corresponden a rocas de la Fm. La Tabla (Carbonífero – Pérmico; García, 1967), la que aflora en el vértice noroccidental de la zona y al este del salar de Las Parinas, cubriendo no más de 10 km² dentro de la zona. Al este del Salar de Las Parinas, sus afloramientos se encuentran intruídos por granodioritas del Plutón León Muerto (Triásico Inferior) y parcialmente cubiertos por depósitos de las Gravas de Atacama (Naranjo *et al.*, en edición, b).

3.2 Volcanismo cenozoico superior.

En la zona se distinguen al menos 220 centros de emisión, incluyendo desde grandes calderas hasta pequeños conos piroclásticos y domos, con edades comprendidas entre el Oligo-Mioceno y el Holoceno, sin existir registros históricos de actividad volcánica. El volcán Lastarria es el único que presenta actividad fumarólica en la actualidad.

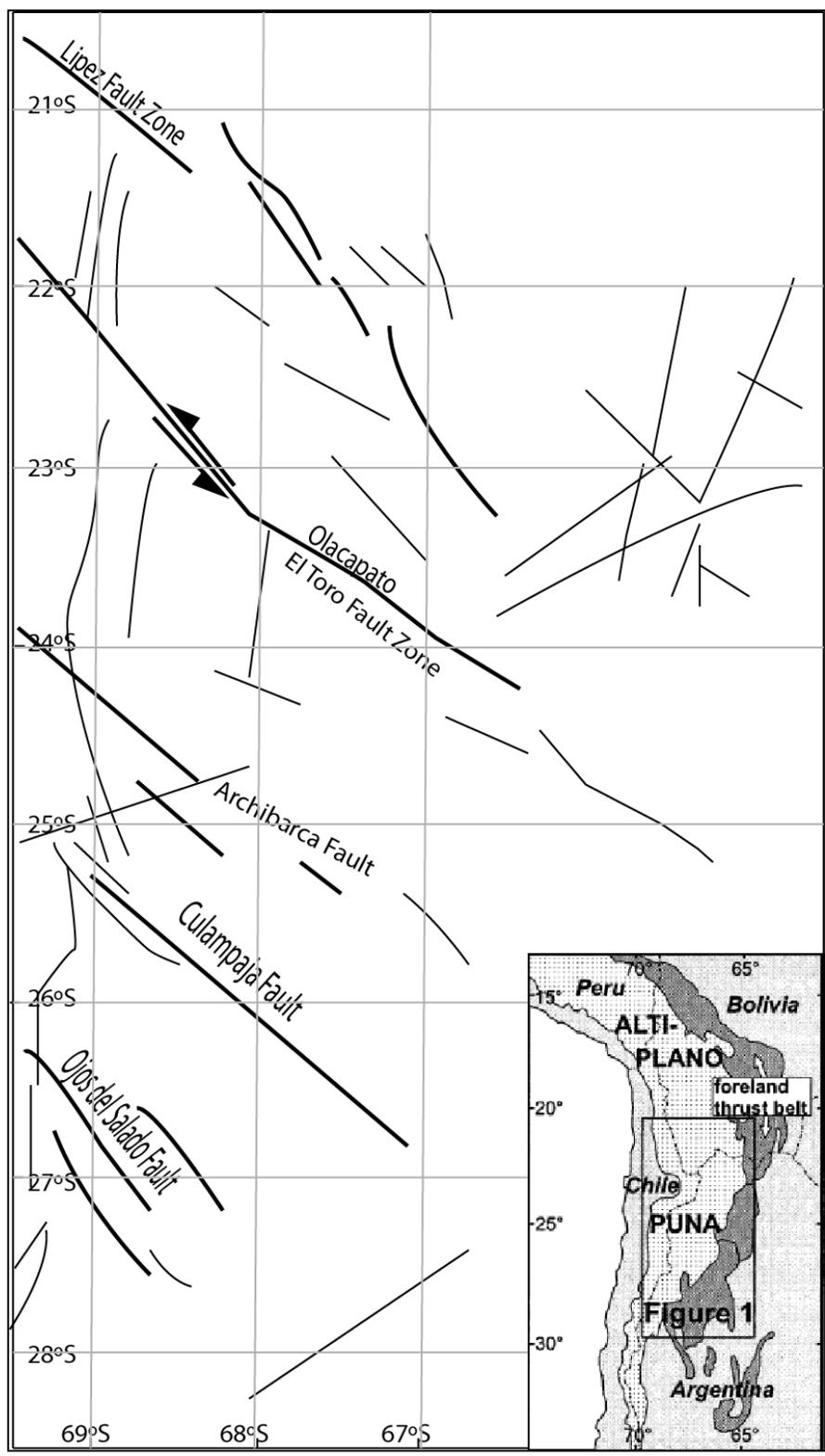


Figura 3. Principales estructuras regionales entre los 21° y 28° S. Modificado de Riller *et al.* (2001).

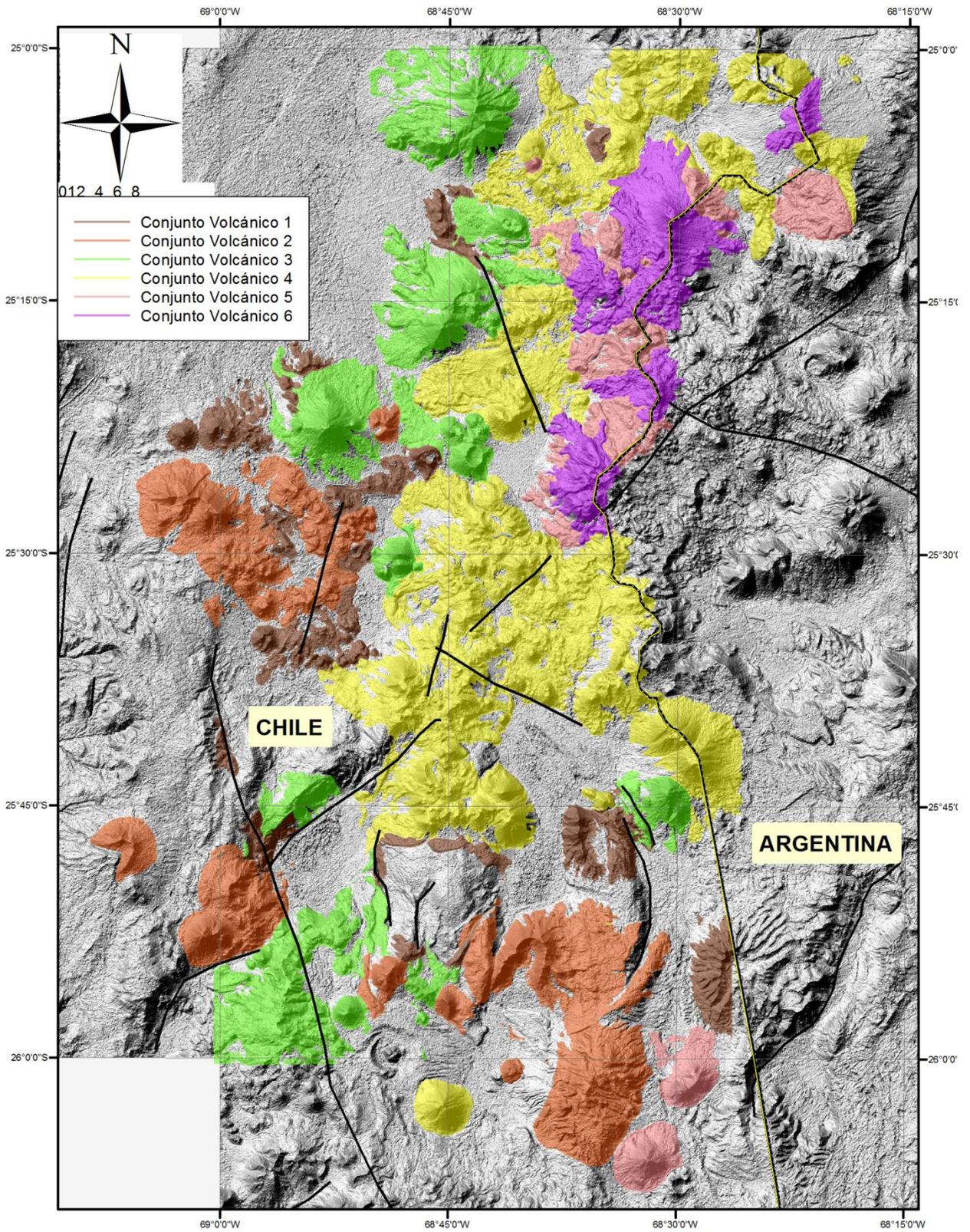


Figura 4. Conjuntos volcánicos definidos por Naranjo & Cornejo (1992).

En general, se reconocen estructuras volcánicas constructivas y destructivas, y formas originadas por procesos exógenos. Debido a la escasez de secciones y perfiles naturales producto de la excelente conservación superficial de las estructuras volcánicas, Naranjo y Cornejo (1992) y Naranjo *et al.* (en edición, a y b.) definen unidades sobre la base de diferencias sutiles en grados de erosión o preservación, conjuntamente con el apoyo de caracterizaciones litológicas y petrografía, geoquímica, y dataciones radiométricas. Estos autores distinguen, de este modo, seis facies o pulsos volcánicos, los que definen como Conjuntos Volcánicos, incluyendo grandes estratovolcanes, complejos volcánicos, conos piroclásticos menores, domos, campos de lavas y secuencias estratificadas de lava, abarcando en conjunto una superficie de 3.350 km² (Figura 4). Los conjuntos volcánicos más nuevos presentan una distribución circunscrita y definida, cubriendo parcialmente a los conjuntos volcánicos antiguos. A continuación, se presenta un resumen de las principales características observadas por Naranjo y Cornejo (1992) y Naranjo *et al.* (en edición, a y b) en los seis conjuntos volcánicos, por ellos definidos.

Conjunto Volcánico 1 (Oligoceno superior – Mioceno inferior).

Agrupar a un conjunto de estratovolcanes, secuencias de lavas estratificadas y cuellos volcánicos, intensamente erosionados, cuyos remanentes son cubiertos discordantemente por la unidad de Ignimbritas Río Frío, las Gravas de Atacama, y las subsecuentes unidades de rocas. Por ser la unidad volcánica más antigua, sus afloramientos se encuentran usualmente en “parches”, salvo excepciones representativas como los Cerros La Plataforma, Colorado, y León Muerto, todos con formas destructivas y sometidas a una intensa erosión posterior. Destacan, además, los cerros ubicados al suroeste del salar de Agua Amarga (3.790 m) y Tres Puntas, que muestran las formas superficiales más juveniles, como cráteres y cordones o dorsales transversales de lavas. En los núcleos erosionados de estos centros volcánicos se encuentran sistemas de filones radiales, cuellos y domos centrales de estructuras columnares y, en algunos casos, zonas de alteración hidrotermal (Naranjo *et al.*, en edición, a y b).

Las lavas de esta unidad se encuentran, composicionalmente, entre daciandesitas de hornblenda y/o biotita y piroxeno, hasta andesitas basálticas de ortopiroxeno y olivino, siendo la litología dominante andesitas de orto y clinopiroxeno. Sus edades varían entre los 23,7 y los 18,1 Ma (Naranjo *et al.*, en edición, a y b), siendo contemporánea con los productos de denudación de

relieves generados por el alzamiento andino (Gravas de Atacama) del Oligoceno superior – Mioceno medio.

Conjunto Volcánico 2 (Mioceno inferior – medio).

Agrupar un conjunto de estratovolcanes medianamente erosionados, lavas y brechas que presentan morfologías superficiales parcialmente preservadas. En ellos se distinguen ocasionalmente cráteres, calderas y depósitos de avalanchas. Estos volcanes y lavas sobreyacen a las ignimbritas del grupo Río Frío y son cubiertos, localmente, por lavas de los conjuntos volcánicos posteriores. La mayoría de los volcanes incluidos en esta unidad conservan sus estructuras primarias, distinguiéndose sus cráteres o formas dómicas correspondientes. Se distingue un mayor número de estructuras cónicas completas que la unidad anterior, desarrollando alturas desde 200 a 600 m y, excepcionalmente, 900 y 1.200 m. Las estructuras bajas presentan cráteres con formas circulares bien desarrolladas, con diámetros desde 0,25 a 1,5 km. Aquellos volcanes con evidencias de procesos degradacionales autógenos, como calderas y depósitos de avalancha, son los que exhiben la mayor destrucción, destacando los cerros Chaco, al oeste del área, cerros del Encanche, Juan de la Vega-Negro Filudo y Puntiajudo de la Isla.

Petrográfica y composicionalmente, las rocas de esta unidad presentan escasas variaciones dentro del rango de las andesitas a daciandesitas. La edad de estas rocas se distribuye en el intervalo desde 18 a 15 Ma siendo, al igual que en la unidad precedente, contemporáneas con los productos de la denudación de relieves generados por el alzamiento Andino (Gravas de Atacama del Oligoceno superior – Mioceno medio).

Conjunto Volcánico 3 (Mioceno medio)

Agrupar estratovolcanes compuestos, en su mayoría de grandes dimensiones, que presentan un grado de erosión débil a mediano. Se distinguen algunos edificios volcánicos que presentan calderas de avalancha y estructuras de domos. Localmente, las lavas de este conjunto de volcanes sobreyacen a depósitos ignimbríticos del grupo Río Frío e incluso, a la unidad de ignimbritas Pajonales.

En términos morfológicos, destacan la dimensión y preservación de los aparatos volcánicos, entre los cuales abundan estructuras aisladas por sobre los cúmulos de volcanes menores, que son escasos. Comúnmente los aparatos de esta unidad constituyen estratovolcanes. Las dimensiones de estas estructuras son comparativamente mayores que sus antecesores y que la mayoría de sus sucesores del Conjunto Volcánico 4, siendo comunes los conos de entre 1.000 y 1.500 m de altura absoluta. Solo las estructuras bajas presentan cráteres con formas circulares bien desarrolladas. Casi todas las estructuras y formas de coladas de lava, además de avalanchas, se encuentran bien preservadas, con una débil erosión. Algunos aparatos de esta unidad presentan estructuras de lava-domo, las que corresponden a las extrusiones viscosas más tardías.

Las lavas de esta unidad pertenecen al intervalo entre 14,7 y 10,5 Ma.

Conjunto Volcánico 4 (Mioceno superior – Plioceno inferior)

Agrupar un conjunto de estratovolcanes y numerosos conos de escoria que tienen, en su mayoría, dimensiones pequeñas. Su grado de erosión es débil a muy débil. También se distinguen depósitos de avalancha asociados a escarpes de colapso bien definidos, y a lavas de grandes volúmenes cuyas morfologías superficiales se muestran bien conservadas. La fuente de estas lavas se encuentra al este, emplazándose sobre las estructuras y depósitos de los conjuntos volcánicos más antiguos.

El Conjunto volcánico IV constituye una franja volcánica de distribución aproximadamente norte – sur, a lo largo del sector centro – oriental de la zona, con anchos variables entre 7,5 y 37 km. en el territorio chileno. En la parte sur, esta estructura está interrumpida por una estructura mayor, la caldera Aguilar.

La mayoría de los volcanes de esta unidad son de dimensiones reducidas, presentando alturas variables entre 150 y 500 m sobre su base. Es el conjunto que presenta el mayor número de volcanes, abarcando, relativamente, un área mayor que los otros conjuntos. Usualmente se aprecian “racimos” de volcanes. Sus estructuras (cráteres, flancos, domos, colapsos, etc.) se encuentran bien preservados, conservando nítidamente su morfología original. Las rocas de esta

unidad son andesitas de dos piroxenos y también dacitas de piroxeno y biotita. En forma subordinada se distinguen andesitas basálticas de olivino y piroxeno. Naranjo y Cornejo (1992) presentan 59 edades K-Ar para esta unidad, encontrándose en el rango entre 8,7 y 3,7 Ma.

Conjunto Volcánico 5 (Plioceno superior – Pleistoceno inferior)

Agrupar a un conjunto de volcanes y lavas que se encuentra sobre la unidad anterior y que constituye la base de la cadena volcánica actual. Abarca un área de 160 km², distribuyéndose en la parte norte de la zona estudiada y, aisladamente, en la zona sur.

La mayoría de los volcanes y lavas de esta unidad se encuentra estrechamente asociada a aquellos de la unidad volcánica cuaternaria, siendo parte de la misma cadena y, en algunos casos, de las mismas estructuras. Las estructuras de cráteres no son particularmente abundantes, y posee coladas de lava que en general son más largas que las más recientes.

Las rocas de esta unidad son moderadamente porfíricas, y corresponden a andesitas y dacitas de piroxeno y biotita, con hornblenda en aquellas de textura más gruesa (domos). Su edad se encuentra en el rango entre 3,5 y 1 Ma.

Conjunto Volcánico 6 (Cuaternario)

Esta unidad agrupa a los volcanes compuestos, conos escoriáceos, domos y lavas de la cadena volcánica andina actual en la zona. Se constituye por los edificios volcánicos de aspecto morfológico más juvenil que, si bien no han tenido erupciones en tiempos históricos, son considerados “potencialmente activos” en los términos descritos por Smith y Luedke (1984). Poseen un grado de preservación excelente, con morfologías superficiales de cráteres, lavas, depósitos de flujos piroclásticos, cicatrices de colapso y avalanchas de detritos sin evidencias de erosión. La extensión de estos aparatos volcánicos es reducida, con solo 236 km² de área total.

Casi todas las estructuras de esta unidad son estratovolcanes compuestos, lo que indica la migración de la fuente de emisión en distancias cortas. También se incluyen numerosos conos escoriáceos agrupados en enjambres, como por ejemplo, en el sector del cordón del Azufre Norte,

en que en 50 km² se distinguen al menos 20 volcanes pequeños. Además, se incluyen algunas estructuras dómicas, particularmente generadas durante la actividad tardía o terminal de algunos volcanes.

Todos los depósitos de estos volcanes se presentan completamente frescos, sin alteración por agentes erosivos, sin poder encontrar perfiles representativos, salvo excepciones como el flanco oriental del volcán Lastarria, en que una avalancha dejó al descubierto un escarpe con algunas capas de este flanco. Esta avalancha, conserva sus bancos laterales y *hummocks*. Las lavas y piroclastos de los volcanes modernos son de texturas porfíricas y vítreas, en general, siendo principalmente andesitas y dacitas de piroxeno y biotita. Su edad, se establece entre 0,9 y 0,1 Ma.

III. MORFOMETRÍA DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS

1. Generalidades

El crecimiento y la destrucción de edificios volcánicos son el resultado de la compleja relación existente entre procesos endógenos y exógenos. Uno de los mayores problemas en geomorfología volcánica es la reconstrucción de los ambientes volcánicos y su historia morfológica, para determinar los periodos de construcción y destrucción, además de los procesos que generan estos periodos (Thouret, 1999). El paso del magma a través de la corteza está controlado por la configuración de los campos de estrés a nivel litosférico y local, y sus fracturas resultantes (Cas and Wright, 1987). La relación entre la ubicación de complejos volcánicos o calderas, morfología, y tectónica, se ha llevado a cabo principalmente mediante tres formas: (1) basado en morfotectónica, (2) en base a datos estructurales y sensores remotos, (3) y mediante experimentos de laboratorio y modelamientos (Thouret, 1999).

La construcción de un edificio volcánico y su desplazamiento pueden influir en la generación de fracturas y fallas en el basamento del volcán (Merle & Borjia, 1996; Van Wyk de Vries & Merle, 1996), y de esta manera afectar la configuración estructural y el sistema magmático. Un volcán de un tamaño suficiente genera un grado de estrés que puede deformar el substrato, mientras que la deformación del substrato a su vez deforma el edificio. Ambos, estrés y deformación, influyen la evolución de magmas variando las condiciones de borde de los sistemas magmáticos (Thouret, 1999).

Francis & Oppenheimer (1993) proponen una clasificación en 4 morfologías volcánicas para volcanes poligenéticos:

Conos simples: son aquellos volcanes con forma cónica que poseen un único conducto y centro de emisión, usualmente asociado a un cráter pequeño y lavas en la cumbre.

Conos compuestos: poseen más de una etapa evolutiva a lo largo de su existencia, la que puede estar evidenciada por colapsos y migración de los centros de emisión (sin perder simetría radial).

Volcanes múltiples (*compound volcanoes*): corresponden a macizos con múltiples conos, sin perder su identidad individual.

Complejos volcánicos: conjunto de centros de emisión y sus productos, asociados espacial, temporal y genéticamente.

La subdivisión de volcanes complejos en etapas eruptivas y constructivas requiere de mapeos geológicos detallados, geocronología precisa, y datos geoquímicos. Los estratovolcanes comúnmente crecen en poco tiempo, requiriendo solamente entre el 1% y el 5% del tiempo de actividad del volcán; es decir a una tasa de 1-5 km³/año, siendo tasas mayores excepcionales (Hildreth & Lanphere, 1994). Los estratovolcanes pueden permanecer inactivos entre peaks de actividad por hasta medio millón de años (Thouret, 1999).

La aparición de observaciones morfométricas ha permitido realizar clasificaciones más objetivas, pues permite comparar distintos edificios volcánicos en base a estudios cuantitativos más que cualitativo y de esta manera agregar datos estadísticos a estas clasificaciones.

Trabajos en Conos de escoria

Gran parte de los trabajos realizados en morfología volcánica han sido realizados en conos de escoria y conos monogenéticos, debido principalmente a que su morfología es más simple que la de otros tipos de volcanes. En un comienzo los cálculos eran realizados utilizando mapas topográficos y ecuaciones geométricas, obteniéndose resultados aproximados. Ya en 1972, Porter mide alturas, diámetro basal y del cráter en conos de escoria, definiendo las relaciones clásicas H/W_b (altura/ancho basal) y W_c/W_b (ancho del cráter/ancho del cono), resultados que serían confirmados años después por Wood (1980a) al estudiar conos de escoria en distintos ambientes tectónicos. Estos primeros pasos en la definición de estrategias que permitieran obtener datos cuantitativos de conos de escoria fueron posteriormente seguidos en términos comparativos por los trabajos de Settle (1979), quien compara las morfometrías y espaciamiento de conos de escoria en los flancos de volcanes mayores con las características de conos presentes en campos volcánicos planos, y por Wood (1980b) y Dohrenwend (1986), quienes utilizan la disminución en la razón H/W_b y en el ángulo de la pendiente como indicadores de edad y degradación de conos de escoria. En 1985, Hasenaka & Carmichael también realizan mediciones en altura y ancho de

conos, además de calcular volumen y pendientes, utilizando para ello la ecuación de un cono truncado de lados rectos.

Varios autores (Tibaldi *et al.*, 1989; Tibaldi, 1995, entre otros) demuestran que características morfométricas como el azimut de la base de conos de escoria, la elongación del cráter, ubicación de depresiones en el anillo del cráter, y alineamiento de conos, pueden ser relacionados con la geometría de las fracturas alimentadoras y la tectónica regional. Posteriormente, Corazzato & Tibaldi (2006) estudian la conexión entre la morfología de conos de escoria y el patrón estructural que controla la alimentación de magmas en los flancos del Monte Etna.

Con el advenimiento de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), ha sido posible realizar cálculos más precisos y de manera más eficiente, lo que ha permitido ampliar la base de datos de edificios volcánicos con morfometría calculada. Por ejemplo, Favalli *et al.* (2009) miden, a partir de imágenes Lidar-DEM, los parámetros clásicos para conos de escoria, volumen y pendientes, y redefine el método para el cálculo de la altura del cono.

Trabajos en volcanes compuestos

Aunque menos explorados que en el caso de los conos de escoria, existen varios trabajos que han estudiado la morfometría de volcanes compuestos. En 1967, Simpson se concentra en el diámetro de los cráteres, mientras que Francis & Abott (1973) se concentran en el tamaño del edificio volcánico. Stoiber & Carr (1973) y Carr (1984), por su parte, estiman la altura y volumen de volcanes en América Central, encontrando correlaciones con su ubicación en el frente volcánico. En este punto, la necesidad de establecer datos estadísticos lleva a Wood (1978) a analizar la morfometría de 26 estratovolcanes activos, utilizando los mismos parámetros que para conos de escoria. A través de su estudio, demuestra que existen variaciones lineales consistentes entre los parámetros por él calculados, sugiriendo un crecimiento geoméricamente uniforme de los conos. Pike (1978), por su parte, compila información morfométrica de 668 volcanes poli y monogénéticos, al igual que de 13 escudos ubicados en el planeta Marte. Considera los parámetros altura del cono, ancho del flanco, diámetro y profundidad de la depresión de la cima, y circularidad del cráter. Como resultado de su investigación, presenta una clasificación de

volcanes. Pike & Clow (1981) agregan el cálculo de volúmenes al trabajo realizado por Pike (opcit).

Al igual que en el caso de los conos de escoria, la utilización de los SIG ha permitido aumentar la base de datos de parámetros morfométricos de edificios volcánicos, pues se ha podido estudiar zonas que antes, por distintos motivos, eran inaccesibles. Favalli *et al.* (2005) analiza la morfometría de volcanes de Islas Aeolian, combinando DEMs fotogramétricos con datos batimétricos. Wright *et al.* (2006) introducen un índice de disección para las curvas de nivel, como una forma de cuantificar la forma de los volcanes. Grosse *et al.* (2009, 2012) desarrollan una metodología para obtener parámetros morfométricos. En particular, el 2009, analizan la forma de los volcanes de América Central y de los Andes Centrales del Sur, mostrando como la morfometría puede utilizarse para interpretar el patrón de crecimiento de volcanes.

A través de la morfometría es posible además sacar interesantes conclusiones sobre los procesos externos que afectan a un volcán. Por ejemplo, Karatson *et al.* (2010a) utilizan morfometría basada en DEMs para reconstruir la forma y volumen de un estratovolcán erodado, lo que les permitió obtener un valor aproximado del volumen del edificio volcánico original que ha sido removido por erosión. Por otro lado, Karatson *et al.* (2010b) utiliza DEMs para cuantificar la forma de 19 estratovolcanes circulares y simétricos, encontrando dos tipos de perfiles de flancos superiores, los que pueden ser relacionados con diferentes tipos de estilos eruptivos dominantes.

2. Cálculo de parámetros morfométricos

Para la obtención de los parámetros morfométricos de volcanes en la zona se modificó la metodología propuesta por Grosse *et al.* (2009, 2012), quienes a través de un código *idle* obtienen de manera automática una serie de parámetros morfométricos de 13 volcanes de Nicaragua. En su metodología, definen manualmente los límites de cada volcán basándose en una imagen derivada de modelos de elevación digital (DEM). A partir de este límite, generan un nuevo DEM para la base del edificio volcánico, con la cual determinan los parámetros morfométricos.

En el presente estudio, la delimitación de la base de los volcanes también se realizó de forma manual, pero utilizando imágenes satelitales y los mapas geológicos 1:250.000 (Naranjo & Cornejo, 1992) y 1:100.000 (Naranjo *et al.*, en edición, a, b), para de esta manera tener en consideración la geología de cada edificio volcánico y la extensión de sus productos.

La caracterización morfométrica de los volcanes estudiados se realizó por medio de la determinación de una serie de parámetros morfométricos para cada centro volcánico: altitud, altura absoluta (H), volumen (V), área basal (Ab), radio basal (Wb), y pendientes promedio y máxima (Sav y Smax, respectivamente), cuyas definiciones se observan en la Tabla 1. Otros parámetros utilizados en estudios de esta índole (elongación máxima y mínima, entre otros) no fueron considerados para este trabajo debido a la irregularidad de los volcanes aquí incluidos, a diferencia de la morfología simple (conos monogénéticos, estratovolcanes perfectamente cónicos, etc.) que suelen tener los edificios volcánicos en que si se han calculado.

