ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS PROVENIENTES DEL VOLCÁN SANGAY: CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA - GEOQUÍMICA

PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA GEÓLOGA

VIVIANA NATALY VALVERDE ARCOS
vivisval_90@yahoo.com

DIRECTORA: Ing. PATRICIA MOTHES, MSc
pmothes@igepn.edu.ec

Quito, Diciembre 2014

DECLARACIÓN

Yo, Viviana Nataly Valverde Arcos, declaro que el trabajo aquí descrito 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.

La Escuela Politécnica Nacional, puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

_____

Viviana Nataly Valverde Arcos

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Viviana Nataly Valverde Arcos, bajo mi supervisión.

_____

Ing. Ann Patricia Mothes, M.Sc.

DIRECTORA DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

A la Ing. Patricia Mothes, por todas sus enseñanzas, por haber apoyado mis ideas para realizar este trabajo y por los buenos consejos que me ha impartido dentro y fuera de la oficina. Además, al Dr. Minard Hall por su apoyo y colaboración durante el desarrollo de este proyecto.

Al Ing. Bernardo Beate, muchas gracias por su optimismo, sus sugerencias y comentarios constructivos.

A los profesores del Instituto Geofísico, que desinteresadamente han colaborado con ideas e inquietudes que se fueron presentado durante este trabajo, extiendo un afectuoso agradecimiento a la Dra. Silvana Hidalgo, Dr. Benjamin Bernad, Dr. Daniel Andrade, Dra. Alexandra Alvarado, Ing. Jorge Aguilar e Ing. Patricio Ramón.

Al Dr. Pablo Samaniego, por su valiosa colaboración con las láminas delgadas del trabajo de M. Monzier y otros.

Al Instituto Geofísico por las facilidades brindadas para la elaboración de este proyecto.

A mis profesores, gracias por sus enseñanzas, sus consejos y por compartir su sabiduría.

A mis queridos amigos Pedrito y Daniel, gracias por todo, por su paciencia y apoyo durante todo este tiempo, tanto en el campo como en la oficina.

A las personas que colaboraron de una u otra manera en este trabajo: Ximena Benavides, Pancho, Diego N., Jorge O., Silvi y Liz.

A mi amiga Lore, gracias por todo este tiempo de amistad que me has brindado desde el primer día que ingresé a la universidad, por todos los buenos y malos momentos a lo largo de esta etapa de nuestras vidas. Además, gracias Angy por tus palabras de aliento para continuar con los obstáculos que se nos presentan.

A mis pequeños sobrinos Sofy y Mateo, que siempre viven en mi corazón.

A Dios, que siempre me ha demostrado que me ama.

DEDICATORIA

A mis padres Pilar y Benjamín, por ser un ejemplo de lucha y esfuerzo, todo esto es por ustedes.

A mis hermanos Cristian y Henry, por ser un ejemplo y permitirme ser uno también.

A mi Juan Carlos "Porque esta magia existe sólo una vez"

CONTENIDO

RESUMEN: xvi

ABSTRACT xvii

CAPÍTULO I. 1

1. INTRODUCCIÓN 1

1.1. ANTECEDENTES 1

1.2. JUSTIFICATIVOS 1

1.3. OBJETIVOS 2

1.3.1. OBJETIVO GENERAL: 2

1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS: 2

1.4. ALCANCE 3

1.5. METODOLOGÍA 3

1.6. ÁREA DE ESTUDIO 4

1.6.1. UBICACIÓN 4

1.6.2. MORFOLOGÍA 6

1.6.3. ACCESO 6

1.6.4. CLIMA, FLORA Y FAUNA 6

1.6.5. HIDROGRAFÍA 7

1.6.6. POBLACIÓN 8

1.7. TRABAJOS PREVIOS 8

1.8. DESARROLLO DEL TRABAJO 9

CAPITULO II 11

2. GEOLOGÍA REGIONAL Y MARCO GEOMORFOLÓGICO DE LA ZONA…….. 11

2.1. GEOLOGIA REGIONAL 11

2.1.1. COSTA (Co) 12

2.1.2. CORDILLERA OCCIDENTAL (CW) 12
2.1.3. VALLE INTERANDINO (VI) 12
2.1.4. LA CORDILLERA REAL (CR) 12
2.1.5. LA CUENCA ORIENTE 14
2.2. GEODINÁMICA ACTUAL DEL ECUADOR 17
2.3. VOLCANISMO PLIO-CUATERNARIO EN EL ECUADOR 19
2.3.1. VOLCANES DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL 21
2.3.2. VOLCANES DEL VALLE INTERANDINO 21
2.3.3. VOLCANES DE LA CORDILLERA REAL 22
2.3.4. VOLCANES DEL TRAS-ARCO 22
2.4. ESTRUCTURAS TECTÓNICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO 23
2.5. GEOLOGÍA LOCAL DEL VOLCÁN SANGAY 25
2.5.1. DESARROLLO Y ESTRUCTURA DEL VOLCÁN SANGAY 26
2.5.2. ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL CONO ACTUAL 30
CAPÍTULO III 34
3. DESCRIPCIÓN DE LOS DEPÓSITOS DISTALES DE LAS AVALANCHAS DE ESCOMBROS DEL VOLCÁN SANGAY 34
3.1. MARCO TEÓRICO 34
3.1.1. GENERALIDADES DE LAS AVALANCHAS DE ESCOMBROS 34
3.2. DEPÓSITOS DISTALES DE LAS AVALANCHAS DE ESCOMBROS DEL VOLCÁN SANGAY (DAE-S) 38
3.2.1. DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DE LOS DEPÓSITOS DAE-S1 Y DAE-S2 38
3.2.2. MORFOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS 40
3.2.3. ESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS 42
3.2.4. FACIES DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS 44

3.2.5. EDAD DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS....52

3.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS....55

3.3.1. MAPEO DE LA MORFOLOGÍA....55

3.3.2. CÁLCULO DEL VOLUMEN DE *HUMMOCKS*....57

3.3.3. RELACIONES ESTADÍSTICAS DE LOS *HUMMOCKS*....59

3.4. LÍMITES DE LAS AVALANCHAS Y CÁLCULO DEL VOLUMEN DE LOS DEPÓSITOS DAE-S1 Y DAE-S2....62

CAPÍTULO IV....66

4. CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS....66

4.1. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS DE DAE-S1....67

4.2. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS DE DAE-S2....68

4.3. ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE LAS ROCAS DE LOS DEPÓSITOS DE DAE-S2....69

4.3.1. COMPOSICIÓN MINERALÓGICA....70

4.3.2. XENOCRISTALES Y XENOLITOS....75

4.3.3. TEXTURAS Y ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS....77

4.4. ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE LA MATRIZ DE LOS DEPÓSITOS DAE-S1 Y DAE-S2....77

4.4.1. COMPOSICIÓN DE LA MATRIZ DE DAE-S1....78

4.4.2. COMPOSICIÓN DE LA MATRIZ DE DAE-S2....79

4.5. ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE LAS ROCAS DE LOS DEPÓSITOS DAE-S2 81

4.5.1. ELEMENTOS MAYORES....83

4.5.2. ELEMENTOS MENORES....85

4.6. SÍNTESIS DEL ANÁLISIS PETROGRÁFICO GEOQUÍMICO....87

CAPITULO V 88

5. CORRELACIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS CON LAS ROCAS DEL VOLCÁN SANGAY 88

5.1. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LAS MUESTRAS DEL VOLCÁN SANGAY 89

5.2. CORRELACIÓN PETROGRÁFICA.....91

5.3. CORRELACIÓN GEOQUÍMICA.....93

5.3.1. ELEMENTOS MAYORES 94

5.3.2. ELEMENTOS TRAZA.....96

5.3.3. PROCESOS MAGMÁTICOS.....97

5.4. DISCUSIÓN SOBRE LAS AVALANCHAS DEL SANGAY 99

5.4.1. NATURALEZA DEL FENÓMENO 99

5.4.2. ENERGÍA INVOLUCRADA DEL DEPÓSITO 100

5.4.3. OTRAS PARTICULARIDADES DE LAS AVALANCHAS DEL VOLCÁN SANGAY.....103

CAPITULO VI 108

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....108

6.1. CONCLUSIONES: 108

6.2. RECOMENDACIONES: 110

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS: 111

MAPA DE LOS LÍMITES DE LAS AVALANCHAS DEL VOLCÁN SANGAY 123

Índice de Figuras:

Figura 1.1 Mapa de ubicación de la zona de estudio. En el mapa principal se encuentra delimitada el área de interés, con los principales ríos y poblaciones. En el margen superior izquierdo se muestra la localización de la zona en el Ecuador.5

Figura 2.1 Mapa esquemático de las regiones fisiográficas del Ecuador, y corte a ± 0.5° N. Leyenda: 1. Cuenca Oriente; 2. Zona Subandina; 3. Cordillera Real y Bloque Amotape Tahuin; 4. Costa; 5. Cuenca Alamor – Lancones; 6. Cordillera Occidental y 7. Valle Interandino. (Modificado de Aspden et al., 1992 en Vallejo, 2011). 11

Figura 2.2. Esquema geodinámico del sistema de subducción de las placas de Nazca bajo la Sudamericana. (Tomado de Gutscher et al., 1999) 19

Figura 2.3 Mapa de los volcanes cuaternarios del Ecuador (Bernard y Andrade, 2011).....20

Figura 2.4 Mapa de la zona de interés con las fallas activas. Se puede notar el drenaje dendrítico de la parte central media. Modelo Numérico del Terreno: Marc Souris (IRD). Alvarado et al., (No publicado).....24

Figura 2.5 Volcán Sangay, visto desde el W hacia el E. (Foto. P. Ramón, IG-EPN).....25

Figura 2.6 Sección estratigráfica representativa de las formaciones volcánicas, pertenece a un mega-bloque que colapso durante la primera avalancha de escombros del Sangay I. (Modificado de Monzier et al., 1999) 27

Figura 2.7 Sección estratigráfica representativa del edificio Sangay II. (Modificado de Monzier et al., 1999) 28

Figura 2.8 Cumbre del edificio Sangay III, se identifican los tres cráteres activos del volcán y los domos Occidental y sur-oriental (Ñuñurco). (Foto: P. Ramón, IG-EPN, 2011).....29

Figura 2.9 Emisión de columna de ceniza gris registrada en noviembre del 2009, se dirige hacia el occidente (Foto: P. Ramón, IG-EPN).....32

Figura 2.10 Volcán Sangay, con una columna de emisión que sale desde el cráter central, con moderada carga de ceniza que se dirige hacia el Oriente y la parte alta hacia el occidente. Se observan los flujos de lava más actuales que descienden sobre el flanco SE, los mismos que provienen de los Domos Ñuñurco. Al fondo se divisa El Altar (Foto: S. Vallejo, IG-EPN, 2011).....33

Figura 3.1 Sección esquemática de un depósito de avalancha de escombros: A) Sección longitudinal que se extiende desde el anfiteatro de la fuente hasta el extremo distal; B) Sección transversal en la región media; C) Sección transversal en la zona distal. El tamaño de los hummocks al igual que el de los bloques, disminuye gradualmente en la sección distal. Modificado de Ui et al., 2000.....35

Figura 3.2 A la izquierda, esquema ilustrativo de los tipos de hummocks (Glicken, 1996). A la derecha, fotografías de los tipos A, B y C de hummocks (Fotos: L. Siebert).....37

Figura 3.3 Mecanismos de emplazamiento de las avalanchas de escombros de Iwasegawa y Kaida. a) Fase inicial del desplazamiento, b) Fase de transporte de la avalancha, c) Fase de depositación de la avalancha. Modificado de Takarada et al. (1999). 38

Figura 3.4 Mapa de la zona de estudio con los principales afloramientos de las avalanchas DAE-S1 y DAE-S2. Modelo numérico del terreno Marc Souris y SIG tierras. 39

Figura 3.5 Morfología típica de hummock cerca de la población San Vicente de Tarqui, ubicado a aproximadamente 45 km de distancia del Sangay, cerca del río Amundaló (UTM: 0830345 / 9810250). 40

Figura 3.6 Perfil de una tola, tiene 2,4 metros de altura y está localizada en Pablo VI a 50 km de distancia del volcán Sangay. Se observa la homogeneidad de los sedimentos que conforman este montículo. (Foto. A. Belén Zambrano., PUCE). 41

Figura 3.7 Estratigrafía encima de DAE-S1 localizado a 27 km de distancia del volcán Sangay, sobre la avalancha yacen al menos 8 metros de material arcilloso con intercalaciones de conglomerados. Hacia el tope de la avalancha el

material está un poco retrabajado, presenta rocas redondeadas provenientes de aluviales. Sobre la capa de turba se encuentra un material fino de color blanco amarillento, que contiene material máfico como plagioclasa, hipersteno y biotita, además de pómez retrabajada; por lo que podría ser una ceniza volcánica (descripción Anexo 3, muestra Ceniza Upano); sin embargo, no se encontró en otros afloramientos. (UTM: 0820211 / 9768513; PSAD-56) 42

Figura 3.8 Suelo sobre la facies de mezcla de DAE-S2 localizado en Arapicos, contiene pequeños pedazos de cerámica de hasta 5 cm de largo (UTM: 0169074 / 9801539 PSAD-56) 43

Figura 3.9 Afloramiento DAE-S1, facies intermedia, 1) Facies de bloque, 2) Facies de mezcla. El sitio mostrado está localizado cerca de la población Luz de América a 28 km de distancia del Volcán Sangay. (UTM: 0821187 / 9766062, PSAD-56) 44

Figura 3.10 Fracturas de jigsaw-cracks presentes en DAE-S1, (UTM: 0821187 / 9766062, PSAD-56) 45

Figura 3.11 Hummock irregular compuesto por facies de bloque, es monolitológico. Los bloques se encuentran fracturados en lajas y algunos presentan jigsaw-cracks; está localizado a 50 km de distancia del vento del volcán Sangay, al norte del cantón Palora, (UTM – PSAD 56: 0169407; 9806763). 47

Figura 3.12 Estructura de lajas en un hummock con facies de bloques que se ilustra en la figura anterior. En la parte inferior también se puede diferenciar jigsaw-cracks. 47

Figura 3.13 Hummock con facies de mezcla localizado a 47 km de distancia del volcán Sangay en la vía Sangay-Arapicos. El depósito es homogéneo, con un contenido mayor al 90% de matriz (1) y clastos centimétricos menor al 10% (2). (UTM – PSAD 56: 0168833; 9801683) 49

Figura 3.14 Depósito de facies intermedia, localizado en la población de Kunkupe a 34 km de distancia del Sangay. El depósito es mayormente homogéneo tanto en la facies de mezcla como en la facies de bloque (UTM: 826929 / 9791580; PSAD-56). 50

Figura 3.15 Hummock de facies intermedia, localizado cerca del Río Amundaló a 47 km de distancia del volcán Sangay. La facies de bloque presenta coloraciones distintas a pesar de ser monolitológicos. (UTM: 0830345 / 9810250; PSAD-56) 51

Figura 3.16 a) Fractura tipo jigsaw-cracks dentro de la facies de bloque. b) Bloques con huellas de alteración hidrotermal. Este tipo de alteración corresponde a aproximadamente 5% de todo el depósito. Los bloques se encuentran en el afloramiento de hummock con facies intermedia cercano al Río Amundaló. (UTM: 0830345 / 9810250; PSAD-56) 52

Figura 3.17 Madera no carbonizada usada para datación en ^{14}C, localizada en la Cantera Comanchi cerca de Kunkupe, (UTM: 174900 / 9808810; PSAD-56) 53

Figura 3.18 Columna estratigráfica generalizada representativa de los depósitos de avalancha DAE-S1 y DAE-S2. Los espesores no están a escala. ...54

Figura 3.19 Perfil de un hummock identificado mediante el SIG, ubicado a las orillas del río Palora a 21 km del volcán Sangay. Se muestra la altura del montículo. 55

Figura 3.20 a) Esquema en 3D de la morfología de hummock, b) Vista en planta del hummock, se indica el ancho máximo y ancho mínimo que fueron medidos para cada colina identificada. El área fue calculada en el SIG y corresponde al área dibujada en planta de los hummocks.....56

Figura 3.21 Distribución de hummocks. La mayoría se encuentran hacia el este-noreste del Sangay en la zona de relieve más bajo. La zona marcada con los colores del relieve corresponde al área del DEM de alta resolución. Modelo numérico del Terreno: Marc Souris y SIG tierras. 57

Figura 3.22 Diagrama del casquete esférico (sección verde oscuro) con sus respectivos elementos.....58

Figura 3.23 Morfología de hummock localizado en la población Sangay, nótese la forma similar al casquete esférico. (UTM: 173227 / 9808507; PSAD-56) 58

Figura 3.24 Gráfico en escala lineal del área de los hummocks vs. Distancia a la fuente.....59

Figura 3.25 Gráfico en escala lineal de ancho máximo y ancho mínimo con respecto a la distancia a la fuente. 60

Figura 3.26 Gráfico en escala semi-logarítmica del volumen de cada hummock con respecto a la distancia a la fuente. 61

Figura 3.27 Gráfico en escala lineal de la altura de los hummocks con respecto a la distancia a la fuente. 62

Figura 3.28 Mapa de la distribución de las dos avalanchas de escombros DAE-S1 y DAE-S2. Modelo numérico del terreno: Marc Souris (IRD) y SIG Tierras. 64

Figura 3.29 Matriz del depósito en Sucúa, se observa la variabilidad de composición mediante los colores, la matriz es muy endurecida. (UTM: 08217472 / 9733283) 65

Figura 4.1 Mapa de ubicación de las muestras del depósito de avalancha de escombros 2, que fueron utilizadas para realizar análisis geoquímicos y láminas delgadas. Modelo numérico del Terreno: Marc Souris (IRD).....67

Figura 4.2 Rocas de los depósitos de avalancha DAE-S1, son andesitas porfiríticas de color gris (a) y rojizo (b). Las muestras fueron tomadas cerca del centro poblado Luz de América (UTM: 0821313 / 9765841; PSAD-56). 68

Figura 4.3 a) Roca típica de DAE-S2, andesita básica vesicular, tomada cerca de la población Kunkupe (UTM: 0826929 / 9791580) (muestra RK-02c). b) Andesita de dos piroxenos, tomada cerca de la población Arapicos (UTM: 0168833 / 9801683) (muestra SA-02). c) Andesita gris con pocos fenocristales, muestra tomada cerca de Kunkupe (UTM: 0826929 / 9790677) (muestra RK-01). d) Andesita básica con vesículas alargadas, tomada cerca de la población Pablo VI, (UTM: 0166420 / 9790918) (muestra RN-01a). Los UTM están dados en el sistema PSAD-56. 69

Figura 4.4 a) Fotografía con luz plano – polarizada muestra varios fenocristales de plagioclasa, el del centro (ocupando la mayor parte del campo)

presenta inter-crecimiento entre varios cristales, además tiene el núcleo esponjoso que es una característica común en todas las rocas. b) Fotografía con nicoles cruzados, se observan las maclas de los cristales de la plagioclasa y los microlitos en la matriz vidriosa. Muestra RN-01a, localizada cerca de la población Pablo VI. (UTM: 0166420 / 9790918; PSAD-56). 70

Figura 4.5 a) Agregado cristalino (cumulato) (Abreviatura: plg= plagioclasa, ol= olivino, cpx= clinopiroxeno, ox= óxidos), lámina CC-01 (0174900 / 9808810); b) Agregado de plagioclasa y óxidos en una matriz vesicular, presenta un borde de óxidos, lámina AR-04 (0171907 / 9793987); c) Agregado anhedral de plagioclasa y óxidos, posiblemente incorporado del basamento; d) Agregado en luz plana polarizada, lámina RK-01 (0826929 / 9790677). Las coordenadas están dadas en el sistema PSAD-56. 71

Figura 4.6 a) Ocupando la mayor parte de campo se encuentran varios fenocristales de olivino, con fracturas irregulares y reaccionadas, además hay inclusiones de óxidos. Muestra SR-01a (0828805 / 9772942); b) Agregado cristalino de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y olivino, el olivino presenta colores de birrefrigencia de tercer orden y presentan bordes absorbidos. Muestra SA-02, (168833 / 9801683). Las coordenadas están dadas en el sistema PSAD-56.....72

Figura 4.7 a) Fotografía con nicoles cruzados, se muestra un fenocristal grande de clinopiroxeno. También está presente en dos agregados cristalinos. Lámina ER-01, (0173227 / 9808507); b) Se muestra una andesita vesicular con un fenocristal de clinopiroxeno que presenta macla de espiguilla. Lámina PP-01, (0169407 / 9806763). Las coordenadas están dadas en el sistema PDAS-56. Abreviatura, cxp= clinopiroxeno. 72

Figura 4.8 a) Coronas de reacción en dos cristales de olivino, al lado izquierdo se observa dos cristales de plagioclasa con los núcleos totalmente reaccionados. Lámina PP-02 (0169407 / 9806763); b) Fenocristal de olivino con corona de reacción de clinopiroxeno, las fracturas también están siendo reemplazadas. Lámina Si-01b. (0828680 / 9771875). Las coordenadas están dadas en el sistema PSAD-56. 73

Figura 4.9 a) Fotografía en luz plana polarizada, al centro se encuentran varios cristales de clinopiroxeno y un ortopiroxeno unidos. El ortopiroxeno tiene inclusiones de óxidos; b) En nicoles cruzados se observa la extinción recta del ortopiroxeno, mientras que los clinopiroxenos presentan colores de birrefrigencia altos y uno tiene una macla en espiguilla. Lámina SA-02 (UTM: 168833 / 9801683; PSAD-56).....74

Figura 4.10 a) Fotografía con luz plana polarizada, se observa un fenocristal de anfíbol con los bordes oxidados. b) anfíbol con los bordes reemplazados por óxidos y el centro está alterado a clorita. Lámina AR-04 (UTM: 0171907 / 9793987; PSAD-56). 74

Figura 4.11 a) Cristales de óxidos como inclusiones en olivinos, con formas euhedrales y anhedrales. Lámina SR-01a (0828805 / 9772942); b) En la fotografía con luz plano polarizada se observa una corona de reacción de color pardo-obscura formada alrededor de una vesícula, en la esquina superior derecha se tiene un fenocristal de plagioclasa con bordes esponjosos. Lámina RN-01a (0166420 / 9790918). Las coordenadas están dadas en el sistema PSAD-56. 75

Figura 4.12 a) Fotografía con luz plana polarizada, se observa tres fenocristales de plagioclasa con bordes absorbidos; b) fotografía con nicoles cruzados, se observa una plagioclasa con extinción ondulatoria, y un segundo cristal con maclas lamelares paralelas. Lámina PP-02, (UTM: 0169407 / 9806763; PSAD-56). 76

Figura 4.13 a) Fotografía con luz plana polarizada, se observa en el centro un xenolito con forma anhedral elongada. b) Fotografía con nicoles cruzados, se observa los colores de birrefrigencia del xenolito calcáreo (diferenciado por el clivaje típico de la calcita); este además contenía pequeños cristales de cuarzo con extinción ondulatoria. Lámina RN-01b, (0166420 / 9790918; PSAD-56). 76

Figura 4.14 a) La fotografía con nicoles cruzados nos muestra una roca con textura porfirítica y estructura maciza semi-traquítica (se observa los microlitos de plagioclasa con un orden preferencial). b) Se tiene una andesita rica en plagioclasa, con textura porfirítica, y estructura desordenada vesicular. 77

Figura 4.15 Principales componentes cristalinos volcánicos y pómez completamente limpios.....78

Figura 4.16 a) Pómez y líticos tamaño de grava, se observa la forma angular de los componentes. b) Componentes mineralógicos de la matriz, se observa cristales de plagioclasa y piroxeno, además de pómez y líticos oxidados. Muestra: Matriz Upano (0821187 / 9766062; PSAD-56).....79

Figura 4.17 a) Componentes de la matriz SAN-1; b) Pómez y líticos tamaño de grava de SAN-1.....80

Figura 4.18 a) Plagioclasa con pátina amarillenta y piroxenos de Matriz Río Amundaló; b) Piroxenos y pómez.....80

Figura 4.19 LOI (wt%) vs. SiO_2, para las muestras de los depósitos de avalancha de escombros 2.....81

Figura 4.20 Diagramas de clasificación de rocas volcánicas, para las muestras de DAE-S2, a) TAS Alkali – Silica (Na_2O wt% + K_2O wt% vs. SiO_2), LeBas et al., (1986); b) Peccerillo and Taylor (1976) (K_2O wt% vs. SiO_2 wt%).....83

Figura 4.21 Diagrama de variación de los óxidos mayores con respecto al SiO_2. Los óxidos están representados en peso (wt%).....84

Figura 4.22 Diagramas de variación de los elementos traza, respecto al SiO_2, Los elementos en traza se presentan en ppm, y el SiO_2 en porcentaje en peso (wt). En la línea azul entrecortada se observa las tendencias de los elementos, mientras que en la línea verde se tiene que el elemento se mantiene constante. 86

Figura 5.1 Gráfico de columna apilada de la distribución de los porcentajes de los minerales presentes en las rocas del volcán Sangay de los edificios I y II. 92

Figura 5.2 Gráfico de columna apilada de la distribución de los porcentajes de los minerales presentes en las rocas de los depósitos de avalancha de escombros, DAE-S2. 92

Figura 5.3 Diagramas de clasificación de rocas volcánicas, para las muestras del volcán Sangay y de los DAE-S2, a) TAS Alkali – Silica (Na_2O wt% + K_2O wt%

vs. SiO_2), LeBas et al., (1986). b) Peccerillo y Taylor (1976) (K_2O wt% vs. SiO_2 wt%). 94

Figura 5.4 Diagrama Harker de los elementos mayores vs. SiO_2, se incluyen muestras del Sangay I y II además de las rocas de los depósitos de avalancha. Los óxidos están dados en wt%. 95

Figura 5.5 Diagramas de variación de los elementos traza vs. SiO_2. Se representan datos de los edificios Sangay I y II, además de las rocas de los depósitos de avalancha de escombros. Los elementos traza están dados en ppm y el sílice en wt%. 96

Figura 5.6 a) Diagrama de variación de elementos traza altamente incompatibles; b) Diagrama Rb vs. Rb/V (incompatible vs. incompatible/compatible). En la parte inferior derecha de las dos figuras se muestra el esquema con las curvas para cristalización fraccional, fusión parcial y procesos de mezcla (Shiano et al., 2010) C^{H1} y C^{H2} representan dos elementos altamente incompatibles. C^{I}= incompatible, C^{C}= compatible. 98

Figura 5.7 Esquema del perfil del volcán Sangay, se muestra el área que posiblemente colapsó formando la avalancha de escombros. Además se indica el centro de gravedad de este volumen de material. 102

Figura 5.8 Diagrama de área de los depósitos de avalanchas vs. energía potencial involucrada (m.g.h). Modificado de Dade W. y Huppert H., (1998). 102

Figura 5.9 Gráfico que muestra la relación H/L del trabajo de Ui et al., (2000). Nótese que las estrellas representan los depósitos estudiados, ubicándose entre los más grandes en comparación a los de Japón. Modificado de Ui et al., (2000). 103

Figura 5.10 Mapa con el área afectada por los depósitos DAE-S2, se señala la dirección que probablemente siguió la avalancha de escombros dirigiéndose por las menores altitudes. 106

Índice de Tablas

Tabla 2.1 Resumen de las Divisiones y sus unidades litológicas de la Cordillera Real y Zona Subandina (Modificado de Aspden y Litherland 1992, 1994) 14

Tabla 5.1 Lista de los datos geoquímicos y petrográficos para el edificio Sangay I, realizados por Monzier et al., (1999). Se señala aquellos que fueron usados en este trabajo. Las dos muestras con rojo, fueron únicamente revisadas (no descritas) para identificar la mineralogía. 88

Tabla 5.2 Datos petrográficos y geoquímicos para el edificio Sangay II, realizado por Monzier et al., (1999). Se señala los datos que son usados en este trabajo. 89

Tabla 5.3 Síntesis de la composición petrográfica de las rocas del volcán Sangay correspondientes a los edificios I y II. Abreviaturas: plg= plagioclasa, ol= olivino, cpx= clinopiroxeno, opx= ortopiroxeno, óx= óxidos de Fe, mac= maciza, des= desordenada, semi-traq.= semi-traquítica, ves= vesicular, agrdo= agregado. 90

Tabla 5.4 Síntesis de las muestras pertenecientes a las avalanchas de escombros (DAE-S2). Abreviaturas: plg= plagioclasa, ol= olivino, cpx= clinopiroxeno, opx= ortopiroxeno, óx= óxidos de Fe, mac= maciza, des= desordenada, semi-traq.= semi-traquítica, ves= vesicular, agrdo= agregado, vol.= volcánica. 91

Tabla 5.5 Lista de algunas de las avalanchas de escombros ocurridas a nivel mundial, se señala dos depósitos más grandes por volumen, distancia recorrida y altura máxima de caída incluido el Sangay (DAE-S2) de este estudio. Modificado de Ui et al., 2000. 104

Índice de Anexos:

ANEXO 1: Resultados de la datación de la madera no carbonizada encontrada en los depósitos de DAE-S2.....124

ANEXO 2: Descripción petrográfica de láminas delgadas bajo microscopio de las rocas del depósito DAE-S2.....126

ANEXO 3: Descripción Petrográfica de las muestras de matriz de los depósitos DAE-S1 y DAE-S2. Análisis de dos cenizas asociadas a los depósitos. 140

ANEXO 4: Datos geoquímicos de las rocas de los depósitos DAE-S2 (Elementos mayores y elementos traza) 146

ANEXO 5: Resumen del presente trabajo aceptado y presentado para el encuentro Cities on Volcanoes 8, llevado a cabo en Yogyakarta – Indonesia (9-13 de septiembre del 2014).....149

RESUMEN:

El volcán Sangay (2.002°S, 78.341°W, 5230 msnm), es uno de los volcanes más activos del Ecuador y del mundo. Se presenta los resultados del estudio de los depósitos de avalancha de escombros situados entre Palora y Macas (sur-este del Ecuador, cuenca amazónica), y generados en el volcán Sangay.

Los depósitos de avalanchas definidos como DAE-S1 para la más antigua (250 – 100 ka según las edades de construcción de los edificios Sangay I y II reportado por Monzier et al., 1999) y DAE-S2 para la más joven (29 ka según datación ^{14}C); están ubicadas hasta a más de 60 km de distancia del cráter actual en zonas actualmente pobladas como: Palora, Sangay, Arapicos, Santa Inés, Pablo VI entre otras.

Un análisis estadístico de la distribución de la morfología de *hummocks* mapeados mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG), indica que los depósitos más voluminosos están localizados en la parte media del área afectada entre 40 y 50 km de distancia del centro eruptivo. Este hecho se dio probablemente porque el material que colapsó chocó contra la morfología que se encuentra levantada aproximadamente 500 metros en la parte central-sur al Este del volcán, por lo que el flujo fue redirigido hacia zonas más bajas localizadas a más de 40 km del Sangay hacia el noreste del centro eruptivo.

Los depósitos de avalancha de escombros presentan facies de bloque, facies de mezcla y facies intermedia (formada por un 50-60% de facies de bloque y un 40-50% de facies de mezcla); siendo ésta última la más abundante. Las rocas tienen una composición entre andesitas y andesitas básicas, están bien conservadas y presentan generalmente fracturas de jigsaw-cracks. La matriz está formada por material piroclástico: un 50% de pómez beige, un 40% de cristales libres (plagioclasa, piroxeno, olivino) y un 10% de líticos y material externo (no volcánico). Las características petrográficas y geoquímicas de los depósitos de avalancha se correlacionan con el volcán Sangay, como la fuente más probable de estos depósitos.

El área delimitada de los depósitos es de 890 y 1300 km^2, para el DAE-S1 y DAE-S2, respectivamente. El volumen del depósito, el área afectada y la energía

potencial que involucraron las avalanchas de escombros, ubican a las avalanchas del volcán Sangay entre las más grandes comparadas con otros volcanes a nivel mundial.

Los depósitos estudiados sugieren que el contexto en general del Sangay antes de sus colapsos fue similar al actual, pues se tiene un volcán activo que emite grandes cantidades de material volcánico que se va acumulando en los flancos del mismo y un relieve de más de 4000 metros sobre el nivel de la superficie. Por lo tanto, no se descarta la posibilidad que este fenómeno vuelva a ocurrir en el cono actual del Sangay.

ABSTRACT

Sangay Volcano (2.002°S, 78.341°W; 5230 m) is one of the most active volcano in Ecuador and the world. Here we present the results of a study of the debris flow avalanche deposits located between Palora and Macas (south-east of Ecuador in the Amazon Basin), generated by Sangay Volcano.

The debris flow avalanche deposits are defined as DAE-S1 for the older deposit (250-100 Ka corresponding to the age of the construction of the edifice of Sangay I and II as reported by Monzier et al., 1999) and DAE-S2 for the younger deposit (29 Ka, determined by ^{14}C dating); these avalanches have a run out of more than 60 km from the crater in areas that are inhabited (Palora, Sangay, Arapicos, Santa Inés, Pablo VI, and others).

Statistical analysis of the distribution of the hummocky morphology was conducted using GIS and showed that the largest volume deposits were located in the middle of the affected area, between 40 and 50 km from the eruptive center of Sangay volcano. This is probably because the material impacted with a ridge of elevated topography by approx. 500 m, located in the central and southern parts to the east of the volcano. For this reason the flow was redirected around this zone of elevated topography and deposited more than 40 km to the north-east of the eruptive center.

The deposits of the debris avalanche have a blocky facies, mixed facies and intermediate facies (the facies are composed of 50-60% blocky facies and 40-50% mixed facies); the intermediate facies is the most abundant. The rocks have a composition between andesite and basic andesite, are well preserved and generally contain jigsaw-cracks. The matrix is composed of pyroclastic material: 50% beige pumice, 40% free crystals (plagioclase, pyroxene and olivine) and 10% lithics and external material (non-volcanic). The petrological and geochemical characteristics of the avalanche deposits suggest that the most probable source for these deposits is Sangay Volcano.

The area of the deposits DAE-S1 and DAE-S2 studied was 890 and 1300 km^2 respectively. The volume of the deposits, the area affected and the potential energy involved in these avalanches demonstrates that the avalanches from Sangay volcano are some of the largest in the world when compared with other volcanoes.

The deposits studied suggest that the characteristics of Sangay that led to the generation of such large avalanche deposits are very similar to the current state of the volcano. As the volcano is active and there is a large accumulation of material on the volcano´s flanks which have a slope of around 37° and more than 4000 m of relief above the surrounding area. There is a possibility that future activity of this volcano could include large debris avalanches.

CAPÍTULO I.

INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

El Ecuador es un país altamente volcánico. Dentro de su territorio se han identificado 83 centros eruptivos (según Bernard y Andrade 2011), clasificados como extintos o dormidos, potencialmente activos, activos y en erupción. La actividad volcánica ha estado presente desde el Plioceno Tardío, dejando grandes depósitos principalmente en el Valle Interandino.

Uno de los fenómenos volcánicos que involucra grandes volúmenes de material son las avalanchas de escombros. Después de la erupción del Monte Santa Elena en 1980 (USA), donde se observó el colapso de su edificio volcánico, se ha podido identificar los depósitos y morfología asociados a dicho fenómeno. En el Ecuador se estima que casi todos los volcanes han sufrido al menos un colapso de este tipo. Por esta razón, las avalanchas de escombros son consideradas para la elaboración de mapas de peligros de los volcanes que se encuentran en erupción, los activos y los potencialmente activos.

Los depósitos de avalanchas de escombros mayormente estudiados provienen de los volcanes Tungurahua, Carihuairazo, Chimborazo, Huisla, Cerro Quinuales entre otros, que han alcanzado zonas pobladas. Por otro lado, el volcán Sangay, ubicado hacia el este de la Cordillera Real, ha experimentado al menos dos colapsos de su edificio (Monzier et al., 1999), los mismos que pueden alcanzar pequeños cantones y ciudades ubicados en la planicie amazónica hacia el Este del volcán.

1.2. JUSTIFICATIVOS

El Sangay, es el último volcán al sur de la Zona Volcánica Norandina y uno de los más activos del Ecuador. Su escasa información geológica se debe al difícil acceso al volcán, ya que no hay poblaciones ni caminos cercanos al centro eruptivo. Sin embargo, según Bes De Berc (2003), depósitos de lahares y

avalanchas de un volumen de aproximadamente 60 km^3 cubrirían un área de hasta 3000 km^2 en la zona del Valle Upano. Así, futuros eventos de esta naturaleza podría representar un alto grado de amenaza a zonas pobladas alejadas del volcán Sangay como Palora, Arapicos, Pablo VI, Macas, Sinaí, Sucúa, Huambi, Logroño y Tayusa. Por esta razón es de suma importancia conocer el alcance de futuras avalanchas, ya que en los colapsos que han ocurrido en el pasado, el volcán ha sufrido deslizamientos de casi todo su cono, afectando zonas alejadas del centro eruptivo.

En este proyecto se propone describir los depósitos de las avalanchas que afectan a los poblados distales del Sangay. Debido a la pendiente pronunciada del volcán, este podría ser afectado nuevamente por un colapso de su edificio (Monzier et al., 1999).

El presente estudio forma parte de la investigación del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) para mejorar el conocimiento de la actividad de los volcanes activos del Ecuador; esto con el fin de contribuir a la Gestión de Riesgos en el país.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. OBJETIVO GENERAL:

Delimitar y describir petrográfica y geoquímicamente los depósitos de avalancha de escombros asociados al Sangay, en los sectores ubicados al Este del volcán

1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

- Caracterizar muestras de rocas de los depósitos volcánicos tanto petrográfica como geoquímicamente.
- Determinar los límites de los depósitos de avalanchas de escombros en un mapa y definir su edad.
- Correlacionar geoquímica y petrográficamente las facies distales de los depósitos de avalancha del Sangay con las facies proximales ya definidas por Monzier et al., (1999).
- Estimar el volumen del material de los depósitos de avalancha de escombros.

- Discutir la fuente de los depósitos de avalancha.
- Estimar la altura de caída y la energía involucrada de las avalanchas de escombros.

1.4. ALCANCE

1. Elaborar un mapa 1:150000 con la delimitación de los depósitos de avalanchas de escombros.
2. Realizar descripciones petrográficas microscópicas de 29 láminas delgadas de muestras de los depósitos proximales y distales.
3. Realizar análisis geoquímicos (elementos mayores y elementos traza) de 12 muestras de roca de los depósitos distales.
4. Determinar los límites de las avalanchas de escombros distales y comparar con las definidas por Monzier et al., (1999) en las zonas proximales.
5. Estimar el volumen del material depositado en las avalanchas basado en la morfología.

1.5. METODOLOGÍA

Para cumplir con las propuestas de este proyecto se plantea llevar a cabo las siguientes actividades:

1. Recopilación de la información disponible y análisis de la misma.
2. Trabajo de campo:
    a. Mapeo del límite de los depósitos de avalanchas situadas hacia el este del volcán Sangay en los afloramientos disponibles.
    b. Muestreo de rocas de los depósitos de avalancha.
    c. Identificación de las facies de avalancha en los afloramientos.
3. Trabajo de Laboratorio:
    a. Mapeo de la distribución espacial de los *hummocks* mediante un Modelo Digital del Terreno (por sus siglas en inglés denominado DEM) y un Modelo de Sombras que fueron usados en un Sistema de

Información Geográfica (SIG). Los resultados se presentan en un mapa con los límites correspondientes.

b. Descripción de las rocas de los depósitos volcánicos de avalancha de escombros macroscópicamente y bajo microscopio petrográfico.

c. Correlación mediante geoquímica y petrografía de los depósitos de avalanchas distales con los proximales definidos por Monzier et al., (1999).

d. Se presenta una descripción detallada de los afloramientos.

4. Elaboración del Informe final.

El análisis de la información bibliográfica incluye los estudios realizados en el volcán Sangay, así como el estudio de avalanchas de escombros en distintos volcanes a nivel mundial. Además, mediante un software de Sistema de Información Geográfica con un Modelo Digital de Terreno (por sus siglas en inglés DEM) y un modelo de sombras se interpretó la morfología del área de interés, con el fin de definir los límites de las avalanchas en las zonas de poco acceso en el campo.

