# ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

## FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

# ESTUDIO GEOVULCANOLÓGICO DEL VOLCÁN CHILES - PROVINCIA DEL CARCHI

# TRABAJO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO

**OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN** 

#### **EDWIN RODRIGO TELENCHANA LAGUA**

edwin\_tl16@hotmail.com

**DIRECTOR: DRA. SILVANA IVONNE HIDALGO TRUJILLO** 

shidalgo@igepn.edu.ec

**QUITO, DICIEMBRE 2017** 

## **DECLARACIÓN**

Yo, EDWIN RODRIGO TELENCHANA LAGUA, declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual, correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Edwin Rodrigo Telenchana Lagua

## **CERTIFICACIÓN**

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Edwin Rodrigo Telenchana Lagua, bajo mi supervisión.

Dra. Silvana Ivonne Hidalgo Trujillo

DIRECTOR DEL TRABAJO DE TITULACIÓN, OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN

## **AGRADECIMIENTOS**

Al instituto Geofísico, que me abrió las puertas para brindarme el apoyo financiero y logístico para el desarrollo de la esta investigación. Al Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) y al Laboratorio Internacional Conjunto (LMI) por ayudarme con las muestras de roca en lámina delgada y los datos de análisis geoquímicos. A Mathilde Bablon por la realización de las dataciones radiométricas. Al Laboratorio de Ensayo de Materiales y Mecánica de Suelos (LEMSUR-FICA), por permitirme usar los equipos para cortar las muestras de roca.

A la Dra. Silvana Hidalgo, gracias por su dirección y la confianza en el desarrollo de esta investigación.

Al Dr. Benjamin Bernard, gracias por su colaboración y sus críticas constructivas, por ser una guía dentro de mi formación académica y profesional.

Al Ing. Bernardo Beate, por compartir sus conocimientos sobre la zona de estudio, por las discusiones sobre la geología del Chiles, gracias por compartir sus experiencias y enseñanzas.

A CELEC, por el uso de su información para el desarrollo del presente trabajo.

A mis profesores, quienes a lo largo de mi formación académica supieron enseñarme y transmitir sus conocimientos en Geología, y sobre todo por inculcarme el amor y la pasión por la Geología.

Al Ing. Patricio, por su amistad y por su valiosa contribución en la realización de esta investigación.

A mis amigos y "compañeros de trabajo", quienes de alguna manera han sido participes durante el desarrollo de esta investigación: Santiago S, gracias por los consejos, sugerencias y críticas constructivas. Macro C., gracias por acolite en la primera salida de campo al Chiles. Pedro E. B., gracias por los consejos, el apoyo en la obtención de datos y en las salidas al Chiles. Marju E., por las discusiones en temas de avalanchas. Marco A., gracias por tus comentarios. Y en general al resto de amigos que conocí a lo largo de mi vida académica y en el instituto Geofísico, por todos aquellos momentos de alegría que hemos compartido.

A mi madre Gladys, a mi padre César y a mi hermana Gaby, gracias por su inmenso amor y apoyo incondicional, por enseñarme a ser perseverante, honesto y humilde. Agradecer a Dios, por la hermosa familia que me dio, por sus bendiciones y por haberme otorgado sabiduría.

## **DEDICATORIA**

A mí madre, a mí padre y a toda mí família.

Nada es difícil, uno establece sus propios límites.

# **ÍNDICE GENERAL**

ÍNDICE GI	ENERAL	I
ÍNDICE DE	E FIGURAS	IV
ÍNDICE DE	E TABLAS	VIII
ÍNDICE DE	E ANEXOS	VIII
RESUMEN	N	IX
ABSTRAC	Т	X
CAPÍTULO	01	1
1. INTF	RODUCCIÓN	1
1.1.	Justificativos	2
1.1.1.	Justificación Teórica	2
1.1.2.	Justificación Metodológica	2
1.1.3.	Justificación Práctica	3
1.2.	Objetivos de la Investigación	3
1.3.	Hipótesis y Alcance	4
1.4.	METODOLOGÍA	5
1.5.	Aspectos Geográficos	6
1.5.1.	Localización	6
1.5.2.	Vías de acceso	7
1.5.3.	Poblaciones aledañas	8
1.5.4.	Morfología e Hidrografía	9
1.5.5.	Clima, Flora y Fauna	10
1.6.	Trabajos previos	11
CAPÍTULO	) 2	17
2. MAF	RCO GEOLÓGICO REGIONAL	17
2.1.	Geología Regional	17
2.2.	Marco Geodinámico Actual de los Andes Ecuatorianos	19

2.2.1.	Bloque Nor-Andino	20
2.3. A	rco volcánico Cuaternario del Ecuador	22
2.4. C	ordillera Occidental y Frente Volcánico Ecuatoriano	24
2.4.1.	Basamento de la Cordillera Occidental	24
2.4.1.1.	Terreno Pallatanga	24
2.4.1.2.	"Terreno" Macuchi	27
2.4.1.3.	Secuencias del Plioceno	28
2.4.2.	Frente volcánico	29
2.5. G	laciaciones en el Ecuador durante el Cuaternario	30
CAPÍTULO 3		32
3. Geolog	ía del Volcán Chiles	32
3.1. R	asgos Tectónicos	32
3.1.1.	Fallas y Lineamientos principales	32
3.2. N	1arco Geológico local	36
3.2.1.	Basamento geológico en la región del Volcán Chiles	36
3.2.2.	Descripción unidades litológicas del Volcán Chiles	38
3.2.2.1.	Unidad CHILES I o edificio basal	39
3.	2.2.1.1. Chiles 1 basal (Chil-1a)	39
3.	2.2.1.2. Chiles 1 medio (Chil-1b)	40
3.	2.2.1.3. Chiles 1 superior (Chil-1c)	41
3.2.2.2.	Unidad CHILES II	43
3.	2.2.2.1. Chiles 2 basal (Chil-2a)	43
3.	2.2.2.2. Chiles 2 medio (Chli-2b)	45
3.	2.2.2.3. Chiles 2 Superior (Chil-2c)	48
3.2.2.3.	Avalancha de Escombros Chiles (AE-Chil)	52
3.2.2.4.	Depósitos Morrénicos	56
3.2.2.5.	Otros depósitos Holocénicos y cobertura de suelo	59
3.3. R	elación estratigráfica con otros centros volcánicos aledaños al volcán Chiles	60
3.3.1.	Relación volcánica Chiles, Cerro Negro y domo Panecillo de Tufiño	60

3.3.2. Relación estratigráfica con los depósitos Holocénicos	de la Turbera de Potrerillos
con el Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro	62
CAPÍTULO 4	66
4. Evolución magmática del Volcán Chiles	66
4.1. Caracterización Petrográfica	68
4.1.1. CHILES I	69
4.1.2. CHILES II	71
4.2. Caracterización Geoquímica	74
4.2.1. Los Elementos Mayores (Óxidos)	75
4.2.2. Los elementos en trazas	80
4.2.3. Carácter No Adakítico en las lavas del Chiles	87
4.2.4. Modelo Geoquímico	88
4.3. Modelo Evolutivo para el volcán Chiles	90
4.3.1. CHILES I (600-275 ka)	91
4.3.1.1. Primera fase (1a)	91
4.3.1.2. Segunda fase (1b)	91
4.3.1.3. Tercera fase (1c)	91
4.3.2. CHILES II	92
4.3.2.1. Cuarta fase (2a)	92
4.3.2.2. Quinta fase (2b)	92
4.3.2.3. Sexta fase (2c)	92
CAPÍTULO 5	94
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	94
5.1. Conclusiones	94
5.2. Recomendaciones	96
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS :	98
ANEXOS	107

## **ÍNDICE DE FIGURAS**

Figura 1. (a) Mapa de ubicación del Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro a nivel
regional. (b) Ubicación de la zona de estudio, incluyendo las poblaciones importantes y
red vial (Base topográfica IGM, 2015; MDT tomado del Centro Alemán de Datos de
Detección Remota (DFD), resolución 30 m)
Figura 2. Mapa Fisiográfico e Hidrográfico de la zona de (Base topográfica IGM, 2015;
MDT tomado del Centro Alemán de Datos de Detección Remota (DFD), resolución 30
m)10
Figura 3. Mapa de Amenazas de los volcanes Chiles Cerro Negro. (Elaborado por IG
EPN - SGC, 2014)
Figura 4. Esquema geológico del Ecuador y corte esquemático a ~ 1° S. Las principales
regiones morfoestructurales: 1. Cuenca oriente; 2. Zona Sub-Andina; 3. Cordillera Real
y Bloque Amotape Tahuín; 4. Costa; 5. Cuenca Alamor Lancones; 6. Cordillera
Occidental; 7. Valle Interandino; 8. Zona Volcán Chiles. Modificado de Aspden et al.
(1992)
Figura 5. Subducción del Ridge Asísmico de Carnegie y su influencia en el dinamismo
del Ecuador. Tomado de Michaud et al. (2009)20
Figura 6. Esquema Regional de los Andes Septentrionales. GG=Golfo de Guayaquil;
DGM= Megacizalladura Dolores-Guayaquil. Tomado de Gutscher et al. (2009) 21
Figura 7. Mapa de los Volcanes Cuaternarios del Ecuador. Modificado de Bernard y
Andrade (2011)23
Figura 8. Mapa geológico de la Cordillera Occidental. Tomado de Vallejo (2007)25
Figura 9. Evolución de la Cordillera Occidental en Ecuador. Tomado de Vallejo (2007).
28
Figura 10: Principales fallas y lineamientos en la región del volcán Chiles (Eguez et al.,
2003; Alvarado, 2012; INGEOMINAS, 2015)
Figura 11. Mapa Geológico de la frontera colombo-ecuatoriana
Figura 12. Arriba: visto desde el S se distingue las unidades mayores del volcán Chiles,
CHILES I y CHILES II (Foto: Patricio Ramón, IG-EPN; 30 de octubre de 2014). Abajo se
aprecia un potente flujo de lava andesítico de Chil-2b (UTM: 18N 173488 / 89498) 38
Figura 13. Flujos de lava del Chil-1a hacia el flanco Norte – Sector La Puerta (Foto:
INGEOMINAS, sobrevuelo 1 de agosto de 2010)40
Figura 14. Visto desde el lado suroriental, en color amarillo se marca los flujos de lava
de la sub-unidad Chil-1b, en el costado derecho al fondo se aprecia el volcán Cumbal
(Foto: Patricio Ramón, IG-EPN: 30 de octubre de 2014)

Figura 15. Visto desde el lado oriental, en la carretera hacia Aguas Hediondas, en colo rojo se marca los flujos de lava de la sub-unidad Chil-1c (UTM: 18N 178261 / 89467	<b>7</b> ).
Figura 16. En la izquierda flujos de lava andesíticos, en el sector conocido como l	
cueva del Diablo, parte suroeste del volcán (UTM: 18N 171186 / 89694). En la image	
derecha se puede observar disyunción columnar en las lavas (UTM: 18N 171652	. /
88561)	4
Figura 17. Flujos de lava andesíticos en el sector de El Botas, parte suroriental de	el
volcán Chiles (UTM- 18N 175109 / 88270)4	5
Figura 18. Flujos de lava dacíticos que descendieron por el flanco occidental del volcá	in
(Foto: Patricio Ramón, IG-EPN; 30 de octubre de 2014)4	6
Figura 19. Arriba flujo de lava andesítico en su parte inicial, que descendió hacia la part	te
sur del volcán Chiles (UTM: 18N 173183 / 89527). En la imagen inferior, parte termina	al
del mismo flujo en el sector del refugio (UTM: 18N 172587 / 89155)4	7
Figura 20. Flujo de lava dacíticos que descendió hacia el flanco SE del volcán Chile	es
(UTM: 18N 173934 / 89481)4	8
Figura 21. Flujos de lava riolítico de El Gradas, el mismo que desciende hacia el lad	lo
oriental (Foto: Marco Almeida, IG-EPN; 22 de enero de 2017)4	9
Figura 22. Bloque de brecha sub-glacial encontrado en la parte oriental del volcá	ın
Chiles (UTM: 18N 174046 / 90881). Compuesto principalmente por clastos de roca	as
dacíticas con cristales grandes de hornblenda en una matriz limosa5	0
Figura 23. Bloque de brecha sub-glaciar en la parte alta del lado oriental del volcá	ın
Chiles (UTM: 18N 174046 / 90881). Compuesto principalmente por clastos de roca	as
dacíticas con cristales grandes de hornblenda en una matriz limosa 5	51
Figura 24. Pequeño cráter freático encontrado en la parte alta del volcán y a s	зu
alrededor paredes de brechas sub-glaciares (UTM: 18N 173012 / 90182)5	52
Figura 25. Cicatriz de deslizamiento que se puede apreciar en el flanco norte del volcá	ın
Chiles (Foto: Patricio Ramón, IG-EPN; 31 de octubre de 2014)5	52
Figura 26. Cicatriz de deslizamiento y parte del Till del Tardi-glaciar que se pued	le
apreciar en el flanco N del volcán Chiles (foto: INGEOMINAS; sobrevuelo 15 de febrer	O
de 2010)5	53
Figura 27. A la izquierda, superficie TIN (redes irregulares de triángulos) del volcá	ın
Chiles reconstruido, antes de que se produzca la avalancha de escombros. A la derecha	a,
superficie TIN del volcán Chiles en la actualidad, con la cicatriz de deslizamiento 5	<b>j</b> 4
Figura 28. Estrías glaciares en las lavas del volcán Chiles. Arriba flujo de lava dacític	0
(Chil-2b; UTM: 18N 174158 / 89559). Abajo flujo de lava andesítico (Chil-2b; UTM: 18	Ν
173457 / 89430)	57

Figura 29. Depósitos morrénicos del Tardi-glaciar al interior de la cicatriz de
deslizamiento, flanco N del edifico volcánico (UTM: 18N 174068 / 90937)58
Figura 30: Volcán Chiles, flujos de lava cubiertos por nieve (Foto: Patricio Ramón, IG-
EPN; 31 de octubre de 2014)59
Figura 31. Planicie en la parte SE del edificio a 4455 m s.n.m., con una pequeña
cobertura de suelo y sedimentos fluvio-lacustres (UTM: 18N 174346 / 89693)60
Figura 32. Esquema de emplazamiento de la cámara magmática asociada al complejo
Chiles-Cerro Negro. Modificado de Geotermica Italiana SRL & INECEL (1982) 62
Figura 33. Secuencia estratigráfica de la turbera de Potrerillos (UTM: 18N 170724 /
89868) junto con las ubicaciones, resultados de las dataciones radiocarbono y edades
calculadas por interpolación lineal marcadas en itálico. Tomado de Santamaría et al.,
(2017)
Figura 34. Mapa del volcán Chiles con la localización de las muestras estudiadas
petrográfica y geoquímicamente, escala 1:35.000. En verde muestras con análisis
químico (AQ); en azul muestras con lamina delgada (LD) y AQ; y en rojo muestras con
datación, LD y AQ67
Figura 35. Resumen de la petrografía del Volcán Chiles y sus paragénesis minerales
por unidad. PI=Plagioclasas; FK=Feldespato potásico; Cpx=Clinopiroxeno;
Opx=Ortopiroxeno; Hbl=Hornblenda; Bt=Biotita; Qz=Cuarzo; Ol=Olivino; Matriz
microcristalina; Op=Opacos; Matriz vítrea; Vesículas
Figura 36. Muestra CCN-BB14-010 perteneciente a la subunidad Chil-1m, vista al
microscopio (Objetivo 2.5X). Se puede observar claramente los cristales de plagioclasa,
piroxenos y olivino. En la parte izquierda se puede apreciar la foto con Luz Polarizada
Plana (PPL), en la parte derecha se aprecia con Luz Polarizada Cruzada (XPL) 70
Figura 37. Muestra CCN-BB14-003 perteneciente a la subunidad Chil-1m, vista al
microscopio (Objetivo 2.5X). Se puede apreciar claramente los cristales de plagioclasa,
piroxenos y olivino. En la parte izquierda se puede apreciar la foto con PPL, en la parte
derecha se aprecia con XPL71
Figura 38. Muestra CCN-BB14-008 perteneciente a la subunidad Chil-1m, vista al
microscopio (Objetivo 10X). Se puede apreciar claramente la textura pilotaxíca, los
cristales de plagioclasas, piroxenos y hornblenda. En la parte izquierda se puede
apreciar la foto con PPL, en la parte derecha se aprecia con XPL72
Figura 39. Muestra CCN-BB16-039 perteneciente a la subunidad Chil-2m, vista al
microscopio (Objetivo 10X). Se puede apreciar claramente los cristales de plagioclasa,
piroxenos y hornblenda. En la parte izquierda se puede apreciar la foto con PPL, en la
parte derecha se aprecia con XPL73
Figura 40. Diagrama LOI vs. SiO <sub>2</sub> 75

<b>Figura 41.</b> Diagrama para tipos de roca de Arco de Peccerillo y Taylor (1976) 76
Figura 42. Diagrama de clasificación del tipo de roca AFM de Irvine y Baragar (1971).
77
Figura 43. Diagramas HARKER para las rocas del volcán Chiles. Fraccionamiento de
ol + cpx + opx + plg + ox-FeTi + apt para las rocas de CHILES II
Figura 44. Diagrama "Spider" de Elementos de Tierras Raras (REE) para las unidades
del CHIILES normalizado al Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989)80
Figura 45. Diagrama "Spider" de Elementos de Tierras Raras (REE) para las unidades
del CHIILES normalizado a las Condritas (Sun & McDonough, 1989)81
Figura 46. Diagramas Pseudo- HARKER para elementos en traza en ppm, para el
volcán Chiles85
Figura 47. Diagrama Sr/Y vs Y que muestra el campo de las adakitas y de las rocas
calco-alcalinas normales. Las muestras del Chiles caen principalmente dentro del
campo calco-alcalino. Modificado de Defant y Drummond (1990)88
Figura 48. Diagramas de variación: a) Rb/Th vs Rb y Ba/Ce vs. Ba; b) Rb vs. K2O y Rb
vs. Th; c) Rb vs. Rb/Co y Th vs. Th/Sr; y d) 1/Co vs. Rb/Co y 1/V vs. Rb/V, donde se
puede apreciar una correlación durante la cristalización fraccional90

## **ÍNDICE DE TABLAS**

Tabla 1. Etapas glaciares en los Andes Ecuatorianos. Resumido de Clapperton y Vera
(1986)31
Tabla 2. Volúmenes estimados para cada uno de los grupos composicionales. Tomado
de Geotermica Italiana SRL & INECEL (1982)61
Tabla 3. Edades comparativas de las capas de ceniza encontradas en la turbera de
Potrerillos (UTM: 18N 170724 / 89868) con los principales eventos volcánicos
contemporáneos cercanos al CV-CCN. Modificado de Santamaría et al. (2017) 64
Tabla 4. Edades radiométricas obtenidas para el Complejo volcánico Chiles-Cerro
Negro66
Tabla 5. Resumen de las descripciones petrográficas para el volcán Chiles.
PI=Plagioclasas; FK=Feldespato potásico; Cpx=Clinopiroxeno; Opx=Ortopiroxeno;
Hbl=Hornblenda; Bt=Biotita; Qz=Cuarzo; Ol=Olivino; Matriz microcristalina;
Op=Opacos
Tabla 6. Composición geoquímica de las rocas del volcán Chiles y Cerro Negro en
elementos mayores y en trazas. Max = Máximo; Min = Mínimo; Prom = Promedio; N =
Número de muestras analizadas86
Tabla 7. Principales características de las adakitas, según lo propuesto por Defant y
Drummond (1990)87
ÍNDICE DE ANEXOS
Anexo I. Ubicación de las muestras recolectadas en el volcán Chiles y tipo de análisis
realizado
100m2000
Anexo I. Descripciones petrográficas realizadas en este estudio para el volcán Chiles.
111
Anexo III. Análisis geoquímicos para elementos Mayores del volcán Chiles112
Anexo II. Análisis geoquímicos para elementos en Traza del volcán Chiles114
Anexo V. Mapa Geológico del Volcán Chiles. Provincia del Carchi - Ecuador.
116

#### RESUMEN

El Volcán Chiles (4748 m s.n.m.) es un estratovolcán que se encuentra sobre la Cordillera Occidental sobreyaciendo los productos volcano-sedimentarios del Mio-Plioceno, y se ubica en el límite fronterizo entre Ecuador y Colombia.

La intensa actividad sísmica registrada en la zona del volcán Chiles entre 2013 y 2015 motivó una nueva investigación para tener un mejor entendimiento del volcán a través del tiempo y de su comportamiento actual.

El presente trabajo describe el desarrollo geológico del volcán, el cual se basa en trabajo de campo, y en el análisis, estudio e interpretación de las características petrográficas, geocronológicas y geoquímicas de sus productos eruptivos, que principalmente consisten en potentes flujos de lava.

El estudio geoquímico permite caracterizar a las rocas del Chiles como rocas de arco continental con afinidad calco-alcalina que no presentan carácter adakítico y han sufrido principalmente procesos de cristalización fraccionada.

El volcán Chiles consiste en dos unidades lito-estratigráficas mayores CHILES I y CHILES II, que se han visto afectados por la erosión de las diferentes glaciaciones.

CHILES I abarca tres sub-unidades: Chil-1a presenta flujos de lava andesítico-basálticos (55-61 SiO $_2$  wt. %.) de la parte N, con una edad ~572 ka; Chil-1b presenta los flujos de lava más extensos de composición andesíticos y dacíticos (63-65 SiO $_2$  wt. %.) del lado S y SE del edificio, con una edad ~400 ka; Chil-1c presenta flujos de lava riodacíticos (68-70 SiO $_2$  wt. %) de la parte W y E, con una edad ~271 ka.

CHILES II se desarrolló después de casi 200 ka de inactividad y abarca también tres subunidades: Chil-2a corresponde a flujos de lava andesíticos (59-63 SiO<sub>2</sub> wt. %) de las partes SW y SE, con edades entre 75-60 ka; Chil-2b presenta flujos de lava de composición andesítica acida y dacítica (63 – 67 SiO<sub>2</sub> wt. %), con edades entre 57 y 45 ka; Chil-2c presenta flujos de lava de composición riodacítica (68 - 71 SiO<sub>2</sub> wt. %) en la parte E del edificio. Además, sobre los 4400 m de altura, es característico encontrar domos, cráteres pequeños y brechas sub-glaciares, con una edad entre 40 y 20 ka.

Dentro de CHILES II también se encuentra la cicatriz de deslizamiento en forma de herradura en el lado N, que marca un evento destructivo en la historia del volcán Chiles y generó el Deposito de Avalancha de Escombros, para el cual se estima un volumen de 0.98 km³ desprendido del edificio, un índice de movilidad (H/L) de ~0.10 y una edad comprendida entre 15 y 10 ka.

Por último, los flujos de lava son el principal peligro volcánico a generarse en el volcán Chiles, dada las características y los productos encontrados. Se considera el evento con mayor probabilidad de ocurrencia en erupciones futuras.

Palabras clave: Chiles, litología, evolución, geoguímica, geocronología.

#### **ABSTRACT**

Chiles Volcano (4748 m a.s.l.) is a stratovolcano located on the Western Cordillera overlaying the volcano-sedimentary products of the Mio-Pliocene, and it is situated on the border between Ecuador and Colombia.

The intense seismic activity registered in the area between 2013 and 2015 motivated a new investigation to have a better understanding of the volcano over time and its current behavior.

The present work describes the geological evolution of the volcano, based on field work, and in the analysis, study and interpretation of the petrographic, geochronological and geochemical characteristics of its eruptive products, mainly consisting of large lava flows.

The geochemical study allows us to characterize the Chiles rocks as continental arc rocks with calc-alkaline affinity that do not present any adakite signature and have undergone mainly fractional crystallization processes.

Chiles volcano consist of two major lithostratigraphic units CHILES I and CHILES II, which have been affected by erosion of different glaciations.

CHILES I includes three sub-units: Chil-1a comprises andesitic-basaltic lava flows (55-61  $SiO_2$  wt.%) of part N, with an age ~ 572 ka; Chil-1b comprises the most extensive lava flows of andesitic and dacitic compositions (63-65  $SiO_2$  wt.%) on the S and SE side, with an age ~ 400 ka; Chil-1c comprises rhyodacitic lava flows (68-70  $SiO_2$  wt.%) of part W and E, with an age ~ 271 ka.

CHILES II developed after almost 200 ka of inactivity and includes three sub-units: Chil-2a corresponds to andesitic lava flows (59-63 SiO<sub>2</sub> wt.%) on the SW and SE side, with ages between 75-60 ka; Chil-2b comprises lava flows of acid andesites and dacitic compositions (63-67 SiO<sub>2</sub> wt.%), with ages between 57 and 45 ka; Chil-2c comprises lava flows of rhyodacitic composition (68-71 SiO<sub>2</sub> wt.%) on the E side edifice. In addition, above 4400 m height, it is characteristic to find domes, small craters and sub-glacial breccias, with ages between 40 and 20 ka.

Within CHILES II there is also a landslide scar in the form of horseshoe on the N side, which marks a destructive event in the history of the Chiles volcano and generated the Debris Avalanche Deposit (DAE-Chil), for which the estimated volume is 0.98 km<sup>3</sup> lost from de edifice, had a mobility index (H/L) of ~ 0.16 and an age between 15 and 10 ka.

Finally, the lava flows are the main volcanic hazard to be generated in the Chiles volcano, given its characteristics and the products found. It is considered the event with the highest probability of occurrence in future eruptions.

Keywords: Chiles, lithology, evolution, geochemistry, geochronology.

## **CAPÍTULO 1**

## 1. INTRODUCCIÓN

Existen grandes erupciones volcánicas tanto en la actualidad como en el registro histórico y geológico del Ecuador. Estas se ven evidenciadas en los depósitos que representan episodios generalmente catastróficos e instantáneos en la historia de un volcán; pudiendo ocurrir tanto en volcanes activos como en algunos considerados extintos.

Para tener un mejor conocimiento del desarrollo de un volcán, se debe realizar una cartografía a detalle y un estudio morfológico y estratigráfico, que permitan distinguir los principales periodos de construcción y de destrucción que han dado lugar a la configuración actual del edificio volcánico.

El volcán Chiles, perteneciente al Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro (CV-CCN), es un volcán fronterizo (Ecuador-Colombia), considerado potencialmente activo según el mapa de Bernard y Andrade (2011). El punto máximo alcanza los 4748 m s.n.m. y es parte del denominado Frente Volcánico Ecuatoriano (FVE) emplazándose sobre la Cordillera Occidental. Es un estratovolcán, que presenta una cicatriz de deslizamiento en el flanco norte, la misma que alcanza 1 km. de diámetro en sentido E-W. Está compuesto principalmente por flujos de lava, los cuales se encuentran distribuidos en forma radial a lo largo de los flancos del volcán, teniendo éstos diversos tamaños en longitud y espesor.

La actividad actual del edificio volcánico se manifiesta por la presencia constante de fuentes termales y solfataras, como por ejemplo las de "Aguas Hediondas" localizadas al occidente de Tufiño. Adicionalmente desde mediados del 2013 hasta 2015 se registraron varios enjambres sísmicos en la zona (Ebmeier et al., 2016).

En el presente estudio se realiza la descripción geológica, vulcanológica, petrográfica y geoquímica de las diferentes unidades volcánicas reconocidas dentro del volcán Chiles. El objetivo de este trabajo en entender de mejor manera la historia del volcán y de sus dinamismos eruptivos característicos. Conocer y entender este volcán permite realizar una mejor evaluación de los peligros potenciales asociadas al mismo, y dar

herramientas a la población y autoridades con respecto a una posible reactivación, así como constituir una base para futuros proyectos geovolcanológicos mas detallados.

#### 1.1. Justificativos

#### 1.1.1. Justificación Teórica

A partir del año 2013, en el mes de abril, se registró un enjambre sísmico en las zonas aledañas al Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro (CV-CCN). Un segundo enjambre se registró entre septiembre de 2013 y enero de 2014, un tercero entre mayo y junio de 2014; y el último entre septiembre de 2014 y mayo de 2015. El 20 de octubre de 2014 se produjo un sismo de magnitud 5,9 con epicentro en el flanco suroccidental del volcán Chiles (Instituto Geofísico-EPN, 2014-23). Esta actividad sísmica fuera del nivel de base indicaba una agitación posiblemente de origen volcánico.

Evidencias geomorfológicas sugieren que el volcán Chiles habría experimentado su última actividad eruptiva previo o durante el último periodo glaciar 30-12 ka. Los flujos de lava que conforman el edificio presentan evidencias de erosión glaciar de los diferentes periodos glaciares que experimentó la cordillera andina durante el Plioceno y Cuaternario. Algunos son los estudios realizados para constreñir la historia evolutiva del volcán Chiles, a pesar de esto su nivel eruptivo y tipo de actividad aún son poco conocidos.

Esto evidencia la importancia de realizar estudios geológicos dentro del volcán Chiles, que ayuden al entendimiento de su formación y estado actual, para así poder diseñar un nuevo modelo de evolución. El presente estudio pretende entonces reconocer y analizar las diferentes fases evolutivas que involucraron la formación del edificio volcánico del Chiles; así como también discriminar las principales unidades estratigráfica y los factores que influyeron en su evolución.

### 1.1.2. Justificación Metodológica

Actualmente se cuenta con alguna información geológica del volcán Chiles y sus áreas circundantes; los estudios que existen datan de los años 80, 90 y 2014 y durante su realización no se contaba con las herramientas cartográficas y tecnológicas con las que se cuenta hoy en día, por lo que se requiere una actualización de datos. La información bibliográfica previa será la base de este estudio.

El estudio realizado requirió de la fotointerpretación de imágenes aéreas y satelitales, a fin de establecer un plan de trabajo para campañas las de campo y el levantamiento geológico. De forma conjunta, se estableció los sitos adecuados para toma de muestras. Las muestras fueron objeto de análisis petrográfico y geoquímico. Adicionalmente se complementó con dataciones radiométricas con el fin de tener una geocronología general del volcán Chiles. Esto permitió reconocer las principales etapas evolutivas de este edificio volcánico y los diferentes procesos geológicos que ocurrieron durante su desarrollo.

#### 1.1.3. Justificación Práctica

El conocimiento de la evolución de un volcán, así como de los fenómenos y dinamismos implicados en ésta, es un paso clave en la evaluación del peligro volcánico. De esta forma se entenderá cual es la probabilidad relativa de ocurrencia de un determinado fenómeno y la extensión que sus productos puedan alcanzar. Una correcta evaluación del peligro volcánico, basada en trabajos formales de investigación, tiene incidencia positiva en tomar conciencia de la vulnerabilidad asociada a fenómenos volcánicos y en consecuencia en la gestión del riesgo.

Todo nuevo conocimiento que se genere en torno a la actividad característica del volcán y sus depósitos puede ser aplicado en el mejoramiento de la evaluación y entendimiento de los peligros asociados; sea de manera general actualizando los métodos a ser aplicados o de manera particular en casos de estudio específicos. Al momento existe una población de alrededor de 2300 personas en el área de influencia del volcán siendo necesario establecer si esta población está o no sujeta a una amenaza.

## 1.2. Objetivos de la Investigación

#### a) Objetivo General

Contribuir al conocimiento del desarrollo estructural del volcán
 Chiles mediante el estudio de su edificio volcánico.

#### b) Objetivos Específicos

Recolectar muestras en campañas de campo en el volcán.

- Caracterizar petrográficamente las unidades litoestratigráficas mayores del Volcán Chiles.
- Caracterizar geoquímicamente las unidades litoestratigráficas mayores del Volcán Chiles.
- Establecer las potenciales causas del colapso y generación de la avalancha de escombros del flanco norte.
- Establecer la relación estratigráfica de las diferentes unidades del edificio volcánico.
- Realizar una caracterización morfológica general del edificio del volcán Chiles.
- Plantear un modelo evolutivo para el Volcán Chiles.
- Realizar la cartografía geológica del edificio volcánico del Chiles.
- Dar a conocer a la comunidad las implicaciones volcánicas

## 1.3. Hipótesis y Alcance

Este estudio contribuye a un mayor conocimiento de la evolución y estructura del edificio volcánico del Chiles en la Provincia de Carchi.

En esta investigación, se elaboró un mapa geológico del volcán escala 1:25000 para reconstruir su historia eruptiva. En este mapa constan sus unidades estratigráficas y estructuras geológicas.

Así también en las salidas al campo se procedió a tomar las respectivas muestras de rocas, mismas que posteriormente se utilizaron para varios análisis.

Se realizó la descripción macroscópica (petrográfica) de todas las muestras recolectadas.

Se elaboró 33 láminas delgadas que aportan con información para el entendimiento de los productos volcánicos.

De igual manera se seleccionó 4 muestras acorde a los requisitos para realizar y obtener dataciones, generando de esta manera a un mejor entendimiento del edificio volcánico en base a sus edades.

Se realizó la caracterización geoquímica de 60 rocas a partir de análisis de 10 óxidos mayores y de 21 elementos en traza que incluyen elementos de tierras raras.

Se realizó el modelo geoquímico y evolutivo para el volcán, en base a los datos proporcionados.

## 1.4. METODOLOGÍA

Se utilizaron las siguientes herramientas básicas de la Geología:

- Cartografía geológica a escala 1:25000
- Estratigrafía a detalle
- Petrografía en muestras de mano y lámina delgada
- Geoquímica de elementos mayores y en trazas en roca total
- Dataciones radiométricas de muestras representativas

Varias herramientas tecnológicas se utilizaron para la obtención y tratamiento de los datos, como por ejemplo: Programas de sistemas de información geográfica (GIS) como: Quantum GIS, ArcMap, para la sistematización de datos cartográficos. La caracterización petrográfica, se la realizó mediante el uso de microscopios petrográficos. Se utilizaron software como IGPET (Igneous Petrology 2006) y GCDKit (GeoChemical Data toolkit 2016) para analizar las dataciones y los datos geoquímicos.

El magnetismo fue medido relativamente con un lápiz magnético sobre todas las muestras de roca.

Se realizaron cuatro dataciones radiométricas dentro del marco cooperacional del Laboratorio Internacional Conjunto (LMI-IRD), las muestras fueron datadas por Mathilde Bablon en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Paris – Sud, Orsay, mediante el método K-Ar. Dicho método se encuentra detallado en el trabajo de McDougall y Harrison (1999)

Para obtener las láminas delgadas de cada muestra, previamente las rocas fueron cortadas a manera de chip (3x2x1 cm), en el Laboratorio de Ensayo de Materiales y Mecánica de Suelos (LEMSUR) de la Facultad de Ingeniería Civil y Ambiental de la EPN (FICA-EPN). Luego fueron enviadas al Laboratorio de Magmas & Volcanes de Clermont-Ferrand en Francia mediante el convenio de cooperación con el Laboratorio Internacional Conjunto (LMI-IRD), para terminar con el proceso en la elaboración de las láminas delgadas. El análisis de las láminas se lo realizó en el Departamento de Geofísica de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN), utilizando un microscopio petrográfico marca ZEISS modelo Axio Scope.A1.