La obtención de los parámetros se realizó utilizando el programa Global Mapper 11.02, al cual se ingresan los límites de cada volcán trazados previamente en Google Earth 5.2. Primero, se crea una imagen 3D de la base del edificio (Base Modelada), que permite obtener parámetros con valores más realistas que al ser calculados con una base horizontal (Figura 5.a). La línea que delimita a cada volcán es representada por puntos con información de coordenadas y altura, los que permiten generar un nuevo DEM al interpolar los valores de altura de los puntos al interior del límite de cada edificio (Figura 5.c), proceso que es llevado a cabo directamente por el programa. Cabe destacar que, aún cuando este método permite obtener una mejor aproximación a los valores reales, no representa la verdadera base del volcán, que puede ser cóncava, convexa, horizontal, o una combinación irregular de estas geometrías.

Una vez generada la base 3D, mediante la herramienta *Combine Terrain Layers* se restan los valores de altura del DEM de la base al DEM original (ASTER GDEM de 30 m de resolución), obteniéndose un nuevo DEM en que el nivel base es 0 (Figura 6). Este nuevo DEM no representa la morfología del volcán, sino las diferencias de altura entre el DEM original y el DEM de la base. Por lo tanto, su creación solo tiene por objeto determinar la altura absoluta del edificio y su volumen.

A continuación se calculan los parámetros morfométricos. La obtención del área basal (A_b) y pendientes máxima y promedio (S_{av} y S_{max}) es a través de las herramientas de medición que posee el programa Global Mapper v. 11.02 al utilizar el DEM original. El o los cráteres se trazan por medio del programa Google Earth 5.2, al igual que los anfiteatros y escarpes y la determinación de cimas se realiza mediante mapas topográficos con curvas cada 100 m (IGM). Los valores de altura absoluta (H) y volumen (V) se calculan con el DEM generado a partir de la sustracción del DEM de la base al DEM original (Figura 6): la altura absoluta corresponde a la máxima diferencia de cota entre ambos DEM (Figura 4.a), mientras que el volumen se obtiene automáticamente integrando la altura del cuerpo generado previamente. Por último, los valores de los diámetros de la base y cima (W_b y W_s) se determinan al utilizar la fórmula de área de una circunferencia con igual superficie que el área basal y de la cima, respectivamente.

Para determinar relaciones entre los parámetros se confeccionó una serie de gráficos, los que permiten caracterizar morfométricamente los 6 conjuntos volcánicos.

Tabla 1. Parámetros morfométricos calculados en edificios volcánicos.

Parámetro	Descripción
H (m)	Diferencia de altura entre el punto de máxima altura de la estructura volcánica y el punto de la base modelada que se encuentra inmediatamente debajo.
V (km ³)	Volumen del edificio (calculado con la Base Modelada)
A_b (km ²)	Área basal.
W_b (m)	Diámetro basal. Corresponde al diámetro de una circunferencia con igual área que la base.
A_s	Área de "cima", definida como la curva de nivel más alta que rodea el edificio.
W_s	Diámetro de la cima. Corresponde al diámetro de una circunferencia con igual área que la cima (A_s).
S_{av}	Pendiente promedio
S_{max}	Pendiente máxima.
H/W_b	Razón de aspecto, calculada entre la altura absoluta (H) y el diámetro del edificio (W_b).
W_s/W_b	Razón entre el diámetro de la cima y el diámetro de la base.

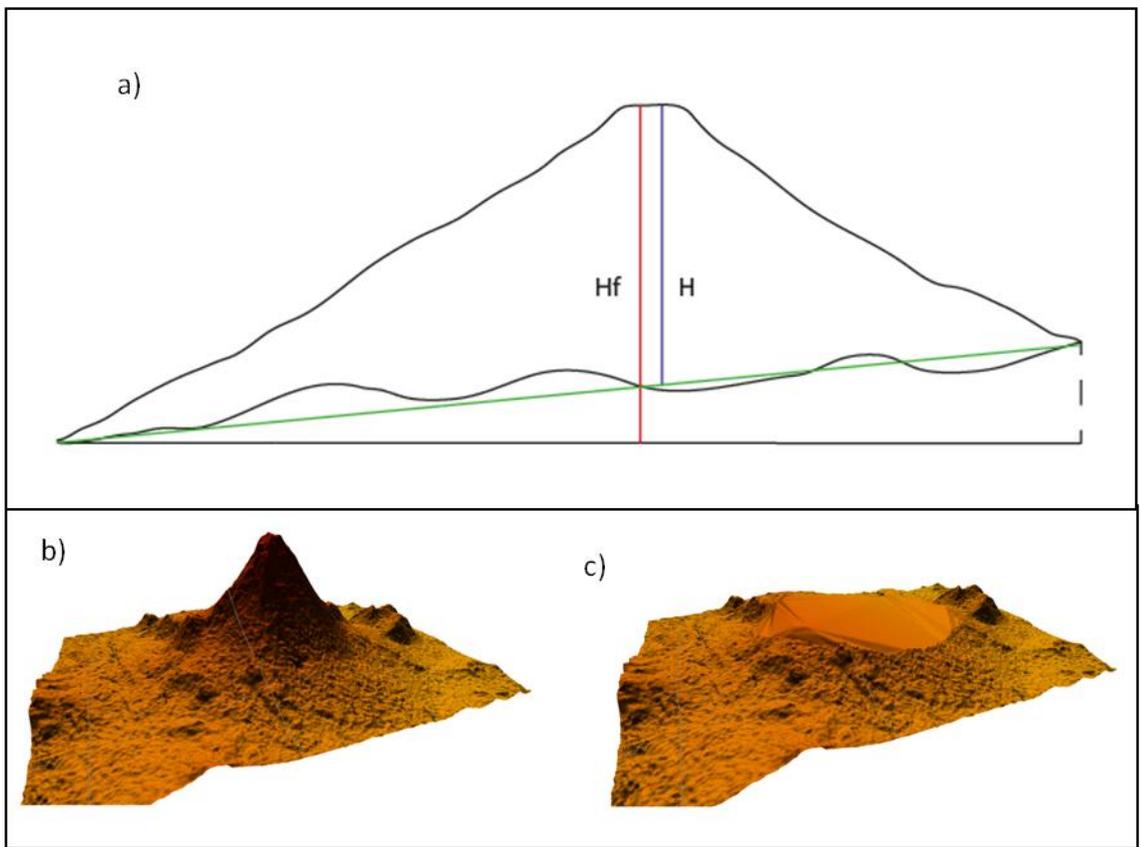


Figura 5. Creación de base 3D mediante Global Mapper 11.02. a) Diferencia entre los valores de altura determinados mediante fórmulas (H_f) y la metodología utilizada en este estudio (H). En verde, Base Modelada. b) DEM original de Co. del Azufre, con efecto *hillshade* DEM de la base 3D. c) Base modelada: DEM de la base 3D.

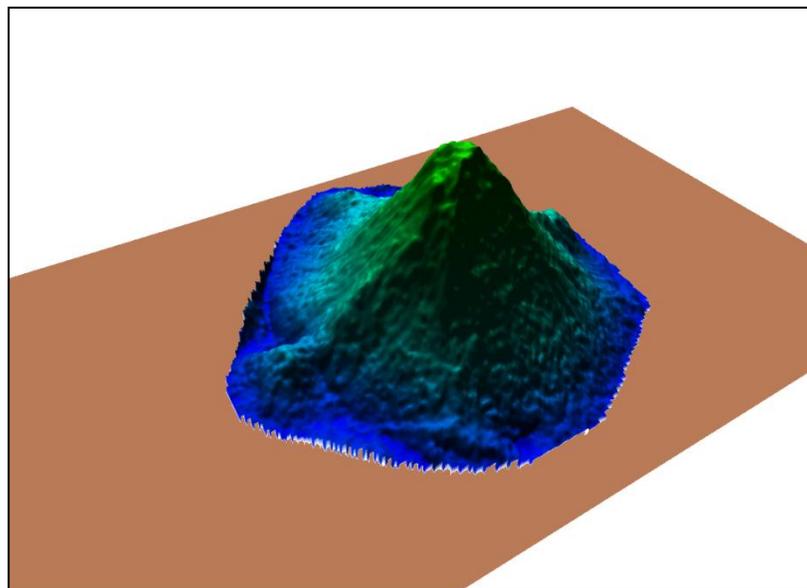


Figura 6. DEM de Co. del Azufre, generado con Global Mapper 11.02 a partir de la diferencia entre el DEM original y el DEM de la base. En pardo, nivel de altura 0.

3. Morfometría de edificios volcánicos en la zona estudiada

La mayoría de los 220 centros de emisión identificados por Naranjo y Cornejo (1992) fueron agrupados en 129 centros volcánicos, cuya delimitación puede ser observada en la Figura 8. Un número menor de volcanes no fue considerado en este estudio, principalmente por presentar un nivel de degradación o por poseer un tamaño que impidió calcular su morfometría con el DEM de 30 m de resolución.

Los parámetros morfométricos obtenidos fueron representados en gráficos de histograma para identificar poblaciones y caracterizar las formas volcánicas y conjuntos de volcanes. En la Figura 7 se presentan los principales parámetros considerados en este estudio (altura absoluta H, razón de aspecto H/Wb, y volumen V) para todos los volcanes analizados. La mayoría de los volcanes (74%) no supera los 424 m sobre su base (Figura 7.a), alcanzando hasta 1274 m en el edificio más alto. El volumen de los edificios (Figura 7.c) es consecuente con la altura de los edificios, pues casi el 78% de los edificios tiene menos de 3 km³, en total sumando 388,16 km³. La razón de aspecto de los edificios (Figura 7.b) presenta una alta variabilidad y se concentra principalmente entre 0,06 y 0,18.

En las Figuras 8, 9, y 10 se presenta la distribución geográfica de los valores de altura absoluta, volumen, y razón de aspecto (respectivamente) de todos los volcanes estudiados. En general, los volcanes de mayor altura y tamaño se encuentran en el frente occidental del arco volcánico y formando cordones en la parte oriental de la zona estudiada. La razón de aspecto de los volcanes es en general mayor en volcanes posiblemente alineados y en volcanes pequeños.

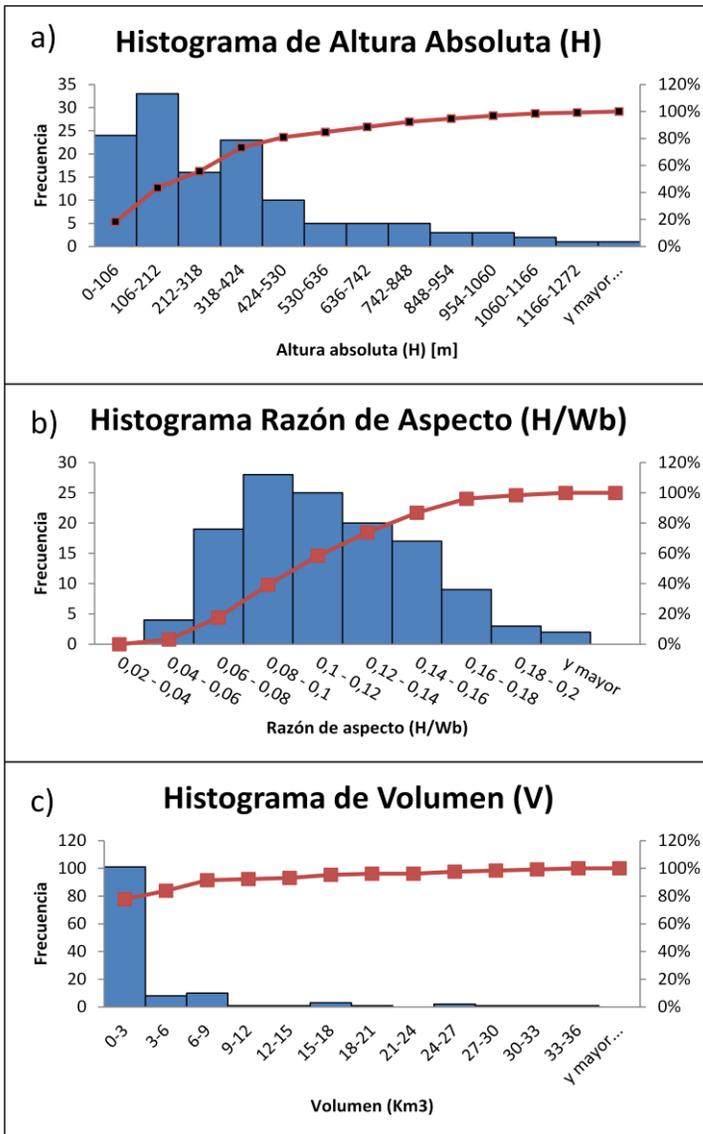


Figura 7. Histogramas generales de parámetros morfométricos de volcanes. a) Altura absoluta (H), b) Razón de aspecto (H/Wb), c) Volumen (V).

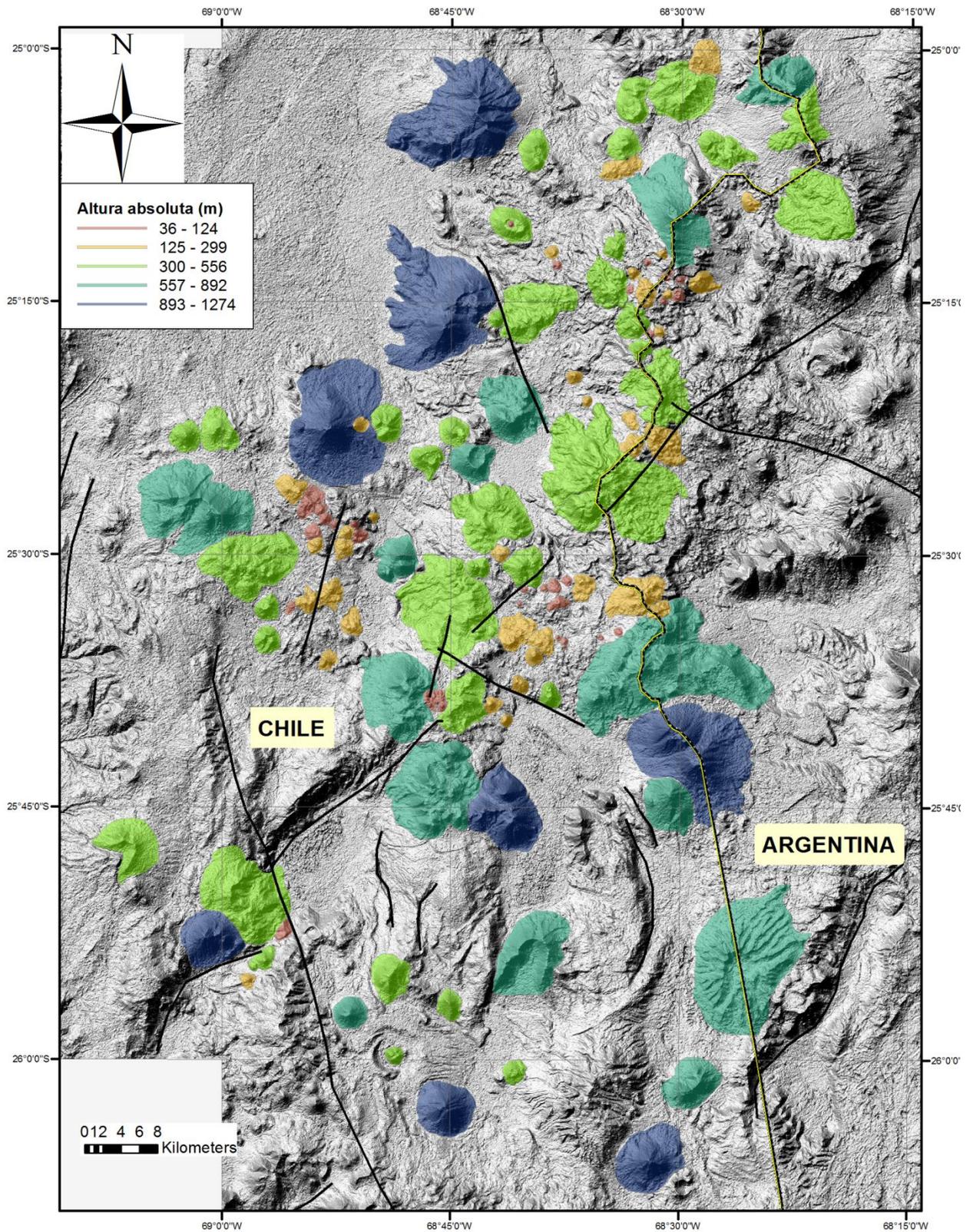


Figura 8. Delimitación de volcanes y su distribución por altura absoluta (H) en m.

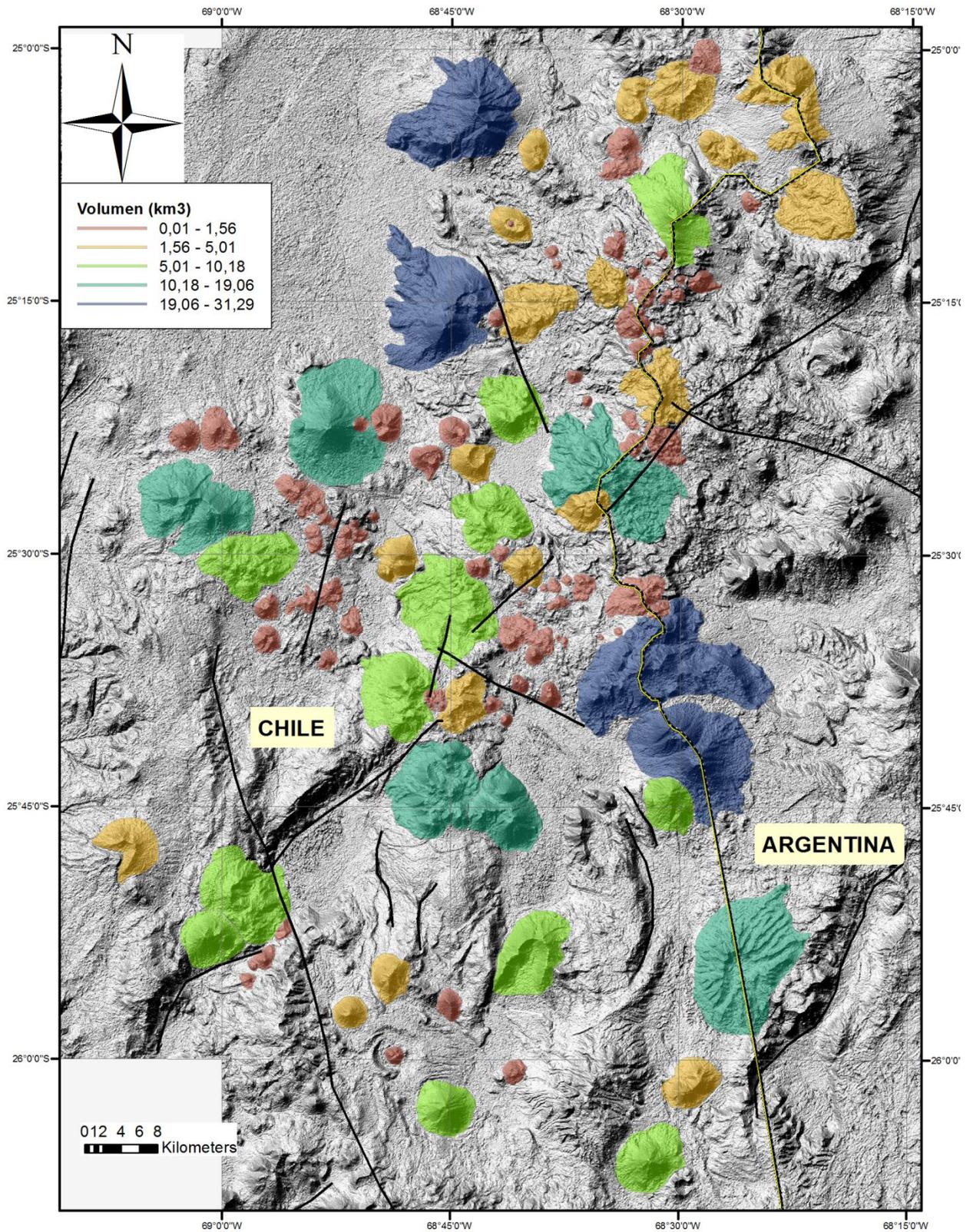


Figura 9. Distribución de volcanes y su volumen (V) en km³.

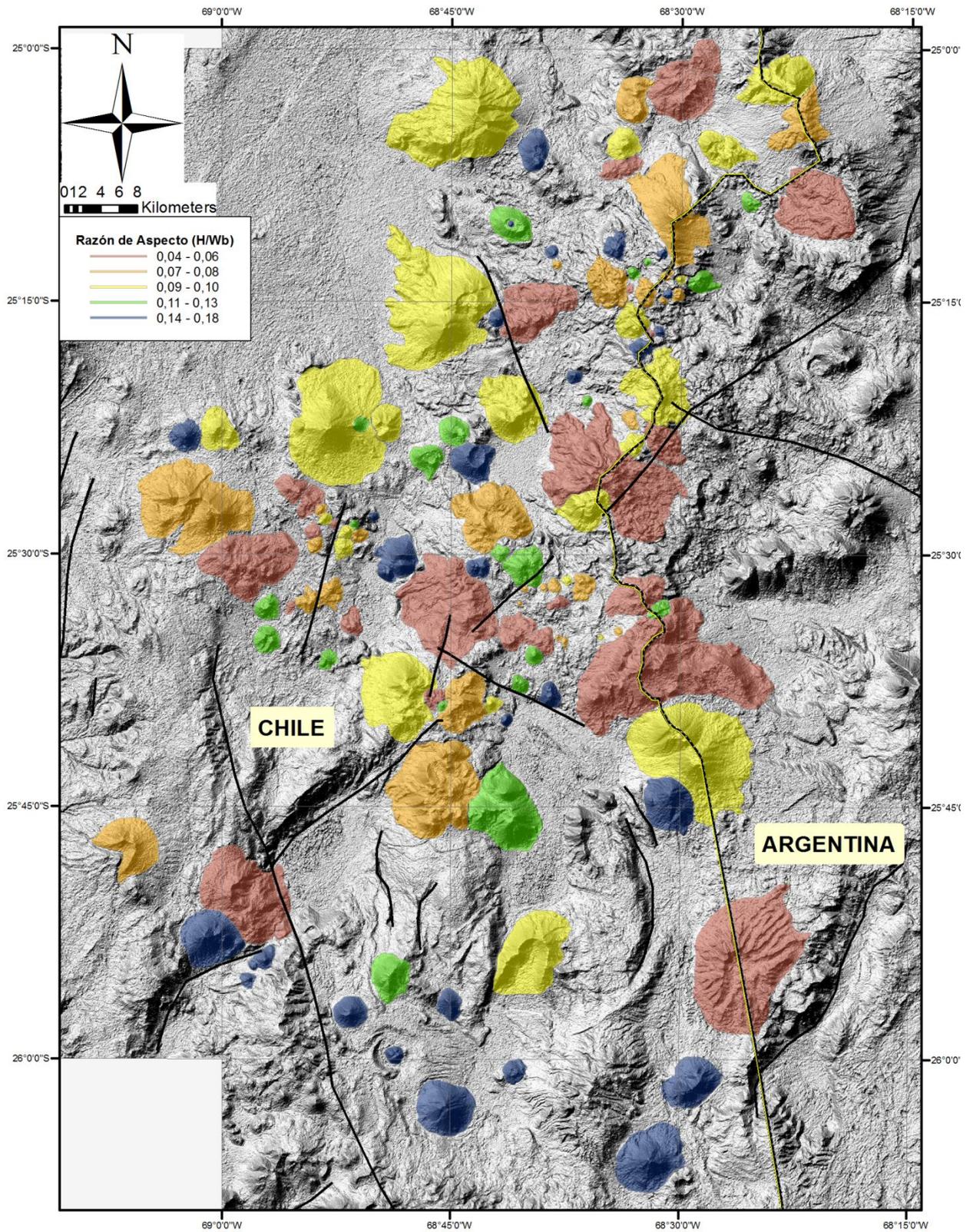


Figura 10. Distribución de volcanes, con representación de su razón de aspecto (H/Wb).

3.1 Parámetros morfométricos por tipo de volcán

De los 129 centros volcánicos, 44 corresponden a complejos volcánicos y volcanes múltiples en el sentido de Francis & Oppenheimer (1993), todos denominados complejos volcánicos en este trabajo. Se identifican además 53 conos compuestos (aquí denominados volcanes compuestos) y 30 conos simples. Se reconocen dos domos, que corresponden a las únicas fuentes de emisión monogenéticas identificadas. Los complejos volcánicos se concentran preferentemente en la zona ocupada actualmente por el arco volcánico Holoceno (Figura 11), mientras que los volcanes compuestos y conos simples se distribuyen a su alrededor.

Complejos volcánicos: Presentan valores de altura absoluta entre 97 y 1274 m (Figura 12.a), distribuidas en 3 poblaciones: 97-530, 530-848, y 1166-1274 m, las que se ubican principalmente en la parte centro oriental y norte de la zona estudiada. Los valores de H/Wb (razón de aspecto) se encuentran en el intervalo 0,03-0,16, concentrándose principalmente entre 0,04 y 0,14 (Figura 13.d). El 66% de este tipo de volcanes posee menos de 3 km³ de volumen, con apenas 6 de 44 volcanes sobre 12 km³. El 59% de los edificios no supera los 20 km² de superficie en la zona.

Volcanes compuestos: Su altura absoluta varía entre 36 y 1165 m (Figura 12.b), con un 47% de estos volcanes inferiores a 212 m, mientras que el 81% tiene menos de 530 m. Un 77% de ellos no supera los 3 km³ de volumen, con 4 volcanes mayores que 9 km³ (Figura 12.e), y la superficie de la base de estos edificios no supera los 5 km² en casi la mitad de los casos estudiados, alcanzando en 6 volcanes más de 55 km² (Figura 13.b). La razón de aspecto de volcanes compuestos en la zona exhibe valores principalmente entre 0,04 y 0,16 (Figura 13.e).

Conos simples: Estos edificios se poseen alturas entre 40 y 1266 m, con un predominio de volcanes de menos de 393 m (Figura 12.c). El volumen de los conos, al igual que en el caso de las otras morfologías volcánicas observadas en la zona es en su mayoría (93%) menor a 2 km³, con los cerros Salar Grande y del Azufre como únicas excepciones (Figura 12.f). La superficie de los edificios, a su vez, en un 77% de los volcanes de este tipo no supera los 5 km² (Figura 13.c). Poseen una razón de aspecto característicamente mayor, concentrada entre 0,06 y 0,16 (Figura 13.f).

En la Figura 19.b se presenta la distribución de volcanes compuestos y complejos en un gráfico de razón de aspecto (H/W_b) versus W_s/W_b . En ella, se observa que en general los complejos volcánicos tienden a tener una forma truncada, mientras que los volcanes compuestos tienden a tener formas esbeltas.