El trabajo de campo abarcó el mapeo de la morfología de las avalanchas de escombros, diferenciada por la presencia de *hummocks*; dicho mapeo se muestra en un mapa final a escala 1: 150000 con los límites de las avalanchas. Adicionalmente, se recolectó muestras de rocas para su respectivo análisis geoquímico y petrográfico.

1.6. ÁREA DE ESTUDIO

1.6.1. UBICACIÓN

El área de estudio está ubicada en la región Amazónica (Figura 1.1), al pie de monte de la Cordillera Real, hasta 60 km al este del volcán Sangay en sentido W-E y desde el poblado de Palora hasta Macas en sentido N-S. La zona de interés comprende un área aproximada de 3500 km^2.

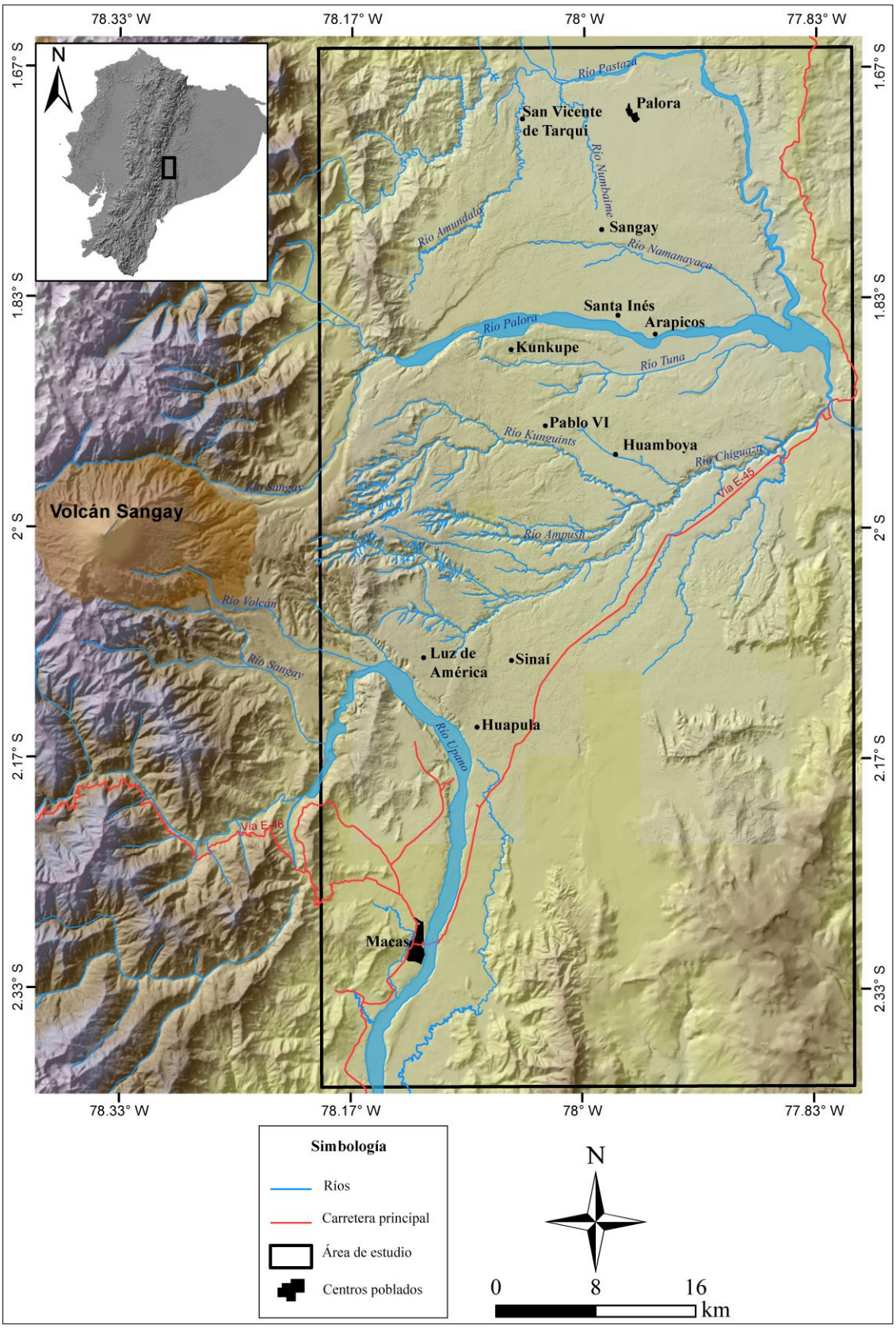


Figura 1.1 *Mapa de ubicación de la zona de estudio. En el mapa principal se encuentra delimitada el área de interés, con los principales ríos y poblaciones. En el margen superior izquierdo se muestra la localización de la zona en el Ecuador.*

1.6.2. MORFOLOGÍA

La morfología de la zona de interés es mayormente plana, con altitudes que varían desde los 875 msnm en Palora, hasta los 1470 msnm en Huapula y Luz de América. La región ha sido moldeada con grandes drenajes, dejando depósitos de terrazas aluviales que, como en el caso del Río Upano, llegan a alcanzar más de 100 m de espesor.

El relieve de la zona está dominado por montículos que alcanzan hasta 40 metros de altura sobre la superficie, mismos que corresponden a los depósitos provenientes de las avalanchas de escombros del volcán Sangay. Además se ha identificado decenas de *tolas arqueológicas* caracterizadas por tener un máximo de 3 metros de altura y estar compuestas por material sedimentario fino en su interior.

1.6.3. ACCESO

La zona de estudio tiene escasos caminos que permiten observar buenos afloramientos. La vía principal para la provincia de Morona Santiago es una carretera asfaltada que se encuentra en buenas condiciones; sin embargo, los afloramientos se encuentran fuera de las zonas pobladas. Los caminos donde se puede observar buenos cortes son lastrados, que generalmente son transitables si hay buen clima.

1.6.4. CLIMA, FLORA Y FAUNA

La región está caracterizada por un clima monzónico (cálido y húmedo), con estaciones lluviosas y secas. Las lluvias influyen directamente la erosión y sedimentación en la Amazonía; y además están vinculadas a la distribución de las selvas tropicales. La exuberante vegetación determina varios pisos climáticos con temperaturas medias anuales que van desde los 14° hasta los 37° C. Además, las precipitaciones de la zona varían desde los 1500-4000 mm por año, por lo que se clasifica como un clima tropical y subtropical (Sierra, 1999).

La flora y fauna de la Amazonía ecuatoriana ha sido catalogada como una de las más diversas del mundo. Aproximadamente el 12 % de la vegetación natural de la región ha sido transformado a cultivos y, sobre todo, pastos. La diversidad de bosques son altamente heterogéneos y diversos, alcanzan generalmente entre los

30 y 40 metros de altura; actualmente a los bosques se los ha clasificado como cuatro grandes tipos de vegetación: los bosques de tierra firme (incluye Cordilleras Amazónicas), los bosques inundables por ríos de origen amazónico y andino, los bosques inundados localmente llamados moretales y los bosques en sistemas lacustres-riparios de aguas negras. En flora más pequeña los estudios muestran un promedio de 200 especies por cada hectárea (Sierra, 1999).

La fauna del sector es muy abundante tanto en vertebrados como invertebrados, la diferencia de los pisos climáticos permite que la Amazonía posea una fauna más diversa comparada con las otras regiones fisiográficas del Ecuador.

1.6.5. HIDROGRAFÍA

La zona de interés está influenciada por grandes sistemas hídricos, que nacen desde las estribaciones de la Cordillera Real, entre los drenajes más importantes están el Río Volcán, Río Sangay, Palora y Upano (Figura 1.1).

Río Sangay.- Nace en las estribaciones del volcán, limitando hacia el norte y Sur al centro eruptivo Sangay. El ramal norte desemboca en el río Palora y el ramal Sur en el Upano.

Río Volcán.- Es un drenaje no muy extenso que nace de los flancos orientales del volcán Sangay con dirección W-E y finalmente desemboca en el río Upano.

Río Palora.- Nace de los deshielos del volcán Sangay, el río Nayanmak es afluente de este río y a su vez estos son tributarios del río Pastaza. Es uno de los recursos hídricos más destacados en el cantón de Palora; su recorrido se encuentra envuelto en medio de un mosaico vegetal que abarca distintos pisos climáticos.

Río Upano.- El margen derecho superior del Upano inicia aproximadamente en la unión del río Volcán (que desciende de las estribaciones orientales del volcán Sangay) y el río Sangay. En este punto el Upano adopta este nombre y forma una curva muy cerrada cuyas aguas, que en un inicio corren en dirección norte, cambian súbitamente hacia el sur hasta empatar con el río Paute.

1.6.6. POBLACIÓN

Los principales centros poblados de la región son: Palora, Pablo VI, Huamboya, Sangay, Arapicos, Sinaí, Luz de América, Huapula y Macas; siendo este último la capital de la provincia de Morona Santiago. Además, hay que considerar que dentro del área de interés existen zonas aisladas de comunidades Shuar. Las principales actividades económicas del sector son la agricultura y ganadería, así como, pequeños comerciantes.

1.7. TRABAJOS PREVIOS

Actualmente no hay estudios similares de acuerdo a los objetivos de éste proyecto en la zona de interés; sin embargo, se detalla dos estudios que están relacionados con la actividad volcánica del sector, además se expone investigaciones realizadas para otros volcanes tanto a nivel nacional como mundial sobre los depósitos de avalanchas de escombros.

Monzier, M. et al (1999). Sangay volcano, Ecuador: structural development, present activity and petrology. Esta investigación es el único estudio que hasta el momento se ha realizado sobre éste centro eruptivo; muestra una breve información sobre los diferentes depósitos volcánicos emitidos por el Sangay, además de un análisis geoquímico a detalle de la mineralogía de una muestra denominada SAN20, que corresponde a la muestra más básica encontrada en el volcán. Como parte de su discusión, Monzier expone los peligros potenciales que presenta el volcán ante una nueva ocurrencia de una avalancha de escombros.

Bes de Berc, S. (2003). Tectonique De Chevauchement, Surrection Et Incision Fluviatile (Exemple de la Zone Subandine Equatorienne, haut bassin Amazonien). El estudio muestra una relación entre la tectónica y la morfología en la Amazonía. En la zona de la cordillera de Cutucú, en la depresión del Pastaza, asocia las grandes terrazas del Río Upano a depósitos provenientes del volcán Sangay, los define como lahares que arrastraron parte de los depósitos de avalanchas, calcula que el área que cubre estos depósitos es de 3000 km^2.

Ordoñez, J. (2012). Depósitos Volcánicos del Pleistoceno Tardío en la Cuenca de Ambato: Caracterización, Distribución y Origen; Tesis de Grado,

Escuela Politécnica Nacional. 190 págs. Refiere a los depósitos de avalancha de escombros de los volcanes Huisla y Carihuairazo que yacen en la parte norte y noroccidental de la cuenca de Ambato. Además, se identifican colapsos de domos, depósitos plinianos y flujos de lodo asociado a los centros volcánicos aledaños a la zona.

Bernard et al., (2008). The Chimborazo sector collapse and debris avalanche: Deposit characteristics as evidence of emplacement mechanisms. Presenta un trabajo completo de los depósitos de avalancha provenientes del volcán Chimborazo; explica todas las facies encontradas en los depósitos, así como sus estructuras internas y define el área de afectación, los espesores y el volumen del material involucrado en el colapso del edificio volcánico.

Herrera F. (2013). Caracterización de los depósitos de avalanchas de escombros en el tramo Píllaro – Patate. Identifica al menos dos depósitos asociados a avalanchas de escombros en dicho tramo, sugiere como una de las fuentes más probables al Cerro Quinuales ubicado en la Cordillera Real; además, realiza una caracterización detallada de la estratigrafía, morfología, petrografía y estructuras de cada depósito.

Espín P. (2014). Caracterización geológica y litológica de los depósitos laháricos de Mera, Provincia de Pastaza. Estudia las características principales del lahar que aflora en la cuenca del río Pastaza formando terrazas de hasta 70 m de espesor. Define como la fuente más probable al volcán Huisla, por correlaciones petrográficas, geoquímicas y granulométricas, siendo el evento desencadenante un represamiento natural de los ríos Patate y Ambato formado por los depósitos de avalancha de escombros del Huisla.

1.8. DESARROLLO DEL TRABAJO

En el capítulo II se describe la geología regional del Ecuador, con un mayor énfasis se detalla las formaciones de la Cordillera Real y de la Cuenca Oriente, ya que están relacionadas directamente con la zona de estudio. Además, se realiza una descripción del volcanismo del Ecuador y la geología local del Sangay, este último ayudará a definir una correlación petrográfica – geoquímica entre los

depósitos proximales del volcán y los productos distales presentes en las avalanchas de escombros estudiadas.

El capítulo III contiene las descripciones detalladas de las avalanchas de escombros, su estratigrafía, facies y edad. Además, se realiza un análisis estadístico de la morfología de las avalanchas mapeada mediante un Sistema de Información Geográfica.

En el capítulo IV en describe las principales características petrográficas y geoquímicas tanto de las muestras recolectadas de los depósitos de las avalanchas de escombros como de las rocas proximales del volcán Sangay. El Capítulo V abarca las correlaciones petrográficas – geoquímicas entre las rocas de los depósitos de avalanchas y las rocas del edificio del Sangay. Asimismo, se encuentra la discusión de los resultados y las principales conclusiones y recomendaciones del trabajo. Adicionalmente, se presenta las referencias bibliográficas, un mapa 1:150000 de los límites de los depósitos de avalanchas de escombros del volcán Sangay y cinco anexos que representan el respaldo de este trabajo.

CAPITULO II

GEOLOGÍA REGIONAL Y MARCO GEOMORFOLÓGICO DE LA ZONA

2.1. GEOLOGIA REGIONAL

El Ecuador continental está dividido en tres regiones fisiográficas principales, cada una presenta características fisiográficas y geológicas diferentes (Figura 2.1). Estas son: el “Oriente”, ubicada en la Amazonía ecuatoriana al este de la cordillera real; la “Sierra” que constituye la zona andina; y la “Costa” que incluye las zonas bajas al occidente de los Andes hasta el Océano Pacífico.

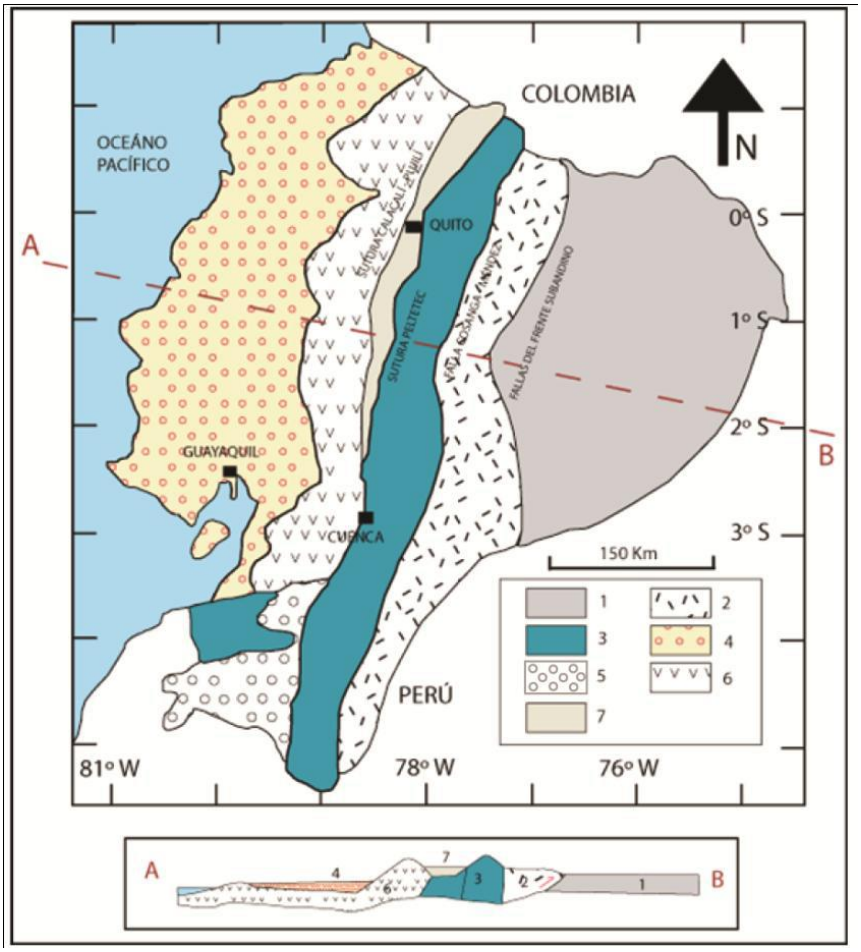


Figura 2.1 *Mapa esquemático de las regiones fisiográficas del Ecuador, y corte a ± 0.5° N. Leyenda:* ***1.*** *Cuenca Oriente;* ***2.*** *Zona Subandina;* ***3.*** *Cordillera Real y Bloque Amotape Tahuin;* ***4.*** *Costa;* ***5.*** *Cuenca Alamor – Lancones;* ***6.*** *Cordillera Occidental y* ***7.*** *Valle Interandino. (Modificado de Aspden et al., 1992 en Vallejo, 2011).*

2.1.1. COSTA (Co)

El basamento lo constituye el terreno Piñón, que consta una corteza oceánica con una edad del Aptiano-Albiano (Jaillard et at., 2005). Debido a un régimen tectónico compresivo – distensivo se desarrollaron cuencas de antearco. Entre las más importantes están: Borbón, Esperanza, Progreso y Jambelí (Witt et al., 2006) que desde el Paleógeno fueron rellenadas por sedimentos provenientes de la Cordillera Occidental (Jaillard et al., 1997; 2005).

2.1.2. CORDILLERA OCCIDENTAL (CW)

El basamento está formado por dos terrenos principales, el más antiguo es el terreno Pallatanga (Cretácico Temprano a Tardío) que consiste de un plateau oceánico, turbiditas básicas y andesíticas de fuente desconocida (Hughes & Pilatasig, 2002). El más joven es el terreno Macuchi (Paleoceno Tardío-Eoceno) que comprende de una secuencia volcanosedimentaria de arco de islas de composición andesítica y basáltica. Sobre dicho basamento yacen depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Oligoceno-Holoceno (Hughes & Pilatasig, 2002).

2.1.3. VALLE INTERANDINO (VI)

Se encuentra limitado tectónicamente hacia el oeste con la Falla Calacalí – Pujilí – Pallatanga y hacia el Este con la Falla Peltetec. El basamento aún no ha sido definido, pero según las investigaciones más recientes, Égüez y Aspden, (1993) y Villagómez, (2003) indican que el basamento es tectónicamente complejo e involucra rocas de la Cordillera Real y Occidental en una cuña de acreción producida por el desmembramiento de una parte de la Cordillera Real en el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano. La interacción entre la actividad tectónica y volcánica ha dado lugar a la formación de cuencas sedimentarias que han sido rellenadas por secuencias de depósitos volcano-clásticos, volcanosedimentarios, fluvio-lacustres y aluviales (Lavenu et al., 1996; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005).

2.1.4. LA CORDILLERA REAL (CR)

Está constituida por cinturones de rocas metamórficas del Paleozoico – Mesozoico emplazado por plutones de granitos tipo I y S cenozoicos. El basamento

de la CR ha sido dividido en cinco unidades estratigráficas – litotectónicas (Litherland et at., 1992; Aspden & Litherland, 1992).

Las divisiones litotectónicas descritas de oeste a este son:

Terreno Guamote, comprende las unidades Punín y Cebadas que están constituidas por cuarcitas, pizarras y filitas negras que presentan un sobrecorrimiento al oeste; subyace sobre la Fm. Yungilla, por lo que se asume una edad de Jurásico Superior. Se encuentra limitado hacia el este con la Falla Peltetec y hacia el oeste con la Falla Ingapirca (Litherland et al., 1994).

Terreno Alao, comprende las unidades Peltetec, Maguazo, Alao-Paute y El Pan, formado por ofiolitas, meta-turbiditas, meta-andesitas, rocas verdes y esquitos grafitosos; presentan además pliegues verticales dúplex; pertenecen al Jurásico Superior. Limita hacia el este con el Frente Baños y hacia el oeste con la Falla Peltetec (Litherland et al., 1994).

Terreno Loja, incluye las unidades Tres Lagunas, Sabanilla, Agoyán, Monte Olivo y Chiguinda. Litológicamente está constituida por gneises, granitos tipo “S” con cuarzo azul de “Tres Lagunas”, esquistos pelíticos con muscovita y granate, anfibolitas, filitas y cuarcitas negras. Presentan un cabalgamiento hacia el E con imbricaciones y cizallamiento dextral. Una edad de intrusión obtenida es de 227.6±3.2 Ma (Noble et al., 1997). Limita hacia el este con la Falla Llanganates y hacia el oeste con el Frente Baños.

Terreno Salado, comprende las unidades Azafrán, Upano y Cerro Hermoso, compuesto por dioritas y granodioritas, rocas verdes, andesitas, metasedimentos, mármoles y esquistos de grano medio a grueso. Las rocas presentan cabalgamiento hacia el este con imbricaciones. Las dataciones indican que las rocas plutónicas de Azafrán tienen una edad estimada de 142.7±1 Ma (Noble et al., 1997). Limita hacia el este con la Falla Cosanga Méndez y hacia el oeste con la Falla Llanganates.

Amazónico*,* abarca las unidades Zamora, Misahualli, Puintza e Isimanchi, formado por granitoides calco-alcalinos, lavas calco-alcalinas y piroclastos, metavolcánicos y rocas sedimentarias, filitas negras, verdes y mármoles. Las rocas no se encuentran deformadas o metamorfoseadas, ciertas deformaciones

presentes es por esfuerzos de cizalla de la zona subandina. Los límites de esta división está dado hacia el oeste por la Falla Cosanga Méndez (Litherland et al., 1994).

División (Oeste a Este)	GUAMOTE		ALAO		LOJA		SALADO		AMAZÓNICA
UNIDAD/ LITOLOGÍAS	**Punín:** cuarcitas pálidas y oscuras con lutitas negras en menor cantidad. **Cebadas:** Pizarras negras con cuarcitas en menor cantidad.	FALLA PELTETEC	**Peltetec:** ofiolitas desmembra-das. **Maguazo:** metaturbidi-tas. **El Pan:** esquistos grafitosos	FRENTE BAÑOS	**Tres Lagunas:** gneises, granitos tipo "S"con cuarzo azul. **Sabanilla:** orto y paragneises. **Agoyán:** esquistos pelíticos Musc. y Gr. **Monte Olivo:** anfibolitas. **Chiguinda:** filitas negras y cuarcitas.	FALLA LLANGANATES	**Azafrán:** dioritas deformadas y granodioritas. **Upano:** rocas negras andesíticas y metagrauvaca. **Cerro Hermoso:** metasedimentos y mármoles. **Cuyuja:** esquistos pelíticos y gneises.	FALLA COSANGA-MÉNDEZ	**Zamora:** Granitoides calco-alcalinos. **Misahuallí:** lavas y piroclastos calcoalcalinos. **Piuntza:** rocas meta volcánicas y rocas sedimentarias. **Isimanchi:** filitas negras y verdes y mármoles.
ESTADO TECTÓNICO – METAMÓRFICO	*Rocas de muy bajo. Presenta sobrecorrimien-to hacia el W.*		*Rocas de bajo grado, pliegues verticales dúplex en Alao-Paute.*		*Rocas de medio y bajo grado. Cabalgamiento hacia el E con imbricaciones. Cizallamiento dextral.*		*Rocas de bajo grado. Cabalgamiento hacia el E con imbricaciones. Skarnificaciones de alto nivel, klippes de serpentinita.*		*No hay rocas deformadas o metamorfizadas*
EDAD	*Jurásico superior.*		*Jurásico superior (Oxfordiense – Calloviense).*		*Plutones Triásicos en ¿? Sedimentos Paleozoicos.*		*Jurásico con posibles elementos Pre-jurásicos*		*Rocas ígneas Jurásicas dentro Triásicos (Piuntza) y ? Sedimentos Paleozóicos (Isimanchi)*
INTERPRETACI-ÓN	*Secuencia sedimentaria continental/ Cuña clástica.*		*Piso Oceánico, antearco y arco volcánico o cuenca marginal.*		*Granitos tipo "S" en sedimentos de deriva continental.*		*Plutones tipo " I" en secuencias volcano-sedimentarias.*		*Plutones tipo "I" de arco volcánico continental.*

Tabla 2.1 *Resumen de las Divisiones y sus unidades litológicas de la Cordillera Real y Zona Subandina (Modificado de Aspden y Litherland 1992, 1994)*

2.1.5. LA CUENCA ORIENTE

La cuenca se desarrolla como resultado de esfuerzos transpresivos presentes a partir del Cretácico Terminal, los que provocan la emersión de la CR y la formación de la cuenca de ante-país de trasarco propiamente dicha. El basamento de edad Pre-cretácica, consiste de rocas marinas del Paleozoico y Jurásico Inferior, seguidas de aportes del Jurásico Superior (Tschopp, 1953).

Desde el Devónico hasta el Neógeno la cuenca ha sido rellenada con secuencias fluvio-deltaicas y marinas que fueron cubiertas por sedimentos continentales como areniscas conglomerados y conos aluviales provenientes de la

CR por el levantamiento de la misma (Baby et al., 2004). Además, Barragán et al., (2005), señala la presencia de pequeños volúmenes de magmas basálticos alcalinos con un restringido rango de variación composicional, que se encuentran en el relleno sedimentario de la cuenca oriente.

A continuación se señala la estratigrafía resumida de la Cuenca Oriente:

- *Basamento Precámbrico*: No aflora en el oriente ecuatoriano, está constituido por rocas ígneas y metamórficas correspondientes al escudo Guayanés.
- *Formación Pumbuiza (Devónico)*: Está formada por estratos de pizarras y filitas de color gris oscuro a negro, a veces grafitosas, areniscas cuarzosas bien consolidadas, muy deformadas. Pertenecen a facies distales marinas (Tschopp, 1953; Rivadeneira & Baby, 2004; Suárez y Ordóñez, 2007; Gutiérrez, 2011).
- *Formación Macuma (Carbonífero-Pérmico)*: Comprende alrededor de 150-220 m de caliza fosilífera, areniscas y margas grises. Depositado en un ambiente de plataforma calcárea marino somera, ambiente cálido y pobremente oxigenado a anóxico de baja energía. (Tschopp, 1953; Baby et al., 2004; Gutiérrez, 2011)
- *Formación Sacha (Triásico Medio-Jurásico)*: Compuesta por “red beds” de limolitas cuarzosas de color rojo y marrón oscuro. Además de conglomerados y volcanoclastos. Se estima un espesor de 800 m asociado a un ambiente continental a una etapa sin rift, que por tectónica extensiva se produce una fracturación lístrica. (Tschopp, 1953; Gutiérrez, 2011).
- *Formación Santiago (Hettangiano Tardío-Sinemuriano)*: Comprende de una secuencia monótona de calizas. Esta secuencia ha sido intruída por diques, sills y rocas ígneas félsicas y diabásicas. Tiene un espesor entre 1000 y 2700 m (Tschopp, 1953). El ambiente de depositación según Díaz et al., (2000) fue durante la apertura de un rift intracratónico.
- *Formación Chapiza (Jurásico Medio a Tardío)*: Representa una secuencia de “red beds” continentales, areniscas y conglomerados volcanoclásticos. (Tschopp, 1953)

- *Formación Misahuallí (Jurásico Medio)*: Formada por volcánicos calcoalcalinos de arco volcánico continental. (Tschopp, 1953)
- *Formación Hollín (Aptiano Temprano-Albiano Temprano)*: Estrato de areniscas granodecreciente hacia el tope. Esporádicamente se observa una estratificación con lutitas negras. Según White et al., (1995), Shanmugan et al., (2000) y Gutiérrez (2011), el ambiente de depósito corresponde a un relleno sedimentario de un conjunto de valles incisos, la parte basal corresponde a un ambiente de estuario y fluvial distal.
- *Formación Napo (Aptiano Temprano-Campaniano Medio)*: Consiste de una intercalación de areniscas cuarzosas, calizas lutitas laminadas y margas. El ambiente de depósito es una plataforma marina estable con períodos de transgresión y regresión. (Bernal, 1998; Gutiérrez, 2011).
- *Formación Tena (Maastrichtiano Temprano - Paleoceno)*: Consiste en conglomerados y areniscas hacia la base y en la parte superior; y arcillas de varios colores en la parte media. Se depositó en un ambiente marino continental somero, asociado al levantamiento y posterior erosión de la Cordillera Real. (Faucher y Savoyat, 1973; Gutiérrez, 2011).
- *Formación Tiyuyacu (Eoceno Temprano-Oligoceno Temprano)*: A la base lo conforman conglomerados, areniscas y arcillas rojas; la parte superior corresponde a una secuencia granodecreciente de conglomerados, arcillas y areniscas. Está asociado a un ambiente fluvial según Marocco et al., (1995).
- *Formación Orteguaza (Oligoceno Temprano)*: Se compone de lutitas verdosas endurecidas, intercaladas con areniscas medias a gruesas y areniscas conglomeráticas al tope. El ambiente de formación muestra una mezcla de ambientes partiendo de una plataforma abierta, pasando por zonas bajo influencia de mareas hasta una llanura aluvial. (Chiristophoul en Baby et al., 2004).
- *Formación Chalcana (Mioceno)*: Constituida por arcillolitas y limolitas con intercalaciones de lentes de areniscas cuarzosas de grano fino a medio. Según Chiristophoul en Baby et al., 2004 esta formación se asocia a un ambiente continental con un tipo de río meandriforme de baja sinuosidad con carga sedimentaria fina, o como los ríos anastomosados comparables a los ríos de la llanura amazónica actual.

- *Formación Arajuno (Mioceno Medio-Mioceno Tardío)*: Conformada por areniscas, arcillas y lutitas ligníticas con láminas y lentes de cantos rodados y conglomerados (Tschopp, 1953). Tiene un espesor de aproximadamente 1000 m, su origen está asociado a un ambiente continental, de estilo fluvial de tipo divagante de baja sinuosidad, con carga sedimentaria gruesa, donde se han encontrado conglomerados y meandros con carga arenosa de baja sinuosidad donde la granulometría es más baja (Chiristophoul en Baby et al., 2004).
- *Formación Chambira (Mioceno Tardío Plioceno)*: Consta de intercalaciones de conglomerados con troncos silicificados, niveles de areniscas tobáceas y arcillas en la parte media. Su espesor aproximado es de 1000 m, con un ambiente de formación típico de pie de monte con sedimentos fluviales alimentado por la erosión de la Cordillera Real (Bernal, 1998; Gutiérrez, 2011).
- *Formación Mesa (Plio-Pleistoceno)*: Formada por un apilamiento de terrazas imbricadas fuertemente erosionadas, compuestas de conglomerados clásticos medio a gruesos con esporádicos horizontes tobáceos hacia el oeste (Tschopp, 1953). Asociada a un ambiente continental, proveniente de la erosión de los flancos de la Cordillera Real (Gutiérrez, 2011).
- *Formación Mera (Pleistoceno-Holoceno)*: Consta de conglomerados con intercalaciones de niveles piroclásticos en la parte proximal del abanico. (Rivadeneira y Baby, 1999; Gutiérrez, 2011). El ambiente de formación es continental, corresponden a depósitos de un abanico de pie de monte y los productos piroclásticos más recientes provienen de los centros volcánicos Sumaco y Reventador (Rivadeneira y Baby, 1999)

2.2. GEODINÁMICA ACTUAL DEL ECUADOR

El Ecuador está localizado en un margen continental activo, donde ocurre la subducción de la Placa Oceánica de Nazca bajo la Placa Continental Sudamericana (Figura 2.2), con una convergencia oblicua al margen Ecuador – Colombia (Lonsdale, 1978; Lonsdale 2005), a una velocidad que varía entre 55 – 58 mm/a (Trenkamp et al., 2002; Nocquet et al., 2009), y con una dirección N83°E (Kendrick

et al., 2003; Nocquet et al., 2009; Nocquet et al., 2014). Estudios sísmicos indican que la inclinación de la placa subducida varía entre 25 y 30° (Pennington et al., 1981; Font et al., 2013). El valor de este ángulo ha influenciado directamente en el desarrollo del volcanismo activo a lo largo del Ecuador según Hall y Wood, (1985).

La Cordillera asísmica de Carnegie, con 400 km de ancho y 2 km de alto, es un rasgo importante de la geodinámica del Ecuador. Es un rastro geomorfológico marino, resultado de la interacción del punto caliente de Galápagos y la dorsal Cocos - Nazca (Lonsdale, 1978) produciendo la acumulación de material volcánico sobre la placa Nazca y la Zona de Fractura de Grijalva (Collot et al., 2009).

La edad de la llegada de Carnegie a la fosa de subducción junto con la placa de Nazca no ha sido determinada con exactitud; sin embargo, acorde a varias investigaciones se tienen edades como por ejemplo, 2-3 Ma de acuerdo a Lonsdale (1978), 8 Ma según Gutscher et al. (1999) y 15 Ma según Spikings et al. (2001). El levantamiento de la superficie costera y el cambio composicional y distribución de los volcanes Cuaternarios, son dos de las evidencias más importantes de la subducción de la cordillera de Carnegie (Lonsdale, 1978; Gutscher et al., 1999; Michaud et al., 2009; Barberi et al., 1988; Hall y Beate, 1991; Bourdon et al., 2003).

La convergencia de las placas Nazca y Sudamericana además ocasiona que el bloque Nor-Andino se acorte y se mueva en dirección N30°E – N40°E a una velocidad entre 6 y 9 mm/a (Nocquet et al., 2009). El bloque Norandino, según Pennigton (1981), es considerado como una placa independiente y está limitada por las fallas Guayaquil – Pallatanga – Chingual – La Sofía en Ecuador, prolongándose hacia Colombia con la falla transcurrente dextral de Algeciras y terminando en el sistema de fallas Boconó en Venezuela (Soulas et al., 1991).

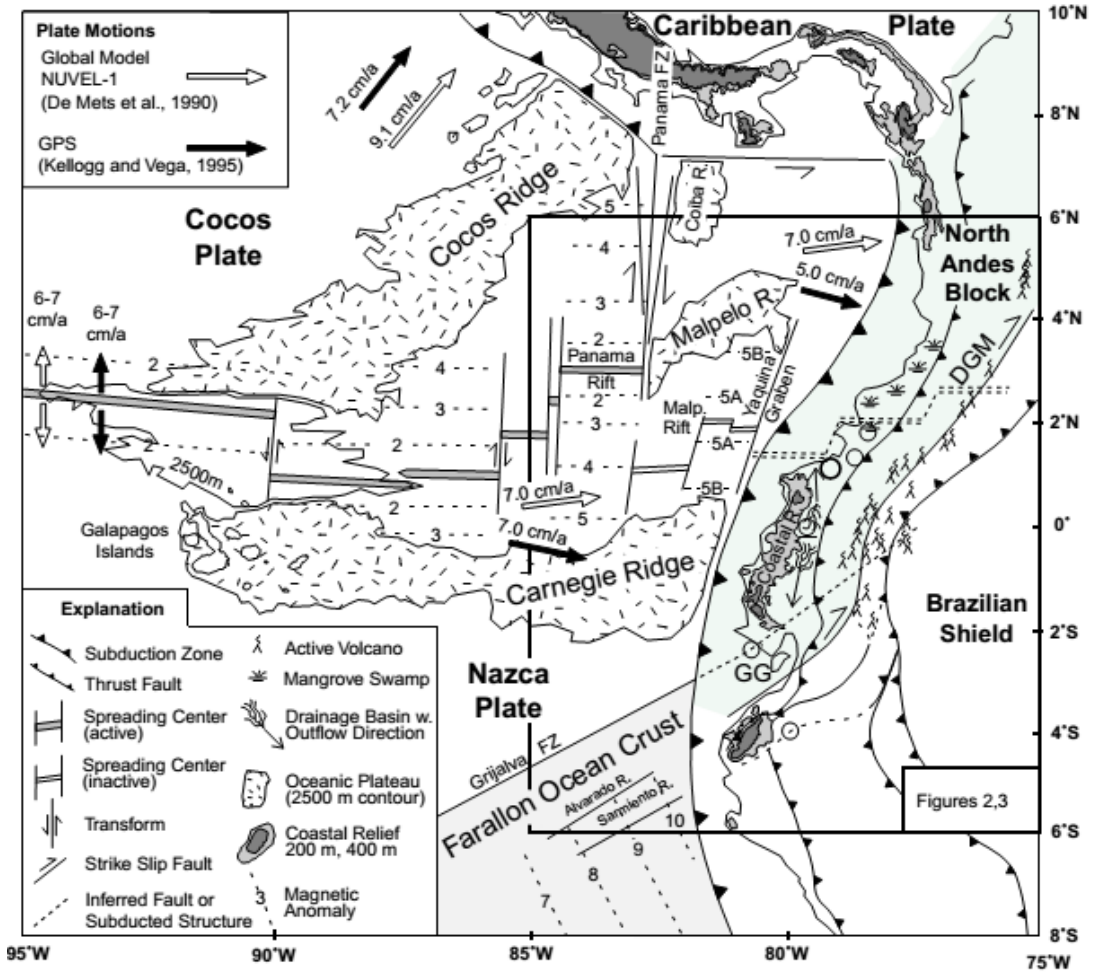


Figura 2.2. *Esquema geodinámico del sistema de subducción de las placas de Nazca bajo la Sudamericana. (Tomado de Gutscher et al., 1999)*

2.3. VOLCANISMO PLIO-CUATERNARIO EN EL ECUADOR

Ecuador y Colombia forman parte de los Andes Septentrionales, conocida como la “Northern Volcanic Zone” (NVZ). En el Ecuador el arco volcánico cuaternario está presente desde 1°N hasta los 2°S, siendo el volcán Sangay el último ubicado a esta altitud en el sur. A partir de este centro eruptivo no hay manifestaciones de actividad volcánica reciente hasta Arequipa, al Sur de Perú (Barberi et al., 1988; Hall y Beate, 1991; Hall et al., 2008).

Desde el Pleistoceno Tardío hasta el presente, el volcanismo en el Ecuador se manifiesta a lo largo de cuatro grupos o franjas volcánicas, cada uno con características morfológicas, estilo eruptivo, petrográfica y químicamente distintas (Hall et al., 2008).

Actualmente se han contabilizado existen 83 centros volcánicos entre extintos, potencialmente activos, activos y en erupción (Bernard y Andrade 2011) (Figura 2.3). Según la fisiografía, los volcanes pueden agruparse de la siguiente manera: Cordillera Occidental, Valle Interandino, Cordillera Real y Tras-arco.