Para la caracterización geoquímica del volcán Chiles, las rocas fueron cortadas en pequeñas secciones en el LEMSUR de la FICA-EPN. Posteriormente, fueron trituradas en un mortero metálico y pulverizadas en un molino eléctrico de ágata en el laboratorio del IG-EPN. De cada muestra se obtuvo más de 20 g de roca pulverizadas, y fueron enviadas al Laboratorio de la Universidad de Bretaña Occidental – Francia donde se hicieron los análisis de geoquímica de roca total.

Los análisis químicos para elementos mayores y en trazas se hicieron de acuerdo con el protocolo establecido en Cotten et al. (1995), por el método espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), excepto el Rb, para el que se utilizó la técnica de espectrometría a la llama. La precisión de este método es de 2% y 5% en peso para los óxidos mayores y elementos en trazas respectivamente. Para cada una de las muestras analizadas se obtuvo un total de 10 óxidos mayores, cuyo contenido es expresado en porcentaje en peso (wt. %), así como también los contenidos de 21 elementos en traza expresados en partes por millón (ppm).

## 1.5. Aspectos Geográficos

#### 1.5.1. Localización

El volcán Chiles 0°49′0″N y 77°56′05″W, perteneciente al Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro, con 4748 m s.n.m. está ubicado a 130 km en línea recta al norte de la ciudad de Quito capital del Ecuador y a unos 24 km al oeste de la ciudad de Tulcán capital de la provincia del Carchi. Se encuentra en el límite fronterizo entre Ecuador-Colombia, dicho límite pasa por la cumbre del volcán Chiles.

Su edificio volcánico se construyó en la parte occidental del callejón interandino, en el llamado Frente Volcánico Ecuatoriano que se emplaza sobre la Cordillera Occidental.

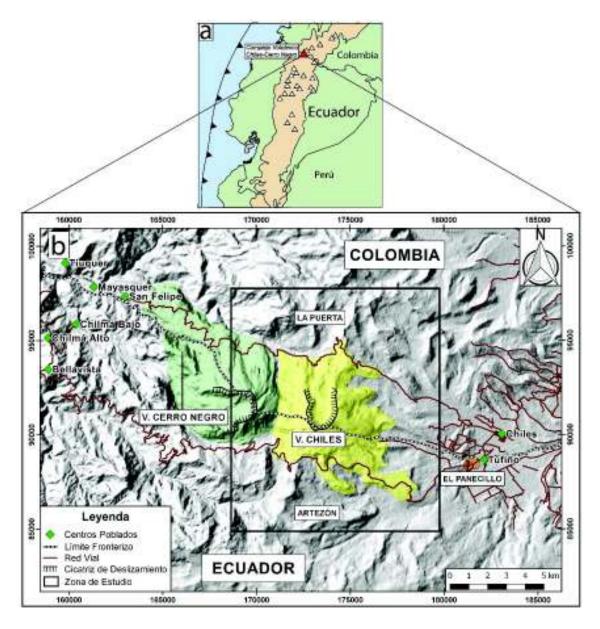
El presente trabajo se concentra principalmente en el edificio volcánico y en sus alrededores, sus límites son:

Al Sur: El flujo de lava del Artezón,

Al Norte: El Río Blanco y el poblado de La Puerta,

> Al Este: El domo de El Panecillo

Al Oeste: El volcán Cerro Negro.



**Figura 1.** (a) Mapa de ubicación del Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro a nivel regional. (b) Ubicación de la zona de estudio, incluyendo las poblaciones importantes y red vial (Base topográfica IGM, 2015; MDT tomado del Centro Alemán de Datos de Detección Remota (DFD), resolución 30 m).

#### 1.5.2. Vías de acceso

Dada su ubicación fronteriza, el acceso hacia el volcán se lo puede hacer mediante dos vías (Figura 1):

Desde el lado ecuatoriano se puede ingresar a la parte sur del volcán, siguiendo la carretera E182, misma que conecta la parroquia de Tufiño (UTM: 18N 182120/88650) con el poblado de Chilmá Alto (UTM: 18N 159000/ 95300), ambas pertenecientes al cantón Tulcán en la Provincia

del Carchi. Esta carretera combina secciones lastradas y empedradas, y recorre gran parte del flanco sur del volcán.

El acceso hacia el flanco oriental del volcán se lo hace mediante una vía que interseca la E182, dicha intersección se encuentra aproximadamente a 3 km desde Tufiño y llega hasta la fuente termal de Aguas Hediondas (UTM: 18N 176700/89650), es un carretero de tercer orden que principalmente es empedrado.

Por el lado colombiano, se tiene acceso a la parte norte del volcán, mediante la carretera que conecta las poblaciones de Chiles (UTM: 18N 183000/90000) y Tiuquer (UTM: 18N 159490/ 98900) pertenecientes al Departamento de Nariño. Esta vía principalmente lastrada recorre de este a oeste gran parte del flanco norte del volcán.

Para acceder a los flancos oriental y occidental del volcán, se lo puede hacer a través de senderos para caminata o a caballo, a partir de cualquiera de estas dos vías principales, bajo el respectivo permiso de la comunidad.

#### 1.5.3. Poblaciones aledañas

En el territorio ecuatoriano la población más cercana es la parroquia de Tufiño, que se encuentra a más de 9 km al oriente del volcán (Figura 1). El número de habitantes es de aproximadamente 2300, según el Censo de Población y Vivienda 2010 realizado por el Instituto Nacional de Estadística y Censos (INEC). Las principales actividades de sus habitantes son la ganadería, agricultura y también se realiza turismo gracias a sus atractivos como: balnearios de aguas termales; lagunas con aguas de color verde; y su extenso paramo de frailejones en el que además se puede avistar diversas aves, ganado bravo y llamas.

Del lado colombiano, existen varias comunas que se localizan en las cercanías al volcán, siendo la localidad de Chiles la de mayor población (Figura 1), la misma que se encuentra a unos 10 km hacia el lado oriental del volcán y cuenta con número de habitantes de aproximadamente 2500, en base a estimaciones realizadas del Censo General de 2005. Las principales actividades, al igual que en Ecuador, son la ganadería y agricultura.

### 1.5.4. Morfología e Hidrografía

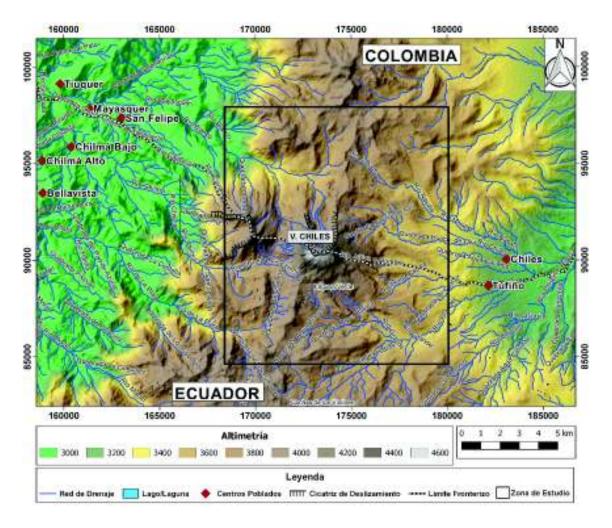
El volcán Chiles comprende aproximadamente un área de 36.44 km² y sus dimensiones aproximadas son 7.2 km de norte a sur y 6.2 km de este a oeste. Es un estrato volcán de forma cónica, con formaciones rocosas producto de las diferentes erupciones volcánicas, y de un relieve irregular en su base causado por la erosión glaciar. En su parte norte se ubica una depresión marcada, producto del colapso de su flanco. Las pendientes que forman los flancos del volcán son moderadamente fuertes en las partes altas, entre 30° y 35°, mientras en las partes bajas éstas varían entre 5° y 10°.

Las principales cuencas hidrográficas con las que está relacionado el volcán Chiles son: Cuenca del Río Carchi y Cuenca del Río San Juan. Los drenajes de este volcán se presentan de manera radial, conformada por varias quebradas, riachuelos y ríos (Figura 2).

Por el flanco norte se tiene el drenaje del río Nasate que se dirige hacia el lado oriental; hacia el lado nor-noroccidental, el drenaje descendiente del volcán se conecta al río Blanco. En el lado nororiental esta la quebrada Hueco de Olla que posteriormente llega a conectarse con el río Chiles. El flanco oriental cuenta con el río Játiva o Alumbre que aguas abajo pasará a ser parte del río Grande, mientras que la zona suroriental con las quebrada Capote y Cuatza, mismas que se unirán al río Játiva. Hacia el flanco sur las quebradas de Los Colorados y del Artezón llegarán a conectarse con el río Grande. Finalmente, la cara suroccidental del volcán cuenta con dos drenajes principales, en el primero de ellos la quebrada Brincadero pasará a formar parte del río de La Plata; el segundo está formado por el río Potrerillos, el mismo que posteriormente pasa a ser parte del río Chilmá.

Los drenajes generados hacia la parte occidental del edificio tienen su desembocadura en las aguas del Océano Pacifico, ríos como: Blanco, Chilmá y La Plata pasarán a formar parte del Río San Juan que posteriormente se convertirá en el río Mira.

De igual manera, los drenajes de la parte oriental también tienen su desembocadura en las aguas del Océano Pacífico secuencialmente mediante los ríos: Grande, Carchi, Guaitara y Patía.



**Figura 2.** Mapa Fisiográfico e Hidrográfico de la zona de (Base topográfica IGM, 2015; MDT tomado del Centro Alemán de Datos de Detección Remota (DFD), resolución 30 m)

#### 1.5.5. Clima, Flora y Fauna

Este majestuoso volcán posiblemente presentaba glaciares hasta hace tiempos históricos. En la actualidad, mantiene nieves esporádicas en los flancos dado el clima frio de la zona.

El clima se puede describir como frío andino y presenta de manera general dos estaciones características. La primera es una estación seca, misma que es más agradable para los habitantes entre junio y diciembre, la segunda estación se desarrolla de enero a mayo, con constantes y fuertes precipitaciones. La temperatura promedio fluctúa entre los 6 y los 13 grados centígrados aproximadamente. La niebla que se presenta en este lugar es bastante espesa, especialmente en horas de la mañana y la tarde debido a los cambios de temperatura.

En sus faldas se desarrolla una zona de páramo. La vegetación predominante es el pajonal junto con el frailejón como especie representativa de la región carchense. Además, la región está adornada con exóticas flores multicolores como urcorosa (exótica flor andina). También se tiene la presencia de plantas como: Arquitecte, colorado, mortiño, aliso, romerillo, pumamaqui, achupallas, chilca, sigse, bromelias, chuquirahua, entre otras (Prefectura del Carchi, 2016).

En cuanto a la fauna, es sitio de albergue de un gran número de especies. Entre las aves tenemos: cóndores, tórtolas, perdices de páramo, gavilanes, curiquingues, quilicos, pavas de monte y patos que maravillan a propios y extraños. Entre los mamíferos: conejos, venados, raposas, lobos de páramo, chucuri, llamingos, ganado vacuno. Adicionalmente se puede encontrar truchas arcoíris y trucha de río (Prefectura del Carchi, 2016).

La flora y fauna son típicos de las zonas de páramo del Carchi, entre los cuales destaca el frailejón algunas de las cuales son endémicas de la zona.

## 1.6. Trabajos previos

El volcán Chiles presenta algunos estudios sobre su actividad volcánica y/o su desarrollo geomorfológico. A pesar de las características que presenta el Chiles, mostrando un edificio volcánico mediano, al parecer fue poca la atención que llamó de los primeros científicos y exploradores que trabajaron en los Andes Ecuatorianos.

Así, los primeros estudios relacionados al volcán estuvieron asociados a un programa de reconocimiento geotérmico que se desarrolló en el Ecuador entre los años 70 y 80. Hasta la actualidad, al menos cuatro estudios relacionados se han ejecutado sin lograr llegar a fase de explotación del recurso geotérmico.

Algunos de estos estudios conjuntamente con otros trabajos, se detallan a continuación en una breve descripción:

Geotermica Italiana SRL e INECEL (Instituto Ecuatoriano de Electrificación) (1982), en su informe se detallan varios aspectos geovolcanológicos importantes orientados al fin geotérmico. A comienzo de 1981 INECEL adelanta las investigaciones en los dos volcanes, parte de esto conlleva a describir su sucesión estratigráfica y reconstrucción de su historia evolutiva, es así que establece que los dos centros volcánicos se encuentran sobre una secuencia de lavas pliocénicas erosionadas, se distinguen dos periodos de actividad para

el complejo (I y II), para este caso en particular se menciona que Chiles I está representado por andesitas intermedias y básicas. Chiles II constituye una secuencia desde riodacitas hasta andesitas básicas emitidas desde la parte alta. Varias dataciones radiométricas fueron realizadas en su estudio mediante K/Ar, de las cuales destaca una edad de 42±14 ka para una muestra del lado oriental del volcán Chiles. Los periodos de actividad han estado separados por largos periodos de calma donde los efectos por erosión glaciar habrían desmantelado los edificios anteriores. Otro punto importante de este informe tiene que ver con los productos piroclásticos, los mismos que en la zona de los volcanes son inexistentes posiblemente debido a la vasta y potente capa de hielo que cubría los edificios, los productos habrían sido removidos con la masa de hielo (lahares) y depositados en zonas periféricas ya sea formando parte de las morrenas o cubiertos por estas. Así también en el trabajo se establece un volumen estimado para cada uno de los grupos composicionales

- AQUATER Y OLADE (1987). Este trabajo presenta los resultados finales de los estudios realizados en el complejo volcánico Chiles-Cerro Negro. En la parte de geovolcanología mediante los datos obtenidos se pudo definir la evolución estructural y volcánica de los edificios Chiles-Cerro Negro. Adicionalmente se presenta una caracterización petrogenética y la evolución petrológica de los productos volcánicos asociados; además se habla de tendencias evolutivas mediante procesos de cristalización fraccionada. Por otra parte, se realiza estudios en la química de aguas y gases, los mismos que son analizados y clasificados. En base a estos y otros estudios (hidrogeología y geofísica) realizados en el área se elaboró una hipótesis del primer modelo geotérmico conceptual para la zona.
- Hall y Beate (1991), en su trabajo mencionan al volcán Chiles de manera muy general en varias ocasiones, indicando que se encuentra en el límite con Colombia en el llamado Frente Volcánico Ecuatoriano, así como también que corresponde al grupo de los volcanes que presentan grandes edificios volcánicos, algunos con calderas de 2-3 km. En cuanto a su química y petrografía es ejemplo de un carácter transitorio desde andesitas a dacitas. Por último, lo ubican en el grupo de volcanes que al parecer han experimentado actividad entre 10000-40000 años.
- Cortés y Calvache (1997). en su informe describen las características de los estratovolcanes Chiles y Cerro Negro. Mencionan que se encuentran controlados por un sistema de fallas NNE-SSW y otro de orientación NW-SE.
   Se indica que el volcán Chiles está compuesto principalmente por lavas de

composición variable entre andesitas y dacitas. Aseveran que el Cerro Negro ha generado flujos de lava y flujos piroclastos de similar composición, adicionalmente los dos volcanes tienen aberturas por colapso de sus flancos que produjeron avalanchas de escombros. Al ser un informe de evaluación sobre la amenaza volcánica, alude a que el Cerro Negro es más peligroso que el Chiles debido a la presencia de depósitos de flujos piroclásticos de considerable magnitud (flujo de Mayasquer). Por último, hablan de los posibles fenómenos volcánicos que pueden ocurrir de darse una posible reactivación por parte de cualquiera de los volcanes.

- Coviello (2000), este informe comienza detallando los aspectos generales del área geotérmica "Tufiño-Chiles-Cerro Negro". Adicionalmente trata del modelo geotérmico basándose en los estudios anteriores. Se considera una fuente de calor asociada a una intrusión de magma relativamente somera; un reservorio ligado a una capa de rocas permeables la misma que aloja a un acuífero confinado y caliente; la capa sello corresponde a una capa de rocas impermeables que atrapan el calor acumulado. En cuanto al Potencial Geotérmico del área, este se caracteriza por presentar una potencia hipotética de 201 Mw.
- Instituto Geofísico EPN y Servicio Geológico Colombiano (2014), a raíz de los enjambres sísmicos ocurridos en la zona de los volcanes Chiles y Cerro Negro elaboraron el "Mapa de Amenazas Potenciales de los Volcanes Chiles y Cerro Negro" (Figura 3). El mapa muestra las posibles zonas afectadas si se llegará a producir una potencial reactivación de estos volcanes o simplemente relacionados a la inestabilidad en sus flancos. En él están definidos una zona de menor probabilidad de afectación en el caso de ocurrir una erupción pequeña a moderada (VEI 1-3), y una zona de mayor probabilidad de afectación de ocurrir una erupción grande (>VEI 4). El mapa también contempla fenómenos volcánicos como: Flujos de lava (que en el caso de Chiles es el fenómeno de mayor registro geológico y se considera el evento con mayor probabilidad de ocurrencia); Flujos piroclásticos (en el Chiles no se encontró mayor registro de este evento, mientras a Cerro Negro se le atribuye el "Flujo de Mayasquer"); Avalanchas de escombros (evento que los dos volcanes han experimentado en el pasado y como evidencia sus cicatrices de deslizamiento, por lo que a su vez estas zonas son más susceptible de perder estabilidad y deslizarse); Flujos de lodo o Lahares (no se tiene mayor registro de los mismos, pero que de ocurrir serían de origen secundario); Caídas de ceniza y piroclastos (no se han encontrado depositos de caída relacionados a

la actividad volcánica de alguno de los dos volcanes, pero no se descartaría su presencia); Proyectiles balísticos; Gases volcánicos (se pueden encontrar en la zona, principalmente H₂S característico por su olor a huevo podrido y que en altas concentraciones puede causar la muerte); y Sismos volcánicos (prueba de ello son los 4 enjambres ocurridos en la zona entre 2013 y 2015, por lo que no se descartaría la ocurrencia de nuevos eventos sísmicos).

- CELEC (Corporación Eléctrica del Ecuador) ISAGEN (2015), en lo que corresponde a Proyectos Geotérmicos es uno de los estudios más recientes y completos realizados en la zona. Sin embargo, debido a permisos por partes de las comunidades colombianas ha quedado inconcluso. En su informe parcial se destaca una buena descripción geológica de la zona, la cual consta de tres unidades principales: Chiles 1 y Chiles 2 están a su vez conformados por dos subunidades cada una; Chiles 3 corresponde a la formación de la avalancha de escombros. También menciona las Estructuras y la Alteraciones Hidrotermales reconocidas en el área de estudio. Otro aspecto importante son las dataciones radiométricas obtenidas, las mismas que ayudan a constreñir de mejor manera las diferentes subunidades del edificio volcánico, algunas de las cuales han sido consideradas para el presente estudio. Por último, con los datos obtenidos en este trabajo presentan un modelo geotérmico conceptual más actualizado.
- Sierra (2015), en su trabajo analiza los eventos sísmicos registrados en la zona del Chiles-Cerro Negro entre enero y octubre de 2014, para caracterizar el estado de esfuerzos en la zona empleando dos métodos. En el primero, mediante mecanismos focales obtiene como resultado una dirección de esfuerzo principal N97.2°±19.3° y acorde a la dirección del esfuerzo regional (E-W). En el segundo método, el cálculo de anisotropía obtiene como resultado una distribución bimodal de las direcciones de anisotropía, una de las cuales es paralela a la dirección del esfuerzo regional y la otra forma perpendicular a la misma. Concluyendo que la zona está controlada por el estado de esfuerzos regional y que fue perturbada por cambios de esfuerzo asociados a una intrusión que no llego a materializar en superficie.
- Ebmeier et al. (2016), en su trabajo presentan observaciones geodésicas del episodio de agitación ocurrido en la zona del Chiles-Cerro Negro. En los datos radar por satélite que incluyen el sismo de magnitud 5.6 ocurrido en octubre de 2014, detectaron desplazamientos consistentes con un deslizamiento oblicuo dextral en una falla inversa a profundidades de 1.4-3.4 km y con una tendencia SSW-NNE. Por otra parte, las mediciones de la estación GPS captaron un

levantamiento aproximadamente 20 días antes del sismo, luego del cual el levantamiento cesó y la tasa de sismicidad comenzó a disminuir, sugiriendo una disminución en la tasa de movimiento del magma hacia la superficie causada por la restricción de fluidos. Por último, con las observaciones realizadas concluyen que un gran sismo puede inhibir el proceso magmático.

Chancusig C. (2017), en su trabajo estudia a detalle la litoestratigrafía y mineralogía de alteración presentes en el pozo geotérmico de gradiente PGT-1, perforado en 2009 por el Ministerio de Electricidad y Energía Renovable (MEER). El pozo se localiza en una cantera abandonada en el camino hacia Aguas Hediondas, en la parte la oriental del volcán Chiles. Alcanzó una profundidad de 554.30 m con un diámetro de 7.5 cm. El estudio litoestratigráfico determina dos unidades de formación, denominados "pre-Chiles" y "Chiles", los cuales se encuentran separados por una capa de suelo. El pre Chiles alcanza una potencia de 428.3 con una edad estimada Plio-Pleistocénica Inferior. Chiles por su parte presenta edades del Pleistoceno Medio (según datos obtenidos de CELEC-ISAGEN, 2015) y una potencia de 84 m en el pozo. Además, se caracteriza por presentar los flujos de lava del volcán Chiles 1, constituido por lavas andesíticas, dacíticas y riodacíticas con un espesor total de 80 m, y que a su vez se encuentran cubiertos por los depósitos morrénicos (80.5 m). Las alteraciones hidrotermales son: sub-propilítica y argílica. Estos datos corroboran el modelo geotérmico conceptual planteado en estudios anteriores.

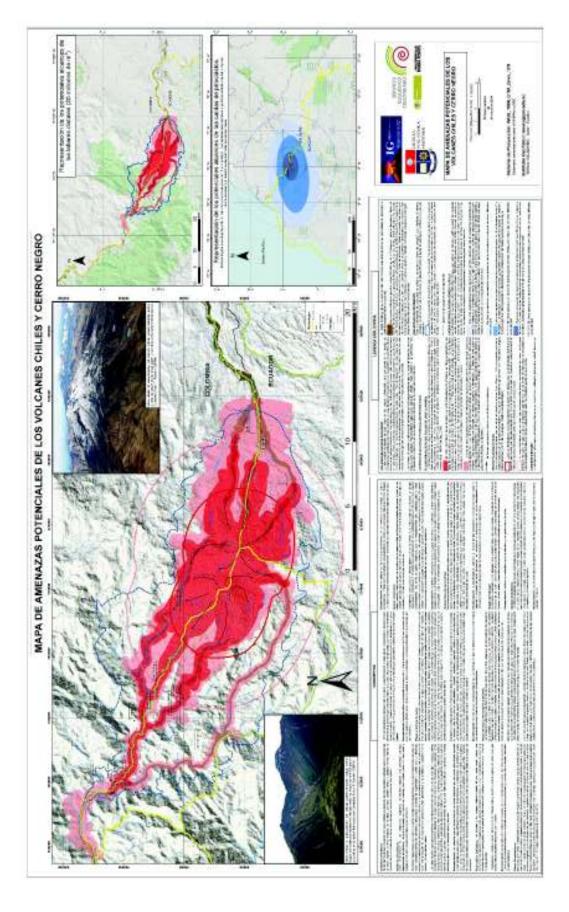


Figura 3. Mapa de Amenazas de los volcanes Chiles Cerro Negro. (Elaborado por IG EPN - SGC, 2014)

## **CAPÍTULO 2**

## 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La situación geográfica del Ecuador lo ubica en la parte noroccidental de Suramérica, donde el margen Nor-Andino es una región de intensa deformación cortical y en particular debido a la subducción de Ridge de Carnegie bajo el Ecuador (Gutscher et al., 1999).

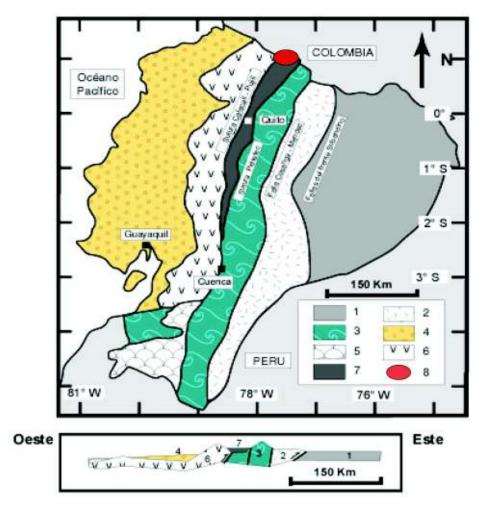
## 2.1. Geología Regional

El Ecuador continental ha ido evolucionando desde hace millones de años atrás hasta llegar a su configuración actual. Está constituido por 8 principales regiones morfoestructurales, cada una de las cuales representan ambientes geo-tectónicos diferentes (Figura 4):

- a) El Oriente: corresponde a una cuenca sedimentaria de tras arco, que se desarrolla sobre el viejo cratón Guayanés desde el Proterozoico (Rivadeneira et al., 1999; Tschopp, 1953). Se caracteriza principalmente por su importancia hidrocarburífera del Cretácico, con varios campos de explotación y exploración del recurso. Hacia el Cenozoico ésta se caracteriza principalmente por albergar sedimentos de origen continental (aluviales y coluviales) provenientes de la Cordillera Real, producto de la erosión.
- b) Zona Sub-Andina: es a una sección del tras arco. Este dominio tectónico se levantó y deformó principalmente durante el Plioceno y Cuaternario. En base a la morfología y las series sedimentarias deformadas se puede diferenciar tres zonas morfoestructurales: Levantamiento Napo, Depresión Pastaza y Levantamiento Cutucú (Rivadeneira et al., 1999).
- c) Cordillera Real: producto de acreciones y levantamientos desde el Triásico, forma un cinturón (~N-S) continúo de rocas metamorfizadas y deformadas de forma yuxtaouesta. Consiste en esquistos, cuarcitas, calco-esquistos, mármoles y orto y paragneises (Aspden y Litherland, 1992), descritas en 5 divisiones litotectónicas: Guamote, Alao, Loja, Salado, Zamora. Posteriormente Plutones Jurásicos no

deformados cortan la secuencia de rocas metamórficas, y a partir del Plioceno una serie de grandes estratovolcanes se desarrollan sobre la cordillera (Aspden et al., 1992).

- d) Bloque Amotape-Tahuín: corresponde a un bloque alóctono E-W de edad Triásica, el cual se cree fue desmembrado de la Cordillera Real, posteriormente fue trasladado y rotado (horariamente) hasta su posición actual. Consiste principalmente de plutones graníticos y rocas metamórficas (anfibolitas, esquistos y gneises) (Aspden et al., 1992).
- e) Valle Interandino: definido como una depresión topográfica de dirección norte-sur entre la Cordillera Real y la Cordillera Occidental sobre un basamento metamórfico y oceánico. Es una zona de relleno de volcano-sedimentos producto de la actividad volcánica que se desarrolla en las cordilleras a partir del Mioceno (Lavenu et al., 1992; Winkler et al., 2005).
- f) Cordillera Occidental: una sección con dirección NNE, se caracteriza por la presencia de terrenos alóctonos oceánicos y ofiolíticos producto de acreciones contra el margen occidental de la placa Sur Americana desde el Cretácico tardío (Pallatanga) a Eoceno (Macuchi) (Goossens y Rose, 1973; Hughes y Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Spikings et al., 2005; Vallejo, 2007; Vallejo et al., 2009). Conjuntamente varios episodios de actividad volcánica (arcos volcánicos insulares y continentales) se desarrollan. Ya para el Oligoceno-Neógeno se conforma el arco volcánico actual, lo que da paso a productos volcánicos hacia la parte superior.
- g) La Costa: se caracteriza por ser una cuenca sedimentaria de antearco, la misma que se desarrolla desde el Cretácico y tiene como basamento el terreno oceánico alóctono de Piñón (Benitez, 1995; Daly, 1989; Luzieux et al., 2006), se forman tres cuencas importantes Progreso-Santa Elena, Manabí y Borbón (Evans y Whittaker, 1982).
- h) Cuenca Alamor Lancones: corresponde a una cuenca sedimentaria al suroeste del Ecuador que se cree se originó debido a la traslación y rotación del bloque Amotape Tahuín, cuenca de relleno (sedimentos siliciclásticos al Oeste y volcanoclásticos al este) que se desarrolla sobre un basamento volcánico oceánico de arco insular del Cretácico (Celica) (Kennerley, 1973; Mourier et al., 1988; Jaillard et al. 1996, 1999; Egüez y Poma, 2001). Posteriormente presenta actividad volcánica durante el Paleoceno-Eoceno y también durante el Mioceno (Egüez y Poma, 2001; Mourier et al., 1988).



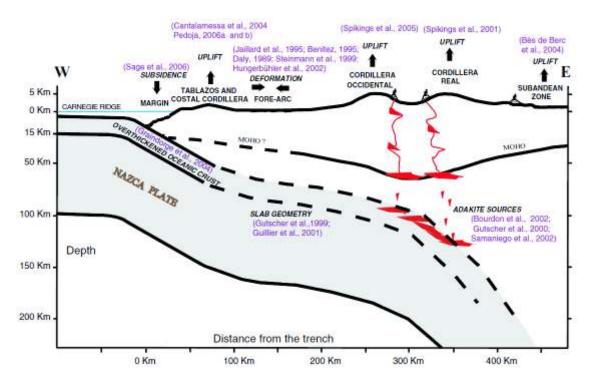
**Figura 4.** Esquema geológico del Ecuador y corte esquemático a ~ 1° S. Las principales regiones morfoestructurales: 1. Cuenca oriente; 2. Zona Sub-Andina; 3. Cordillera Real y Bloque Amotape Tahuín; 4. Costa; 5. Cuenca Alamor Lancones; 6. Cordillera Occidental; 7. Valle Interandino; 8. Zona Volcán Chiles. Modificado de Aspden et al. (1992).

#### 2.2. Marco Geodinámico Actual de los Andes Ecuatorianos

El volcanismo en el Ecuador continental es consecuencia de la subducción entre la placa oceánica de Nazca, que incluye la cordillera asísmica de Carnegie y el continente Sudamericano.

Según Gutscher et al. (1999), hace 23 Ma se origina el rompimiento de la placa Farallón probablemente debido a esfuerzos extensionales generados en la zona, lo cual dio paso a dos nuevas placas, Cocos y Nazca. La placa Nazca entra en subducción hacia el este por debajo de la placa Sudamericana a una tasa de 6 cm/a (Trenkamp et al., 2002), hasta una profundidad de unos 200 km y con un ángulo de subducción que varía entre 25° y 35° (Guillier et al., 2001) (Figura 5).

La cordillera asísmica de Carnegie es la traza sobre la placa Nazca del Punto Caliente Galápagos y la dorsal Galápagos, corresponde a una estructura de 400 km de ancho y <3 km de alto. Se extiende desde el Punto Caliente Galápagos hasta la fosa ubicada a 75 km del margen costero del Ecuador. Posteriormente entra en subducción entre las latitudes 1°N y 2°S con una dirección NNE (Gutscher et al., 1999; Witt et al., 2006). La edad de colisión contra la fosa no ha sido bien establecida; es así que varias edades se han propuesto para su llegada a la zona de subducción. Según Gutscher et al. (1999) esto se habría producido desde hace 8 Ma; Collot et al. (2009) dice que ha estado subduciendo desde hace ~ 5-4 Ma; para Spikings et al. (2001) desde hace ~ 15 Ma. La subducción de la cordillera asísmica de Carnegie juega un rol muy importante sobre el desarrollo y evolución del arco volcánico cuaternario (Ancellin et al., 2017; Bourdon et al., 2003; Hidalgo et al., 2012; Michaud et al., 2009; Samaniego et al., 2005).

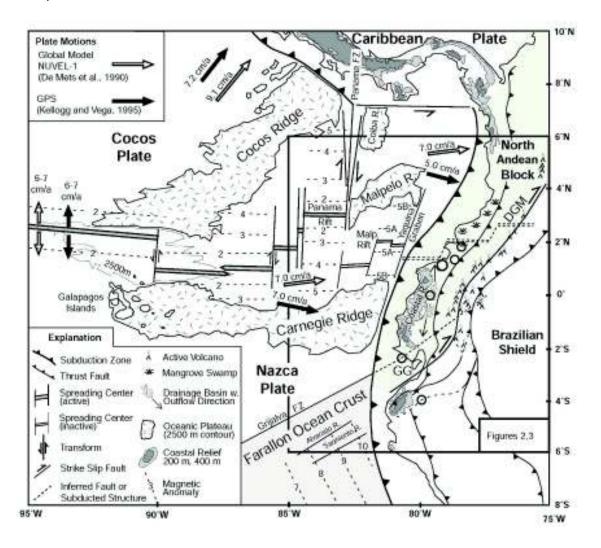


**Figura 5.** Subducción del Ridge Asísmico de Carnegie y su influencia en el dinamismo del Ecuador. Tomado de Michaud et al. (2009).

#### 2.2.1. Bloque Nor-Andino

Por otra parte, el territorio ecuatoriano también se ve influenciado por el llamado Bloque Nor-Andino (NAB), el cual aparece como consecuencia del aumento de acoplamiento de la placa, así como también acomoda tectónicamente la interacción entre las placas Caribe, Sudamericana y Nazca (Gutscher et al., 1999; Nocquet et al., 2014).

El Bloque Nor-Andino se encuentra conformado por ante-arco submarino, la cordillera de la costa, la planicie antearco y la cordillera andina (Collot et al., 2009), mientras que los límites de este bloque son: al N, el Cinturón deformado del Caribe Sur; al O, la fosa de Ecuador–Colombia- Panamá; por último, al E y S, por la parte oriental de la Cordillera Occidental. El Bloque Nor-Andino es un sistema de fallas transpresivas dextrales regionales que corren desde Venezuela hasta Ecuador (Figura 6). Su movimiento es de ~ 8 mm/a hacia el NNE a lo largo de la Megacizalladura Dolores-Guayaquil (Ego et al., 1996; Gutscher et al., 1999; Nocquet et al., 2014; Pennington, 1981; Trenkamp et al., 2002).



**Figura 6.** Esquema Regional de los Andes Septentrionales. GG=Golfo de Guayaquil; DGM= Megacizalladura Dolores-Guayaquil. Tomado de Gutscher et al. (2009).