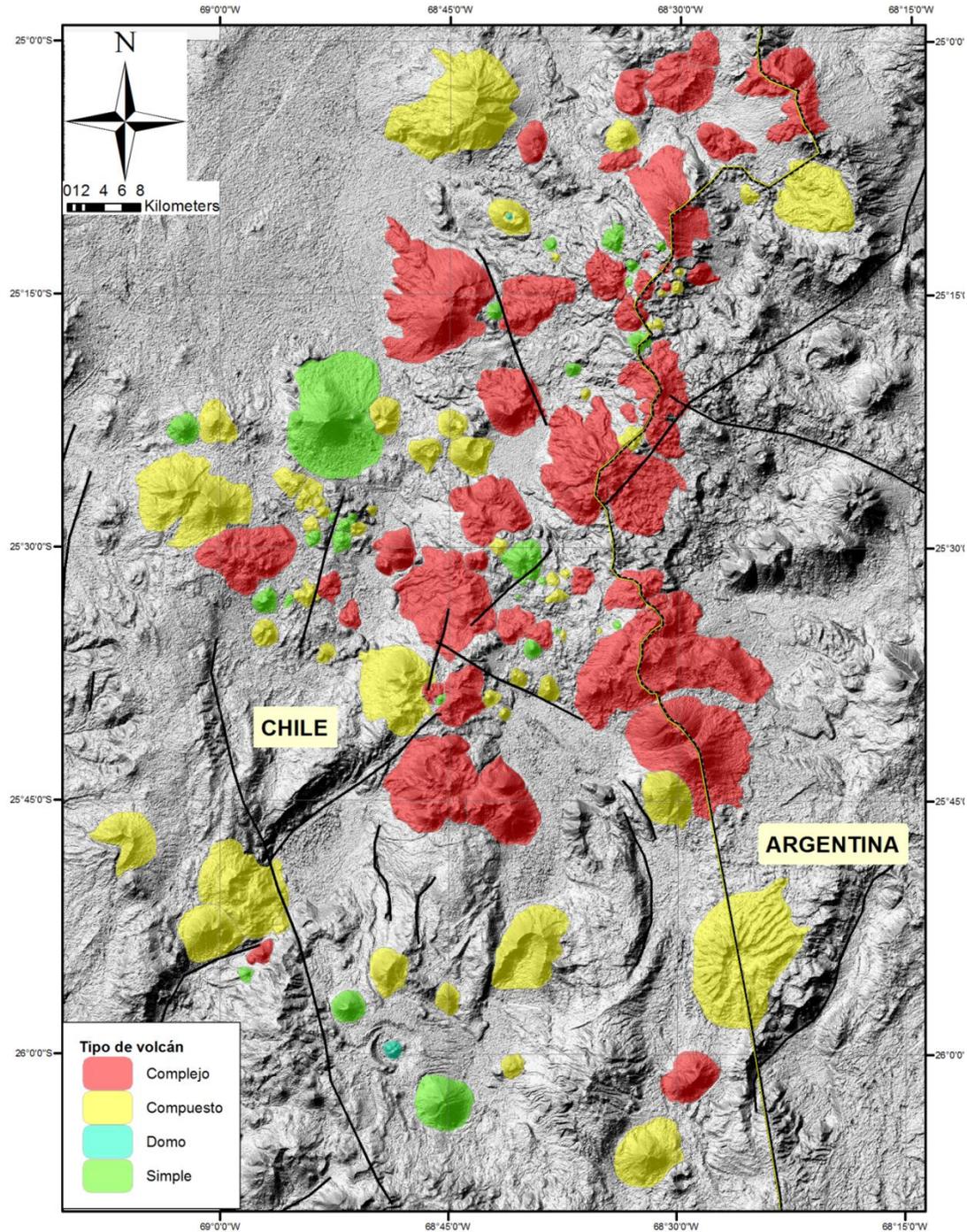


Figura 11. Distribución de tipos de volcanes (domo, complejos volcánicos, volcanes compuestos y conos simples). Los complejos volcánicos se concentran en la zona ocupada por el arco volcánico actual. Volcanes compuestos y conos simples se ubican en torno al arco volcánico actual.

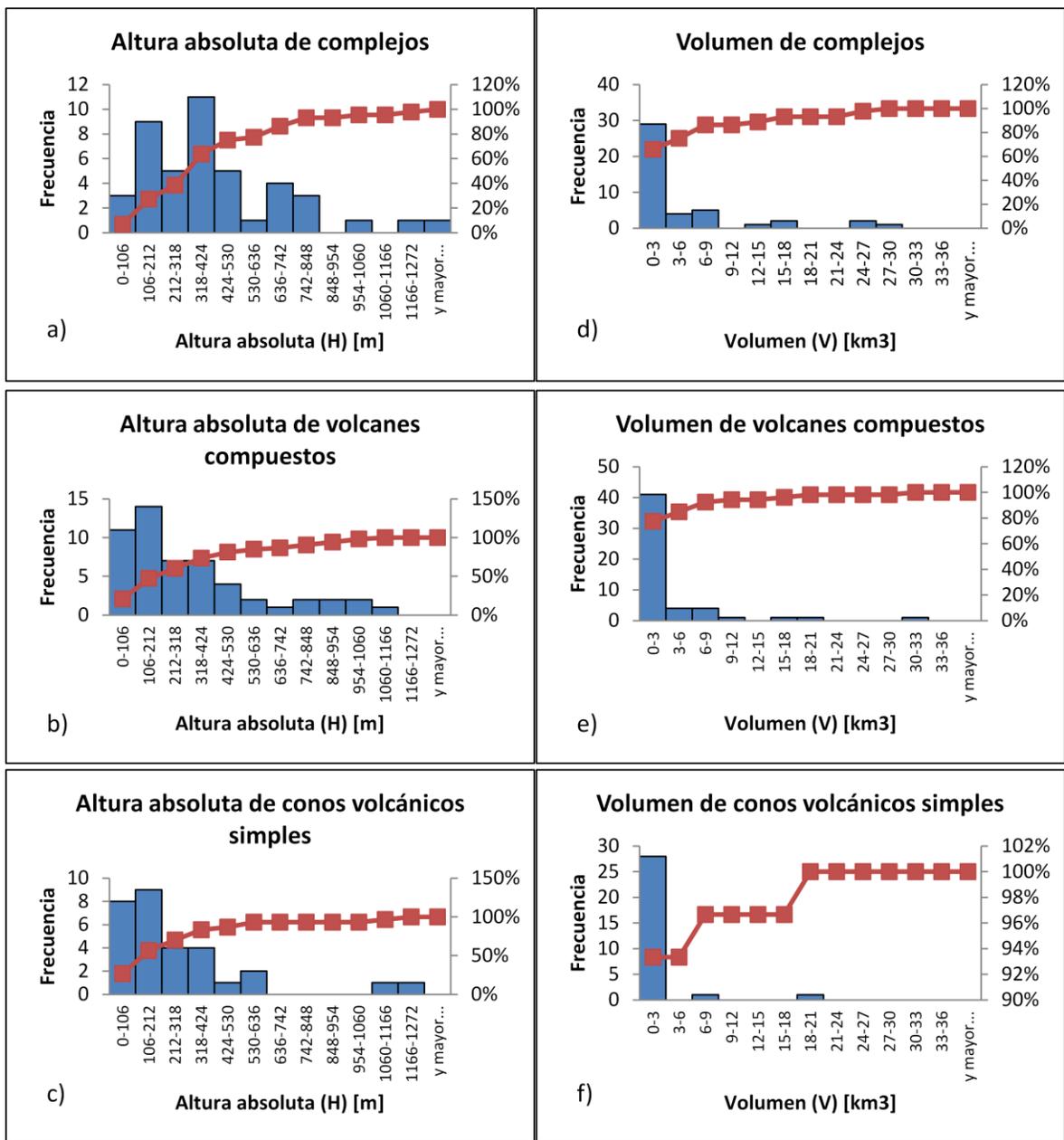


Figura 12. Histogramas de: a) Altura absoluta (H) de complejos volcánicos; b) Altura absoluta (H) de volcanes compuestos; c) Altura absoluta (H) de conos simples; d) Volumen (V) de complejos volcánicos; e) Volumen (V) de volcanes compuestos; f) Volumen (V) de conos simples.

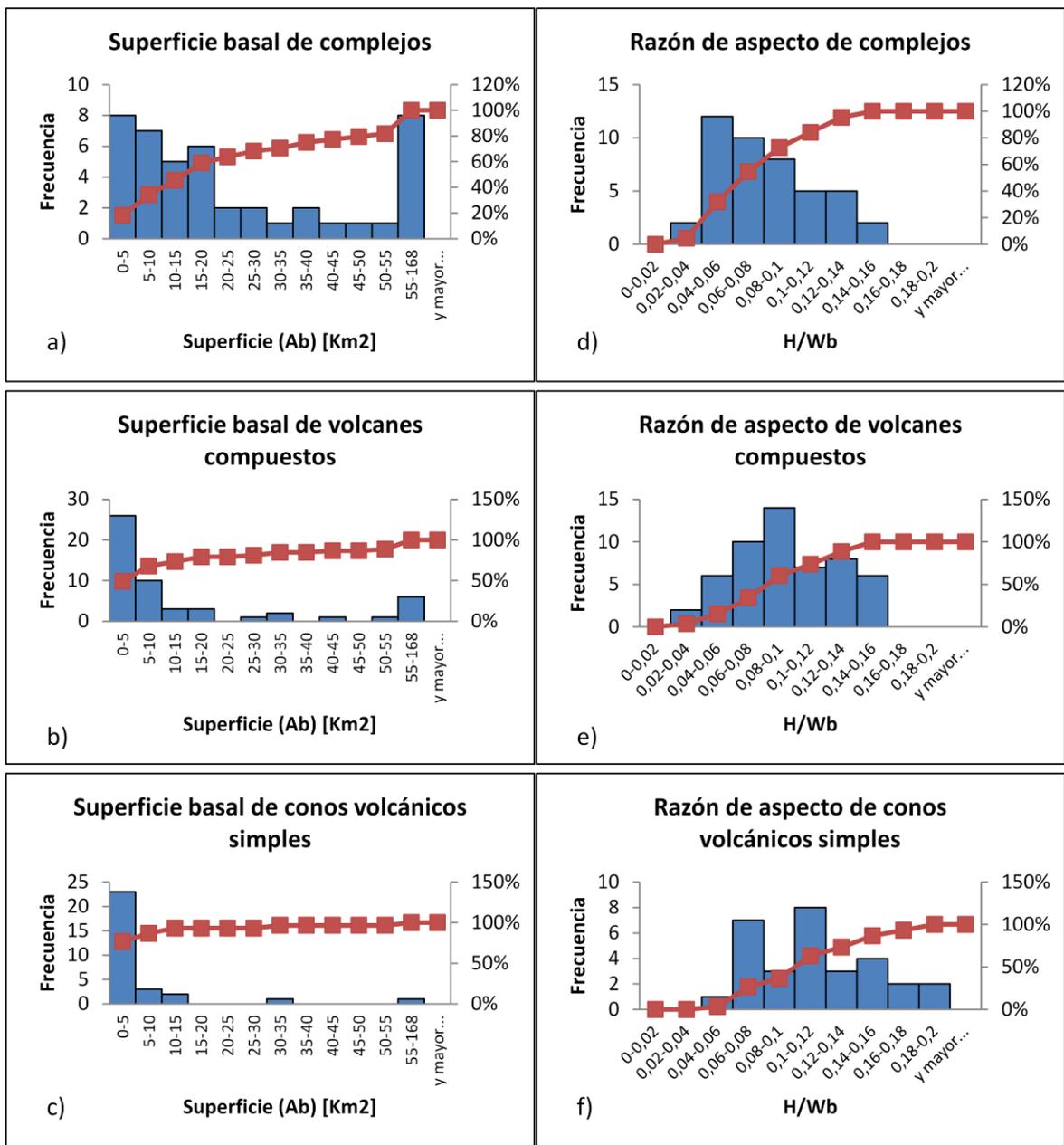


Figura 13. Histogramas de Superficie basal (Ab) de: a) complejos volcánicos, b) volcanes compuestos, y c) conos simples; y de razón de aspecto de: d) complejos volcánicos, e) volcanes compuestos, y f) conos simples.

3.2 Caracterización morfométrica de los Conjuntos Volcánicos definidos por Naranjo y Cornejo (1992).

a. Conjunto Volcánico 1 (Oligoceno – Mioceno inferior).

Se identificó un total de 7 centros volcánicos para este segmento, de los cuales 1 corresponde a un complejo volcánico, 1 a un cono simple, y 5 a volcanes compuestos. Se ubican preferentemente en la zona centro occidental de la zona estudiada, en torno a volcanes de los conjuntos 2 y 3. También se observa en la zona sur un gran estratovolcán fuertemente erosionado (Cerro León Muerto), con incisiones profundas en todos sus flancos (Figura 14).

La altura absoluta de estos centros volcánicos varía entre 159 m y 621 m, con un promedio de 383 m (Figura 15.a), y la pendiente promedio de sus flancos varía entre 11° y 18°. La mayor pendiente para cada estratovolcán varía entre 39° y 49°. El volumen de los centros volcánicos de este lapso se encuentra en el rango 0,18 a 1,23 km³, con excepción del cerro León Muerto, cuyo volumen actual alcanza los 19 km³.

Los volcanes pertenecientes a esta unidad tienen una razón de aspecto entre 0,05 y 0,12 (Figura 16.a), con la excepción del volcán Cerro Dos Hermanos, ubicado en la parte oeste del área de estudio.

b. Conjunto Volcánico 2 (Mioceno inferior a medio)

Se identificaron 25 centros volcánicos pertenecientes a este conjunto (2 complejos volcánicos, 16 volcanes compuestos, y 7 conos simples). Ocurren formando *clústeres* de volcanes en la parte centro occidental del área (Figura 14), donde la altura absoluta de los centros eruptivos raramente supera los 200 metros, con un volumen siempre inferior a los 0,3 km³, y grandes estratovolcanes moderadamente erosionados, principalmente en la parte sur de la zona.

La altura absoluta de estos edificios varía entre 58 y 861 m sobre su base, con un promedio de 307 m (Figura 15.b). Solo 2 centros volcánicos de este conjunto se observan con una altura absoluta superior a 750 m (Cerro Puntigudo de la Isla, 750 m; Cerro Chaco, 849 m), ambos volcanes compuestos colapsados en una o más oportunidades (ver capítulo de Avalanchas

Volcánicas). El resto de los edificios volcánicos no supera una altura de 550 m sobre su base, con el 50% de los centros eruptivos bajo los 200 m de altura (Figura 15.b). Poseen una pendiente promedio que varía entre 9° y 21°, con un promedio de 14,93°. Las pendientes máximas varían entre 28° para el volcán compuesto 131, y 52° para el cerro Chaco, volcán que presenta tres escarpes de avalancha.

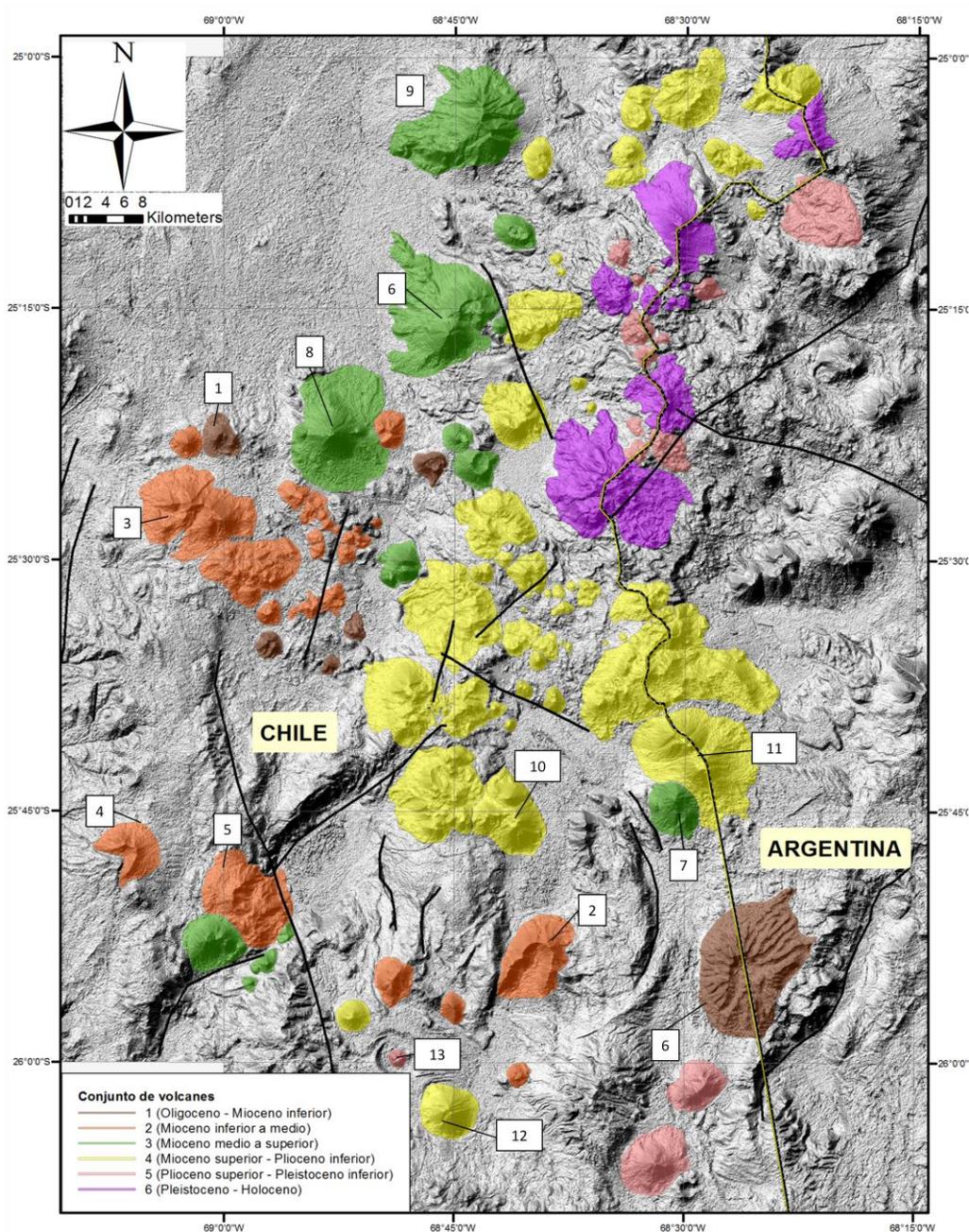


Figura 14. Delimitación de edificios volcánicos estudiados. Colores indican conjunto volcánico al que pertenece cada edificio. 1) Vn. Gemelos, 2) Co. Puntigudo de la Isla, 3) Co. Chaco, 4) Co. bolsón, 5) Co. Encanche, 6) Co. León Muerto, 7) Co. Parinas, 8) Co. del Azufre, 9) Co de la Pena, 10) Complejo Volcánico de la Isla, 11) Complejo Volcánico Sierra de Aguas Blancas, 12) Co del Salar Grande, 13) Co. Chato Aislado.

El volumen de los volcanes pertenecientes a esta unidad varía principalmente entre 0,1 y 3,77 km³, aunque 4 edificios presentan un volumen mayor a 7 km³, destacando por su tamaño los cerros Chaco (15 km³), y Encanche (10 km³), ambos ubicados en la parte occidental del área. Los otros dos volcanes con un volumen mayor a 7 km³ presentan colapsos importantes hacia el oeste (Cerro Bolsón, 7 km³) y hacia el sur (cerro Puntigudo de la Isla, 9 km³), todos con escarpes de colapso y, salvo el Co. Puntigudo de la Isla, con depósitos de avalancha asociados a los escarpes.

Los centros volcánicos pertenecientes a este periodo presentan una razón de aspecto que varía entre 0,04 y 0,14, con un promedio de 0,08 (Figura 16.b). La baja razón de aspecto en algunos casos puede deberse a efectos de la erosión, como en el caso del clúster de volcanes ubicados en el Cordón de Cerros Bayos, al sur del cerro del Azufre. Estos volcanes presentan alturas en general inferiores a 150 m, abarcando en total un área de 26 km². Otro caso particular es el cerro del Encanche, cuya avalancha generada en su flanco oriental fue inseparable del edificio volcánico, obteniéndose un valor para H/Wb posiblemente subestimado.

c. Conjunto Volcánico 3 (Mioceno medio a superior)

En total se identificaron 15 centros volcánicos pertenecientes a este lapso, de los cuales 3 corresponden a complejos volcánicos, y a volcanes compuestos, y 4 a conos simples. Este conjunto ocurre principalmente en la parte noroccidental de la zona estudiada, donde forman el frente occidental del arco volcánico cenozoico (Figura 14). En la parte sur, el Volcán Parinas (5.368 m s.n.m.) es el volcán más oriental de este conjunto y constituye una de las mayores alturas absolutas de la zona (890 m sobre su base).

En el caso del Cerro Quebrado, uno de los centros de emisión presenta evidencias de haber colapsado (el centro más al norte) hacia el este, para luego ser reconstruido en la parte suroccidental sur, formando el actual cerro Quebrado (5.179 m.s.n.m.). Junto al volcán Cerro del Azufre (5.490 m s.n.m.), estos edificios corresponden a los más altos entre los 25° y 26° S en Chile (1.274 y 1.266 m sobre su base), seguidos de cerca por el Cerro de la Pena (5.241 m.s.n.m.), con 1.165 m de altura sobre su base. El Cerro de la Pena presenta varios colapsos que

generan, entre otras, la extensa avalancha hacia el oeste observada en la parte norte del área estudiada.

En general, los volcanes de esta unidad tienen una distribución de alturas absolutas dispersas en el intervalo 83 y 1.274 m (Figura 15.c), con una altura promedio de 558,65 m, la que corresponde por más de 150 m al mayor promedio de alturas absolutas en la zona. También poseen la media de pendientes promedio más alta, con 17,8° y valores que se mueven en el rango entre 13,2° y 21°. Su razón de aspecto es en promedio de 0,12, levemente mayor al promedio de las otras unidades, y alcanza 0,18 como máximo. Los edificios de este conjunto se encuentran poco erosionados, principalmente afectados por colapsos de origen volcánico y con quebradas poco incisivas afectando los flancos de algunos volcanes. El volumen de los edificios varía principalmente entre 0,1 y 7 km³, con la excepción de tres volcanes más altos (cerros de la Pena, del Azufre, y Quebrado) cuyos volúmenes superan los 18 km³, llegando hasta 31 km³ en el caso del Cerro de la Pena (Tabla Anexo 1).

d. Conjunto Volcánico 4 (Mioceno superior – Plioceno inferior).

Este conjunto volcánico es el que tiene una mayor extensión superficial en la zona (1021 km²), concentrándose principalmente en la parte central del área y extendiéndose bajo la cadena volcánica actual hasta la parte nororiental del área estudiada. En total, se identificaron 52 centros volcánicos en este conjunto de volcanes, de los cuales 12 son conos simples, 17 volcanes compuestos y 23 complejos volcánicos.

En general, los centros volcánicos de esta unidad poseen alturas entre 36 y 1.203 m sobre su base, aunque la mayoría (75%) no supera los 424 m (Figura 15.d). Esto explica el promedio de altura absoluta tan bajo (330 m) observado. Tres de los volcanes de este conjunto poseen alturas característicamente mayores que el resto, sobre los 954 m (Co. del Salar Grande, 1.149 m, y complejos volcánicos Sierra de Aguas Blancas y de la Isla, con 1203 y 989 m, respectivamente; Figura 14). La pendiente promedio de sus flancos varía entre 10° y 22°, con una media de 15°, y alcanzan valores de hasta 57°. La mayoría de los edificios (94%) exhibe una razón de aspecto entre 0,04 y 0,16 con un promedio de 0,09, y se observa que los centros volcánicos con forma cónica poseen los valores de H/Wb más altos en esta unidad (Figura 16.d). El volumen de los

edificios y macizos de esta unidad en general no supera los 3 km³ (78% de los edificios se encuentran bajo esa medida), valor desde el cual se distribuyen aleatoriamente hasta alcanzar 28 km³.

e. Conjunto Volcánico 5 (Plioceno superior – Pleistoceno inferior).

Se reconoce en total 15 edificios volcánicos en este conjunto, de los cuales solo dos se encuentran en la parte sur del área (volcán Chato Aislado y Complejo Volcánico Gemelos o Dos Puntas). En esta unidad se reconocen 6 complejos volcánicos, 5 volcanes compuestos, 3 conos simples y un domo, además de productos provenientes de fuentes ubicadas bajo la cadena volcánica actual (Conjunto Volcánico 6).

La altura de estos cuerpos volcánicos varía entre 60 y 1034 m sobre su base, con un promedio de 331 m (Figura 21.e), concentrados mayoritariamente (75%) bajo los 424 m, y su H/Wb se encuentra en el rango 0,04-0,17, con un promedio de 0,11 (Figura 16.e). En promedio, la pendiente de estos edificios está ubicada entre 9° y 23°, con una media de 17°. El volumen de las estructuras de esta unidad es por lo general mayor a 0,1 e inferior a 8 km³.

f. Conjunto Volcánico 6 (Pleistoceno – Holoceno)

Este conjunto volcánico constituye el arco volcánico actual, por lo que es el que mejor conserva sus estructuras originales. Incluye 3 conos simples, 3 volcanes compuestos, y 9 complejos volcánicos. Se encuentra exclusivamente formando una franja en la zona noreste del mapa, sobre el conjunto volcánico 5.

La altura de los cuerpos volcánicos que forman esta unidad varía entre 60 y 687 m sobre su base, con un promedio de 267 m (Figura 15.f). Se observa que existen dos gap de altura absoluta, entre 172 y 367 m y entre 483 y 686 m. Seis cuerpos volcánicos poseen más de 1 km³ de volumen, estando la mayoría ubicados bajo el rango de 0,1 km³. Las razones de aspecto de estos volcanes se encuentran entre 0,04 y 0,15, con un promedio de 0,09, concentrados principalmente entre 0,06 y 0,1 (Figura 16.f). Por último, las pendientes promedio en los flancos y cima de estos edificios y macizos se ubican entre 12° y 22°, con un promedio de 15,6°.

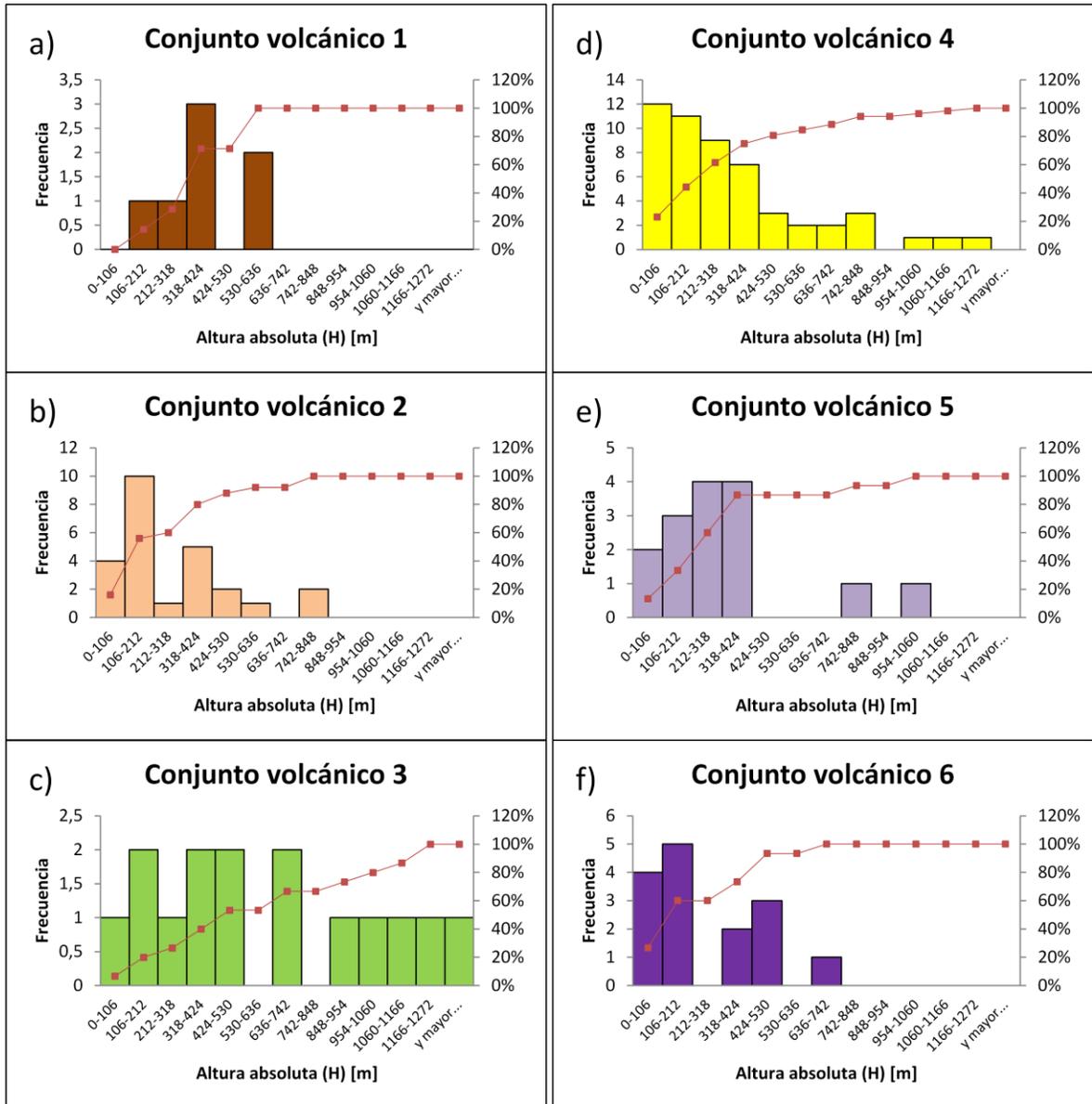


Figura 15. Histogramas de altura absoluta de volcanes, por conjunto volcánico. a) Conjunto Volcánico 1, b) Conjunto Volcánico 2, c) Conjunto Volcánico 3, d) Conjunto Volcánico 4, e) Conjunto Volcánico 5, f) Conjunto Volcánico 6.