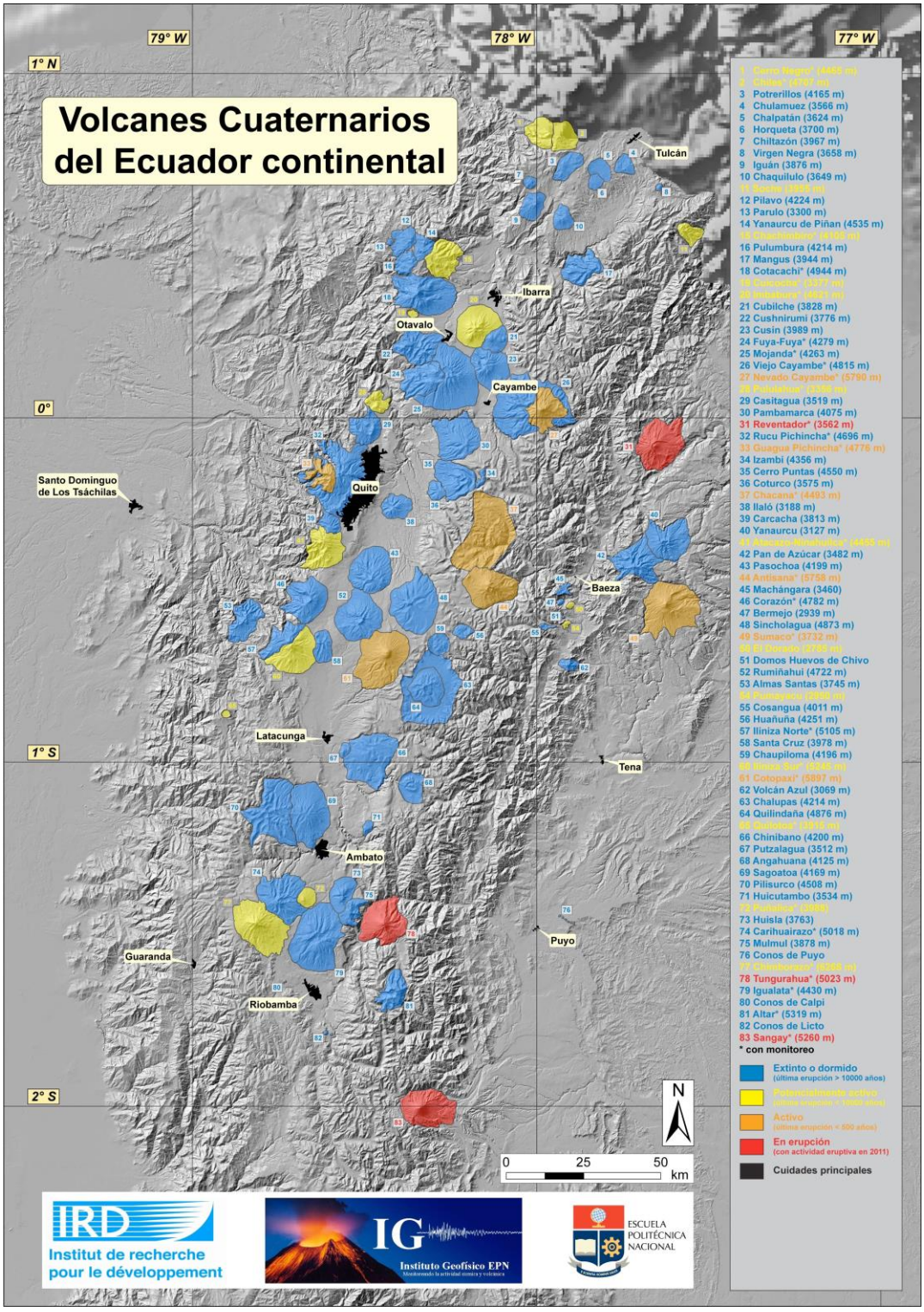


Figura 2.3 *Mapa de los volcanes cuaternarios del Ecuador (Bernard y Andrade, 2011)*

2.3.1. VOLCANES DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL

Los centros eruptivos situados en la Cordillera Occidental (CW) son también conocidos como “Frente Volcánico”. Están localizados sobre las rocas del basamento de la CW, con altitudes que varían entre los 4600 a 5000 msnm, con espaciamientos de 30-35 km entre cada centro volcánico (Hall y Beate, 1991; Hall et al., 2008). Sin embargo, el volcán Chimborazo alcanza la elevación máxima de 6267 msnm siendo el volcán más alto de los Andes Septentrionales (Hall, 1977; Hall y Beate, 1991).

En el Pleistoceno Tardío y Holoceno, la actividad se ha caracterizado por una morfología de conos compuestos y estrato-volcanes de 10 a 20 km de ancho, con una composición mayormente andesítica y dacítica en la actividad más reciente (Hall et al., 2008). Los principales volcanes de norte a sur son: Chiles - Cerro Negro, Chachimbiro, Cotacachi – Cuicocha, Pululahua, Casitagua, Pichincha, Atacazo – Ninahuilca, Corazón, Iliniza, Quilotoa, Carihuayrazo y Chimborazo.

Las erupciones más recientes desde la época Pre-colombina corresponden a los volcanes Quilotoa (800 a AP), Guagua Pichincha (1999, 1660 a AD), Pululahua (2300 a AP), Ninahuilca (2270 a AP) y Cuicocha (3000 a AP); caracterizada por extensas caídas y flujos de ceniza (Hall et al., 2008).

2.3.2. VOLCANES DEL VALLE INTERANDINO

Están localizados a lo largo del Valle Interandino (VI), se trata mayormente de estrato-volcanes de 10 – 20 km de diámetro basal con elevaciones de 3800 – 4700 msnm. A diferencia de la distribución de los volcanes en las cordilleras, en el VI forman grupos pequeños, aparentemente controlados por estructuras tectónicas que cortan diagonalmente el valle interandino (Hall, 1977). Cerca de Quito hay tres centros: Ilaló, Pasochoa y Rumiñahui que definen una línea de edificios volcánicos del Pleistoceno Medio (Hall et al., 2008).

La mayoría de volcanes están considerados como extintos, mantienen una morfología fuertemente erosionada y con pocos rasgos cicatrices de avalanchas de escombros. Algunos centros volcánicos se caracterizan por tener calderas remanentes con domos de lava (Hall et al., 2008). Únicamente el Imbabura tiene

evidencias de actividad eruptiva Holocénica (Ruiz, 2003; Andrade, 2009; Le Pennec et al., 2011). Las rocas más habituales son andesitas básicas de dos piroxenos con una composición química de 57 – 60% SiO_2 y 0,5 – 1% K_2O (Hall et al., 2008).

2.3.3. VOLCANES DE LA CORDILLERA REAL

Los centros volcánicos que están distribuidos a lo largo de la Cordillera Real (CR), yacen sobre un basamento de rocas metamórficas del Paleozoico y Mesozoico (Aspden y Litherland, 1992) y rocas volcánicas del Terciario Tardío (Hall et al., 2008). Se caracterizan por ser estrato-volcanes de composición andesítica, con un diámetro basal de 15 – 20 km y una altitud de 5700 – 5900 msnm, con un relieve topográfico local de hasta 3 km (Hall et al., 2008).

Varios de los centros eruptivos han sufrido colapsos del edificio, con un volumen de 2 – 10 km^3 (por ej. Tungurahua, Cotopaxi, Sangay, El Reventador). Además se caracterizan por presentar flujos piroclásticos escoriáceos y numerosos flujos de lava andesítica que descienden hasta los flancos más bajos (de hasta 20 km en los volcanes Antisana, Cotopaxi, Tungurahua). Además, las caídas de ceniza han afectado distancias de hasta 50 km del vento (Hall et al., 2008).

Los volcanes de la Cordillera Real han sido sistemáticamente más activos durante el Holoceno que los de la Cordillera Occidental tal es el caso de Cotopaxi, Tungurahua, Sangay y Reventador (Hall et al., 2008). La petrografía más representativa son andesitas ácidas, de afinidad calco – alcalina (56 – 61% SiO_2, 1 – 2% K_2O). No obstante, según Hall y Mothes, (2008) se ha identificado varios periodos de actividad riolítica importante en el volcán Cotopaxi.

2.3.4. VOLCANES DEL TRAS-ARCO

Están situados a unos 50 km al Este de la Cordillera Real (CR), en la cuenca amazónica. Esta fila volcánica se mantiene paralela a la CR al oriente del volcán Cayambe. Consta de pequeños estrato – volcanes de afinidad alcalina, con elevaciones que oscilan entre 2000 – 4000 msnm. Los edificios más relevantes son Sumaco, Pan de Azúcar, Yanayacu y los Conos del Puyo (Hall y Beate, 1991; Hall et al., 2008). Las rocas más representativas son basanitas y tefritas de una composición entre 42 – 53% SiO_2, 1 – 5% K_2O.

Según Bourdon et al., (2003), las rocas del volcán Sumaco tienen afinidades geoquímicas que las diferencian de los magmas de las Cordilleras Real y Occidental. Entre las principales características están en enriquecimiento en Nb y en LREE sobre HREE, indicando que hay una zonificación lateral para los magmas en el Ecuador.

2.4. ESTRUCTURAS TECTÓNICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

El sistema subandino de la Cuenca Oriente es una zona altamente sísmica; sin embargo, las investigaciones sobre este tema son muy escasas hasta el momento (Legrand et al., 2005).

La zona subandina está estructurada por fallas inversas de orientación N-S a NNE-SSW, las secciones sísmicas de reflexión indican que dichas fallas son generalmente de alto ángulo y probablemente de escala cortical (Bès de Berc et al., 2004 en Baby et al., 2004). Los marcadores cinemáticos evidencian una tectónica transpresiva con movimientos dextrales. La mayoría de estas fallas corresponden a antiguas fallas normales invertidas que controlaron la sedimentación triásica y jurásica (Díaz et al., 2004; Bès de Berc et al., 2004 en Baby et al., 2004).

La zona de estudio está ubicada en la “Depresión de Pastaza”, formada por fallas inversas de basamento que generan anticlinales. Entre la Cordillera Real y la Cordillera del Cutucú en la superficie Mera-Upano, Bès de Berc, (2003) describe una serie de depósitos provenientes de los volcanes Tungurahua y Sangay, a lo que define como el “Cono Aluvial del Pastaza”.

De acuerdo al trabajo de Bès de Berc, (2003), las tasas de incisión en el río Pastaza varían desde 0.43 y 1.11 cm/año. Para la superficie Mera Upano la tasa de incisión tiene un promedio de 0.46 cm/año; mientras que para el megacono del Pastaza la tasa de levantamiento es de hasta 1 cm/año.

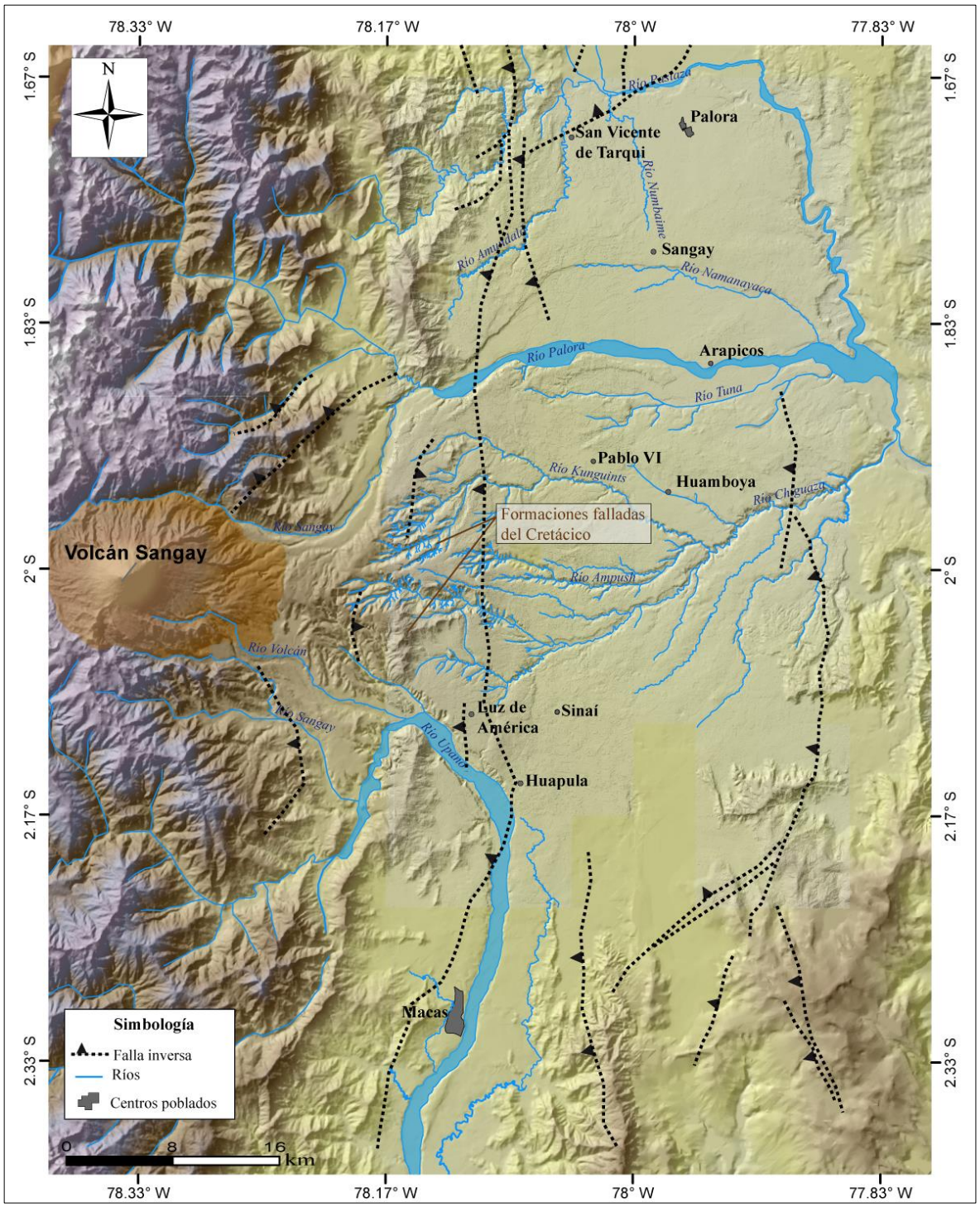


Figura 2.4 *Mapa de la zona de interés con las fallas activas. Se puede notar el drenaje dendrítico de la parte central media. Modelo Numérico del Terreno: Marc Souris (IRD). Alvarado et al., (No publicado)*

Hacia el Este del volcán Sangay, a 15 km de distancia del vento, se encuentra una morfología con un relieve más elevado en comparación a la planicie amazónica (formaciones falladas del Cretácico de acuerdo a Litherland et al., 1994. Figura 2.4). Comprende un área de aproximadamente 170 km^2, donde la hidrografía

dendrítica indica que los ríos aún no han podido erosionar de forma definitiva dicha morfología levantada. Según A. Alvarado (com. personal, 2014) esta morfología está afectada por un sistema de fallas activas inversas, que basculan el terreno provocando un levantamiento de la parte occidental del mismo (Figura 2.4).

2.5. GEOLOGÍA LOCAL DEL VOLCÁN SANGAY

El volcán Sangay (5230 m) (Figura 2.5), está ubicado al este de la Cordillera Real, en la provincia de Morona Santiago; es el último volcán al sur del Ecuador que forma parte de la denominada *Northern Volcanic Zone* (NVZ). El Sangay es uno de los volcanes más activos del Ecuador, manteniéndose en actividad eruptiva desde 1628 (Hall, 1977). Está formando por un estrato-volcán con tres cráteres alineados a lo largo de la cumbre, con un diámetro basal de 10 – 12 km, los flancos tienen una inclinación de aproximadamente 35°. Está limitado al norte y sur por los ríos Sangay y Volcán, el flanco oriental baja hasta la selva amazónica y al oeste el cono se une con una llanura formada de material piroclástico (principalmente ceniza y lapilli no consolidado) que se extiende por unos 15 km (Hall, 1977. Figura 2.4).

Figura 2.5 *Volcán Sangay, visto desde el W hacia el E. (Foto. P. Ramón, IG-EPN)*

La actividad eruptiva del Sangay es principalmente stromboliana, que indica presencia de explosiones de “bloques y ceniza”, caídas de ceniza, frecuentes flujos de lava, flujos piroclásticos y lahares, además de una intensa actividad fumarólica (Monzier et al., 1999).

Debido a factores como su ubicación geográfica y a pesar de ser uno de los centros eruptivos más activos del Ecuador, el Sangay ha sido poco estudiado. No obstante, en una investigación realizada por Monzier et al., (1999), se muestra un trabajo geológico – geoquímico de la historia del volcán.

2.5.1. DESARROLLO Y ESTRUCTURA DEL VOLCÁN SANGAY

Se presenta a continuación la historia del desarrollo de los tres edificios volcánicos del Sangay, de acuerdo al trabajo de Monzier et al., (1999).

2.5.1.1. Sangay I

Es el edificio más viejo del volcán, con un amplio anfiteatro hacia el Este, el mismo que contiene los edificios Sangay II y III. Dicho anfiteatro está definido por una línea de cresta principal, con una altitud de 4000 msnm; posiblemente el Sangay I, tuvo un diámetro basal del 15 – 16 km, y la cumbre estuvo ubicada 2 – 3 km hacia el SE de la presente.

La forma de “C” del edificio no puede ser justificada con la erosión que puede causar las intensas precipitaciones del sector, o las glaciaciones pasadas. Monzier et al., (1999) interpretan esta morfología como una cicatriz producida por un gran deslizamiento volcánico, cuyos depósitos distales aparentemente alcanzaron las planicies Amazónicas.

A pesar de los grandes deslizamientos, la estratigrafía interna del volcán no ha sido destruida totalmente, a la base del volcán se han encontrado enormes bloques toreva del edificio donde se puede identificar secuencias de flujos de lava, flujos piroclásticos y lahares (Figura 2.6). De acuerdo a lo publicado por Monzier et al., (1999), estos bloques podrían pertenecer al Sangay II. Los análisis geoquímicos indican una composición de las lavas de andesitas ácidas (57 – 59% SiO_2); sin embargo, también se encontró andesitas básicas con un contenido de 53,6% SiO_2, y las rocas más ácidas con 61% SiO_2. Dos dataciones de Ar – Ar realizadas en

rocas de esta secuencia indican edades entre 380 ± 70 ka y 310 ± 100 ka, por lo que los autores proponen una edad para el Sangay I de 500 – 250 ka.

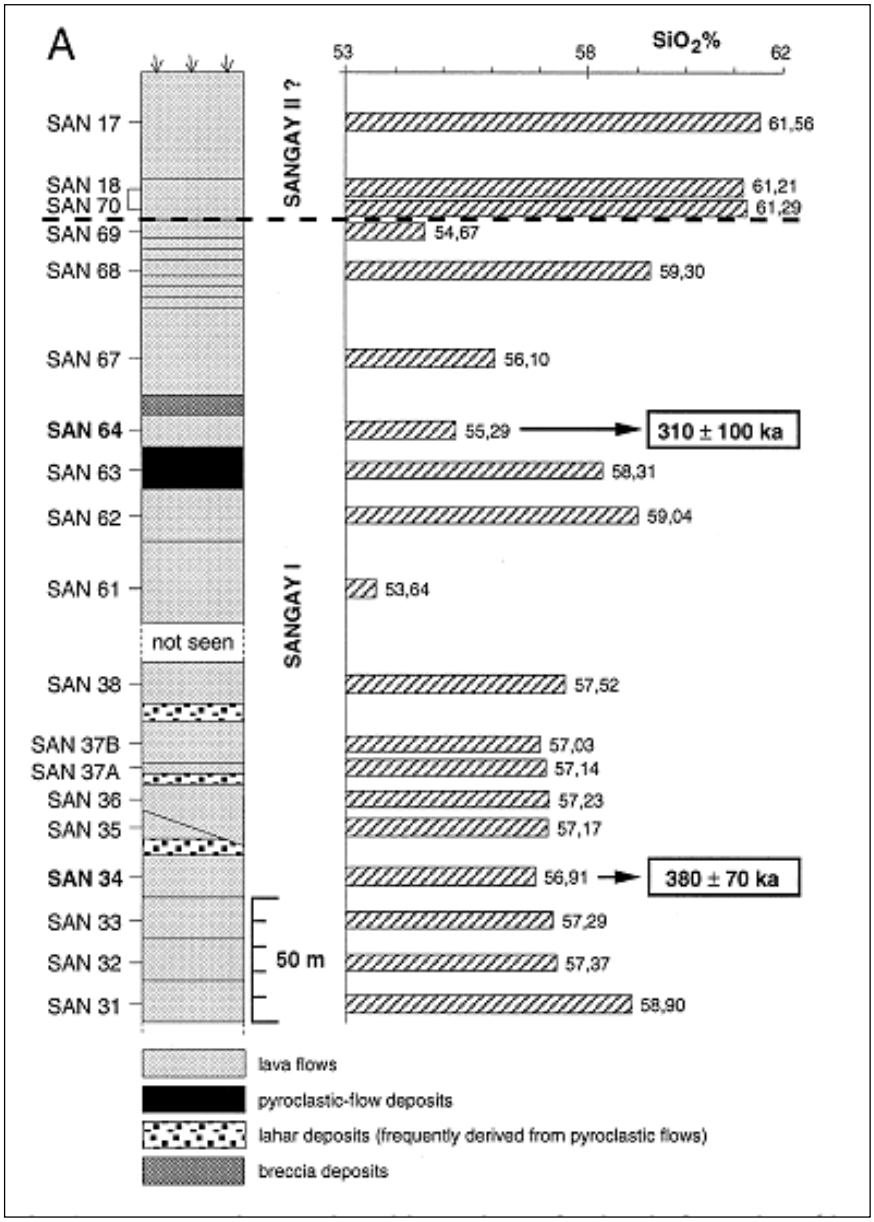


Figura 2.6 *Sección estratigráfica representativa de las formaciones volcánicas, pertenece a un mega-bloque que colapso durante la primera avalancha de escombros del Sangay I. (Modificado de Monzier et al., 1999)*

2.5.1.2. Sangay II

El Sangay II se caracteriza por tener un edificio volcánico menos voluminoso que el Sangay I (aproximadamente 9 km x 16 km de base) y una forma elongada E – W (Figura 2.4). Al oeste del complejo volcánico hay depósitos de ceniza y flujos

de lava intercalados pertenecientes a este edificio. En la Figura 2.7 se muestra la estratigrafía para el Sangay II descrita por Monzier et al., (1999).

Similar al Sangay I, la historia del Sangay II terminó con un importante deslizamiento volcánico que se produjo en el sector Este del volcán, resultando una cicatriz en forma de “C” (herradura) de alrededor de 5 km de ancho. Los depósitos de avalancha de escombros forman un gran abanico en las planicies amazónicas que pueden ser reconocidas en fotografías aéreas.

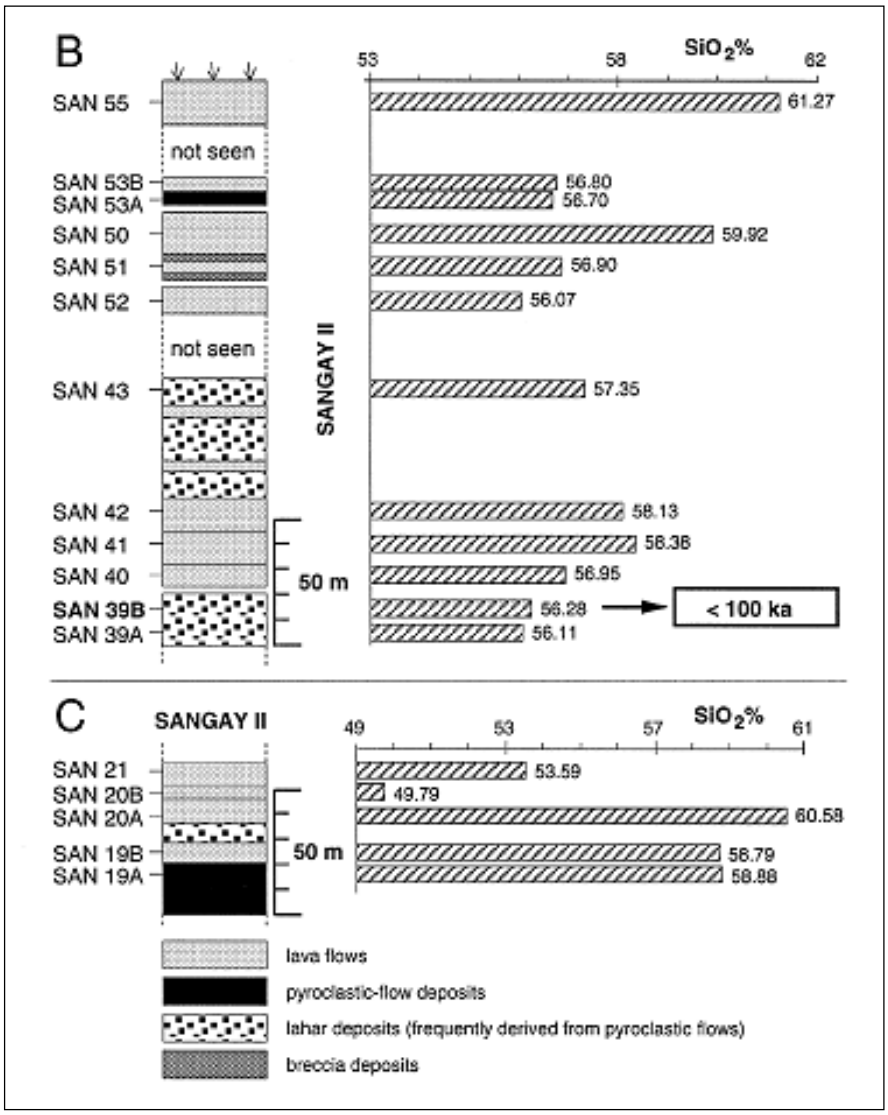


Figura 2.7 *Sección estratigráfica representativa del edificio Sangay II. (Modificado de Monzier et al., 1999)*

La química de las rocas del Sangay II, muestreadas al interior del anfiteatro del volcán indican que son predominantemente andesitas (56 – 59% SiO_2); sin embargo, también se encontraron andesitas silíceas (60 – 61% SiO_2) al tope de la

cicatriz de avalancha. No obstante, en la parte suroccidente del centro eruptivo se encontró un basalto (denominado SAN 20B, 49,8% SiO_2), y es la roca más básica encontrada en el volcán.

Mediante dataciones por Ar – Ar, se ha establecido que la edad de formación de este edificio volcánico está en un rango aproximado de 100 – 50 ka (Monzier et al., 1999).

2.5.1.3. Sangay III:

El denominado Sangay III es el actual edificio, tiene una forma cónica casi perfecta con una elongación en uno de los ejes en dirección NE – SW. Los flancos del volcán tienen una inclinación de aproximadamente 35° y es de menor tamaño (aproximadamente 9 km x 10 km a la base) que el Sangay II.

Su cima comprende de tres cráteres y dos domos activos (Figura 2.8); el domo occidental reportado por Monzier et al., (1999) y los domos sur – orientales (Ñuñurco) que se los identificó por primera vez en el 2007 (P. Ramón, com. personal, 2014).

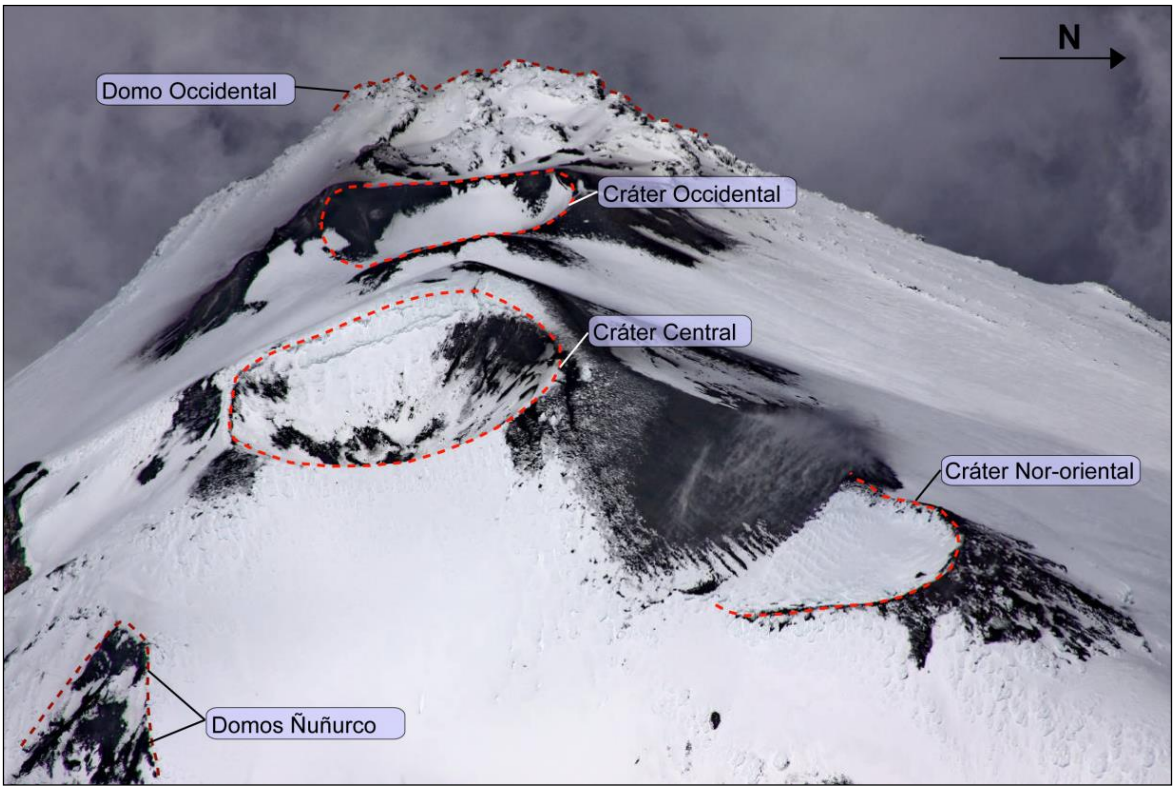


Figura 2.8 *Cumbre del edificio Sangay III, se identifican los tres cráteres activos del volcán y los domos Occidental y sur-oriental (Ñuñurco). (Foto: P. Ramón, IG-EPN, 2011).*

Según Hall., (1977) la actividad del edificio se mantiene constante desde 1628, siendo los flujos de lava uno de los fenómenos más frecuentes en el volcán. Varios de los flujos de lava han sido cubiertos por morrenas del último periodo de glaciación, datado entre 32 y 14 ka (Clapperton, 1993 en Monzier et al., 1999), por lo que se le atribuye al Sangay III, una edad de mínimo 14 ka.

2.5.2. ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL CONO ACTUAL

La actividad eruptiva que se describe a continuación está basada en los trabajos publicados por Monzier et al., (1999) y Hall, (1977). Los datos de la actividad eruptiva en la última década referencia a P. Ramón, (com. personal, 2014).

2.5.2.1. Flujos de lava

Los flujos de lava empezaron poco después del colapso del Sangay II, descendiendo por todas las direcciones en los flancos del cono. La intensa actividad del volcán ha logrado llenar la caldera de avalancha del segundo edificio. Según lo describe Hall, (1977) en la parte noroccidental del cono se ha acumulado un gran volumen de flujos de lava.

2.5.2.2. Flujos Piroclásticos

Según los trabajos de campo, los flujos piroclásticos parecen haber tenido menor recurrencia que los flujos de lava. Los depósitos de flujos piroclásticos encontrados al pie del volcán, están compuestos principalmente de material juvenil (bombas), bloques de más de 1,5 m de diámetro y una matriz gruesa.

La presencia de material carbonizado pero también madera muy poco quemada, sugieren que algunos de los flujos piroclásticos descendieron relativamente fríos. Se conoce que en 1976, descendieron flujos piroclásticos por los flancos occidentales del volcán que rellenaron las quebradas de este sector. En una expedición realizada el mismo año, 5 sus 6 intergrantes resultaron afectadas por este fenómeno (Boletín del Smithsonian Institute, 1976).

Por lo tanto los flujos piroclásticos pueden ser comunes en el volcán Sangay, pero no se tienen mayores evidencias de este hecho por la ubicación geográfica del centro eruptivo.

2.5.2.3. Crecimiento de domos

Se reporta la presencia de un domo reciente, que fue emitido por una fractura localizada en la parte occidental de la cima del Sangay. Este ha crecido por al menos dos décadas produciendo caídas de rocas y flujos de lava. Superficialmente está asociado con actividad fumarólica (Figura 2.8).

Además, desde el 2007 se registra la presencia de dos domos pequeños en el flanco sur-oriental (Ñuñurco), de los que han descendido varios flujos de lava hasta mayo del 2013 aproximadamente (P. Ramón, com. personal, 2014).

2.5.2.4. Flujos de Escombros

Las altas precipitaciones del sector y la cobertura de nieve en la parte alta del cono, son dos potenciales fuentes para la generación de lahares. Aparentemente empiezan como flujos piroclásticos en la cima del cráter, que se trasforman en flujos de escombros pendiente abajo. La acumulación de material volcánico como rocas provenientes del crecimiento del domo, ceniza o bombas de las explosiones estrombolianas, también proveen de material sólido para producir flujos de escombros, que característicamente está compuesto de un 30% de clastos en una matriz arenosa y no consolidada (Monzier et al., 1999). Por otro lado, en los valles se encuentran depósitos de lahares que se extienden por varios kilómetros hacia la Amazonía.

2.5.2.5. Depósitos de caída

En erupciones grandes se han registrado caídas de ceniza y lapilli, principalmente hacia el occidente del cono asociados a los edificios Sangay I y Sangay II. Los depósitos corresponden a caídas de ceniza y scoria de lapilli, de composición andesítica; sin embargo, también se ha identificado pómez blanca de composición dacítica (Figura 2.9).

En una erupción de 1628, el Sangay habría emitido una gran columna de ceniza que se dirigió hacia el noroccidente, llegando hasta 50 km de distancia, afectando a la ciudad de Riobamba con una caída de tefra. (Lewis, 1950 en Monzier et al., 1999).

Figura 2.9 *Emisión de columna de ceniza gris registrada en noviembre del 2009, se dirige hacia el occidente (Foto: P. Ramón, IG-EPN)*

2.5.2.6.Actividad del cráter

La actividad explosiva del Sangay ha sido responsable del continuo cambio de la forma de la cima del volcán. Hasta el 28 de mayo de 2013 la manifestación superficial se mantuvo efusiva, con emisiones constantes de pequeños flujos piroclásticos, flujos de lava (que descienden sobre todo por el flanco sur, Figura 2.10) y emisiones de columnas de ceniza que afectó las zonas proximales del volcán. A partir de la fecha indicada hasta el presente no se ha tenido registro de actividad superficial. Sin embargo, este hecho no indica que el proceso eruptivo haya finalizado; pues se ha visto en la historia del volcán de las últimas décadas, que se registran pequeños periodos de tiempo en el cual el Sangay se mantiene con una actividad superficial baja.

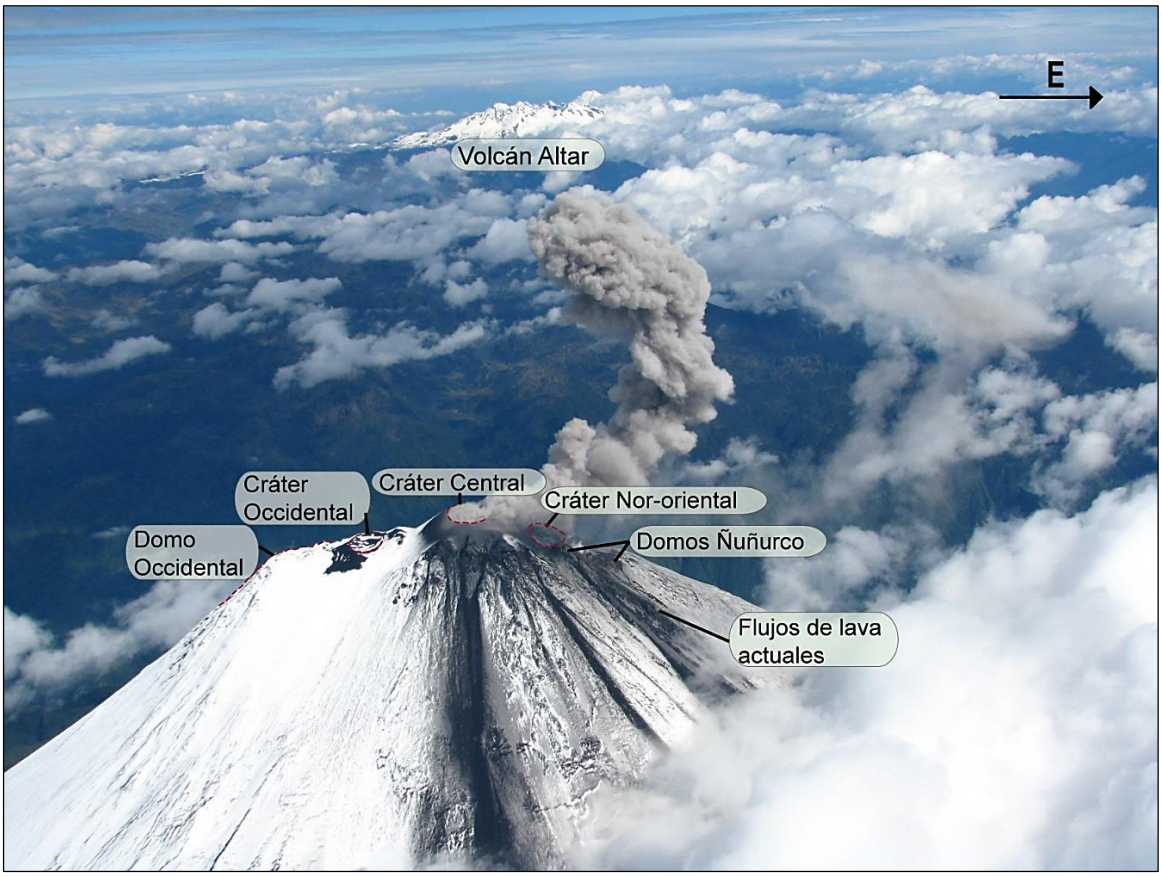


Figura 2.10 *Volcán Sangay, con una columna de emisión que sale desde el cráter central, con moderada carga de ceniza que se dirige hacia el Oriente y la parte alta hacia el occidente. Se observan los flujos de lava más actuales que descienden sobre el flanco SE, los mismos que provienen de los Domos Ñuñurco. Al fondo se divisa El Altar (Foto: S. Vallejo, IG-EPN, 2011)*

CAPÍTULO III

DESCRIPCIÓN DE LOS DEPÓSITOS DISTALES DE LAS AVALANCHAS DE ESCOMBROS DEL VOLCÁN SANGAY

3.1. MARCO TEÓRICO

3.1.1. GENERALIDADES DE LAS AVALANCHAS DE ESCOMBROS

La desestabilización y colapso de los flancos de un volcán ha sido reconocido como una característica durante el desarrollo de un estrato – volcán (Siebert, 1984). El colapso sectorial de un volcán está ligado a dos mecanismos principales: *el debilitamiento del edificio* (erosión, alteración hidrotermal, crecimiento asimétrico, características del sustrato o basamento que soporta el edificio volcánico) y *un mecanismo de activación* (erupción, sismos tectónicos o volcánicos, intrusión de magmas en zonas superficiales, criptodomo y/o diques y los cambios climáticos) (McGuire, 1996; Capra, 2006).

Según el tipo de mecanismo geológico disparador se propone tres tipos de avalanchas de escombros (Siebert, 1987; Ui et al., 2000):

1. *Tipo Bezymianny:* Asociado a intrusión somera de material magmático, por ejemplo: Mount St. Helens (1980).
2. *Tipo Bandai:* Asociado a erupciones freáticas donde no existe material juvenil, por ejemplo: Bandai (1888).
3. *Tipo Unzen:* Está relacionada a un mecanismo disparador sísmico, por ejemplo: Unzen (1792)

De acuerdo a Sierbert, (1984), existen dos rasgos morfológicos importantes que ayudan a identificar un colapso de flanco o deslizamiento volcánico. Una es un anfiteatro en forma de herradura con grandes escarpes de deslizamiento en el edificio volcánico; y la topografía de *hummocks* en el depósito; que consiste de cientos a miles de pequeñas colinas y depresiones cerradas que generalmente disminuyen de tamaño y volumen conforme se alejan de la fuente. Poseen formas

variadas, entre las más comunes están cónica, redondeada y ovalada. Además, en la zona de depósito se puede encontrar diques naturales, escarpes marginales y distales (Cliff), y canales de ríos temporales (Ui et al., 2000) (Figura 3.1).