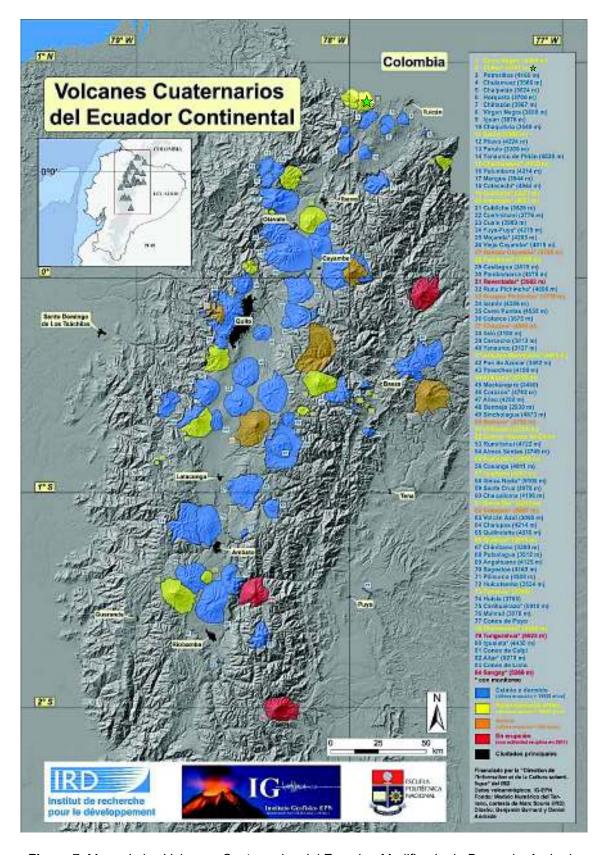
# 2.3. Arco volcánico Cuaternario del Ecuador

Los Andes forma la columna vertebral del continente. El arco volcánico ecuatoriano con una dirección preferencial NNE, de 300 km de largo y 120 km de ancho, está constituido por numerosos estratovolcanes activos o apagados del Cuaternario situado sobre terrenos andesíticos y riolíticos del Plioceno (Hall y Beate, 1991).

En el Ecuador, el volcanismo presenta características muy particulares, tanto en su morfología, como en su geoquímica y en sus estilos eruptivos. Los estratovolcanes de afinidad calco-alcalina y alcalina (Barberi et al., 1988; Bryant et al., 2006; Hall et al, 2008; Hall y Beate, 1991) están caracterizados por una compleja alternancia de lavas básicas a intermedias, domos silícicos y productos piroclásticos que varían en composición, desde dacítica a riolítica (Barberi et al., 1988; Bryant et al., 2006).

En el Ecuador, el volcanismo Cuaternario se extiende desde el límite fronterizo con Colombia al norte, con el ya mencionado Complejo Volcánico *Chiles*-Cerro Negro y termina con el volcán Sangay a los 2,5° S latitud (Figura 7). Los volcanes se encuentran espacialmente separados entre sí alrededor de ~ 20-30 km. Este volcanismo se encuentra distribuido en cuatro filas o zonas semi-paralelas: tenemos volcanes de la zona Sub-Andina (Tras Arco), Cordillera Real, Valle Interandino (Arco Volcánico Principal) y en la cordillera Occidental (Frente Volcánico) (Hall y Beate, 1991). El volcanismo en promedio presenta elevaciones que sobrepasan los 4000 m s.n.m (Hall et al., 2008); siendo el volcán más alto de los Andes Septentrionales el Chimborazo (Hall y Beate, 1991), llegando a los 6268 m s.n.m., según la Tercera Misión Geodésica Francesa realizada en febrero de 2016.

El Mapa de Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental de Bernard y Andrade (2011) sugiere la presencia de al menos 84 volcanes (Figura 7), de los cuales 25 tienen algún grado de actividad reciente. Según su clasificación, se detallan 4 grupos: 59 volcanes extintos o apagados (última erupción >10 000 años); 17 volcanes potencialmente activos (última erupción <10000 años) dentro de los cuales está incluido el volcán *Chiles*; 5 volcanes activos (última erupción <500 años); y 3 volcanes en erupción (en 2011).



**Figura 7.** Mapa de los Volcanes Cuaternarios del Ecuador. Modificado de Bernard y Andrade (2011).

# 2.4. Cordillera Occidental y Frente Volcánico Ecuatoriano

A lo largo de la cordillera Occidental se emplaza el frente volcánico, donde varios edificios volcánicos se construyeron en esta parte occidental del callejón interandino.

# 2.4.1. Basamento de la Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental (CO) del Ecuador, con dirección NNE, se extiende de norte a sur  $(1^{\circ}N - 3^{\circ}S)$  (Aspden y Litherland, 1992). Lateralmente se encuentra limitado por la planicie costera al w y por el Valle Interandino al E, a través del sistema de fallas Pallatanga-Pujilí-Calacalí, bajo un régimen de esfuerzos tectónicos compresionales y transpresionales de componente dextral (Soulas et al., 1991).

Se caracteriza por tener como basamento terrenos alóctonos oceánicos y ofiolíticos producto de acreciones contra el margen occidental de la placa Sudamericana desde el Cretácico tardío (Pallatanga) a Eoceno (Macuchi) (Goossens y Rose, 1973; Hughes y Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Spikings et al., 2005; Vallejo, 2007; Vallejo et al., 2009). A lo largo de su historia evolutiva varios bloques y unidades lito-estratigráficas se han desarrollado (Figura 8).

# 2.4.1.1. Terreno Pallatanga

El complejo plutónico de San Juan-Saloya, forma el basamento de la CO. Características geoquímicas e isotópicas de las escamas máficas y ultramáficas de la Unidad San Juan indican que se derivan de una fuente mantelica tipo OIB, probablemente de edad Cretácico temprano ( $123 \pm 13 \, \text{Ma}$ ) (Cosma et al., 1998; Lapierre et al., 2000).

En el Cretácico medio (90 Ma), se desarrolló la unidad Pallatanga o también conocida como Piñón de la Sierra. Se caracteriza por presentar basaltos oceánicos, de composición desde N-MORB a basalto de plateau oceánico (Hughes y Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Lapierre et al., 2000; Vallejo, 2007; Vallejo et al., 2009), lo que sugiere que Pallatanga nació de una pluma del manto, que podría ser representado por un punto caliente análogo de Galápagos. La acreción de la unidad Pallatanga al borde continental debió ocurrir hace ~75 Ma (Hughes y Pilatasig, 2002; Spikings et al., 2001). Se lo puede encontrar en el borde oriental de la CO y está separada del margen continental por una zona sutura, la falla Calacalí-Pujilí-Pallatanga (Kerr et al., 2002; Vallejo, 2007; Vallejo et al., 2009).

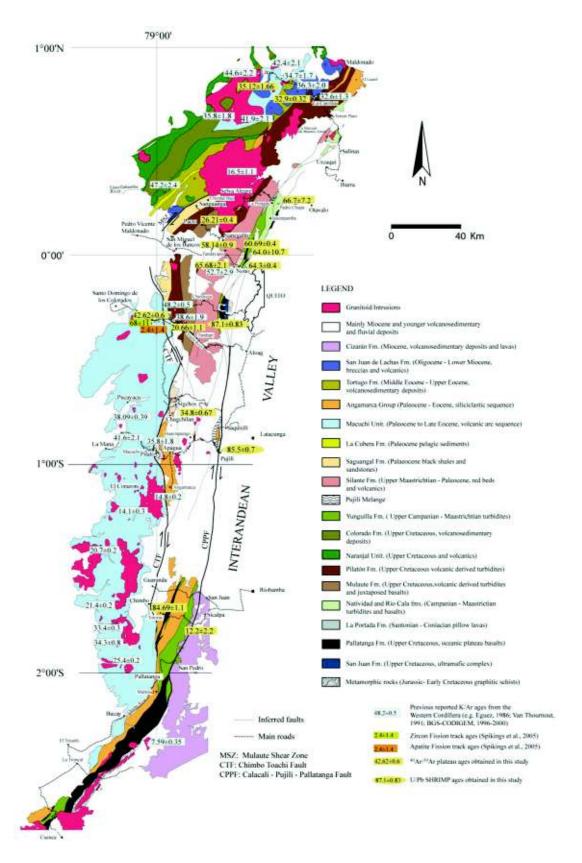


Figura 8. Mapa geológico de la Cordillera Occidental. Tomado de Vallejo (2007).

El Grupo Río Cala está constituido por varias formaciones volcanoclásticas del Cretácico tardío que se depositaron sobre la unidad Pallatanga, incluye lavas de composición básica a intermedia del volcanismo del arco de islas Río Cala y turbiditas volcanoclásticas de la formación Natividad. Las características geoquímicas y petrológicas de las rocas de este grupo corresponden a un arco de islas intraoceánico. Este volcanismo podría provenir de una subducción que buzaba hacia el oeste (Figura 9)(Vallejo, 2007). Este grupo probablemente se formó durante el Campaniano – Mastrichtiano (Cosma et al., 1998; Kerr et al., 2002; Vallejo, 2007; Vallejo et al., 2009).

Las turbiditas de Pilatón, Mulaute y Yunguilla se generaron por erosión de Natividad y Río Cala. Las Unidades Pilatón y Mulaute comprenden secuencias gruesas de escombros ricos en líticos y cristales, areniscas y limolitas turbidíticas derivadas de una fuente volcánica andesítica a basáltica submarina, cuyas edades corresponden a Santoniano y Campaniano respectivamente (Hughes y Pilatasig, 2002). Por otra parte, la unidad Yunguilla se desarrolló en la parte oriental de la CO y consiste en areniscas turbidíticas de grano fino, limolitas y lutitas de aporte continental producto del levantamiento de la Cordillera Real y depositadas sobre la unidad Pallatanga (Spikings et al., 2001). La edad para esta unidad estaría entre el Campaniano tardío – Mastrichtiano (Hughes y Pilatasig, 2002; Jaillard et al., 2004).

La acreción de Pallatanga (~75 Ma) deformó varias de las secuencias mencionadas anteriormente. Luego de esta acreción, el régimen de subducción cambia de sentido y comienza la subducción hacia el este, lo cual dio origen a nuevos depósitos (Figura 9) (Kerr et al., 2002; Vallejo, 2007).

La formación Silante (Tandapi) consiste en basaltos y andesitas porfiríticas, red beds, conglomerados y tobas depositadas en un ambiente terrestre (Vallejo, 2007; Vallejo et al., 2009), derivados de una fuente volcánica andesítica sub-aérea proximal (Hughes y Pilatasig, 2002). La geoquímica de estas rocas indica una afinidad calco-alcalina (arco continental), lo cual contrasta con la afinidad toleítica de las rocas subyacentes del Grupo Rio Cala. La edad de esta formación corresponde al Paleoceno (~65Ma) (Cosma et al., 1998; Hughes y Pilatasig, 2002; Vallejo et al., 2009).

El Grupo Angamarca conformado por las formaciones: Saquisilí, Unacota, Apagua, y Rumi Cruz, corresponde a una secuencia de rocas sedimentarias de areniscas y conglomerados turbidíticos, así como intervalos de calizas (Vallejo, 2007). Dataciones radiométricas dan edades de 37.8 ± 3.5 Ma, lo cual indica que ocurrió desde el Paleoceno y continuó al menos hasta al Eoceno tardío (Hughes y Pilatasig, 2002; Jaillard et al., 2004; Kerr et al., 2002; Vallejo, 2007; Vallejo et al., 2009)

#### 2.4.1.2. "Terreno" Macuchi

La unidad Macuchi constituye la parte occidental de la CO expuesta entre 0° y 2°30' S, se compone principalmente por depósitos volcanoclásticos y siliciclásticos de arco submarino, intercalados con pillow lavas e intrusiones menores de basaltos a basaltoandesitas. Varios estudios geoquímicos han llevado a la conclusión que las rocas de esta unidad corresponden a un arco de isla (toleitas volcánicas) (Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002). El arco Macuchi probablemente representa la continuación del arco Silante (Boland et al., 2000; Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007; Vallejo et al., 2009), y que se desarrolló durante el Eoceno.

La unidad Naranjal se la encuentra al W de la Falla Toachi hacia el margen occidental de la CO y solo entre 0° y 1° N. Esta unidad presenta una secuencia de pillow basaltos, lavas masivas desde basálticas a andesíticas y también intrusiones (Kerr et al., 2002). La geoquímica de estas rocas indica dos tipos de afinidad: los basaltos corresponden a un plateau oceánico referido como Plateau Naranjal, mientras que el otro grupo exhibe firmas químicas de toleitas de arco de islas referido como Arco Naranjal (Kerr et al., 2002; Vallejo, 2007). La falla Canande separa estas afinidades, colocando plateau oceánico al W y arco de isla al E. La edad asignada para la unidad Naranjal es de Mastrichtiano (Kerr et al., 2002).

Por otro lado, la acreción de los bloques Naranjal y Macuchi contra el continente (Figura 9) sugiere un emplazamiento oblicuo desde el suroeste. La acreción del arco Naranjal probablemente ocurrió durante el Eoceno temprano hasta inicios del Eoceno medio. Mientras hacia el sur el cierre de Macuchi se dio en el Eoceno tardío, a lo largo de la zona de cizalla Chimbo-Toachi, el mismo que constituye el límite oriental de los bloques anteriormente mencionados (Kerr et al., 2002; Spikings et al., 2001).

Finalmente, depósitos volcánicos de la formación San Juan de Lachas se desarrolla durante el Oligoceno-Mioceno en la parte norte de la CO. Se caracteriza por presentar series de lavas andesíticas y brechas, aflorando a lo largo del camino Salinas-Lita entre los valles de la Carolina y Parambas. La geoquímica de las lavas andesíticas muestra una afinidad calco-alcalina lo que corresponde a un arco continental (Chulde, 2014; Vallejo, 2007).

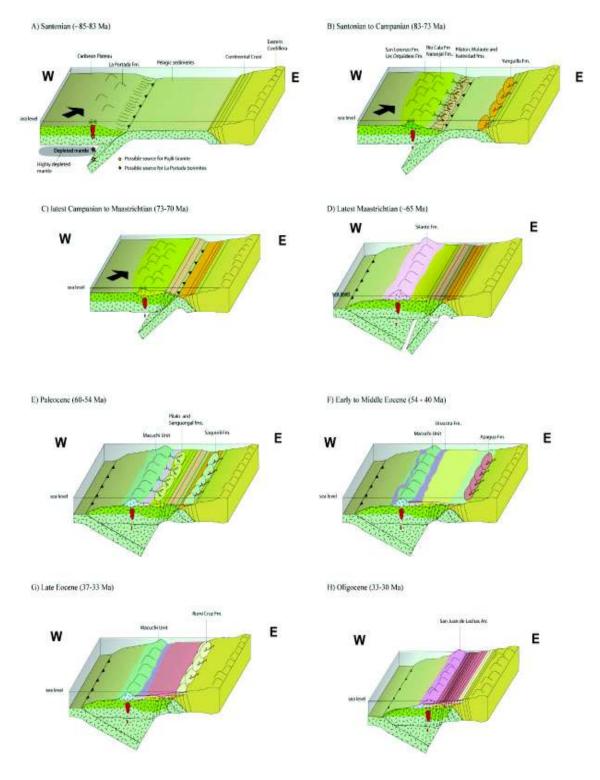


Figura 9. Evolución de la Cordillera Occidental en Ecuador. Tomado de Vallejo (2007).

## 2.4.1.3. Secuencias del Plioceno

En el Plioceno varios depósitos volcánicos cubren la cadena montañosa estableciendo la base del arco volcánico actual en la CO y en general de toda la Sierra ecuatoriana.

Son los depósitos de las formaciones Pisayambo al N y Tarqui al S y sus equivalentes contemporáneos los que dan forma en gran parte a los rasgos topográficos (Hall & Beate, 1991, Winkler et al., 2005). Probablemente pertenecen a un mismo volcanismo que se manifestó desde Loja al S hasta Colombia la N y cuya edad estaría en el intervalo de 6-4 Ma (Hall & Beate, 1991).

La formación Pisayambo está constituida por una secuencia gruesa de lavas y materiales piroclásticos, suavemente inclinados, pero no plegados, que cubren la cordillera sin presentarse claramente su fuente de emisión. La formación Pisayambo y sus equivalentes comprenden todas las secuencias volcánicas que afloran sobre las crestas de las Cordilleras (más las facies distales en el Valle Interandino) y tienen una edad post-plegamiento (<7 Ma), y también preceden a la formación del Valle Interandino. En cuánto a su petrografía, se aprecia que andesitas piroxénicas, a veces con anfíbol predominan en la CO. Durante el Plioceno la erosión fluvial cortó numerosos valles en las mesetas volcánicas de Pisayambo (Hall & Beate, 1991).

## 2.4.2. Frente volcánico

A lo largo de la Cordillera Occidental se encuentra el Frente Volcánico correspondiente a la primera fila de volcanes de W a E, del cual forma parte el volcán Chiles. La cobertura volcánica se extiende a lo largo de 360 km y 30-40 km de ancho, comienza en el N con el Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro y termina con el volcán Chimborazo al S. Las elevaciones de los volcanes alcanzan 4500-5000 m; sin embargo, el Chimborazo llega a 6268 m s.n.m. Los centros volcánicos se encuentran distanciados sistemáticamente 30-35 km entre sí, especialmente en su parte central (Hall et al., 2008; Hall & Beate, 1991).

La actividad del Pleistoceno tardío y Holoceno de muchos de estos centros volcánicos ha sido andesítica a/o dacítica en composición. Posteriormente a la actividad Pleistocénica, le siguió una fase de construcción de estratovolcanes de 10-20 km de ancho compuestos principalmente de andesita de bajo sílice. Morfológicamente lo centros están compuestos por conos con calderas de aprox. 2 a 3 km de diámetro. La composición química de rocas jóvenes (<10 ka) están dentro del rango 60-66% SiO<sub>2</sub> y 0.9-1.5% k<sub>2</sub>O (Hall et al., 2008; Hall & Beate, 1991).

Respecto a la edad, productos datados de los estratovolcanes exhiben edades cuaternarias no más viejas que 1.3 Ma. La evidencia geomorfológica sugiere un rango

de edad contemporáneo para todos los otros edificios sin datar del Frente Volcánico. La parte superior del basamento volcánico ha sido datada en las áreas de Chiles y Quilotoa, revelando una edad de Mioceno Tardío-Plioceno Temprano (4-6 Ma) (Barberi et al., 1988). Adicionalmente actividad histórica y precolombina está ejemplificada por grandes erupciones como las ocurridas hace 800 años AP en el Quilotoa, 2300 – 2400 <sup>14</sup>C años AP para Pululahua y Ninahuilca, y 2900-3000 <sup>14</sup>C años AP para Cuicocha, caracterizadas por amplias caídas de ceniza y flujos de ceniza cubriendo superficies de 10<sup>3</sup> a >10<sup>6</sup> km², las mismas que afectaron a culturas indígenas tempranas (Hall et al., 2008).

# 2.5. Glaciaciones en el Ecuador durante el Cuaternario

Las Glaciaciones en el territorio ecuatoriano marcan eventos importantes sobre la morfología del terreno. Varios estudios se han realizado en el país sobre glaciaciones. Los trabajos de Clapperton (1983, 1986, 1990, 1993), Clapperton & McEwan (1985), Clapperton & Vera (1986) y Schubert & Clapperton (1990), han determinado varios períodos convencionales de glaciación durante el Neógeno y Cuaternario (ver Tabla 1).

En los Andes ecuatorianos se puede encontrar evidencia de la última glaciación (morrenas terminales) por encima de los 3400 m s.n.m. Sin embargo, depósitos y rasgos geomorfológicos asociados a otras etapas glaciares anteriores, como depósitos de till glaciar y bloques con estrías se puede encontrar entre los 3600 y 3000 m (Schubert & Clapperton, 1990)

En el Ecuador la superficie cubierta de hielo durante la última glaciación (33-14 ka) fue de ~ 987 km² en la Cordillera Occidental y de ~ 1063 km² en la Cordillera Real (Schubert & Clapperton, 1990). Por otro lado, depósitos relacionados a etapas tempranas de glaciación no han sido encontrados, ya sea debido a que fueron enterrados por depósitos del volcanismo cuaternario, removilizados y/o erosionados, o también debido a que las montañas no eran lo suficientemente altas como para crear y albergar las grandes masas de hielo (Clapperton, 1986).

Los períodos glaciares ocurridos en Sudamérica desde el Plioceno se encuentran resumidos en la Tabla 1.

**Tabla 1.** Etapas glaciares en los Andes Ecuatorianos. Resumido de Clapperton y Vera (1986).

Etapa Glaciar		Edad (AP)	Picos	Limite altitudinal (m)
Neo - Glaciar		5 000 - presente	Pequeña edad del hielo: Siglos 14 - 19	4100-4800
			3 000 - 1 800	3900-4600
Tardi - Glaciar	European upper Dryas chron	12 000 - 10 000		3800-4400
Maxi - Glaciar		> 33 000 - 14 000	34 000 – 27 000	3000-3900
			20 000 - 18 000	
			16 000 - 14 000	
Ultimo intervalo glaciar máximo temprano a medio		80 000 - 36 000		2900-3800
Penúltima glaciación		> 170 000 - 110 000		
Pre - penúltima glaciación		< 1,8 M		
Glaciación Pre - Pleistoceno		< 5 - 1,8 M	3,5 M	

# **CAPÍTULO 3**

# 3. Geología del Volcán Chiles

En este capítulo se describe características y rasgos estructurales generales de la zona de estudio, así también se presenta las diferentes unidades estratigráficas y sus litologías, las cuales han sido cartografiadas y representadas en el mapa geológico 1:25 000 del área de estudio. Para determinar la geología en el volcán Chiles se hicieron varias campañas de campo, complementadas por la interpretación de fotos aéreas, imágenes satelitales y modelos digitales de elevación (DEM).

# 3.1. Rasgos Tectónicos

# 3.1.1. Fallas y Lineamientos principales

Varias fallas se localizan en los alrededores de la zona de estudio, tanto en el territorio ecuatoriano como en territorio colombiano (Figura 10). La morfología local está controlada por un grupo de varias fallas inversas y transcurrentes dextrales con componente inverso que siguen una tendencia NNE-SSW, las cuales se encuentran controladas por la cinemática regional de los Andes ecuatorianos (i.e. fallas Cauca-Patía/Pallatanga-Calacalí y Romeral/Peltetec) (Egüez et al., 2003; Sierra, 2015). A continuación, se menciona algunas de las principales fallas alrededor de la zona de estudio:

#### Falla Cauca-Patía

Gran sistema sinestral colombiano preferentemente con tendencia NNE que corre paralelo a lo largo de la cresta de la Cordillera Occidental y se extiende hasta el norte de Medellín en Colombia (Soulas et al., 1991). En la zona de estudio no aflora en superficie ya que se encuentra cubierta por unidades del Cuaternario. Aparentemente atraviesa entre los volcanes Chiles y Cerro Negro (Geotermica Italiana SRL & INECEL, 1982), y proveería de zonas de debilidad para facilitar el ascenso de magma. De gran extensión longitudinal, en el área, el movimiento corresponde a un desplazamiento sinestral sin componente vertical a una tasa de <1 mm/año (Ego et al., 1995; Soulas et al., 1991).

#### Falla San Isidro

Es una estructura con una tendencia NE-SW, que corresponde a la prolongación en el territorio ecuatoriano del sistema de fallas Cauca-Patía que es parte del sistema de fallas Romeral en Colombia. Desplaza morrenas glaciares del Pleistoceno tardío y otros depósitos Cuaternarios. Presenta una longitud de ~11,7 km y un rumbo aproximado N36°E±5° con buzamiento y ángulo desconocido. El movimiento probablemente corresponde a una falla transcurrente dextral, y se desplaza aproximadamente 0,2-1,0 mm/año y su última actividad se produjo en el Holoceno y postglacial (< 15 Ka) (Egüez et al., 2003).

#### **Falla Guachucal**

Es una estructura con una tendencia NE-SW, que corre a pocos km al E de Tufiño y define el límite de los basamentos oceánico y continental. Corresponde a la continuación sur del sistema de fallas Silvia- Pijao y Cauca-Almaguer que es parte del sistema Romeral de Colombia (París et al., 2000). Se distingue como una estructura activa que limita los depósitos de vulcanismo antiguo al oriente, de los más recientes al occidente (Velandia et al., 2008). Desplaza morrenas glaciares del Pleistoceno tardío y otros depósitos Cuaternarios. Con una extensión longitudinal de 35 km, presenta un buzamiento alto hacia el E. El movimiento probablemente es de tipo transcurrente dextral con componente inversa y de igual manera presentaría actividad durante el Holoceno y postglacial (Alvarado, 2012; Egüez et al., 2003; París et al., 2000).

# Falla El Ángel

Es una estructura con una tendencia NE-SW, que corresponde a la prolongación en el territorio ecuatoriano del sistema de fallas Romeral de Colombia. Desplaza morrenas glaciares del Pleistoceno tardío y otros depósitos Cuaternarios. Presenta una longitud de ~26,3 km, con un rumbo aproximado N43°E±3° y buzamiento hacia el NW con un ángulo desconocido. El movimiento probablemente corresponde a una falla inversa transcurrente dextral, se desplaza aproximadamente <1 mm/año y su última actividad se produjo en el Holoceno y postglacial (< 15 Ka) (Egüez et al., 2003).

#### Falla Piedrancha- Carolina

Es una estructura con una tendencia NE-SW, que se localiza en la parte SW de Colombia al occidente de la ciudad de Pasto y se cree se extiende hacia el sur, en el territorio ecuatoriano. La falla pone en contacto las rocas Cretácicas oceánicas del O contra las rocas volcánicas Cenozoicas del E. Presenta una longitud de ~81 km, con un

rumbo promedio N38°E±14° y buzamiento hacia el E o vertical. El movimiento probablemente corresponde a una falla transcurrente dextral, y se desplaza aproximadamente <0.2 mm/año y su última actividad se produjo en el Cuaternario <1.6 Ma (Paris et al., 2000).

#### Falla Pupuelán

Es una estructura con una tendencia NE-SW, que corresponde a una prolongación en el territorio ecuatoriano del sistema de fallas Cauca-Patía de Colombia, se localiza al sur del área de estudio. El movimiento probablemente corresponde a una falla transcurrente dextral con componente inverso, la cual estaría activa y presenta una longitud de ~15 km (Alvarado, 2012).

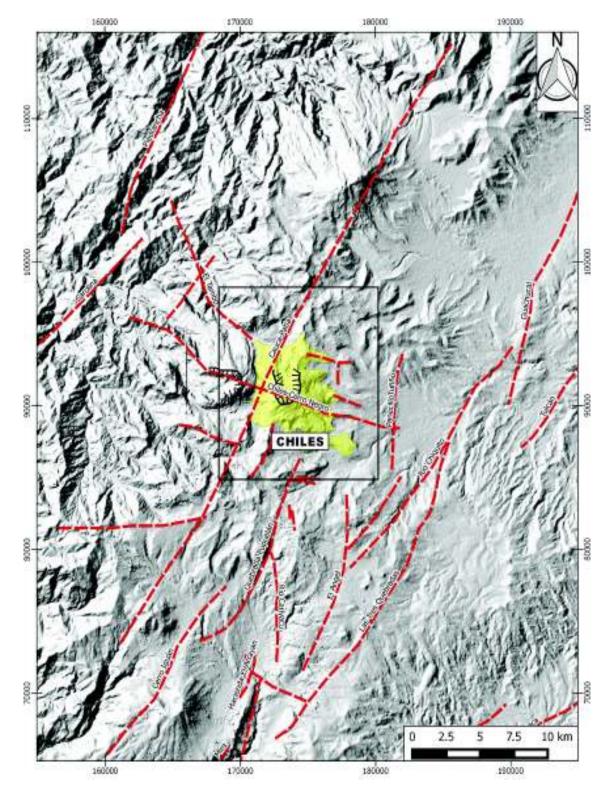
Así también en el área de estudio se tiene evidencia de algunas fallas y lineamientos con tendencia WNW-ESE a NW-SE, las mismas que se pueden apreciar en imágenes aéreas, imágenes satelitales y DEM como estructuras cortas y que generalmente se encuentran cubiertos por depósitos glaciares. Entre los más importantes tenemos:

#### Falla El Tambo

Es una estructura que presenta un rumbo NW-SE, ubicándose hacia la parte norte y noroccidental del volcán Chiles, cruzándose con las tendencias NNE mencionadas anteriormente. El movimiento probablemente corresponde a una falla transcurrente dextral, la cual estaría activa (INGEOMINAS, 2015). Presenta una longitud de ~13 km.

#### **Falla Chiles-Cerro Negro**

Lineamiento importante con una tendencia WNW-ESE, que se puede apreciar atravesando los edificios volcánicos Chiles y Cerro Negro y llegando hasta el domo Panecillo de Tufiño. De igual manera estaría cruzándose con las tendencias preferenciales NNE. Presenta una longitud de ~20 km, sin presentar una tendencia clara de movimiento (Geotermica Italiana SRL & INECEL, 1982).



**Figura 10:** Principales fallas y lineamientos en la región del volcán Chiles (Eguez et al., 2003; Alvarado, 2012; INGEOMINAS, 2015).

# 3.2. Marco Geológico local

# 3.2.1. Basamento geológico en la región del Volcán Chiles

La litología del basamento en el volcán Chiles no es fácilmente discernible, ya que el mismo no aflora en la zona de estudio. De igual modo, en las muestras recolectadas no se ha encontrado xenolitos del basamento. Por otro lado, en el pozo exploratorio "PGT-1" (UTM 178260 / 89450) realizado en 2009 por parte del Ministerio de Electricidad y Energía Renovable (MEER) durante las investigaciones y los estudios geotérmicos, en al menos 550 m de perforación no se logró encontrar vestigios pertenecientes al correspondiente basamento Cretácico - Paleógeno (Figura 16).

El basamento correspondiente a la CO descrito en el capítulo anterior se caracteriza por corresponder a terrenos oceánicos y ofiolíticos alóctonos acrecionados contra el margen occidental de la placa Sur Americana desde el Cretácico tardío (evento Pallatanga, ~75 Ma) a Eoceno (evento Macuchi, ~35 Ma).

En base a características de zonas aledañas, se atribuye al Grupo Río Cala como el basamento correspondiente al área de estudio, con una edad del Campaniano – Mastrichtiano (Cosma et al., 1998; Kerr et al., 2002; Vallejo, 2007; Vallejo, et al., 2009).

Posteriormente sobreyacen los productos de la unidad Naranjal cuya acreción contra el continente probablemente ocurrió durante el Eoceno (Kerr et al., 2002; Spikings et al., 2001). A continuación, se produce la depositación de la formación San Juan de Lachas durante el Oligoceno y que posiblemente siguió hasta el Mioceno (Chulde, 2014; Vallejo, 2007).

El Volcanismo Mio-Pliocénico constituye el substrato sobre el cual se ha construido el volcanismo cuaternario. Los volcánicos Mio-Pliocénicos sobreyacen en discordancia angular al basamento descrito anteriormente (Hall et al., 2008). Se encuentra constituido por potentes flujos de lava andesítica y brechas volcánicas, depósitos de tobas, laháres, volcanoclastos retrabajados, sin presentarse claramente las fuentes de emisión. En cuanto a su petrografía se ve que andesitas con dos piroxenos predominan, aunque también se encuentran rocas más diferenciadas hasta dacitas (Hall & Beate, 1991). En el pozo exploratorio PGT-1 realizado por el MEER y analizado por Chancusig (2017), fue posible identificar productos volcánicos Mio-Pliocenicos (Pre-Chiles), los mismos que se registran desde los 3420 m s.n.m. hasta los 2991 m s.n.m., en un espesor total de 431 m al final del pozo. También se los puede encontrar en las periferias del volcán Chiles, aflorando principalmente al lado SW en el sector del Azuay y Cerro del Medio, y en la parte Norte a lo largo de la carretera La Cortadera - La Puerta (Figura 11).

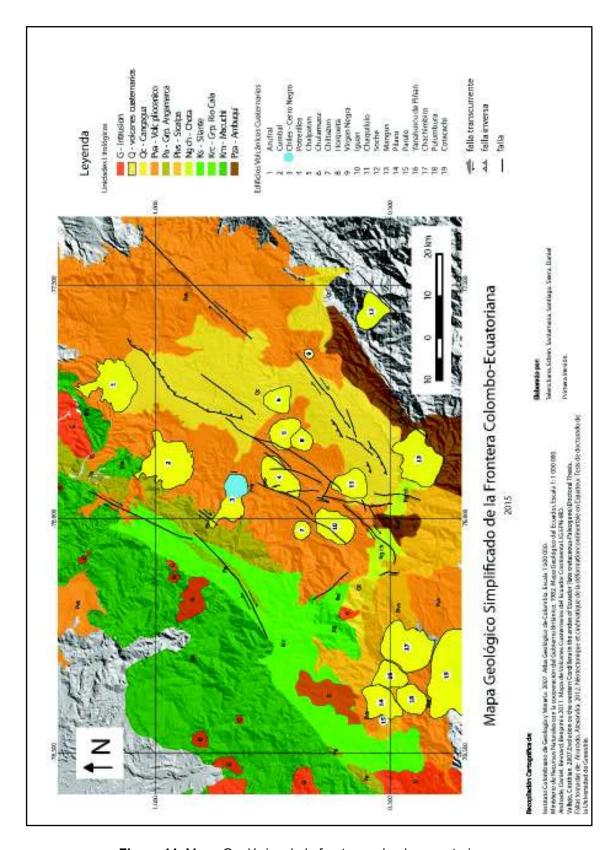


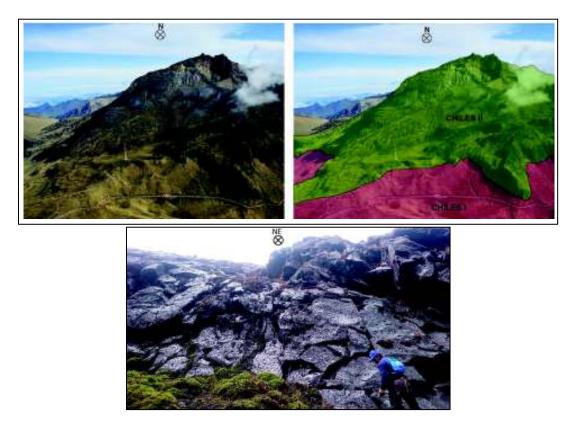
Figura 11. Mapa Geológico de la frontera colombo-ecuatoriana.