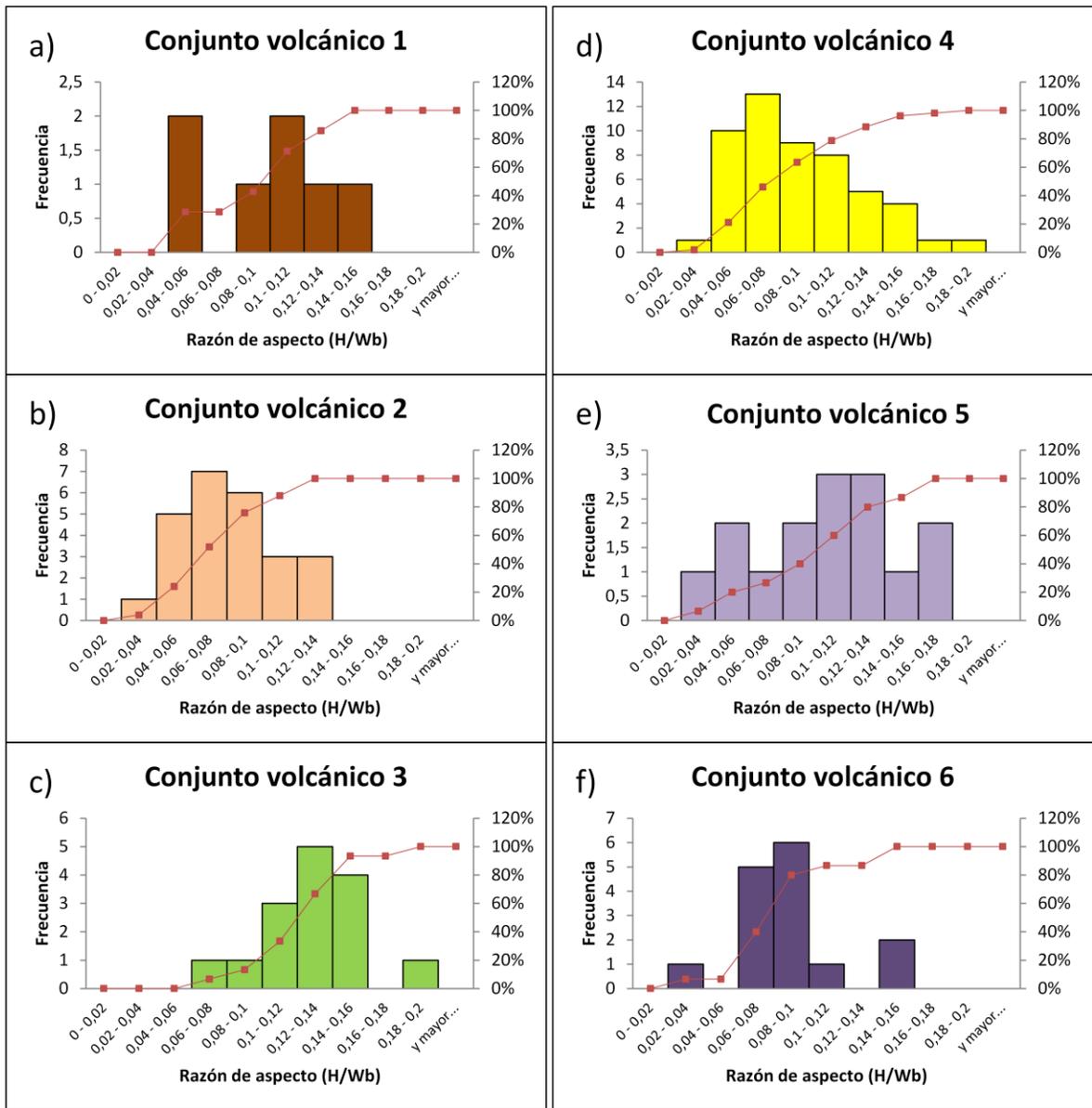


Figura 16. Histogramas de razón de aspecto de volcanes, por conjunto volcánico. a) Conjunto Volcánico 1, b) Conjunto Volcánico 2, c) Conjunto Volcánico 3, d) Conjunto Volcánico 4, e) Conjunto Volcánico 5, f) Conjunto Volcánico 6.

IV. AVALANCHAS VOLCÁNICAS

1. Generalidades

A partir del estudio que se ha realizado en edificios volcánicos durante los últimos 30 años, se ha observado que el colapso de uno o más flancos de un volcán es un evento que forma parte de su vida evolutiva. Este catastrófico evento produce avalanchas de detritos, definidos por Schuster & Crandell (1984) como “masas de rocas y suelo mal seleccionadas, heterogéneas, que se desplazan rápidamente por efecto de la gravedad en condiciones no saturadas de agua, generadas a partir del colapso de un edificio volcánico”, y suelen dejar un escarpe de colapso, con o sin forma de anfiteatro, en el flanco colapsado. El volumen de los depósitos generados por este proceso puede alcanzar varios km³ y distancias de cientos de km (en los casos más extremos) desde la fuente (Ui, 1983; Siebert, 1984; Schuster & Crandell, 1984; Siebert *et al.*, 1987; Siebert, 1996; Ui *et al.*, 2000).

Los depósitos de avalanchas volcánicas se caracterizan por tener una topografía de cerrillos (*hummocks*), levées naturales marginales y escarpes marginales y distales, además de un anfiteatro en la fuente (Ui *et al.*, 2000), que corresponde a la cicatriz del colapso del edificio volcánico. Los *hummocks* tienen forma irregular, variable entre ellos, con tamaños desde algunos hasta cientos de metros de altura (Siebert, 1984; Ui, 1987), con un volumen y tamaño mayores en la parte media a proximal y decreciendo hacia la parte distal del depósito (Ui *et al.*, 2000; Figura 17). Aún cuando representan la característica geomorfológica más importante en la identificación de avalanchas volcánicas, no siempre están presentes. Esto es particularmente evidente en los depósitos de avalancha antiguos en que, dada la composición de los *hummocks* originales, su presencia ha sido ocultada al menos parcialmente por la erosión (Francis & Wells, 1988).

La forma de los anfiteatros puede variar ampliamente dependiendo, entre muchos factores, de la causa que gatilla el colapso (Ui *et al.*, 2000). Algunas calderas de avalancha se forman en episodios múltiples, y la orientación subsecuente de los colapsos sucesivos es influenciada por los escarpes de colapsos previos (Siebert *et al.*, 1987).

Aún cuando las avalanchas volcánicas son por definición no saturadas, puede existir agua procedente de hielo, de niveles freáticos, o producto de precipitación. El exceso de agua puede generar flujos de detritos a partir de la avalancha original, permitiendo que el depósito alcance mayores distancias.

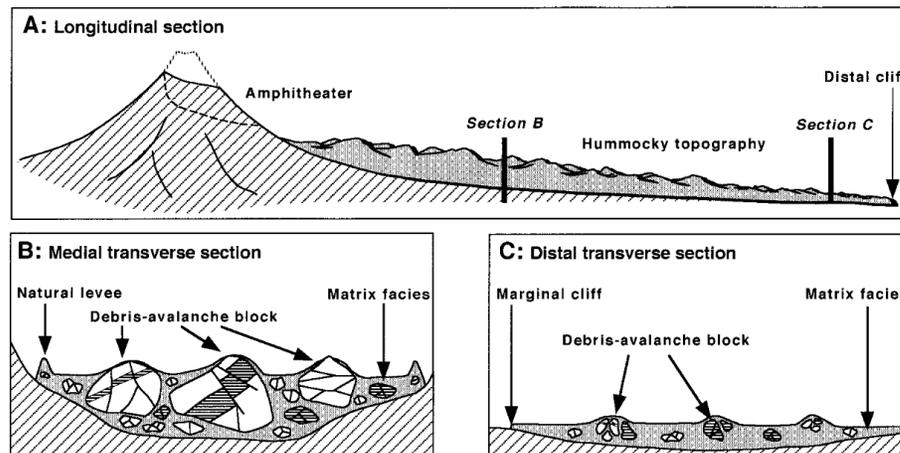


Figura 17. Sección esquemática de un depósito de avalancha volcánica. A) Sección longitudinal. B) Sección transversal en región media. C) Sección transversal en región distal (Ui *et al.*, 2000).

Usualmente, los depósitos presentan dos facies litológicas: Bloques y matriz (Glicken, 1991; Ui *et al.*, 2000):

1. **Facie de bloques:** se compone principalmente de bloques que formaron parte de la estructura original del volcán, aunque también pueden haber sido incorporados desde el suelo mientras la avalancha estaba en movimiento (en cuyo caso su tamaño es característicamente menor que el de aquellos bloques originales del edificio). Estos bloques son en general transportados a su lugar final casi sin perturbación (Ui *et al.*, 2000). El exponente extremo de esta facie la componen los “bloques tipo toreva”, que son literalmente pedazos del volcán deslizados tras el colapso. Pueden tener hasta 500 m, y en muchos casos mantienen la estratificación original del edificio volcánico (Ui, 1985). Pueden encontrarse bloques con fracturas tipo *jigsaw puzzle*, que son fracturas irregulares, comúnmente rellenas por fragmentos pequeños en la intersección de dos fracturas, originadas en un régimen compresivo al interior de la masa en movimiento (Ui, 1985; Ui *et al.*, 2000). Se ha observado que la orientación paleomagnética de distintos bloques es relativamente uniforme, mientras que la declinación es azarosa (Ui, 1985; Ui *et al.*, 2000),

lo que implica que el transporte de bloques en la avalancha es por deslizamiento y que la rotación es en un eje perpendicular a la superficie (Ui *et al.*, 2000).

2. **Facie de matriz:** es una mezcla de clastos e interclastos que pueden abarcar un amplio rango litológico, variando desde micrómetros hasta metros. No se observan fracturas prismáticas (*jigsaw cracks*) en los clastos que conforman la matriz. La orientación paleomagnética de los clastos de una matriz es azarosa, lo que permite suponer que esta se forma a partir de la colisión y fragmentación de los bloques. La proporción de material no procedente del edificio volcánico aumenta hacia las partes distales (Ui *et al.*, 2000), implicando probablemente incorporación de material durante el avance de la avalancha.

Inestabilidad de edificios volcánicos

Cuando los volcanes crecen, pueden volverse inestables y colapsar a distintas escalas, desde caídas de roca menores hasta colapsos catastróficos. La frecuencia de los colapsos tiene relación inversa con el tamaño: mayor frecuencia de colapsos implica colapsos menores (McGuire, 2003). Un edificio volcánico puede perder su estabilidad por motivos endógenos o exógenos: dentro de las causas endógenas se encuentra una intrusión magmática directa, la que puede generar caídas gravitacionales, empujar mecánicamente, o cambiar la temperatura y por lo tanto la presión de poros (Swanson *et al.*, 1976; Siebert *et al.*, 1987; Elsworth & Voight, 1996); aceleraciones del substrato debido a sismos de origen volcanogénico, como en el caso del Volcán St. Helens (Christiansen & Peterson, 1981); y desplazamientos asociados a *spreading* del edificio (Borgia *et al.*, 1992; van Wyk de Vries & Francis, 1997; McGuire, 2003); por otro lado, dentro de las causas exógenas, destacan fallamientos del basamento (Concha-Dimas *et al.*, 2005; Carrasco-Nuñez *et al.*, 2006), sismos tectónicos (e.g. Francis & Self, 1987; Carracedo, 1994; Tibaldi, 1995; Norini *et al.*, 2008), o factores ambientales (precipitación, cambios del nivel del mar; van Wyk de Vries *et al.*, 2000; McGuire, 2003; Scott *et al.*, 2005). Todos estos factores pueden actuar de forma independiente o combinada, y el colapso puede ser ocasionado por eventos repentinos que desestabilicen los flancos de los volcanes.

La inestabilidad estructural de gran escala ocurre invariablemente en volcanes poligenéticos. Los volcanes que crecen en corteza continental son particularmente susceptibles a

experimentar colapsos laterales dado que, en general, corresponden a estratovolcanes que poseen estructuras internas débiles debido a su alto contenido piroclástico y alteración hidrotermal, sumado a altas pendientes (McGuire, 2003). Cambios en la morfología de un volcán (aumento de pendiente en flancos, colapsos previos, etc.) pueden contribuir a la desestabilización de un edificio volcánico (Ui *et al.*, 2000).

Tipos de colapso

Existen dos extremos entre los cuales se han clasificado históricamente los tipos de colapso que originan avalanchas, en función del origen de esta. Los colapsos de tipo Bezimianny tienen un origen magmático, y se asocian usualmente a manifestaciones freáticas y/o eruptivas previas al colapso y luego de este (erupciones, *lateral blasts*, depósitos de caída, formación de domo post-paroxismo, etc.; Siebert *et al.*, 1987). En los depósitos asociados a este tipo de colapso suelen encontrarse clastos juveniles como bloques con fracturamiento prismático (*PJB*) y bombas corteza de pan (*BCB*). En el otro extremo se encuentran los colapsos de tipo Bandai que, a diferencia del tipo Bezimianny, no están asociados a magmatismo, y ocurren repentinamente. Suele asociarse su origen a sismos debido a tectónica (Siebert *et al.*, 1987).

2. Metodología para determinación y caracterización de avalanchas

Las avalanchas volcánicas estudiadas fueron previamente mapeadas en escala 1:250.000 por Naranjo y Cornejo (1992) y a escala 1:100.000 por Naranjo *et al.* (en edición, a y b). Para su caracterización, se dispone de información de terreno recopilada por Naranjo (com. escrita, 2012) en diversas campañas realizadas durante los últimos años. Esta información incluye fotografías, mediciones de espesor, caracterización litológica e identificación de clastos que son clave para la determinación tentativa de los mecanismos principales que desencadenaron las avalanchas, como la presencia de *PJB* y bombas corteza de pan (*BCB*).

Los parámetros morfométricos determinados para cada avalancha son: dirección de abertura del anfiteatro (α), altitud actual del volcán (h_v), altitud de la base de la avalancha (h_b), caída vertical (Δh), área, volumen y espesor promedio del depósito (A_a , V_a y E , respectivamente), distancia recorrida (L), largo de alcance máximo (L_e), y velocidad de la

avalancha (v), cuyas definiciones se encuentran resumidas en la Tabla 2 y pueden ser observadas gráficamente en la Figura 18.

Tabla 2. Definición de parámetros morfométricos determinados en avalanchas volcánicas en la zona.

Parámetro	Definición
α	Azimut de abertura anfiteatro
hv	Altitud del volcán
hb	Altitud menor del depósito de la avalancha
Δh	Caída vertical (diferencia entre altitud del volcán y de la base)
Aa	Área cubierta por el depósito de cada avalancha
Va	Volumen del depósito
E	Espesor promedio
L	Distancia recorrida por la el punto más lejano de cada avalancha
Le	Distancia de transporte excesivo.
v	Velocidad de la avalancha en un punto particular

El espesor de cada depósito se midió en al menos tres puntos a distintas distancias de la fuente, por medio de perfiles trazados en Google Earth 5.2 (Figura 18), además de los datos de terreno aportados por Naranjo (com. escrita, 2012), para finalmente considerar como dato comparativo al promedio de los espesores de cada avalancha. La superficie de los depósitos, por otro lado, fue calculada en el programa Global Mapper v. 11.02. El volumen, por último, se calculó como la multiplicación de la superficie de los depósitos por el espesor promedio de estos.

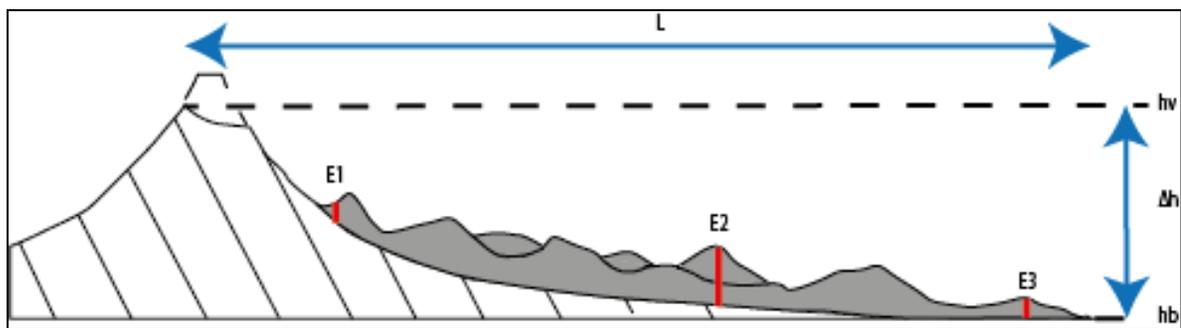


Figura 18. Principales parámetros morfométricos determinados para cada depósito de avalancha estudiado. Δh = caída vertical, L = distancia recorrida, E1, E2 y E3 son mediciones de espesor en distintos puntos del depósito. Su promedio simple define el valor utilizado como espesor (E). hv y hb representan los valores de altitud actual del volcán y de la base de la avalancha, respectivamente.

Es posible inferir la velocidad aproximada a la que algunas avalanchas descendieron por los flancos de los volcanes dependiendo de su capacidad de ascenso. En función de la altura ascendida (h_a) y caída vertical (Δh), Naranjo y Cornejo (1989) utilizan una fórmula definida por Francis & Baker (1977) para la obtención de la velocidad de las avalanchas del volcán Chaco en los puntos donde existe ascenso, fórmula que será utilizada en este estudio para la determinación de este parámetro. Esta fórmula es:

$$v = 10 \cdot \sqrt{\frac{2gh_a}{100 - F}}$$

donde g es la aceleración de gravedad (10 m/s^2), h_a es la altura ascendida por la avalancha, y F es el porcentaje global de pérdida de fricción definido por Francis & Baker (1977) como:

$$F = 100 \cdot \left(1 - \sqrt{\frac{h_a}{\Delta h}} \right)$$

La Distancia de transporte excesivo (L_e , Hsü, 1975) se define como la distancia horizontal en que la parte más distal de la avalancha se desplaza “en exceso” respecto de la distancia calculada para una masa deslizante no lubricada, con un coeficiente de fricción normal de $\tan 32^\circ$, expresada así:

$$L_e = L - \frac{\Delta h}{\tan 32^\circ}$$

A partir de las direcciones de abertura de anfiteatros producidos por colapsos de volcanes, se determinó posibles direcciones de esfuerzo máximo horizontal. Se considera el modelo avalado por Nakamura (1977), Moriya (1980) y Siebert (1984), quienes proponen que los anfiteatros en volcanes están abiertos hacia una dirección que es perpendicular al esfuerzo máximo horizontal regional.

Tabla 3. Parámetros morfométricos de avalanchas volcánicas en la zona.

Volcán	Agua Amarga				de la Pena			Bolsón	Gemelos			J. Vega	Chaco			Encanche
Aval	1	2	3	4	1	3	2		1	3	2	1	1	2	3	
Posible origen	M	T	T	T	T	T	T	?	M	M	M	?	M	M	T	T
Dirección de abertura (α)	279	292	299	85	284	77	217	238	4	20	325	85	165	329	230	88
Altitud del volcán hv (msnm)	5024	5024	5024	5024	5239	5239	5239	4867	5223	5223	5223	4758	5157	5157	5157	4610
Área de depósito Aa (km²)	48	8,86	4,02	13,21	57,71	36,066	13,68	32,66	17,24	3	7,8	3,6	12,88	25,48	71,8	21,3
Espesor promedio E (m)	35	27	18	20	40	30	35	45	20	20	30	20	25	20	35	100
Volumen del depósito Va (km³)	1,68	0,24	0,07	0,26	2,31	1,08	0,48	1,47	0,34	0,06	0,23	0,07	0,32	0,51	2,51	2,13
Altitud base avalancha hb (msnm)	3629	3637	3741	3568	3582	3682	3712	3736	4311	4412	4326	4238	3968	3654	3470	3338
Caída vertical Δh (km)	1,395	1,387	1,283	1,456	1,657	1,557	1,527	1,131	0,912	0,811	0,897	0,52	1,189	1,503	1,687	1,272
Distancia recorrida L (km)	9,71	7,558	4,55	14,578	13,5	11,61	9,52	9,67	5,45	3,48	7,1	3,44	9,22	12,4	22	6,34
H/L	0,14	0,18	0,28	0,10	0,12	0,13	0,16	0,12	0,17	0,23	0,13	0,15	0,13	0,12	0,08	0,20
Distancia de transporte excesivo Le (km)	7,60	5,46	2,61	12,38	10,99	9,25	7,21	7,96	4,07	2,25	5,74	2,65	7,42	10,13	19,45	4,42
Altura ascendida ha (m)	54	58				163									200	
F	80,33	79,55				67,64									65,57	
Velocidad v (km/h)	266,72	271,14				361,36									388,02	

3. Descripción de avalanchas volcánicas en la zona

En la zona estudiada se reconocen al menos 7 edificios a los cuales se puede asociar depósitos de avalancha. Estos edificios son, de norte a sur, el Cerro de la Pena, el Cerro Chaco, el Cerro de Agua Amarga, el Cerro Bolsón, el Cerro Juan de la Vega, el Cerro Encanche, y el volcán Gemelos o Dos Puntas. En la Tabla 3 se presentan los principales resultados obtenidos para las avalanchas que afectaron a estos 7 edificios volcánicos.

Cerro de Agua Amarga

Se construye sobre una base desnivelada, en que el flanco oriental tiene una altura absoluta de 598 m y el flanco occidental tiene 1419 m. Hacia el oeste se observa una serie de 3 avalanchas, con avances desde 7,5 hasta más 14 km y valores de H/L de 0,1 hasta 0,28 (Tabla 3), mientras que hacia el noreste se observa una avalancha encausada por una quebrada que llega hasta el salar de Agua Amarga (4 en Figura 20). Los escarpes de colapso han sido parcialmente borrados por nuevos escarpes, principalmente hacia el este, sin que se observen depósitos asociados.

La avalancha mayor es también la más antigua observable (1 en Figura 20), alcanzando una distancia de 9,71 km desde la fuente y con un H/L de 0,12, cuyo escarpe de colapso se encuentra parcialmente cortado por escarpes más jóvenes. Es posible que el escarpe principal haya sido cubierto en su parte septentrional por la reconstrucción del edificio volcánico, reconstrucción que habría colapsado por una nueva avalancha hacia el oeste (2a y 2b, Figuras 19 y 20), y una avalancha menor hacia el este cuyo depósito habría sido encausado hacia el noroeste del volcán debido a la alta pendiente. En la parte distal del depósito, J.A. Naranjo (com. escrita, 2012) identifica bloques con diaclasamiento prismático (PJB). Avalanchas menores, más jóvenes, cubren casi en su totalidad colapsos anteriores (2a, 2b y 3). Estas avalanchas menores conservan estructuras como *levées* laterales y terminales y, en algunos casos, *ridges* transversales. En la parte media de los depósitos pueden observarse *hummocks* cuya estructura original ha sido parcialmente borrada por erosión. En la parte proximal, la morfología de los depósitos permite inferir la presencia de bloques de tamaño toрева, lo que da la mayor pendiente a la avalancha en

ese sector (Figura 20). Estos bloques serían consecuencia de la primera avalancha, la más extensa de todas.

Existe un cambio abrupto en la pendiente de la primera avalancha en su facie terminal, aunque luego de un escarpe de más de 100 m, el flujo encuentra un plano y comienza a detenerse. En esta parte final, se observan *ridges* transversales, y en un sector la avalancha remonta un cerro de casi 60 m, por lo que en este punto se ha estimado una velocidad de 265 km/h (Tabla 3).

Una serie de lineamientos con orientación principalmente N-S son cubiertos por las avalanchas, generando en ellas cambios de pendiente consecuentes con los quiebres topográficos generados por las estructuras.

En la base del Complejo Volcánico Agua Amarga se observa, en el borde oriental del salar de Agua Amarga, un depósito de avalancha que podría provenir desde el flanco nororiental del complejo (4 en Figura 19). En este flanco se observa un escarpe con forma de anfiteatro asociado a depósitos que podrían corresponder a algunos bloques tamaño toрева. Esta avalancha aparenta ser más joven que el resto, y es cubierta por una lava de 5,2 Ma proveniente desde el norte. Además, cubre una lava de 5,8 Ma. En este depósito, se observan PJB (Naranjo, com. Verbal, 2012).

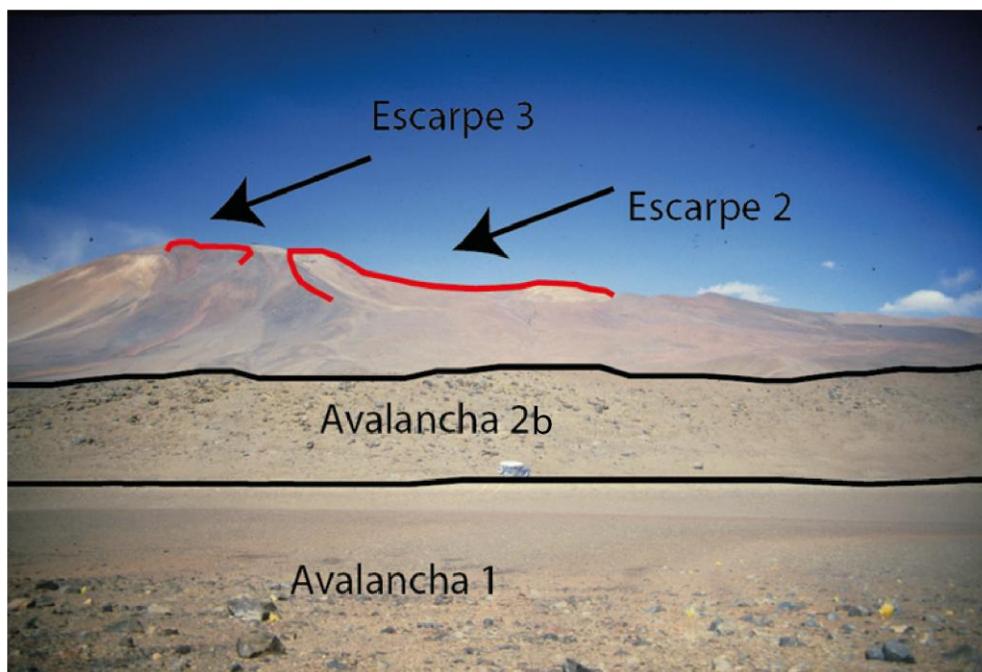


Figura 19. Fotografía del flanco W del Complejo Volcánico Agua Amarga. Se indica disposición de avalanchas 1 y 2b, además de escarpes de avalancha 2 y 3.