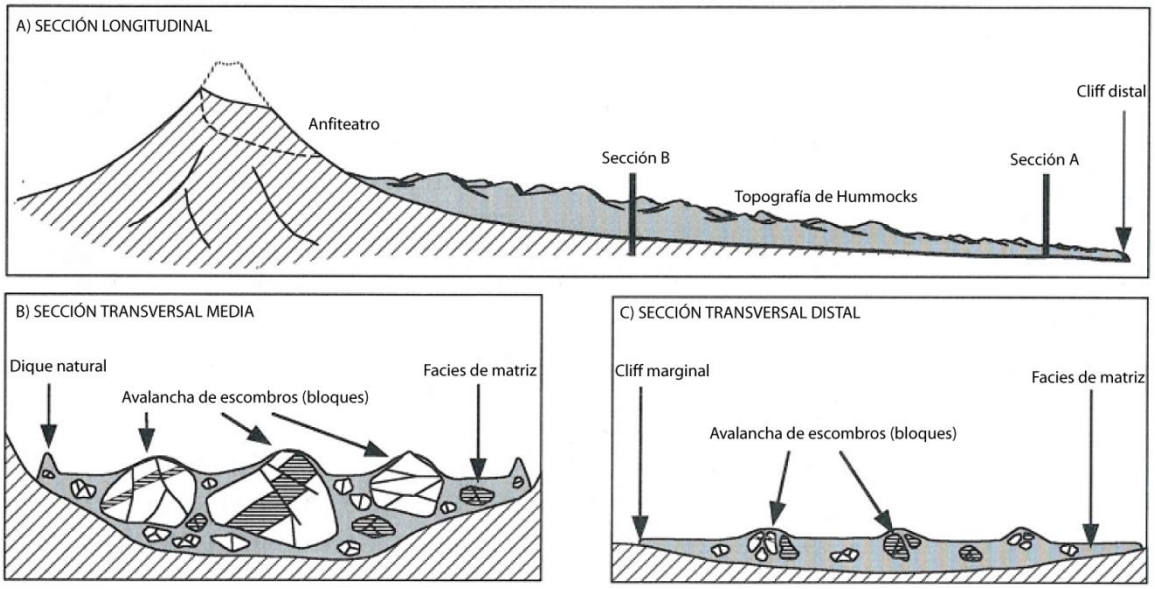


Figura 3.1 *Sección esquemática de un depósito de avalancha de escombros: A) Sección longitudinal que se extiende desde el anfiteatro de la fuente hasta el extremo distal; B) Sección transversal en la región media; C) Sección transversal en la zona distal. El tamaño de los hummocks al igual que el de los bloques, disminuye gradualmente en la sección distal. Modificado de Ui et al., 2000.*

3.1.1.1. Facies de los depósitos de avalancha de escombros

El depósito de una avalancha está caracterizado por tres facies deposicionales: *facies de bloque, facies intermedia y facies de mezcla*. (Pierson y Scott, en edición 2014)

Facies de bloque: Comprende principalmente grandes bloques que provienen directamente del edificio volcánico. Su tamaño varía desde algunos metros hasta varios cientos de metros en las zonas proximales del volcán; esta facies puede contener más del 70% de bloques. Las rocas pueden ser muy angulares y altamente fracturadas durante su transporte formando *jigsaw – cracks* (fracturas generalmente radiales y que se mantienen cerradas). El fallamiento y deformación de cizalla son muy comunes en esta facies; además, los bloques pueden deformarse plásticamente y formar *estructuras de schlieren* (concentraciones elongadas de material máfico). En algunos casos se presenta una

variación de colores intensos indicando alteración hidrotermal (Siebert, 1984; Pierson and Scott, en edición 2014; Ui et al., 2000).

Facies Intermedia: Refiere a un contenido de bloques entre el 10 y 70%, el tamaño de los bloques suelen ser más pequeños comparados con los de la facies de bloque y éstos pueden aún conservar sus características estructurales. Son depósitos heterogéneos y son pobremente sorteados (Pierson and Scott, en edición 2014).

Facies de mezcla: Es el equivalente a la facies de matriz definida por Glicken, (1986). Está formada por una mezcla de fragmentos volcánicos heterogéneos de menor tamaño, contiene menos del 10% de bloques. La matriz es generalmente muy compacta, no presenta vesículas ni burbujas a diferencia de un flujo lahárico. En esta facies es posible encontrar material exógeno que se incorporó durante el transporte de la avalancha, tal como material orgánico, detritos fluviales, fragmentos de suelo o material perteneciente al basamento. Un alto porcentaje de la matriz fina está formado por cataclasis de los bloques (alto grado de fragmentación por colisión entre bloques), por tal razón químicamente pueden ser similares las dos facies (Siebert, 1984; Pierson and Scott, en edición 2014; Ui et al., 2000).

3.1.1.2. Morfología de *Hummocks*:

Los *hummocks* es la morfología más característica de los depósitos de avalancha de escombros. Los *hummocks* de los depósitos de avalancha de escombros han sido divididos en tres tipos de acuerdo a la relación entre facies de bloques a facies de matriz (Glicken, 1996) (Figura 3.2).

Tipo A, Hummocks con facies de bloques sin facies de matriz. Uno o más bloques de avalancha sin facies de matriz extendidos de *hummock* a *hummock*.

Tipo B, Hummocks con facies de matriz predominante. Están constituidos casi en su totalidad de facies de matriz, son generalmente de menor tamaño que los de tipo A.

Tipo C, Hummocks hechos de restos de facies de bloque en facies de matriz. Están formados enteramente de grandes bloques que fueron transportados y depositados en facies de matriz.

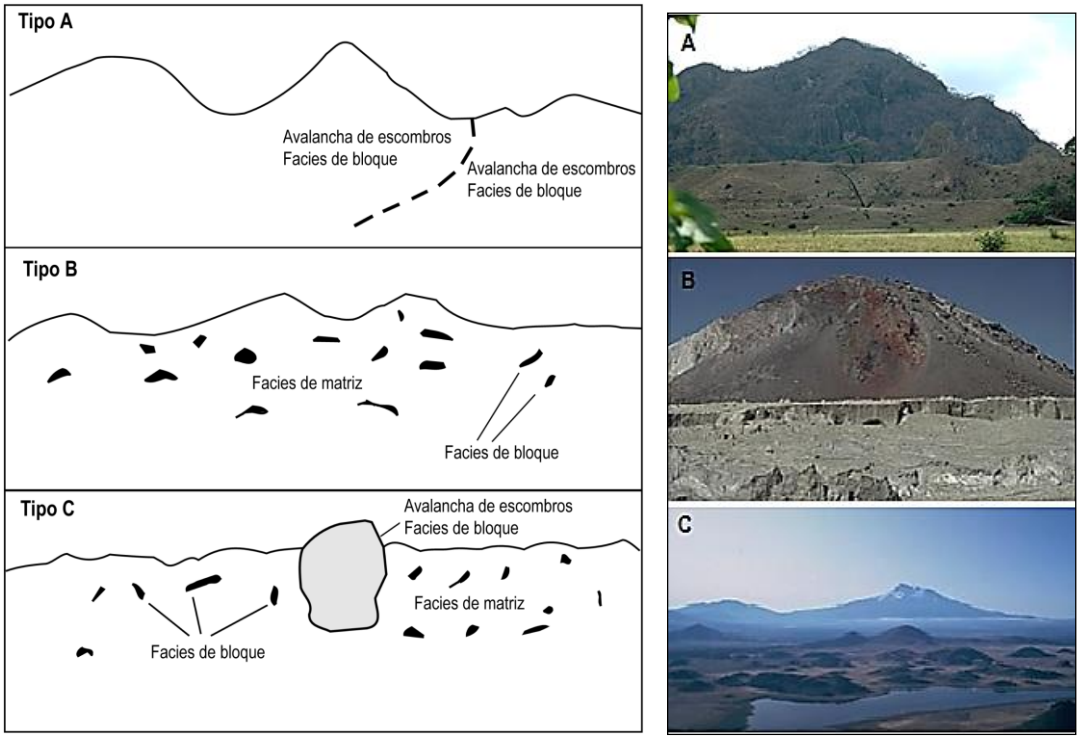


Figura 3.2 *A la izquierda, esquema ilustrativo de los tipos de hummocks (Glicken, 1996). A la derecha, fotografías de los tipos A, B y C de hummocks (Fotos: L. Siebert).*

3.1.1.3. Mecanismo de transporte de los depósitos de avalancha de escombros

Un flujo de avalancha de escombros tiene un comportamiento laminar durante su transporte. Takarada et al., (1999) propone un modelo denominado "*plug flow*". En la primera etapa de desplazamiento los bloques se transportan de forma laminar con una velocidad relativamente baja, conservando su estratigrafía original. Durante esta etapa los bloques grandes sufren fracturas de tipo *jigsaw-cracks* (Figura 3.3a). En la fase de transporte el flujo adquiere una velocidad muy alta, los bloques grandes se disgregan por los esfuerzos cizallantes y la fricción producida con la base del sustrato. Además, en esta etapa la matriz aumenta su volumen por la erosión e incorporación del sustrato en la avalancha y se comporta como un flujo laminar (Figura 3.3b). La fase de depositación empieza cuando la pendiente del terreno disminuye, la masa pierde energía y empieza a depositarse, los bloques

han disminuido de tamaño por la disgregación y el depósito tiene estructuras características como gradación inversa, estructuras de cizallamiento a la base, imbricación y elongación de los clastos (Figura 3.3c).

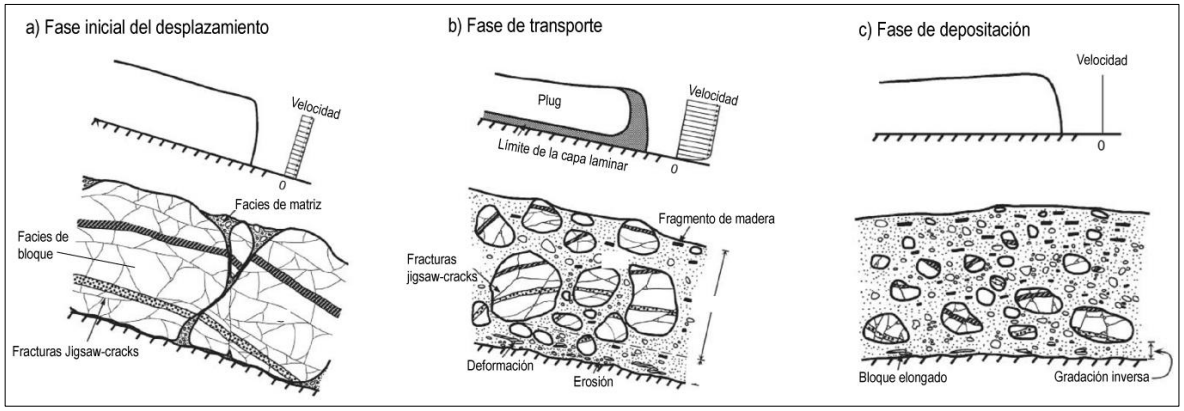


Figura 3.3 *Mecanismos de emplazamiento de las avalanchas de escombros de Iwasegawa y Kaida. a) Fase inicial del desplazamiento, b) Fase de transporte de la avalancha, c) Fase de depositación de la avalancha. Modificado de Takarada et al. (1999).*

3.2. DEPÓSITOS DISTALES DE LAS AVALANCHAS DE ESCOMBROS DEL VOLCÁN SANGAY (DAE-S)

Durante el trabajo de campo fue posible identificar dos avalanchas de escombros, las cuales se denominan DAE-S1 al depósito estratigráficamente más antiguo y DAE-S2 a los depósitos interpretados como los más recientes y que se encuentran al tope de la secuencia estratigráfica.

3.2.1. DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DE LOS DEPÓSITOS DAE-S1 Y DAE-S2

Los depósitos de avalancha de escombros provenientes del volcán Sangay denominados DAE-S1, corresponden a la avalancha más antigua encontrada. Aflora hacia el sureste del vento del edificio actual. Los principales afloramientos se encuentran entre 27 y 57 km de distancia del vento y están localizados a las orillas del río Upano y al sur del río Chiguaza, entre las poblaciones de Huapula y Macas (Figura 3.4).

Los DAE-S2 están distribuidos en la planicie amazónica hacia el noreste del centro volcánico. Los depósitos a los que se tiene acceso en el campo están localizados entre 34 y 62 km de distancia desde el vento; aflorando en las cercanías de las poblaciones de San Vicente de Tarqui, Palora, Sangay, Arapicos, Kunkupe, Pablo VI, Santa Inés y Sinaí (Figura 3.4).

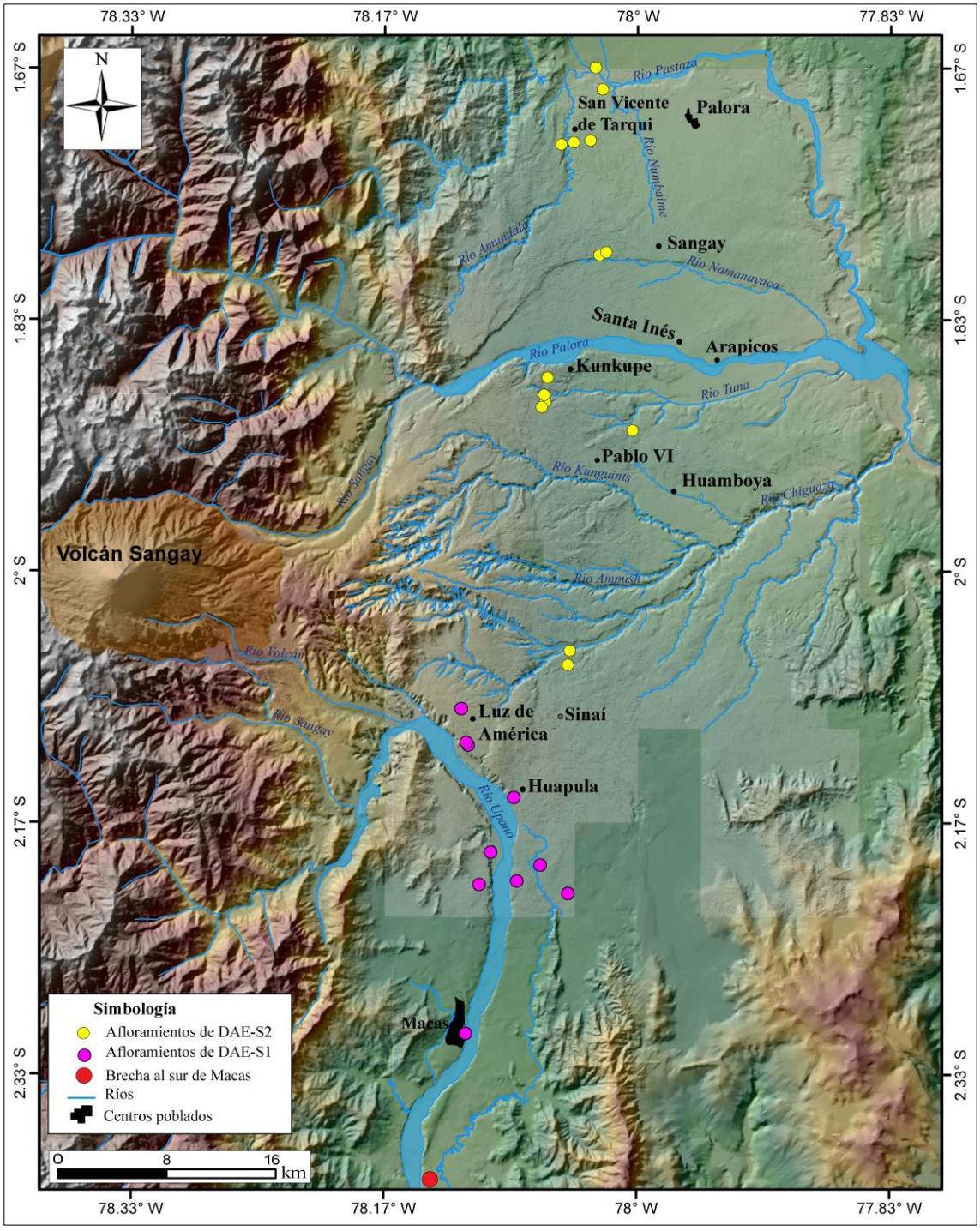


Figura 3.4 *Mapa de la zona de estudio con los principales afloramientos de las avalanchas DAE-S1 y DAE-S2. Modelo numérico del terreno Marc Souris y SIG tierras.*

3.2.2. MORFOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

3.2.2.1. Características morfológicas de DAE-S1:

Las evidencias morfológicas no son claras en este depósito pues se observa, por una parte, que la avalancha forma una terraza de aproximadamente 100 m de espesor en Huapula y disminuye paulatinamente hacia el sur (Macas). Además, los ríos que atraviesan el depósito han formado cañones profundos y la avalancha mantiene las pendientes muy elevadas con un acceso prácticamente nulo a la zona.

3.2.2.2. Características morfológicas de DAE-S2:

El rasgo morfológico más importante de los depósitos distales es la presencia de *hummocks* bien conservados en la zona de estudio. Éstos están caracterizados por una forma de casquete esférico generalmente regular (Figura 3.5); sin embargo, también se tienen grandes depósitos cuya forma superficial es irregular. La altura de los *hummocks* varía entre 3 y 40 metros aproximadamente a nivel de la superficie. El ancho de los montículos es más variable, generalmente los montículos regulares tienen entre 13 y 60 metros, mientras que los depósitos irregulares alcanzan desde varias decenas hasta pocos cientos de metros.

Figura 3.5 *Morfología típica de hummock cerca de la población San Vicente de Tarqui, ubicado a aproximadamente 45 km de distancia del Sangay, cerca del río Amundaló (UTM: 0830345 / 9810250).*

La morfología de montículos (*hummocks*) fue cartografiada con un Sistema de Información Geográfica (SIG) mediante un Modelo Digital de Terreno (DEM por sus siglas en inglés) y un modelo de sombras, donde fueron identificadas 541 colinas. Se consideró únicamente los *hummocks* con una altura mayor a 3 metros, ya que según trabajos arqueológicos realizados por investigadores de la Pontificia Universidad Católica del Ecuador, en los sectores de Huapula y Pablo VI se han encontrado decenas de tolas con vestigios arqueológicos. Sin embargo, éstas excepcionalmente alcanzan alturas mayores a 3 metros y su ancho máximo está entre los 6 y 8 metros, además la forma de la colina presenta cierto achatamiento hacia el tope (A. Zambrano, com. personal, 2014).

El material que forma las tolas son sedimentos de tamaño de arcilla y limo (Figura 3.6), contiene pequeños pedazos de cerámica como vestigio cultural y en ocasiones líticos tallados. Los sedimentos tienen un bajo contenido de material máfico. En un análisis mineralógico realizado en estos sedimentos se encontró como minerales principales plagioclasa, piroxeno, olivino y opacos; no obstante, los cristales forman parte de menos del 5% de los sedimentos.

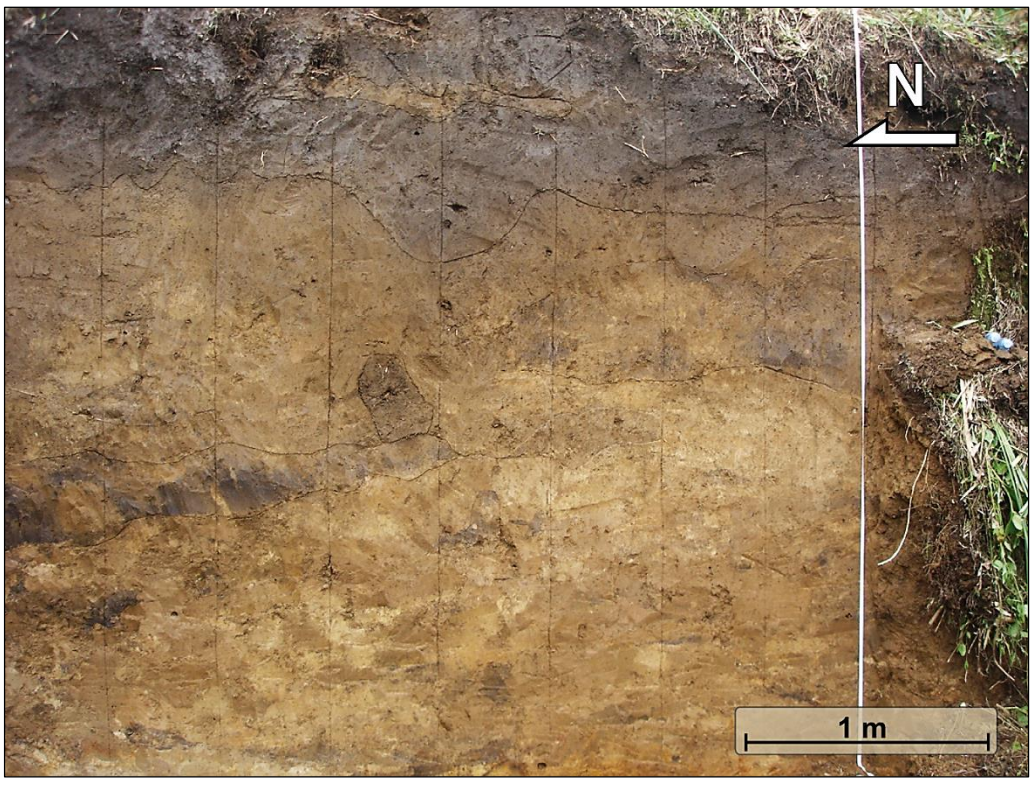


Figura 3.6 *Perfil de una tola, tiene 2,4 metros de altura y está localizada en Pablo VI a 50 km de distancia del volcán Sangay. Se observa la homogeneidad de los sedimentos que conforman este montículo. (Foto. A. Belén Zambrano., PUCE).*

3.2.3. ESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS

A continuación se presenta la estratigrafía de los depósitos, para ver la localización de los afloramientos cerca de las poblaciones referirse a la Figura 3.4.

3.2.3.1. Estratigrafía DAE-S1:

Los depósitos denominados DAE-S1 aparecen entre los 1300 y 1400 msnm, con un espesor promedio de 30 metros. Sobre éste yacen al menos 8 metros de una secuencia de arcillas café rojizas intercaladas por conglomerados que alcanzan hasta 1.5 metros de espesor. Cerca del centro poblado Luz de América (Figura 3.4) se encuentra una secuencia estratigráfica donde la avalancha de escombros se ubica a la base con aproximadamente 100 m de espesor, seguido de intercalaciones de material retrabajado, conglomerados y al tope de ésta se encuentra una turba de ~3 cm de espesor que se mantiene constante en el afloramiento, pero se desconoce si está distribuida a nivel regional en la zona por la ausencia de afloramientos (Figura 3.7).

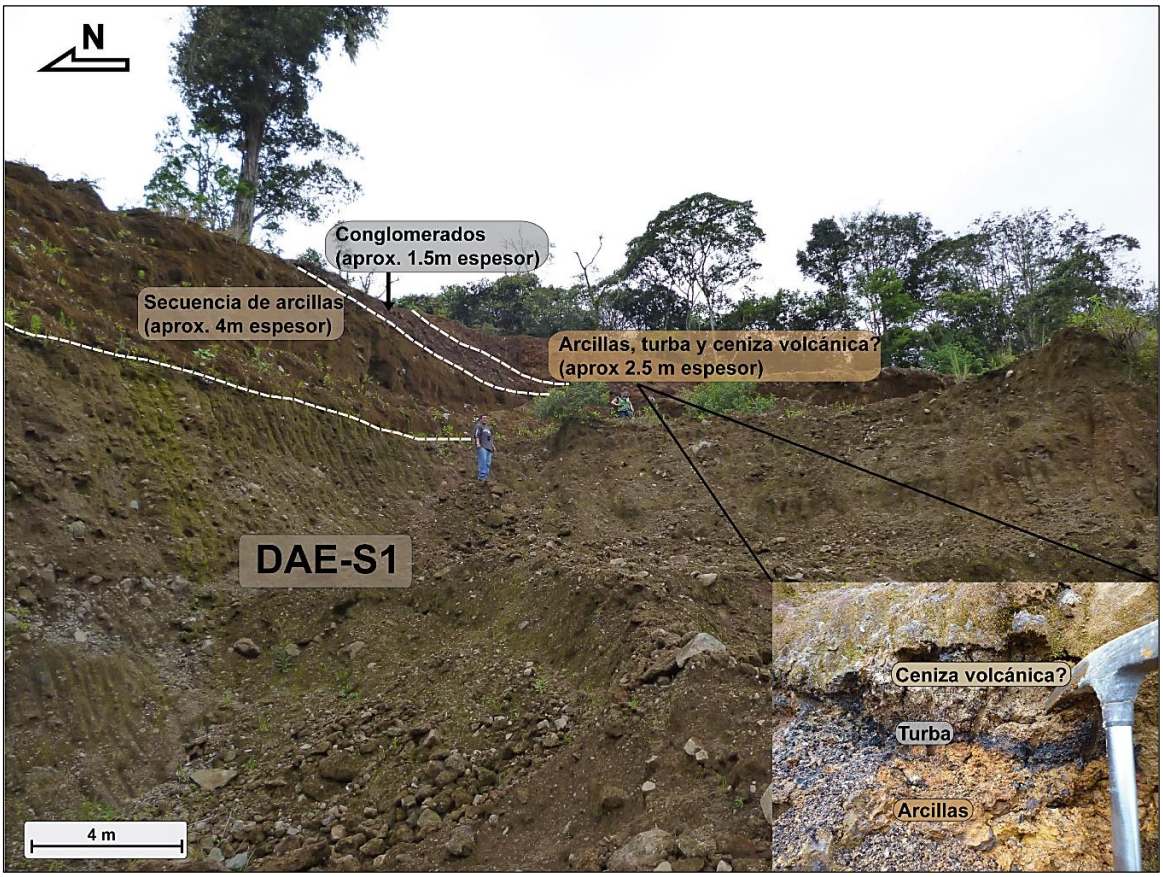


Figura 3.7 *Estratigrafía encima de DAE-S1 localizado a 27 km de distancia del volcán Sangay cerca del poblado Luz de América, sobre la avalancha yacen al menos 8 metros de material arcilloso con*

intercalaciones de conglomerados. Hacia el tope de la avalancha el material está un poco retrabajado, presenta rocas redondeadas provenientes de aluviales. Sobre la capa de turba se encuentra un material fino de color blanco amarillento, que contiene material máfico como plagioclasa, hipersteno y biotita, además de pómez retrabajada; por lo que podría ser una ceniza volcánica (descripción Anexo 3, muestra Ceniza Upano); sin embargo, no se encontró en otros afloramientos. (UTM: 0820211 / 9768513; PSAD-56)

3.2.3.2. Estratigrafía DAE-S2

Los depósitos aparecen entre los 900 y 1000 msnm con un espesor promedio de 40 metros. No fue posible establecer una buena estratigrafía por la ausencia de afloramientos; sin embargo, hacia las orillas de los ríos Palora, Llushin y Amundaló (Figura 3.4) se encuentran los materiales que posiblemente subyacen a la avalancha de escombros. En raras ocasiones yace sobre el depósito una pequeña capa de suelo café oscuro que alcanza como máximo los 50 cm de espesor y tiene un tamaño de grano de arena fina a arcilla.

El material encontrado a orillas del río Llushin y Amundaló corresponde a secuencias de hasta 3 metros de espesor de conglomerados y arenas aluviales, entre éstas yace una capa de ceniza blanca riolítica fina que mantiene un espesor de aproximadamente 40 cm. La ceniza tiene un alto contenido de biotita dorada y plagioclasa, en menor cantidad hay cuarzo, anfíbol, magnetita, micas metamórficas (muscovita y clorita) además de líticos ígneos y metamórficos (Descripción detallada Anexo 3, muestra Ceniza Río Llushin).

Figura 3.8 *Suelo sobre la facies de mezcla de DAE-S2 localizado en Arapicos, contiene pequeños pedazos de cerámica de hasta 5 cm de largo (UTM: 0169074 / 9801539 PSAD-56)*

Al norte de la parroquia de Arapicos, en el margen del río Palora, los depósitos de avalancha tienen evidencias de haber sido utilizados como tolas. En

los últimos 40 cm del depósito hacia el tope, es posible encontrar restos de cerámica y pequeños pedazos de carbón (Figura 3.8). Según D. Guayasamín, (com. personal, 2014) las cerámicas podrían pertenecer al periodo de Desarrollo Regional a una de las fases Upano, cuyas edades varían entre 1100 años a.C y 40 d.C. (Porras, 1987). Además, Rostain (1999), establece dos ocupaciones en esta región, la primera lo atribuye a la fase Upano (700 a.C-400 d.C) y la segunda, la fase Huapula (700-1200 d.C).

3.2.4. FACIES DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS

3.2.4.1. Facies de DAE-S1:

Los depósitos de DAE-S1 forman una terraza de alrededor de 100 metros de espesor cuya morfología está cubierta completamente por una vasta y espesa vegetación que no permite observar buenos afloramientos. Los escasos cortes que están expuestos se encuentran al margen oriental del Río Upano, muestran facies intermedias (según la terminología de Pierson and Scott., en edición-2014) con alrededor del 60% de facies de bloques y un 40% de facies de mezcla (Figura 3.9).

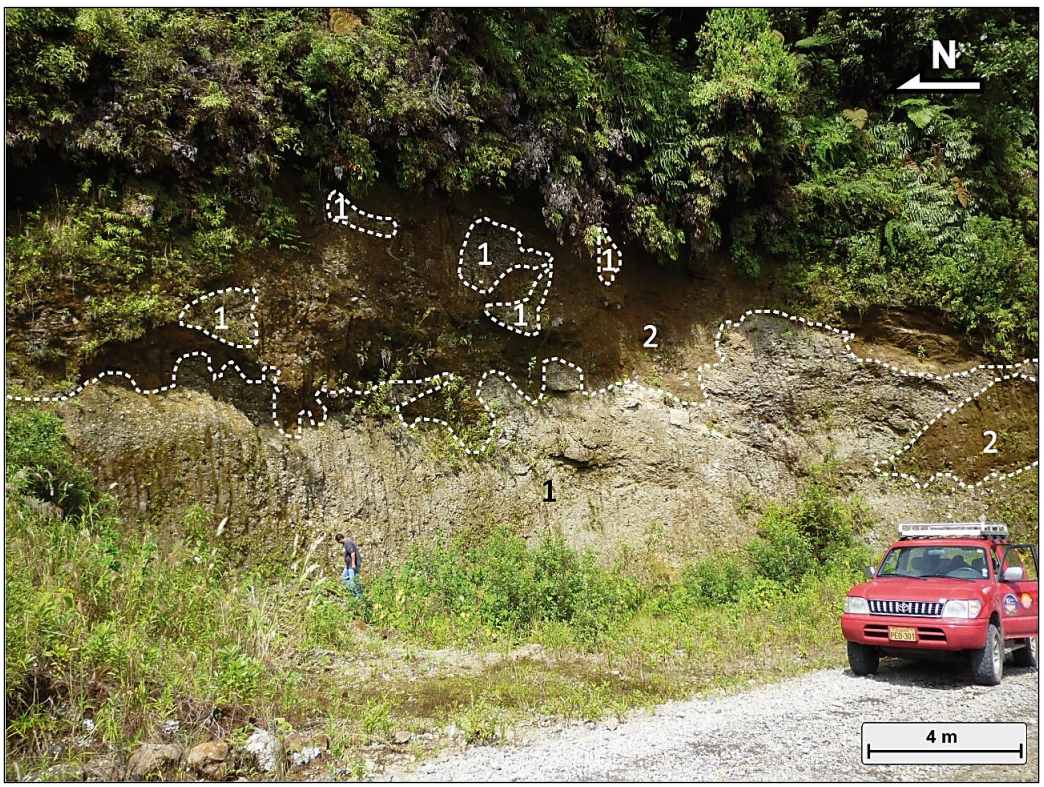


Figura 3.9 *Afloramiento DAE-S1, facies intermedia, 1) Facies de bloque, 2) Facies de mezcla. El sitio mostrado está localizado cerca de la población Luz de América a 28 km de distancia del Volcán Sangay. (UTM: 0821187 / 9766062, PSAD-56)*

La facies de bloques, comprende grandes fragmentos rocosos, clasto soportado, angulares y monolitológicos; compuestos por andesitas grises porfiríticas con dos piroxenos. El depósito en general tiene un mal sorteo, con un diámetro de rocas que varía desde pocos hasta decenas de centímetros; contiene un pequeño porcentaje de matriz intraclasto de tamaño de arena gruesa de la misma composición petrográfica de los bloques. Es común encontrar en los bloques decimétricos fracturas de *jigsaw-cracks* (Figura 3.10), que indican que los bloques tuvieron un alto grado de fracturación durante su transporte.

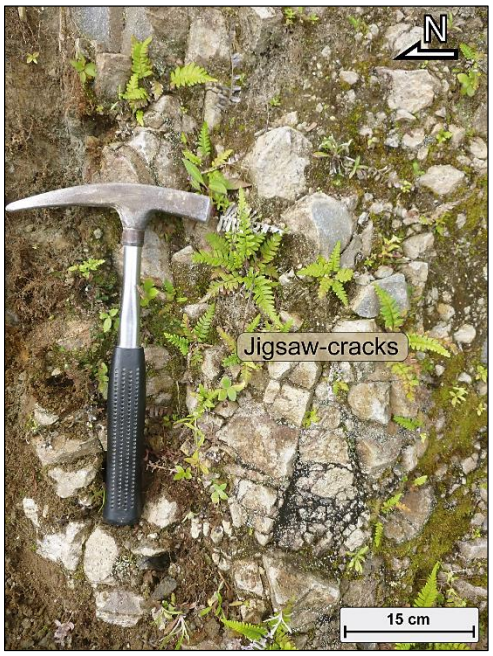


Figura 3.10 *Fracturas de jigsaw-cracks presentes en DAE-S1, (UTM: 0821187 / 9766062, PSAD-56)*

La facies de mezcla comprende un material consolidado fino de tamaño de grano de limo a grava, matriz soportada, color café y presenta un mal sorteo; contiene bloques de arcilla de color amarillento que alcanzan hasta 1 metro de diámetro. En algunas partes del depósito esta facies se encuentra bien consolidada, indicativo que pudo haber estado en contacto con agua una parte del depósito, adquiriendo un color rojizo y un sorteo moderado, con un tamaño de grano dominante entre arena y limo. Petrográficamente el material es roca andesítica disgregada posiblemente por colisión entre las rocas de las facies de bloques.

3.2.4.2. Facies de DAE-S2:

El depósito de avalancha de escombros DAE-S2 presenta facies de bloque, facies de mezcla y facies intermedia (según la terminología de Pierson T. y Scott K., en edición-2014).

Se pudo observar las facies de los depósitos en cortes de carreteras de segundo orden y en canteras donde explotan el material pétreo. Los afloramientos se caracterizan por presentar cierta homogeneidad petrográfica, en la mayoría se diferenció la presencia de dos tipos de andesita. No hay restos de basamento ni material fluviátil dentro de la avalancha.

A continuación se describen las tres facies identificadas en los depósitos DAE-S2:

3.2.4.2.1. Facies de bloques:

Este tipo de facies no son comunes en la avalancha, se encuentran mayormente hacia el noreste del volcán Sangay en el cantón Palora vía al río del mismo nombre (Figura 3.4). Forman parte de una morfología de *hummocks* que tienen entre 5 y 6 metros de altura y más de 10 metros de ancho. Son depósitos monolitológicos, homogéneos, de clasto-soportados y presentan un mal sorteo. Tienen un contenido mayor al 70% de bloques (Figura 3.11); mismos que presentan fracturas en forma de lajas y *jigsaw-cracks* (Figura 3.12). Las estructuras en lajas nos indican que el mega-bloque es probablemente un flujo de lava y adquirió este tipo de estructuras durante su enfriamiento en el volcán. Este tipo de depósito es poco consolidado y pese a eso se han mantenido las estructuras durante el transporte de la avalancha hasta a 50 km de distancia de la fuente, lo que nos indica que el movimiento del flujo de escombros no fue turbulento.

La escasa matriz interclasto (entre los clastos) e intraclasto (dentro de los clastos, en las fracturas de jigsaw-cracks) que contiene este tipo de depósitos está formada por arena del mismo color y composición de los mega-bloques, por lo que probablemente la matriz se formó por colisión entre bloques durante el transporte. Los afloramientos no muestran la base ni techo del depósito de avalancha.

Figura 3.11 *Hummock irregular compuesto por facies de bloque, es monolitológico. Los bloques se encuentran fracturados en lajas y algunos presentan jigsaw-cracks; está localizado a 50 km de distancia del vento del volcán Sangay, al norte del cantón Palora, (UTM – PSAD 56: 0169407; 9806763).*

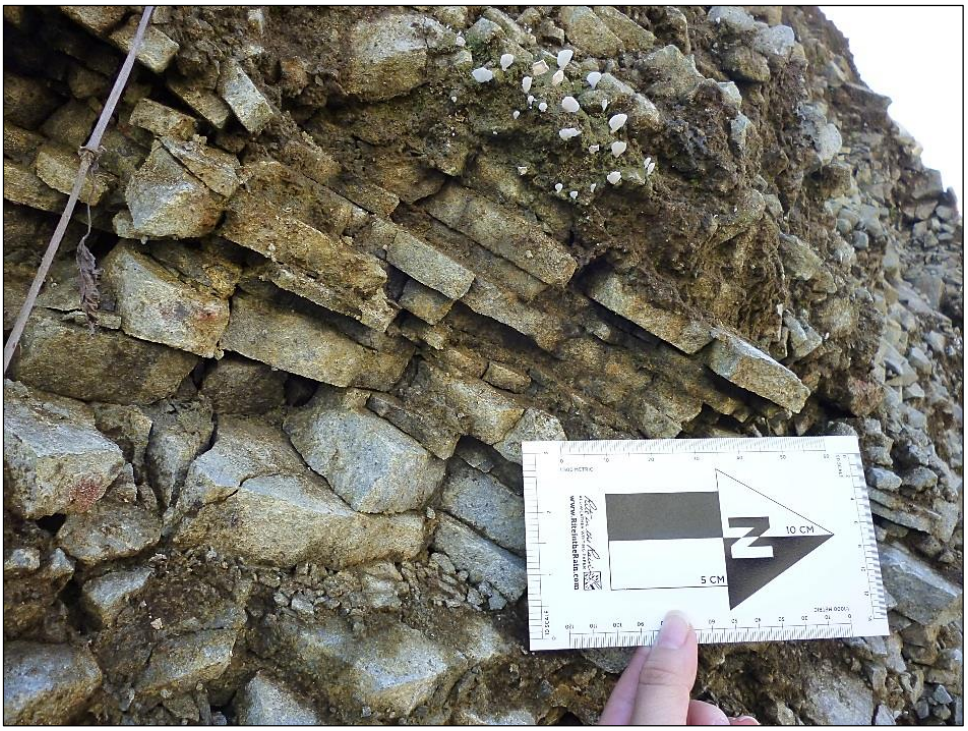


Figura 3.12 *Estructura de lajas en un hummock con facies de bloques que se ilustra en la figura anterior. En la parte inferior también se puede diferenciar jigsaw-cracks.*

Petrográficamente están formados por andesitas básicas de color gris; en muestra de mano se puede diferenciar fenocristales euhedrales de plagioclasa, olivino y dos piroxenos. La textura de las rocas es porfirítica con estructura maciza – desordenada y micro-vesicular en algunos casos.

3.2.4.2.2. Facies de Mezcla

Las facies de mezcla son poco frecuentes, están presentes hacia el nor-noreste del volcán Sangay, se encuentran alternados entre la morfología de *hummocks* con facies de bloques. Este tipo de facies es común encontrarlas hasta las orillas del río Palora, donde va incorporando hacia la base escasos clastos redondeados de hasta 50 cm de diámetro.

Los depósitos son matriz-soportada (aproximadamente 90% de matriz), heterogéneos y monolitológicos, presentan un mal sorteo. La matriz tiene un tamaño de grano de arena fina a grava gruesa, en ocasiones es posible identificar algunas concentraciones de matriz con diferente coloración y composición; generalmente, éstas indican bloques andesíticos completamente disgregados durante el transporte. También se pueden encontrar clastos centimétricos subangulares y subredondeados dentro de la matriz, petrográficamente se correlacionan con las andesitas de las facies de bloque (Figura 3.13). No se pudo diferenciar la presencia de estructuras sedimentarias y los bloques ya no presentan fracturas (jigsaw-cracks).

En un análisis petrográfico de la matriz de tres sitios separados varios kilómetros entre ellos, se observa un contenido de pómez beige de al menos un 50% de volumen, además de material cristalino como plagioclasa, piroxeno, olivino y magnetita. En algunos casos los fenocristales de piroxeno llegan a tener un tamaño de hasta 3 mm y se encuentran bien conservados.

Los líticos que están presentes en la matriz son andesitas grises y rojizas subredondeadas y con una composición similar a las rocas del Sangay. Como un mineral accesorio se identificó biotita negra y dorada, que no es muy abundante por lo que pudo haberse incorporado de una fuente externa.