# 3.2.2. Descripción unidades litológicas del Volcán Chiles

Morfológicamente el Volcán Chiles posee principalmente flujos de lava que se distribuyen de forma radial y que destacan en la configuración actual de su edificio, los cuales le dan forma de un estratovolcán. Estos productos volcánicos han sido afectados por un intenso grado de erosión glaciar, que corresponde al principal agente erosivo; adicionalmente, las fuertes lluvias y vientos que ocurren en la zona también han influido como factores erosivos. También hacia la parte N del edificio se aprecia una gran cicatriz de deslizamiento, el cual es posterior a la formación de los flujos de lava.

En base a las observaciones realizadas en campo y a partir de las edades obtenidas (ver Tabla 4), el volcán Chiles tiene sus inicios hace aproximadamente 600 ka y es posible indicar que el volcán ha tenido al menos dos fases de evolución, presentando características bastante similares entre sí; sin embargo, se encuentran separadas por un período de relativa calma de alrededor de unos 200 ky.

A continuación, se procederá a describir las diferentes unidades que se pueden encontrar en el volcán Chiles, CHILES I o edificio basal y CHILES II o edificio joven principal (Figura 12a), siguiendo el orden de evolución estructural:



**Figura 12.** Arriba: visto desde el S se distingue las unidades mayores del volcán Chiles, CHILES I y CHILES II (Foto: Patricio Ramón, IG-EPN; 30 de octubre de 2014). Abajo se aprecia un potente flujo de lava andesítico de Chil-2b (UTM: 18N 173488 / 89498).

#### 3.2.2.1. Unidad CHILES I o edificio basal

El edificio basal se encuentra aflorando en las partes bajas y periféricas del edificio, sobreyaciendo el basamento volcánico del Mio-Plioceno. Se caracteriza por presentar lavas de composición tipo andesitas basálticas hasta riodacitas, las cuales, con relieves suaves, presentan pendientes generalmente menores a 20°. Sus dimensiones aproximadas son 8 km en sentido N-S y 7 km en sentido E-W; los flujos de lava más extensos se encuentran hacia los flancos N y SE. Al N se encuentra limitado por el cauce del Río Blanco; al S se encuentra limitado por el flujo del Artezón; hacia el lado oriental se encuentran cubiertos por pequeñas capas de suelo y cortados por valles y depósitos glaciares (morrenas); por el lado occidental los flujos de lava chocan contra la pared oriental del volcán Cerro Negro (ver Mapa Geológico).

Los flujos de lava han sufrido inversión topográfica debido a la erosión glaciar. La cobertura morrénica y otros depósitos recientes impiden observar el contacto con el basamento del Mio-Plioceno.

Mediante dataciones radiométricas y análisis químico (ver Capitulo 4), se pudo establecer al menos tres sub-unidades, que se desarrollaron entre 600 y 200 ky.

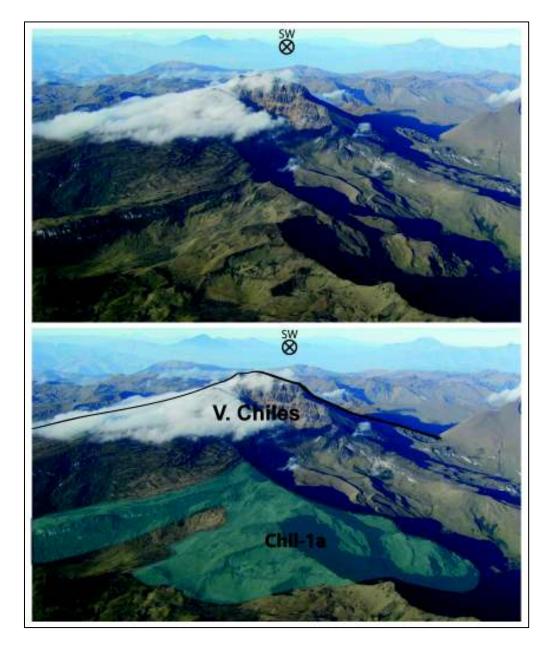
#### 3.2.2.1.1. Chiles 1 basal (Chil-1a)

Sus afloramientos se encuentran principalmente hacia la zona N del volcán, donde los flujos de lava alcanzaron una longitud menor a 4 km y se los puede apreciar principalmente a través de la carretera La Puerta - Cortadero (p.e.: CCN-ET15-205, UTM 174760 / 93827) (Figura 13).

La litología de esta sub-unidad, corresponde principalmente a andesitas con dos piroxenos (55 – 61 SiO<sub>2</sub> wt. %). Son flujos de lava potentes y masivos, porfiríticos de color gris oscuro. Sus fenocristales (<25 %) son principalmente plagioclasas, ortopiroxeno, poco anfíbol (hornblenda). Algunos presentan trazas de olivino. La matriz consiste de abundante vidrio y microlitos (75%). Los flujos de lava muestran oxidación como su principal alteración, y, relativamente, su magnetismo es de moderado a fuerte. La sub-unidad presenta una disposición sub-horizontal en las partes distales y una pendiente <10° hacia sus partes proximales.

Los flujos alcanzan un espesor menor a 200 m en superficie y hacia el tope se encuentran en contacto discordante subyaciendo depósitos más recientes.

Una muestra de lava datada arrojó una edad K/Ar de 572 ± 5 ka (ver Tabla 4). Por tal razón, la primera fase de construcción del edificio tuvo lugar durante la parte inferior del Pleistoceno Medio.



**Figura 13.** Flujos de lava del Chil-1a hacia el flanco Norte – Sector La Puerta (Foto: INGEOMINAS, sobrevuelo 1 de agosto de 2010).

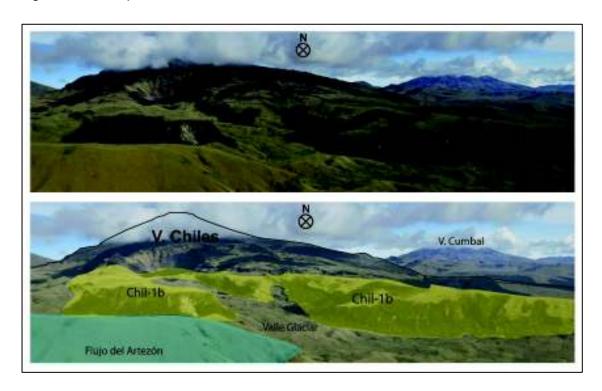
# 3.2.2.1.2. Chiles 1 medio (Chil-1b)

Sus afloramientos se encuentran principalmente hacia la zona S y SE del volcán, donde los flujos de lava alcanzaron una longitud máxima de 6 km y se los puede observar en la carretera Tufiño – Maldonado en el sector conocido como cueva de El Botas (p.e.: CCN-ET15-029, UTM 18N 174688 / 88210), (Figura 14).

La litología de esta sub-unidad, presenta desde andesitas ácidas hasta dacitas (63-65 SiO $_2$  wt. %). Son flujos de lava potentes y masivos, porfiríticos de color gris oscuro a gris. Sus fenocristales (20-25 %) son principalmente plagioclasas, orto y clinopiroxeno, anfíbol (hornblenda), cuarzo, biotita y algunas presentan trazas de olivino. Los flujos de lava muestran oxidación como su principal alteración, y, relativamente, su magnetismo es moderado. Esta sub-unidad exhibe una disposición sub-horizontal en las partes distales y una pendiente menor a  $10^{\circ}$  hacia sus partes proximales.

Los flujos de lava alcanzan espesores menores a 200 m en superficie y hacia el tope se encuentran sobreyacidos por depósitos más recientes de suelo.

La edad obtenida de 397 ± 41 ka para una lava datada mediante K/Ar (CELEC y ISAGEM, 2015) (ver Tabla 4), sugiere que esta fase de construcción del edificio tuvo lugar durante la parte media del Pleistoceno Medio.



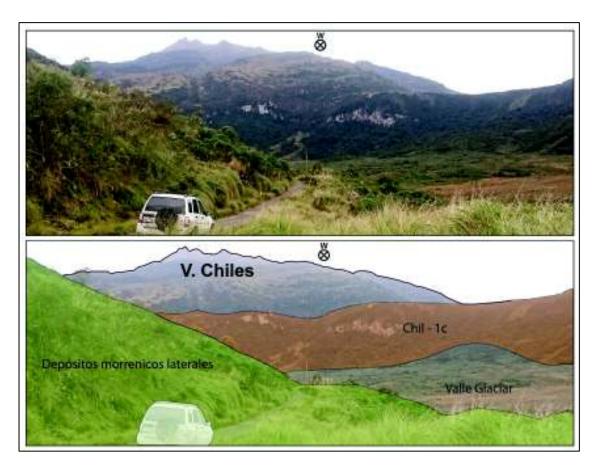
**Figura 14.** Visto desde el lado suroriental, en color amarillo se marca los flujos de lava de la sub-unidad Chil-1b, en el costado derecho al fondo se aprecia el volcán Cumbal (Foto: Patricio Ramón, IG-EPN; 30 de octubre de 2014).

## 3.2.2.1.3. Chiles 1 superior (Chil-1c)

Dentro de la unidad CHILES I, una tercera serie de flujos de lava es reconocible. Los afloramientos de esta sub-unidad se encuentran ubicados hacia el sector E del edificio, donde los flujos de lava alcanzan una longitud máxima de 4 km y también muestran

inversión topográfica. Se los puede observar en las crestas N y S que rodean el valle de Aguas Hediondas (p.e.: CCN-BB14-003, UTM 176520 / 89583) (Figura 15), y también hacia el flanco W del edificio.

La litología de esta sub-unidad, corresponde principalmente de riodacitas (68-70  $SiO_2$  wt. %). Son flujos de lava potentes y masivos, porfiríticos de color gris a gris rosado. Sus fenocristales (<25 %) son principalmente plagioclasas, anfíbol (hornblenda), clinopiroxeno, cuarzo y biotita. Los flujos de lava muestran oxidación bandeada y en fracturas como su principal alteración, y, relativamente, su magnetismo es leve a moderado. Presentan una disposición sub-horizontal en las partes distales y no es posible observar en sus partes proximales dado que se encuentra cubiertos por nuevos flujos de lava de la unidad CHILES II.



**Figura 15.** Visto desde el lado oriental, en la carretera hacia Aguas Hediondas, en color rojo se marca los flujos de lava de la sub-unidad Chil-1c (UTM: 18N 178261 / 89467).

La base de la sub-unidad no aflora, estaría en contacto discordante sobreyaciendo las subunidades Chil-1a y 1b hacia el lado N y SE respectivamente. Los flujos de lava alcanzan al menos 150 m de espesor en superficie y hacia el tope se encuentran cubiertos por de suelo con vegetación.

La edad obtenida de 271 ± 81 ka para una lava datada mediante K/Ar (CELEC e ISAGEM, 2015) (ver Tabla 4), sugiere que esta fase de construcción del edificio tuvo lugar durante la parte superior del Pleistoceno Medio.

# 3.2.2.2. Unidad CHILES II

Sobre el edificio basal, una segunda fase extrusiva de lavas más jóvenes y otros productos volcánicos se levanta, los cuales le dan la configuración de estratovolcán y cubren un área de aproximadamente 15 km². Se caracteriza por presentar potentes lavas de composición desde andesitas hasta riolitas, que se distribuyen de forma radial y se habrían depositado tras un largo periodo de inactividad sobre la fuertemente erosionada unidad CHILES I. Este nuevo grupo de lavas se encuentra mejor preservado de la erosión glaciar, no presentan inversión topográfica como las lavas de la unidad anterior. Presentan pendientes que varían de 10-20° en las partes bajas y generalmente alcanzan 40° en las partes altas del cono.

En algunas de estas lavas es posible apreciar diaclasamiento columnar, así también es posible observar fracturas que están cortando los flujos de lava (Figura 16b). Se extienden aproximadamente 4 km en sentido N-S y unos 5 km en sentido E-W, los flujos de lava más extensos se encuentran hacia los flancos E y SE. Al N no es posible determinar sus límites, dado que se encuentran ausentes debido a la cicatriz de deslizamiento que presenta esa zona. Al S los flujos alcanzan la carretera Tufiño-Maldonado, hacia el lado E llegan a la parte alta de Aguas Hediondas, y por el lado W éstas también chocan contra la pared oriental del volcán Cerro Negro (ver Mapa Geológico).

Mediante dataciones radiométricas y análisis químico (ver Tabla 4), se puede establecer al menos tres sub-unidades, las mismas que se desarrollaron en un periodo 75-20 ka.

#### 3.2.2.2.1. Chiles 2 basal (Chil-2a)

Esta sub-unidad, abarca un grupo de flujos de lava cuyos afloramientos están distribuidos radialmente alrededor de los flancos SW, S y SE del cono, y presentan longitudes menores a los 4 km.

La litología de esta sub-unidad, corresponde principalmente a andesitas y andesitas con dos piroxenos (59-63 SiO<sub>2</sub> wt. %). Los flujos de lava son potentes y masivos, aunque en algunas ocasiones se puede observar pequeñas vesículas en la roca.

Una muestra de lava datada arrojó una edad K/Ar de 57 ± 16 ka (CELEC e ISAGEN, 2015) (ver Tabla 4), lo que sugiere que esta fase de construcción del edificio tuvo lugar durante la parte media del Pleistoceno Superior.

Hacia el lado SW se depositó un grupo de lavas que alcanzaron una longitud de ~3.5 km. Se lo puede observar en la carretera Tufiño – Maldonado, en el sector conocido como Cueva del Diablo (p.e.: CCN-BB14-014, UTM 171652 / 88561). Los flujos de lava se caracterizan por ser porfiríticos de color gris oscuro a negro, algunas con disyunción columnar (Figura 16b). Sus fenocristales (<20 %) son principalmente plagioclasas, ortopiroxeno, y olivino, en algunos casos trazas de hornblenda. Las lavas muestran oxidación superficial y en microfracturas, y, relativamente, su magnetismo es de leve a moderado. Los flujos presentan una disposición con pendientes de <5º en las partes distales y una pendiente <10º hacia sus partes proximales.



**Figura 16.** En la izquierda flujos de lava andesíticos, en el sector conocido como la cueva del Diablo, parte suroeste del volcán (UTM: 18N 171186 / 89694). En la imagen derecha se puede observar disyunción columnar en las lavas (UTM: 18N 171652 / 88561).

Otros flujos de lava se depositaron hacia el lado SE, donde alcanzaron una longitud ~2 km y se los puede observar en la carretera Tufiño – Maldonado en el sector de El Botas (p.e: CCN-BB14-016, UTM 175136 / 89167) (Figura 17). Los flujos de lava se caracterizan por ser porfiríticos de color gris a gris oscuro, sin embargo, estos no presentan disyunción columnar en los afloramientos. Sus fenocristales (<15 %) son principalmente plagioclasas, ortopiroxeno, anfíbol (hornblenda) y trazas de olivino. Los flujos de lava muestran oxidación superficial como su principal alteración, y

relativamente su magnetismo es de moderado a leve. Presentan una disposición subhorizontal en las partes distales y una pendiente menor a 20º hacia sus partes proximales.

En general se puede observar como esta sub-unidad de lavas se encuentra sobreyaciendo a lavas de la unidad CHILES I, las que han sido afectadas por la erosión glaciar. Alcanzan un espesor menor a 20 m en superficie y hacia el tope se encuentran sobreyacidos por depósitos de flujos de lava más recientes y en otras zonas por capas de suelo no muy potentes o por vegetación.



**Figura 17.** Flujos de lava andesíticos en el sector de El Botas, parte suroriental del volcán Chiles (UTM- 18N 175109 / 88270).

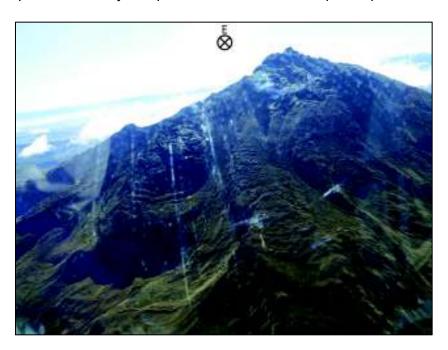
## 3.2.2.2.2. Chiles 2 medio (Chli-2b)

Este segundo grupo de flujos de lava desciende de forma radial por los flancos del volcán originados desde un cráter central en la parte alta y alcanzan una longitud <2.5 km. Los afloramientos de esta sub-unidad se encuentran alrededor de casi todos los flancos del cono.

La litología corresponde principalmente a dacitas (63-67 SiO<sub>2</sub> wt. %). Los flujos de lava son potentes y masivos, aunque en algunas ocasiones se puede observar pequeñas vesículas producto de los gases atrapados.

Las dataciones radiométricas mediante el método K/Ar para algunas lavas de esta subunidad (ver Tabla 4), dan como resultado CCN-ET14-016 =  $53 \pm 3$  ka y CCN-ET15-055 =  $50 \pm 5$  ka, los cuales sugieren que esta parte de construcción del edificio también tuvo lugar durante la parte media del Pleistoceno Superior.

Hacia el lado W descendieron varios flujos de lava desde la cumbre, donde los mismos alcanzaron una longitud ~2 km y chocaron contra el flanco oriental del volcán Cerro Negro (p.e.: CCN-ET16-002, UTM 171699 / 91172) (Figura 18). Las lavas se caracterizan por ser porfiríticas de color gris. Sus fenocristales (<20%) son principalmente plagioclasas, anfíbol (hornblenda), cuarzo, trazas de piroxeno y olivino. Los flujos de lava muestran oxidación superficial como su principal alteración, y, relativamente, su magnetismo es moderado. Presentan una disposición con pendientes <15° en las partes distales y una pendiente <30° hacia sus partes proximales.



**Figura 18.** Flujos de lava dacíticos que descendieron por el flanco occidental del volcán (Foto: Patricio Ramón, IG-EPN; 30 de octubre de 2014).

Uno de los flujos de lava datados se encuentra en el lado S del edificio, en las cercanías al refugio del volcán y alcanzó una longitud de ~1 km (p.e.: CCN-ET15-055, UTM 172624 / 89221) (Figura 19). Son lavas de composición andesítica que se caracterizan por ser porfiríticas de color gris oscuro a negro. Sus fenocristales (<15 %) son principalmente

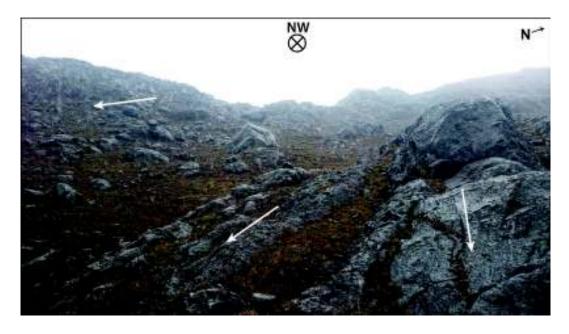
plagioclasas, clino y ortopiroxeno, anfíbol (hornblenda) y trazas de olivino. Los flujos de lava muestran oxidación como su principal alteración, y, relativamente, su magnetismo es de leve a moderado. Los flujos presentan una disposición con pendientes <10° en las partes distales y una pendiente <20° hacia sus partes proximales.



**Figura 19.** Arriba flujo de lava andesítico en su parte inicial, que descendió hacia la parte sur del volcán Chiles (UTM: 18N 173183 / 89527). En la imagen inferior, parte terminal del mismo flujo en el sector del refugio (UTM: 18N 172587 / 89155).

Flujos de lava de esta sub-unidad también se pueden observar en el lado SE, donde alcanzaron una longitud de menor a 2 km (p.e.: CCN-ET16-040, UTM 174327 / 89900) (Figura 20). Las lavas se caracterizan por ser porfiríticas de color gris. Sus fenocristales (<25 %) son principalmente plagioclasas, piroxeno, anfíbol (hornblenda) y trazas de biotita y cuarzo. Los flujos de lava muestran oxidación como su principal alteración, y

relativamente su magnetismo es de leve a moderado. Los flujos presentan una disposición casi subhorizontal en las partes distales y una pendiente <20° hacia sus partes proximales.



**Figura 20.** Flujo de lava dacíticos que descendió hacia el flanco SE del volcán Chiles (UTM: 18N 173934 / 89481).

En general se puede ver como esta sub-unidad de lavas se encuentra sobreyaciendo a lavas de la unidad CHILES I y a productos de Chil-2a. Alcanzan un espesor menor a 10 m en superficie y hacia el tope se encuentra subyaciendo depósitos de productos más recientes de la sub-unidad Chil-2c y en otras zonas están cubiertos por leves depósitos de suelo o vegetación.

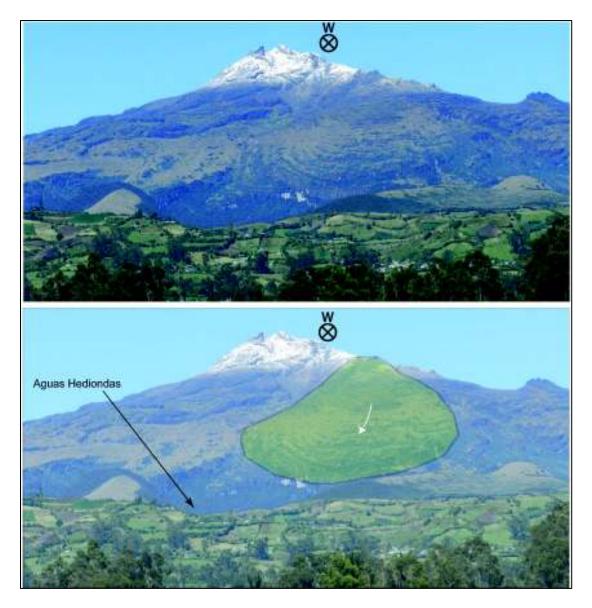
# 3.2.2.2.3. Chiles 2 Superior (Chil-2c)

Esta sub-unidad, abarca un grupo de flujos de lava cuyos afloramientos se los puede encontrar distribuidos principalmente hacia los flancos E y NE del cono, y alcanzan una longitud <2.5 km.

La litología de esta sub-unidad, corresponde principalmente a riodacitas (68-71 SiO<sub>2</sub> wt. %). Los flujos de lava son potentes y masivos.

Uno de los flujos emblemáticos de esta sub-unidad es el gran flujo de El Gradas (Figura 21), el mismo se lo puede observar en el flanco E del edificio y se corta en la parte alta hacia Aguas Hediondas (CCN-BB14-020, UTM 174914 / 90081). Las dataciones

radiométricas mediante el método K/Ar para una muestra de lava obtenida de la parte terminal de El Gradas, dan como resultado JA-72 =  $42 \pm 14$  ka AP (Geotermica Italiana SRL & INECEL, 1982) (ver Tabla 4) y la posición estratigráfica, sugiere que esta fase de construcción del edificio tuvo lugar durante la parte superior del Pleistoceno Superior.



**Figura 21.** Flujos de lava riolítico de El Gradas, el mismo que desciende hacia el lado oriental (Foto: Marco Almeida, IG-EPN; 22 de enero de 2017).

Las lavas se caracterizan por ser porfiríticas de color gris claro con machas ocres. Sus fenocristales (<35 %) son principalmente plagioclasas, anfíbol (hornblenda), cuarzo, biotita y clinopiroxeno; el flujo de lava muestra oxidación singenética como su principal alteración (más fuerte en los bordes del flujo), y, relativamente, su magnetismo es moderado. Presenta una disposición con pendientes <20° en las partes bajas, una

pendiente <15º hacia las partes altas y se encuentra cortado por la cicatriz de avalancha de escombros.

Esta sub-unidad de lavas se encuentra sobreyaciendo a lavas de la unidad CHILES I y a productos de Chil-2b. Por otro lado, con un espesor de menor a 70 m hacia el tope, se encuentra cubierto por escasos depósitos de suelo o vegetación.

En la parte alta del edificio, sobrepasando los 4400 m s.n.m., alrededor de la cicatriz de deslizamiento, afloran importantes series de Brechas Sub-glaciares (p.e.: CCN-ET16-036, UTM 174068 / 90937), muchos de los cuales se encuentran formando grandes bloques sueltos conservados y otros que debido a las pendientes del lugar se han destruido al rodar pendiente abajo (Figura 22).



**Figura 22.** Bloque de brecha sub-glacial encontrado en la parte oriental del volcán Chiles (UTM: 18N 174046 / 90881). Compuesto principalmente por clastos de rocas dacíticas con cristales grandes de hornblenda en una matriz limosa.

Estas brechas se forman cuando una erupción ocurre desde un vento situado debajo de una capa de hielo. Pueden ser explosivas o no explosivas y típicamente implica volúmenes substanciales de agua generada por la fusión de la capa de hielo sobreyaciente. El agua, producto de la fusión del glaciar, corre sobre y a través de la lava pudiendo retrabajar y redepositar la brecha (Smellie, 2000). Estas brechas presentan una matriz generalmente escasa y compuesta por limos de color café o amarillo hasta grises, producto de la alteración hidrotermal durante la formación del depósito, mientras que los bloques son normalmente subangulares y bastantes vítreos. Los depósitos son bien consolidados, esto debido a la presencia de agua y calor durante la formación de la brecha (Smellie, 2000).

En el caso del volcán Chiles, las brechas sub-glaciares (Figura 23) no sobrepasan los 10 m de potencia y se encuentran sobreyaciendo los diferentes flujos de lava precedentes. Estas brechas se encuentran bien consolidadas, formadas principalmente por líticos angulares a subangulares (85%) de composición andesítica a dacítica (con notables cristales de hornblenda). Presentan una matriz fina (<10%) la cual está compuesta por polvo de roca color café-amarillo y gris oscuro. Mientras los bloques porfiríticos exhiben un mal sorteo, teniendo bloques de diferentes diámetros desde pocos centímetros hasta métricos. Los depósitos presentan poca alteración hidrotermal a más de estar afectados por los agentes erosivos (glaciar, viento, lluvia) que presenta la zona.



**Figura 23.** Bloque de brecha sub-glaciar en la parte alta del lado oriental del volcán Chiles (UTM: 18N 174046 / 90881). Compuesto principalmente por clastos de rocas dacíticas con cristales grandes de hornblenda en una matriz limosa.

Dentro de esta sub-unidad, también es posible observar en las partes altas del volcán pequeños domos lávicos y pequeñas depresiones que se las puede asociar a cráteres pequeños (Figura 24) asociados seguramente a explosiones freáticas que ocurrieron y que alcanzan un diámetro de ~20 m. Sin embargo, a pesar de estas características no fue posible encontrar depositos piroclásticos en los alrededores

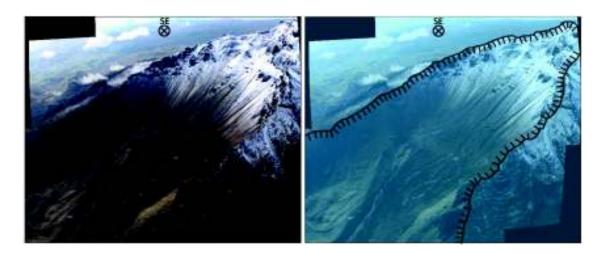
Cabe mencionar que ciertos lugares en específico se puede encontrar zonas de alteración por fluidos hidrotermales como son Aguas Hediondas, Aguas Negras, Lagunas Verdes entre otras, afectado de este modo a los diferentes productos y flujos de lava que se encuentran a su paso hacia la superficie, alterando su composición (subpropilítica y argílica) (Chancusig, 2017).



**Figura 24.** Pequeño cráter freático encontrado en la parte alta del volcán y a su alrededor paredes de brechas sub-glaciares (UTM: 18N 173012 / 90182).

# 3.2.2.3. Avalancha de Escombros Chiles (AE-Chil)

Hacia el flanco N se puede apreciar una gran cicatriz de deslizamiento, la cual en sección transversal presenta una forma de cicatriz en cuchara listrica y en planta una cicatriz en herradura (Figura 25). Este evento se produce después de la formación de los productos volcánicos de CHILES I y II.



**Figura 25.** Cicatriz de deslizamiento que se puede apreciar en el flanco norte del volcán Chiles (Foto: Patricio Ramón, IG-EPN; 31 de octubre de 2014).

La cicatriz correspondería a un gran evento que destruyó el edificio parcialmente, producto de una desestabilización en el cono. Se desconocen las causas que originaron la desestabilización, pero formó un gran Depósito de Avalancha de Escombros (DAE-Chil), que fue canalizado hacia las partes N y NW del volcán y rellenó los valles de río Blanco.

En base a la interpretación de imágenes (satelitales y aéreas), se puede estimar que el depósito cubre un área ~16 km². La cicatriz presenta un diámetro de ~1 km en sentido E-W y ~4 km N-S. En este caso no es posible apreciar la base del DAE-Chil, pero, hacia el tope se encuentra cubierto por depósitos morrénicos del Tardi-glaciar, lo cual impide identificar claramente la presencia de hummocks en la topografía de la zona. Posteriormente, parte del DAE-Chil fue socavado por el cauce del rio Blanco llevando consigo partes de este material. La edad para este gran evento catastrófico se puede estimar entre 15 y 10 ka AP, dado que se encuentra cubierto por los depósitos del Tardiglaciar y corta flujos de lava como El Gradas.

Las características que presenta la cicatriz, confirma que los productos de la unidad CHILES II se encuentran afectados y están cortados por ésta. Así también se observa que el corte de la cicatriz exhibe una profunda incisión (menor a 700 m), por lo cual, se puede decir que también afectó a los flujos de lava de CHILES I (Figura 26). Bajo estas consideraciones, litológicamente el depósito de avalancha estaría compuesto mayoritariamente por los productos de CHILES II y en menor proporción por los flujos de lava de CHILES I.



**Figura 26.** Cicatriz de deslizamiento y parte del Till del Tardi-glaciar que se puede apreciar en el flanco N del volcán Chiles (foto: INGEOMINAS; sobrevuelo 15 de febrero de 2010).

Establecer el volumen de material aproximado que fue desprendido del edificio durante el colapso de su flanco norte, se convierte en un dato muy relevante para este estudio. Por ello se procedió a realizar la reconstrucción del edificio volcánico, para posteriormente preceder a calcular el volumen faltante generado durante el colapso. Esto se lo hizo mediante la interpretación de imágenes aéreas, la modificación a modelos digitales de terreno (DEM) y curvas de nivel en programas de GIS, y siguiendo la metodología de "SURFACE DIFFERENCE (TIN DIFFERENCE) – ARCGIS 10.0" descrita en Vásconez (2015) (Figura 27). Adicionalmente, para el cálculo del volumen total del edifico, a más de utilizar la herramienta "Polygon Volume" de ARCGIS, también se lo calculó considerando los siguientes parámetros:

Forma Geométrica: Cono truncado Cota tope del Cono: 4748 m s.n.m. Cota base para el cono: 3550 m s.n.m. Diferencia de alturas: 1198 m = 1.2 km Diámetro promedio del edificio: 3.4 km

Diámetro del cráter: 0.25 km

El volumen total del edificio original, considerando ambos métodos, habría sido de ~15.5 km³, mientras el volumen faltante del edificio (parte colapsada) fue calculado en 0.7 km³ como mínimo y 1.26 km³ como máximo. El volumen deslizado representaría aproximadamente el 8 % del volumen original del edificio.



**Figura 27.** A la izquierda, superficie TIN (redes irregulares de triángulos) del volcán Chiles reconstruido, antes de que se produzca la avalancha de escombros. A la derecha, superficie TIN del volcán Chiles en la actualidad, con la cicatriz de deslizamiento.

Otro de los parámetros característicos de los grandes movimientos en masa es su movilidad, la cual puede ser explicada con el habitual coeficiente de fricción aparente, mediante la relación H/L. La distancia recorrida (L) de la avalancha puede ser estimada

considerando el potencial de caída vertical (H) y el volumen (Bernard, 2008; Siebert, 1984; Siebert et al., 1987). La diferencia de elevación entre la cumbre máxima alcanzada por el cono y la menor altura donde se encuentran los depósitos distales corresponde al valor de H, mientras la máxima distancia que alcanzan los depósitos corresponde al valor de L (Siebert et al., 1987). Para el caso de la Avalancha del Chiles se utilizaron los siguientes parámetros:

Cota tope: 4800 m s.n.m. Cota base: 3970 m s.n.m. Diferencia de alturas: 830 m Distancia alcanzada: 7960 m

$$\mu = H / L = 830 / 7960 = 0.1042 = ~0.10$$

EL valor de μ para el DAE-Chil estaría dentro del rango para volúmenes de avalanchas entre 0.1-1 km³ propuesto por Siebert et al. (1987) para otras avalanchas de escombros volcánicas.

Por último, cabe mencionar diversos factores que influyen en la ocurrencia de avalanchas y que se los considera dentro de las posibles causas que originaron la inestabilidad en el edificio. Varias hipótesis son planteadas, siguiendo un orden de mayor a menor probabilidad.

- a) Actividad sísmica. Recientemente el sector sufrió un gran número de eventos sísmicos, siendo el mayor de estos uno de 5,9 Mw ocurrido el 20/10/2014 (Instituto Geofísico-EPN, 2014-23). En tal virtud, no se descartaría que en el pasado un fuerte sismo o terremoto haya ocurrido en los alrededores del volcán Chiles, el cual habría disparado la avalancha.
- **b)** Rasgos tectónicos. La zona presenta el cruce de varias estructuras de fallamiento NNE-SSW (tendencia predominante) y otros lineamientos con rumbo WNW-ESE, que juegan un papel importante y podrían haber influenciado para su superficie de ruptura, que juntamente con la actividad sísmica pudieron haber desencadenado el evento.
- c) Reología de las rocas. Asociado a la existencia de discontinuidades litológicas y estructurales que están afectando al edificio, al edificio y sustrato o solo a nivel de sustrato (Leyrit, 2000), y dado que el deslizamiento afecta enteramente a rocas del CHILES II y parcialmente a productos del CHILES I, no se descarta que este factor haya sido una de las causas o influenciado en la desestabilización del cono.
- d) Condiciones climáticas (factor externo). Las duras condiciones climáticas del Pleniglaciar (33-14 ka) (Schubert & Clapperton, 1990), seguramente provocaron una mayor

pluviosidad que pudo afectar la porosidad y/o fracturas de las rocas, facilitando el fallamiento. Una sobrecarga de nieve sobre el volcán pudo ocasionar un sobre peso al edificio afectando a la estabilidad del mismo.

- e) *Actividad magmática*. Jugando un rol algo menos considerable, la posible influencia del ascenso de un nuevo volumen de magma pudo haber generado un evento explosivo o "blast", mismo que al generarse afecta la estabilidad del volcán. Sin embargo, por las condiciones geopolíticas no fue posible acceder a encontrar evidencia de la existencia de un depósito que probase esta hipótesis.
- f) *Alteración hidrotermal*. Por último, se considera este factor debido a que la zona de estudio presenta varios sitios con alteraciones hidrotermales, la presencia de agua caliente, vapor y gas alteran las rocas circundantes, provocando que las rocas se debiliten y posteriormente puedan producirse derrumbes.