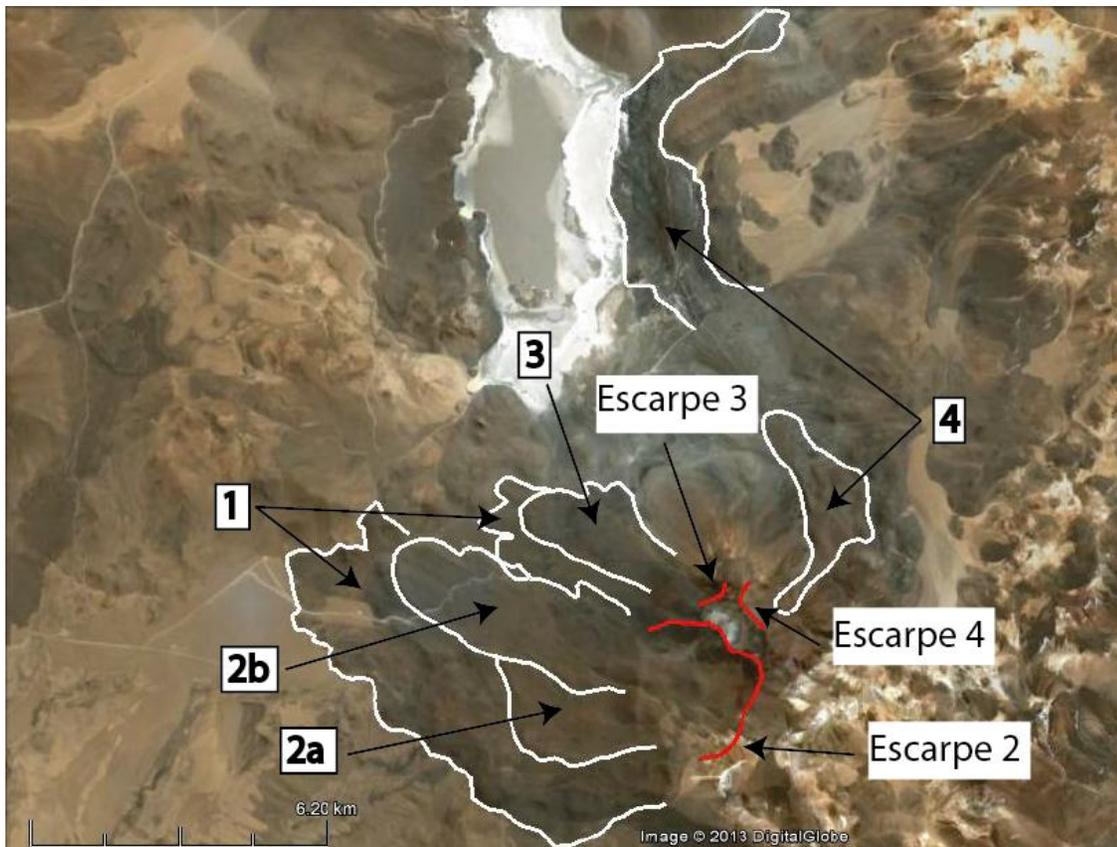


Figura 20. Imagen Satelital de Complejo Volcánico Agua Amarga. Líneas blancas encierran distintos depósitos de avalancha. Líneas rojas representan los anfiteatros asociados. Números indican depósitos de avalancha.

Cerro de la Pena

El Cerro de la Pena es un volcán compuesto de 12 Ma colapsado en dos direcciones (oeste y noreste). Se construye sobre una base horizontal, aparentemente de ignimbritas de más de 16 Ma (Río Frío y/o Pajonales; Naranjo & Cornejo, 1992).

Se observan depósitos de avalancha hacia el oeste y hacia el noreste, mapeados por Naranjo y Cornejo (1992) y Naranjo *et al.* (en edición, a), quien tiene varios puntos de control en terreno utilizados en el presente trabajo para la estimación de espesores. En general, estos depósitos conservan solo algunos *ridges* transversales en el centro, destacando los *levée* de la avalancha hacia el noreste y la clara presencia de bloques de torea en la parte alta de este depósito.

Hacia el oeste (Figuras 21 y 22), se distinguen dos depósitos, uno negro, inferior, y uno gris, superior. Ambos son cubiertos por lavas en la parte más proximal. El depósito negro (1) tiene una mayor extensión que el depósito gris (2). Solo es posible distinguir uno de los escarpes que pudo generar estas avalanchas, el que corta a lavas negras en la parte alta del cerro, y es a su vez cortado por un escarpe mayor abierto hacia el este. En la parte alta del flanco occidental se observa una secuencia de lavas estratificadas que mantean hacia el oeste, de coloración distinta a la de la parte superior del volcán. Esta secuencia podría corresponder a un gran bloque de toreva.

En la parte oriental, al igual que en los depósitos occidentales, se observa una avalancha gris sobre una avalancha negra (3 en Figura 22), que es la más extensa. En la parte alta del depósito, se observan bloques de toreva en la parte media del edificio. Además, en el mismo flanco hacia el sur, se observan capas de lavas dispuestas con un manteo mayor que en el resto del volcán, lo que podría implicar la presencia de bloques de tipo toreva en ese sector.



Figura 21. Vista de flanco W de Cerro de la Peña. En rojo, remanentes de escarpe 1, parcialmente cubiertos por posible reconstrucción del edificio. En primer plano, ubicación de avalanchas 1 y 2.

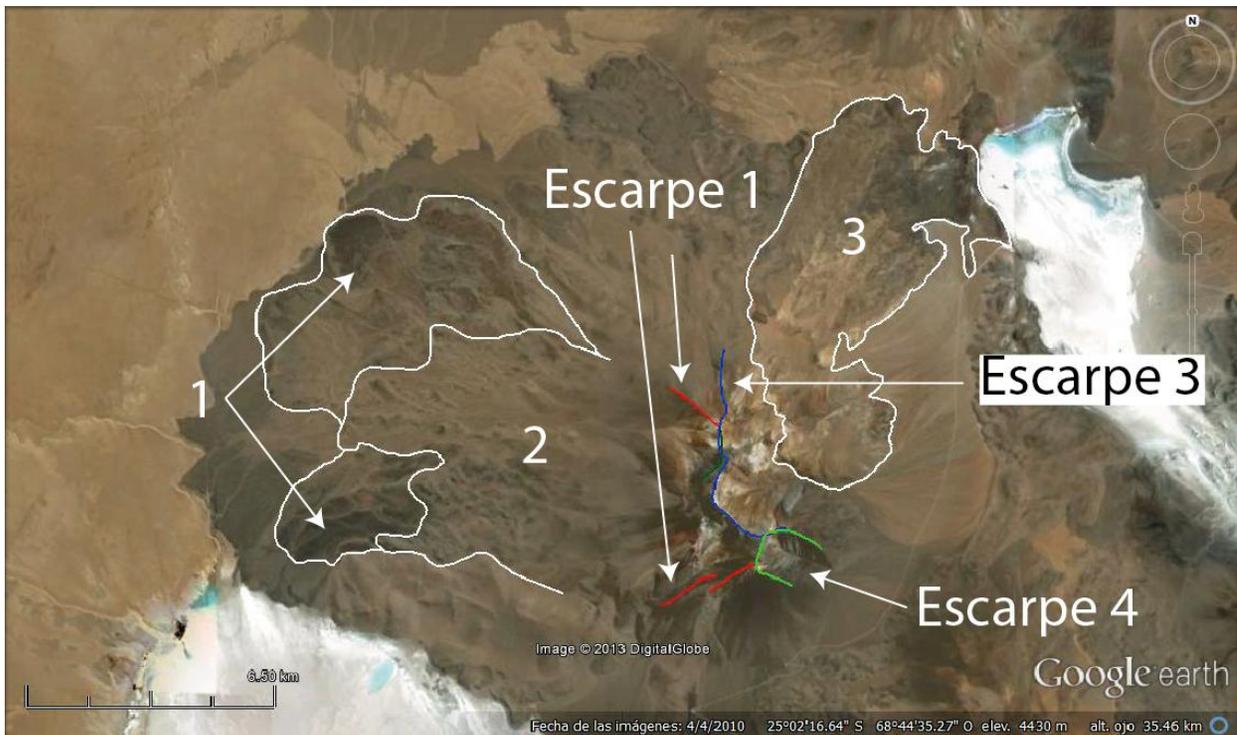


Figura 22. Imagen satelital de Cerro de la Peña. Líneas blancas encierran depósitos de avalancha. Líneas de color indican anfiteatros (rojo: da origen a 1 y/o 2; azul, da origen a 3; verde, anfiteatro menor que posiblemente da origen a remociones en masa). Números indican depósitos de avalancha citados en el texto.

Cerro Bolsón

El cerro Bolsón se encuentra en la parte suroccidental del área estudiada, en el frente occidental del arco volcánico. Este edificio posee una base de 18,6 Ma (Cornejo y Mpodozis, 1996), que sería el remanente de un edificio antiguo que habría colapsado hacia el oeste. Sobre esta base, se reconstruye un edificio de 13,7 Ma (Cornejo y Mpodozis, 1996), en el que se observa un escarpe de colapso de 3,15 km de ancho por 2 km de largo, abierto claramente hacia el oeste (Figura 23). Este último colapso se asocia a un depósito de avalancha volcánica datado en 13,6 Ma (Cornejo & Mpodozis, 1996). La extensión de la avalancha alcanza 9,67 km de largo, otorgándole una razón H/L de 0,12, el que cae dentro del rango de colapso volcánico, y un largo excesivo (L_e) de 7,86 km. Cubre un área de casi 33 km², y alcanza un volumen de 1,47 km³. La avalancha deja al descubierto, en el centro del edificio volcánico, un núcleo compuesto por un pórfido datado en 26 Ma (Cornejo y Mpodozis, 1996). En esta avalancha, no se dispone de evidencias que indiquen el origen del colapso, ya sea de origen magmático o tectónico.

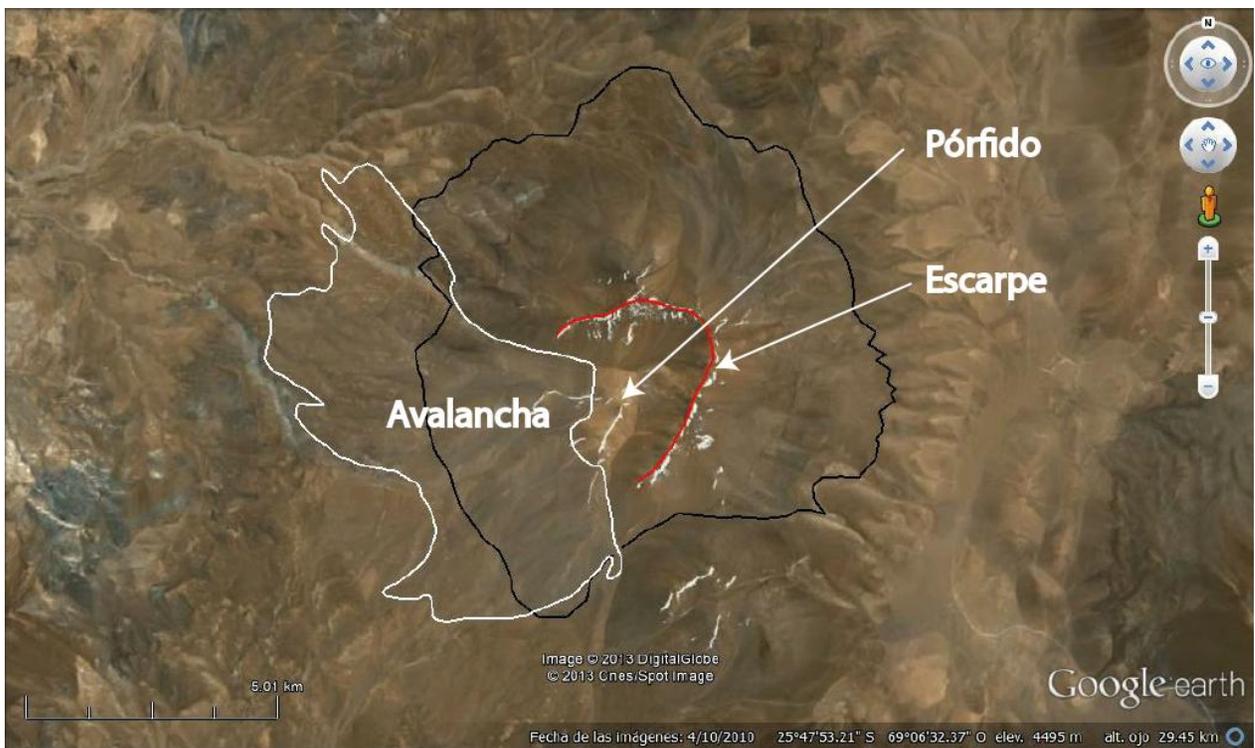


Figura 23. Imagen satelital de Cerro Bolsón. Línea blanca encierra depósito de avalancha. Línea roja indica anfiteatro dejado tras el colapso del volcán.

Complejo Volcánico Gemelos o Dos Puntas

Se construye sobre una base horizontal con una altitud de 4440 m s.n.m. ubicada al noreste del Llano Placetas, en la parte sureste del área de estudio. Alcanza una altura de 778 m sobre su base (Tabla Anexo 1) y, como su nombre lo indica, consiste en dos volcanes levemente erosionados, los que están asociados a tres depósitos de avalancha. El primero de ellos, el más antiguo (1 en Figura 25) abarca un área de 17,24 km² (Tabla 3), y se deposita inmediatamente al norte del volcán. Posee un H/L de 0,136 y alcanza un valor de Le de 4,26 km (Tabla 3). No se reconocen el o los escarpes de colapso asociados a este depósito pero un domo que ocurre en el flanco norte del complejo, además de un escarpe que puede corresponder al colapso, permiten inferir que todo el actual flanco norte del complejo fue reconstruido tras el colapso que generó esta avalancha.

El segundo depósito de avalancha (3 en Figura 25) abarca un área total de apenas 3 km² y alcanza 3,5 km, por lo que tiene un valor de H/L de 0,154 (Tabla 3). Este depósito tiene su fuente en el mismo sector que origina el primer colapso pero ocurre una vez reconstruido el volcán,

depositándose hacia el norte de este. Conserva perfectamente sus *levées* laterales y terminal, y en él se observan algunos bloques del pórfido andesítico que constituye el domo del complejo volcánico (Naranjo, com. verbal, 2012).

Por último, se observa una avalancha de 7,8 km² (2 en Figuras 24 y 25), que recorre 7,1 km desde su fuente ubicada en la parte central del complejo. En este sector se observa un escarpe de casi 2,2 km en su parte más ancha, abierto hacia el noroeste, que deja al descubierto un núcleo de alteración hidrotermal. Naranjo (com. verbal, 2012) observó en terreno la presencia de PJB en esta avalancha, por lo que probablemente ocurrió por inyección de magma que habría hecho colapsar al edificio dada su debilidad estructural previa (alteración hidrotermal).

Este complejo volcánico tiene una edad de 2,0 a 2,7 Ma (Naranjo & Cornejo, 1992; Clavero *et al*, 1998).

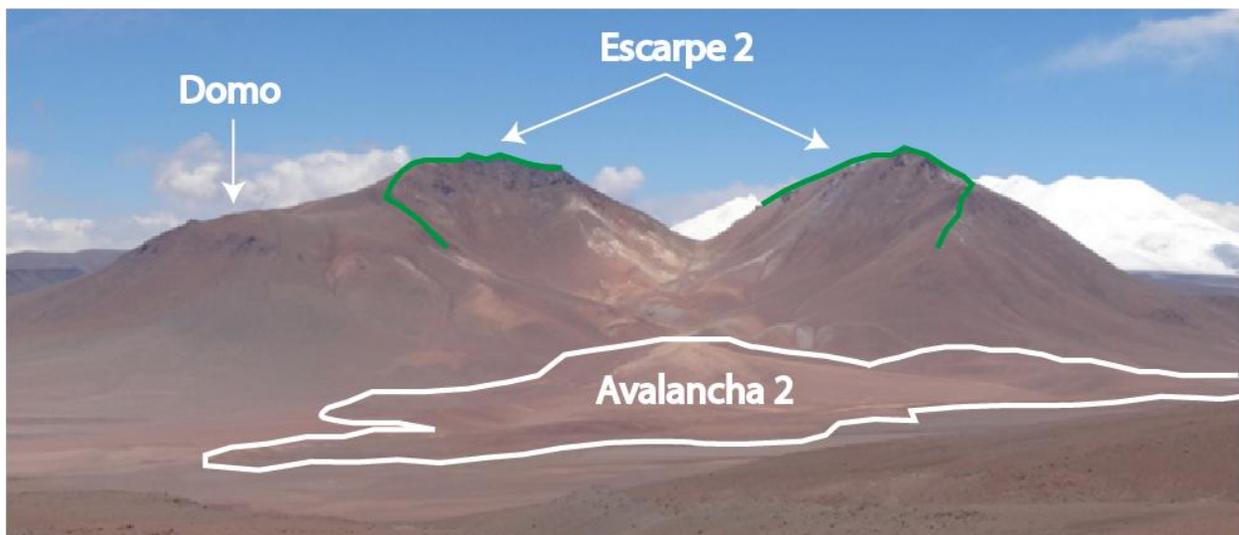


Figura 24. Fotografía de Complejo Volcánico Gemelos o Dos Puntas (orientada NE-SW). A la derecha, volcán más antiguo, que tras colapsar, habría generado depósito de avalancha hacia el N (fuera de la foto). A la izquierda, domo posterior al colapso, y nuevo volcán al centro. Estas dos últimas estructuras habrían colapsado hacia el SW, formando depósito de avalancha 2.

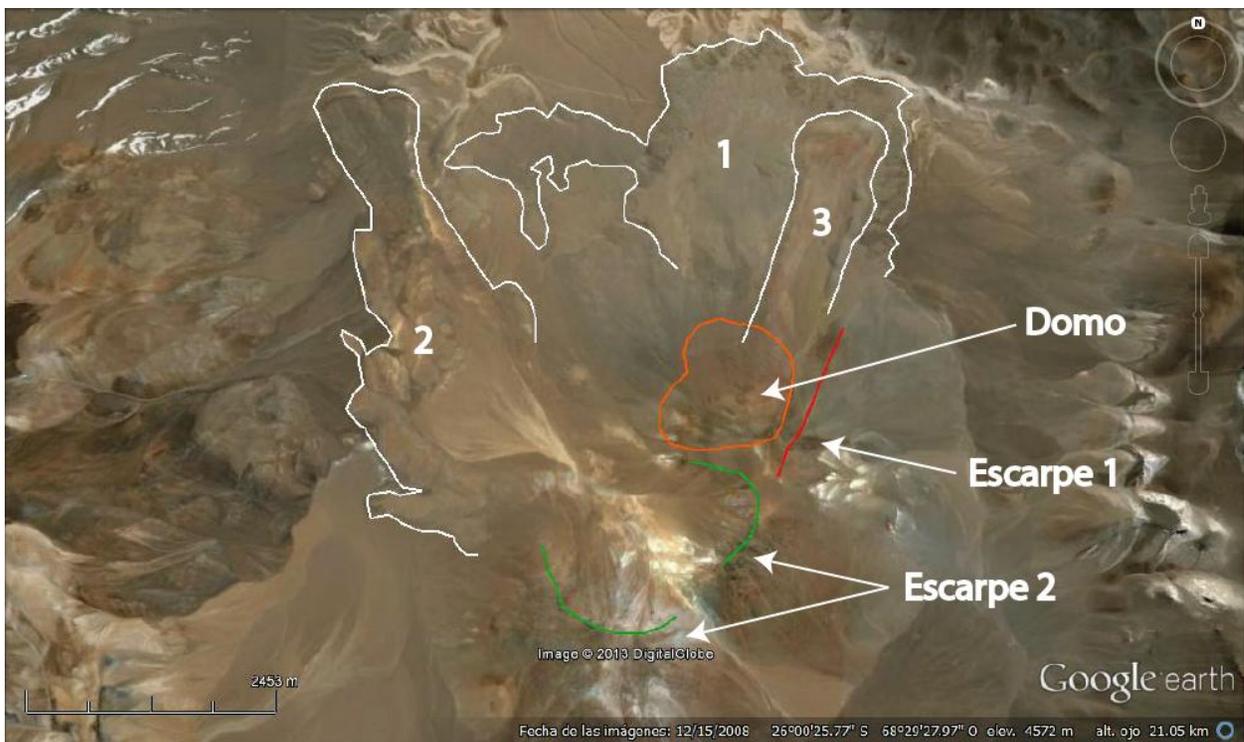


Figura 25. Imagen satelital de Complejo Volcánico Gemelos o Dos Puntas. Líneas blancas encierran depósitos de Avalancha. Línea roja indica anfiteatro de primer colapso. Números corresponden a depósitos citados en el texto. Se indica, además, ubicación del domo que ocurre tras el primer colapso.

Cerro del Encanche

El volcán Cerro del Encanche es un volcán compuesto de 17,5 Ma (Naranjo & Cornejo, 1992) ubicado en la costa oeste del Salar de Aguilar, frente al domo resurgente de la caldera del mismo nombre. Se construye sobre depósitos de la ignimbrita Río Frío, observados bajo su flanco occidental. Presenta un colapso de su flanco oriental (Figura 26), cuya extensión es de solo 6,34 km (Tabla 3), otorgando a la avalancha un valor de movilidad (H/L) de 0,201, el más alto en la zona de estudio. Este depósito oculta un gran escarpe de casi 1.000 m de profundidad, que correspondería al borde occidental de la caldera Aguilar, de 14 Ma (Naranjo & Cornejo, 1992; Naranjo *et al.*, en prep). Directamente bajo el depósito se observan lavas de más de 17 Ma (Naranjo & Cornejo, 1992; son lavas del Conjunto Volcánico 1, Figuras 26 y 27). El colapso generó un anfiteatro de 2,5 km de largo por 1,5 km de ancho. Inmediatamente al este del anfiteatro se observan posibles bloques de tipo toreva, en los que se puede observar la estratificación original del flanco del volcán.

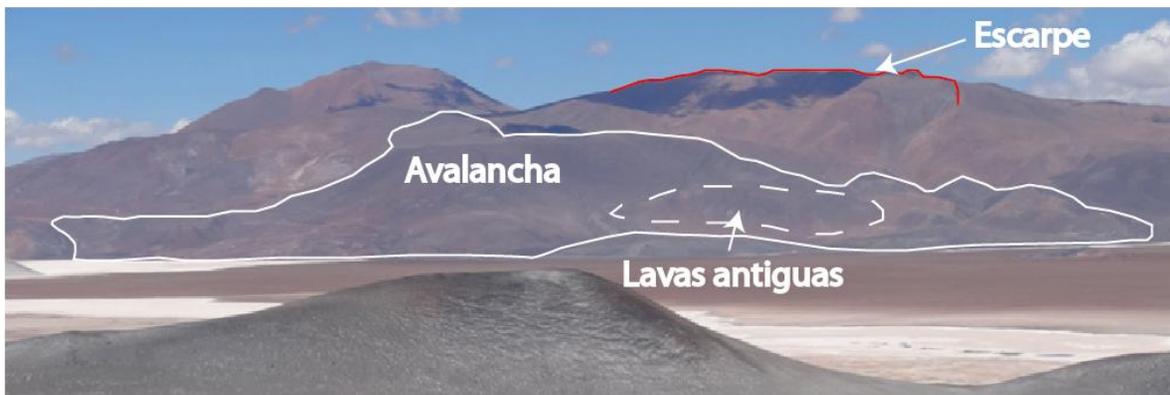


Figura 26. Vista flanco oriental Cerro del Encanche. Al centro, avalancha. Arriba centrado, anfiteatro dejado por colapso del edificio. Se indica ubicación de ventana de erosión que deja al descubierto lavas del Conjunto Volcánico 1.



Figura 27. Imagen satelital de Cerro del Encanche. Encerrado por líneas blancas: depósito de avalancha. Línea roja: escarpe de avalancha. Se indica ubicación de lavas antiguas que posiblemente constituyen una ventana de erosión.

Cerro Juan de la Vega

El Volcán Juan de la Vega es un volcán compuesto de 16,6 Ma (Naranjo y Cornejo, 1992) ubicado al sur del domo resurgente de la Caldera Aguilar, entre los salares Grande, de Agua Amarga, y de la Isla. En el sector norte, su base se dispone sobre lavas del conjunto volcánico más antiguo mientras que en el sector sur no es posible distinguirla. Inmediatamente al oeste del volcán, una serie de fallas inversas con vergencia este montan lavas del conjunto 2 sobre su

flanco. Una de estas fallas inversas corta depósitos de la ignimbrita Chato Aislado, de 1,5 Ma (Naranjo y Cornejo, 1992). Hacia el este del volcán, se dispone un cordón de rocas volcánicas del Conjunto Volcánico 3, datadas en 14,7 Ma (Naranjo y Cornejo, 1992). Este cordón une el Volcán Juan de la Vega con el volcán Negro Filudo, de edad similar y ubicado al este, formando una estructura elevada con escarpes de pendiente mucho mayor en su parte sur que en su parte norte. Este edificio volcánico alcanza 556 m sobre su base, altura que lo convierte en uno de los volcanes de mayor altura en el sector sur del área de estudio.



Figura 28. Imagen satelital de avalancha de volcán Juan de la Vega. Se indican ubicación de depósito de avalancha y de posible escarpe.

Hacia el noreste del volcán, se observa un depósito de avalancha que, dadas sus características texturales, provendría del volcán Juan de la Vega (Figura 28). En la parte media alta del flanco noreste del edificio volcánico se observa una zona de alteración hidrotermal. Por otro lado, las estructuras inversas que se encuentran al oeste y al norte del edificio, además de la presencia del domo resurgente de la caldera Aguilar al norte, y el escarpe de caldera ubicado al sur, configuran un escenario tectónico que seguramente desencadena el colapso de este edificio. En el flanco suroeste del volcán se observa un cráter inclinado que puede corresponder a un cráter de colapso. Este tipo de morfología es común en la zona.

Volcán Chaco

El volcán Chaco es un estratovolcán compuesto ubicado en la parte occidental del área de estudio, de 15-17 Ma (Naranjo y Cornejo, 1989), que actualmente alcanza 849 m sobre su base y una altitud de 5.145 m.s.n.m. Se construye sobre una base horizontal compuesta por ignimbritas del Mioceno inferior, y junto con el volcán Cerro Blanco, al sureste del edificio, constituye un cordón volcánico de más de 18 km con orientación sureste – noroeste. Ambos volcanes presentan un núcleo fuertemente alterado, descubierto por distintos procesos.

Naranjo y Cornejo (1989) describen tres avalanchas volcánicas y sus correspondientes calderas de colapso, abiertas hacia el sureste (1), el noroeste (2), y el oeste (3), de más vieja a más joven (Figura 30). Estos autores determinan valores de H/L 0,12, 0,11 y 0,07, de más vieja a más joven, además de volúmenes de 0,38 (1), 0,63 (2) y 2,45 km³ (3), respectivamente. Para la avalancha más joven, que remonta un cerro de casi 200 m, determinan una velocidad de 360 km/h. Los depósitos de avalancha se encuentran intercalados con gravas de atacama y cubren a ignimbritas del Mioceno inferior. Naranjo y Cornejo (1989) presentan, además, 8 edades K-Ar para estos depósitos, todas entre 15 y 17 Ma.

La presencia de un domo en el centro del edificio, posterior al segundo colapso, además de PJB descritos por Naranjo y Cornejo (1992) en los depósitos 2 y 3 (Figura 35 para avalancha 3), permiten a estos autores atribuir un origen magmático a estos colapsos. Además, la existencia de núcleos de alteración hidrotermal descubiertos por los colapsos 1 y 3 los lleva a asumir que la inestabilidad del edificio volcánico, en estos colapsos, pudo deberse a la existencia de estos núcleos de alteración.

En el presente estudio, a partir de nuevas mediciones utilizando imágenes satelitales y modelos de elevación digital, se obtienen resultados casi idénticos a los obtenidos por Naranjo & Cornejo (1989): las razones de H/L para las avalanchas son 0,13 (1), 0,11 (2) y 0,08 (3), con volúmenes de 0,32 (1), 0,51 (2), y 2,51 (3), y una velocidad de descenso de la tercera avalancha de 388 km/h.



Figura 29. PJB de más de 3 m en depósito de avalancha 3 de Vn. Chaco.



Figura 30. Imagen satelital de Cerro Chaco. En blanco se encierran depósitos de avalancha. En Rojo, restos de anfiteatro de avalancha 1. En azul, restos de anfiteatro asociado a avalancha 2. En verde, anfiteatro producto de avalancha 3. Números indican depósitos de avalancha citados en el texto. Se señala además ubicación de domo alterado descubierto tras colapso que genera avalancha 3.