Figura 3.13 *Hummock con facies de mezcla localizado a 47 km de distancia del volcán Sangay en la vía Sangay-Arapicos. El depósito es homogéneo, con un contenido mayor al 90% de matriz (1) y clastos centimétricos menor al 10% (2). (UTM – PSAD 56: 0168833; 9801683)*

3.2.4.2.3. Facies Intermedia:

Corresponde a depósitos de brecha volcánica con un contenido de facies de bloques y facies de mezcla de aproximadamente el 50% de cada uno. Son las más comunes y están localizadas hasta más de 60 km de distancia del vento del Sangay. Los depósitos tienen morfología de *hummocks* en su mayoría, con una altura de hasta 40 metros y más de 50 metros de diámetro basal.

Las facies de bloques presentes dentro de las facies intermedias se encuentran generalmente a la base de los depósitos y llegan a tener varios metros de diámetro (Figura 3.14). Son irregulares, homogéneos y monolitológicos, tienen fracturas de *jigsaw-cracks* indicativo de la colisión entre bloques durante el transporte (Figura 3.16a). Petrográficamente son andesitas porfiríticas con fenocristales de plagioclasa, olivino y dos piroxenos. Los fenocristales tienen un tamaño de hasta 1 mm en muestra de mano y no presentan ningún tipo de estructura en particular.

La facies de mezcla suele estar distribuida hacia el tope de los *hummocks*, es de color café amarillento en su mayoría. Tiene un tamaño de grano que va desde

arena fina a grava gruesa. Su sorteo en general es malo y el depósito es poco consolidado. En un análisis microscópico de dos muestras de matriz recolectadas de estos depósitos, una cerca de la población Sangay y otra cerca del Río Amundaló en San Vicente de Tarqui, los clastos se caracterizan por ser angulares y subangulares.

La composición de la matriz es muy similar a la descrita anteriormente en la facies de mezcla, con un contenido alto de pómez beige y cristales libres. En la muestra de matriz de San Vicente de Tarqui se encontró además un pequeño contenido de escoria negra muy vesicular. Sin embargo, de forma general ninguna de las dos facies son polimícticas.

Figura 3.14 *Depósito de facies intermedia, localizado en la población de Kunkupe a 34 km de distancia del Sangay. El depósito es mayormente homogéneo tanto en la facies de mezcla como en la facies de bloque (UTM: 826929 / 9791580; PSAD-56).*

No hay huellas de material exógeno incorporado en los depósitos, en algunos casos tanto la facies de bloque como de mezcla pueden mostrar cambios de coloración; no obstante, estos cambios refieren a un tipo de meteorización

superficial que ocurrió en el mismo edificio volcánico antes de su colapso (Figura 3.15). Una característica común en los depósitos de avalancha son rocas con huellas de alteración hidrotermal, el color amarillento es uno de los rasgos distintivos del cambio de coloración en los clastos. Pese a esto, las rocas se mantienen frescas en su interior y son petrográficamente similares a las que forman las facies de bloques (Figura 3.16b).

Figura 3.15 *Hummock de facies intermedia, localizado cerca del Río Amundaló a 47 km de distancia del volcán Sangay. La facies de bloque presenta coloraciones distintas a pesar de ser monolitológicos. (UTM: 0830345 / 9810250; PSAD-56)*

El porcentaje de las rocas que muestran meteorización es de menos del 5% del volumen total en los depósitos, por lo que no pueden estar asociados como mecanismo disparador al colapso de edificio volcánico. Tanto la facies de bloques como la de mezcla se encuentran frescas y poco erosionadas.

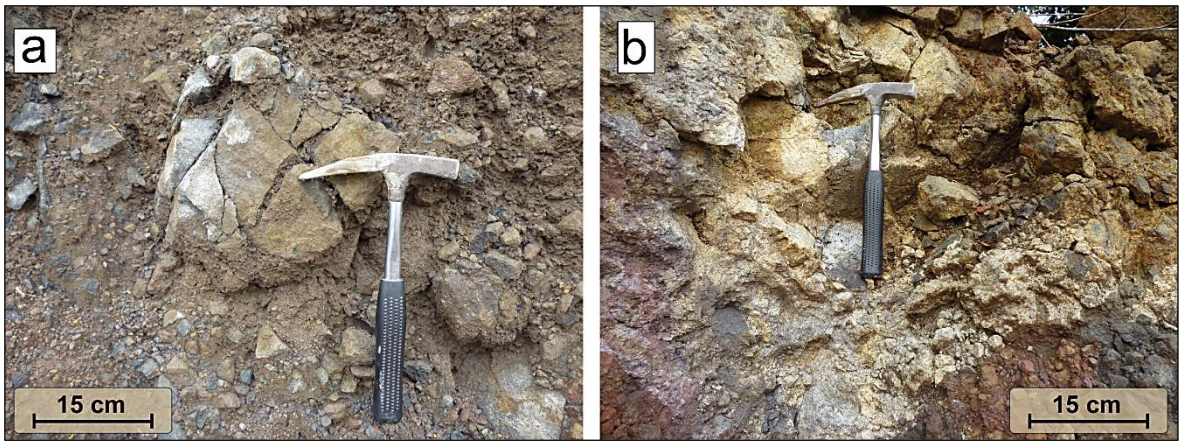


Figura 3.16 a) *Fractura tipo jigsaw-cracks dentro de la facies de bloque.* ***b)*** *Bloques con huellas de alteración hidrotermal. Este tipo de alteración corresponde a aproximadamente 5% de todo el depósito. Los bloques se encuentran en el afloramiento de hummock con facies intermedia cercano al Río Amundaló. (UTM: 0830345 / 9810250; PSAD-56)*

3.2.5. EDAD DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS

3.2.5.1. Edad de los DAE-S1

En el trabajo de Monzier et al., (1999) (Capítulo II), se discute la posible ocurrencia de dos avalanchas de escombros en el volcán que habrían estado ligadas al colapso de los dos primeros edificios denominados Sangay I y Sangay II. Las edades de construcción estimadas del edificio del Sangay I están entre 500 ka y 250 ka y para el Sangay II entre 100 ka y 50 ka.

De acuerdo a la historia volcánica del Sangay explicada por Monzier et al., (1999); los depósitos DAE-S1, podrían estar asociados al colapso de Sangay I. Durante este trabajo no fue posible obtener una edad para este depósito, y a pesar de que la materia orgánica es muy escasa dentro de la avalancha; según las edades de construcción del primer y segundo edificio del volcán, el método ^{14}C no sería factible para determinar la edad. Por esta razón se ha tomado el rango de edad entre el fin de la construcción del Sangay I y el inicio del Sangay II como el posible periodo en que colapsó el Sangay I (250 ka y 100 ka).

Como se menciona en el Capítulo II, la actividad tectónica tiene un rol importante en la distribución espacial de los depósitos de avalancha de escombros. La zona que se encuentra hacia el sureste del Sangay, donde afloran los DAE-S1 están influenciados por fallas cuaternarias activas, casi todas de mecanismo inverso, inclinadas tanto hacia el occidente como hacia el oriente (A. Alvarado, com.

personal, 2014), provocando un mayor levantamiento (aproximadamente 500 metros) de esta región comparada con la parte nororiental del volcán.

Dicho levantamiento, permitió constatar en el campo la presencia de estos depósitos de avalancha de escombros, que pueden estar depositados en la parte norte de la zona de estudio, aunque no fue posible verificar ésta información.

3.2.5.2. Edad de los DAE-S2

Mediante una datación de ^{14}C fue posible determinar una edad absoluta para los depósitos de esta avalancha. La datación se realizó en un segmento de madera encontrado dentro de la facies de mezcla cerca de la población de Kunkupe, en una cantera denominada Comanchi (Figura 3.17). La madera no estuvo carbonizada y fue enviada al laboratorio Beta Analytic en Miami – USA; cuyo resultado fue una edad radiocarbono de alrededor de 29 ka (Anexo 1).

Figura 3.17 *Madera no carbonizada usada para datación en ^{14}C, localizada en la Cantera Comanchi cerca de Kunkupe, (UTM: 174900 / 9808810; PSAD-56)*

La edad determinada por Monzier et al., (1999) para el edificio actual del volcán, denominado Sangay III, es de 14 ka, por lo que se estima el rango de ocurrencia de la avalancha de escombros entre los 29 ka y 14 ka.

En base al trabajo de campo, y las edades estimadas se obtiene la siguiente columna estratigráfica que representaría idealmente la secuencia de los depósitos;

sin embargo, no fue posible observar en ningún afloramiento las dos avalanchas juntas.

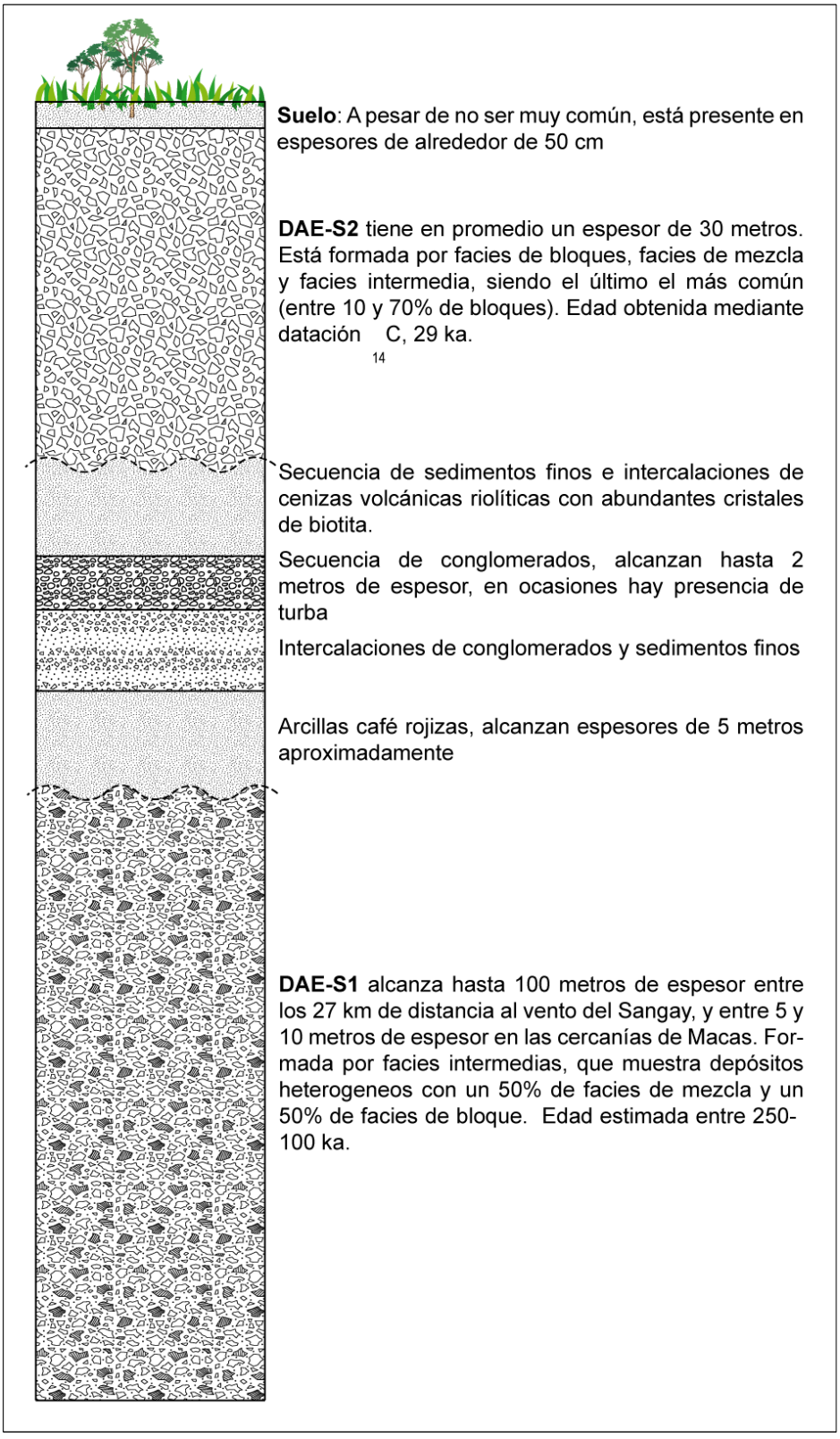


Figura 3.18 *Columna estratigráfica generalizada representativa de los depósitos de avalancha DAE-S1 y DAE-S2. Los espesores no están a escala.*

3.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS

En el trabajo de campo se pudo definir características morfológicas claras para los depósitos DAE-S2, las mismas que también pudieron observarse en un DEM y un modelo de sombras mediante un SIG. Estas herramientas permitieron realizar un mapeo de la morfología de *hummocks* que pertenecerían mayormente a los depósitos de avalancha de escombros más jóvenes identificados en el campo.

3.3.1. MAPEO DE LA MORFOLOGÍA

En total se tienen 541 *hummocks* identificados en el DEM. Para cada uno se realizó un perfil topográfico con el fin de verificar que la altura sea mayor o igual a 3 metros (para distinguirlos de las tolas). Sin embargo, el número de montículos identificado puede estar subestimado, ya que se consideró únicamente aquellos con morfología regular (similar a los *hummocks* observados en el campo, Figura 3.23). A pesar de que existen decenas de *hummocks* con forma irregular que llegan a tener hasta cientos de metros de diámetro, no fue posible establecer marcadores morfológicos para distinguir éstos en el modelo de sombras. Además, el mapeo fue realizado desde 15 hasta 60 km aproximadamente de distancia del Sangay, por la disponibilidad del DEM de alta resolución (4 m) para esta zona.

Se determinó la altura de los *hummocks* mediante perfiles realizados en el SIG para cada montículo (Figura 3.19). Además, se obtuvo un ancho máximo (m), un ancho mínimo (m) y el área (m^2).

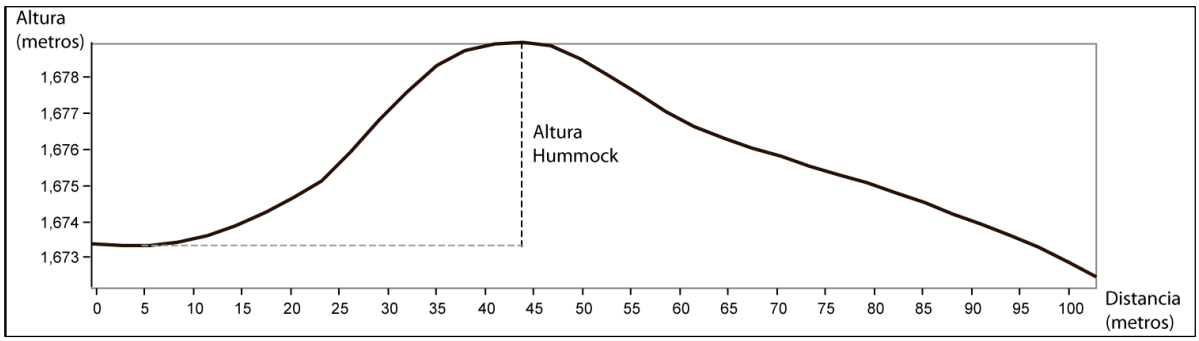


Figura 3.19 *Perfil de un hummock identificado mediante el SIG, ubicado a las orillas del río Palora a 21 km del volcán Sangay. Se muestra la altura del montículo.*

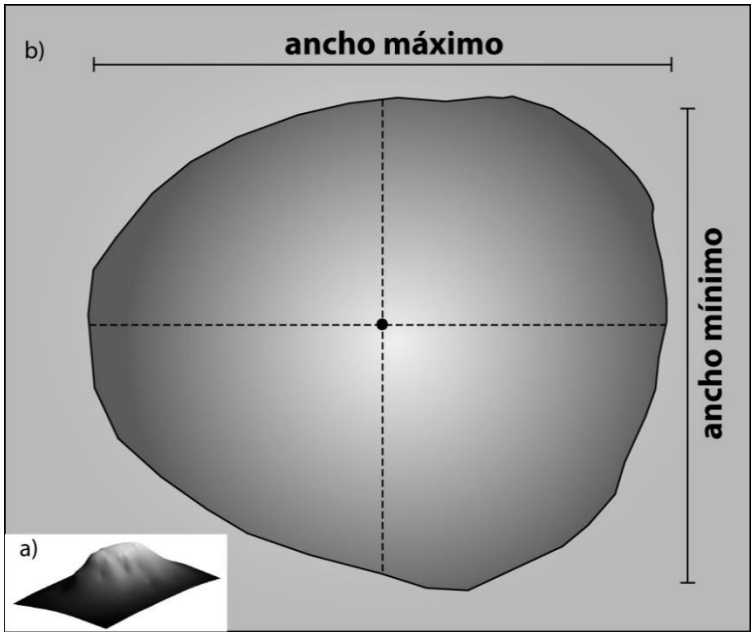


Figura 3.20 a) *Esquema en 3D de la morfología de hummock,* ***b)*** *Vista en planta del hummock, se indica el ancho máximo y ancho mínimo que fueron medidos para cada colina identificada. El área fue calculada en el SIG y corresponde al área dibujada en planta de los hummocks.*

Por otra parte, se midió la distancia de cada montículo a la fuente (volcán Sangay) en kilómetros, tomando como referencia el punto más alto del edifico actual. Los *hummocks* mapeados están asociados principalmente a la avalancha identificada como la más joven; asimismo, se observa que la distribución de estas morfologías está concentrada hacia el este-noreste del volcán. Esta región corresponde al relieve más bajo de la zona de estudio como se observa en la Figura 3.21. Dicho relieve estaría relacionado con la tectónica activa del sector, que según Bès de Berc, (2003) tendrían tasas de levantamiento entre 0,43 y 1,1 cm/año.

El trabajo de campo coincide con la información obtenida mediante el mapeo con el DEM con respecto a las medidas de la morfología de *hummocks* y su distribución espacial. La mayor concentración de dicha morfología estaría relacionada a los depósitos de la avalancha de escombros más joven, lo que sugiere que la avalancha DAE-S2 no se habría depositado hacia el sur-sureste del Sangay donde la morfología está aproximadamente 500 metros más alta con respecto al nor-noreste (Figura 3.21). Por lo tanto, la morfología parece tener un papel importante con respecto al transporte y depositación de la avalancha de escombros. En la Figura 3.21 se observa una pequeña agrupación de las colinas están en la parte centro sur, que podrían ser parte de los depósitos DAE-S1.

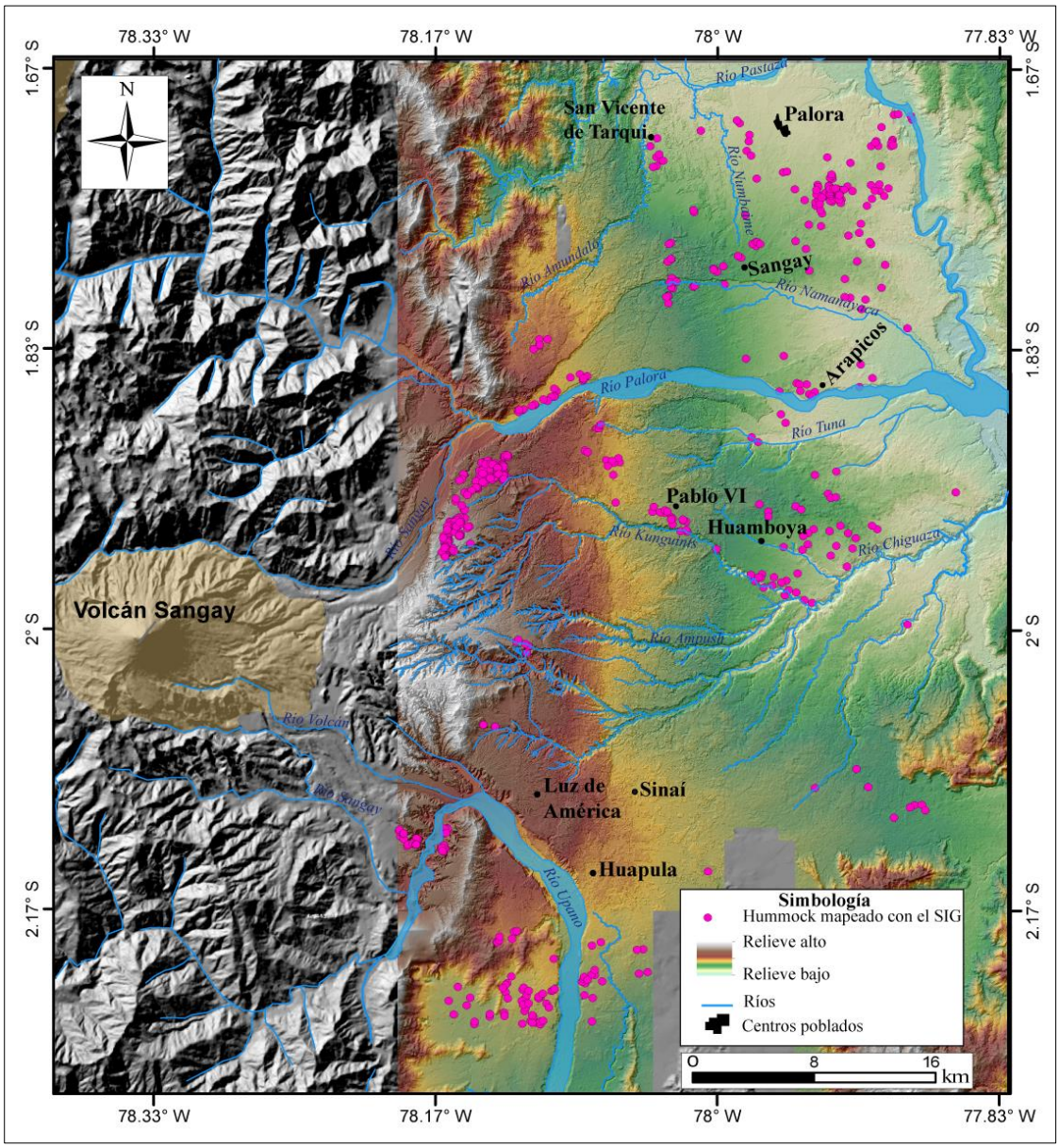


Figura 3.21 *Distribución de hummocks. La mayoría se encuentran hacia el este-noreste del Sangay en la zona de relieve más bajo. La zona marcada con los colores del relieve corresponde al área del DEM de alta resolución. Modelo numérico del Terreno: Marc Souris y SIG tierras.*

3.3.2. CÁLCULO DEL VOLUMEN DE *HUMMOCKS*

Con los datos obtenidos del DEM fue posible calcular un volumen máximo y un volumen mínimo para cada *hummock*, de los que se obtuvo un volumen promedio. El volumen se calculó considerando que la morfología del *hummock* es un casquete esférico (Figura 3.22 y Figura 3.23), que es lo que se pudo apreciar durante el trabajo de campo, entonces:

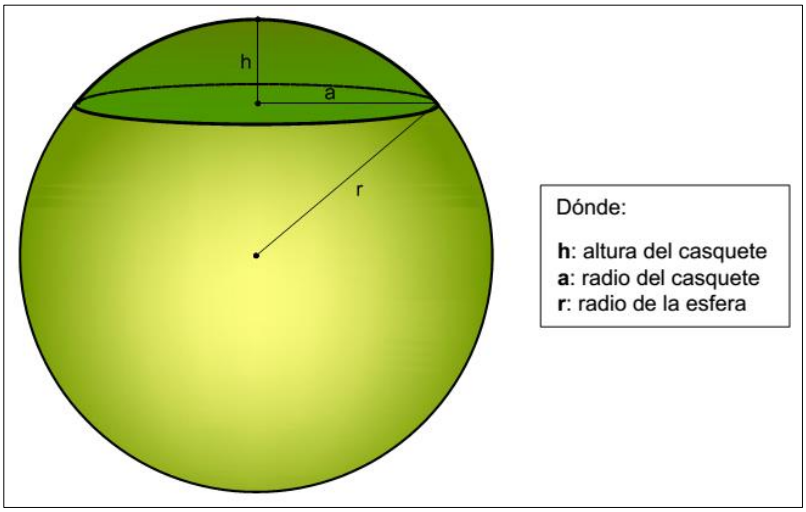


Figura 3.22 *Diagrama del casquete esférico (sección verde oscuro) con sus respectivos elementos.*

Figura 3.23 *Morfología de hummock localizado en la población Sangay, nótese la forma similar al casquete esférico. (UTM: 173227 / 9808507; PSAD-56)*

La fórmula para el cálculo del volumen del casquete esférico es:

$$V = \frac{\pi h}{6}(3a^2 - h^2)$$

Donde ***a*** es el radio de cada *hummock* obtenido del valor promedio entre el ancho máximo y el ancho mínimo y ***h*** la altura de la colina.

3.3.3. RELACIONES ESTADÍSTICAS DE LOS *HUMMOCKS*

Para mostrar la relación entre los datos obtenidos se realizó un análisis estadístico según la metodología de Glicken, (1996); que consiste en graficar los valores de altura, volumen, área, ancho máximo y ancho mínimo de los *hummocks* con respecto a la distancia a la fuente.

El área de los *hummocks* varía desde 170 m^2 (más pequeño) hasta 130000 m^2 (más grande), con un promedio de 7000 m^2. En la Figura 3.24 se observa que los montículos con el área más pequeña se encuentran más cercanos a la fuente, mientras que los más grandes están distribuidos hacia el centro, entre 40 y 50 km de distancia al Sangay, en la parte más distal se encuentran colinas pequeñas con áreas menores a 500 m^2.

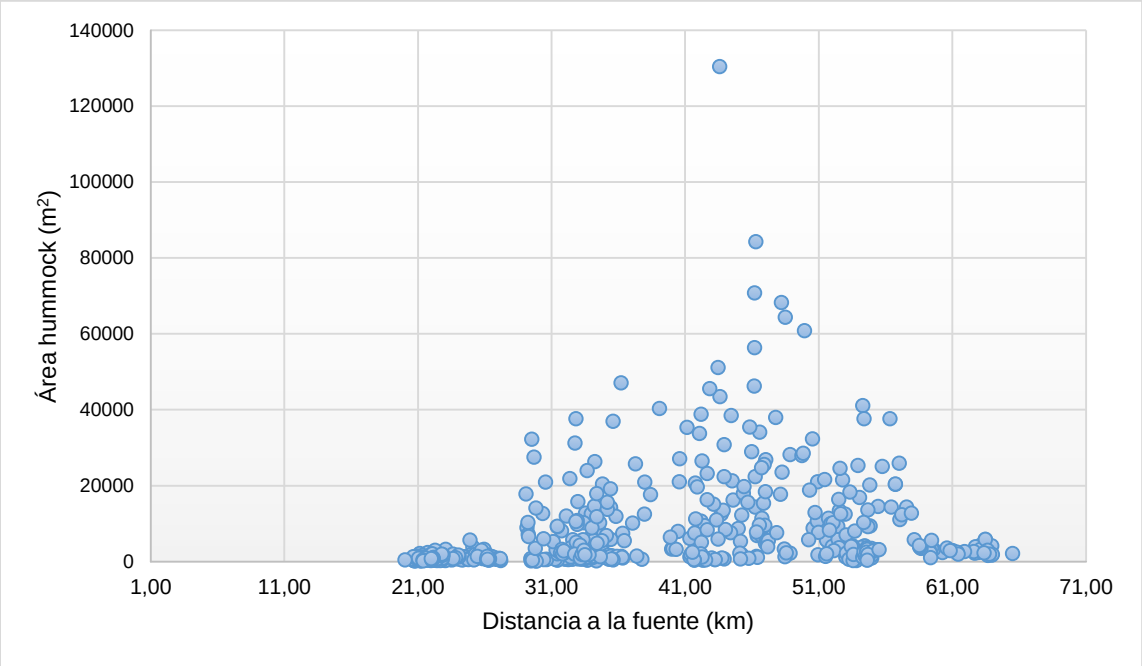


Figura 3.24 *Gráfico en escala lineal del área de los hummocks vs. Distancia a la fuente.*

En la Figura 3.25 se observan patrones comunes entre los gráficos que indican los anchos máximos y mínimos. El ancho máximo medido es de 440 metros y corresponde a un *hummock* localizado a 43 km de distancia del volcán Sangay, mientras que el menor es de 16 metros y está ubicado a 29 km de distancia. Para el ancho mínimo se tiene que el valor más alto es de 421 metros y se encuentra a 43 km de distancia del Sangay, el valor más bajo medido es de 12 metros y está

ubicado a 21 km del volcán. En general se observa que los *hummocks* más elongados están localizados entre 40 y 50 km de distancia al vento del Sangay.

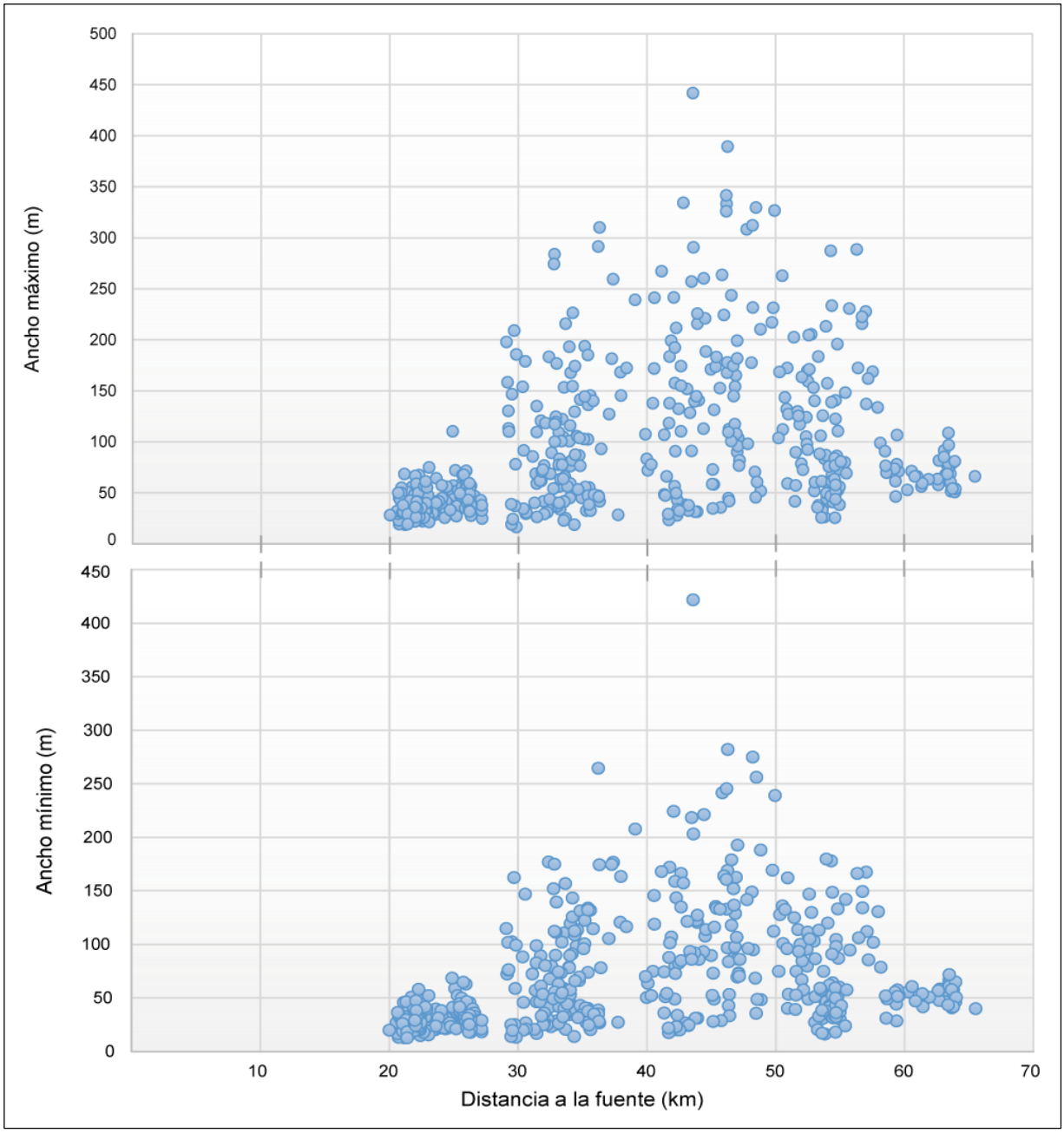


Figura 3.25 *Gráfico en escala lineal de ancho máximo y ancho mínimo con respecto a la distancia a la fuente.*

El volumen de los *hummocks* está representado en escala semi-logarítmica en la Figura 3.26, la mayor cantidad de *hummocks* pequeños están localizados entre 20 y 30 km de distancia del Sangay, con volúmenes entre $1x10^3$ y $1x10^5$ m^3 (en promedio). Esta distribución de los montículos contrasta con las teorías

propuestas por Siebert, (1984) y Glicken, (1996); que indican que la morfología con mayores volúmenes están localizados en las zonas más proximales a la fuente. Para el caso del Sangay, se observa que los *hummocks* de mayor volumen están ubicados entre 30 y 40 km del volcán, siendo $5.6x10^6$ m^3 el volumen del montículo más grande, localizado alrededor de 36 km de la fuente. Tal patrón puede tener relación con la canalización del flujo de avalancha entre las morfologías levantadas, permitiendo que los bloques más grandes lleguen a distancias mayores.

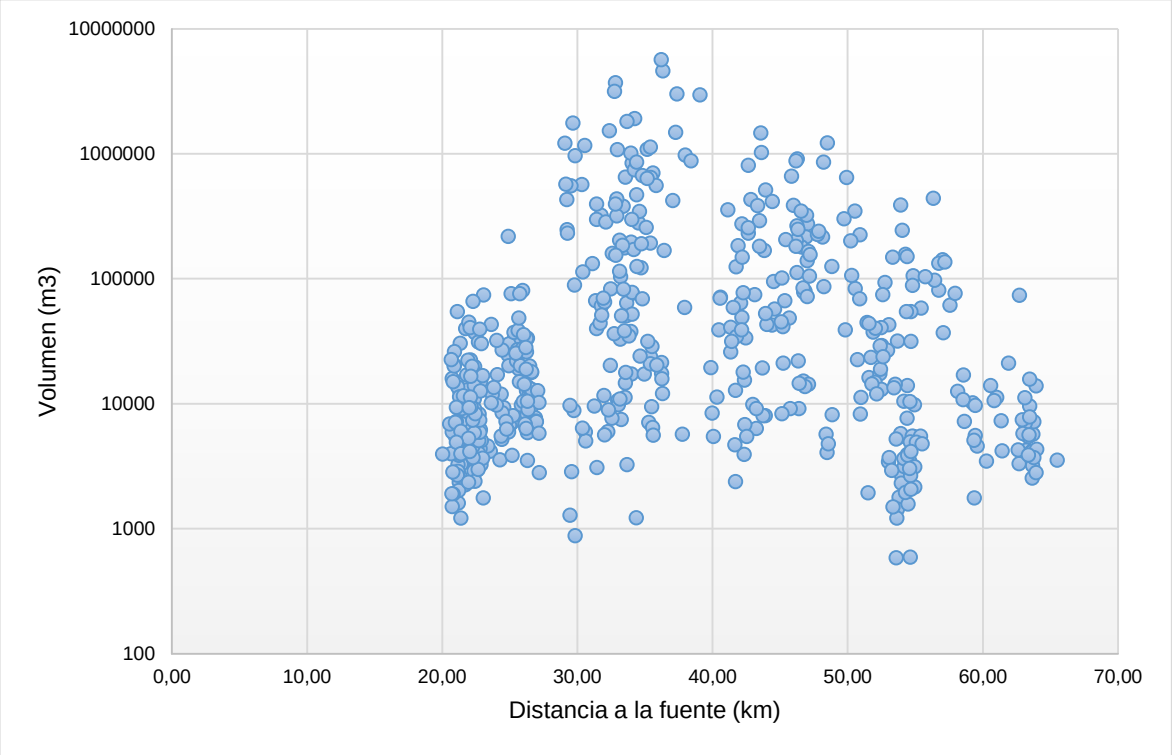


Figura 3.26 *Gráfico en escala semi-logarítmica del volumen de cada hummock con respecto a la distancia a la fuente.*

En la Figura 3.27 se observa las alturas medidas en cada colina mediante un perfil. La altura mínima es de 3 metros. La altura máxima es de 40 metros, misma que se pudo corroborar con datos de campo; los montículos con dicha altura están localizados a 43 km del Sangay. Los *hummocks* más comunes son aquellos con 3, 4, 5, 6 y 7 metros de altura distribuidos desde 20 hasta más de 50 km de distancia a la fuente.

Los *hummocks* más grandes con una altura entre 20 y 40 metros están distribuidos entre los 40 y 50 km de distancia a la fuente.

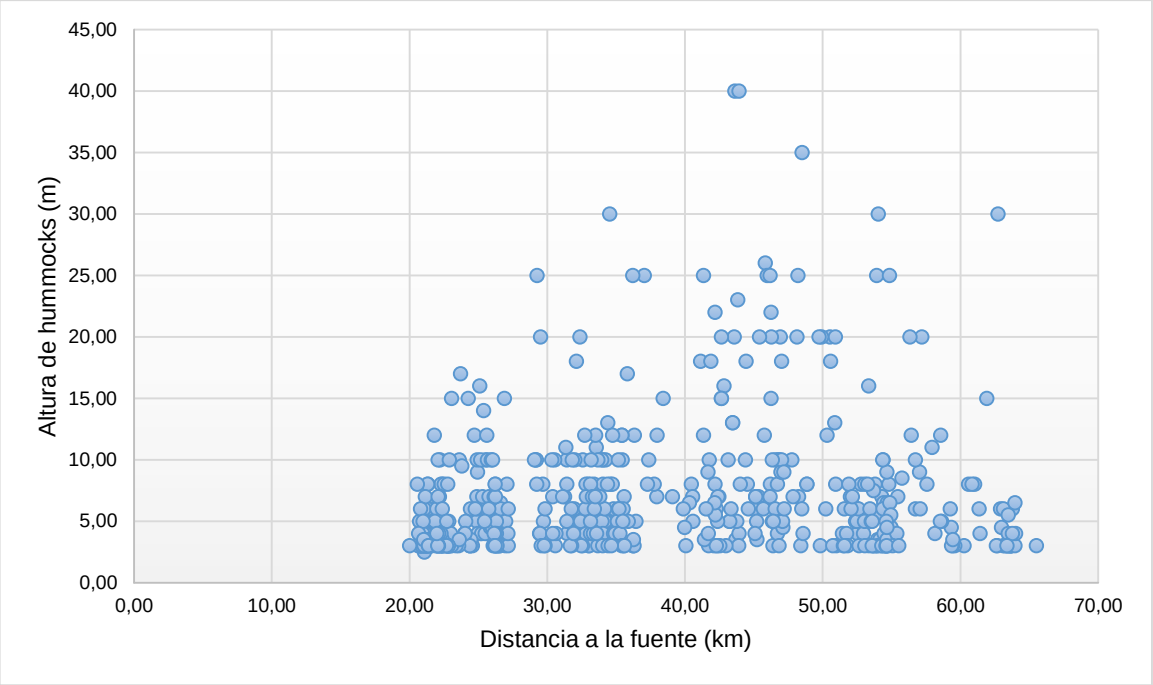


Figura 3.27 *Gráfico en escala lineal de la altura de los hummocks con respecto a la distancia a la fuente.*

3.4. LÍMITES DE LAS AVALANCHAS Y CÁLCULO DEL VOLUMEN DE LOS DEPÓSITOS DAE-S1 Y DAE-S2

Mediante el mapeo de la morfología de *hummocks* realizado con el uso del DEM y los trabajos de campo, se pudo definir los límites aproximados de las dos avalanchas de escombros DAE-S1 y DAE-S2 (Figura 3.28). Para los depósitos DAE-S1, los límites se establecieron según los cambios de morfología, mientras que para los depósitos DAE-S2 los límites fueron establecidos con el trabajo de campo. En base a lo mencionado, se determinó el área en km^2 de las dos avalanchas delimitadas en el mapa obteniendo lo siguiente:

DAE-S1:	DAE-S2:
Área = 889.74 km^2	Área= 1300 km^2
Espesor: 0.03 km	Espesor= 0.03 km y 0.02 km

El espesor de DAE-S1 se midió a lo largo del margen del río Upano donde tiene aproximadamente 100 m, hasta Macas donde tiene 5 m de espesor; sin

embargo, no se tiene un buen control en toda el área definida por la ausencia de afloramientos. Por otra parte, en cortes cercanos a Macas, la avalancha ha sido fuertemente erosionada por el levantamiento tectónico de la región. Para DAE-S2 se tuvo varios puntos de control en el campo y con el mapeo mediante el SIG, de los que se obtuvo dos valores promedio de 30 y 20 metros.

$$V_d = Área \times Espesor$$

$\mathbf{V_{d\text{-}DAE\text{-}S1}} = 26.69\ km^3$ $\mathbf{V_{d\text{-}DAE\text{-}S2}} = 39\ km^3$ y $26\ km^3$

En el mapa de la Figura 3.28 de las dos avalanchas contienen los límites que fueron interpretados en el campo y mediante el uso del SIG; dichas áreas fueron usadas para el cálculo del volumen. Por lo tanto el valor del volumen que se presenta para DAE-S1 (29.69 km^3) correspondería a un volumen mínimo, debido a que se desconoce el espesor y el área afectada bajo los depósitos de DAE-S2.