# 3.2.2.4. Depósitos Morrénicos

El volcán Chiles se ha visto afectado por las diferentes etapas de glaciación ya mencionadas anteriormente, prueba de esto son los diferentes rasgos que se pueden encontrar alrededor del volcán. Se pueden distinguir claramente estrías glaciares en rocas que sobrepasan la cota de los 4100 m s.n.m. producto de la abrasión glaciar (Figura 28).

En base al avance máximo de las lenguas glaciares en cada una de las etapas, es posible estimar las cotas aproximadas que alcanzaron. Para el Pleni-glaciar las lenguas glaciares llegaron hasta la cota de los 3400 m; para el Tardi-glaciar el avance máximo fue hasta la cota de los 3900 m; y para el Neo-glaciar el avance llegó hasta los 4600 m.

Hacia el lado norte, los volcánicos del Mio-Plioceno del sector de la Puerta, Cortadera y El Tambo, seguramente fueron afectados por el paso del Pleni-glaciar, así también se vieron afectados los productos volcánicos de CHILES I ya que existen varias crestas que indican una fuerte erosión. Posteriormente se da el colapso del flanco N y el DAE-Chil es cubierto por los depósitos morrénicos del Tardi-glaciar (Figura 29). Prueba de esto es posible observar crestas de morrenas laterales de ~1 km de longitud, que llegan aproximadamente hasta la cota de 3800 m y están cubiertas de suelo y vegetación.

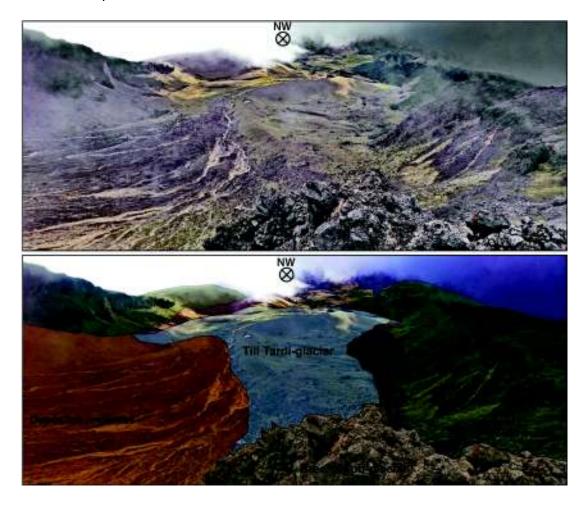


**Figura 28.** Estrías glaciares en las lavas del volcán Chiles. Arriba flujo de lava dacítico (Chil-2b; UTM: 18N 174158 / 89559). Abajo flujo de lava andesítico (Chil-2b; UTM: 18N 173457 / 89430).

Hacia el lado oriental, en el sector de Aguas Hediondas, es posible observar como los flujos de lava riodacíticos de Chil-1c sufrieron inversión topográfica, además se observa un gran valle en "U" y dos grandes crestas de morrenas laterales paralelas entre sí. Las morrenas laterales alcanzan una longitud <1.5 km y entre 30-40 m de espesor, seguramente el evento del Pleni-glaciar pasó a ocupar este espacio, dejado por valles anteriores a este evento. Al formarse el flujo de El Gradas (Chil-2c) posiblemente entró en la parte alta de un circo contemporáneo al Pleni-glaciar, lo que nos permite estimar una edad relativamente joven entre 35-20 ka para El Gradas (coherente con la edad obtenida). En la parte alta del edificio se puede ver pequeños restos de morrenas frontales del Tardi-glaciar que afectaron parcialmente a los flujos de lava de Chil-2c.

Hacia el lado sur, en torno al sector de Lagunas Verdes, el Pleni-glaciar bajó por el valle del Artezón y a la zona de Potrerillos. También pasó a ocupar antiguos valles glaciares, que afectaron a los volcánicos del Mio-Plioceno y erosionaron los productos de CHILES I. Los depósitos del Tardi-glaciar por su parte, presentan crestas de morrenas laterales y algunas morrenas frontales que llegan hasta la cota de ~3800 m; los sectores de Lagunas Verdes y La Rutina posiblemente albergaron circos glaciares. En la parte alta del edificio se puede ver pequeños depósitos de morrenas frontales correspondientes al Neo-glaciar que afectaron a los flujos de lava de Chil-2b. De estos últimos, el de mayor relevancia es el que podemos encontrar hacia la zona del refugio, presenta crestas de

morrenas laterales y mucho material suelto, que con una longitud de ~600 m, está cubriendo los productos de Chil-2b.



**Figura 29.** Depósitos morrénicos del Tardi-glaciar al interior de la cicatriz de deslizamiento, flanco N del edifico volcánico (UTM: 18N 174068 / 90937).

Hacia el lado occidental, en el área entre los volcanes Chiles y Cerro Negro, no existen valles glaciares tan marcados anteriores al Pleni-glaciar como en otras zonas. Se puede notar como los flujos de lava han sido "cepillados" por el paso de las diferentes etapas glaciares (Pleni/Tardi/Neo-glaciar), aunque no se encontró evidencia de circos glaciares en las partes altas. Por otro lado, los depósitos morrénicos se concentran en los espacios entre flujos de lava de Chil-2b; con una longitud de ~1.5 km descienden hasta chocar con la pared oriental del Cerro Negro en la cota de los 4000 m. Posteriormente se dirigen hacia los valles de Potrerillos al sur y El Tambo al norte y están cubiertos por suelo.

Por último, cabe mencionar que hasta hace unos siglos el volcán Chiles probablemente presentaba una pequeña capa glaciar correspondiente al Neo-glaciar, que

posteriormente fue desapareciendo. En la actualidad solo en ciertas ocasiones se lo puede encontrar cubierto por una capa de nieve (Figura 30).



**Figura 30:** Volcán Chiles, flujos de lava cubiertos por nieve (Foto: Patricio Ramón, IG-EPN; 31 de octubre de 2014).

#### 3.2.2.5. Otros depósitos Holocénicos y cobertura de suelo

Encontrar depósitos aluviales y fluvio-lacustres es muy característico en la zona, sobre todo en lugares planos dejados por valles y circos glaciares.

Los depósitos fluvio-lacustres se formaron en las partes altas y medias del edificio, en los espacios dejados por los circos glaciares, que al retirarse dejaron planicies cubiertas por pequeñas lagunas, donde posteriormente los sedimentos de material volcánico y morrénico se depositaron, de espesor generalmente de 2 m (Figura 31).

Los depósitos aluviales son producto de las fuertes lluvias que se generan en la zona, descienden por los flancos del volcán a través de pequeñas cascadas y riachuelos desde la parte alta, erosionando y llevando consigo material volcánico y morrénico preexistente. Posteriormente llega a las partes bajas donde la pendiente es baja y las condiciones son estables y aptas para la depositación y preservación, constituyendo lo que son zonas de pantano y turberas, con un espesor variable.

El suelo es de color negro por lo general. La cobertura en el área es variable, desde unos centímetros hasta unos cuantos metros. Es menor a 2 m de potencia en lugares donde sobreyace los diferentes flujos de lava, y >5 m en sectores de pantanos o

turberas. En este caso sobreyaciendo depósitos morrénicos y/o depósitos aluviales y son sitios ideales para albergar capas de tefra de la actividad volcánica contemporanea adyacente (ver 3.3.2).



**Figura 31.** Planicie en la parte SE del edificio a 4455 m s.n.m., con una pequeña cobertura de suelo y sedimentos fluvio-lacustres (UTM: 18N 174346 / 89693).

# 3.3. Relación estratigráfica con otros centros volcánicos aledaños al volcán Chiles

## 3.3.1. Relación volcánica Chiles, Cerro Negro y domo Panecillo de Tufiño

Según el estudio de Geotermica Italiana SRL & INECEL (1982) el complejo volcánico Chiles-Cerro Negro está integrado por dos aparatos centrales, alineados sobre una fractura WNW-ESE, que muestran un gran paralelismo a lo largo de su historia eruptiva.

Los dos centros volcánicos presentan una configuración de estratovolcán y presentan varios episodios similares de actividad eruptiva, separados por periodos más o menos largos de calma, donde la erosión glaciar desmanteló parcialmente el edificio anterior. Las lavas por lo general conservan sus rasgos morfológicos de superficie y los límites entre ellas están perfectamente definidos por diferencias de relieve correspondiente a los frentes de avance de cada flujo (Geotermica Italiana SRL & INECEL, 1982).

Esta sucesión de episodios eruptivos, desarrollados para cada uno de los centros volcánicos presenta grandes similitudes, lo que sugiere una historia común vinculada a una única cámara magmática. Por otra parte, considerando la corta distancia que existe entre los volcanes Chiles y Cerro Negro, se estima que los mismos se encuentran situados en la intersección de una fractura transversal junto con otras fracturas importantes (Geotermica Italiana SRL & INECEL, 1982) (Figura 32). La secuencia seria la siguiente:

- 1. Los centros volcánicos se levantan sobre el basamento volcánico del Mio-Plioceno, se construyen en forma de estratovolcán con productos poco diferenciados como andesitas con dos piroxenos, (Geotermica Italiana SRL & INECEL, 1982). Chiles I y Cerro Negro I, presentan edades diferentes, en base a dataciones radiométricas Cerro Negro I tendría una edad de ~1 Ma, respecto a las de Chiles I de ~600 ka, siendo éste último más joven (ver subcapítulo 4.2 Edades Radiométricas).
- Posteriormente, tras un periodo de relativa calma, los estratovolcanes formados anteriormente, fueron destruidos parcialmente al verse afectados fuertemente por la erosión glaciar (Geotermica Italiana SRL & INECEL, 1982).
- 3. La actividad se reanuda con la formación de Chiles II y Cerro Negro II. En base al estado de conservación morfológico de las lavas, muy similar en ambos casos, se puede decir que la actividad fue simultánea o, al menos, con poca separación de en el tiempo. Los productos volcánicos de ambos volcanes fueron principalmente flujos de lava, diferenciados, aunque para el caso del Cerro Negro la composición química es más restringida, presentando así, desde andesitas anfibólicas hasta dacitas (Geotermica Italiana SRL & INECEL, 1982).

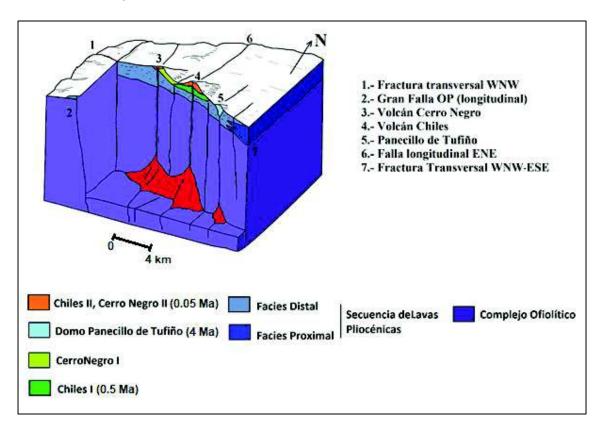
**Tabla 2.** Volúmenes estimados para cada uno de los grupos composicionales. Tomado de Geotermica Italiana SRL & INECEL (1982).

	Cerro Negro II	Chiles II
Dacitas	1.1 km <sup>3</sup>	$0.2 \text{ km}^3$
Daci-andesitas	I.I KIII	$0.3 \text{ km}^3$
Andesita Piroxénica		$0.5 \text{ km}^3$
Andesita Olivínica		$0.03 \text{ km}^3$

4. Posteriormente la actividad eruptiva habría continuado con la formación de Chiles III y Cerro Negro III, actividad de carácter explosivo, representado por explosiones freatomagmáticas que ocurrieron bajo una cobertura glaciar, lo cual estaría relacionado a Chil-2c de nuestra descripción. También se da la formación de la cicatriz de deslizamiento producto del colapso del flanco SW en el Cerro Negro y flanco N en el Chiles. Además, el Cerro Negro tuvo un episodio eruptivo que generó

un gran flujo piroclástico con andesitas anfibólicas y descendió una distancia de 3 km. En el Chiles, cerca de la cumbre, también se desarrollaron una serie de pequeñas explosiones freatomagmáticas, pero de menor importancia (Geotermica Italiana SRL & INECEL, 1982).

Por otra parte, los volcanes Chiles y Cerro Negro están emplazados sobre una fractura transversal (E-W) que también engloba el domo Panecillo de Tufiño (Figura 32). Considerando la corta distancia que existe entre estos, la similitud composicional, cronológica y estructural, favorece la noción de un sistema de alimentación de una cámara magmática común, ligado a una fractura transversal y en conexión también con las fracturas longitudinales (Geotermica Italiana SRL & INECEL, 1982).



**Figura 32.** Esquema de emplazamiento de la cámara magmática asociada al complejo Chiles-Cerro Negro. Modificado de Geotermica Italiana SRL & INECEL (1982).

## 3.3.2. Relación estratigráfica con los depósitos Holocénicos de la Turbera de Potrerillos con el Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro.

Durante la realización del presente trabajo, en las campañas de campo, se realizó dos perforaciones en turberas dentro del CV-CCN, esto con el criterio de que las turberas de páramo, por sus características, son sitios favorables para el registro y preservación

de capas de ceniza generadas tanto por fuentes distales como proximales (Santamaría et al., 2017).

La primera perforación CCN-BB14-002 (UTM 172340 / 89033) se realizó cerca al camino hacia el refugio del Chiles alcanzando una profundidad de 5 m, de la cual, no se pudo obtener un testigo completo de perforación para su investigación a detalle, debido a que el vestigio estaba lleno de material fluvio-glaciar.

La segunda perforación CCN-BB14-004 (UTM 170724 / 89868) se realizó en el sector de Potrerillos, se logró obtener un núcleo completo y mejor preservado. Dicho análisis se encuentra detallado y descrito en el trabajo de Santamaría et al. (2017), como parte de una investigación puntual.

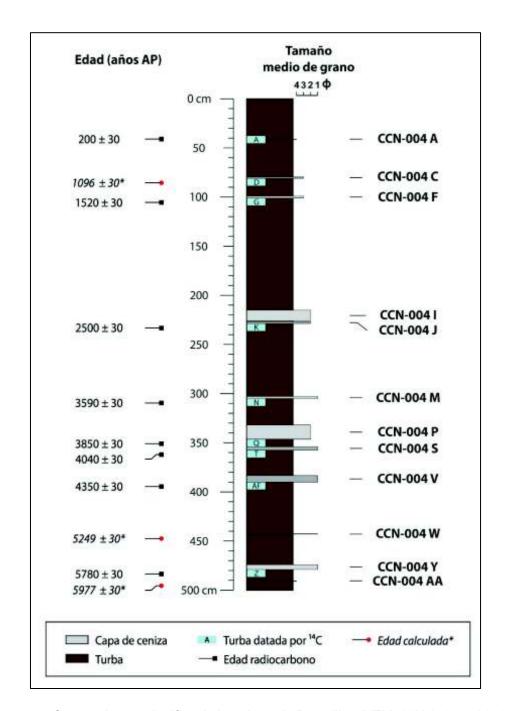
Brevemente se puede mencionar, que la perforación en la zona de Potrerillos alcanzó una profundidad de ~5 m. En el testigo de perforación, se pudieron identificar 12 capas de ceniza volcánica que contrastan por sus tonalidades y granulometría. Presentan espesores que varían desde 0.5 cm (cenizas A, W y AA) hasta 14.5 cm (ceniza P) (Figura 33), y se encuentran intercaladas entre sedimentos orgánicos tipo turba. Varias muestras de la turba que se encontraba inmediatamente por debajo de las principales capas de ceniza fueron tomadas para la correspondiente datación por el método de radio carbono (14C). Se obtuvo nueve dataciones, las edades registradas abarcan una secuencia entre ~6900 a ~140 años antes del presente (AP calibradas).

Así también, en el estudio Santamaria et al. (2017), varias muestras de ceniza fueron tomadas para análisis granulométricos y de componentes. El análisis de componentes de cada una de las diferentes capas de ceniza evidenció la presencia predominante de pómez y cristales libres. Adicionalmente dos grupos ceniza pudieron ser establecidos: 1) un grupo de cenizas con composición ácida (cenizas M, P, S, V, W y Y) (Figura 33) de edad entre ~6650 y 3830 años AP cuya fuente probable correspondería al volcán Azufral (Colombia); 2) un grupo de cenizas con composición intermedia a ácida (cenizas A, C, F, I, J y AA) con fuentes probables en los volcanes del frente volcánico (véase tabla 3). En este grupo se identificó una capa posiblemente relacionada a la erupción del volcán Guagua Pichincha del siglo X (ceniza C) (Figura 33).

En base a los análisis realizados en la turbera de Potrerillos, el trabajo de Santamaría et al. (2017) concluye que las capas de ceniza encontradas no pertenecen al CV-CCN por sus características granulométricas y sus componentes, lo cual implica que no habría existido actividad explosiva significativa de dicho complejo para el periodo de tiempo registrado en la turbera (últimos ~6900 años).

**Tabla 3.** Edades comparativas de las capas de ceniza encontradas en la turbera de Potrerillos (UTM: 18N 170724 / 89868) con los principales eventos volcánicos contemporáneos cercanos al CV-CCN. Modificado de Santamaría et al. (2017).

Unidad estratigráfica	Edad <sup>a</sup> (años AP)	Centro volcánico	VEI	Composición	Edad <sup>b</sup> (años AP)
		Cumbal	2	Andesita	24
		Doña Juana	4	Andesita	53-44
		Cumbal	2	Andesita	73
		Cayambe		Andesita/Dacita	165
		Cotopaxi (Mb)	4	Andesita (E)	182
		Cotopaxi (Mt)	4	Andesita (P)	206
CCN-004 A	222 - 140				
		Cayambe (PF1)	4	Andesita/Dacita	910
		G. Pichincha	5	Andesita/Dacita (P)	1180 - 910
CCN-004 C	1060 - 938 <sup>c</sup>				
		Cotopaxi (L1)	4	Andesita (E, P)	1188 - 1058
CCN-004 F	1445 - 1341				
		Cotopaxi (Peñas Blancas)	4	Riolita (P)	2120 - 1925
		Ninahuilca (N6)	5	Dacita (P)	2350 - 2300
		Cayambe (Fase 2)		Andesita/Dacita	2510
		Pululahua	5	Dacita (P)	2732 - 2431
CCN-004 I-J	2738 - 2486			( )	
		Azufral	4	Dacita	2880
		Cayambe (Fase 1)		Andesita/Dacita	3600 - 3520
		Azufral		Dacita/Riodacita	3886 - 3590
CCN-004 M	3978 - 3834				
		Azufral		Dacita/Riodacita	4092 - 3701
CCN-004 P	4408 - 4219				
		Azufral		Dacita	4439 - 3904
CCN-004 S	4581 - 4424				
		Azufral		Dacita/Riodacita	4622 - 4248
		Azufral		Dacita	4840 - 4402
CCN-004 V	4976 - 4850				
		Ninahuilca (N5)	5	Dacita (P)	5060 - 4860
		Doña Juana	4	Andesita	5032 - 4960
		Chachimbiro	3	Riodacita	5590 - 5460
CCN-004 W	6031 - 5926 <sup>c</sup>				
		Ninahuilca (N4)	4	Dacita (P)	6450 - 5940
		Cotopaxi			
		(Serie riolítica F)	4	Dacita/Andesita (P, E)	6650 - 5300
CCN-004 Y	6656 - 6500				
		Cotopaxi	5	Riolita (P)	6750 - 6650
		(Serie riolítica F)			
CCN-004 AA	6895 - 6736 <sup>c</sup>				
		Cerro Negro		Andesita	7030 - 6782



**Figura 33.** Secuencia estratigráfica de la turbera de Potrerillos (UTM: 18N 170724 / 89868) junto con las ubicaciones, resultados de las dataciones radiocarbono y edades calculadas por interpolación lineal marcadas en itálico. Tomado de Santamaría et al., (2017).

### **CAPÍTULO 4**

## 4. Evolución magmática del Volcán Chiles

Para el presente trabajo, durante las campañas de campo, se recolectó un número importante de muestras del volcán Chiles, 112. Una selección de estas muestras, conformada principalmente por flujos de lava ha sido analizada petrográfica y geoquímicamente (Figura 34). Los resultados obtenidos en dicho análisis son presentados a continuación y separados en sub-capítulos para su mejor entendimiento.

Adicionalmente para el presente estudio, las cuatro dataciones radiométricas obtenidas se presentan en la Tabla 4. Estas edades fueron complementadas por datos de dataciones radiométricas de otros estudios.

Con las edades se pudo interpretar la historia geológica y elaborar una escala relativa de tiempo con los diferentes procesos que ocurrieron. Finalmente, lo importante es mencionar que el desarrollo de la actividad de CHILES I tuvo una duración mucho más larga en el tiempo de 600 a 200 ka, mientras CHILLES II se desarrolló en un periodo de tiempo relativamente más corto 75-20 ka. Sin embargo, la historia del volcán Chiles es relativamente más joven a la presentada por el volcán Cerro Negro (~1 Ma).

Tabla 4. Edades radiométricas obtenidas para el Complejo volcánico Chiles-Cerro Negro.

Muestra	Edades (ka)	Sub-unidad	UTM (18N)	Estudio
CCN-ET15-055	50 ± 5	Chil-2b	172624 / 89221	
CCN-ET14-016	53 ± 3	Chil-2b	175136 / 89167	Datos obtenidos en este
CCN-ET15-205	572 ± 5	Chil-1a	174760 / 93827	estudio
CCN-ET14-026	995 ± 5	Cerro Negro I	168359 / 90157	
JA-72	42 ± 14	Chil-2c	176225 / 90675	Geotermica Italiana SRL & INECEL, (1982)
BTU14-17	57,5 ± 16,2	Chil-2a	171029 / 89788	CELEC e ISAGEN (2015)
BTU14-217	271,4 ± 81	Chil-1b	177302 / 90714	CELEC e ISAGEN (2015)
BTU14-29	397,3 ± 41	Chil-1c	174688 / 88210	CELEC e ISAGEN (2015)

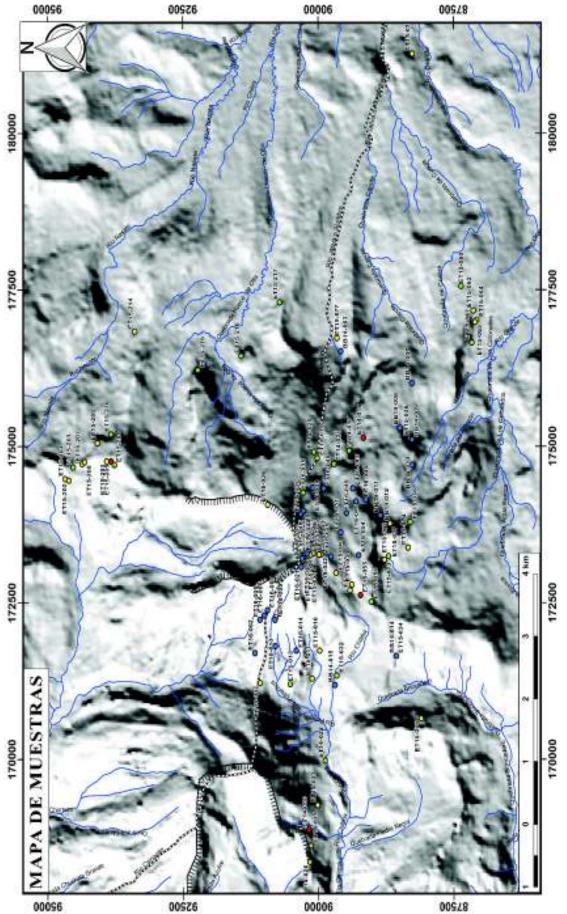


Figura 34. Mapa del volcán Chiles con la localización de las muestras estudiadas petrográfica y geoquímicamente, escala 1:35.000. En verde muestras con análisis químico (AQ); en azul muestras con lamina delgada (LD) y AQ; y en rojo muestras con datación, LD y AQ.

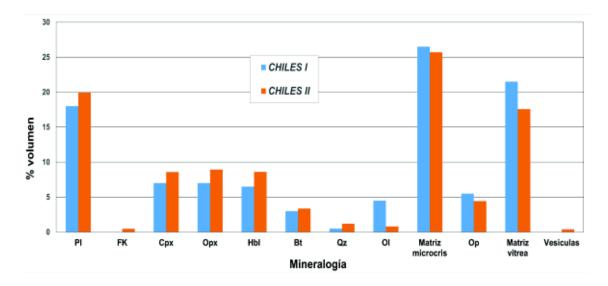
#### 4.1. Caracterización Petrográfica

Mediante la caracterización petrográfica, varias propiedades de las rocas pueden ser conocidas. Se puede ver las texturas que presentan, se puede saber su composición mineral, determinar otras características y estructuras impregnadas en las rocas, las cuales son importantes para poder interpretar su génesis y los procesos ocurridos en ellas.

Como parte de este estudio se analizó bajo microscopio 33 muestras de roca en lámina delgada (Figura 34): 31 muestras de flujos de lava corresponden a la unidad CHILES II, mientras que los dos restantes pertenecen a la unidad CHILES I (ver Tabla 5). Las muestras estudiadas petrográficamente, representan diferentes flujos de lava encontrados en los flancos del volcán (ver Figura 34).

Las rocas del Volcán Chiles son generalmente masivas de textura porfirítica seriada donde la mayoría de los fenocristales son de tamaños variables y diferenciables de la matriz. También, en gran parte de las muestras, se puede observar una textura pilotáxica, típica de flujos lávicos, donde los microlitos presentan una disposición subparalela orientada. Una tercera textura es observable, y es la textura hipocristalina que hace referencia al grado de cristalinidad, y las rocas están compuestas por vidrio y por cristales. De igual forma se puede encontrar la textura glomeroporfídica, ya que algunos cristales están formando cúmulos. Por último, está la textura poikilítica que se caracteriza por la existencia de pequeñas inclusiones minerales en un cristal relativamente más grande. En algunos casos se puede observar micro-vesículas.

Por otra parte, al realizar el análisis en muestras de mano, se puede ver que las muestras de lava del Chiles son de composición intermedia-básica hasta ácida y están representadas por andesitas de dos piroxenos hasta dacitas, tanto para CHILES I como para CHILES II. Las muestras se caracterizan por ser principalmente de textura porfirítica y masivas. En el caso de CHILES II, además de presentar xenolitos, en varias muestras se puede observar la presencia de cristales relativamente más grandes (p.e.: hornblenda) respecto a las de CHILES I.



**Figura 35.** Resumen de la petrografía del Volcán Chiles y sus paragénesis minerales por unidad. Pl=Plagioclasas; FK=Feldespato potásico; Cpx=Clinopiroxeno; Opx=Ortopiroxeno; Hbl=Hornblenda; Bt=Biotita; Qz=Cuarzo; Ol=Olivino; Matriz microcristalina; Op=Opacos; Matriz vítrea; Vesículas.

#### 4.1.1. CHILES I

Aunque se tomaron varias muestras correspondientes a esta unidad, solo se pudo obtener dos láminas delgadas para el análisis (Figura 35).

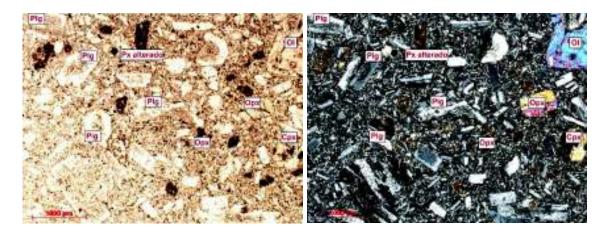
La primera de ellas (CCN-BB14-010) es una andesita basáltica (54.5 SiO<sub>2</sub> wt. %) de Chil-1b, la cual corresponde a un flujo de lava masivo en la parte suroriental del volcán. La muestra presenta una textura porfirítica seriada e hipocristalina principalmente, además se puede observar unos pequeños cúmulos en las plagioclasas y piroxenos (glomeroporfídica).

Las plagioclasas presentan maclas principalmente tipo Carlsbad, también se puede observar zonación; y son principalmente cristales subhedrales. Los piroxenos por su parte son cristales generalmente subhedrales, al igual que el anfíbol (hornblenda) y el olivino, el cual presenta coronas de piroxeno. Algunos de estos minerales se encuentran fracturados, rotos y con alteración a arcilla y óxidos (Figura 36).

El cuanto al tamaño de los fenocristales estos varían entre 0.2 y 3 mm, los cuales principalmente subhedrales.

Presenta mayormente una matriz microcristalina constituida especialmente por plagioclasas y piroxenos, y en menor porcentaje una matriz vítrea.

La paragénesis mineral para esta muestra es: plagioclasa + olivino + clinopiroxeno + ortopiroxeno + min opacos. (Figura 36).



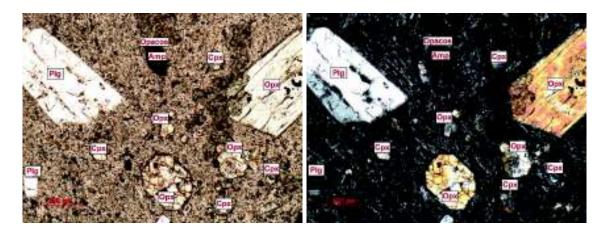
**Figura 36.** Muestra CCN-BB14-010 perteneciente a la subunidad Chil-1m, vista al microscopio (Objetivo 2.5X). Se puede observar claramente los cristales de plagioclasa, piroxenos y olivino. En la parte izquierda se puede apreciar la foto con Luz Polarizada Plana (PPL), en la parte derecha se aprecia con Luz Polarizada Cruzada (XPL).

La segunda muestra (CCN-BB14-003) es una riodacita (69.31 SiO<sub>2</sub> wt. %) perteneciente a Chil-1c, y corresponde a un flujo de lava masivo de la parte oriental en el sector de Aguas Hediondas. La muestra presenta una textura porfirítica seriada, pilotáxica e hipocristalina. Se puede observar varias generaciones de minerales, mientras algunas de las plagioclasas y piroxenos se presentan en cúmulos.

Las plagioclasas presentan maclas principalmente tipo Carlsbad, en algunas se observa varios episodios de zonación, mientras en otros se observa recristalización; y son principalmente cristales subhedrales. El anfíbol (hornblenda) presenta cristales subhedrales con alteración en sus bordes. El Ortopiroxeno se presenta como cristales generalmente subhedrales, también presenta recristalización en algunos casos. El cuarzo en pequeñas cantidades presenta cristales anhedrales. Varios de estos minerales se encuentran fracturados, rotos y con alteración a arcilla y óxidos afectando principalmente los bordes (Figura 37).

El tamaño de los fenocristales varía entre 0.2 y 1.7 mm, los cuales principalmente son subhedrales, algunos con hasta dos generaciones de minerales. La muestra presenta mayormente una matriz vítrea, y en menor porcentaje una matriz microcristalina constituida especialmente por plagioclasas/feldespatos potásicos y piroxenos (Figura 37).

La paragénesis mineral para esta subunidad es: plagioclasa + anfíbol + ortopiroxeno ± biotita ± clinopiroxeno + min opacos ± cuarzo.



**Figura 37.** Muestra CCN-BB14-003 perteneciente a la subunidad Chil-1m, vista al microscopio (Objetivo 2.5X). Se puede apreciar claramente los cristales de plagioclasa, piroxenos y olivino. En la parte izquierda se puede apreciar la foto con PPL, en la parte derecha se aprecia con XPL.

#### 4.1.2. CHILES II

De las muestras tomadas en campo correspondientes a diversos flujos de lava, para esta unidad se analizó un total de 31 láminas delgadas. Las muestras representan gran parte de la mitad sur del edificio volcánico, y pertenecen a las subunidades de CHILES II (Figura 35).

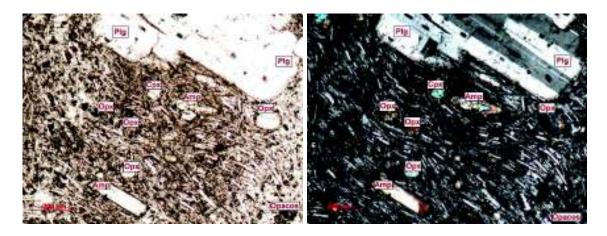
En la subunidad Chil-2a se agrupa principalmente los flujos de lava que corresponden a andesitas ( $59-63~SiO_2~wt.~\%$ ). En estas muestras se puede observar que las texturas dominantes son: porfirítica seriada e hipocristalina; la pilotáxica también es característica, aunque se encuentra ausente en un par de muestras. Es necesario mencionar que dos muestras tomadas de un mismo flujo (base/tope) pueden presentar o no una textura traquítica. La textura glomeroporfídica también se puede ver en ciertas muestras.

Las plagioclasas presentan maclas principalmente tipo Carlsbad, en algunas se observa zonación; y son principalmente cristales subhedrales. Los piroxenos por su parte son cristales generalmente subhedrales, algunos de los cuales han sido reabsorbidos. El olivino presenta cristales subhedrales, además se puede encontrar coronas de piroxeno alrededor. El anfíbol de la misma manera presenta cristales subhedrales. Varios de estos minerales se encuentran fracturados, rotos y con alteración a arcilla o por oxidación sobre todo en los bordes (Figura 38).

El tamaño de los fenocristales varía entre 0.2 y 3.8 mm, los cuales principalmente son subhedrales. En algunos casos es posible observar hasta dos generaciones de minerales.

La matriz por su parte es variable, hay muestras donde mayormente una matriz microcristalina constituida especialmente por plagioclasas y piroxenos es la que sobresale. Pero del mismo modo, existen muestras en la que el porcentaje de matriz vítrea es mayoritario.

La paragénesis mineral para esta subunidad es: plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno ± anfíbol + min opacos ± olivino. (Figura 38).



**Figura 38.** Muestra CCN-BB14-008 perteneciente a la subunidad Chil-1m, vista al microscopio (Objetivo 10X). Se puede apreciar claramente la textura pilotaxíca, los cristales de plagioclasas, piroxenos y hornblenda. En la parte izquierda se puede apreciar la foto con PPL, en la parte derecha se aprecia con XPL.

En la subunidad Chil-2b se han agrupado flujos de lava que corresponden entre andesitas y dacitas ( $63 - 67 \, \text{SiO}_2 \, \text{wt.} \, \%$ ). En estas muestras se puede observar que las texturas dominantes son: porfirítica seriada e hipocristalina. La textura pilotáxica también es característica, aunque al igual que en el caso anterior, es ausente en un par de muestras. La glomeroporfídica se puede apreciar en ciertas muestras, ya que se puede distinguir pequeños cúmulos en las plagioclasas y piroxenos. Por último, en varias muestras pequeñas inclusiones de piroxenos se puede apreciar en cristales más grandes de plagioclasas, correspondiente a la textura poikilítica.