4. Dirección de abertura de anfiteatros y Máximo Esfuerzo Horizontal

A partir de las direcciones de abertura de anfiteatros generados por el colapso de edificios volcánicos se determinan las direcciones de máximo esfuerzo horizontal (MHS por sus siglas en inglés). En la zona estudiada, parecen existir dos direcciones principales: NW y NE. En segundo orden, y asociadas a anfiteatros de posibles colapsos volcánicos cuyos depósitos no han sido identificados, se observan direcciones N-S y E-W (Figura 31).

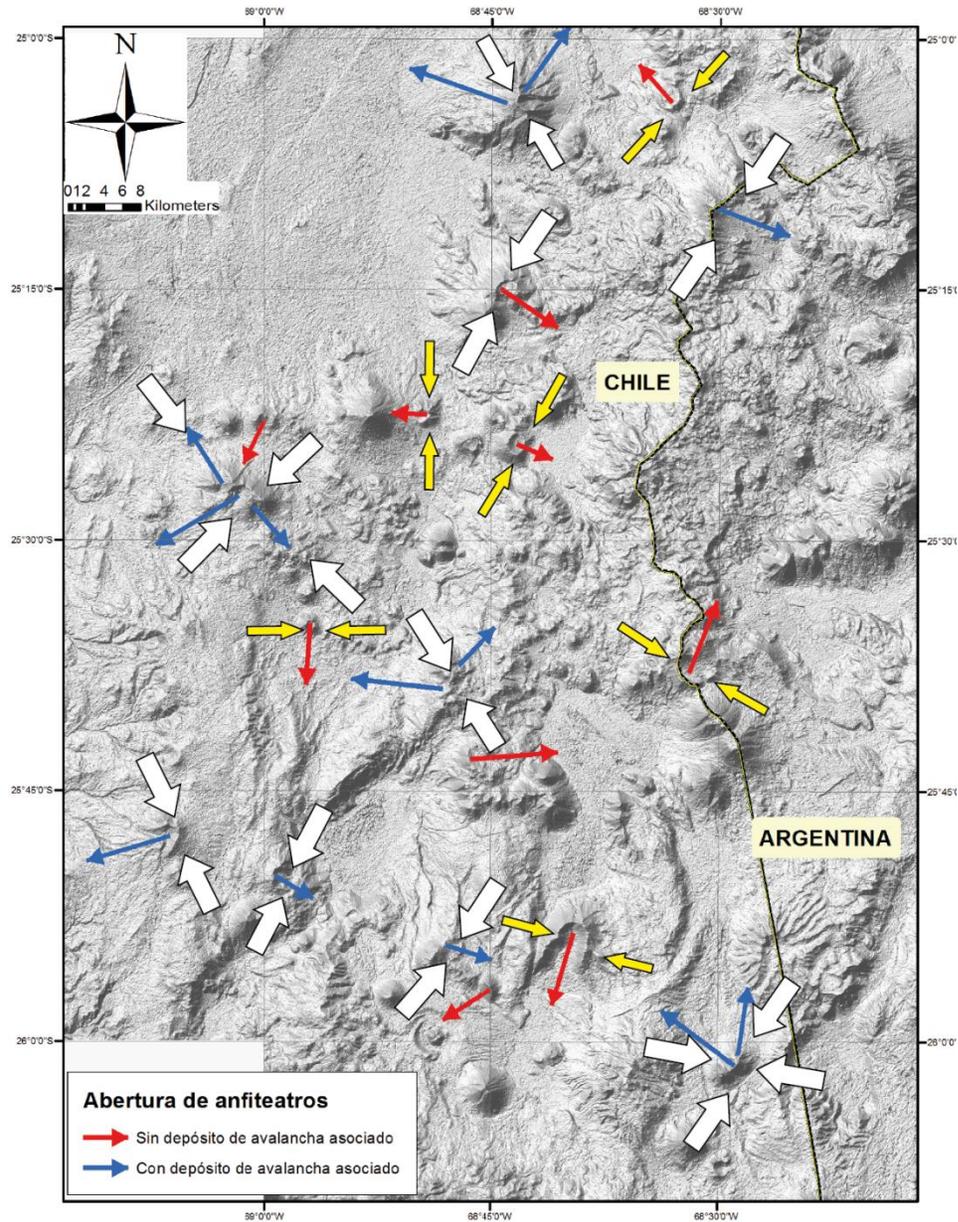


Figura 31. Direcciones de abertura de anfiteatros principales en la zona estudiada y posibles direcciones de Esfuerzo Máximo Horizontal (MHS) asociados. En rojo, anfiteatros sin depósito de avalancha asociado. En azul, anfiteatros con depósitos asociados. Flechas amarillas y blancas indican direcciones de estrés máximo horizontal para ambos casos, respectivamente.

V. DISCUSIÓN

1. Formas volcánicas y tipos de volcanes en la zona

En general no se observa una correlación directa entre los parámetros morfométricos determinados y la forma de los edificios volcánicos en la zona. Los valores obtenidos suelen coincidir en sus extremos, pero manifiestan diferencias en las poblaciones de cada parámetro. De esta manera, se observa que los complejos volcánicos poseen una cantidad importante de edificios (32%) con alturas absolutas entre 424 y 848 m (Figura 12), minoritaria en el caso de conos simples y volcanes compuestos, los que a su vez presentan poblaciones sobre los 742 m (compuestos) y 954 m (simples), minoritaria entre los complejos. Los complejos volcánicos presentan, además, una amplia distribución en la superficie basal de sus edificios (abarcando todo el rango entre 0 y 168 km², Figura 13), a diferencia de las otras formas volcánicas que suelen concentrar sus valores bajo los 20 km².

En la Figura 32 se presenta un gráfico de razón de aspecto (H/W_b) versus diámetro de la cima/diámetro de la base (W_s/W_b), en el que se han ploteado las formas volcánicas. En él se observa que los complejos volcánicos tienden a aparecer en la parte derecha del gráfico, los conos en la parte izquierda, y los volcanes compuestos aparecen entre las formas anteriores, desplazadas hacia el sector de complejos volcánicos, distribución que es consecuente con la encontrada por Grosse *et al.* (2012) para 13 volcanes de Nicaragua y con la definición morfológica realizada en el capítulo III. El 2009, además, Grosse *et al.* proponen una posible secuencia evolutiva para los volcanes, a partir de conos pequeños ($< 1 \text{ km}^3$) hacia conos mayores, subconos y macizos. En la Figura 33.b se presenta un gráfico de altura absoluta (H) versus volumen (V) para las formas volcánicas, en que se exhibe una secuencia evolutiva similar a la encontrada por esos autores. Destaca que la distinción entre complejos volcánicos y conos simples es bastante notoria, mientras que los volcanes compuestos se encuentran superpuestos a ambas formas. En consecuencia, en la zona es posible adaptar el modelo evolutivo presentado por Grosse *et al.* (2009), modelo que es resumido en la Figura 33.a. A diferencia de los resultados de estos autores, quienes no observan volcanes compuestos de tamaño relativo similar al de conos simples y complejos volcánicos, las tres formas volcánicas principales revisadas aquí sí ocurren con un tamaño mayor.

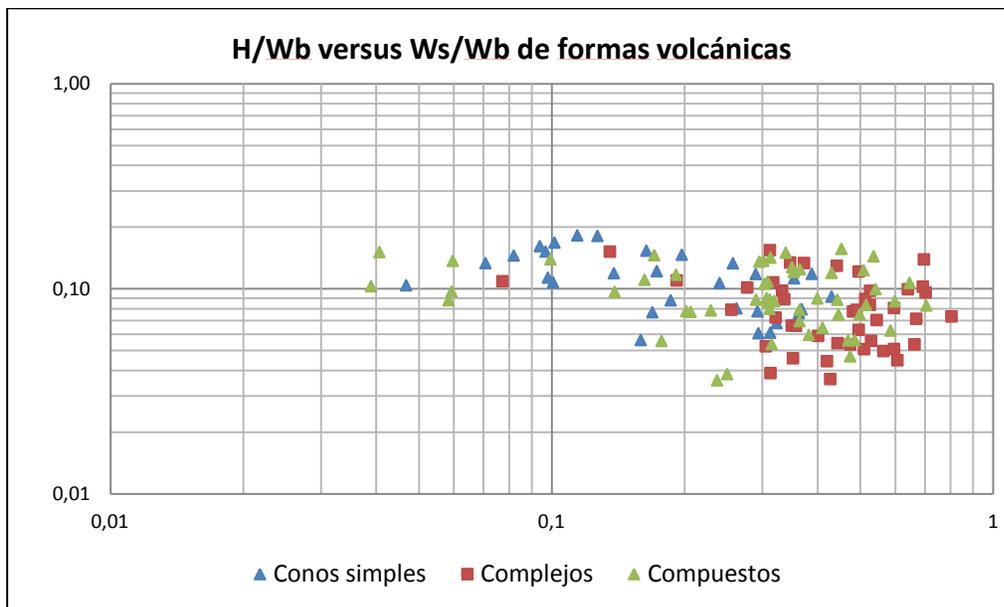


Figura 32. Gráfico de dispersión de H/Wb versus Ws/Wb para formas volcánicas, las que son indicadas por color en la figura.

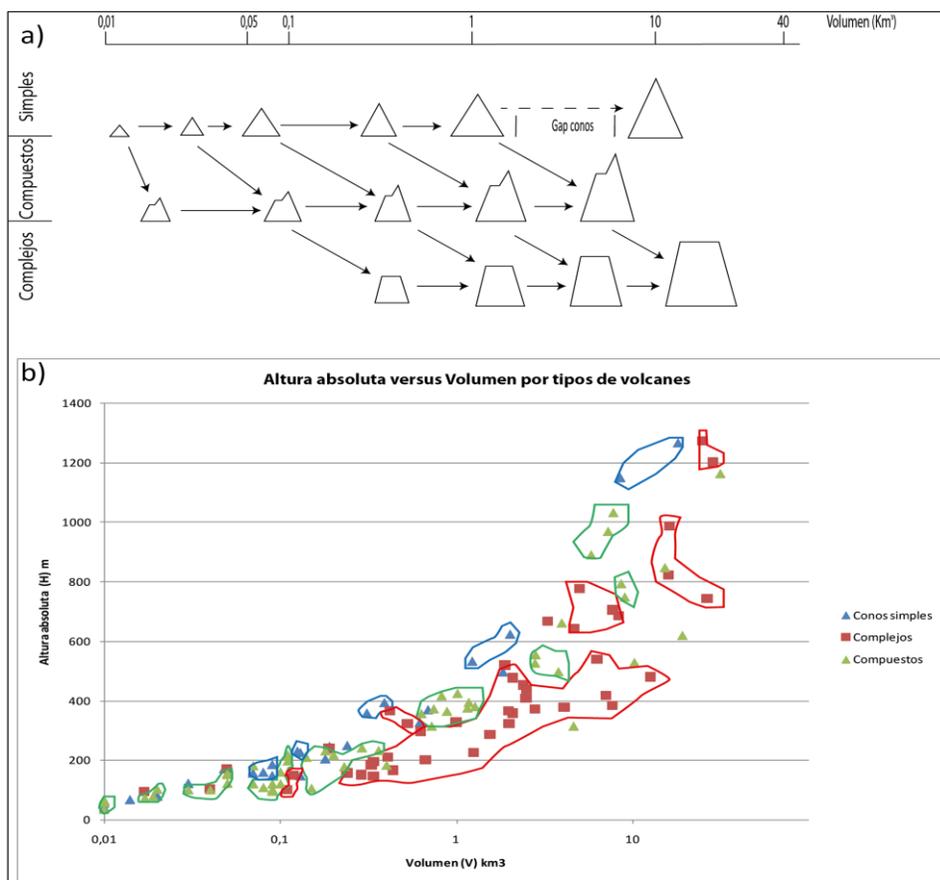


Figura 33. a) Evolución de morfologías volcánicas en la zona (modificado de Grosse *et al.*, 2009). b) Gráfico de dispersión de Altura absoluta (H) versus Volumen (V) para formas volcánicas. Línea roja encierra a mayoría de complejos volcánicos, línea azul a conos simples, y línea verde a volcanes compuestos.

Son pocos los conos simples de mayor tamaño ($>10 \text{ km}^3$) en la zona. En contraste, existen al menos 8 volcanes compuestos de más de 8 km^3 , de los cuales 5 (Chaco, Agua Amarga, Encanche, Puntigudo de la Isla, de la Pena) tienen depósitos de avalancha asociados y/o la presencia de anfiteatros abiertos en ellos (caso Co. Puntigudo de la Isla). Esto puede indicar que sufrieron colapsos en alguna etapa de su evolución, apuntando a que alguna vez tuvieron una forma cónica. Por otro lado, los conos simples de mayor tamaño no colapsados presentan poca erosión, conservando notablemente su morfología original. De esta manera, en conos simples de tamaño relativamente mayor la erosión no tendría un rol importante en la degradación de los edificios volcánicos y, en cambio, la causa principal de esta degradación correspondería a colapsos del edificio.

Entre los edificios de tamaño intermedio ($1-5 \text{ km}^3$), la gran mayoría de los volcanes compuestos (60%) presentan depósitos de avalancha y/o anfiteatros que, al igual que en el caso de los volcanes de mayor tamaño, pueden haber tenido una forma cónica original degradada por colapsos volcánicos. El resto de los volcanes compuestos (40%) en este intervalo de tamaño presentan más de una fuente de emisión, por lo que deben su forma subcónica a migraciones de los centros eruptivos dentro del edificio. De esta manera, en este intervalo, al igual que en el anterior, es probable que los volcanes compuestos representen la evolución morfológica de conos simples.

Las formas volcánicas más evolucionadas en la zona corresponden a los complejos volcánicos, los que se concentran en la parte centro oriental de la zona de estudio, abarcando el arco volcánico actual y un cordón de volcanes pertenecientes al Conjunto Volcánico 4. En el arco actual, se emplazan sobre volcanes y productos volcánicos más antiguos, indicando una latencia del volcanismo en esa franja. Los complejos volcánicos en la zona en todos los intervalos de tamaño representarían la evolución de conos simples y volcanes compuestos, principalmente de tamaño intermedio ($1-5 \text{ km}^3$). En ese sentido, se observa un aumento paulatino en la cantidad de complejos volcánicos versus otras morfologías menos evolucionadas desde el Conjunto Volcánico 4 hasta el 6, cuyos productos forman una secuencia que define el cordón volcánico activo (Cordón del Azufre, en la frontera entre Chile y Argentina). Entre los 25 y los 10 Ma (conjuntos volcánicos 1 a 3) la existencia de complejos volcánicos es minoritaria aunque también aumenta paulatinamente, existiendo una aceleración importante en la ocurrencia de este tipo de

edificios a partir de los 10 Ma (límite entre Conjuntos Volcánicos 3 y 4). La generación de complejos volcánicos podría ser favorecida por una mayor complejidad estructural de la corteza superior, la que en la zona habría sido intensamente tectonizada durante el periodo 25 – 10 Ma debido a la tectónica regional imperante (Allmendinger *et al.*, 1997, entre otros) y a la aparición de grandes calderas miocenas (Naranjo *et al.*, en prep). Esta corteza cada vez más compleja estructuralmente favorecería la migración de cámaras magmáticas por sobre el emplazamiento de grandes cuerpos de magma a partir de los 10 Ma, momento a partir del cual la deformación se habría trasladado hacia la actual Cordillera Oriental (Gubbels *et al.*, 2003).

El camino evolutivo que un volcán cónico tomará (hacia un cono mayor, un subcono o un macizo) puede parcialmente depender del balance entre la presión del magma (P_{ex}) y la presión litoestática (P), factores que usualmente se utilizan para explicar las alturas máximas de los volcanes (Eaton & Murata, 1960; Davidson & de Silva, 2000; en Grosse *et al.*, 2009). Un centro de emisión se mantendrá activo, entre otros factores de tipo estructural, mientras la presión interna de la cámara magmática supere la presión litostática ejercida por el peso del volcán (Figura 34). Una vez que el volcán alcanza una altura h tal que la presión litostática iguala o supera a la presión interna de la cámara, este centro de emisión quedará sellado y el magma tendrá que ser evacuado desde otro punto. Dado que la corteza superior en la zona posee prácticamente las mismas condiciones en toda el área de estudio (Allmendinger *et al.*, 1997) y que la composición de los productos emitidos se encuentra en general en el rango andesitas-dacitas (Naranjo *et al.* en edición, a y b), además de que las cámaras magmáticas se encuentran por lo general a una profundidad similar (Trumbull *et al.*, 1999), el mayor tamaño de algunos volcanes cónicos debe depender de la capacidad de relleno de sus cámaras magmáticas, la que a su vez depende de la facilidad o dificultad de ascenso del magma.

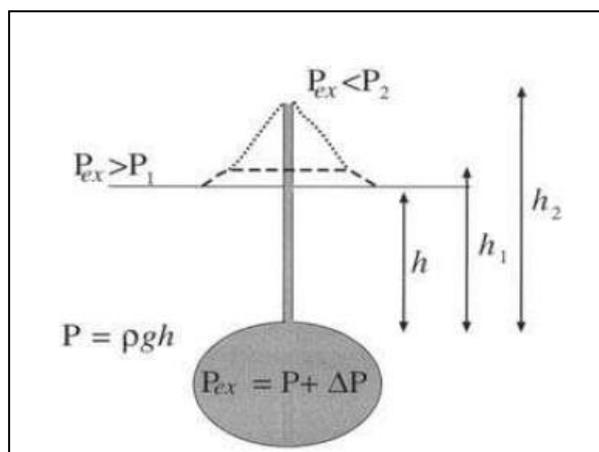


Figura 34. Diagrama esquemático en que se indica la relación entre presión litostática (P) y sobrepresión (P_{ex}) que permite una erupción (Davidson & de Silva, 2000). La presión litostática P depende de la masa del volcán y de la profundidad de la cámara magmática (h). De esta manera, existirán erupciones a través de una fuente de emisión mientras que $P_{ex} > P$, situación que ocurre hasta alcanzar la altura crítica h_2 a la cual la presión litostática supera a P_{ex} , impidiendo sucesivas erupciones a través de la cumbre.

2. Conjuntos volcánicos

La principal diferencia morfológica observada entre los 6 conjuntos de volcanes tiene relación con la altura absoluta de los edificios, su tamaño, y la distribución geográfica de estos parámetros. En particular, destaca la mayor altura y volumen alcanzado por volcanes del Conjunto Volcánico 3 (Figuras 12 y 13), en especial aquellos que forman el frente volcánico (cerros de la Pena, Chaco, del Azufre, Quebrado, Figura 14). Por otro lado, los volcanes del Conjunto Volcánico 4 ocurren en dos poblaciones de tamaño: una población mayoritaria con alturas absolutas inferiores a 420 m y volúmenes menores a 2 km^3 , y una población de volcanes de más de 500 m que suele formar cordones de volcanes mayores (Figura 35). Más aún, es a partir de esta etapa del arco volcánico que ocurren cordones de volcanes mayores, en general de complejos volcánicos, a diferencia de las etapas anteriores que se caracterizan por poseer volcanes compuestos relativamente aislados o formando parte de alineamientos.

Los edificios de menor altura ($< 110 \text{ m}$) se concentran principalmente en dos zonas bien definidas, ambas en torno a un cordón de complejos volcánicos parcialmente erosionados pertenecientes al Conjunto de Volcanes 4 (Figura 35). El clúster occidental se compone de volcanes de los conjuntos 1 y 2, mientras que el clúster oriental se compone de volcanes del conjunto 4. Su tamaño característicamente menor podría estar relacionado a una corteza debilitada termalmente por la presencia al sur (o inmediatamente debajo) de una cámara

magmática superficial que habría dado origen a las ignimbritas Río Frío y Pajonales, y cuyo vaciamiento y relleno habría generado la caldera Aguilar y el domo resurgente posterior, respectivamente (Naranjo *et al.*, en edición, a). En esta corteza debilitada abundarían fracturas que habrían facilitado la coalescencia de pequeñas cámaras magmáticas someras asociadas a volcanes de menor tamaño, con migración constante.

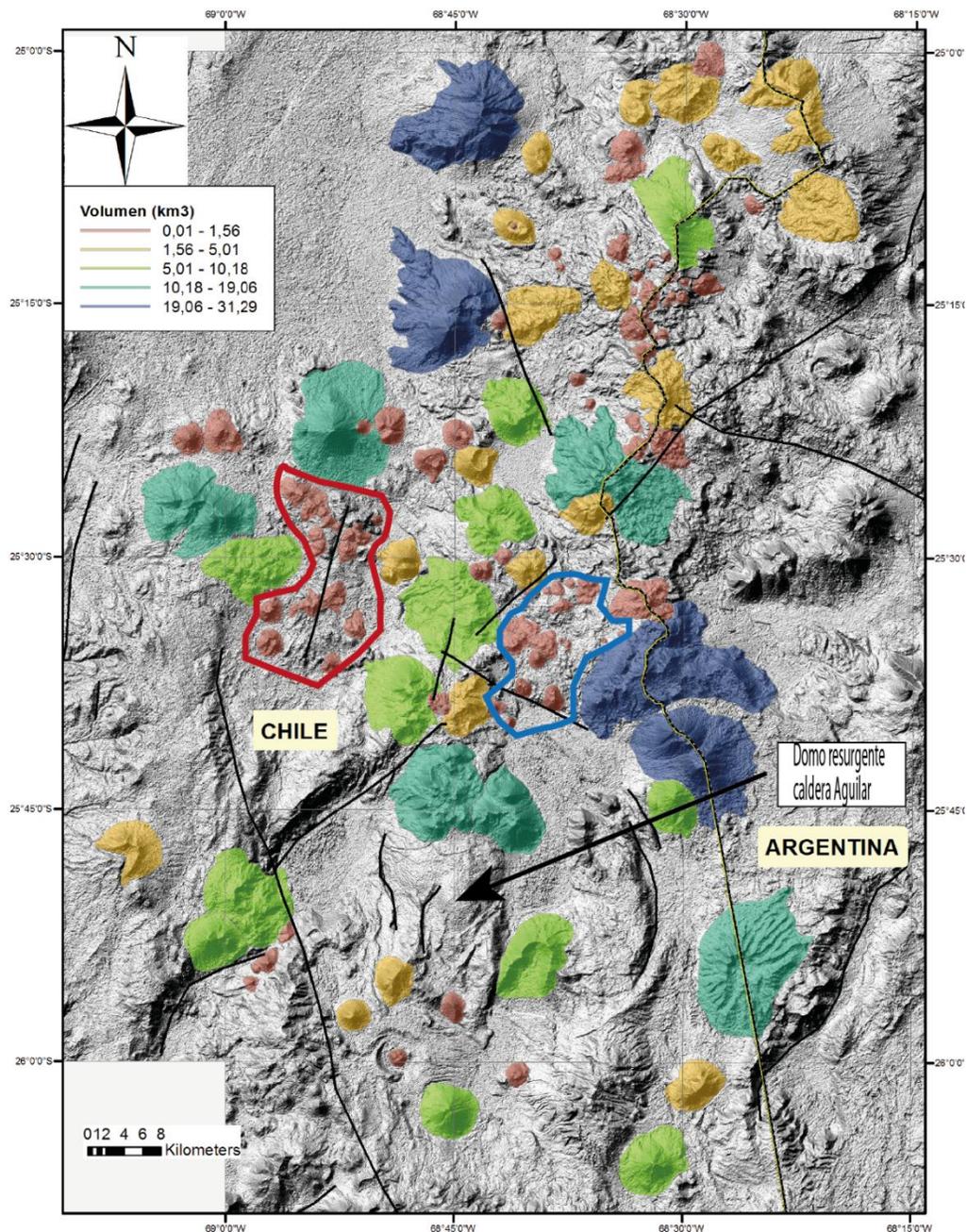


Figura 35. Tamaño de edificios volcánicos en la zona. Encerrados en azul, clúster de volcanes pequeños pertenecientes al Conjunto Volcánico 4. Encerrados en rojo, clúster de volcanes pequeños de los conjuntos 1 y 2.

Los volcanes y productos volcánicos del Conjunto de Volcanes 4 son los que abarcan una mayor superficie (1021 km²), con una densidad de volcanes de 0,05 por km² (Tabla 4). El Conjunto de Volcanes 3, por su parte, es el que tiene la menor densidad de volcanes en la zona, con 0,03 volcanes por km². Sin embargo, es a su vez el conjunto de volcanes con la mayor relación de volumen/área, lo que indica que aunque posee menos volcanes, estos son en general de mayor tamaño que en el resto de los conjuntos.

Tabla 4. Resumen de parámetros morfométricos por conjunto volcánico.

Conjunto de volcanes	Cantidad de volcanes	Área (km ²)	Densidad (volcanes / km ²)	Volumen (km ³)	Volumen (km ³) /Área (km ²)	Media Volumen (km ³)
1	7	188,50	0,04	23,91	0,13	3,42
2	25	398,21	0,06	53,31	0,13	2,13
3	15	485,55	0,03	99,54	0,21	6,64
4	52	1021,31	0,05	157,96	0,15	3,04
5	15	180,16	0,08	22,37	0,12	1,49
6	15	273,31	0,05	31,08	0,11	2,07
Total	129	2547,03	0,05	388,16	0,15	3,01

Se observa un desplazamiento del volcanismo más reciente hacia el este (Figura 14). Este desplazamiento es evidente al considerar la evolución del margen continental occidental de Sudamérica durante los últimos 200 Ma, en que incluso ha sido propuesta una evolución cíclica del volcanismo que incluye periodos de magmatismo por 30-40 Ma en que aumenta paulatinamente el grado de contaminación cortical, y que en su fase tardía incluye tectonismo (principalmente acortamientos y fallas de rumbo intraarco), para finalizar con 5 a 12 Ma de mineralización y cese del magmatismo, tras lo cual el arco vuelve a desarrollarse 100 km al este (Haschke *et al.*, 2006, y referencias en él).

En la zona occidental del arco volcánico, entre los 25° y 26° S, existe un desplazamiento del frente de volcanes hacia el oeste, el que involucraría al volcanismo Oligoceno – Mioceno medio (Conjunto de Volcanes 1 y 2; Figura 14). Al respecto, Naranjo & Lara (2002) proponen que este corrimiento tendría relación con un particionamiento de la deformación en la zona, que genera a su vez un régimen extensivo que habría posibilitado, entre otras estructuras, la formación de la caldera Aguilar, de entre 13 y 14 Ma (Naranjo *et al.*, en edición, b; en prep.).

La aparición de grandes complejos volcánicos a partir de los 10 Ma, concentrados en la parte oriental de la zona de estudio (Figura 11), probablemente tiene relación con un aumento paulatino en el ángulo de subducción a lo largo de los últimos 25 Ma (Kay *et al.*, 2008, y referencias en el). Por otro lado, Trumbull *et al.* (1999) encuentran que las lavas entre 8 y 5 Ma presentan un mayor grado de contaminación cortical entre los 25° y 26° S (Chile), y atribuyen este aumento en la contaminación de los magmas a una mezcla con fundidos corticales en algún sector de la corteza media. Además, en la zona no se observan ignimbritas en el lapso 10 – 2 Ma, abundantes inmediatamente al norte (21° a 24° S) en la zona que de Silva (1989) define como *Altiplano-Puna Volcanic Complex* (APVC). A esto hay que sumar la existencia de una lava dacítica de más de 12 km³ inmediatamente al norte del clúster de volcanes pequeños, datada en su origen y en su término en 7 Ma (Naranjo & Cornejo, 1992), indicador de la existencia de cámaras magmáticas lo suficientemente grandes como para generar 12 km³ en un solo evento. Ante este escenario (mayor extensión de Conjunto de Volcanes 4, mayor contaminación cortical en lado chileno, y existencia de una fuente de calor importante en la corteza media), es posible que el Conjunto de Volcanes 4, al menos localmente, sea el exponente sur de un periodo de magmatismo importante en los Andes Centrales, capaz de generar grandes calderas entre los 21° y 24° S, y que debido a la existencia de una corteza superior debilitada por procesos magmáticos previos, no pudo desarrollarse como una (o más) cámaras magmáticas de gran tamaño sino más bien como pequeñas cámaras magmáticas coalescentes entre los 25° y 26° S en Chile..