Para el cálculo del volumen de DAE-S2 se utiliza dos espesores teniendo un rango del volumen entre 39 y 26 km^3, el primer espesor representa el promedio de 8 medidas tomadas en el campo, mientras que el segundo espesor es el promedio de las medidas de campo y algunas tomadas de los datos que se obtuvo con el SIG. Si se considera que el volumen del volcán Sangay determinado por Andrade, (2009) es de 84.71 km^3, los valores calculados para los depósitos DAE-S2 representarían más del 30% del volumen actual de todo el cono.

Si bien para los depósitos DAE-S1, los límites fueron definidos mediante la morfología, durante el trabajo de campo se comprobó la existencia de los depósitos en los sitios a los que se tuvo acceso. Sin embargo, no toda el área definida corresponde a rasgos morfológicos. El límite sur, localizado entre Macas y Sucúa fue definido por cambios de la altitud y por la ausencia del depósito de avalancha de escombros en esta zona (verificado en el campo).

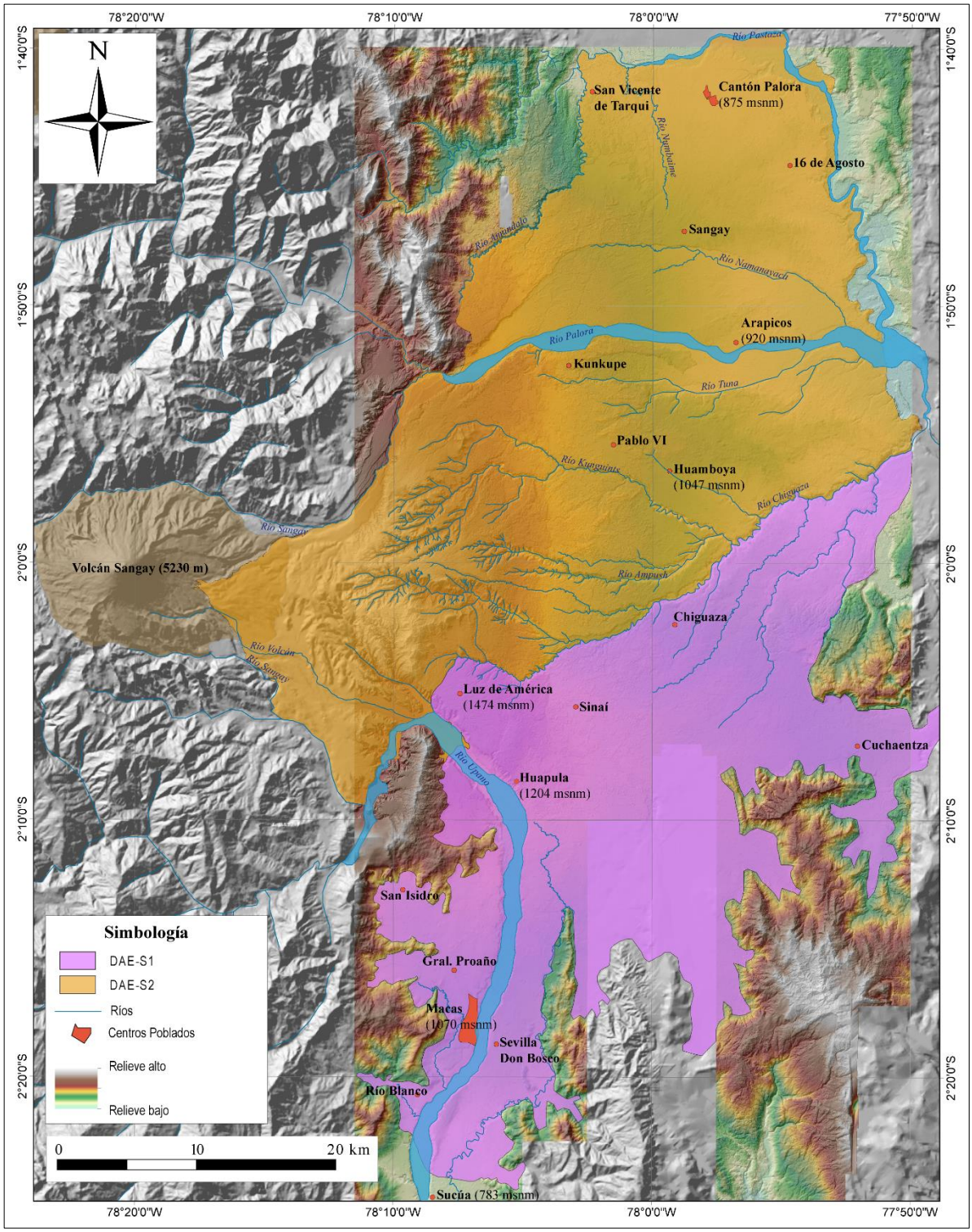


Figura 3.28 *Mapa de la distribución de las dos avalanchas de escombros DAE-S1 y DAE-S2. Modelo numérico del terreno: Marc Souris (IRD) y SIG Tierras.*

A diferencia de lo descrito en el trabajo de Bès de Berc, (2003); en la zona de Sucúa no se encuentran los mismos depósitos volcánicos que afloran hacia el norte de Macas. Se visitó un corte de aproximadamente 90 metros de espesor en

el margen occidental del río Upano en el sector mencionado, localizado a una altitud de 783 msnm, donde se encontró una brecha volcánica con características diferentes a las avalanchas del volcán Sangay (localización del afloramiento en la Figura 3.28).

La brecha tiene rasgos similares a un depósito de avalancha de escombros; es pobremente sorteada, presenta bloques andesíticos grises de textura afanítica con matriz interclasto e intraclasto formado de la misma roca. Tiene un gran contenido de clastos redondeados aluviales de composición volcánica y metamórfica (filitas y esquistos).

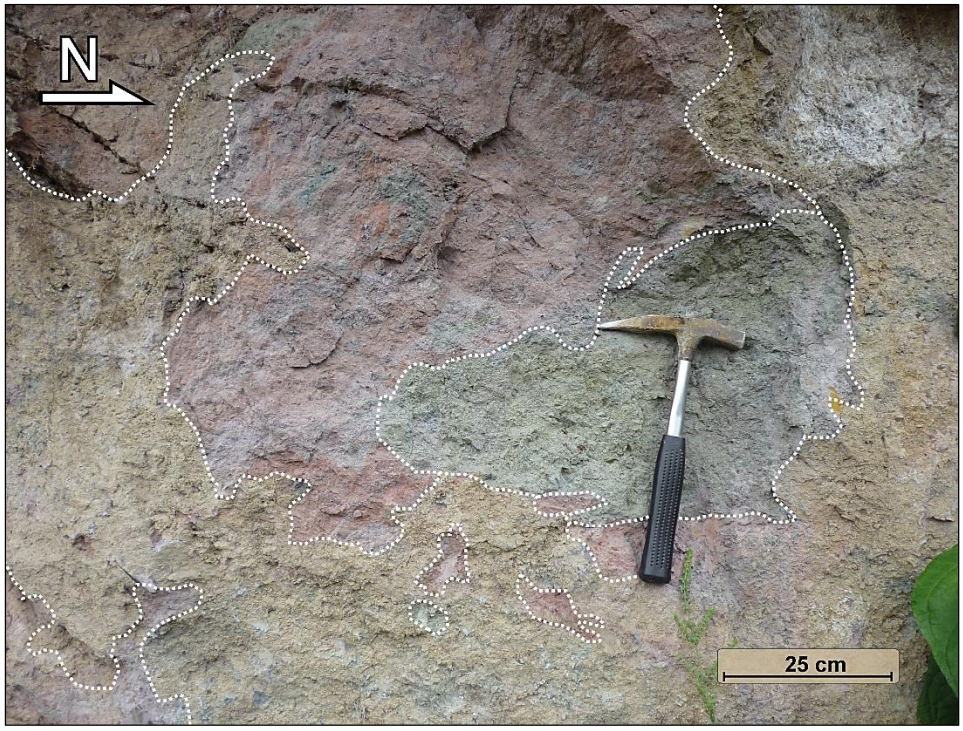


Figura 3.29 *Matriz del depósito en Sucúa, se observa la variabilidad de composición mediante los colores, la matriz es muy endurecida. (UTM: 08217472 / 9733283)*

La matriz es de tamaño de arena fina, polimíctica, de tonos rojizos, verdes y café, está muy compactada; además, se observó pequeñas burbujas en dicha matriz, indicando la presencia de agua durante el transporte del depósito (Figura 3.29). No se observó la base del depósito y el techo está compuesto por una capa de suelo de aproximadamente 3 metros de espesor. Las características litológicas y texturales no se correlacionan con los depósitos provenientes del volcán Sangay, por tal razón el límite de la avalancha fue establecido hasta el sur de Macas, donde aún aflora el depósito DAE-S1 con espesores de alrededor de 3 metros.

CAPÍTULO IV

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS

En el trabajo de campo se recolectó varias muestras de roca y de matriz para realizar análisis tanto macroscópico como microscópico de las más representativas.

Para este trabajo se seleccionó 13 muestras para estudios de lámina delgada; éstas fueron realizadas en el Laboratorio privado “TS Lab & Geoservices” (Pisa, Italia). Además, se obtuvo 12 análisis geoquímicos para 10 elementos mayores y 21 elementos trazas (Anexo 4) realizadas en el Laboratorio “Domaines Océaniques” de la Universidad de Bretagne Occidentale en Brest (Francia).

Las muestras seleccionadas, tanto para los análisis geoquímicos como para las láminas delgadas, pertenecen a los DAE-S2, debido a que los depósitos de la DAE-S1 fueron reconocidos en trabajos de campo posteriores a las fechas cuando se enviaron a realizar dichos análisis. Por lo tanto, la correlación con las rocas de DAE-S1 se realizó macroscópicamente por las características mineralógicas y texturales entre las muestras del depósito de avalancha de escombros con las del volcán Sangay.

En la Figura 4.1 se muestra la localización de las muestras de rocas usadas para los distintos análisis. En general se pudo observar que las rocas tienen características macroscópicas similares, por lo que se seleccionaron las mismas muestras para los análisis geoquímicos y lámina delgada. Sólo una de las muestras escogidas no tiene análisis geoquímicos.

Además, se obtuvo 3 muestras de matriz de la facies de mezcla de los depósitos y 2 cenizas volcánicas, una encontrada a la base de DAE-S2 y otra en una secuencia de sedimentos finos ubicada sobre los depósitos de DAE-S1.

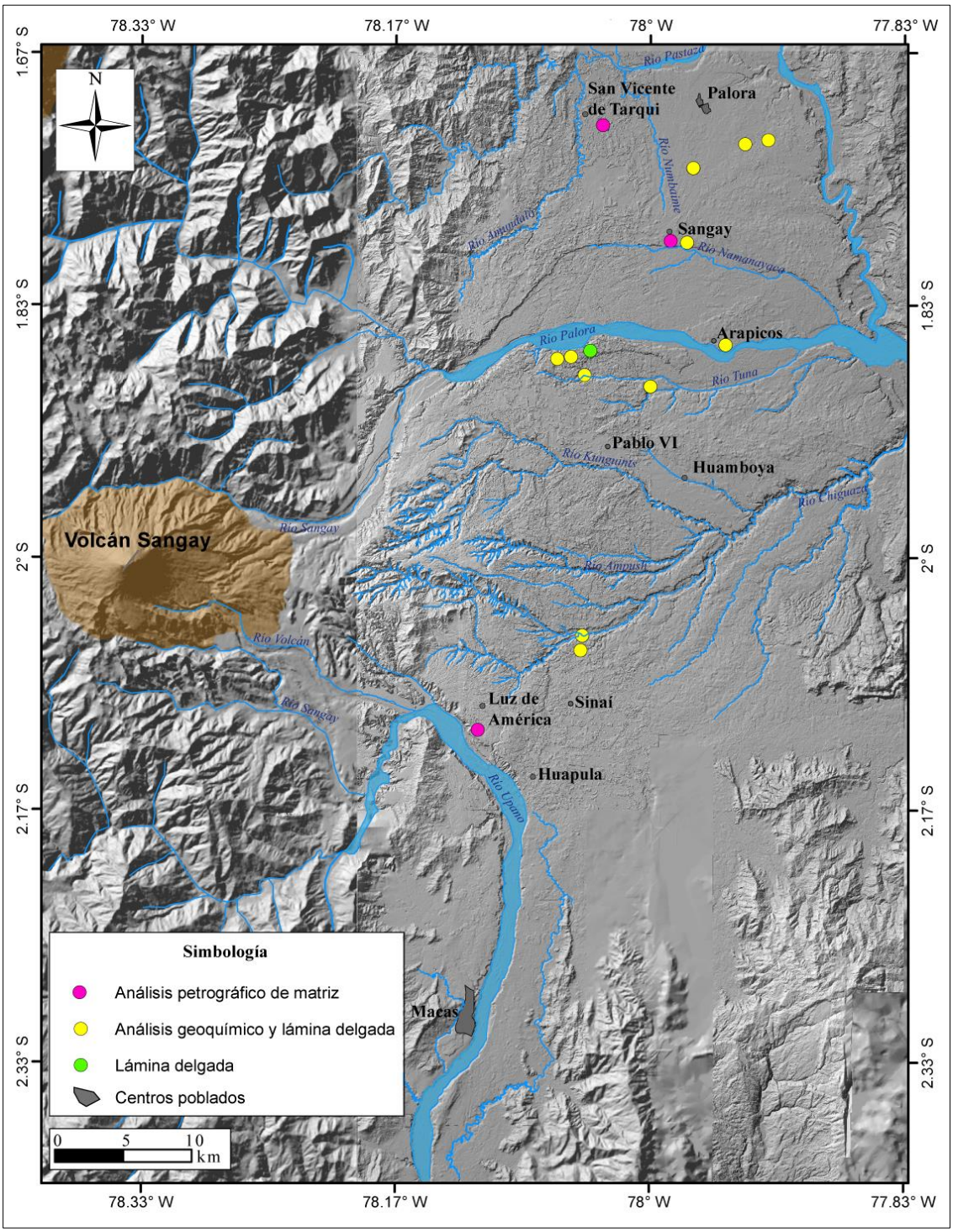


Figura 4.1 *Mapa de ubicación de las muestras del depósito de avalancha de escombros 2, que fueron utilizadas para realizar análisis geoquímicos y láminas delgadas. Modelo numérico del Terreno: Marc Souris (IRD).*

4.1. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS DE DAE-S1

Las rocas son principalmente andesitas y andesitas – básicas, presentan una matriz gris, en general son porfiríticas. Sus minerales principales son fenocristales

de plagioclasa, de hasta 3 mm de largo, olivino y dos piroxenos; además, las rocas presentan un ligero magnetismo al pasar el imán. En ocasiones las rocas presentan una matriz maciza, microvesicular o vesicular. Los fenocristales son euhedrales.

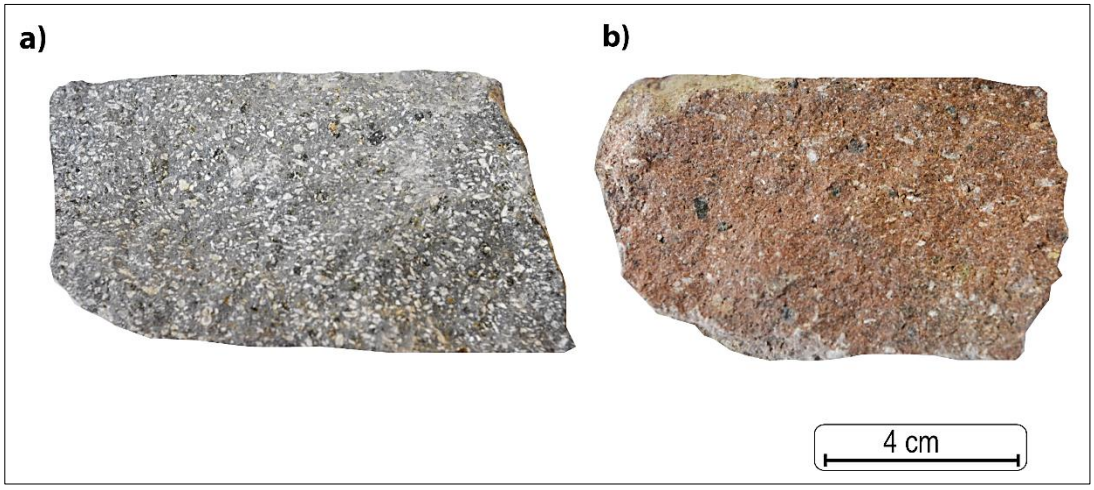


Figura 4.2 *Rocas de los depósitos de avalancha DAE-S1, son andesitas porfiríticas de color gris (a) y rojizo (b). Las muestras fueron tomadas cerca del centro poblado Luz de América (UTM: 0821313 / 9765841; PSAD-56).*

4.2. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS DE DAE-S2

Por medio de un análisis petrográfico se identificó cuatro tipos de rocas para este depósito según sus características mineralógicas y texturales. Estas rocas consisten en andesitas y andesitas básicas, con fenocristales y microlitos de plagioclasa, olivino y dos piroxenos. La matriz varía entre tonos de gris obscuro a gris claro. El primer tipo de roca refiere a andesitas básicas vesiculares y porfiríticas; los cristales alcanzan un tamaño de hasta 3mm y la matriz es microlítica (Figura 4.3a). El segundo grupo son andesitas de dos piroxenos, la matriz es de color gris claro, textura porfirítica y estructura maciza, los fenocristales componen un 50% de la roca y tienen un tamaño que varía de 1 a 3 mm (Figura 4.3b). El tercer grupo son andesitas porfiríticas de color gris, los fenocristales, presentes en un 20% aproximadamente, son plagioclasa y piroxeno; su tamaño promedio es de 1 mm (Figura 4.3c). Por último, el cuarto grupo son andesitas básicas, la matriz es de color gris obscuro y presenta vesículas alargadas de hasta 0,5 mm, contiene un 20% de cristales entre plagioclasa, olivino y piroxeno (Figura 4.3d)

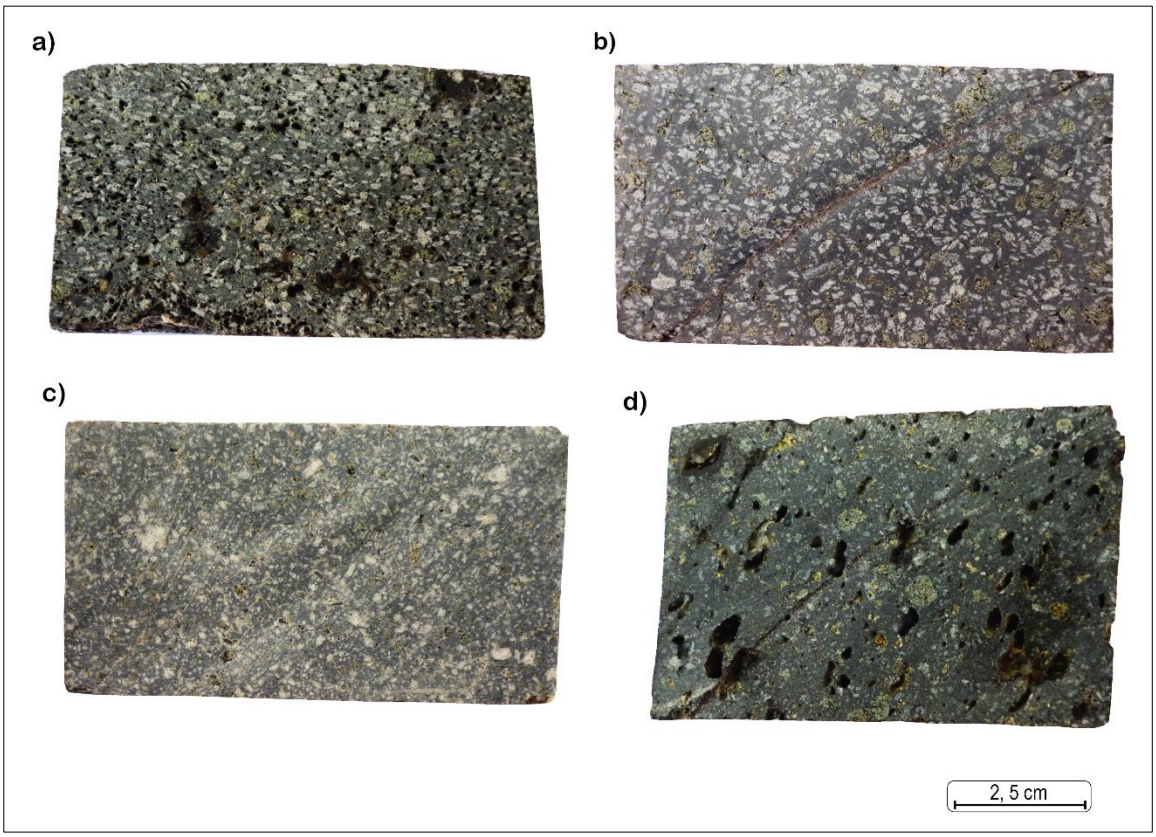


Figura 4.3 a) *Roca típica de DAE-S2, andesita básica vesicular, tomada cerca de la población Kunkupe (UTM: 0826929 / 9791580) (muestra RK-02c).* ***b)*** *Andesita de dos piroxenos, tomada cerca de la población Arapicos (UTM: 0168833 / 9801683) (muestra SA-02).* ***c)*** *Andesita gris con pocos fenocristales, muestra tomada cerca de Kunkupe (UTM: 0826929 / 9790677) (muestra RK-01).* ***d)*** *Andesita básica con vesículas alargadas, tomada cerca de la población Pablo VI, (UTM: 0166420 / 9790918) (muestra RN-01a). Los UTM están dados en el sistema PSAD-56.*

4.3. ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE LAS ROCAS DE LOS DEPÓSITOS DE DAE-S2

En total se tienen 13 láminas delgadas que fueron analizadas en un microscopio de luz polarizada de marca Carl Zeiss, modelo Axio Scope A1, perteneciente al Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN). Las descripciones se realizaron en base al formato del Anexo 2, donde se tiene una breve descripción de la roca en muestra de mano y las características más importantes del análisis microscópico.

Además, se analizaron 16 láminas delgadas del volcán Sangay, realizadas para el trabajo de Monzier et al., (1999), las láminas fueron facilitadas por el Dr. P. Samaniego (IRD) para este trabajo.

4.3.1. COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

En el análisis microscópico se determinó las características de los principales fenocristales. En las 13 secciones analizadas, el mineral más abundante es la **plagioclasa** tanto como fenocristal como microlito en la matriz vidriosa. En general son cristales euhedrales, presentan zonación, maclas polisintéticas y tienen un tamaño de 0,5 - 2 mm. Asimismo, es común encontrar en las rocas bordes y centros esponjosos en las plagioclasas (Figura 4.4 a y b).

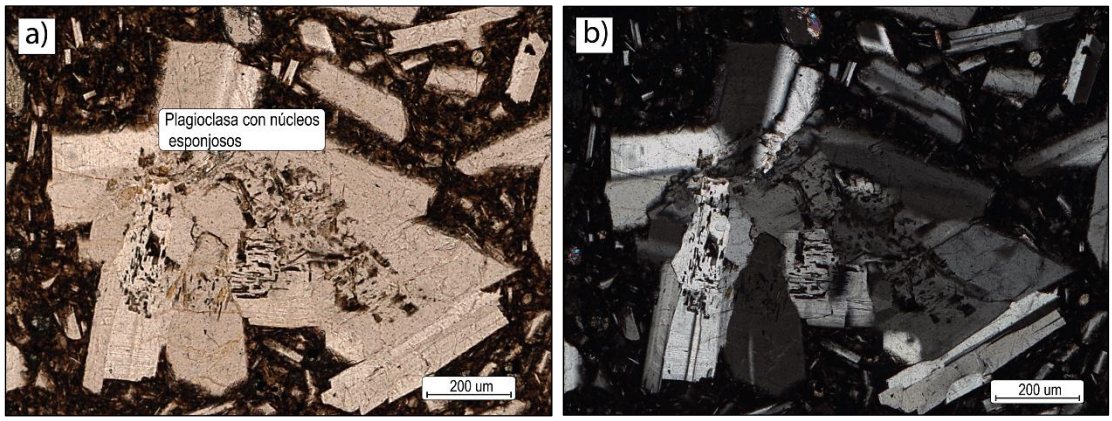


Figura 4.4 a) *Fotografía con luz plano – polarizada muestra varios fenocristales de plagioclasa, el del centro (ocupando la mayor parte del campo) presenta inter-crecimiento entre varios cristales, además tiene el núcleo esponjoso que es una característica común en todas las rocas.* ***b)*** *Fotografía con nicoles cruzados, se observan las maclas de los cristales de la plagioclasa y los microlitos en la matriz vidriosa. Muestra RN-01a, localizada cerca de la población Pablo VI. (UTM: 0166420 / 9790918; PSAD-56).*

Las plagioclasas también están presentes en varios agregados cristalinos, poseen una forma anhedral a subhedral y tienen un tamaño menor al de los fenocristales (<0,5 mm). Hay dos tipos de agregados, uno formado por un cumulato de minerales magmáticos propios de la roca (plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y opacos), caracterizados por ser euhedrales y hasta 2 mm de diámetro (Figura 4.5 a y b). El segundo tipo de agregados son anhedrales, y están compuestos únicamente por pequeños cristales de plagioclasa y opacos formando una textura granular; estos agregados pueden estar relacionados al sustrato del edificio del Sangay, es decir a las formaciones de la Cordillera Real (Figura 4.5 c y d).

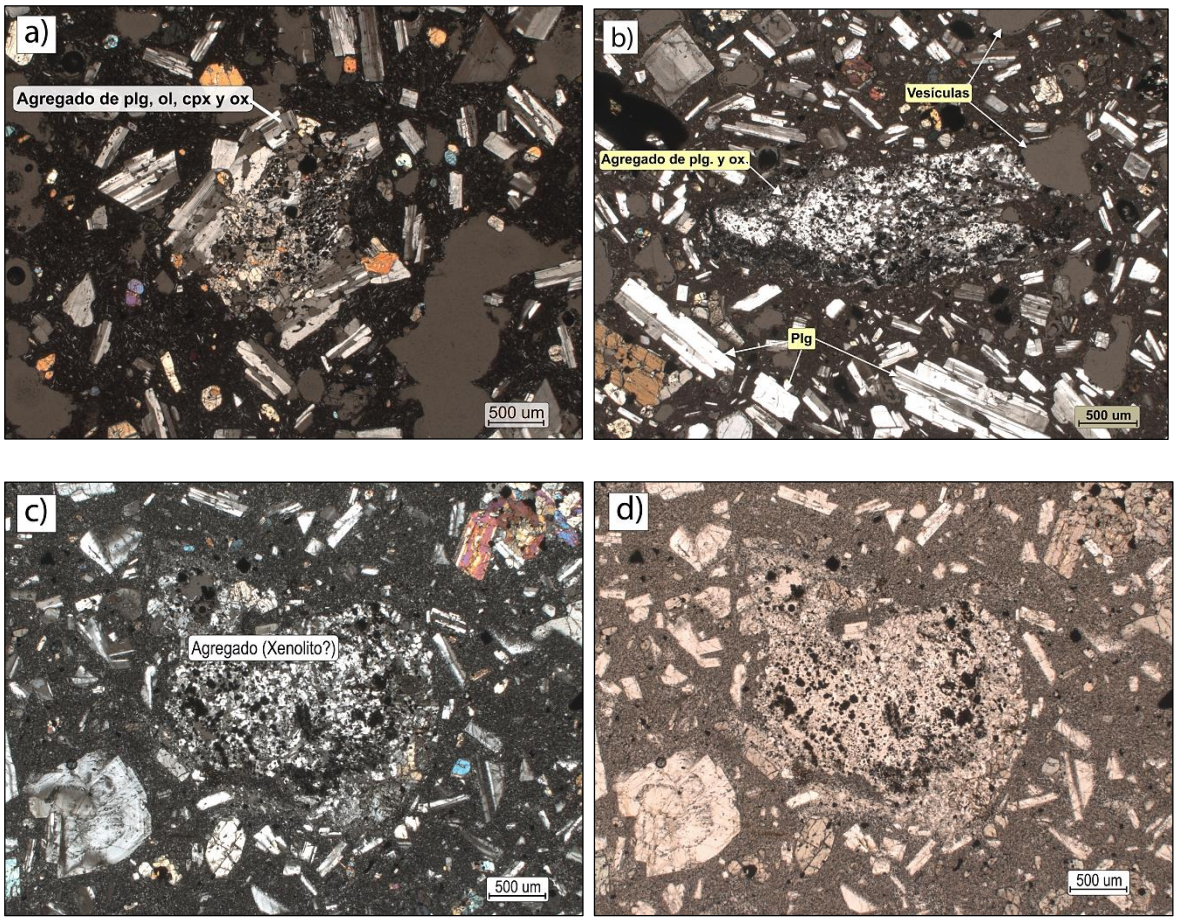


Figura 4.5 a) *Agregado cristalino (cumulato) (Abreviatura: plg= plagioclasa, ol= olivino, cpx= clinopiroxeno, ox= óxidos), lámina CC-01 (0174900 / 9808810);* ***b)*** *Agregado de plagioclasa y óxidos en una matriz vesicular, presenta un borde de óxidos, lámina AR-04 (0171907 / 9793987);* ***c)*** *Agregado anhedral de plagioclasa y óxidos, posiblemente incorporado del basamento;* ***d)*** *Agregado en luz plana polarizada, lámina RK-01 (0826929 / 9790677). Las coordenadas están dadas en el sistema PSAD-56.*

El **olivino** está presente en las andesitas básicas en formas euhedrales y subhedrales, con colores de birrefrigencia de primero, segundo y tercer orden. Los cristales poseen fracturas irregulares muy características y una ligera alteración a lo largo de dichas fracturas. El olivino se encuentra como fenocristal y microlito en la matriz vidriosa de las rocas con un tamaño desde 0,2 hasta 1,3 mm. En algunos cristales se observa la presencia de óxidos como inclusiones en los mismos (Figura 4.6a). En algunos casos presentan maclas polisintéticas.

Este mineral también forma parte de agregados cristalinos en forma de cumulatos magmáticos, se encuentra en su mayoría con bordes reabsorbidos y reemplazado por clinopiroxeno. Los agregados asociados con el olivino contienen

además clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa; son euhedrales y alcanzan tamaños de hasta 2 mm (Figura 4.6b).

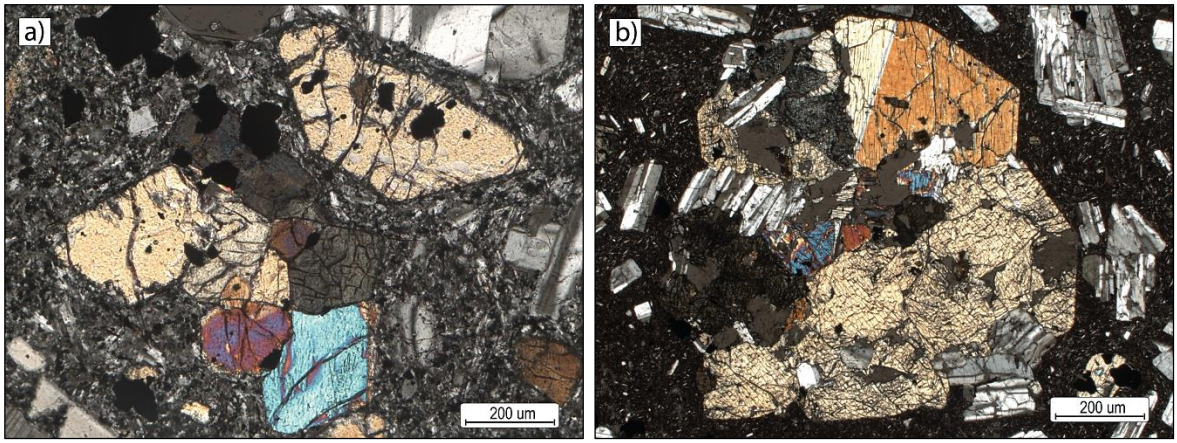


Figura 4.6 a) *Ocupando la mayor parte de campo se encuentran varios fenocristales de olivino, con fracturas irregulares y reaccionadas, además hay inclusiones de óxidos. Muestra SR-01a (0828805 / 9772942);* ***b)*** *Agregado cristalino de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y olivino, el olivino presenta colores de birrefrigencia de tercer orden y presentan bordes absorbidos. Muestra SA-02, (168833 / 9801683). Las coordenadas están dadas en el sistema PSAD-56.*

Todas las rocas se caracterizan por la presencia de piroxenos, en el caso de las rocas más básicas el más abundante es el **clinopiroxeno**. Éste se presenta de forma euhedral y subhedral, con colores de birrefrigencia de segundo orden y pleocroísmo pardo. La mayoría de cristales presentan maclas simples, la más común es la macla tipo espiguilla (Figura 4.7b). Los cristales tienen exfoliación típica de aproximadamente 90°, y la extinción es oblicua (alrededor de 45°). Los clinopiroxenos también forman agregados cristalinos, generalmente con olivino y plagioclasa (Figura 4.7a). El tamaño varía entre 0.3 a 1.2 mm.

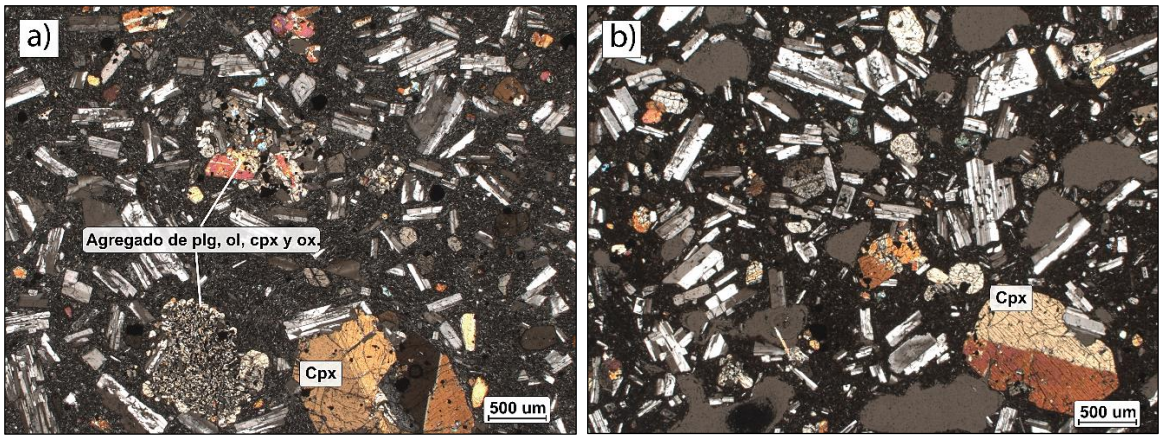


Figura 4.7 a) *Fotografía con nicoles cruzados, se muestra un fenocristal grande de clinopiroxeno. También está presente en dos agregados cristalinos. Lámina ER-01, (0173227 / 9808507);* ***b)*** *Se*

muestra una andesita vesicular con un fenocristal de clinopiroxeno que presenta macla de espiguilla. Lámina PP-01, (0169407 / 9806763). Las coordenadas están dadas en el sistema PDAS-56. Abreviatura, cxp= clinopiroxeno.

Los clinopiroxenos están presentes en las rocas también como mineral secundario, formando coronas de reacción en cristales de olivino (Figura 4.8a). Los cristales tienen formas anhedrales y presentan birrefrigencia de segundo y tercer orden, en algunos casos además se encuentran en las fracturas del olivino como se observa en la Figura 4.8b.

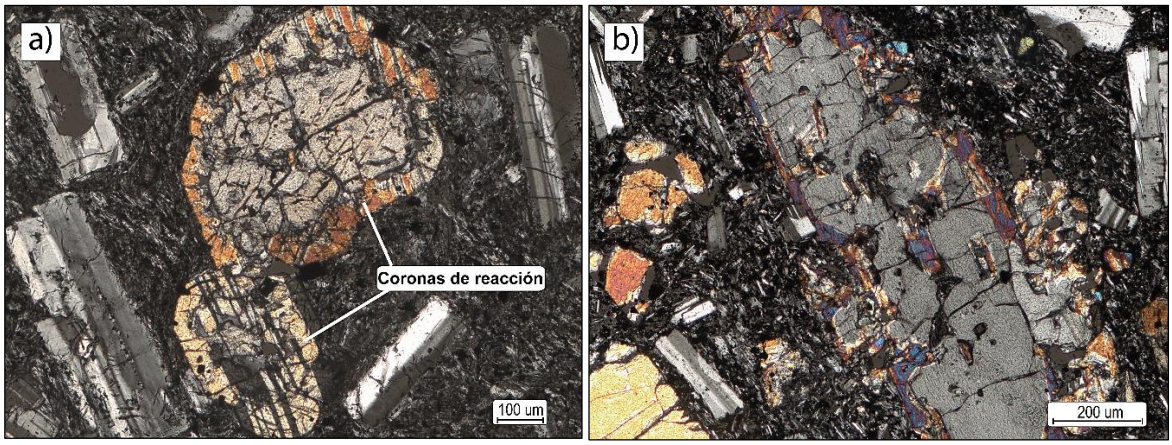


Figura 4.8 a) *Coronas de reacción en dos cristales de olivino, al lado izquierdo se observa dos cristales de plagioclasa con los núcleos totalmente reaccionados. Lámina PP-02 (0169407 / 9806763);* ***b)*** *Fenocristal de olivino con corona de reacción de clinopiroxeno, las fracturas también están siendo reemplazadas. Lámina Si-01b. (0828680 / 9771875). Las coordenadas están dadas en el sistema PSAD-56.*

El **ortopiroxeno** está presente en las rocas andesíticas encontradas en los DAE-S2. Los cristales presentan un pleocroísmo de rosado a verdoso muy característico y una birrefrigencia de primer orden con colores de interferencia bajos, su forma varía de subhedral a euhedral. En algunos casos se observó la presencia de óxidos como inclusiones en los cristales (Figura 4.9a).

El ángulo de extinción recto (alrededor de 90°) es uno de los rasgos más distintivos en las secciones delgadas. Algunos fenocristales tienen exfoliación recta; sin embargo, también algunos cristales presentan fracturas irregulares (Figura 4.9b). El tamaño de los fenocristales varían entre los 0.3 a 0.9 mm.

El ortopiroxeno también forma parte de agregados cristalinos tipo cumulatos, generalmente está con el clinopiroxeno y plagioclasa. Éstos se presentan de forma euhedral y subhedral, llegando a tamaños de 1,3 mm.