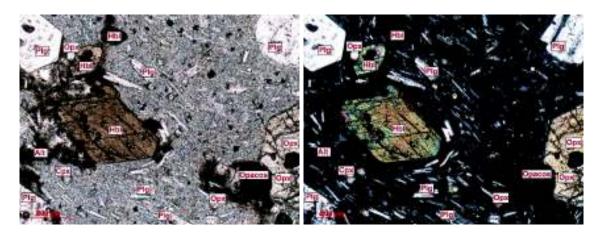
Las plagioclasas presentan maclas principalmente tipo Carlsbad, también se puede observar zonación, y son principalmente cristales subhedrales. Los piroxenos por su parte son cristales generalmente subhedrales y en algunos casos han sido reabsorbidos. Los cristales de hornblenda, biotita y feldespato presentan cristales generalmente subhedrales. Pequeños cristales anhedrales de cuarzo también se puede observar en algunas muestras. Varios de los cristales de estos minerales se encuentran

fracturados, rotos y con alteración a arcilla o por oxidación sobre todo en los bordes (Figura 39).

El tamaño de los fenocristales varía entre 0.2 y 4 mm, los cuales principalmente son subhedrales. Hasta tres generaciones de minerales se pueden apreciar en las láminas delgadas.

La matriz por su parte es variable, hay muestras donde mayormente una matriz microcristalina constituida especialmente por plagioclasas y piroxenos es la que sobresale. Pero del mismo modo, existen muestras en la que el porcentaje de matriz vítrea es mayor.

La paragénesis mineral para esta subunidad es: plagioclasa + anfíbol + clinopiroxeno ± ortopiroxeno ± biotita + min opacos ± cuarzo ± feldespato K (Figura 39).



**Figura 39.** Muestra CCN-BB16-039 perteneciente a la subunidad Chil-2m, vista al microscopio (Objetivo 10X). Se puede apreciar claramente los cristales de plagioclasa, piroxenos y hornblenda. En la parte izquierda se puede apreciar la foto con PPL, en la parte derecha se aprecia con XPL.

Para la subunidad Chil-2c que agrupa principalmente flujos de lava riodacíticos (68 - 71 SiO<sub>2</sub> wt. %), no fue posible obtener laminas delgadas que nos permitan su análisis y establecer una paragénesis para la misma. Sin embargo, de las observaciones que se realizaron en las muestras de mano, se puede decir que presentan características similares a las muestras observadas en Chil-1s.

Aunque no se tiene una buena cantidad de muestras de CHILES I, al compararlas con las rocas del CHILES II, muy subjetivamente se puede decir que las dos presentan porcentajes de minerales similares. Por otro lado, en las muestras correspondientes a CHILES II, el tamaño de grano es más homogéneo y relativamente más grande que las de CHILES I.

**Tabla 5.** Resumen de las descripciones petrográficas para el volcán Chiles. Pl=Plagioclasas; FK=Feldespato potásico; Cpx=Clinopiroxeno; Opx=Ortopiroxeno; Hbl=Hornblenda; Bt=Biotita; Qz=Cuarzo; Ol=Olivino; Matriz microcristalina; Op=Opacos.

	CHILES I	CHILES II
Número de muestras	2	31
Tipo de rocas	andesitas basálticas-riodacitas	andesitas-riodacitas
SiO <sub>2</sub> %	54-69	59-70
Paragénesis mineral	Plg + Cpx + Opx + Anf + Bt ± Ol ± Qz	Plg + Anf + Cpx + Opx + Bt ± Ol ± Fsk ± Qz
Textura	Porfirítica seriada	Porfirítica seriada
	pilotáxica	pilotáxica
	hipocristalina	hipocristalina
	glomeroporfídica	glomeroporfídica
		poikilítica
PI	16-20	15-23
FK	0	0-10
Срх	6-8	4-15
Орх	7-7	6-12
Hbl	6-7	6-13
Bt	0-6	0-9
Qz	0-1	0-5
OI	0-9	0-6
Matriz microcristalina	18-35	10-40
Ор	5-6	3-7
Matriz vítrea	10-33	2-40
Vesículas	0	0-12

## 4.2. Caracterización Geoquímica

La geoquímica es una importante herramienta utilizada en la Geología para estudiar la distribución, proporción y asociación de los elementos químicos entre los diversos procesos que ocurren en la naturaleza, en especial cuando presentan características petrográficas similares. Para la caracterización geoquímica del volcán Chiles, se utilizaron 60 muestras de lavas (Figura 34).

Con el objetivo de interpretar los resultados, los datos fueron normalizados en base anhidra, para lo cual se descartó el LOI (loss on ignition = pérdida al fuego) y se consideró que el 100% corresponde al porcentaje en peso (wt. %) total de óxidos

mayores. Para los elementos en traza se utilizó directamente las concentraciones obtenidas en ppm.

Sin embargo, el LOI permite discriminar que tan buena es la calidad de los análisis. Con esto se puede hacer una estimación del grado de alteración de la roca, cantidad de volátiles, contenido de materia orgánica y minerales de carbonato que existe en las muestras. Generalmente la pérdida al fuego es proporcional al contenido de SiO<sub>2</sub>, en base a este criterio, se pueden aceptar valores relativamente altos para rocas más ácidas.

En el caso de las muestras del volcán Chiles, se puede observar que los valores para el LOI están aproximadamente en el rango entre 0-3 wt. % (Figura 40). Aunque las muestras de *CHILES I* presentan mayor variación, se puede mencionar que los datos analíticos son de buena calidad y no presentan mayor afectación por los factores anteriormente indicados.

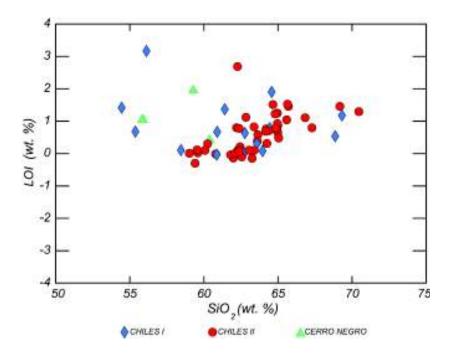


Figura 40. Diagrama LOI vs. SiO<sub>2</sub>

## 4.2.1. Los Elementos Mayores (Óxidos)

El rango de variación de sílice para la serie del volcán Chiles es de 54.46 – 70.46 wt. % (ver Tabla 6). El límite inferior corresponde a un flujo de lava ubicado en la parte SE del volcán, mientras el límite superior corresponde a una muestra tomada del flujo de El Gradas, que se encuentra hacia el flanco oriental del edificio.

De acuerdo con la clasificación química de rocas volcánicas de Peccerillo y Taylor (1976) (Figura 41), las muestras de flujos de lava recolectadas del Chiles se encuentran dentro del rango entre andesitas-basálticas a riolitas, y en el campo medio a alto de K de la serie calco-alcalina.

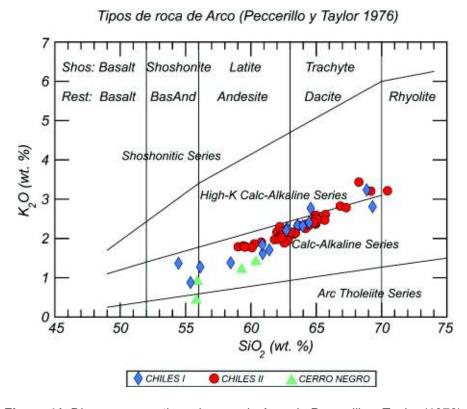


Figura 41. Diagrama para tipos de roca de Arco de Peccerillo y Taylor (1976).

En la tendencia de CHILES I, se puede observar ligeras agrupaciones que marcan la evolución. El primer grupo se marca en el campo de las andesitas basálticas-andesitas (54-61 wt. %) con siete muestras que corresponden a Chil-1a, lado N del edificio. El segundo grupo con seis muestras de lavas de composición dacítica (63-65 wt. %), pertenecen a Chil-1b y representan el lado S-SE del edifico. El último grupo con dos muestras corresponden a riodacitas (68-70 wt. %) que fueron tomadas del lado oriental del edificio y son de Chil-1c.

Para CHILES II, la serie igualmente está marcada por tres grupos. El primero se encuentra dentro del campo de las andesitas (59-63 wt. %), con 19 muestras que pertenecen a Chil-2a. El segundo grupo se localiza dentro del campo de las dacitas (63-67 wt. %), con 25 muestras y representan a Chil-2b. Un tercer grupo con tres muestras contrasta en el diagrama, con un alto contenido de sílice corresponden a riodacitas y riolitas (68-71 %wt.) de los flancos oriental y occidental de Chil-2c.

Por otra parte, el diagrama AFM de Irvine y Baragar, (1971) (Figura 42), indica igualmente que las muestras del volcán Chiles se localizan dentro del campo calcoalcalino, características de un arco volcánico continental. En general las dos unidades presentan una gran similitud en cuanto a su evolución.

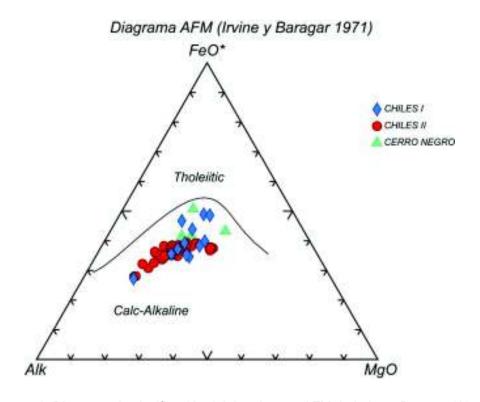


Figura 42. Diagrama de clasificación del tipo de roca AFM de Irvine y Baragar (1971).

En lo que respecta a los diagramas Harker para elementos mayores (Figura 43), se puede observar que tanto las muestras de CHILES I como las de CHILES II tienen tendencias similares.

Para el Harker de  $Al_2O_3$ , su rango varía entre 12.3 - 19 wt. % y presenta una mayor concentración entre 15-17 wt. %. La tendencia comienza con una pendiente positiva (mal definida) y cambia a una negativa a aproximadamente a 64 wt. % de  $SiO_2$ .

El MgO presenta una típica correlación negativa casi lineal. El contenido de este óxido en las rocas del Chiles va de 1.7 a 5.7 wt. %. Se puede observar que las muestras de CHILES I presentan dos pendientes, mientras en CHILES II se observa una sola tendencia.

El FeO\* (hierro total) presenta una correlación negativa bien marcada para las dos unidades del volcán Chiles (Figura 42). Su rango se encuentra entre 3.2-8.7 wt. %.

EL TiO<sub>2</sub> de igual manera exhibe una tendencia negativa. EL contenido presenta valores bajos que varían entre 0.4-0.8 wt. %. Vale mencionar que el FeO\* y el TiO<sub>2</sub> decrecen a medida que el SiO<sub>2</sub> incrementa, lo cual es típico de rocas de arco calco-alcalino (Gill, 1981).

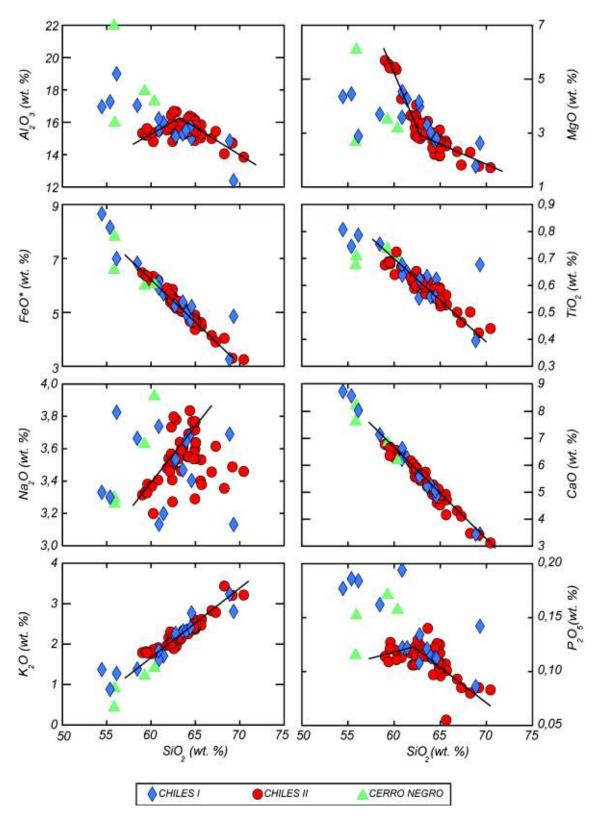
El Na<sub>2</sub>O presenta una correlación positiva algo dispersa. El contenido para este óxido es relativamente bajo y varía de 3.1 a 3.8 wt. %. En las muestras de CHILES I y CHILES II no se observa una tendencia clara, presentan un comportamiento difuso.

En el caso del CaO, este presenta una correlación negativa bien notoria para las dos unidades del volcán Chiles, el mismo disminuye a medida que la sílice aumenta. Su contenido está dentro del rango 3.1-8.7 wt. % muy similar a lo que muestra el FeO\*.

El  $K_2O$  por su parte presenta una correlación lineal positiva con la sílice mejor definida que la que muestra el  $Na_2O$ . Con valores que van de 0.8-3.4 wt. % se comporta de manera incompatible asumiendo que el wt. % de  $SiO_2$  es proporcional al grado de diferenciación (Gill, 1981).

Por último, el diagrama correspondiente al  $P_2O_5$  exhibe una correlación negativa algo dispersa respecto a la sílice. En cuanto a su rango de variación este va desde 0.05 hasta 0.20 wt. %, la misma que se encuentra dentro del rango para rocas calco alcalinas (0.05 y 0.30 wt. %) (Gill, 1981).

En resumen, los elementos mayores para las lavas del volcán Chiles, muestran principalmente una correlación negativa para:  $CaO > FeO^* > TiO_2 > MgO > P_2O_5 >> Al_2O_3$ , y correlaciones positivas para:  $K_2O > Na_2O$ , características y contenidos típicos de rocas calco-alcalinas. Por otro lado, las tendencias observadas en los diagramas, una de compatibilidad para el primer caso y una de incompatibilidad para el segundo caso, nos da el criterio de que existe una diferenciación magmática dentro de su evolución. Tanto las muestras de Chiles I como de Chiles II presentan patrones similares en su química a lo largo de su desarrollo.



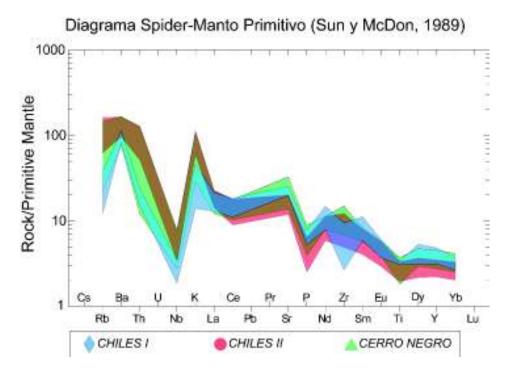
**Figura 43.** Diagramas HARKER para las rocas del volcán Chiles. Fraccionamiento de ol + cpx + opx + plg + ox-FeTi + apt para las rocas de CHILES II.

#### 4.2.2. Los elementos en trazas

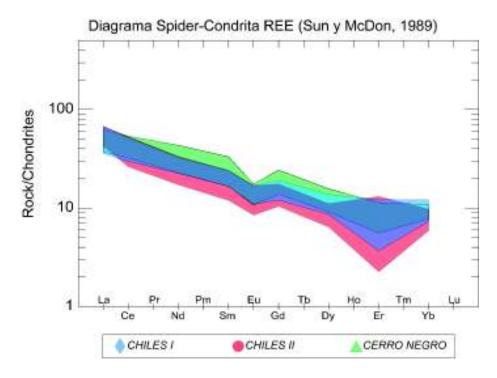
Respecto a los elementos trazas, en base a los análisis químicos se obtuvo el contenido para 21 elementos en ppm (ver Tabla 6). Estos análisis incluyen: tres elementos litófilos de ion grande (large ion lithophile elements, LILE: Rb, Sr, Ba); cinco elementos de transición (Sc, V, Cr, Co, Ni); dos de alta carga iónica (high field-strenght elements, HFSE: Zr, Nb); cinco elementos de tierras raras ligeras (LREE: La, Ce, Nd, Sm y Eu); cuatro de tierras raras pesadas (HREE: Gd, Dy, Er; Yb). Además, se tiene análisis de Th (elemento fuertemente incompatible) e Y que se comporta como un HREE.

Al plotear dichos elementos en un diagrama Spider normalizado al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) (Figuras 44), se puede apreciar claramente una anomalía negativa en Nb y un enriquecimiento en K, anomalías típicas de arcos volcánicos. También se aprecia una anomalía negativa en P, que indica fraccionamiento de apatito; mientras una anomalía negativa en Ti, indica fraccionamiento en óxidos de Fe y Ti.

Al plotearlos en un diagrama Spider normalizado a las condritas de Sun y McDonough (1989) (Figuras 45), se puede evidenciar el fraccionamiento de los HREE con respecto a los LREE. En el diagrama se puede apreciar una anomalía negativa en EU, lo que indica que la plagioclasa se encuentra estable en un residuo o cumulato.



**Figura 44.** Diagrama "Spider" de Elementos de Tierras Raras (REE) para las unidades del CHILES normalizado al Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989).



**Figura 45.** Diagrama "Spider" de Elementos de Tierras Raras (REE) para las unidades del CHILES normalizado a las Condritas (Sun & McDonough, 1989).

Los diagramas pseudo Harker son de gran ayuda para distinguir entre cada una de las series estudiadas. En la Figura 46 se presenta los diagramas para algunos de estos elementos. En los elementos en trazas también se puede apreciar una gran similitud en el comportamiento para las dos unidades del volcán Chiles, similar a lo que se observó en elementos mayores.

Dentro del grupo de K se encuentran elementos como: Rb, Cs, Ba y Sr, estos elementos forman grandes cationes (LILE) cuyas concentraciones generalmente se correlacionan positivamente con K<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub> en rocas de arco volcánico continental (Gill, 1981). Es así que el diagrama para el Ba presenta un contenido que varía entre 541 y 1165 ppm, con una correlación lineal positiva con el SiO<sub>2</sub>.

En cambio, los contenidos de Sr (también LILE) suelen permanecer bastante constantes, a veces disminuyendo en rocas ácidas con alto K (Gill, 1981). El diagrama Harker del Sr, muestra esta correlación negativa a medida que incrementa la sílice. Con un rango que generalmente va de 251 a 693 ppm, se pude apreciar al menos dos tendencias para cada unidad y formándose una ligera nube a los ~350 ppm.

El contenido de Rb para rocas ácidas con alto contenido de K varía entre 0 y ~100 (Gill, 1981), lo cual es acorde con el rango que presentan las muestras de lavas del volcán

Chiles. Con una correlación positiva, las dos unidades van desde 14 hasta 103 ppm, algo disperso a valores altos.

El Zr presenta contenidos que permanecen bastantes constantes, algo dispersas sin una correlación clara. El contenido para este elemento es relativamente bajo y varía de 54 a 168 ppm. En las muestras de CHILES I se puede observar una nube más dispersa, en comparación con CHILES II.

El grupo de elementos compatibles (Sc, V, Cr, Co, Ni) difieren de los elementos precedentes, porque se concentran más en los minerales ferromagnesianos que en el líquido coexistente y consecuentemente se correlacionan negativamente con la sílice (Gill, 1981).

El V generalmente sigue la tendencia del TiO<sub>2</sub> y del FeO\*, los cuales decrecen a medida que aumenta el contenido de SiO<sub>2</sub> (Gill, 1981). Las muestras del Chiles presentan una correlación negativa bien clara para las dos unidades, CHILES I va desde los 80 hasta 245 ppm, mientras que CHILES II va de 80 a 175 ppm.

El Cr presenta una correlación negativa con la sílice, aunque menos uniforme que en el caso anterior. Con valores que van de 18 a 255 ppm, en el caso de CHILES I se puede apreciar dos tendencias, mientras CHILES II al parecer una sola tendencia, la cual hace una inflexión en valores bajos (~50 ppm).

El Ni exhibe una tendencia negativa menos clara con el SiO<sub>2</sub>. EL contenido presenta valores bajos que varían entre 9 y 92 ppm, con al menos dos tendencias para las dos unidades mayores del Chiles, que hacen una inflexión a los ~25 ppm. El contenido de Ni constante puede resultar de diversos grados de fusión parcial en lugar de cristalización fraccionada, o de la contaminación uniforme de Ni durante la molienda o de imprecisión analítica (Gill, 1981)

El Sc exhibe una correlación lineal negativa respecto a la sílice. En cuanto a su rango de variación este va desde 29 hasta 9 ppm, típico de rocas ácidas (10 - 40 ppm) (Gill, 1981).

El diagrama Harker correspondiente al Co presenta una correlación lineal negativa respecto a la sílice, muy marcada. Se puede observar principalmente una sola tendencia principal, sin embargo, tres muestras de CHILES I presentan valores más altos. En cuanto a su rango de variación este va desde 9 hasta 87 ppm.

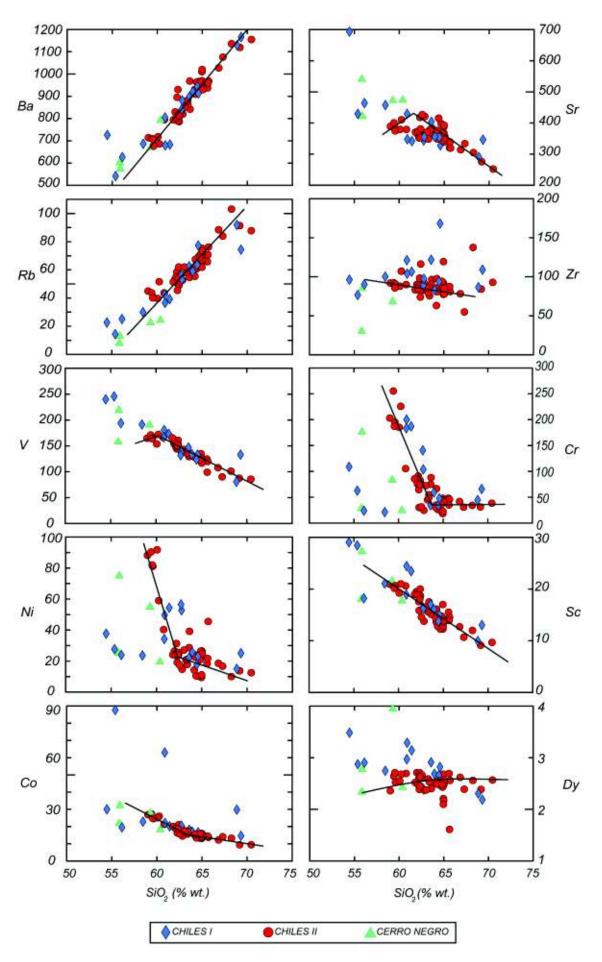
El diagrama para el Dy presenta contenidos que permanecen bastantes constantes, a medida que aumenta la sílice. El contenido para este elemento es relativamente bajo y varía de 1 a 4 ppm. En las muestras de CHILES I se puede observar dos tendencias dispersas, en comparación con CHILES II.

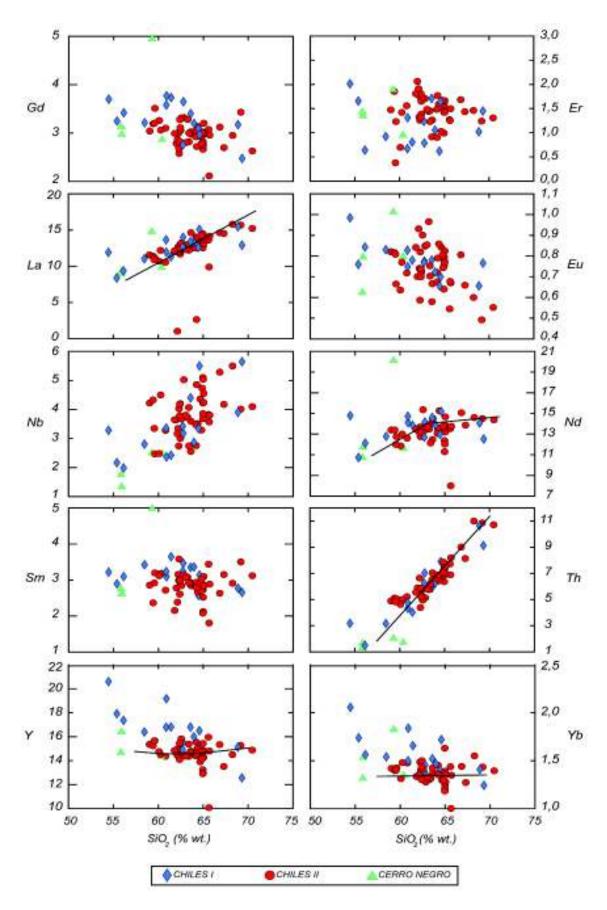
El La exhibe una correlación lineal positiva respecto a la sílice. En cuanto a su rango de variación este va desde 1 hasta 16 ppm. Además, también se pude apreciar dos muestras que marcan una anomalía y están alejadas de la tendencia general.

El Th presenta una correlación lineal positiva respecto a la sílice. Su rango de variación va desde 0 hasta 11 ppm.

Y e Yb manifiestan tendencias que permanecen relativamente constantes a medida que aumenta la sílice, aunque muestras de CHILES I presentan dos tendencias negativas. Sus rangos van de 10 a 22 ppm y de 1 a 2 ppm respectivamente.

En resumen, se puede observar que la química para elementos en trazas es bastante uniforme y similar para las dos unidades del volcán Chiles. Los elementos que se comportan de manera incompatible son: Rb, Ba, Nb, Th, La, Ce y Nd. Mientras que elementos como: Sr, Sc, V, Cr, Ni, Sc, Eu, Gd, Yb e Y, presentan un comportamiento compatible. Por último, elementos como: Zr, Sm, Dy y Er, no presentan un patrón definido manteniéndose constantes a medida que la sílice aumenta (Figura 45).





**Figura 46.** Diagramas Pseudo- HARKER para elementos en traza en ppm, para el volcán Chiles

**Tabla 6.** Composición geoquímica de las rocas del volcán Chiles y Cerro Negro en elementos mayores y en trazas. Max = Máximo; Min = Mínimo; Prom = Promedio; N = Número de muestras analizadas.

	CHILES I		CHILES II		Cerro Negro	
		N= 13		N= 43		N=4
	Max-Min	Prom	Max-Min	Prom	Max-Min	Prom
SiO <sub>2</sub>	69,31-54,46	61,52	70,46-59,02	63,63	60,39-55,83	57,85
TiO <sub>2</sub>	0,81-0,39	0,65	0,69-0,42	0,58	0,73-0,67	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,99-12,38	15,90	16,68-13,84	15,65	21,96-15,96	18,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,62-3,62	6,56	7,18-3,61	5,66	8,66-6,65	7,33
MnO	0,19-0,06	0,11	0,11-0,06	0,09	0,15-0,08	0,11
MgO	4,54-1,77	3,54	5,69-1,72	3,16	6,08-2,66	3,85
CaO	8,74-3,44	6,16	6,78-3,12	5,30	8,22-6,17	7,21
Na <sub>2</sub> O	3,83-3,13	3,49	3,84-3,31	3,55	3,92-3,26	3,53
K <sub>2</sub> O	3,24-0,88	1,95	3,21-1,77	2,26	1,40-0,42	0,99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19-0,09	0,14	0,14-0,05	0,11	0,17-0,11	0,15
Rb	91,89-14,36	46,81	91,34-39,67	60,76	24,24-7,85	16,85
Sr	693,20-290,25	400,60	426,77-251,96	364,12	540,54-420,97	476,79
Ва	1165,63-541,47	817,63	1154,89-676,44	892,66	791,66-572,59	658,66
Sc	29,03-9,95	19,15	20,94-9,12	15,76	27,24-17,71	21,11
٧	245,60-80,54	163,98	170,93-85,55	134,47	218,40-157,54	184,36
Cr	200,08-21,19	95,06	255,38-18,35	69,56	176,13-24,03	77,95
Со	87,65-14,59	29,35	27,23-9,39	16,88	32,13-18,19	24,99
Ni	56,47-14,95	34,13	91,77-9,44	29,77	74,88-19,47	43,53
Υ	20,59-12,56	16,48	15,96-10,08	14,61	22,05-14,33	16,86
Zr	121,18-76,58	96,42	98,34-54,93	85,42	106,44-30,11	72,37
Nb	5,65-1,98	3,13	5,29-2,47	3,77	2,50-1,33	2,01
La	15,46-8,39	12,20	15,70-1,03	12,32	14,76-8,92	10,68
Ce	30,80-18,26	24,97	66,04-0,00	25,96	32,80-19,77	23,78
Nd	14,78-10,73	13,34	15,36-7,99	13,28	20,12-10,71	13,53
Sm	3,65-2,57	3,13	3,58-1,81	2,85	4,98-2,62	3,39
Eu	0,98-0,66	0,78	0,97-0,49	0,75	1,01-0,62	0,81
Gd	3,77-2,47	3,31	3,51-2,11	2,97	4,95-2,86	3,48
Dy	3,48-2,19	2,79	2,71-1,61	2,49	3,95-2,33	2,87
Er	2,01-0,62	1,09	2,06-0,38	1,43	1,89-0,95	1,40
Yb	2,06-1,24	1,56	1,49-1,00	1,35	1,82-1,31	1,50
Th	10,65-1,03	5,22	10,86-0,00	6,36	2,04-1,30	1,68

#### 4.2.3. Carácter No Adakítico en las lavas del Chiles

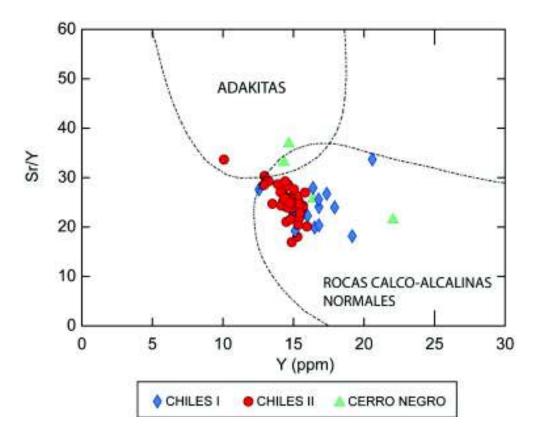
La presencia de características adakíticas ha sido reconocida en volcanes del arco ecuatoriano (Bourdon et al., 2003; S Hidalgo et al., 2007; Samaniego et al., 2005). Por ello, en base a las características químicas descritas anteriormente, se puede establecer una comparativa con las características geoquímicas de las "Adakitas" asignadas por Defant y Drummond (1990). Los bajos contenidos en Sr, el ligero empobrecimiento en Y e Yb y el enriquecimiento en Nb, nos dan la pauta para decir que las rocas del Chiles no concuerdan con aquellas que presentan un carácter adakítico (Tabla 7). Estos autores mencionan que las rocas adakíticas, son rocas volcánicas que por sus características químicas tienen participación de la fusión parcial de la corteza oceánica subducida bajo un arco volcánico.

Como se puede observar en la Tabla 8, las rocas del Chiles no cumplen con la mayoría de los criterios enunciados por los autores Defant y Drummond (1990). Los contenidos de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Sr, Y e Yb cumplen parcialmente con los rangos establecidos, mientras para las relaciones La/Yb y Sr/Y los valores que presentan las muestras del volcán Chiles están por debajo de los rangos establecidos.

**Tabla 7.** Principales características de las adakitas, según lo propuesto por Defant y Drummond (1990).

	Adakitas	Rocas del Chiles
SiO <sub>2</sub>	>57%	54 – 70 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	>15%	12 – 19 %
Sr	>400 ppm	251-693 ppm
Y	<18 ppm	10,08 – 20,59 ppm
Yb	<1,8 ppm	1,00 – 2,06 ppm
La/Yb	>20	0,76 – 11,42 ppm
Sr/Y	>40	16,93 – 34,65 ppm

De igual manera, Defant y Drummond (1990) propusieron que mediante el diagrama Sr/Y vs. Y es posible distinguir dos campos que separan las rocas calco-alcalinas clásicas de las rocas adakíticas (Figura 47). En el caso de las rocas del Chiles se puede evaluar como principalmente caen dentro del campo calco-alcalino normal, aunque unas pocas muestras se ubican muy cerca al límite entre los dos campos, e incluso una se localiza dentro del campo adakítico.



**Figura 47.** Diagrama Sr/Y vs Y que muestra el campo de las adakitas y de las rocas calcoalcalinas normales. Las muestras del Chiles caen principalmente dentro del campo calcoalcalino. Modificado de Defant y Drummond (1990).

#### 4.2.4. Modelo Geoquímico

Para la modelización geoquímica se utilizó las relaciones entre elementos compatibles e incompatibles propuestas por Schiano et al. (2010). Mediante estas relaciones podemos conocer de manera referencial los procesos petrogenéticos que sufrieron las rocas durante su formación.

Schiano et al. (2010), en base al análisis de tres volcanes (Pichincha, Iliniza y Tungurahua), establece que el principal control en la evolución magmática de los volcanes del Ecuador es una mezcla simple de magmas. Con la ayuda de cuatro modelos asociados al comportamiento de los elementos compatibles e incompatibles, se logró estimar si la evolución magmática sufrió procesos de fusión parcial, cristalización fraccionada y mezcla de magmas.

Los datos geoquímicos correspondientes a las unidades del volcán Chiles, han sido evaluados a fin de determinar qué procesos magmáticos están asociados a su evolución.

Para el primer caso, se tiene el diagrama  $C^H/C^M$  vs.  $C^H$  donde H es un elemento altamente incompatible y M es uno moderadamente incompatible (Figura 48a), en el que la fusión parcial es expresada por una recta con pendiente fuerte, mientras la cristalización fraccionada producirá una línea casi horizontal.