3. Comparación de las morfologías en la zona de estudio con la Zona Volcánica Sur (SVZ)

En general, los edificios volcánicos en la zona estudiada ocurren con tamaños característicamente menores que en la Zona Volcánica Sur (37° - 46° S), en que volcanes compuestos como el Villarrica (39°25' S, 71°56' W) y el Llaima (38°41' S, 71°43' W), y complejos volcánicos como el Puyehue – Cordón Caulle (40°31' S, 72°11' W) tienen un tamaño considerablemente mayor tanto en altura absoluta como en volumen (Tabla 5), y sus razones de aspecto son similares a las obtenidas para complejos volcánicos y volcanes compuestos en la zona. Para comprender el motivo de la diferencia en el tamaño y morfología de los edificios volcánicos entre la CVZ y la SVZ, se deben considerar algunas diferencias evolutivas entre ambas:

- El espesor de la corteza en la Zona Volcánica Central (CVZ en inglés) es, como ha sido mencionado, de más de 70 km, alcanzando 60 km en la zona estudiada (Allmendinger *et al.*, 1997, y referencias en él). En cambio, en la Zona Volcánica Sur (SVZ en inglés), el espesor alcanzaría no más de 30-40 km (Hildreth & Moorbath, 1988). Esta diferencia de espesor entre ambas zonas afecta directamente el grado de contaminación cortical por asimilación, evidenciado en los patrones de REE (Haschke *et al.*, 2006), mayores en la CVZ.
- Los volcanes de la SVZ se caracterizan por tener erupciones principalmente en el rango basaltos – andesitas, a diferencia de las erupciones de los volcanes de la CVZ que en general se mantienen siempre en el rango andesitas – dacitas, con la excepción del volcán compuesto Mioceno inferior León Muerto, fuertemente erosionado y con lavas principalmente basálticas. Esta diferencia en la composición de los productos volcánicos es evidente también en la abundancia de ignimbritas post 20 Ma en la CVZ, mientras que en la SVZ se concentran principalmente entre los 9 – 8 Ma (Haschke *et al.*, 2006).
- En general, en la zona estudiada son muy escasos los conos monogenéticos, a diferencia de lo que ocurre en la SVZ en que es común encontrar conos parásitos y de escoria en torno a los grandes volcanes.

Tabla 5. Parámetros morfométricos de otros edificios volcánicos de los Andes.

Volcán	H [m]	V [km3]	A [km2]	Wb [m]	H/Wb
Puyehue - Cordón Caulle	1584	521,37	1115	37687,96	0,04
Llaima	1898	118,19	413	22937,19	0,08
Villarrica	2007	211	475	24598,69	0,08
Licancabur	1460	12,5	49	7900,66	0,18
Lascar	963	11,62	68	9307,21	0,10
Llullaillaco	1790	58,32	182	15226,53	0,12
Socompa	2069	76,85	181	15184,64	0,14

Al parecer, la menor evolución de los productos volcánicos de la SVZ sería causada por la mayor duración y tamaño de las cámaras magmáticas que alimentan los volcanes, que estructuras profundas activas (como el Sistema de Fallas de Liquiñe - Ofqui) alimentarían de manera continua. La profundidad de las cámaras podría ser además mucho mayor que en el caso de la

CVZ, en donde el gran espesor de la corteza favorecería la acumulación de magmas a distintos niveles, y por lo tanto un mayor grado de contaminación del material eruptado. Por último, una mayor complejidad en la tectonización de la corteza superior, provocado por el alzamiento andino, permitiría una migración continua de las cámaras magmáticas en la CVZ impidiendo la generación de cámaras mayores y más duraderas, a diferencia de lo que ocurre en la SVZ en donde el menor espesor de la corteza podría favorecer la existencia de grandes estructuras profundas, que poseen tiempos de tránsito de magma hacia la superficie menores y por lo tanto un menor grado de diferenciación y contaminación de los productos volcánicos.

4. Avalanchas volcánicas

Una característica de los volcanes colapsados en la zona, cuyos depósitos de avalancha han podido ser identificados, es que en general no corresponden a colapsos aislados sino más bien a múltiples avalanchas a lo largo de la historia evolutiva de cada edificio. Como fue mencionado previamente, las avalanchas volcánicas corresponden al principal proceso degradacional de los grandes conos volcánicos, dejando en segundo plano la erosión de los edificios que corresponde principalmente solo al redondeamiento de las formas por modelado eólico.

Las avalanchas en la zona presentan un amplio rango de movilidad (Figuras 36 y 37) tanto en general como por cada uno de los volcanes colapsados. Se encuentran distribuidas dentro de los valores obtenidos en otras avalanchas del mundo.

Al comparar los valores de H/L versus volumen de los volcanes en la zona con los de otras avalanchas del mundo, se observa que las avalanchas Agua Amarga 3, Gemelos 3, y Juan de la Vega, caen fuera del rango de distribución del resto de las avalanchas (Figura 36.a). Por otro lado, al comparar su distancia de alcance máximo (L_e) versus el volumen (Figura 36.b), se observa la misma situación: no caen dentro del rango de avalanchas volcánicas. Probablemente, estas avalanchas tienen un origen no volcánico y corresponden en cambio a remociones en masa.

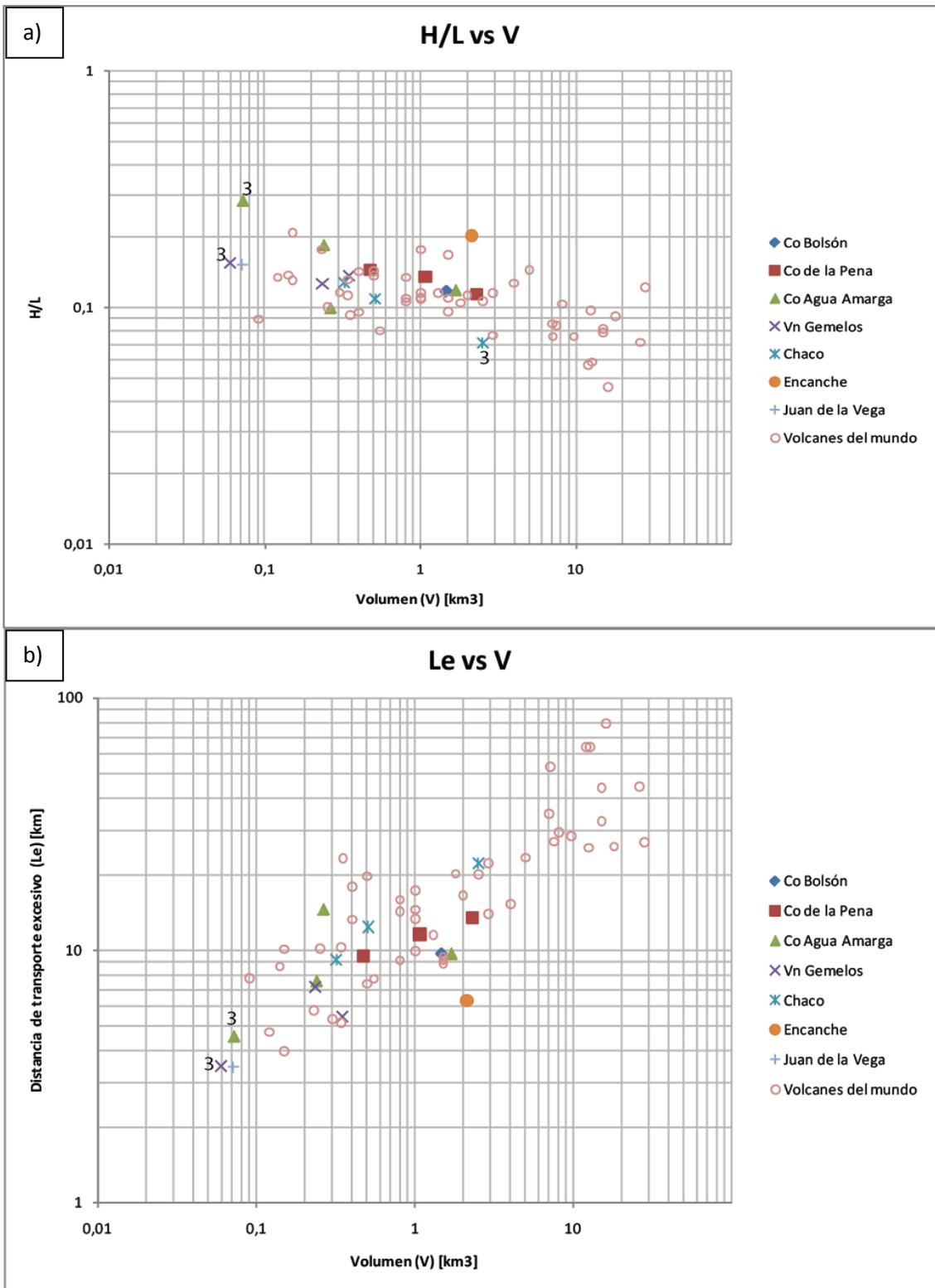


Figura 36. a) Gráfico de dispersión de H/L versus volumen de avalanchas en la zona. b) Gráfico de distancia recorrida en exceso versus volumen de avalanchas. En ambos casos se compara los resultados con avalanchas del mundo (datos de Siebert *et al.*, 1987). Números indican ubicación de depósitos específicos que no corresponderían a avalanchas volcánicas (ver discusión en texto).

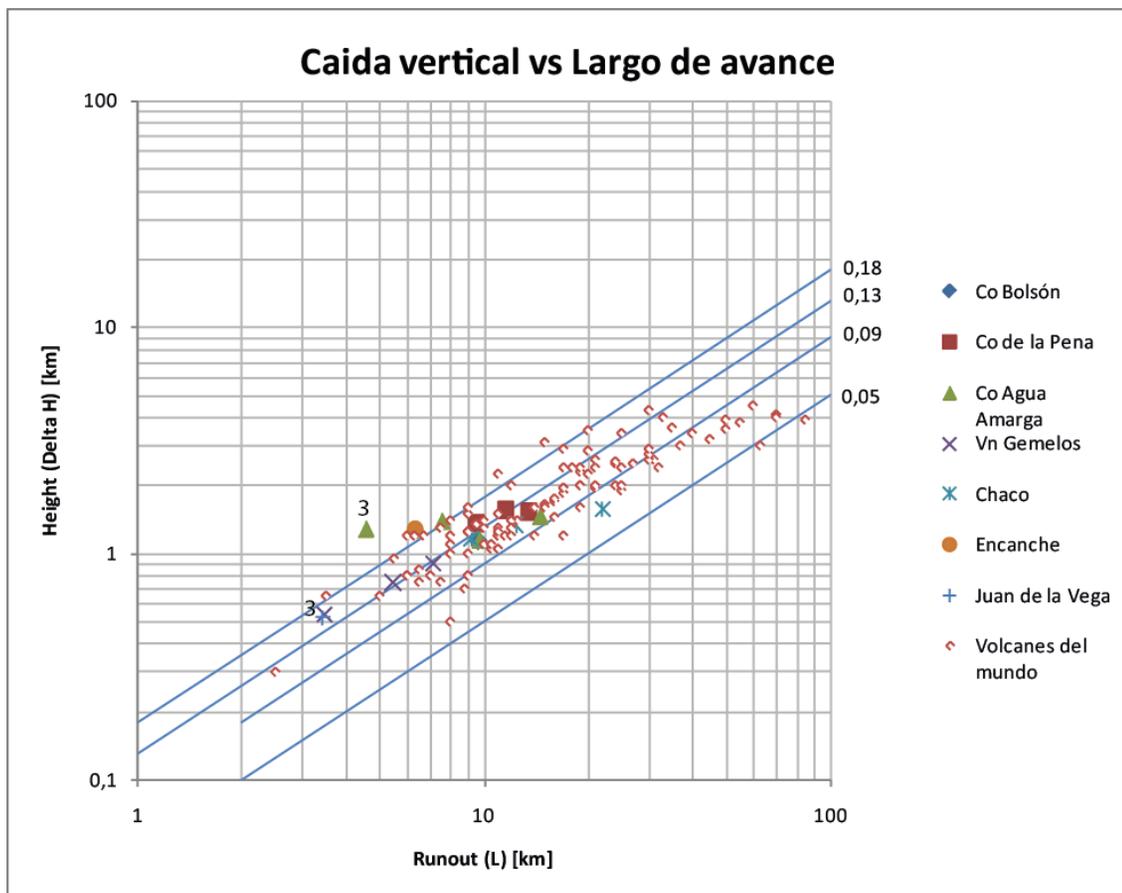


Figura 37. Gráfico de dispersión de caída vertical (h) versus Largo de avance (distancia recorrida, L) de avalanchas volcánicas en la zona. Números indican depósitos que no serían avalanchas (ver discusión en texto). Se plotean datos de avalanchas del mundo (datos de Siebert *et al.*, 1987).

El volcán Encanche habría colapsado como consecuencia del colapso de la Caldera Aguilar (Naranjo *et al.*, en edición, b; en prep.), en torno a los 14 Ma, edad similar a la del colapso del volcán Cerro Bolsón (13,7 Ma, Cornejo *et al.*, 2009), ubicado inmediatamente al oeste. En este volcán, la avalancha denuda un cuerpo intrusivo Eoceno (Cornejo *et al.*, 2009). El volcán Cerro de la Pena habría colapsado también por causas tectónicas, probablemente afectado por la intensa deformación que afecta a las ignimbritas miocenas y Gravas de Atacama ubicadas al oeste de su colapso mayor, todo esto posterior a los 12 Ma en que se encuentra datada una de sus lavas.

Los volcanes Chaco y de Agua Amarga poseen, por su parte, colapsos atribuidos a un origen magmático y tectónico, siendo de tipo magmático principalmente en su origen. En ambos casos, la inyección de un nuevo pulso de magma habría generado el primer colapso (y segundo, en el caso del volcán Chaco), inestabilizando los flancos debido a los colapsos en sí y a la

presencia de fluidos hidrotermales asociados a estas inyecciones. Si a este escenario se le agregan diversas fallas en los alrededores de los volcanes (y en la base misma del volcán Cerro de Agua Amarga), se explica el por qué de los colapsos múltiples en ambos edificios volcánicos.

El volcán Gemelos es el único edificio volcánico que presenta colapsos múltiples debido a magmatismo. En dos de los depósitos de avalancha asociados a este complejo, J.A. Naranjo (com. escrita, 2012) encontró clastos de tipo PJB. Además, la existencia de un domo en el flanco norte del complejo invita a pensar que habría existido un colapso mayor de una estructura volcánica previa, que rápidamente habría sido reconstruida (esta vez como un nuevo cono). El tercer depósito (3), como fue mencionado previamente, no correspondería a una avalancha volcánica. Este complejo volcánico es además uno de los más jóvenes de la parte sur del área estudiada (2,5 Ma, Clavero *et al.*, 1998) y se encuentra aislado en una zona deprimida, rodeada por volcanes más antiguos, por lo que su fuente de magma es probablemente una cámara magmática no muy profunda alimentada por estructuras activas al mismo tiempo que el volcanismo.

Además de los volcanes con avalanchas identificadas que han sido mencionadas en este estudio, existe un número no menor de edificios con anfiteatros que podrían ser de colapso a los cuales no se les ha asociado ningún depósito de avalancha. Quizás dos de los más característicos corresponden a los volcanes Puntigudo de la Isla (17,7 Ma, Naranjo & Cornejo, 1992) y Cerro Quebrado (12 Ma, Naranjo & Cornejo, 1992). El primero posee un anfiteatro abierto hacia el sur de 6,3 km de largo por 3,8 km de ancho, y su formación ha sido asociada al colapso de la caldera Salar Grande (Naranjo *et al.*, en prep.). Su gran tamaño no permite que su formación tenga un origen glacial, puesto que sería la única estructura de estas dimensiones que tendría aquel origen en la zona. El segundo, como bien dice su nombre, es un complejo volcánico cuyo edificio norte se encuentra colapsado hacia el sureste y que posee un edificio morfológicamente más reciente, reconstruido en su parte suroccidental. Este edificio forma parte del frente volcánico occidental en la zona. Al igual que en este último caso, es probable que los depósitos de avalancha no identificados en los edificios que se encuentran colapsados se encuentren cubiertos por volcanismo más joven que los colapsos.

El volumen de los depósitos de avalancha en la zona no supera los 2,5 km³. Los más grandes (Chaco 3, Cerro de la Pena 1, Agua Amarga 1, Encanche) tienen causas distintas. No son los depósitos con mayor distancia de viaje, ni con mayor movilidad (H/L), aunque coinciden en que los edificios volcánicos a partir del cual fueron generados son considerablemente mayores al promedio de edificios en la zona. De hecho, no se observan edificios menores a 5 km³ de volumen con avalanchas asociadas en la zona.

Dentro de los volcanes más jóvenes (Conjuntos de volcanes 5 y 6, Plioceno superior – Holoceno), los únicos que presentan avalanchas son el Complejo Volcánico Gemelos y el Complejo Volcánico Lastarria, este último con una avalancha menor. El resto de los edificios de estas unidades, salvo contadas excepciones, no presentan evidencias de colapso. De igual manera, los colapsos de los otros edificios parecen no ser posteriores a los 6 Ma ni anteriores a 16 Ma, coincidiendo con el periodo de alzamiento andino planteado por Allmendinger *et al.* (1997) y Trumbull *et al.* (1999) entre otros.

Al estudiar las posibles direcciones de los esfuerzos máximos horizontales (Fig. X), se observa que parecen existir esfuerzos preferenciales en las direcciones NW y NE, y en segundo orden con orientaciones E-W y N-S. Si bien las orientaciones preferenciales aquí definidas son concordantes con las observadas por varios autores (e.g. Riller *et al.*, 2001; Figura 3), la falta de edades bien definidas para cada uno de los depósitos de avalancha acá estudiados impide establecer con claridad la temporalidad de estos esfuerzos, y solo se puede plantear que existe una componente estructural en el colapso de los edificios volcánicos, la que no necesariamente corresponde al principal factor de inestabilidad.

VI. CONCLUSIONES

En la zona comprendida entre los paralelos 25° y 26° S, el meridiano 69°W y la frontera entre Chile y Argentina, se reconocen 6 Conjuntos de Volcanes que representan la evolución del arco volcánico desde el Oligoceno superior al Holoceno. La observación de imágenes satelitales y la utilización de modelos de elevación digital (ASTER GDEM con resolución de 30 m) han permitido la determinación de una serie de parámetros morfométricos (altura absoluta, volumen, área basal y de cima, diámetros basal y de la cima, pendientes promedio y máxima), además de relaciones entre estos parámetros (razón de aspecto y de diámetro de cima vs diámetro basal). La obtención de estos parámetros permite, a su vez, caracterizar morfométricamente los 6 conjuntos de volcanes en la zona.

Se observan diferencias en los parámetros morfométricos de conjuntos volcánicos y de morfologías de volcanes, las que son evidentes al considerar distintas poblaciones de volcanes y su distribución. A partir de volcanes pequeños ($<0,05 \text{ km}^3$), con forma cónica, cada edificio tiene la posibilidad de evolucionar como cono simple, volcán compuesto o complejo volcánico, dependiendo probablemente de las características del lugar y tiempo de emplazamiento del edificio: tectónica, características de la cámara magmática, asociadas al periodo en que se emplaza cada volcán (conjunto volcánico), etc. Existen pocos conos simples de un tamaño mayor en la zona ($>10 \text{ km}^3$), mientras que de los 8 volcanes compuestos de tamaño mayor ($>8 \text{ km}^3$), al menos 5 han sufrido colapsos del edificio original, el que puede haber sido un cono simple dadas las morfologías de los flancos remanentes. Los complejos volcánicos, por otro lado, son los edificios volcánicos más evolucionados en la zona, y su mayor evolución es probablemente consecuencia de las condiciones de emplazamiento: aumentan en porcentaje (por conjunto volcánico) desde los 25 Ma al presente, con un aumento brusco a los 10 Ma.

En términos regionales, los 6 conjuntos de volcanes estudiados presentan similitudes en la forma de los volcanes que los componen, evidenciadas por los datos morfométricos aquí obtenidos. Quizás la única diferencia a esta escala es el predominio de volcanes compuestos grandes en el Conjunto Volcánico 3 (Mioceno inferior a medio) y, localmente, de edificios pequeños en el Conjunto Volcánico 4 (Mioceno superior – Plioceno inferior). Además, a partir del Conjunto Volcánico 4 inclusive, se desarrolla paulatinamente el crecimiento de complejos

volcánicos de mayor superficie y complejidad morfológica. Estos cambios en la morfología de los volcanes pueden atribuirse, en una escala regional, a una variación de las condiciones de la subducción a los 10 Ma, sumado a la existencia de una corteza altamente compleja estructuralmente que favorecería localmente la generación de cámaras magmáticas pequeñas y móviles por sobre cámaras de mayor tamaño y estables, generadas en la zona hasta los 10 Ma.

Las avalanchas volcánicas identificadas en la zona presentan razones de caída vertical/distancia recorrida que varían entre 0,07 y 0,28. Estos valores se encuentran dentro del rango de avalanchas reconocido en depósitos en otras partes del mundo, al igual que los valores de volumen y superficie. Destacan tres depósitos identificados inicialmente como avalanchas volcánicas, cuyos parámetros morfométricos indican que probablemente corresponden a remociones en masa o flujos de detritos.

En general, los colapsos volcánicos son múltiples para cada edificio y variables en sus causas desencadenantes. El volumen de los edificios generadores de avalancha es superior al promedio, y los ubica dentro de los más grandes de la zona. La existencia o ausencia de domos posteriores a los colapsos es la principal evidencia que se puede obtener de manera remota de un origen magmático en avalanchas volcánicas. Se observa de manera preliminar que los procesos que desencadenan los colapsos son de carácter mixto, indicando la posible latencia de cámaras magmáticas y estructuras durante un tiempo lo suficientemente grande como para generar el crecimiento y colapso de los edificios. Además, las estructuras que controlan el crecimiento de los volcanes podrían ser también las que controlan su posterior colapso.

Al realizar una comparación entre las morfologías presentes en la zona volcánica central de los Andes (CVZ) y la zona volcánica sur (SVZ) se observa que en este último segmento, el tamaño de los volcanes es en general considerablemente mayor. Se atribuye esta diferencia a una mayor duración de las cámaras magmáticas en la SVZ, favorecida por la existencia de estructuras profundas que permiten el ascenso directo del magma a través de ellas hasta alcanzar la superficie. En el caso de la CVZ, la existencia de una corteza cuyo espesor es casi el doble que el de la SVZ favorecería la acumulación de magma a distintos niveles, cada vez más someros, formando cámaras magmáticas más pequeñas y de menor duración.

BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R. (1986). Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America Bulletin* 97 , 1070-1082.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S. M., & Isacks, B. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Ann Rev Earth Planetary Science* 25 , 139-174.
- Alpers, C. N., & Brimhall, G. H. (1988). Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100 , 1640-1656.
- Borgia, A., Ferrari, L., & Pasquaré, G. (1992). Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna. *Nature*, 357 , 231-235.
- Carr, M. J. (1984). Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the Central American Volcanic Front. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 20 , 231-252.
- Carracedo, J. C. (1994). The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 60 , 225-241.
- Carrasco-Núñez, G., Siebert, L., & Capra, L. (2011). Hazards from volcanic avalanches. *Horizons in Earth Science Research, Volume 3* .
- Cas, R., & Wright, J. (1987). *Volcanic Successions, Ancient and Modern*. Unwin Hyman, 528 p.
- Chernicoff, C. J., Richards, J. P., & Zappettini, E. O. (2002). Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews* 21 , 127-155.
- Christiansen, R., & Peteron, D. (1981). *Chronology of the 1980 eruptive activity*. 17-30: U.S. Geological Survey Professional Paper, 1250.
- Clavero, J., Gardeweg, M., & Mpodozis, C. (1998). *Mapa Geológico Preliminar del Área del Salar de Piedra Parada, Región de Atacama*. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile). Mapas Geológicos N°, Escala 1:100.000.
- Coira, B., Kay, S. M., & Viramonte, J. (1993). Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna - a model for changing subduction geometry. *International Geological Review* 35 , 677-720.
- Concha-Dimas, A., Cerca, M., Rodríguez, S. R., & Watters, R. J. (2005). Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote-Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation. *Geomorphology*, 72 , 19-39.

- Corazzato, C., & Tibaldi, A. (2006). Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158 , 177-194.
- Cornejo, P., & Mpodozis, C. (1996). *Geología de la región de Sierra Exploradora (25º-26º S)*. Santiago.: Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-96-09. 330 p.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Rivera, O., & Matthews, S. (2009). *Carta Exploradora, Regiones de Antofagasta y Atacama*. Santiago.: Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 119: 99 p. 1 mapa escala 1:100.000.
- de Silva, S. L. (1989). The Altiplano-Puna volcanic complex of the Central Andes. *Geology* 17 , 1102-1106.
- Dohrenwend, J., Well, S., & Turrin, B. (1986). Degradation of Quaternary cinder cones in the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin* 97 , 421-427.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., Sánchez, N., García-Cacho, L., et al. (2008). Morphological and statistical characterization of recent mafic volcanism on Tenerife (Canarian Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 173 , 185-195.
- Elsworth, D., & Voight, B. (1996). Evaluation of volcano flank instability triggered by dyke intrusion. *Special Publication Geological Society of London* 110 , 45-54.
- Favalli, M., Karátson, D., Mazzarini, F., Pareschi, M. T., & Boschi, E. (2009). Morphometry of scoria cones located on a volcano flank: a case study from Mt. Etna (Italy), based on high-resolution LIDAR data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186 , 320-330.
- Favalli, M., Karátson, D., Mazzuoli, R., Pareschi, M., & Ventura, G. (2005). Volcanic geomorphology and tectonics of the Aeolina archipelago (Southern Italy) based on integrated DEM data. *Bulletin of Volcanology* 68 , 157-170.
- Francis, P. W., & Abbott, B. M. (1973). Sizes of conical volcanoes. *Nature* 244 , 22-23.
- Francis, P. W., & Self, S. (1987). Collapsing Volcanoes. *Scientific American* 256-6 , 90-97.
- Francis, P. W., & Wells, G. L. (1988). Landsat Thematic mapper observations of debris avalanche deposit of Socompa volcano, northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 50 , 258-278.
- Glicken, H. (1991). Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches. In R. V. Fisher, & G. A. Smith, *Sedimentation in volcanic settings* (pp. 99-106). SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 45.
- Grosse, P., van Wyk de Vries, B., Euillades, P. A., Kervyn, M., & Petrinovic, I. A. (2012). Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology* 136 , 114-131.
- Grosse, P., van Wyks de Vries, B., Petrinovic, I. A., Euillades, P. A., & Alvarado, G. (2009). Morphometry and evolution of arc volcanoes. *Geology* 37 , 651-654.

- Gubbels, T. L., Isacks, B. L., & Farrar, E. (1993). High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology*, v.21. , 695-698.
- Haschke, M., Günther, A., Melnick, D., Echtler, H., Reutter, K.-J., Scheuber, E., et al. (2006). Central and Southern Andean Tectonic Evolution Inferred from Arc Magmatism. In O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Götze, V. A. Ramos, et al., *The Andes: Active Subduction Orogeny*. (pp. 337-353). Berlin: Springer-Verlag.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. (1985). The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume, distribution and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25 , 104-124.
- Hildreth, W., & Lanphere, M. A. (1994). Potassium-argon geochronology of a basalt-andesite-dacite system: the Mount Adams volcanic field. Cascade Range of Southern Washington. *Geological Society of America Bulletin* 106. , 1413-1429.
- Hildreth, W., & Moorbath, S. (1988). Crustal Contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineral Petrology* 98. , 455-489.
- Isacks, B. (1988). Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93. , 3211-3231.
- Jordan, T., & Alonso, R. (1987). Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South Latitude. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 71. No. 1 , 49-64.
- Karátson, D., Favalli, M., Tarquini, S., Fornaciai, A., & Wörner, G. (2010b). The regular shape of stratovolcanoes: a DEM-based morphometrical approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 193 , 171-181.
- Karátson, D., Telbisz, T., & Singer, B. S. (2010a). Late-stage volcano geomorphic evolution of the Pleistocene San Francisco Mountain, Arizona (USA), based on high-resolution DEM analysis and ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology. *Bulletin of Volcanology* 72 , 833-846.
- Kay, R. W., & Kay, S. M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219. , 177-189.
- Kay, S. M., Coira, B., & Viramonte, J. (1994). Young mafic back-arc volcanic rocks as a guide to lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau. . *Journal of Geophysical Research* 99 (B12). , 24.232-24.339.
- Lahsen, A. (1982). Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. *Earth Science Review* 18. , 258-302.
- McGuire, W. J. (2003). Volcano Instability and Lateral Collapse. *Revista Vol. I* , 33-45.
- Merle, O., & Borgia, A. (1996). Scaled experiments of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research* 101 (B 6) , 13.805-13.817.