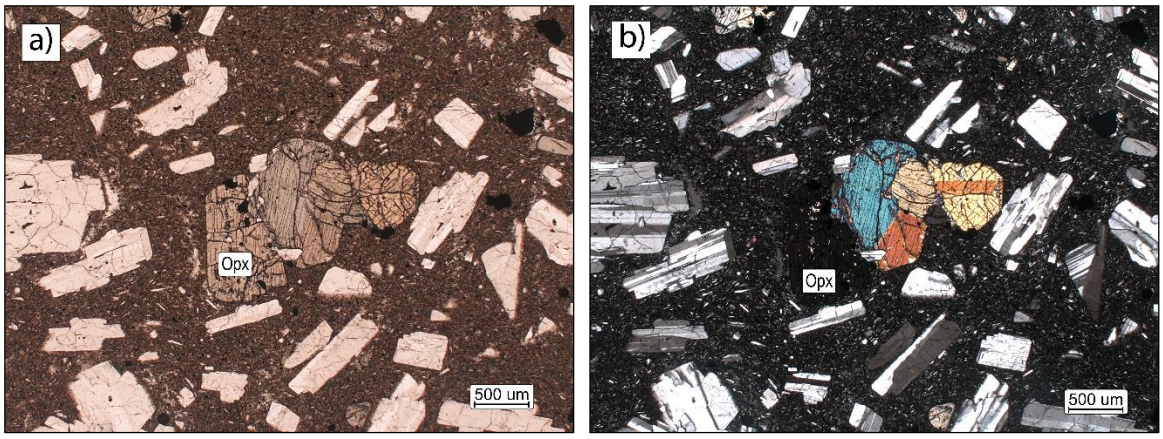


Figura 4.9 a) *Fotografía en luz plana polarizada, al centro se encuentran varios cristales de clinopiroxeno y un ortopiroxeno unidos. El ortopiroxeno tiene inclusiones de óxidos;* ***b)*** *En nicoles cruzados se observa la extinción recta del ortopiroxeno, mientras que los clinopiroxenos presentan colores de birrefrigencia altos y uno tiene una macla en espiguilla. Lámina SA-02 (UTM: 168833 / 9801683; PSAD-56).*

A pesar de que la mayoría de rocas son andesitas y andesitas básicas, una de las rocas analizadas corresponde a una andesita con anfíbol, siendo ésta un poco más ácida comparada con las demás (muestra AR-04). El **anfíbol** (hornblenda) se caracteriza por estar oxidado, algunos han sido casi completamente reemplazados por opacos, pero aún conservan su forma cristalina (Figura 4.10a). El anfíbol se presenta de forma euhedral, con pleocroísmo de café claro a obscuro. Parte de los fenocristales de anfíbol presentan alteración a clorita, se distingue por colores de interferencia anómalos entre verde y pardo (Figura 4.10b). El tamaño de los cristales varía desde 0.38 a 1.1 mm.

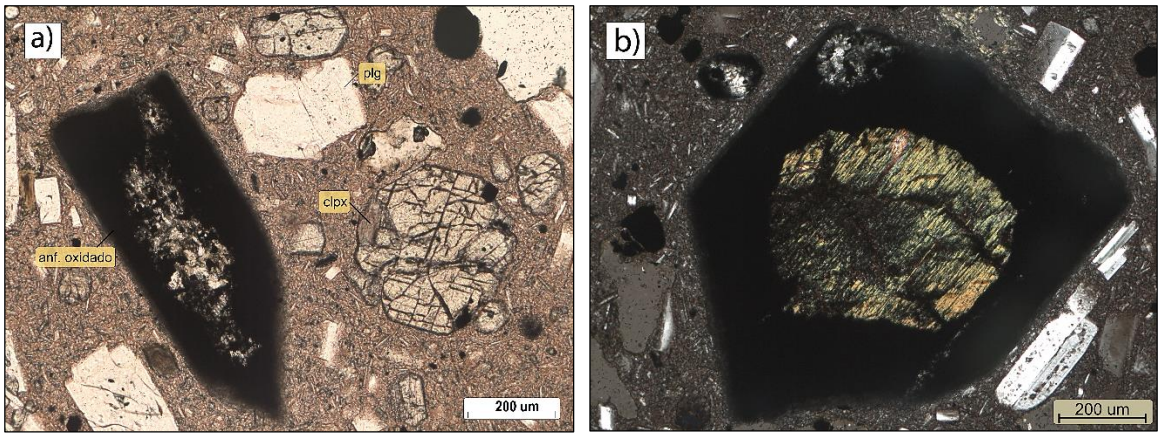


Figura 4.10 a) *Fotografía con luz plana polarizada, se observa un fenocristal de anfíbol con los bordes oxidados.* ***b)*** *anfíbol con los bordes reemplazados por óxidos y el centro está alterado a clorita. Lámina AR-04 (UTM: 0171907 / 9793987; PSAD-56).*

Por último, todas las rocas contienen **óxidos** como mineral accesorio, se encuentran dispersos en la matriz formando cumulatos, como inclusiones en algunos fenocristales y formando bordes de oxidación en ciertos minerales (Figura 4.11a). Los óxidos tienen formas euhedrales (cúbicas), subhedrales y anhedrales con tamaños pequeños desde <0.1 mm hasta 0.2 mm. En ocasiones se observa cierta tonalidad negra parduzca (Figura 4.11b).

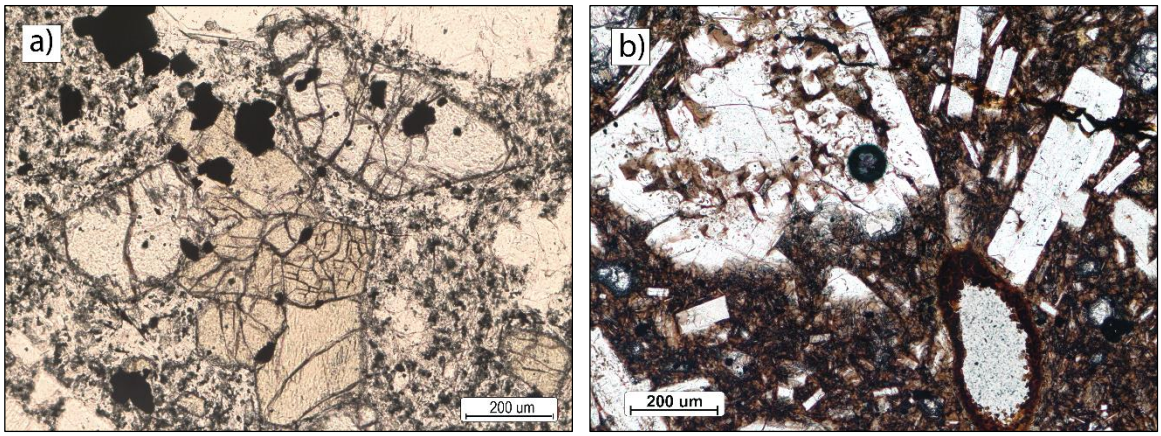


Figura 4.11 a) *Cristales de óxidos como inclusiones en olivinos, con formas euhedrales y anhedrales. Lámina SR-01a (0828805 / 9772942);* ***b)*** *En la fotografía con luz plano polarizada se observa una corona de reacción de color pardo-obscura formada alrededor de una vesícula, en la esquina superior derecha se tiene un fenocristal de plagioclasa con bordes esponjosos. Lámina RN-01a (0166420 / 9790918). Las coordenadas están dadas en el sistema PSAD-56.*

4.3.2. XENOCRISTALES Y XENOLITOS

El material externo más común son los xenocristales de **plagioclasa** y con menos frecuencia de cuarzo. En algunas muestras se encontró pequeños cristales de plagioclasa dispersos en la matriz con formas subhedrales y extinción ondulatoria no habitual; esta característica sugiere que dicho mineral está relacionado con el basamento del volcán, que corresponden a formaciones metamórficas. Los bordes están generalmente reabsorbidos, lo que indica que la plagioclasa no está en equilibrio con la matriz (Figura 4.12a). Algunos fenocristales tienen maclas paralelas que en ciertos casos ayudó a definir una composición de la plagioclasa de andesina (Figura 4.12b).

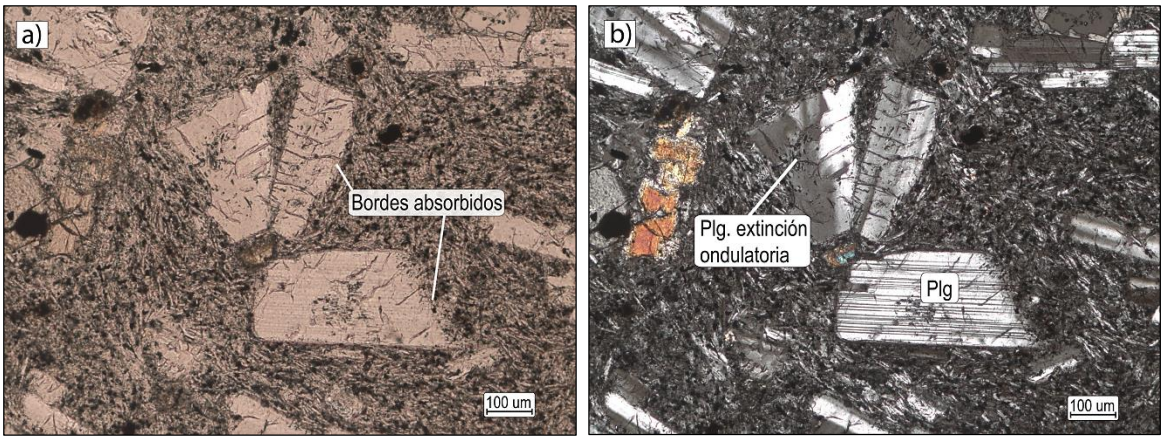


Figura 4.12 a) *Fotografía con luz plana polarizada, se observa tres fenocristales de plagioclasa con bordes absorbidos;* ***b)*** *fotografía con nicoles cruzados, se observa una plagioclasa con extinción ondulatoria, y un segundo cristal con maclas lamelares paralelas. Lámina PP-02, (UTM: 0169407 / 9806763; PSAD-56).*

Como se señala en la composición mineralógica de las rocas, la plagioclasa está presente en varios agregados cristalinos, asociados únicamente con opacos. Las plagioclasas tienen formas redondeadas y los agregados tienen una textura granular; sin embargo, no poseen las mismas características que los fenocristales de plagioclasa que contienen las rocas de DAE-S2. Por ello, se asocia dichos agregados a una fuente externa, posiblemente relacionada con rocas de la Cordillera Real.

El **cuarzo** es otro mineral encontrado como xenocristal, posee formas anhedrales, redondeadas y con bordes reabsorbidos. Es incoloro y se presenta con extinción ondulatoria, propia del cuarzo metamórfico. Su tamaño es en general menor a 0.1 mm.

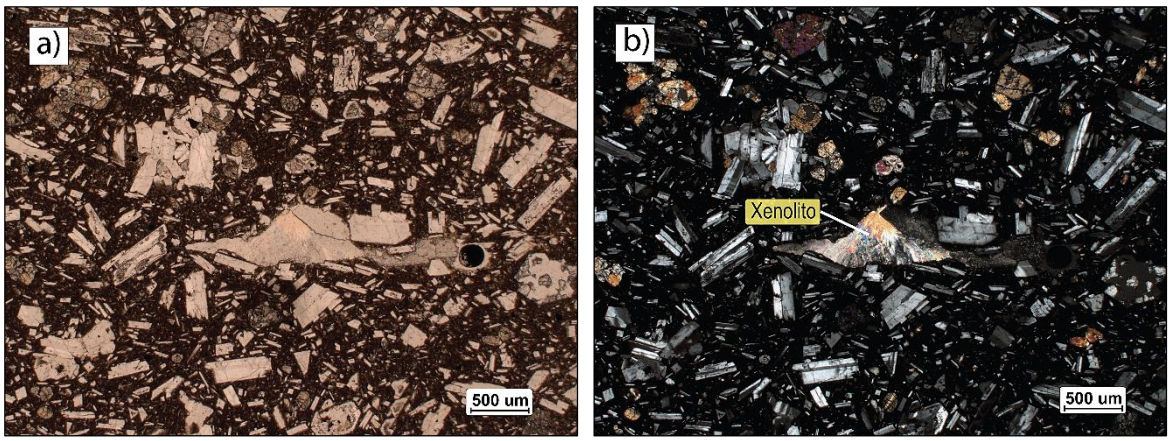


Figura 4.13 a) *Fotografía con luz plana polarizada, se observa en el centro un xenolito con forma anhedral elongada.* ***b)*** *Fotografía con nicoles cruzados, se observa los colores de birrefrigencia del*

xenolito calcáreo (diferenciado por el clivaje típico de la calcita); este además contenía pequeños cristales de cuarzo con extinción ondulatoria. Lámina RN-01b, (0166420 / 9790918; PSAD-56).

Los xenolitos no son muy frecuentes en las rocas, en el análisis de las 13 láminas delgadas se observó un **xenolito calcáreo con cuarzo** en la muestra RN-01b (Figura 4.13 a y b); se presenta de forma anhedral y elongada, con colores de birrefrigencia de segundo y tercer orden.

4.3.3. TEXTURAS Y ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS

Las muestras analizadas poseen una textura porfirítica y porfirítica seriada, en todas es posible observar la presencia de fenocristales y microlitos en la matriz. La disposición de los minerales en la roca mayormente es desordenada; no obstante, algunas rocas poseen una estructura semi-traquítica, en este caso los microlitos se muestran ordenados en una dirección preferencial (Figura 4.14 a). La cantidad de vesículas y su tamaño es bastante variable; se tiene rocas completamente macizas, otras muy vesiculares y algunas micro-vesiculares. La forma de las vesículas son irregulares, con un tamaño que varía desde 0.1 mm hasta 4.5 mm (Figura 4.14 b).

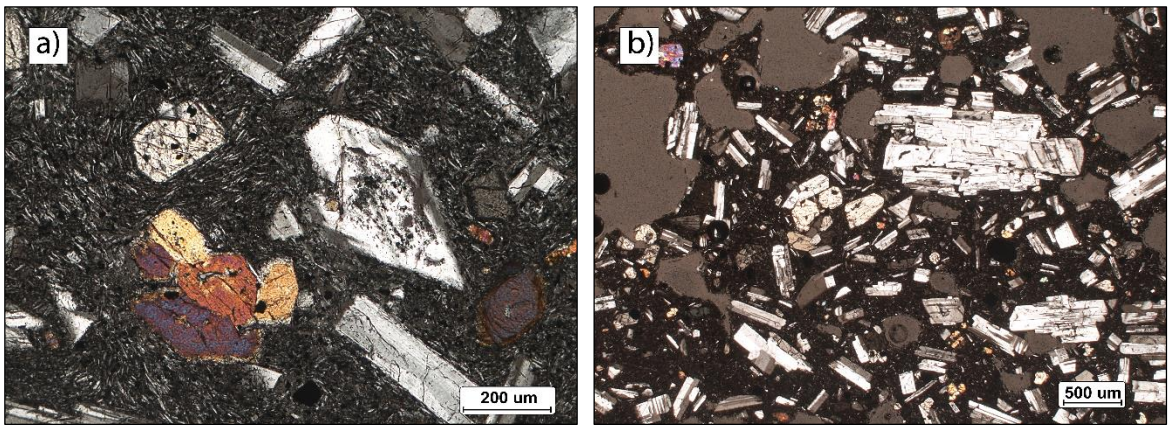


Figura 4.14 a) *La fotografía con nicoles cruzados nos muestra una roca con textura porfirítica y estructura maciza semi-traquítica (se observa los microlitos de plagioclasa con un orden preferencial).* ***b)*** *Se tiene una andesita rica en plagioclasa, con textura porfirítica, y estructura desordenada vesicular.*

4.4. ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE LA MATRIZ DE LOS DEPÓSITOS DAE-S1 Y DAE-S2

Se analizaron tres muestras de matriz de los depósitos de avalancha de escombros, una perteneciente a los depósitos DAE-S1 y dos de los depósitos DAE-

S2. Se tomó aproximadamente 1 kg de matriz de la facies de mezcla para el respectivo análisis.

La muestra fue lavada con agua natural con el fin de eliminar la fracción más fina (arcillas), que no son observables bajo microscopio. Seguido se secó la muestra a temperatura ambiente por un periodo de 48 horas. Para el análisis se separó la muestra en dos partes, la fracción más fina (tamaño de arena gruesa a fina) y los fragmentos de tamaño de gravas finas a muy finas (8 – 4 mm). La identificación de los componentes se realizó con un microscopio binocular marca Olympus modelo SZ2-ILST, perteneciente al IG-EPN, éste cuenta con un aumento de 10 x 4.5, y tiene una lámpara de luz blanca y amarilla para la iluminación.

El análisis de la matriz se elaboró con respecto al formato del Anexo 3, donde se detallan las características de cada componente. Los principales elementos fueron: fragmentos de pómez, cristales libres, fragmentos líticos y material externo (no volcánico).

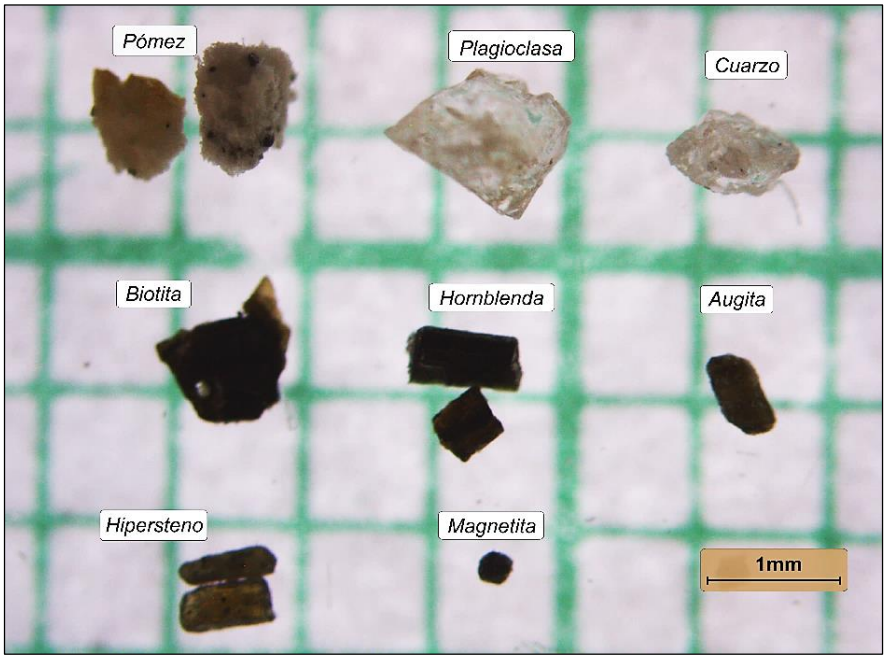


Figura 4.15 *Principales componentes cristalinos volcánicos y pómez completamente limpios.*

4.4.1. COMPOSICIÓN DE LA MATRIZ DE DAE-S1

La matriz está compuesta por un 50% de pómez beige - amarillenta con plagioclasa y piroxeno, su tamaño varía desde 0.8 hasta 4 mm, tiene formas angulares, indicando un bajo retrabajamiento del material (Figura 4.16a). La

mineralogía está compuesta por plagioclasa incolora, con un tamaño de hasta 0.8 mm y de formas subhedrales; hipersteno de color verde obscuro, formando prismas alargados; biotita que se encuentra como traza, es de color negro y forma láminas subhedrales; y magnetita, misma que está presente en un tamaño menor a 0.1 mm (se pudo identificar separando la fracción fina con un imán) (Figura 4.16b). Los componentes líticos son andesitas grises y en ocasiones rojizas por una pátina de oxidación en la superficie de la roca. Finalmente, se tiene un mínimo porcentaje de materia orgánica no carbonizada, formada por ramas y hojas de plantas pequeñas.

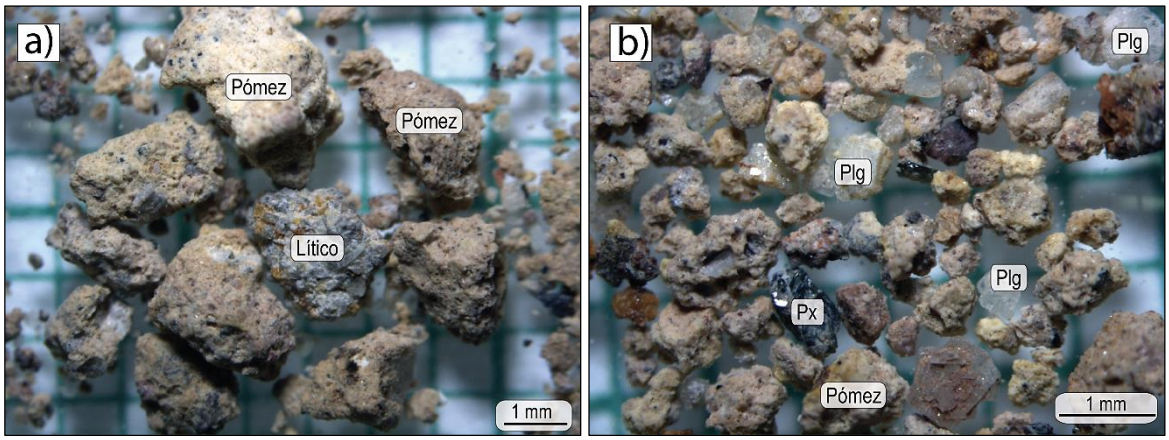


Figura 4.16 a) *Pómez y líticos tamaño de grava, se observa la forma angular de los componentes.* ***b)*** *Componentes mineralógicos de la matriz, se observa cristales de plagioclasa y piroxeno, además de pómez y líticos oxidados. Muestra: Matriz Upano DAE-S1 (0821187 / 9766062; PSAD-56)*

4.4.2. COMPOSICIÓN DE LA MATRIZ DE DAE-S2

Las muestras analizadas se denominan Matriz SAN-1 y Matriz Río Amundaló, localizadas cercanas a las poblaciones Sangay y San Vicente de Tarqui respectivamente. Las dos muestras contienen un 50% de pómez amarillenta con plagioclasa, las pómez alcanzan un tamaño de 0.5 a 3 mm. Las características mineralógicas varían entre las dos muestras, la matriz de SAN-1 tiene un tamaño de grano máximo de 0.5 mm, entre sus minerales principales están plagioclasa, que se presenta incolora con formas euhedrales; augita, con tonalidades verde oliva, formando prismas regulares; hipersteno, de color café obscuro, con formas prismáticas; por último, se tiene aproximadamente un 5% de olivino, de color verde claro, con fracturas irregulares y formas subhedrales (Figura 4.17 a y b).

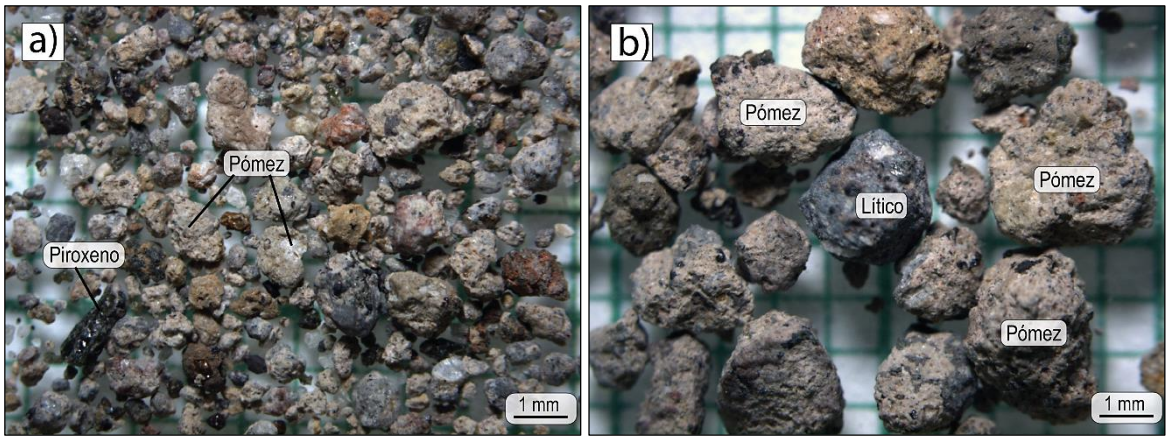


Figura 4.17 a) *Componentes de la matriz SAN-1;* ***b)*** *Pómez y líticos tamaño de grava de SAN-1*

La muestra Matriz Río Amundaló tiene un tamaño de grano que varía de 0.8 a 3 mm. La mineralogía está compuesta por fenocristales de plagioclasa, de color amarillo traslúcido. Este tono está relacionado con la presencia de una pátina de oxidación en los cristales (Figura 4.18a). El hipersteno, es otro mineral muy característico, forma prismas euhedrales de color verde oliva traslúcido, y alcanza tamaños de hasta 3 mm (Figura 4.18b). La hornblenda se presenta de color negro, forma prismas de hasta 1 mm de largo. La magnetita está presente en las dos muestras en la fracción más fina de la matriz (<0.1 mm).

Las dos muestras contienen fragmentos de andesita gris y rojiza, y la matriz Río Amundaló presenta además, un pequeño porcentaje de escoria negra.

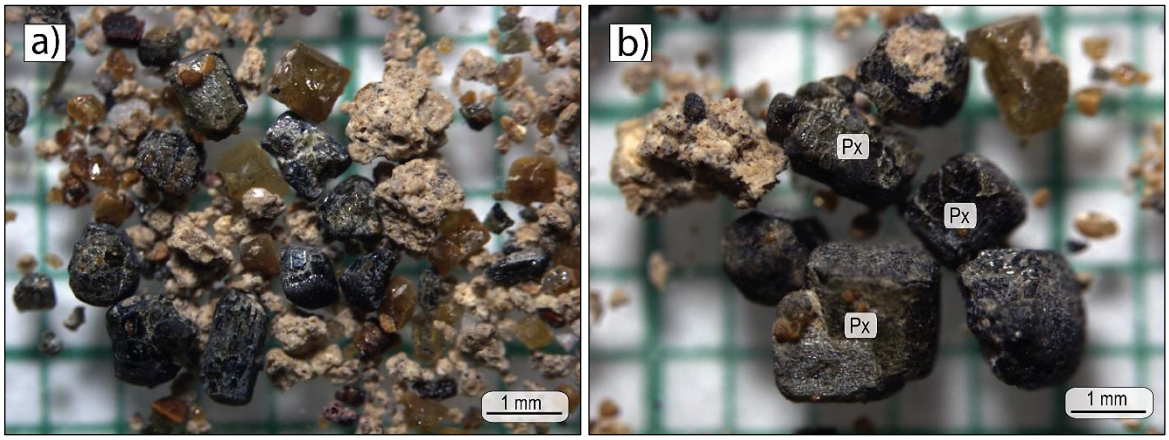


Figura 4.18 a) *Plagioclasa con pátina amarillenta y piroxenos de Matriz Río Amundaló;* ***b)*** *Piroxenos y pómez.*

4.5. ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE LAS ROCAS DE LOS DEPÓSITOS DAE-S2

Para la interpretación de los datos geoquímicos, el porcentaje en peso de los elementos mayores fue recalculado; la cantidad en peso reportado en los análisis fue normalizada a una base anhidra, es decir libre del LOI (lost on ignition – pérdida al fuego) considerando que el 100% corresponde al peso total de los óxidos mayores. En los diagramas donde se representan los datos se reporta los elementos mayores en porcentaje en peso (wt%) y para el caso de los elementos traza en partes por millón (ppm).

El LOI nos indica la calidad de los resultados, que correlacionados con un análisis petrográfico a detalle ayuda a definir la alteración de las rocas analizadas. El LOI es directamente proporcional al contenido de sílice de la roca, siendo así las rocas más ácidas tendrán un valor mayor de LOI por la presencia de minerales hidratados, mientras que en rocas más básicas este valor nos puede indicar el agua contenida en las vesículas o la presencia de minerales de alteración.

En la Figura 4.19 se presenta el valor del LOI para las rocas de DAE-S2, se observa que la mayoría de las muestras tienen valores menores a 2, indicando que las rocas posiblemente no han sido sometidas a procesos significativos de meteorización.

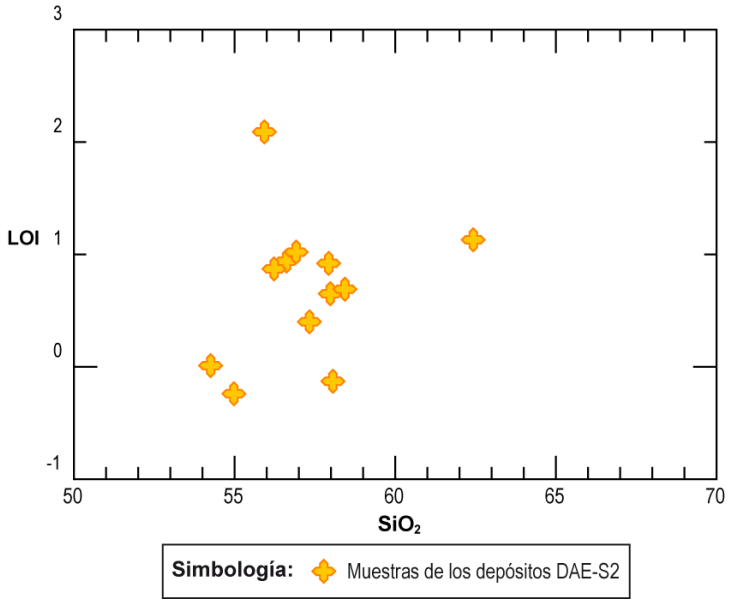
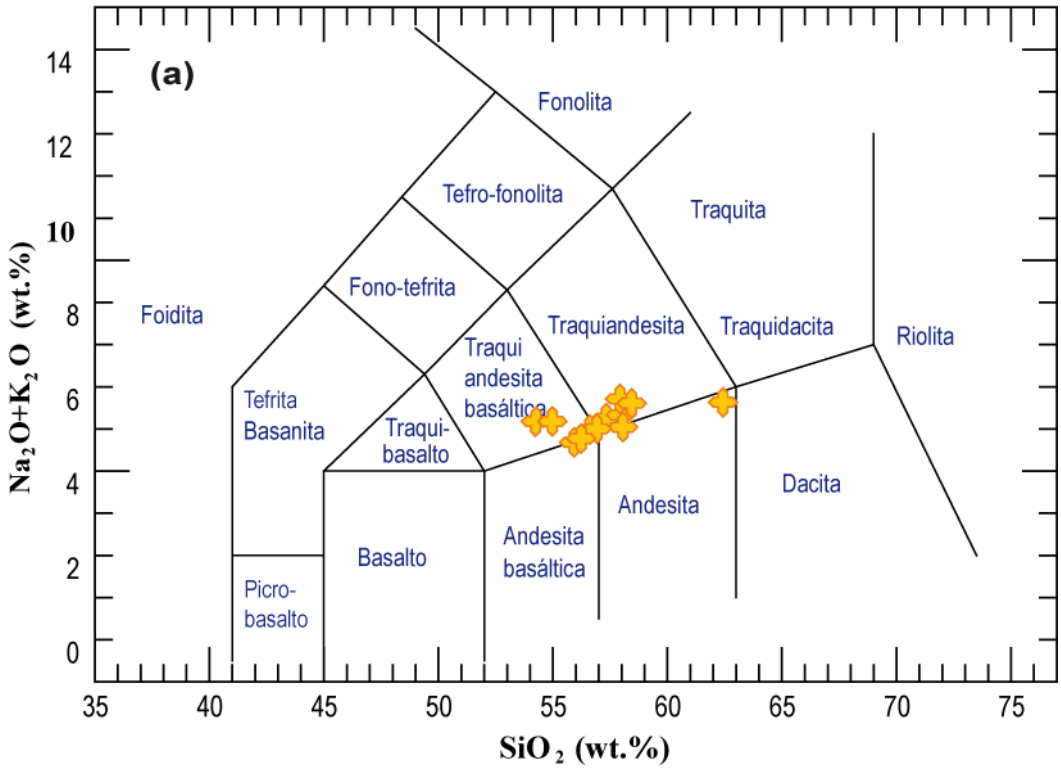


Figura 4.19 *LOI (wt%) vs. SiO_2, para las muestras de los depósitos de avalancha de escombros 2.*

La muestra que en el diagrama del LOI tiene el valor más alto (2,09) corresponde a la roca PP-01, misma que no muestra minerales hidratados en su análisis petrográfico, lo que nos indica que la muestra pudo haber sufrido algún proceso de meteorización.

Las rocas de los depósitos de avalancha de escombros (DAE-S2), presentan un rango variable de sílice, que va desde 54.26 – 62.43 de SiO_2 (wt %). Según el diagrama de LeBas et al., (1986) que usa el resultado entre Na_2O wt% + K_2O wt% vs. SiO_2 wt%, la composición de las muestras oscila desde traqui-andesitas basálticas, andesitas basálticas, traqui-andesitas hasta andesitas (Figura 4.20a).

De acuerdo al diagrama K_2O wt% vs. SiO_2 wt% de Peccerillo and Taylor (1976), la mayoría de las muestras se encuentran en la serie calco-alcalina de K alto, lo que es típico del magmatismo de tras arco según Schiano et al., (2010); por lo tanto las muestras se correlacionan con una fuente localizada en esta región. Además, se observa que sólo una roca pertenece a la serie calco-alcalina de K medio y dos muestra están en el límite de las dos series (Figura 4.20b).



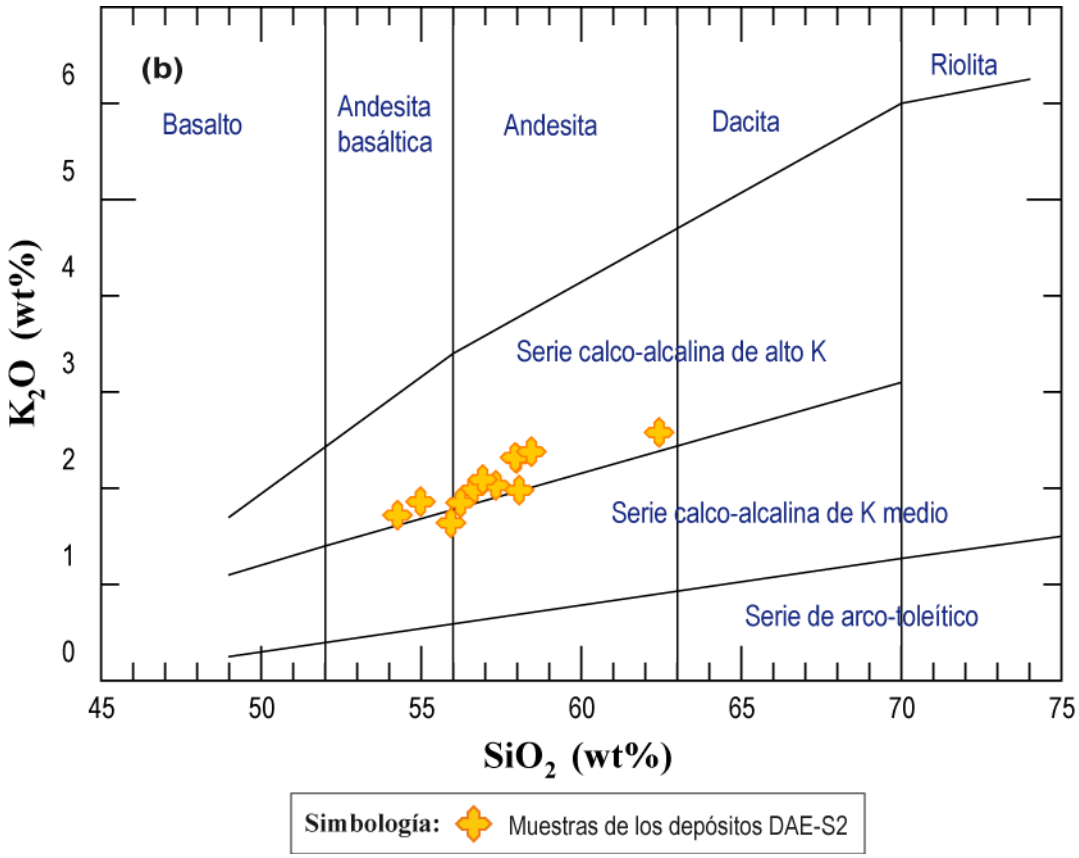


Figura 4.20 *Diagramas de clasificación de rocas volcánicas, para las muestras de DAE-S2,* ***a)*** *TAS Alkali – Silica (Na_2O wt% + K_2O wt% vs. SiO_2), LeBas et al., (1986);* ***b)*** *Peccerillo and Taylor (1976) (K_2O wt% vs. SiO_2 wt%).*

4.5.1. ELEMENTOS MAYORES

Los análisis geoquímicos presentan ciertas tendencias positivas o negativas indicando si el elemento ha sido fraccionado formando cristales en una fase mineral. En la Figura 4.21 se observa las tendencias ascendentes y descendentes de los principales elementos mayores.

Las tendencias descendentes de elementos tienen una buena correlación con la mineralogía de las rocas que se obtuvo mediante el análisis microscópico (olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y opacos). Por lo tanto, el comportamiento negativo del Mg y Fe, se debe a la cristalización del olivino. El Ca generalmente cristaliza en la plagioclasa; sin embargo, el Al nos sugiere que dicho mineral no tiene un rol importante en el fraccionamiento de los elementos, por consiguiente el Ca estaría participando mayormente en la formación de clinopiroxeno. El Ti y P estarían asociados a minerales accesorios tales como

óxidos de Fe (titanomagnetita) y en el caso del P con apatito, aunque no fue visible posible distinguir este cristal en el análisis microscópico.

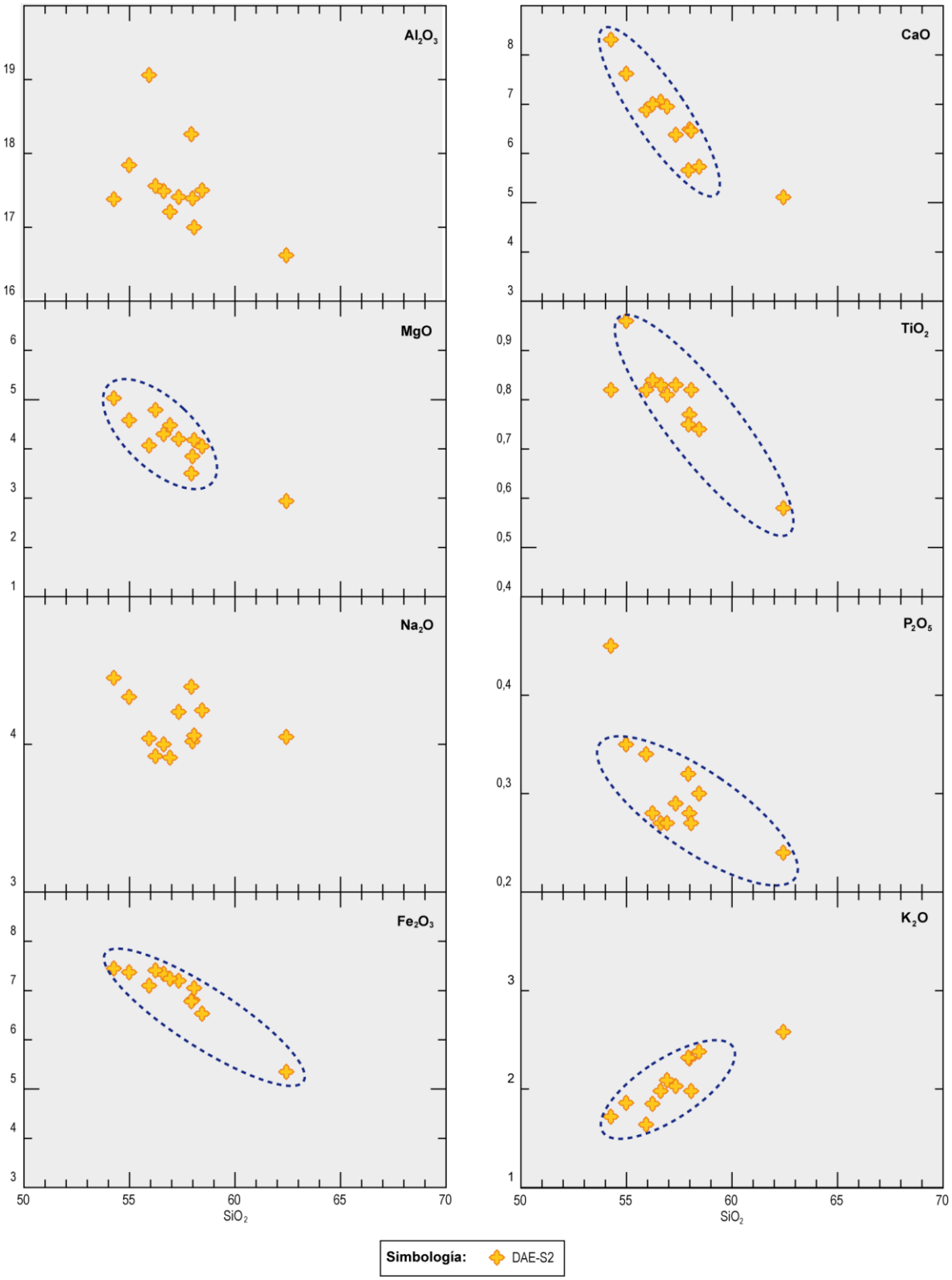


Figura 4.21 *Diagrama de variación de los óxidos mayores con respecto al SiO_2. Los óxidos están representados en peso (wt%).*

El K, por otro lado, tiene un comportamiento positivo (ascendente) indicando que no está fraccionando ninguna fase mineralógica que involucre este elemento. Además, elementos como el Al, Mn y Na no presentan tendencias claras.