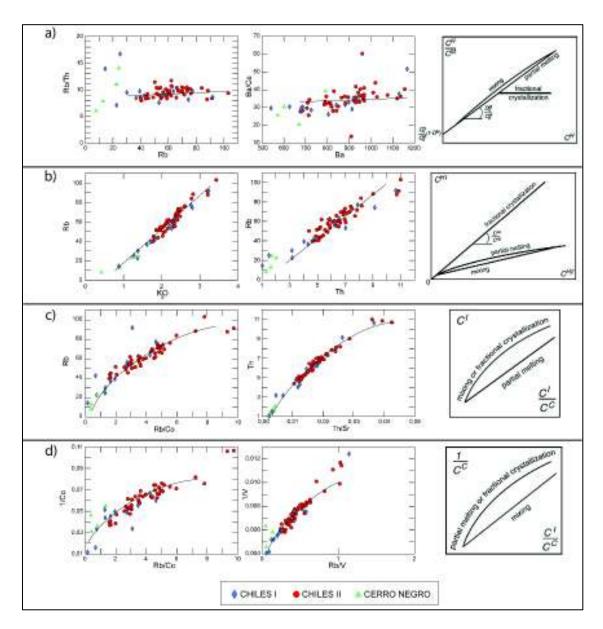
Para el segundo proceso  $C^{H1}$  vs.  $C^{H2}$ , se propone utilizar dos elementos altamente incompatibles H1 y H2 (Figura 48b), producidos por diferentes grados de cristalización. La mezcla se define mediante una relación lineal, la fusión parcial una ligera línea hiperbólica y la cristalización fraccionada produce una línea con fuerte pendiente.

La tercera relación resulta de plotear  $C^I$  vs.  $C^I/C^C$ , donde I es un elemento incompatible y C es un elemento compatible (Figura 48c). Los procesos de mezcla o cristalización producen una curva hiperbólica, en contraste el proceso de fusión parcial genera una fuerte línea recta.

La cuarta relación  $1/C^{I}$  vs.  $C^{I}/C^{C}$ , donde al igual que en el caso anterior, I es un elemento incompatible y C es un elemento compatible (Figura 48d). Para este caso, el proceso de mezcla produce una tendencia lineal en el diagrama, el proceso de fusión parcial genera una curva hiperbólica en el diagrama, al igual que para el proceso de cristalización fraccionada.

Para las muestras del volcán Chiles, en el diagrama  $C^H/C^M$  vs  $C^H$  se plotea las relaciones Rb/Th vs Rb y Ba/Ce vs. Ba, donde se obtiene una tendencia lineal casi horizontal (Figura 48a). Para el segundo caso  $C^{H1}$  vs.  $C^{H2}$  se grafica las relaciones Rb vs.  $K_2O$  y Rb vs. Th, donde del mismo modo se aprecia una tendencia lineal con una fuerte inclinación (Figura 48b). Para  $C^I$  vs.  $C^I/C^C$  se plotea relaciones como Rb vs. Rb/Co y Th vs. Th/Sr, en este caso se puede apreciar como la tendencia es algo curvada (Figura 48c). Por último, en el diagrama  $1/C^I$  vs.  $C^I/C^C$  se manifiesta las relaciones 1/Co vs. Rb/Co y 1/V vs. Rb/V, donde del mismo modo se distingue una ligera curvatura en la tendencia (Figura 48d).

Estas relaciones indican que las lavas del Chiles muestran correlaciones positivas, cuyas curvas resultantes se ajustan muy bien con un modelo de cristalización fraccionada, tanto para CHILES I como para CHILES II, confirmando la participación de este proceso como dominante en la evolución de los magmas de este volcán.



**Figura 48.** Diagramas de variación: a) Rb/Th vs Rb y Ba/Ce vs. Ba; b) Rb vs. K2O y Rb vs. Th; c) Rb vs. Rb/Co y Th vs. Th/Sr; y d) 1/Co vs. Rb/Co y 1/V vs. Rb/V, donde se puede apreciar una correlación durante la cristalización fraccional.

## 4.3. Modelo Evolutivo para el volcán Chiles

Mediante los criterios anteriormente mencionados se puede establecer un modelo de evolución para las dos unidades del volcán Chiles, las cuales están separadas por un periodo de ~200 ka. En cada unidad se desarrollaron tres fases evolutivas, caracterizadas principalmente por la composición de sus productos eruptivos. Los criterios geoquímicos sugieren al menos dos procesos de cristalización fraccionada, que se repiten en el tiempo para generar la variabilidad geoquímica presente en los productos volcánicos del Chiles I y II.

#### 4.3.1. CHILES I (600-275 ka)

#### 4.3.1.1. Primera fase (1a)

Probablemente los primeros magmas resultan de leve evolución de magmas mantélicos. Estos magmas calco-alcalinos ascienden hacia la superficie y llegan a formar una cámara magmática. La fase extruye grandes flujos de lava composición andesítica-basáltica, que se dirigieron principalmente hacia el sector de La Puerta en la parte N del edificio. Los procesos de cristalización fraccionada llegan a participar ligeramente en la diferenciación del magma, lo que se refleja en el alto contenido de piroxenos y la presencia de olivinos en las muestras. Las dataciones radiométricas sugieren que estas primeras lavas tuvieron lugar hace al menos ~572 ka y continuaron por algunos miles de años, para poder llegar a formar potentes flujos de lava.

#### 4.3.1.2. Segunda fase (1b)

En esta fase, se da la extrusión de potentes y extensos flujos de lava de composición andesítica hasta dacítica, que se dirigieron hacia la parte S y SE del de edificio, y son las más fluidas de toda su evolución. Los magmas presentan una afinidad calco-alcalina, producto del magma residual de la fase anterior que sufrió procesos de cristalización fraccionada diferenciando del magma. Los minerales que fraccionaron principalmente fueron anfíbol y biotita. Las dataciones sugieren que estos flujos tuvieron lugar hace al menos ~397 ka.

#### 4.3.1.3. Tercera fase (1c)

Esta fase se caracterizó por la extrusión de flujos de lava de composición riodacítica, que se dirigieron hacia el sector del valle de Aguas Hediondas en la parte E, adicionalmente flujos de menor extensión de distribuyeron hacia el W, NW y NE del volcán. Corresponde a magmas de afinidad calco-alcalina, que se generaron posiblemente a partir de magma residual de la fase precedente. Al tener más tiempo para enfriarse en la cámara magmática, se favoreció a los procesos de cristalización fraccionada, provocando que el magma se diferencie aún más, y presente minerales félsicos como cuarzo en las lavas. Estos flujos de lava presentan una edad de ~271 ka, lo que implica un lapso relativamente corto de tiempo (~125 ky) entre esta fase y la anterior.

Después de esto, la cámara magmática habría perdido su potencial eruptivo, marcando la finalización de CHILES I.

#### 4.3.2. CHILES II

#### 4.3.2.1. Cuarta fase (2a)

La cuarta fase de construcción del edificio volcánico se desarrolla después de un largo tiempo de relativa calma (~200 ky). Los productos extruidos corresponden a potentes flujos de lava de composición andesítica, que se distribuyeron hacia las partes SE y SW del volcán. Son flujos de lava que presentan una afinidad calco-alcalina. Los magmas durante esta etapa probablemente fueron producto de un nuevo pulso de magma desde el manto, y que fueron emplazados en una cámara magmática. Los procesos de cristalización fraccionada no llegan a generan una mayor diferenciación sobre este magma, favoreciendo la cristalización de minerales como anfíbol y piroxenos presentes en las lavas. La edad a la que pertenecen estos flujos de lava estaría comprendida entre 75-60 ka.

#### 4.3.2.2. Quinta fase (2b)

Esta fase se desarrolló similarmente a lo ocurrido en la fase 1b. El magma desalojado hacia la superficie formó flujos de lava de composición dacítica a andesítica ácida, que se distribuyeron radialmente alrededor del cono volcánico y se puede observar claramente en la química de estas lavas. Corresponde a un magma residual de afinidad calco-alcalina, que se desarrolló en la cámara magmática a partir de la fase anterior, y sufrió procesos de cristalización fraccional debido al ligero enfriamiento en la cámara magmática. En las rocas de esta fase podemos encontrar principalmente cristales grandes de anfíbol y xenolitos de rocas correspondientes a fases anteriores. Dataciones sugieren que estos flujos de lava tuvieron lugar entre 57 y 45 ka.

Dado que solo se tiene la presencia de flujos de lava, no se descartaría la posibilidad de que la actividad durante esta fase no haya sido solo de carácter efusivo, sino también de carácter explosivo, aunque no se encontró evidencia de depósitos asociados.

#### 4.3.2.3. Sexta fase (2c)

Después de un tiempo relativamente corto (~5 ka), una sexta fase se desarrolló en el volcán. Este proceso generó la extrusión de potentes flujos de lava de composición riodacítica que se distribuyen hacia el lado NE y E (flujo de El Gradas). Los productos de carácter calco-alcalino se formaron a partir del magma residual de la fase anterior.

Los procesos de cristalización fraccional habrían tenido el tiempo y las condiciones necesarias para que el magma se diferencie aún más, presentando minerales félsicos como cuarzo en sus lavas.

Finalmente, este proceso concluyó con la formación de pequeños domos y pequeños cráteres de explosiones freáticas y/o freatomagmáticas, además de brechas subglaciares que se observan en las partes altas del cono (sobre los 4400 m s.n.m.). Estratigráficamente esta fase estaría comprendida entre 40 y 20 ka, lo que a su vez cierra temporalmente el período de actividad de CHILES II y el desarrollo evolutivo del volcán.

Es importante mencionar que la actividad fumarólica e hidrotermal que se puede observar hoy en día en zonas aledañas al Chiles, son probablemente generadas por un cuerpo magmático todavía caliente.

### **CAPÍTULO 5**

#### 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### 5.1. Conclusiones

Los datos obtenidos en el presente trabajo han sido realmente muy útiles y nos han permitido realizar las siguientes conclusiones:

- El volcán Chiles corresponde a un estratovolcán compuesto principalmente por flujos de lava que se distribuyen radialmente a lo largo de sus flancos. Adicionalmente presenta una gran cicatriz de deslizamiento, producto del colapso de su flanco N que destruyó el edificio parcialmente, el mismo representa un gran evento catastrófico que generó una avalancha de escombros.
- La parte superior del edificio presenta pendientes muy fuertes, y se puede observar cubierto por rocas muy erosionadas y afectadas por la glaciación. Igualmente, en las zonas bajas del edificio, se pueden apreciar varias depresiones principalmente hacia el E y S, que hacen referencia a los potentes valles en "U" y circos glaciares que se depositaron en la zona, producto de las distintas glaciaciones que han ocurrido en el pasado.
- ➤ El Chiles se levanta sobre rocas volcánicas y volcanoclásticas, pertenecientes al volcanismo que se desarrolla durante el Mio-Plioceno (Nasate al N, Azuay al S y Cerro del Medio al SW). Se considera al Grupo Río Cala como el correspondiente basamento del volcán Chiles. El Grupo Cretácico de Rio Cala incluye lavas y volcanoclastos asociados a un arco de islas intraoceánico.
- Con base en los datos estratigráficos, geoquímicos y geocronológicos, se puede decir que el volcán Chiles está constituido por al menos 2 unidades principales, el más antiguo corresponde a CHILES I (Base, Medio y Superior) 600-270 ka, y CHILES II (Base, Medio, Superior, Avalancha de Escombros parte norte), que se desarrolla 75-20 ka. Las dos unidades se encuentran separadas por un lapso relativamente grande tiempo (~200 ky), en el que la acción glaciar afectó a la primera unidad.
- CHILES I se encuentra caracterizado por flujos de lava que van desde andesitas basálticas hasta riodacitas, desarrollándose en una edad entre 572 y 275 ka AP. CHILES II por su parte se encuentra caracterizado por flujos de lava de composición desde andesitas hasta riolitas, a esta unidad también pertenecen los pequeños domos y

brechas de las partes altas del volcán, la misma se desarrolla en un rango de edad que es 75-20 ka.

- ➤ El depósito de avalancha de escombros nororiental sobreyace discordantemente a los depósitos del Mio-Plioceno y subyace a los depósitos morrénicos del Tardi-glaciar. Dado que se encuentra cubierto por los depósitos del Tardi-glaciar, se estima que la edad para este gran evento catastrófico puede estar entre 15 y 10 ka AP.
- ➤ El volumen total de edificio original habría sido de ~15.5 km³, mientras el volumen faltante colapsado del edificio calculado es de 0.7 km³ como mínimo y 1.26 km³ como máximo, lo cual correspondería al ~8% del volumen total original de edificio. Entretanto el valor calculado del índice de movilidad H/L es de ~0.10.
- Las causas de mayor relevancia que se considera originaron la desestabilidad del edificio, están asociadas a la *actividad sísmica* y *rasgos tectónicos* que presenta la zona del volcán Chiles, los cuales habrían disparado la avalancha e influenciado en la superficie de ruptura respectivamente.
- Petrográficamente, las rocas del Volcán Chiles son generalmente masivas de texturas porfirítica seriada, hipocristalina y pilotáxica, en ocasiones glomeroporfídica y poikilítica; en algunos casos se puede observar micro-vesículas (bajo en gases). En cuanto a la composición de las muestras, esta puede variar desde andesitas basálticas hasta riodacitas. CHILES I presenta una paragénesis mineral de Plg + Cpx + Opx + Anf + Bt ± Ol ± Qz; representada por andesitas basálticas y riodacitas. CHILES II Plg + Anf + Cpx + Opx + Bt ± Ol ± Fsk ± Qz; representada por andesitas a riodacitas, generalmente con notorios y grandes fenocristales de anfíbol (hornblenda).
- ➤ Se han obtenido tres dataciones K/Ar de diferentes flujos de lava, las edades van desde los 572 hasta los 50 ka AP. La más antigua corresponde a Chil-1a en la parte norte del edificio, las otras dos corresponden a flujos de lava de Chil-2 en la parte S y SE del cono volcánico.
- Geoquímicamente, las rocas del volcán Chiles presentan una afinidad calco-alcalina típica de un magmatismo de arco continental. Las dos unidades CHILES I y CHILES II presentan una gran similitud a lo largo de su desarrollo tanto para elementos mayores como para elementos en trazas. Los magmas del Chiles no presentan un carácter adakítico y el modelo geoquímico sugiere que los magmas son producto de cristalización fraccionada.
- La construcción del volcán Chiles se habría dado en al menos seis fases, teniendo a procesos de cristalización fraccionada como su principal protagonista. CHILES I comprende las tres primeras fases: 1a) la primera corresponde a la formación de lavas andesítico basálticas del lado N, ~572 ka; 1b) el segundo a los flujos más extensos de

lava de composición dacíticos y andesíticos del lado S y SE del de edificio, ~400 ka; 1c) el tercero a los flujos de lava riodacíticos de la parte E y W, ~271 ka. Por su parte, CHILES II abarca las tres fases restantes; 2a) corresponde a flujos de lava andesíticos de las partes SW y SE, entre 75-60 ka; e) al quinto pertenecen lavas de composición dacítica y andesítica acidas, alrededor del edificio, entre 57 y 45 ka; f) la sexta a los flujos de lava de composición riodacítica de la parte E del edificio, además presenta domos, cráteres freáticos pequeños y brechas sub-glaciares, entre 40 y 20ka.

El principal peligro volcánico para generarse en el volcán Chiles, dada las características del volcán y de los productos encontrados en sus alrededores, son los flujos de lava, por lo cual se considera el evento con mayor probabilidad de ocurrencia en erupciones futuras. El avance de los flujos de lava es muy lento y por lo tanto no representan un gran peligro para los habitantes de los alrededores del volcán, dado que generalmente hay tiempo para abandonar la zona potencialmente afectada.

#### 5.2. Recomendaciones

- Se recomienda incrementar el muestreo de rocas sobre todo en CHILES I para mejorar la caracterización petrográfica (paragénesis mineral), y geoquímica del mismo.
- Es necesario aumentar el número de datos geoquímicos y principalmente cronológicos (p.e., dataciones) para fortalecer el conocimiento de la evolución y conocer de mejor manera los tiempos en que la actividad eruptiva se hizo presente. Métodos de Ar/Ar en Hornblenda arrojan buenos resultados (hasta 3 ka)
- Es necesario complementar el trabajo de campo en el sector Norte del volcán con el fin de mejorar la estratigrafía, de igual manera mejorar la caracterización petrográfica y geoquímica de las lavas y poder tener un mejor conocimiento del edificio.
- Realizar el estudio a detalle del depósito de la avalancha de escombros del Volcán Chiles, para tener un mejor conocimiento del evento catastrófico que ocurrió y de su edad.
- Efectuar un estudio más detallado de los depósitos de brechas sub-glaciares, pequeños domos y cráteres de las partes altas, a fin de tener un mejor conocimiento del origen, la dinámica y posible ocurrencia de los mismos.

- Dada la cercanía del volcán vecino Cerro Negro se debe realizar un estudio detallado del mismo y poder establecer de mejor manera la relación que existe entre estos dos volcanes.
- ➤ Establecer una mejor relación entre el estado de esfuerzos N-NE y el régimen de esfuerzos E-W, asociados a fallas presentes en la zona del CVCCN, y poder ver cómo han influenciado en la evolución y desarrollo de los edificios volcánicos
- Realizar un estudio más profundo en dinamismos eruptivos, y de esta manera tratar de explicar la ausencia de productos explosivos (flujos piroclásticos) a pesar de que el volcán presenta flujos de lava riodacíticos.

# **REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS:**

- Alvarado, A. (2012). Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur (Doctoral Dissertation). Université de Grenoble, 260.
- Ancellin, M.-A., Samaniego, P., Vlastélic, I., Nauret, F., Gannoun, A., & Hidalgo, S. (2017). Across-arc versus along-arc Sr-Nd-Pb isotope variations in the Ecuadorian volcanic arc. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 18(3), 1163–1188. DOI: 10.1002/2016GC006679
- Andrade, D. (2002). Estudio geovolcanológico del complejo volcánico Pululahua (Tesis de ingeniero geólogo). Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador, 186.
- AQUATER y OLADE. (1987). Proyecto Geotérmico Binacional Tufiño-Chiles-Cerro Negro. Síntesis de los Estudios Realizados (Informe técnico), 45.
- Aspden, J. A., y Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. Tectonophysics, 205 (1), 187–204. DOI: 10.1016/0040-1951(92)90426-7.
- Aspden, J. A., Harrison, S., y Rundle, C. (1992). New chronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. Journal of South American Earth Sciences, 6, 77–96.
- Barba, D. (2006). Estudio vulcanológico del complejo volcánico Chimborazo-Ecuador. (Tesis de ingeniero geólogo). Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador, 186.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Inocenti, F., Navarro, J. M., y Santacrose, R. (1988). Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. Geological Magazine, 125, 1–14.
- Benitez, S. (1995). Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire (Doctoral Dissertation). Université Joseph-Fourier Grenoble I, 192.
- Bernard, B. (2008). Etude des dépôts d'avalanches de débris volcaniques: analyse sédimentologiques d'exemples naturels et identification des mécanismes de mise en place (Doctoral Dissertation). Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II, 296.
- Bernard, B., y Andrade, D. (2011). Mapa de Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continetal. Escala 1:500000. Poster informativo, Quito-Ecuador: IRD-IGEPN.
- Boland, M.P., Pilatasig, L.F., Ibandango, C.E. McCourt, W.J., Aspden, J.A., Hughes, R.A., Beate, B. 2000. Geology of the Western Cordillera between 0°-1°N, Proyecto

- de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológica, Informe No. 10. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador, 72.
- Bourdon, E., Eissen, J. P., Gutscher, M. A., Monzier, M., Hall, M. L., y Cotten, J. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). Earth and Planetary Science Letters, 205, 123–138.
- Bryant, J. A., Yogodzinski, G. M., Hall, M. L., Lewicki, J. L., & Bailey, D. G. (2006). Geochemical Constraints on the Origin of Volcanic Rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. Journal of Petrology, 47, 1147–1175.
- CELEC e ISAGEN (2015). Informe Geológico Parcial del Proyecto Geotérmico Binacional Tufiño-Chiles-Cerro Negro, 144.
- Chancusig, C. (2017). Caracterización de la secuencia litoestratigráfica y de la mineralogía de alteración hidrotermal del pozo PGT-1 del proyecto geotérmico Tufiño-Chiles, provincia del Carchi (Tesis de ingeniero geólogo). Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador, 182.
- Chulde, E. (2014). Estudio geológico del Paleógeno en la Cordillera Occidental Septentrional del Ecuador. Provincias de Carchi e Imbabura (Tesis de ingeniero geólogo). Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador, 125.
- Clapperton, C. M. (1983). The glaciation of the Andes. Quaternary Science Reviews, 2 (2), 83–155.
- Clapperton, C. M. (1986). Glacial geomorphology, Quaternary glacial sequence and palaeoclimatic inferences in the Ecuadorian Andes. International geomorphology, 2, 843–870.
- Clapperton, C. M. (1990). Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo-Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 81(2), 91–116. DOI: 10.1017/S0263593300005174.
- Clapperton, C. M. (1993). Glacier readvances in the Andes at 12 500–10 000 YR BP: Implications for mechanism of Late-glacial climatic change. Journal of Quaternary Science, 8(3), 197–215. DOI: 10.1002/jqs.3390080303.
- Clapperton, C. M., y McEwan, C. (1985). Late Quaternary Moraines in the Chimborazo Area, Ecuador. Arctic and Alpine Research, 17(2), 135–142. DOI: 10.2307/1550843.

- Clapperton, C. M., y Vera, R. (1986). The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer. Journal of Quaternary Science, 1(1), 45–56. DOI: 10.1002/jqs.3390010106.
- Collot, J. Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., ...y Pazmiño, A. (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie. En Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador, Guayaquil, Ecuador, 47-74.
- Cortés, G. P., y Calvache, M. L. (1997). Informe sobre la evaluación de la amenaza volcánica del Chiles y Cerro Negro. Mapas de Amenaza. Primera versión. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto, P 43.
- Cosma, L., Lapierre, H., Jaillard, E., Laubacher, G., Bosch, D., Desmet, A., ...y Gabriele, P. (1998). Petrographie et geochimie des unites magmatiques de la Cordillere occidentale d'Equateur (0 degrees 30'); implications tectoniques. Bulletin de La Société Géologique de France, 169(6), 739–751.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., ... y Brousse, R. (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. Chemical Geology, 119(1–4), 115–138. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00102-E.
- Coviello, M. F. (2000). Estudio para la Evaluación del Entorno del Proyecto Geotérmico Binacional Tufiño-Chiles-Cerro Negro" (PROYECTO OLADE/CEPAL/GTZ) (p. 79). CEPAL.
- Daly, M. (1989). Correlations between Nazca/Farrallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. Tectonics, 8, 769–790.
- Defant, M. J., y Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347, 662–665.
- Ebmeier, S. K., Elliott, J. R., Nocquet, J.-M., Biggs, J., Mothes, P., Jarrín, P., ... y Samsonov, S. V. (2016). Shallow earthquake inhibits unrest near Chiles–Cerro Negro volcanoes, Ecuador–Colombian border. Earth and Planetary Science Letters, 450, 283–291. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.046
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., y Egüez, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. Tectonophysics, 259(1), 101–116. DOI: 10.1016/0040-1951(95)00075-5.

- Ego, F., Sébrier, M., y Yepes, H. (1995). Is the Cauca-Patia and Romeral fault system left or right lateral? Geophysical Research Letters, 22(1), 33–36.
- Egüez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M. N., Costa, C., Dart, R. L., y Bradley, L. A. (2003). Database and map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions. US Geological Survey Open-File Report, 3, 77.
- Egüez, A., y Poma, O. (2001). La Cuenca Alamor-Lancones en el Contexto Geodinámico de los Andes de Huancabamba, Suroccidente del Ecuador. Cuartas Jornadas en Ciencias de la Tierra, EPN, Quito, 19-22.
- Evans, C. D. R., y Whittaker, J. E. (1982). The geology of the western part of the Borbón Basin, North-west Ecuador. Geological Society, London, Special Publications, 10(1), 191–198. DOI: 10.1144/GSL.SP.1982.010.01.12.
- Geotermica Italiana SRL, & INECEL. (1982). Aprovechamiento de los Recursos Geotérmicos de la zona de Tufiño, Ecuador Septentrional (Informe Geo-Vulcanológico), P. 110.
- Gill, J. (1981). Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer Science & Business Media, 402. DOI: 10.1007/978-3-642-68012-0
- Goossens, P. J., y Rose, W. I. (1973). Chemical Composition and Age Determination of Tholeilitic Rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. Geological Society of America Bulletin, 84(3), 1043–1052. DOI: 10.1130/0016-7606(1973)84<1043:CCAADO>2.0.CO;2
- Guillier, B., Chatelain, J., Jaillard, E., Yepes, H., Poupine, G., y Feis, J. (2001). Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-Northern Ecuador (South-America). Geophysical Research Letters, 28, 3749–3752
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., y Collot, J. Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. Earth and Planetary Science Letters, 168, 255–270.
- Hall, M. L., Samaniego, P., Le Pennec, J. L. y Johnson, J. B. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176, 1–6.
- Hall, M. L., y Beate, B. (1991). El Volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. El Paisaje Volcánico en la Sierra Ecuatoriana geomorfología, fenómenos volcánicos y recursos asociados, 4, 5–17.

- Hidalgo, S. (2001). Estudio geovolcanológico del complejo volcánico Iliniza (Tesis de ingeniero geólogo), Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador, 112.
- Hidalgo, S, Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J.-P., & Cotten, J. (2007). Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 159, 366–392.
- Hidalgo, S., Gerbe, M. C., Martin, H., Samaniego, P., y Bourdon, E. (2012). Role of crustal and slab components in the Northern Volcanic Zone of the Andes (Ecuador) constrained by Sr–Nd–O isotopes. Lithos, 132–133, 180–192. DOI: 10.1016/j.lithos.2011.11.019
- Hughes, R., y Bermúdez, R. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0 00' and 1 00' S, Proyecto de Desarollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica. Informe No. 4. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador, 75.
- Hughes, R., y Pilatasig, L. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. Tectonophysics, 345, 29–48.
- INGEOMINAS. (2015). Atlas Geológico de Colombia, Plancha 5-18.
- Instituto Geofísico-EPN, y Servicio Geológico Colombiano. (2014). Mapa de Amenazas Potenciales de los Volcanes Chiles Cerro Negro. Escala 1:50000. Quito-Ecuador.
- Instituto Geofísico-EPN. (2014). Informe del volcán Chiles Cerro Negro N°23 (Técnico) (p. 5). Quito-Ecuador: Instituto Geofísico. Recuperado a partir de http://www.igepn.edu.ec/ccn-informes/ccn-especiales/ccn-e-2014/148-informe-del-volcan-chiles-cerro-negro-no-23-2014/file
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8(5), 523–548. DOI: 10.1139/e71-055
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., y Mourier, T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. Journal of the Geological Society, 147(6), 1009-1022.
- Jaillard, E., Ordóñez, M., Berrones, G., Bengston, P., Bonhomme, M. G., Jiménez, N., y Zambrano, I. (1996). Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and early Tertiary times. Journal of South American Earth Sciences, 9, 131–140.

- Jaillard, E., Ordóñez, M., Suárez, J., Toro, J., Iza, D., y Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the late Cretaceous-Paleogene deposits of the Cordillera Occidental of central Ecuador: geodynamic implications. Journal of South American Earth Sciences, 17, 49–58.
- Jaillard, E., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A. V., y Bulot, L. G. (1999).
  Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador. Journal of South American Earth Sciences, 12(1), 51–68.
  DOI: 10.1016/S0895-9811(99)00006-1
- Kennerley, J. B. (1973). Geology of the Loja Province, Southern Ecuador. Institute of Geological Sciences, Report, 23, 1–34.
- Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J., y Pilatasig, L. F. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. Journal of the Geological Society, 159(5), 577–594. DOI: 10.1144/0016-764901-151.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R. C., Hernandez, J., ... y Sénebier, F. (2000). Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B4), 8403–8421. DOI: 10.1029/1998JB900091.
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M. G., Egüez, A., Dugas, F., y Vivier, G. (1992). New K-Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. Journal of South American Earth Sciences, 5(3), 309–320. DOI: 10.1016/0895-9811(92)90028-W.
- Leyrit, H. (2000). Flank collapse and debris avalanche deposits. Volcaniclastic Rocks, from Magmas to Sediments. Edited by H. Leyrit and C. Montenat, 111–129.
- Luzieux, L., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C., y Winkler, W. (2006). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. Earth and Planetary Science Letters, 249(3), 400-414.
- McDougall, I., y Harrison, T. M. (1999). Geochronology and Thermochronology by the 40Ar/39Ar Method. Oxford University Press on Demand, 271.

- Michaud, F., Witt, C., y Royer, J. Y. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. Geological Society of America Memoirs, 204, 217–228. DOI: 10.1130/2009.1204(10).
- Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P., y Farfan Medrano, A. (1988). An accreted continental terrane in northwestern Peru. Earth and Planetary Science Letters, 88(1), 182–192. DOI: 10.1016/0012-821X(88)90056-8.
- Nocquet, J. M., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., ... y Font, Y. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the Northern Andes. Nature Geoscience, 7(4), 287-291.
- París, G., Machette, M. N., Dart, R. L., y Haller, K. M. (2000). Map and database of quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions. US Geological Survey Open-File Report, 66.
- Peccerillo, A., y Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58(1), 63–81. DOI: 10.1007/BF00384745.
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 86(B11), 10753–10770. DOI: 10.1029/JB086iB11p10753.
- Prefectura del Carchi. (2016). Atractivo: Volcán Chiles. Obtenido de: http://www.carchi.gob.ec/turistico/index.php/vive-el-carchi/turismo-porcanton/tulcan/88-natural/198-atractivo-volcan-chiles.
- Rivadeneira, M., Baby, P., Dávila, C., y Christophoul, F. (1999). Los principales campos de Petroproducción: estilo tectónico, etapas de deformación y características geológicas. Quito: Petroproducción; IRD, 88. ISBN 9978-40-895-9.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.-P., & Cotten, J. (2005). Temporal Evolution of Magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The Geology and Petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Petrology*, 46(11), 2225–2252. DOI: 10.1093/petrology/egi053.
- Santamaría, S., Telenchana, E., Bernard, B., Hidalgo, S., Beate, B., Córdova, M., y Narváez, D. (2017). Registro de erupciones ocurridas en los Andes del Norte durante el Holoceno: Nuevos resultados obtenidos en la turbera de Potrerillos, Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro. Revista Politécnica, 39 (2), 7-16.

- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J.-P., Martin, H., y Koga, K. T. (2010). Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160(2), 297–312. DOI: 10.1007/s00410-009-0478-2.
- Schubert, C., y Clapperton, C. M. (1990). Quaternary Glaciations in the northern Andes (Venezuela, Colombia and Ecuador). Quaternary Science Reviews, 9(2), 123–135. DOI: 10.1016/0277-3791(90)90014-2.
- Shaw, D. M. (2006). Trace Elements in Magmas: A Theoretical Treatment. Cambridge University Press, 242.
- Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 22, 163–197.
- Siebert, L., Glicken, H., y Ui, T. (1987). Volcanic hazards from Bezymianny and Bandaitype eruptions. Bulletin of Volcanology, 49, 435–459.
- Sierra, D. (2015). Determinación del estado de esfuerzos tectónicos en la zona del Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro (Tesis de Ingeniero Geólogo). Quito-Ecuador, 160.
- Smellie, J. L. (2000). Subglacial eruptions. En Encyclopedia of Volcanoes (pp. 403–418). H. Sigurdsson, B. Houghton, H. Rymer, J. Stix, y S. McNutt (Eds.).
- Soulas, J. P., Egüez, A., Yepes, H., y Pérez, V. H. (1991). Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes Ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. Boletín Geológico Ecuatoriano, 2(1), 3-11.
- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., y Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 186(1), 57–73. DOI: 10.1016/S0012-821X(01)00225-4.
- Spikings, R., Winkler, W., Hughes, R., y Handler, R. (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. Tectonophysics, 399, 195–220.
- Sun, S. S., y McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313–345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

- Trenkamp, R, Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. Journal of South American Earth Sciences, 15, 157–171. DOI: 10.1016/S0895-9811(02)00018-4.
- Tschopp, H. J. (1953). Oil Explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950. AAPG Bulletin, 37(10), 2303–2347.
- Vallejo, C. (2007). Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous–Paleogene) (PhD Thesis). ETH Zürich, Switzerland, 208.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R. A., Luzieux, L., Heller, F., y Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. Geological Society of America Memoirs, 204, 197–216. DOI: 10.1130/2009.1204(09).
- Vásconez, F. J. (2015). Estimación de la masa de magma contenida en los depósitos del Complejo Volcánico Pululahua (CVP) (Tesis de Ingeniero Geólogo). Quito-Ecuador, 166.
- Velandia, F., Salazar, E., Pulgarín, B., Hincapié, G., y Forero, H. (2008). Estratigrafía de los depósitos volcánicos del Altiplano Nariñense, Colombia. Geología Colombiana, 33, 88–100.
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., y Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. Journal of South American Earth Sciences, 19(1), 5–19. DOI: 10.1016/j.jsames.2004.06.006.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordóñez, M., Jiménez, M., y Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as a response to the Norht Andean Block tectonic escape. Tectonics, 25(3), TC3017, DOI: 10.1029/2004TC001723.

## **ANEXOS**

Anexo III. Ubicación de las muestras recolentadas en el volcán Cbiles y tipo de analisis realizado.