- Naranjo, J. A., & Cornejo, P. (1989). Avalanchas múltiples del volcán Chaco en el norte de Chile: un mecanismo de degradación de volcanes compuestos miocenos. *Revista Geológica de Chile*, v. 16, Nº1. , 61-72.
- Naranjo, J. A., & Cornejo, P. (1989). Avalanchas multiples del volcán Chaco en el norte de Chile: Un mecanismo de degradación de volcanes miocenos. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, No 1. , 61-72.
- Naranjo, J. A., & Cornejo, P. (1992). Hoja Salar de la Isla, regiones de Antofagasta y Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 72* .
- Naranjo, J. A., & Cornejo, P. (1992). Hoja Salar de la Isla, Regiones de Antofagasta y Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 72*.
- Naranjo, J. A., Venegas, C., & Villa, V. (En edición, b.). Area Salares de Agua Amarga y Aguilar, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Nos 91 y 92*.
- Naranjo, J. A., Venegas, C., & Villa, V. (En edición, a.). Área Salares de Pajonales y Gorbea, Regiones de Antofagasta y Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Nos 85 y 86* .
- Norini, G., Capra, L., Groppelli, G., & Lagmay, A. M. (2008). Quaternary sector collapses of Nevado de Toluca volcano (Mexico) governed by regional tectonics and volcanic evolution. *Geosphere*, 4 , 854-871.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3). , 233-248.
- Pike, R. J. (1978). Volcanoes on the inner planets: some preliminary comparisons of gross topography. *9th Lunar and Planetary Science Conference* , (pp. pp. 3239-3273).
- Pike, R. J., & Clow, G. D. (1981). Revised classification of terrestrial volcanoes and a catalog of topographic dimensions with new results on edifice volume. *U.S. Geological Survey Open-File Report OF* , 81-1038.
- Pilger, R. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London* 141(5). , 793-802.
- Porter, S. (1972). Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 83 , 3607-3612.
- Richards, J. P., & Villeneuve, M. (2001). The Lullailaco volcano, northwest Argentina: construction by Pleistocene volcanism and destruction by sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 105. , 77-105.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., & Oncken, O. (2001). Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 188 , 299-311.
- Rodriguez-Gonzalez, A., Fernandez-Turiel, J. L., Perez-Torrado, F. J., Gimeno, D., & Aulinas, M. (2010). Geomorphological reconstruction and morphometric modelling applied to pas volcanism. *International Journal of Earth Science* 99. , 645-660.

- Schuster, R. L., & Crandell, D. R. (1984). Catastrophic debris avalanches from volcanoes. *Proceedings IV International Symposium of Landslides*, (pp. 1:567-572). Toronto.
- Scott, K. M., Vallance, J. W., Kerle, N., Macías, J. L., Strauch, W., & Devoli, G. (2005). Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua: occurrence, bulking and transformation. *Earth Surface Processes Landslides*, 30, 59-79.
- Seggiaro, R., Becchio, R., Pereyra, F., & Martinez, L. (2007). *Hoja Geológica 2569-IV. Antofalla, provincias de Catamarca y Salta*. Buenos Aires.: Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico y Minero Argentino. Boletín 343. 62 p.
- Seggiaro, R., Hongn, F., Castillo, A., Pereyra, F., Villegas, D., & Martinez, L. (2006). *Hoja Geológica 2769-II. Paso San Francisco (1:250.000)*. Buenos Aires.: Programa Nacional de Cartas Geológicas. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 294. 54 p.
- Settle, M. (1979). The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science* 279, 1089-1107.
- Siebert, L. (1996). Hazards of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena. In R. Scarpa, & R. I. Tilling, *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. (pp. 541-572). Berlin/New York.: Springer-Verlag.
- Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 22, 163-197.
- Siebert, L., Glicken, H., & Ui, T. (1987). Volcanic hazards from Bezymianny - and Bandai-type eruptions. *Bulletin of Volcanology* 49, 435-459.
- Simpson, J. F. (1967). The frequency distribution of volcanic crater diameters. *Bulletin of Volcanology* 30, 335-336.
- Stoiber, R. E., & Carr, M. J. (1973). Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bulletin of Volcanology* 37, 304-325.
- Swanson, D., Duffield, W., & Fiske, R. (1976). *Displacement of the south flank of Kilauea volcano: the result of forceful intrusion of magma into the rift zones*. U.S. Geological Survey Professional Paper 963: 93 p.
- Thouret, J. C. (1999). Volcanic geomorphology - an overview. *Earth-Science Reviews* 47, 95-131.
- Tibaldi, A. (1995). Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research* 100, 24521-24535.
- Tibaldi, A., Civelli, G., & Pecchio, M. (1989). Tectonic control on morphometry of cinder cones in Lanzarote and Fuerteventura, Canary Islands. . *Proceedings of the International Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote, Canary Islands. European Science Foundation.*, 216-219.

- Ui, T. (1985). Debris Avalanche Deposits Associated with Volcanic Activity. *Proc. IVth International Conference and Field Workshop on Landslides*. Tokyo.
- Ui, T. (1983). Volcanic dry avalanche deposits - Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 18. , 135-150.
- Ui, T., Takarada, S., & Yoshimoto, M. (2000). Debris Avalanches. In H. Sigurdsson, B. Houghton, S. T. McNutt, H. Rymer, & J. Stix, *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 617-626). San Diego: Academic Press.
- Van Vyk de Vries, B., & Francis, P. W. (1997). Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature* 387 , 387-390.
- Van Vyk de Vries, B., & Merle, O. (1996). The effect of volcanic constructs on rift fault patterns. *Geology* 24 (7) , 643-646.
- van Vyk de Vries, B., Kerle, N., & Petley, D. (2000). Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology*, 28. , 167-170.
- Wigger, P., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., et al. (1994). Variation in the crustal structure of the southern central Andes deduced from seismic refraction investigations. *En: Reutter K, Scheuber E, Wigger P (eds) Tectonics of the Southern Central Andes. Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York, 99 23-48.*
- Wood, C. A. (1980b). Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8 , 137-160.
- Wood, C. A. (1980a). Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal research* 7 , 387-413.
- Wood, C. A. (1978). Morphometric evolution of composite volcanoes. *Geophysical Research Letters* 5 , 437-439.
- Wright, R., Garbeil, H., Baloga, S. M., & Mouginis-Mark, P. J. (2006). An assesment of shuttle radar topography mission digital elevation data for studies of volcano morphology. *Remote Sensing of Enviroment* 105 , 41-53.
- Zappettini, E. O., & Blasco, G. (2001). *Hoja Geológica 2569-II. Socompa. Provincia de Salta*. Buenos Aires: Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 260, 62 p.

ANEXO

Tabla Anexo 1. Parámetros morfométricos de edificios estudiados en la zona.

				GENERAL			BASE		CIMA			RAZONES		PENDIENTE	
	Tipo	Volcán	Unidad	Altura (msnm)	H (m)	V (km3)	Ab (km2)	Wb (m)	As (Km2)	Hs (m)	Ws (m)	H/Wb	Ws/Wb	Sav	Smax
1	Simple	Co del Azufre	3	5490	1266	18,14	115,69	12139,8	0,25	5459	568,49	0,1	0,05	13,2	51,7
2	Complejo	Complejo Co Quebrado	3	5179	1274	25	123	12517,5	9,47	4731	3473,28	0,1	0,28	14	57
3	Compuesto	Co Dos Cráteres	4	4486	374	0,74	5,42	2628,6	0,53	4454	823,23	0,14	0,31	21,71	44,43
4	Compuesto	Co Parinas	3	5368	892	5,79	27,22	5888,89	0,05	5353	239,85	0,15	0,04	20,68	49,9
5	Simple	Co Bayo	4	4569	249	0,24	3,26	2036,92	0,1	4560	352,61	0,12	0,17	18,52	43,55
6	Compuesto	Co Tres Puntas	1	4185	366	0,88	7,17	3022,84	0,9	4108	1068,96	0,12	0,35	18,44	40,69
7	Simple	Co Cráter	2	4269	327	0,62	5,97	2757,27	0,9	4209	1071,34	0,12	0,39	17,29	47,16
8	Compuesto		4	4426	243	0,29	3,23	2026,89	0,6	4379	873,53	0,12	0,43	19,81	40,63
9	Compuesto		4	4278	219	0,11	1,53	1395,63	0,31	4227	633,06	0,16	0,45	22,08	39,84
10	Compuesto	Co La Plataforma	1	4201	377	1,15	9,7	3515,21	4,06	4041	2274,48	0,11	0,65	16,73	42,65
11	Complejo	Co Cucalón II	3	4393	668	3,31	18	4788,52	8,76	4047	3339,59	0,14	0,7	20,02	45,5
12	Simple		4	4885	623	2,02	10,74	3698,17	0,11	4855	375,36	0,17	0,1	19,68	44,67
13	Compuesto	Co El Cráter	3	4394	528	2,78	14,36	4277,18	3,72	4314	2178,06	0,12	0,51	18,14	44,56
14	Complejo	Cos de los Patitos	4	4740	325	0,53	4,92	2503,25	0,96	4677	1108,16	0,13	0,44	19,09	40,45
15	Compuesto		4	4485	162	0,1	2,62	1826,9	0,52	4432	810,76	0,09	0,44	15,16	38,9
16	Complejo		4	4854,02	168	0,44	11,2	3777,24	1,98	4786	1588,57	0,04	0,42	10,13	42,93
17	Simple	Co de Los Patitos	4	4994	496	1,84	14,94	4363,13	0,14	4965	428	0,11	0,1	15,23	44,88
18	Simple		4	4505	67	0,01	0,61	879,35	0,08	4477	319,43	0,08	0,36	12,56	29,63
19	Simple	Co Pirámide	5	5192	369	0,69	6	2764,65	0,4	5164	711,86	0,13	0,26	19,2	44,7
20	Compuesto		3	4351	426	1,01	8,73	3334,63	1,07	4276	1169,14	0,13	0,35	16,69	44,02

Continuación de Tabla Anexo 1.

	Tipo	Volcán	Unidad	GENERAL			BASE		CIMA			RAZONES		PENDIENTE	
				Altura (msnm)	H (m)	V (km3)	Ab (km2)	Wb (m)	As (Km2)	Hs (m)	Ws (m)	H/Wb	Ws/Wb	Sav	Smax
21	Compuesto	Co Bayo	4	4713	316	0,72	10,25	3613,49	1,04	4642	1153,23	0,09	0,32	11,69	36,11
22	Compuesto		4	4400	153	0,05	1,18	1226,56	0,16	4374	448,07	0,12	0,37	18,02	39,53
23	Complejo	Complejo Co Bayo	6	5475	454	2,41	17,5	4721,82	8,67	5253	3322,96	0,1	0,7	14,59	42,74
24	Simple		3	4504	358	0,31	3,01	1959,14	0,04	4490	224,01	0,18	0,11	20,91	39,1
25	Complejo	Complejo Vn. Lastarria	6	5705	687	8,35	58,95	8665,77	3,85	5501	2213,45	0,08	0,26	13,53	53,89
26	Compuesto	Co Chaco	2	5154	849	15,18	90	10707,5	11,95	4746	3902,31	0,08	0,36	14,65	51,81
27	Complejo		5	5292	329	1	10,69	3690,24	1,21	5185	1242,04	0,09	0,34	18,19	51,07
28	Simple		4	4420	246	0,19	2,2	1674,08	0,09	4404	330,22	0,15	0,2	18,57	41,46
29	Compuesto	Co Morado	3	4570	663	3,94	16,55	4591,6	4,76	4328	2462,46	0,14	0,54	18,65	45,56
30	Simple	Co Dos Hermanos	1	4640	532	1,23	9,58	3493,4	0,09	4624	338,6	0,15	0,1	17,81	49,2
31	Compuesto	Co Puntagudo de la Isla	2	5172	750	8,98	56,08	8452,19	4,73	4985	2455,46	0,09	0,29	18,41	51,43
32	Compuesto	Co Negro Filudo	2	4701	418	0,82	7,28	3045,31	0,03	4697	181,82	0,14	0,06	19,33	45,78
33	Compuesto	Co Juan de la Vega	2	4939	556	2,8	17,63	4739,05	0,65	4884	906,45	0,12	0,19	18,39	42,88
34	Simple		3	4113	230	0,13	2,32	1719,13	0,01	4106	121,77	0,13	0,07	15,62	44,96
35	Compuesto		4	4396,84	199	0,11	2,92	1928,66	0	4386	75,17	0,1	0,04	12,73	44,56
36	Complejo		3	4291	368	0,42	4,59	2418,08	0,08	4268	327,7	0,15	0,14	19,9	47,41
37	Simple	Co Blanco	4	4413	225	0,13	1,87	1543,43	0,01	4402	126,69	0,15	0,08	18,89	38,37
38	Complejo		4	4648	324	2	16,07	4524,53	7,21	4465	3031,26	0,07	0,67	15,49	42,78
39	Simple	Co Atalaya	5	5425	393	0,39	4,63	2428,6	0,04	5409	228,37	0,16	0,09	20,06	45,66
40	Compuesto	Co Los Gemelos	1	3994	233	0,18	3,6	2141,49	0,34	3907	661,21	0,11	0,31	15,46	39,2

Continuación de Tabla Anexo 1.

	Tipo	Volcán	Unidad	GENERAL			BASE		CIMA			RAZONES		PENDIENTE	
				Altura (msnm)	H (m)	V (km3)	Ab (km2)	Wb (m)	As (Km2)	Hs (m)	Ws (m)	H/Wb	Ws/Wb	Sav	Smax
41	Domo	Co Chato Aislado	5	4498	336	0,4	3,25	2034,7	0,42	4444	729,37	0,17	0,36	23,06	44,67
42	Simple	Co del Salar Grande	4	5249	1149	8,53	31,43	6327,6	0,51	5145	803,65	0,18	0,13	18,28	47,34
43	Complejo	Complejo Sierra de Aguas Blancas	4	5756	1203	28,67	118	12260	13,07	5498	4080,4	0,1	0,33	16	57,54
44	Compuesto	Co el Portezuelo	2	4253	382	1,27	11,48	3824,2	3,37	4124	2072,6	0,1	0,54	16,94	40,21
45	Compuesto	Co Negro	2	4407	358	0,63	5,45	2634,9	0,48	4347	778,37	0,14	0,3	17,6	43,17
46	Complejo	Complejo Vn Gemelos o Dos Puntas	5	5242	778	5,01	26,17	5773,9	3,15	5025	2003,8	0,13	0,35	18,32	52,16
47	Compuesto	Co Agua Amarga	4	5024	795	8,56	61,38	8842,6	9,82	4742	3536,9	0,09	0,4	15,19	45,42
48	Compuesto	Co de la Pena	3	5241	1165	31,29	113,61	12030	2,19	5133	1671,4	0,1	0,14	17,33	53,15
49	Complejo		4	4843,8	360	2,1	25,42	5690,5	6,26	4673	2823,9	0,06	0,5	14,47	47,89
50	Complejo		4	4855,7	374	2,81	35,17	6693,5	9,86	4707	3543,7	0,06	0,53	12,31	45,83
51	Complejo	Co Negro	4	5576,2	644	4,7	32,73	6457,1	13,47	5245	4142,5	0,1	0,64	17,58	49,44
52	Complejo		6	5450,4	368	1,98	24,27	5560,3	3,11	5301	1988,8	0,07	0,36	14,05	47,99
53	Complejo		4	4675,3	103	0,11	3,94	2240,3	0,49	4618	789,34	0,05	0,35	14,21	39,49
54	Compuesto		5	5367,7	316	4,6	52,94	8212,2	3,31	5290	2051,9	0,04	0,25	11,96	51,16
55	Complejo		4	4847	478	2,1	16,99	4652,2	8,17	4635	3226,5	0,1	0,69	16,38	45,23
56	Simple		4	4726,5	122	0,03	1,02	1141,6	0,06	4707	274,15	0,11	0,24	14,52	34,26
57	Compuesto		4	4685	219	0,2	3,35	2065,8	0,31	4660	627,4	0,11	0,3	16,19	50,8
58	Complejo		4	5048	823	16,12	81,43	10185	28,99	4765	6076,6	0,08	0,6	15,51	50,13
59	Complejo		4	4664,7	521	1,89	11,88	3890,2	1,65	4551	1451,1	0,13	0,37	19,57	43,74
60	Domo		3	4384,8	103	0,01	0,43	740,12	0,07	4360	299,04	0,14	0,4	17,58	36,66

Continuación de Tabla Anexo 1.

				GENERAL			BASE		CIMA			RAZONES		PENDIENTE	
	Tipo	Volcán	Unidad	Altura (msnm)	H (m)	V (km3)	Ab (km2)	Wb (m)	As (Km2)	Hs (m)	Ws (m)	H/Wb	Ws/Wb	Sav	Smax
61	Complejo		4	4483,2	149	0,34	8,63	3315,7	3,18	4437	2013,7	0,04	0,61	10,14	26,9
62	Compuesto		4	4431,7	80	0,02	0,89	1064,8	0,22	4407	530,95	0,08	0,5	13,15	34,1
63	Complejo		6	5255,5	411	2,5	18,94	4912	5,24	5106	2584,1	0,08	0,53	17,31	43,3
64	Simple	Co Pirámide	5	5140	159	0,08	1,56	1409,7	0,2	5116	499,43	0,11	0,35	18,84	44,76
65	Compuesto		5	5777,4	1034	7,73	43,14	7413,2	0,43	5702	737,01	0,14	0,1	16,89	53,89
66	Complejo		6	5270,7	197	0,34	5,64	2680,4	3,66	5162	2158,4	0,07	0,81	14,33	39,7
67	Complejo		6	5157,6	172	0,05	0,97	1111,6	0,09	5131	347,14	0,15	0,31	16,08	40,11
68	Compuesto		6	5080,3	75	0,02	0,64	902,93	0,32	5045	637,57	0,08	0,71	15,03	37,85
69	Complejo		2	4044,3	213	0,41	6,76	2934,5	0,7	3964	944,31	0,07	0,32	13,6	38,58
70	Compuesto		6	5136,1	122	0,07	1,67	1458,6	0,44	5102	752,15	0,08	0,52	16,09	39,59
71	Complejo		6	5294	105	0,04	1,38	1325,9	0,33	5187	650,72	0,08	0,49	13,85	36,72
72	Simple	Vn. Negriales	6	5425,9	171	0,05	0,97	1111,6	0,03	5408	182,24	0,15	0,16	22,34	48,15
73	Simple		6	5019,3	61	0,01	0,78	996,81	0,08	5000	311,77	0,06	0,31	11,8	26,49
74	Compuesto	Co Bolsón	2	4881,8	499	3,77	30,58	6241,4	2,97	4752	1945,8	0,08	0,31	15,15	45,64
75	Complejo		5	5098,7	97	0,02	0,62	888,71	0	5098	68,77	0,11	0,08	14,3	37,17
76	Compuesto		6	5240	104	0,02	0,9	1070,8	0	5232	63,55	0,1	0,06	15,52	36,74
77	Complejo		5	5136,3	299	0,63	6,04	2773,9	0,61	5081	881,52	0,11	0,32	21,2	47,69
78	Compuesto		5	5110,9	183	0,07	1,23	1251,8	0,04	5104	213,79	0,15	0,17	17,5	37,91
79	Compuesto		5	5045,4	60	0,01	0,89	1064,8	0,21	5020	517,47	0,06	0,49	8,99	24,92
80	Compuesto		5	5253	234	0,36	5,28	2593,5	0,5	5224	796,17	0,09	0,31	15,44	40,37

Continuación de Tabla Anexo 1.

	Tipo	Volcán	Unidad	GENERAL			BASE		CIMA			RAZONES		PENDIENTE	
				Altura (msnm)	H (m)	V (km3)	Ab (km2)	Wb (m)	As (Km2)	Hs (m)	Ws (m)	H/Wb	Ws/Wb	Sav	Smax
81	Macizo		5	5232,3	228	1,26	14,76	4336,2	1,38	5159	1325,9	0,05	0,31	14,46	45,56
82	Macizo		5	4977,8	151	0,12	2,96	1941,8	0,69	4936	935,5	0,08	0,48	13,52	38,48
83	Cono		6	5375,5	156	0,07	1,34	1306,5	0,03	5305	180,8	0,12	0,14	18,63	43,78
84	Macizo		6	5408	482	12,65	120,36	12382	11,81	5250	3878,4	0,04	0,31	14,01	52,74
85	Macizo		6	5203,3	440	2,52	19	4919,7	5,01	5084	2526,6	0,09	0,51	17,48	50,91
86	Macizo		4	4598,1	380	4,11	39,47	7090,9	8,9	4412	3366,9	0,05	0,47	13,52	41,56
87	Macizo	Sierra de Gorbea	4	4766,5	707	7,76	40,81	7210,2	11,32	4449	3798,1	0,1	0,53	16,05	47,52
88	Subcono	Co Encanche	2	4627,5	530	10,18	70,78	9495,6	2,23	4524	1685,5	0,06	0,18	14,1	46,14
89	Cono		2	4021,9	78	0,02	1,29	1281,9	0,11	4000	377,05	0,06	0,29	11,52	28,79
90	Subcono		3	5006,6	971	7,22	32,75	6459,1	3,77	4715	2190,6	0,15	0,34	18,33	52,25
91	Cono		3	4488,3	185	0,09	2,31	1715,4	0,02	4478	172,87	0,11	0,1	17,21	36,95
92	Macizo		4	4706,9	386	7,72	88,34	10608	16,17	4521	4538	0,04	0,43	12,16	41,18
93	Macizo		4	4841,6	540	6,31	45,89	7645,8	13,64	4537	4168	0,07	0,55	14,76	46,88
94	Subcono		4	4776,3	211	0,14	2,84	1902,1	0,07	4754	308,89	0,11	0,16	13,69	41,85
95	Subcono		4	4541,3	122	0,09	1,89	1551,7	0,1	4494	356,2	0,08	0,23	13,03	34,07
96	Macizo		4	4681,5	186	0,33	6,17	2803,6	0,76	4630	981,35	0,07	0,35	12,06	40,09
97	Subcono		4	4543,6	102	0,03	1,05	1156,5	0	4541	67,59	0,09	0,06	12,91	32,71
98	Macizo		4	4485,4	203	0,67	12,42	3977,6	4,42	4363	2373,7	0,05	0,6	10,58	37,25
99	Subcono		3	3792,1	122	0,1	2,97	1945,1	1,02	3699	1139,9	0,06	0,59	16,3	39,6
100	Macizo		4	4508,4	153	0,29	6,37	2848,6	2,81	4438	1891,3	0,05	0,66	11,2	31,24

Continuación de Tabla Anexo 1.

				GENERAL			BASE		CIMA			RAZONES		PENDIENTE	
	Tipo	Volcán	Unidad	Altura (msnm)	H (m)	V (km3)	Ab (km2)	Wb (m)	As (Km2)	Hs (m)	Ws (m)	H/Wb	Ws/Wb	Sav	Smax
101	Compuesto	Co León Muerto	1	4946,9	621	19,06	137,17	13219	30,91	4704	6275,1	0,05	0,47	12,94	47,14
102	Compuesto		4	4483,6	59	0,01	0,36	677,2	0,13	4465	405,85	0,09	0,6	12,94	36,29
103	Simple		4	4630,8	80	0,02	0,83	1028,3	0,07	4583	300,95	0,08	0,29	12,59	29,63
104	Complejo		4	4929,7	288	1,56	21,96	5289,1	4,34	4818	2350,5	0,05	0,44	10,88	45,01
105	Complejo		4	4908,3	241	0,19	3,76	2188,6	0,14	4874	420,34	0,11	0,19	17,24	45,64
106	Complejo		4	5401,6	744	26,67	167,61	14612	43,64	4900	7456,4	0,05	0,51	15,21	54,87
107	Simple		4	4519,6	63	0,01	0,49	790,07	0,07	4505	291,06	0,08	0,37	12,11	28,84
108	Complejo		4	5134,7	989	16,22	51,77	8120,9	12,76	4892	4031,9	0,12	0,5	20,08	52,52
109	Compuesto		4	4608,7	103	0,09	2,64	1833,9	0,58	4573	861,05	0,06	0,47	12,28	31,3
110	Simple		4	4397,1	55	0,01	0,4	713,83	0,01	4386	120,72	0,08	0,17	10,46	33,12
111	Compuesto		4	4387,3	67	0,01	0,58	859,57	0,02	4372	173,5	0,08	0,2	12,31	29,13
112	Compuesto		4	4369,7	36	0,01	0,17	465,36	0,01	4348	96,1	0,08	0,21	12,42	22,76
113	Compuesto		1	4625,5	396	1,17	15,6	4457,9	1,52	4485	1391,5	0,09	0,31	13,5	46,55
114	Compuesto		2	4373	185	0,4	7,53	3097,2	1,1	4331	1185,4	0,06	0,38	12,52	33,23
115	Simple		2	4134,1	147	0,13	2,62	1826,9	0,18	4109	479,38	0,08	0,26	14,67	38,11
116	Compuesto		2	4118	97	0,09	2,54	1798,8	0,25	4096	566,7	0,05	0,32	11,48	33,79
117	Complejo		1	3794	159	0,24	5,68	2689,9	0,92	3750	1080,2	0,06	0,4	11,18	46,32
118	Simple		2	4049,9	204	0,18	4,21	2315,8	0,15	4018	430,97	0,09	0,19	12,19	32,56
119	Simple		2	4109	148	0,09	2,04	1612,1	0,38	4070	694,47	0,09	0,43	14,23	36,32
120	Compuesto		2	4239,9	124	0,05	1,63	1441	0,16	4218	446,5	0,09	0,31	14,18	30,32

Continuación de Tabla Anexo 1.

				GENERAL			BASE		CIMA			RAZONES		PENDIENTE	
	Tipo	Volcán	Unidad	Altura (msnm)	H (m)	V (km3)	Ab (km2)	Wb (m)	As (Km2)	Hs (m)	Ws (m)	H/Wb	Ws/Wb	Sav	Smax
121	Simple		4	4333,6	40	0,01	0,27	586,47	0,03	4323	189,67	0,07	0,32	10,74	23,78
122	Simple		2	4050,7	58	0,01	0,83	1028,3	0,02	4023	163,68	0,06	0,16	9,65	24,3
123	Compuesto		2	4047,2	110	0,08	2,27	1700,5	0,38	3969	698,5	0,06	0,41	15,95	38,01
124	Simple		2	4124	121	0,03	0,82	1022,1	0,07	4110	296,48	0,12	0,29	18,77	40,29
125	Compuesto		2	3926	158	0,05	1,04	1151	0,09	3911	347,33	0,14	0,3	20,95	40,8
126	Compuesto		2	4255,7	102	0,04	1,45	1359,1	0,29	4217	607,07	0,08	0,45	13,9	32,69
127	Compuesto		2	4275,8	107	0,15	6,98	2981,9	0,39	4257	706,84	0,04	0,24	11,73	34,58
128	Complejo	Co Blanco	2	4616,5	420	7,1	55,72	8425	17,76	4390	4756,5	0,05	0,56	13,07	49,45
129	Compuesto		2	4110,1	180	0,23	5,23	2581,2	0,7	4048	940,93	0,07	0,36	13,03	36,06