Código de Muestra	X UTM	YUTM	Altura	Tipo de Muestra	Nombre de Muestra	LD	AQ	Datación
CCN-BB14-001A/B	172413	89020	4142	Cenizas	Ceniza y lapili			
CCN-BB14-002 varios	172340	89033	3997	Turbera				
CCN-BB14-003	176520	89583	3535	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-BB14-004 A-AG	170724	89868	3656	Turbera				
CCN-BB14-005	195631	90809	2869	Ceniza y lapili	Ceniza y lapili			
CCN-BB14-006	186366	89508	3008	Ceniza y lapili	Ceniza y lapili			
CCN-BB14-007	176013	88270	3770	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-BB14-008	175296	88490	3828	Roca	Andesita		Х	
CCN-BB14-009	175109	88270	3823	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-BB14-010	174707	88266	3849	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-BB14-011	173900	88854	3928	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-BB14-012	173770	88660	3910	Roca	Andesita			
CCN-BB14-014	171652	88561	3877	Roca	Andesita		Х	
CCN-BB14-015	171186	89694	3802	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET14-016	175136	89167	3920	Roca	Andesita		Х	Х
CCN-ET14-017	174930	89431	3951	Roca	Andesita		Х	
CCN-ET14-019	174813	90020	4026	Roca	Andesita		Х	
CCN-ET14-020	174914	90081	4026	Roca	Dacita		Х	
CCN-ET14-021	174720	89712	4054	Roca	Andesita		Х	
CCN-ET14-022	169980	89875	3654	Roca	Andesita		Х	
CCN-ET14-023	169269	90013	3725	Bomba				
CCN-ET14-026	168359	90157	3713	Roca	Andesita		Х	Х
CCN-ET14-027	168622	90136	3726	Roca	Andesita		Х	
CCN-ET14-030	168875	90175	3755	Roca	Andesita		Х	
CCN-ET15-005	170983	90769	3950	Roca	Escoria			
CCN-ET15-006	171009	90945	3950	Roca	Dacita			
CCN-ET15-007	171220	91073	4015	Roca	Dacita			
CCN-ET15-008	171180	90916	3982	Roca	Andesita-Dacita			
CCN-ET15-009	170994	90518	3912	Roca	Andesita			
CCN-ET15-010	171087	90427	3898	Roca	Andesita			
CCN-ET15-011	171289	90115	3856	Roca	Andesita acida			
CCN-ET15-013	171199	90518	3832	Roca	Riodacita		Х	
CCN-ET15-016	171737	89975	4009	Roca	Andesita acida			
CCN-ET15-017	171029	89788	3851	Roca	Andesita			
CCN-ET15-020	170060	89780	3736	Ceniza	Dacita hornblendica			
CCN-ET15-026	174780	87484	3817	Roca	Dacita con xenolitos			
CCN-ET15-027	174757	87843	3795	Rocas angulares	Andesita Dacita			
CCN-ET15-029	174688	88210	3835	Roca	Dacita			
CCN-ET15-032	171339	89661	3906	Roca	Andesita acida		Х	
CCN-ET15-033	171062	89332	3925	Roca	Dacitas olivínicas con xenolitos			
CCN-ET15-034	171652	88563	3989	Roca	Andesita con diaclasamiento columnar			
CCN-ET15-036	175120	88298	3938	Roca	Andesita	1		
CCN-ET15-037	173768	88675	3996	Roca	Dacita olivínica con Xenolitos sacaroidales			
CCN-ET15-038	175582	88445	3922	Roca	Andesita acida	1		

Código de Muestra	X UTM	Y UTM	Altura	Tipo de Muestra	Nombre de Muestra	LD	AQ	Datación
CCN-ET15-039	172792	89381	4227	Roca	Andesita acida			
CCN-ET15-040	172978	89674	4336	Roca	Andesita acida con xenolito verde, ofilítico?			
CCN-ET15-042	173270	89954	4549	Roca	Andesita			
CCN-ET15-043	173273	89987	4568	Roca	Dacita			
CCN-ET15-044	173295	90106	4616	Roca	Andesita con xenolito sacaroidal			
CCN-ET15-045	173292	90098	4645	Roca	Dacita			
CCN-ET15-046	173266	90152	4668	Roca	Dacita			
CCN-ET15-047	173245	90219	4709	Roca	Dacita			
CCN-ET15-048 A/B	173260	90248	4742	Roca	Andesita acida/Andesita-Fulgurita		Х	
CCN-ET15-049	173182	90292	4714	Roca	Dacita			
CCN-ET15-050	173063	90104	4574	Roca	Dacita fumarolizada			
CCN-ET15-051	173044	90075	4563	Roca	Dacita		Х	
CCN-ET15-053	172556	89309	4171	Roca	Dacita	Х		
CCN-ET15-054	172701	89417	4197	Roca	Andesita acida con xenolito		1	
CCN-ET15-055	172624	89221	4188	Roca	sacaroidal Dacita olivínica con xenolitos		Х	Х
CCN-ET15-056	172521	89022	4174	Roca	sacaroidales		X	
	+				Andesita		^	
CCN-ET15-059	175963	87908	3858	Roca	Andesitas y dacitas			
CCN-ET15-060	177562	87362	3747	Roca	Andesita Andesita acida con xenolitos		Х	
CCN-ET15-063	177170	87136	3729	Roca	félsico con esferulitas		1	
CCN-ET15-064A	177023	87071	3638	Roca	Brecha volcánica			
CCN-ET15-064B	177023	87071	3638	Roca	Dacita con xenolitos			
CCN-ET15-065	176987	87103	3639	Roca	Dacita con xenolitos			
CCN-ET15-067A/B	176658	87163	3604	Roca	Dacita/Andesita acida		Х	
CCN-ET15-072	173247	88703	4043	Roca	Dacita con xenolitos sacaroidales		Х	
CCN-ET15-073	173190	88779	4053	Roca	Andesita			
CCN-ET15-074A	173383	88342	4039	Roca	Andesita con xenolitos			
CCN-ET15-074B	173383	88342	4039	Roca	Dacita			
CCN-ET15-075	170654	88100	4030	Roca	Andesita acida			
CCN-ET15-076A	173793	88304	4054	Roca	Dacita		Х	
CCN-ET15-076B	173793	88304	4054	Roca	Dacitas y Andesitas con xenolitos			
CCN-ET15-077	176730	89655	3580	Roca	Dacita con xenolitos sacaroidales			
CCN-ET15-079	181275	82264	3301	Roca	Dacita			
CCN-ET15-201	174480	94677	3879	Roca	Andesita 2Px			
CCN-ET15-202	174454	94607	3899	Roca	Andesita 2Px			
CCN-ET15-203	174666	94528	3908	Roca	Andesita		Х	
CCN-ET15-204	174762	93908	3994	Roca	Andesita 2Px			
CCN-ET15-205A/B	174760	93827	4013	Roca	Andesita 2Px/Autobrecha		Х	Х
CCN-ET15-206	174705	93766	3981	Roca	Andesita 2Px		Х	
CCN-ET15-207 A/B	174716	94362	3923	Roca/Ceniza	Andesita 2Px/ceniza Soche?			
CCN-ET15-208	174749	94316	3919	Roca	Andesita			
CCN-ET15-209	175053	94081	3904	roca	Andesita 2Px			
CCN-ET15-210	175193	93829	3886	Roca	Andesita 2Px		Х	
CCN-ET15-211	176219	93528	3770	Roca	Toba pumitica			
CCN-ET15-212	176878	93476	3656	Roca	Andesita			
CCN-ET15-213	176878	93476	3656	Roca	Andesita Piroxenica			
CCN-ET15-214	176836	93389	3679	Roca	Andesita			

Código de Muestra	X UTM	Y UTM	Altura	Tipo de Muestra	Nombre de Muestra	LD	AQ	Datación
CCN-ET15-215	176218	92223	3709	Roca	Andesita		Х	
CCN-ET15-216	176445	91425	3620	Roca	Andesita con xenolitos		Х	
CCN-ET15-217	177302	90714	3708	Roca	Riodacita		Х	
CCN-ET16-002	171698	91172	4129	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-005	172230	91078	4256	Roca	Andesita	Х		
CCN-ET16-006	172298	90996	4283	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-007	172382	90939	4331	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-009 A/B	172272	90784	4320	Roca	Andesita con oxidación bandeada/Dacita alterada?			
CCN-ET16-010	172228	90801	4276	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-013	171810	90796	4147	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-014	171737	30409	4094	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-018	173090	90084	4539	Roca	Dacita alterada a arcilla			
CCN-ET16-019	173059	90116	4575	Roca	Dacita	Х	Х	
CCN-ET16-021	173073	90316	4677	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-023	173213	90300	4680	Roca	Andesita basáltica	Х	Х	
CCN-ET16-025	173287	90245	4660	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-026	173287	90208	4674	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-029	173243	89764	4429	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-035	174262	90280	4285	Roca	Andesita		Х	
CCN-ET16-036	174068	90937	4415	Roca	Brecha su-volcánica dacítica			
CCN-ET16-037A/B	173934	90717	4483	Roca	Andesita con oxidación bandeada	Х		
CCN-ET16-038	173920	90278	4432	Roca	Andesita con xenolitos	Х	Х	
CCN-ET16-039	174338	90102	4308	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-040	174327	89900	4276	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-042	174304	89549	4275	Suelos				
CCN-ET16-043	174330	89360	4239	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-045A/B	174151	89122	4161	Roca	Andesita basáltica/Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-046	174121	89303	4249	Roca	Dacita	Х	Х	
CCN-ET16-049	173934	83481	4306	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-051	173626	89587	4353	Roca	Andesita	Х	Х	
CCN-ET16-054	173262	89257	4284	Roca	Dacita	Х	Х	

Anexo IV. Descripciones petrográficas realizadas en este estudio para el volcán Chiles. Pl=Plagioclasas; FK=Feldespato potásico; Cpx=Clinopiroxeno; Opx=Ortopiroxeno; Hbl=Hornblenda; Bt=Biotita; Qz=Cuarzo; Ol=Olivino; Matriz microcristalina; Op=Opacos; Matriz vítrea; Vesículas.

Vesículas	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Matriz vítrea	33	10	10	12	10	15	17	35	2	2	2	10	25	10	30	25	10	15	30	18	15	16	15	18	10	20	30	40	10	38	10	30	15
0p (%vol)	9	2	2	7	2	2	7	2	4	4	4	2	2	2	4	2	7	4	9	4	2	4	3	3	4	4	4	3	3	3	3	4	m
Matriz microcristalina	18	32	37	27	35	35	27	10	40	40	37	30	15	30	15	15	30	20	20	30	30	26	30	23	28	23	20	10	37	10	30	15	25
Ol (lov%)	0	7	3	3	6	0	9	4	0	0	Т	0	0	0	0	0	0	0	0	Т	0	0	0	0	0	0	1	Н	Т	Н	0	Н	0
Qz (%vol)	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	ĸ	m	1	ĸ	2	4	0	0	0	0	m	1	2	m	1	0	0	0	0	7	0	П
Bt (%vol)	9	0	0	0	0	0	0	0	0	9	0	2	6	7	6	7	7	0	0	0	0	7	∞	7	6	∞	0	0	0	0	7	0	∞
Hbl (%vol)	7	6	7	7	9	7	7	9	13	11	13	10	6	11	∞	7	9	6	7	11	10	∞	∞	7	6	∞	7	9	6	9	10	11	10
Opx (lov%)	7	10	∞	6	7	12	7	∞	10	10	10	6	∞	7	7	9	∞	10	6	∞	10	6	∞	7	6	7	10	6	12	10	10	10	10
Cpx (%vol)	9	12	12	15	∞	9	6	10	∞	4	10	∞	∞	6	∞	2	10	∞	∞	∞	∞	7	7	7	∞	7	∞	11	∞	12	∞	6	∞
FK (%vol)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0	ო	0	7	0	0	0	0	0	0	0
PI (%vol)	16	20	18	20	20	20	20	22	23	22	22	20	18	20	16	15	18	22	20	20	22	20	70	70	70	20	20	70	20	70	70	20	20
Texturas	Porfirítica seriada, Pilotaxítica	Porfirítica seriada, Pilotaxítica	Porfirítica seriada, Pilotaxítica	Porfirítica seriada, Pilotaxítica	Porfirítica seriada	Porfirítica seriada, Pilotaxítica	Porfirítica seriada	Porfirítica seriada, Pilotaxítica	Porfirítica seriada	Porfirítica seriada, Pilotaxítica	Porfirítica seriada, Pilotaxítica	Porfirítica seriada	Porfirítica seriada, Pilotaxítica	Porfirítica seriada	Porfirítica seriada	Porfirítica seriada	Porfirítica seriada, Pilotaxítica	Porfirítica seriada	Porfirítica seriada, Pilotaxítica	Porfirítica seriada	Porfirítica seriada												
Roca	Dacita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita basáltica	Andesita	Andesita	Andesita	Dacita	Dacita	Andesita ácida	Dacita	Dacita	Andesita ácida	Dacita	Dacita	Dacita	Andesita	Andesita	Andesita ácida	Andesita ácida	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Andesita	Andesita basáltica	Andesita	Andesita	Dacita	Andesita	Dacita
Unidad	Chiles I	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles I	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II	Chiles II						
Muestra	CCN-BB14-003	CCN-BB14-007	CCN-BB14-008	CCN-BB14-009	CCN-BB14-010	CCN-BB14-011	CCN-BB14-014	CCN-BB14-015	CCN-ET16-002	CCN-ET16-005	CCN-ET16-006	CCN-ET16-007	CCN-ET16-010	CCN-ET16-013	CCN-ET16-014	CCN-ET16-019	CCN-ET16-021	CCN-ET16-023	CCN-ET16-025	CCN-ET16-026	CCN-ET16-029	CCN-ET16-037A	CCN-ET16-037B	CCN-ET16-038	CCN-ET16-039	CCN-ET16-040	CCN-ET16-043	CCN-ET16-045A	CCN-ET16-045B	CCN-ET16-046	CCN-ET16-049	CCN-ET16-051	CCN-ET16-054

Anexo V. Análisis geoquímicos para elementos Mayores del volcán Chiles, normalizados al 100% en "% en peso" (wt. %).

MUESTRA	UNIDAD	Si02	Ti02	AI203	Fe203*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K20	P205	LOI	Mg#	Total	FeO
CCN-BB14-003	CHILES I	69,31	0,68	12,38	5,40	0,075	2,62	3,46	3,13	2,81	0,14	1,18	49,06	100,00	4,86
CCN-BB14-007	CHILES II	61,99	0,61	15,60	6,21	0,098	3,62	6,05	3,54	2,16	0,11	-0,14	53,62	100,00	5,59
CCN-BB14-008	CHILES II	08'09	0,67	15,43	6,87	0,106	4,27	6,42	3,41	1,91	0,11	-0,02	55,17	100,00	6,19
CCN-BB14-009	CHILES I	62,21	0,59	15,80	5,98	0,093	3,62	5,80	3,49	2,30	0,11	0,80	54,53	100,00	5,38
CCN-BB14-010	CHILES I	54,46	0,81	16,96	9,62	0,194	4,35	8,74	3,33	1,37	0,18	1,4	47,25	100,00	99'8
CCN-BB14-011	CHILES II	62,30	0,63	16,47	6,07	060'0	2,92	2,57	3,73	2,09	0,12	0,11	48,76	100,00	5,46
CCN-BB14-014	CHILES II	59,02	0,68	15,32	7,18	0,112	5,69	6,78	3,31	1,79	0,11	0,01	61,07	100,00	6,46
CCN-BB14-015	CHILES II	59,41	69'0	15,20	2,08	0,109	5,55	6,71	3,34	1,81	0,11	-0,30	60,84	100,00	6,37
CCN-ET14-016	CHILES II	62,45	09'0	15,55	6,21	0,094	3,53	5,91	3,50	2,05	0,11	0,21	52,95	100,00	5,59
CCN-ET14-017	CHILES II	63,65	0,62	15,25	5,58	0,086	3,44	5,30	3,61	2,33	0,14	0,58	54,96	100,00	5,02
CCN-ET14-019	CHILES II	63,61	0,57	15,60	5,79	0,087	3,14	5,21	3,58	2,31	0,11	0,38	51,79	100,00	5,21
CCN-ET14-020	CHILES II	70,46	0,44	13,84	3,61	0,055	1,72	3,12	3,46	3,21	0,08	1,30	48,49	100,00	3,25
CCN-ET14-021	CHILES II	64,21	0,58	15,69	5,46	0,081	2,71	5,11	3,69	2,35	0,12	0,77	49,61	100,00	4,91
CCN-ET14-022	CERRO NEGRO	60,39	0,71	17,28	6,71	0,102	3,16	6,17	3,92	1,40	0,16	0,42	48,31	100,00	6,04
CCN-ET14-026	CERRO NEGRO	25,90	0,71	15,96	9,66	0,149	80'9	8,22	3,26	06'0	0,15	1,04	58,19	100,00	7,79
CCN-ET14-027	CERRO NEGRO	55,83	0,67	21,96	7,30	0,116	2,66	7,62	3,30	0,42	0,11	1,04	41,93	100,00	6,57
CCN-ET14-030	CERRO NEGRO	59,29	0,73	17,91	6,65	0,082	3,49	6,83	3,63	1,21	0,17	1,95	50,99	100,00	2,98
CCN-ET15-013	CHILES II	69,18	0,42	14,72	3,67	0,057	1,77	3,41	3,49	3,21	0,09	1,46	48,91	100,00	3,30
CCN-ET15-032	CHILES II	29,60	0,68	15,21	4,0	0,107	5,41	99'9	3,38	1,79	0,13	0,02	60,38	100,00	6,33
CCN-ET15-048A	CHILES II	62,27	09'0	16,41	6,13	0,088	3,20	2,57	3,57	2,03	0,12	2,69	50,83	100,00	5,52
CCN-ET15-051	CHILES II	62,59	0,53	15,04	5,14	0,081	2,70	4,92	3,40	2,49	0,11	1,04	51,02	100,00	4,63
CCN-ET15-055	CHILES II	60'09	0,64	15,37	6,83	0,104	5,44	6,28	3,37	1,77	0,12	0,10	61,20	100,00	6,15
CCN-ET15-056	CHILES II	59,54	69'0	15,61	2,06	0,108	5,42	98'9	3,33	1,78	0,12	0,11	60,34	100,00	6,35
CCN-ET15-060	CHILES I	62,77	0,62	15,12	5,91	0,091	3,98	2,57	3,53	2,26	0,13	0,63	57,14	100,00	5,32
CCN-ET15-067A	CHILES I	62,72	0,55	15,20	5,83	0,091	4,16	5,62	3,53	2,21	0,11	0,01	58,56	100,00	5,24
CCN-ET15-072	CHILES I	96'89	0,56	15,50	5,51	0,087	3,03	5,27	3,65	2,32	0,11	90,0	52,18	100,00	4,96
CCN-ET15-076A	CHILES I	64,46	0,56	15,72	5,22	0,080	2,70	5,06	3,69	2,41	0,11	0,79	20,60	100,00	4,70
CCN-ET15-203	CHILES I	56,13	0,79	18,99	7,77	0,125	2,88	8,03	3,83	1,27	0,18	3,17	42,37	100,00	66'9
CCN-ET15-205A	CHILES I	58,46	0,75	17,04	7,58	0,122	3,70	7,14	3,66	1,38	0,16	0,10	49,14	100,00	6,82
CCN-ET15-206	CHILES I	61,41	0,65	15,97	6,32	660'0	4,25	6,27	3,20	1,71	0,12	1,37	57,14	100,00	2,68
CCN-ET15-210	CHILES I	06'09	0,64	15,49	6,83	0,112	4,54	6,62	3,13	1,62	0,12	0,67	56,84	100,00	6,15
CCN-ET15-215	CHILES I	28,09	0,68	16,22	92'9	0,103	3,58	6,22	3,74	1,84	0,19	-0,04	51,96	100,00	2,90
CCN-ET15-216	CHILES I	55,38	0,75	17,26	90'6	0,155	4,45	8,57	3,30	0,88	0,19	0,68	49,33	100,00	8,15
CCN-ET15-217	CHILES I	98'89	0,39	14,84	3,62	0,058	1,77	3,44	3,69	3,24	60'0	0,54	49,17	100,00	3,26

CCN-ET16-002         CHILES II         64,96         0,59         1           CCN-ET16-005         CHILES II         64,96         0,59         1           CCN-ET16-006         CHILES II         64,39         0,59         1           CCN-ET16-010         CHILES II         64,39         0,59         1           CCN-ET16-010         CHILES II         64,39         0,59         1           CCN-ET16-013         CHILES II         66,84         0,50         1           CCN-ET16-014         CHILES II         65,71         0,57         1           CCN-ET16-019         CHILES II         65,71         0,53         1           CCN-ET16-019         CHILES II         67,30         0,46         1	16,13 16,28 16,37								"WB#	וטומו	-
CHILES II 64,66 0,59 CHILES II 64,39 0,59 CHILES II 66,84 0,50 CHILES II 66,84 0,50 CHILES II 65,41 0,57 CHILES II 65,71 0,53	16,28 16,37			4,70	3,72	2,36	0,13	1,25	45,06	100,00	4,67
CHILES II 64,39 0,59 CHILES II 64,99 0,59 CHILES II 66,84 0,50 CHILES II 65,71 0,57 CHILES II 65,71 0,53 CHILES II 67,70 0,53	16,37			4,60	3,77	2,41	0,13	1,51	45,42	100,00	4,74
CHILES II 64,99 0,59 CHILES II 66,84 0,50 CHILES II 63,41 0,57 CHILES II 65,71 0,53 CHILES II 67,71 0,53				4,90	3,84	2,32	0,12	0,70	45,70	100,00	4,68
CHILES II 66,84 0,50 CHILES II 63,41 0,57 CHILES II 65,71 0,53 CHILES II 67,71 0,53	16,07			4,53	3,77	2,42	0,12	0,65	44,80	100,00	4,76
CHILES II 63,41 0,57 CHILES II 65,71 0,53 CHILES II 67,30 0,46	14,99			4,31	3,46	2,83	60,0	1,1	49,87	100,00	4,14
CHILES II 65,71 0,53	15,77			5,74	3,46	2,14	0,11	0,10	52,24	100,00	5,05
CHII ES II 67 30 0 46	15,27	4,99 0,078	78 2,62	4,72	3,38	2,61	0,10	1,45	51,01	100,00	4,49
::)	15,44			4,11	3,62	2,78	0,09	0,79	45,32	100,00	3,90
	16,25			4,93	3,55	2,25	0,11	69'0	46,04	100,00	5,09
	16,64			5,43	3,78	1,94	0,12	1,12	49,16	100,00	5,16
0,62	16,68			5,54	3,80	1,89	0,13	-0,10	49,06	100,00	5,27
0,59	15,96			5,58	3,64	2,10	0,12	-0,15	50,24	100,00	5,16
0,59	15,77			5,52	3,59	2,14	0,12	0,82	51,34	100,00	5,16
	15,84			4,16	3,53	2,47	0,05	1,52	49,40	100,00	4,62
0,55	15,53			4,89	3,54	2,42	0,10	98'0	50,44	100,00	4,70
<b>CCN-ET16-037B</b> CHILES II 64,96 0,54 1	16,07			4,82	3,60	2,39	0,11	0,93	51,32	100,00	4,36
<b>CCN-ET16-038</b> CHILES II 65,04 0,52 1	15,81			4,83	3,64	2,43	0,10	0,48	48,79	100,00	4,60
<b>CCN-ET16-039</b> CHILES II 64,87 0,56 1	15,53			4,78	3,58	2,50	0,10	0,78	20,90	100,00	4,73
<b>CCN-ET16-040</b> CHILES II 65,05 0,54 1	15,40			4,89	3,64	2,50	0,11	0,48	51,19	100,00	4,59
<b>CCN-ET16-043</b> CHILES II 62,38 0,60 1	15,69			5,82	3,41	2,07	0,11	0,78	53,77	100,00	5,57
<b>CCN-ET16-045A</b> CHILES II 61,81 0,63 1	15,52			6,16	3,48	1,97	0,12	-0,04	52,45	100,00	5,90
<b>CCN-ET16-045B</b> CHILES II 62,12 0,62 1	15,68			6,05	3,46	1,98	0,12	0,01	52,98	100,00	5,67
09'0	15,87			5,89	3,53	2,02	0,12	90'0	52,60	100,00	5,48
<b>CCN-ET16-049</b> CHILES II 64,26 0,55 1	15,41			5,27	3,55	2,37	0,10	0,31	52,53	100,00	4,85
	15,46			5,61	3,54	2,16	0,11	0,10	52,46	100,00	5,45
	15 54			5 12	3.54	2,41	0,11	1,22	50,72	100,00	4,65

Anexo VI. Análisis geoquímicos para elementos en Traza del volcán Chiles, en partes por millón (ppm).

MUESTRA	UNIDAD	Rb	Sr	Ва	လွ	>	ဝံ	ပိ	Ξ	>	Zr	Q Q	La	ဗီ	PN	Sm	Eu	<b>p</b> 9	٥	Ē	ą	돈
CCN-BB14-003	CHILES I	74,38	346,39	1165,63	13,02	133,09	65,91	14,59	25,03	2,56 1	66,80	5,65 1	2,91 2	2,59	2,52	2,65 (	, 77,C	2,47	2,19	,45 1	,24	,13
CCN-BB14-007	CHILES II	53,10	365,62	829,72	19,48	154,24	83,13	19,23	26,49	4,86	0,15		2,00 2	1,20	13,48	2,78 (	0,70	2,78	2,71	,06	,35	06'9
CCN-BB14-008	CHILES II	43,66	379,15	794,72	20,59	166,19	105,42	21,36	40,31	4,35					12,60	2,72	0,72	3,10	2,69	_		,23
CCN-BB14-009	CHILES I	58,49	351,86	895,36	18,81	147,89	96,06	19,37	31,32	5,00	90,38	3,35 1	12,64 2	25,04	13,66			2,99	2,59 1	1,32		6,64
CCN-BB14-010	CHILES I	22,60	693,20	725,99	29,03	239,95	108,78	30,01	37,64	20,59									3,48 2	•		3,19
CCN-BB14-011	CHILES II	50,13	417,75	930,03	15,85	144,16	30,20	16,45	•											•		,39
CCN-BB14-014	CHILES II	44,92	389,26	714,02	20,94	164,80	203,09	26,89	`	15,36	-					2,86 (		3,04	2,36 1	•	1,42 4	68,
CCN-BB14-015	CHILES II	43,71	400,40	709,57	20,63	170,93	255,38	27,23	•		-							_		•		,11
CCN-ET14-016	CHILES II	49,03	355,96	786,12	18,69	152,29	77,69	18,40	•											•		,73
CCN-ET14-017	CHILES II	58,91	383,33	842,00	15,10	129,17	87,96	16,76	•										2,49 1	1,26 1		, 40,
CCN-ET14-019	CHILES II	54,64	362,52	968,38	16,44	132,75	74,92	18,03	•	14,73										•		,53
CCN-ET14-020	CHILES II	87,76	251,96	1154,89	9,68	85,55	38,41	9,43			-									•		0,72
CCN-ET14-021	CHILES II	55,39	376,23	920,00	13,61	128,85	34,86	15,47		15,56								3,05		•		,41
CCN-ET14-022	CERRO NEGRO	24,24	473,42	791,66	17,71	171,38	24,03	18,19												•		,72
CCN-ET14-026	CERRO NEGRO	12,91	420,97	572,59	27,24	218,40	176,13	32,13												•		,65
CCN-ET14-027	CERRO NEGRO	7,85	540,54	600,82	18,02	157,54	28,58	21,80												•		,30
CCN-ET14-030	CERRO NEGRO	22,41	472,24	669,57	21,48	190,12	83,07	27,84												•		40,
CCN-ET15-013	CHILES II	91,34	275,35	1119,39	9,12	87,47	31,23	9,39			-									•		98'0
CCN-ET15-032	CHILES II	40,43	380,77	676,44	20,64	164,87	195,01	24,61												•		90'9
CCN-ET15-048A	CHILES II	45,46	374,31	789,30	17,57	147,36	64,65	16,27												•		,41
CCN-ET15-051	CHILES II	65,72	320,88	937,50	15,51	124,78	48,05	14,38												•		,72
CCN-ET15-055	CHILES II	39,67	379,32	717,83	19,22	153,77	185,21	25,13												•		,63
CCN-ET15-056	CHILES II	40,11	374,69	705,92	20,14	163,99	187,28	24,78												•		,82
CCN-ET15-060	CHILES I	53,16	355,45	881,46	16,25	137,54	103,80	19,74												•		,03
CCN-ET15-067A	CHILES I	56,35	343,72	841,31	16,45	131,70	140,66	20,54												•		,25
CCN-ET15-072	CHILES I	28,87	355,93	919,80	16,05	134,04	58,97	16,72												•		,26
CCN-ET15-076A	CHILES I	63,57	353,72	944,02	13,75	123,56	34,64	14,99												•		92,
CCN-ET15-203	CHILES I	25,11	463,94	656,48	18,21	193,91	24,04	19,50	`	17,36								3,42		•		,50
CCN-ET15-205A	CHILES I	29,97	457,30	686,56	21,06	191,28	21,19	22,82	23,62	16,39	100,11							3,21	2,75 0	•		3,17
CCN-ET15-206	CHILES I	39,23	341,64	682,87	23,45	173,07	187,10	20,15	54,36	6,81				24,28		3,65 (	0,78	3,73	3,14	0,80		,03
CCN-ET15-210	CHILES I	36,58	347,79	679,45	24,43	180,74	200,08	22,09	49,69	9,17 1	103,93	1,37	10	2,99	. 01,4	3,09	3,75	3,77	3,29	_		,33
CCN-ET15-215	CHILES I	42,51	429,24	804,79	18,91	166,67	183,24	62,98	34,22 ′	6,79	21,18	3,36	3,66 3	, 08,0	4,72	3,23 (	0,83	3,58	2,97	,67	_	,77
CCN-ET15-216	CHILES I	14,36	429,22	541,47	28,42	245,60	62,82	87,65	27,67	7,92	6,58	2,17	3,39 1	8,26	0,73	2,90 (	92,0	3,25	2,87	_	,74	,03
CCN-ET15-217	CHILES I	91,89	290,25	1129,31	9,95	80,54	44,51	29,78	, 36,41	5,12	36,56	3,90	5,46 3	, 60,0	. 70,4	_	99'0	3,17	2,31	_		0,65

MUESTRA	UNIDAD	Rb	Š	Ва	လွ	>	ဝံ	ပိ	ï	>	Z	q	Ľ	ဗီ	P	Sm	Eu	Б	ο	<b>≻</b>	_ e	E
CCN-ET16-002	CHILES II	66,02	387,37	1010,18	12,27	122,37	18,35	13,16	9,44	13,24	91,90	3,69	2,94	26,33	12,36	2,73	0,78	2,66 2	,21 0	,1 66,	20 6	3,37
CCN-ET16-005	CHILES II	69,71	397,88	966,34	12,28	124,33	24,73	13,44	10,16	13,90	91,77	, 36,	3,55	26,84	13,49	2,91	0,84	2,93	,46	,03 1,	,30 6,	89
CCN-ET16-006	CHILES II	09'09	415,36	963,50	12,78	126,55	26,43	13,45	10,46	15,03	36,60	3,51	4,02	27,75	15,26	2,67	98'0		2,55 1	,1 65,	35 6	46
CCN-ET16-007	CHILES II	61,88	392,70	1020,23	12,83	122,93	22,55	13,45	11,15	12,95	87,89	, 22,	12,83	23,27	12,02	2,12	0,77	2,74	_	,42 1,	,24 6	86,9
CCN-ET16-010	CHILES II	88,45	313,90	1027,33	12,70	107,75	41,76	12,24	18,57	15,34	78,27	5,29	14,62	28,61	15,06	2,63	0,81	3,12	2,62	,68 1,	,44	10
CCN-ET16-013	CHILES II	59,45	369,05	864,73	17,51	142,79	54,63	15,68	17,85	14,36	75,55	2,75	12,21	24,37	12,14	2,93	0,70	3,00,2	_	,23 1,	,32 6,	08
CCN-ET16-014	CHILES II	76,20	319,31	968,34	14,53	119,83	45,90	13,73	45,50	14,80	81,02	•	14,15	26,04	13,74	2,88	. 29'0	2,96,2	_	_	35 8	20
CCN-ET16-019	CHILES II	83,94	333,70	1075,71	10,67	90,12	30,76	14,07	16,67	13,51	54,93	•	14,54	29,11	13,86	3,15	99'0	2,70	•	,44	,27 8,	4
CCN-ET16-021	CHILES II	60,64	349,95	930,19	14,31	_	30,13	15,25	14,21	14,40	63,09	•	12,51	22,29	13,05	2,81	0,72	2,92	2,54	_	,36 6,	09
CCN-ET16-023	CHILES II	52,67	421,08	819,65	13,78	136,49	24,76	14,51	14,69	14,41	91,22	5,03	12,93	26,97	13,41	3,14		3,32	2,37	1,70 1,	,28 5	13
CCN-ET16-025	CHILES II	51,47	426,77	826,27	14,56	143,73	31,38	15,69	17,36	15,82	82,51	3,67	13,23	29,43	15,36	2,84			`	_	4 14,	96
CCN-ET16-026	CHILES II	58,00	348,42	879,58	15,63	139,35	44,94	16,64	20,74	14,52	79,40	•		24,27	13,48	3,08			2,59 1	_		75
CCN-ET16-029	CHILES II	60,74	377,82	882,48	16,00	136,07	48,68	17,29	21,21	15,38	85,76	•	13,04	27,15	13,98	2,92			`	_	,32 6,	19
CCN-ET16-035	CHILES II	70,73	339,10	959,93	13,91	99,04	35,04	14,37	21,67	10,08	87,43	3,57		15,94	7,99	1,81	99,0	2,11	1,61	1,25 1,	,00	06
CCN-ET16-037A	CHILES II	66,69	339,22	69'696	14,32	119,67	45,60	15,95	26,58	15,44	84,02	•		28,68	13,89	2,52		• •	`	_	,39 7,	31
CCN-ET16-037B	CHILES II	67,01	367,62	951,17	14,29	126,17	47,84	13,86	23,71	12,91	77,38	•		23,61	11,30	2,08			`	_	,18	87
CCN-ET16-038	CHILES II	73,12	359,13	941,49	13,68	120,07	44,86	15,11	25,99	14,27	77,88	, 24		24,53	13,20	3,10		3,00,2	2,50 1	_	,28 6,	66
CCN-ET16-039	CHILES II	71,45	344,15	955,08	14,30	123,24	43,75	15,09	26,28	14,15	36,35			26,07	13,58	2,71		•	_	,65 1,	,36 7,	98
CCN-ET16-040	CHILES II	73,44	352,42	929,31	13,86	116,69	40,65	14,55	24,87	14,84	84,99	, 55,		28,33	14,67	2,84	0,82	3,20 2	2,57	,66 1,	,35 7,	47
CCN-ET16-043	CHILES II	56,03	352,97	817,61	18,23	148,82	83,74	18,69	25,60	15,45	81,82	, 18	12,40	26,42	13,69	2,98	0,70	3,28 2	2,62	,4	,44	88
CCN-ET16-045A	CHILES II	51,35	370,30	794,40	18,98	165,46	85,67	20,03	24,08	14,85	83,18	3,65		24,67	13,46	2,15	0,84	2,99	2,52	,81	,33 5,	22
CCN-ET16-045B	CHILES II	55,01	373,89	804,16	18,83	155,33	75,81	18,95	23,83	14,45	84,56	3,17	1,03	00'0	13,21	2,39	0,93	2,86	2,48	19,	,35 0	00
CCN-ET16-046	CHILES II	54,16	380,78	813,53	18,01	151,37	74,22	18,61	24,19	14,09	73,99	3,78	2,05	25,04	13,20	2,61	0,74	2,83	2,45	,32 1,	,30 5	22
CCN-ET16-049	CHILES II	67,42	348,81	909,47	16,11	128,67	66,74	15,67	22,59	14,59	80,91	4,86	2,65 (	66,04	13,61	2,79	0,79	2,72	,49	77 1,	35 6	88
CCN-ET16-051	CHILES II	62,03	369,98	850,13	16,51	143,08	72,28	17,39	27,12	14,37	86,32	3,80	2,31	27,76	13,71	3,06	0,85	2,80	,38	48 1,	33 5	82
CCN-ET16-054	CHILES II	68,75	366,00	962,67	14,78	123,71	36,28	15,68	20,79	14,75	94,04	3,29	4,29	26,51	13,78	3,02	0,81	2,78	,48	,67 1,	30 7	7,13