4.5.2. ELEMENTOS MENORES

Al igual que en los elementos mayores los elementos en traza (menores) forman trenes de compatibilidad (negativa) o incompatibilidad (positiva), asociado a la cristalización de las distintas fases minerales.

En la Figura 4.22 se observa los trenes de tendencia que presentan los elementos traza. A pesar de que para las rocas se obtuvo el análisis de 21 elementos, en el diagrama se muestra únicamente aquellos que indican cierta tendencia importante para correlacionar con la mineralogía descrita.

Usando los coeficientes de partición de los elementos traza dados en Rollinson, H., (1993) se asociaron dichos elementos a los minerales principales de las rocas de los depósitos de avalancha de escombros (DAE-S2). Por consiguiente se tiene que el Sc estaría formando clinopiroxeno y en menor preferencia ortopiroxeno, el V puede estar presente en la hornblenda y el clinopiroxeno, el análisis petrográfico de las rocas nos indicó que únicamente la muestra AR-04 contiene hornblenda, por lo tanto es más probable que el V fraccione en el clinopiroxeno. El Ni y el Co, están presentes en el olivino y con menor recurrencia en el ortopiroxeno. El Cr y el Gd cristalizan generalmente en el clinopiroxeno y ortopiroxeno. El Rb tiene un comportamiento incompatible, correlacionándose bien con el tren que presenta el K, dado que los dos elementos cristalizan en fases minerales similares.

En el diagrama de elementos traza se incluyó el Sr, que no muestra una tendencia ni positiva ni negativa, lo que puede estar asociado al comportamiento del Al en los elementos mayores. Este hecho corrobora que el fraccionamiento de la plagioclasa no juega un papel importante en la diferenciación de estos elementos.

En los diagramas tanto de elementos mayores como elementos traza se observa que la muestra más ácida se aleja del grupo; sin embargo, ésta sigue la misma tendencia, por lo que comparte las mismas características de las rocas del depósito.

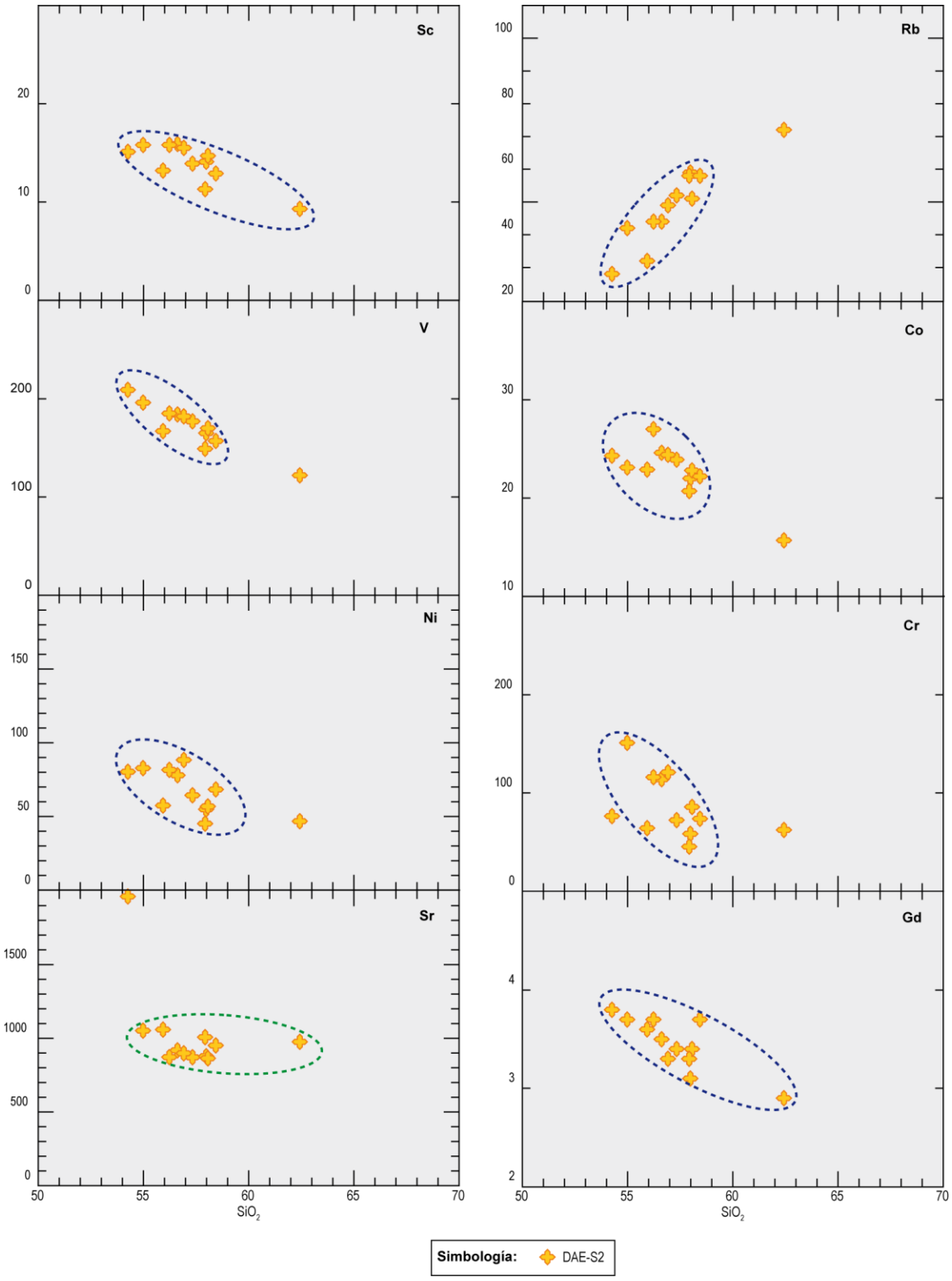


Figura 4.22 *Diagramas de variación de los elementos traza, respecto al SiO_2, Los elementos en traza se presentan en ppm, y el SiO_2 en porcentaje en peso (wt). En la línea azul entrecortada se observa las tendencias de los elementos, mientras que en la línea verde se tiene que el elemento se mantiene constante.*

4.6. SÍNTESIS DEL ANÁLISIS PETROGRÁFICO GEOQUÍMICO

La petrografía de las rocas de los depósitos DAE-S1 y DAE-S2, son similares; generalmente andesitas y andesitas básicas porfiríticas. El color varía de un gris obscuro a un gris claro y su estructura puede ser vesicular o maciza. La mineralogía principal en muestras de mano son olivino, piroxeno y plagioclasa; además, la matriz tiene un magnetismo característico perceptible con un imán.

En el análisis bajo microscopio se determinaron los siguientes minerales como principales: olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, como mineral accesorio están óxidos de Fe. La hornblenda además, está presente en una muestra. Las rocas contienen cumulatos cristalinos formados por los minerales máficos principales; asimismo, se observó pequeños xenocristales y xenolitos que posiblemente provienen del basamento del Sangay.

La matriz de las facies de mezcla de los depósitos DAE-S1 y DAE-S2, se caracteriza por la presencia de aproximadamente el 50% de pómez y más del 40% de cristales. Esta propiedad de la matriz nos sugiere que en la avalancha de escombros hubo una participación importante de un depósito grande de ignimbrita, que por los escasos estudios que se han realizado en el volcán se desconoce este fenómeno y sus características.

La geoquímica de las rocas tiene una buena correlación con los resultados del estudio de las láminas delgadas, indicando empobrecimiento de los elementos mayores y trazas que han cristalizado en las diferentes fases mineralógicas presentes en las muestras. Los minerales más importantes el olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, debido a que logran fraccionar los elementos que muestran trenes negativos. El comportamiento de el Al y Sr indican que la plagioclasa no tiene un rol importante para fraccionar estos elementos, pues no presentan una tendencia clara.

CAPITULO V

CORRELACIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS CON LAS ROCAS DEL VOLCÁN SANGAY

Para el desarrollo de este trabajo se contó con los datos geoquímicos y las láminas delgadas realizadas durante el trabajo de Monzier et al., (1999). En base a estos datos se presentan las correlaciones petrográficas – geoquímicas de las rocas del volcán Sangay con las rocas de los depósitos de avalancha de escombros estudiados.

Para el edificio Sangay I, se contó con 19 análisis químicos y láminas delgadas. Los datos que fueron seleccionados para las correlaciones se detallan en la Tabla 5.1.

Muestra	Tipo de muestra	Análisis	
		Lámina delgada	Geoquímica
SAN 61	Flujo de lava	✓	✓
SAN 69	Flujo de lava		✓
SAN 64	Flujo de lava	✓	✓
SAN 67	Flujo de lava		✓
SAN 34	Flujo de lava	✓	✓
SAN 37B	Flujo de lava		✓
SAN 37A	Flujo de lava	✓	✓
SAN 35	Flujo de lava	✓	✓
SAN 36	Flujo de lava	✓	✓
SAN 33	Flujo de lava	✓	✓
SAN 32	Flujo de lava	✓	✓
SAN 38	Flujo piroclástico	✓	✓
SAN 63	Flujo de lava	✓	✓
SAN 31	Flujo de lava	✓	✓
SAN 62	Flujo de lava		✓
SAN 68	Flujo de lava		✓
SAN 18	Flujo de lava		✓
SAN 70	Flujo de lava	✓	✓
SAN 17	Flujo de lava		✓

Tabla 5.1 *Lista de los datos geoquímicos y petrográficos para el edificio Sangay I, realizados por Monzier et al., (1999). Se señala aquellos que fueron usados en este trabajo. Las dos muestras con rojo, fueron únicamente revisadas (no descritas) para identificar la mineralogía.*

El edificio Sangay II tiene 31 análisis tanto de geoquímica como de láminas delgadas. En este caso se seleccionaron 16 datos de la química y 6 para una descripción de la mineralogía de las secciones delgadas. En la Tabla 5.2 se indica los análisis usados.

Muestra	Tipo de muestra	Análisis	
		Lámina delgada	Geoquímica
SAN 52	Flujo de lava		✓
SAN 39A	Bloque de depósito de lahar	✓	✓
SAN 39B	Bloque de depósito de lahar	✓	✓
SAN 53A	Flujo piroclástico		✓
SAN 53B	Flujo de lava	✓	✓
SAN 51	Flujo de lava		✓
SAN 40	Bloque de depósito de lahar		✓
SAN 43	Flujo de lava		✓
SAN 42	Flujo de lava		✓
SAN 41	Flujo de lava		✓
SAN 50	Flujo de lava	✓	✓
SAN 55	Flujo de lava	✓	✓
SAN 21	Flujo de lava		✓
SAN 19B	Flujo de lava		✓
SAN 19A	Bomba en flujo piroclástico	✓	✓
SAN 20A	Flujo de lava		✓

Tabla 5.2 *Datos petrográficos y geoquímicos para el edificio Sangay II, realizado por Monzier et al., (1999). Se señala los datos que son usados en este trabajo.*

5.1. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LAS MUESTRAS DEL VOLCÁN SANGAY

En general las rocas del volcán Sangay macroscópicamente corresponden a andesitas y andesitas básicas con fenocristales de plagioclasa, piroxeno, olivino y óxidos de hierro. En algunas muestras esporádicamente se puede encontrar cristales de anfíbol. La matriz está compuesta por vidrio de color gris claro a gris obscuro, de textura porfirítica; la estructura de las rocas es generalmente desordenada y se presenta de forma maciza, vesicular o microvesicular.

En el análisis microscópico se identificó como minerales principales plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino y óxidos de hierro; la presencia de anfíbol (hornblenda) es poco frecuente. En la Tabla 5.3 se detalla las características de las muestras de los edificios Sangay I y II estudiadas bajo microscopio petrográfico.

Edificio	Muestra	Mineralogía (porcentaje %)					Cumulatos	Textura	Estructura	Xenolitos	Xenocristales
		Plg.	Ol.	Cpx.	Opx.	Óx.					
Sangay I	SAN-32	20	5	5	2	3	ol, plg, cpx y opx (2%)	Porfirítica	Mac. Des.	--	--
Sangay I	SAN-33	20	10	5	--	3	ol, plg y óx (1%)	Porfirítica	Mac. Semi-traq.	Agrdo. de plg y óx. (<1)	Plagioclasa (<1)
Sangay I	SAN-34	20	5	5	2	1	ol, cpx y plg (1%)	Porfirítica	Mac. Des.	--	czo, plagioclasa (<1)
Sangay I	SAN-35	25	5	10	5	2	plg, óx, ol (2%)	Porfirítica	Mac. Semi-traq.	--	Plagioclasa (<1)
Sangay I	SAN-36	22	7	3	2	--	ol, cpx, plg (2%)	Porfirítica	Mac. Des.	Agrdo. de plg y óx. (<1)	--
Sangay I	SAN-37A	25	5	3	--	1	plg, óx, ol (1%)	Porfirítica	Mac. Des.	--	Plagioclasa (<1)
Sangay I	SAN-38	21	2	5	7	2	cpx, ol, óx (2%)	Porfirítica	Mac. Semi-traq.	--	--
Sangay I	SAN-61	22	3	10	2	2	ol, cpx, opx y óx (3%)	Porfirítica	Mac. Des.	--	Plagioclasa (<1)
Sangay I	SAN-63	15	--	5	7	2	cpx, opx y óx (1%)	Porfirítica	Ves. Des.	--	--
Sangay I	SAN-64	20	3	10	2	2	plg, cpx y óx (1%)	Porfirítica	Mac. Des.	--	Plagioclasa (<1)
Sangay II	SAN-39A	20	--	7	7	1	cpx y opx (1%)	Porfirítica	Ves. Semi-traq.	--	Plagioclasa (<1)
Sangay II	SAN-39B	18	--	10	5	1	cpx, opx y óx (1%)	Porfirítica	Ves. Semi-traq.	Agrdo. de plg y óx. (<1)	--
Sangay II	SAN-50	20	--	5	7	2	cpx, plg y óx (1%)	Porfirítica	Mac. Semi-traq.	Agrdo. de plg y óx. (<1)	--
Sangay II	SAN-19A	20	2	5	7	1	plg, opx y cpx (1%)	Porfirítica	Mac. Semi-traq.	--	--
Sangay II	SAN-53B	22	2	7	5	1	cpx, opx y óx (1%)	Porfirítica	Mac. Des.	--	--
Sangay II	SAN-55	22	--	2	2	1	plg, opx y cpx (1%)	Porfirítica	Mac. Des.	--	--

Tabla 5.3 *Síntesis de la composición petrográfica de las rocas del volcán Sangay correspondientes a los edificios I y II. Abreviaturas: plg= plagioclasa, ol= olivino, cpx= clinopiroxeno, opx= ortopiroxeno, óx= óxidos de Fe, mac= maciza, des= desordenada, semi-traq.= semi-traquítica, ves= vesicular, agrdo= agregado.*

La plagioclasa se presenta en formas euhedrales, con maclas polisintéticas y es el mineral más abundante en la roca tanto como fenocristal como microlito disperso en la matriz. El clinopiroxeno y ortopiroxeno se encuentran como fenocristales euhedrales y subhedrales, es común encontrar cumulatos de estos

minerales con óxidos de hierro. El olivino se presenta como cristales subhedrales con fracturas irregulares y alteradas. El anfíbol (hornblenda) es poco común, se presenta en las rocas ligeramente más ácidas y se encuentran con los bordes oxidados. Los óxidos de hierro tienen formas euhedrales y anhedrales, se encuentran dispersos en la matriz y formando cumulatos.

La calidad de las láminas delgadas no permitió observar a detalle las características de los microlitos que se encuentran en la matriz; sin embargo, en pocas muestras se identificó plagioclasa y cuarzo secundario, con formas subhedrales y extinción ondulatoria (no habitual), que fueron descritos como xenocristales.

5.2. CORRELACIÓN PETROGRÁFICA

En la Tabla 5.4 se presenta un resumen de las características principales de las láminas delgadas de los depósitos DAE-S2:

Muestra	Mineralogía (%)						Cumulatos	Textura	Estructura	Xenolitos	Xenocristales
	Plg.	Ol.	Cpx.	Opx.	Hb.	Óx.					
SR-01a	20	10	7	--	--	5	ol, plg y óx (1%)	Porfirítica	Des. Micro-ves.		Plg. 1%
AR-04	20	--	3	--	5	1	ol, plg y óx (1%)	Porfirítica	Ves. Des.	Agrdo. de plg y óx. (<1%)	
ER-01	25	3	5	2	--	1	ol, plg y óx (1%)	Porfirítica	Mac. Semi-traq.		Plg. 1%
CC-01	20	3	10	--	--	2	ol, plg y óx (1%)	Porfirítica	Mac. Semi-traq.		czo, plg (<1%)
PP-01	20	3	7	3	--	2	ol, plg y óx (1%)	Porfirítica	Mac. Semi-traq.		czo, plg (<1%)
PP-02	20	5	5	3	--	2	ol, plg y óx (1%)	Porfirítica	Mac. Semi-traq.		czo, plg (<1%)
Si-01b	25	7	10	--	--	2	ol, plg y óx (1%)	Porfirítica	Mac. Traq.	Agrdo. de plg y óx. (<1%)	czo, plg (<1%)
RK-01	25	3	7	5	--	1	ol, plg, cpx y opx (2%)	Porfirítica	Mac. Des.	Agrdo. de plg y óx. (<1%)	Plg. 1%
RK-02a	25	2	7	5	--	5	ol, plg, cpx y opx (2%)	Porfirítica	Mac. Des.	Agrdo. de plg, opx, ol y óx. (<1%)	Plg. 1%
RK-02c	25	3	5	5	--	2	ol, plg, cpx y opx (2%)	Porfirítica	Mac. Des.	Roca vol. alterada<1%	
SA-02	20	1	3	5	--	2	ol, plg, cpx y opx (5%)	Porfirítica	Mac. Semi-traq.		Plg. 2%
RN-01a	20	5	10	--	--	1	ol, plg, cpx y opx (2%)	Porfirítica	Ves. Des.		Plg. 1%
RN-01b	18	4	4	--	--	1	ol, plg, cpx y opx (6%)	Porfirítica	Mac. Des.	Czo y calcita <1%	

Tabla 5.4 *Síntesis de las muestras pertenecientes a las avalanchas de escombros (DAE-S2). Abreviaturas: plg= plagioclasa, ol= olivino, cpx= clinopiroxeno, opx= ortopiroxeno, óx= óxidos de Fe, mac= maciza, des= desordenada, semi-traq.= semi-traquítica, ves= vesicular, agrdo= agregado, vol.= volcánica.*

Las rocas del volcán Sangay presentan rasgos mineralógicos similares a lo largo de toda su historia eruptiva, por lo que no se puede definir petrográficamente diferencias entre los edificios I y II. Por otro lado, las rocas de los depósitos de avalancha de escombros presentan características similares a los dos edificios del volcán Sangay; tanto en su contenido mineralógico como en los rasgos texturales. A continuación se muestra dos diagramas con los porcentajes de los minerales principales para rocas del volcán Sangay y muestras de DAE-S2, respectivamente.

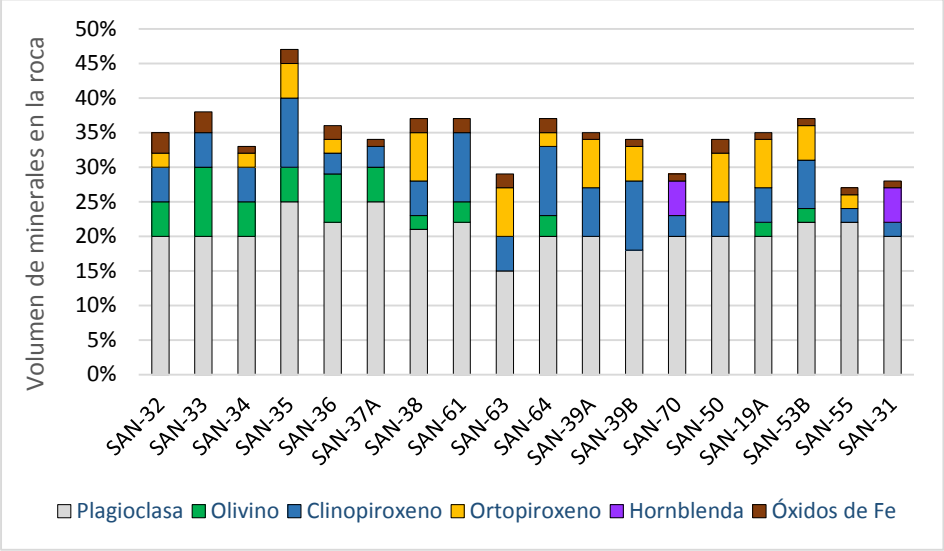


Figura 5.1 *Gráfico de columna apilada de la distribución de los porcentajes de los minerales presentes en las rocas del volcán Sangay de los edificios I y II.*

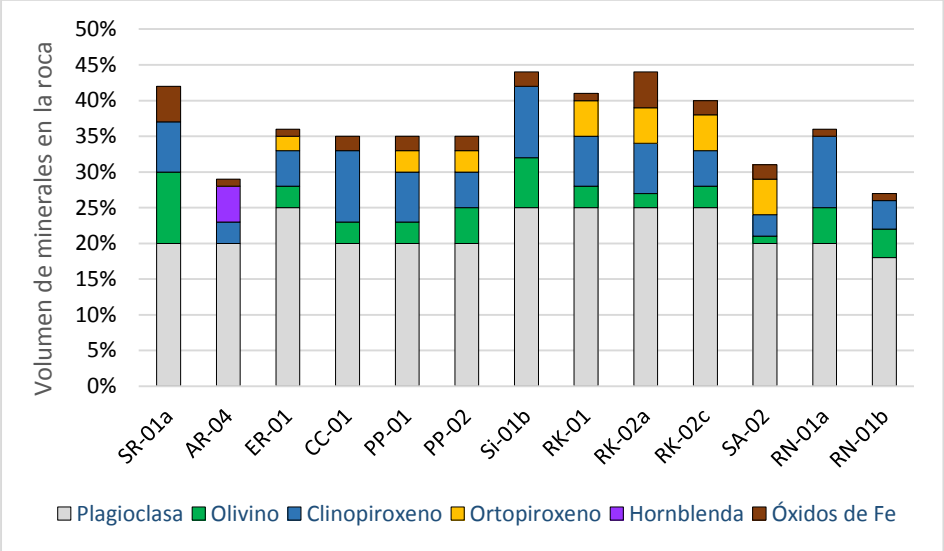


Figura 5.2 *Gráfico de columna apilada de la distribución de los porcentajes de los minerales presentes en las rocas de los depósitos de avalancha de escombros, DAE-S2.*

En las Figura 5.1 y 5.2 se observa que el contenido de los fenocristales en las rocas varían desde un 27% hasta un 45% aproximadamente tanto para las muestras del Sangay como las de los DAE. Además, los diagramas muestran que el fenocristal más abundante es la plagioclasa seguido por el clinopiroxeno y el mineral menos común es la hornblenda, que está presente únicamente en 2 muestras del Sangay (de las analizadas) y una muestra de los depósitos de avalancha de escombros.

Las rocas del volcán Sangay y de los depósitos de avalancha de escombros (DAE-S2) se caracterizan por una textura porfirítica en el 100% de las muestras estudiadas y las estructuras varían entre vesiculares o macizas y desordenas o semi-traquíticas. Asimismo, las muestras contienen agregados cristalinos tipo cumulatos formados por los mismos minerales principales.

Por lo tanto, por las características petrográficas: contenido de minerales, texturas y estructuras típicas; las muestras de los depósitos de avalancha de escombros (DAE-S2) se correlacionan con las rocas de los edificios Sangay I y II.

5.3. CORRELACIÓN GEOQUÍMICA

Geoquímicamente las rocas tanto del volcán Sangay como las de los depósitos de avalancha de escombros se encuentran en un rango desde traqui-andesitas basálticas, andesitas basálticas, traqui-andesitas hasta andesitas de acuerdo al diagrama de LeBas et al., (1986) (Figura 5.3 a).

Según el diagrama K_2O wt% vs. SiO_2 wt% de Peccerillo y Taylor (1976), las muestras del volcán fuente como de los depósitos de avalancha estudiados están en la serie calco-alcalina de alto K, formando una tendencia constante y ordenada. Este es un rasgo característico de los magmas de tras arco, por tal razón se descarta la posibilidad de una fuente proveniente de la cordillera oriental como el volcán Tungurahua (que contiene magmas se la serie calco-alcalina de K medio del segundo edificio y entre medio y alto K para el edifico más antiguo) y se propone al volcán Sangay como la fuente más probable para los depósitos de avalanchas de escombros (Figura 5.3 b).

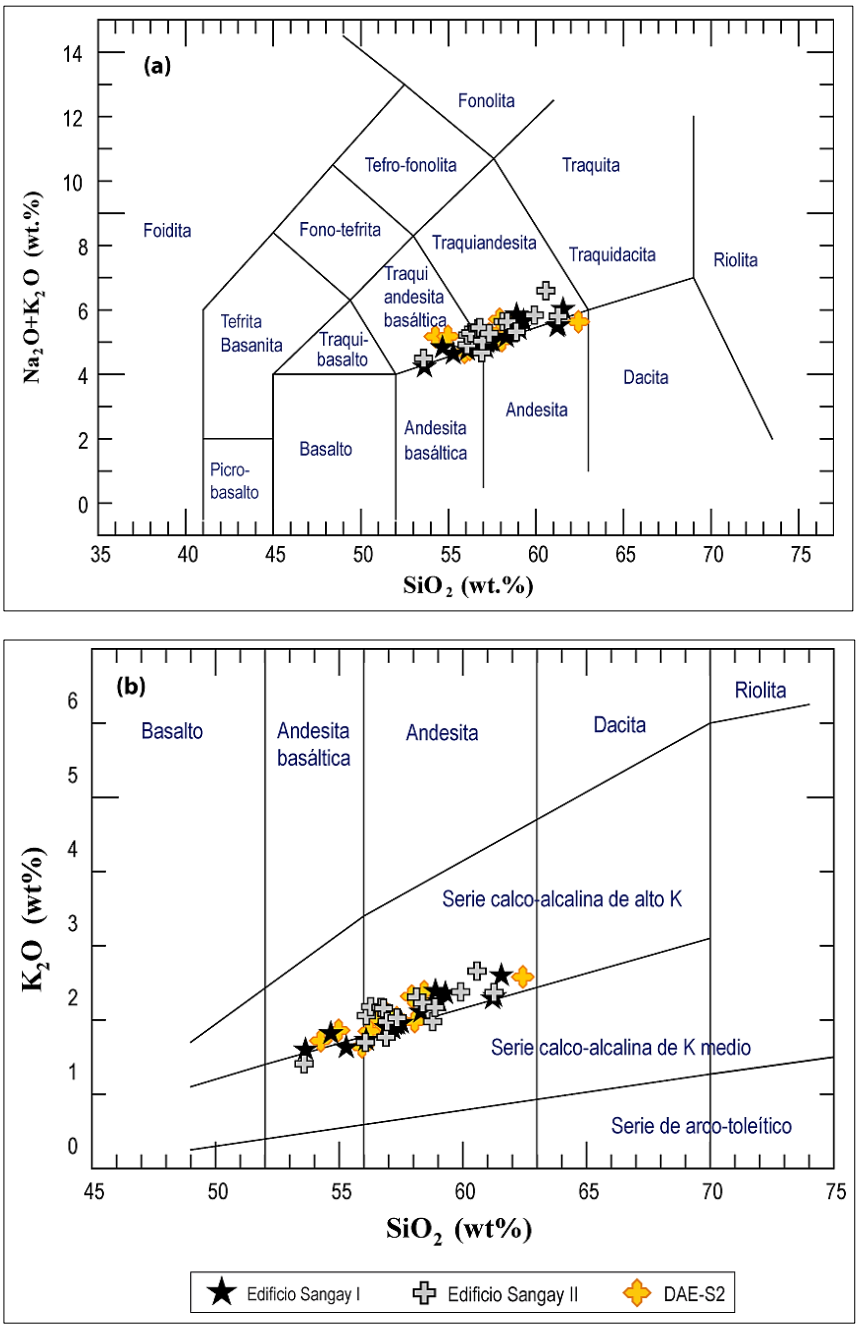


Figura 5.3 *Diagramas de clasificación de rocas volcánicas, para las muestras del volcán Sangay y de los DAE-S2,* ***a)*** *TAS Alkali – Silica (Na_2O wt% + K_2O wt% vs. SiO_2), LeBas et al., (1986).* ***b)*** *Peccerillo y Taylor (1976) (K_2O wt% vs. SiO_2 wt%).*

5.3.1. ELEMENTOS MAYORES

En la Figura 5.4 se observa la distribución de los elementos mayores de los dos edificios más antiguos del Sangay y las muestras de los depósitos de avalancha de escombros. Las rocas de los DAE se agrupan siguiendo la misma tendencia que las del volcán Sangay, presentando características similares de elementos fraccionados. La tendencia que siguen los elementos se relaciona principalmente

al contenido mineralógico de las rocas, indicando la cristalización de los minerales principales identificados como plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y opacos.

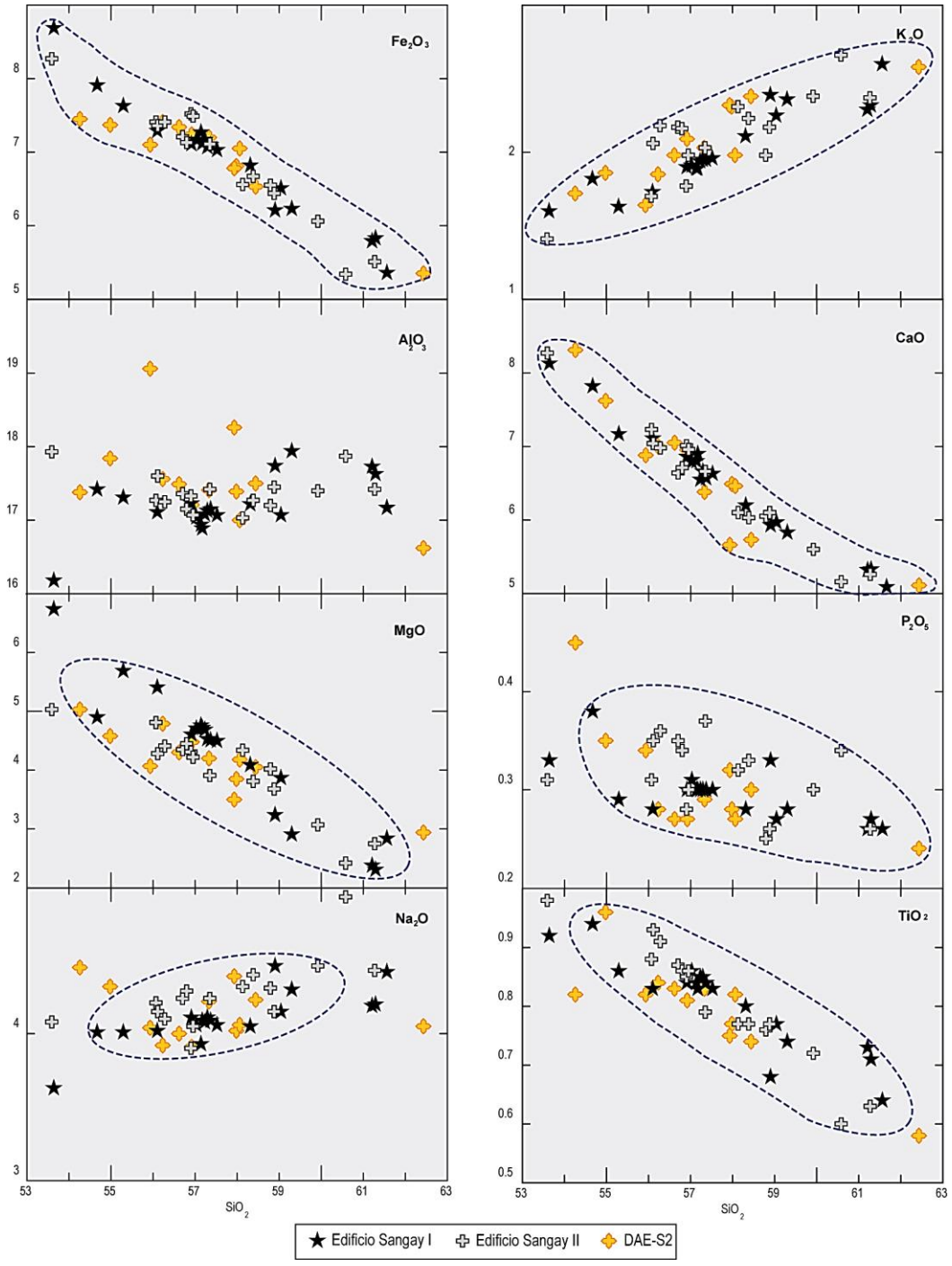


Figura 5.4 *Diagrama Harker de los elementos mayores vs. SiO_2, se incluyen muestras del Sangay I y II además de las rocas de los depósitos de avalancha. Los óxidos están dados en wt%.*

Algunas pequeñas variaciones que se observa entre las muestras de las DAE-S2 de este estudio con las del volcán Sangay, se debería a que las muestras

fueron analizadas en laboratorios distintos. En pocos casos se ve una pequeña variación en los elementos cuando las muestras tienen un mayor porcentaje de agregados cristalinos tipo cumulato.

5.3.2. ELEMENTOS TRAZA

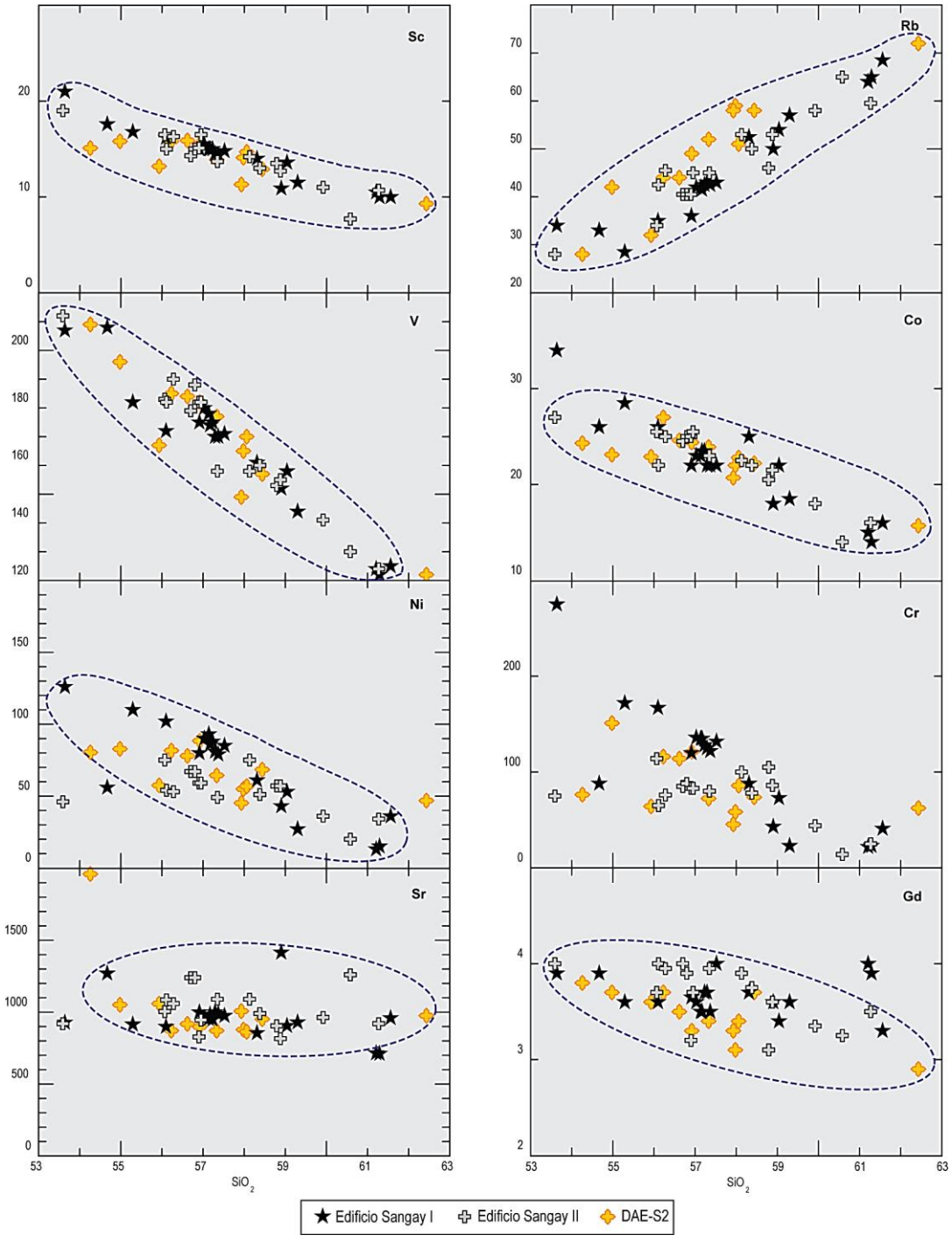


Figura 5.5 *Diagramas de variación de los elementos traza vs. SiO_2. Se representan datos de los edificios Sangay I y II, además de las rocas de los depósitos de avalancha de escombros. Los elementos traza están dados en ppm y el sílice en wt%.*

Los elementos traza al igual que los mayores siguen tendencias ascendentes y descendentes para los elementos incompatibles y compatibles respectivamente. En la Figura 5.5 se observa los diagramas de la distribución de los elementos traza vs. SiO_2. En dichos diagramas se incluye los datos de los edificios Sangay I y II, además de las rocas de los depósitos de avalancha de escombros, donde se puede notar que las muestras siguen tendencias similares.

La tendencia compatible de los elementos está dada principalmente por la cristalización de los minerales presentes en las rocas (plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de hierro), tal como se explica en el Capítulo IV de este trabajo.

En algunos elementos se observa pequeñas variaciones entre los dos edificios del Sangay y las muestras de las avalanchas de escombros, pero este rasgo posiblemente se debe a que los datos fueron obtenidos en laboratorios distintos para cada caso.

5.3.3. PROCESOS MAGMÁTICOS

Con el fin de obtener una mejor correlación geoquímica se realizó tres modelos de procesos magmáticos para conocer si las rocas del Sangay y las de los depósitos de avalancha de escombros tienen el mismo proceso magmático. Los diagramas se realizaron con las razones compatible - incompatible usadas en Shiano et al., (2010). Para dichos diagramas se tomó en cuenta como elementos altamente incompatibles al Rb y K y como elemento altamente compatible al V.

De acuerdo a los diagramas de los procesos magmáticos (Figura 5.6 a, b y c), en el Sangay se tiene una contribución de cristalización fraccional y fusión parcial. Las muestras del volcán Sangay como las rocas de los depósitos de avalancha de escombros presentan la misma tendencia en los diagramas indicando que pertenecen a una misma fuente y que han sufrido los mismos procesos magmáticos.

Por lo tanto, según los análisis geoquímicos (elementos mayores y elementos traza) y los gráficos que indican los procesos magmáticos, las rocas de los depósitos de avalancha de escombros se correlacionan con las rocas del volcán Sangay, indicando como la fuente más probable a dicho volcán para los fenómenos estudiados.

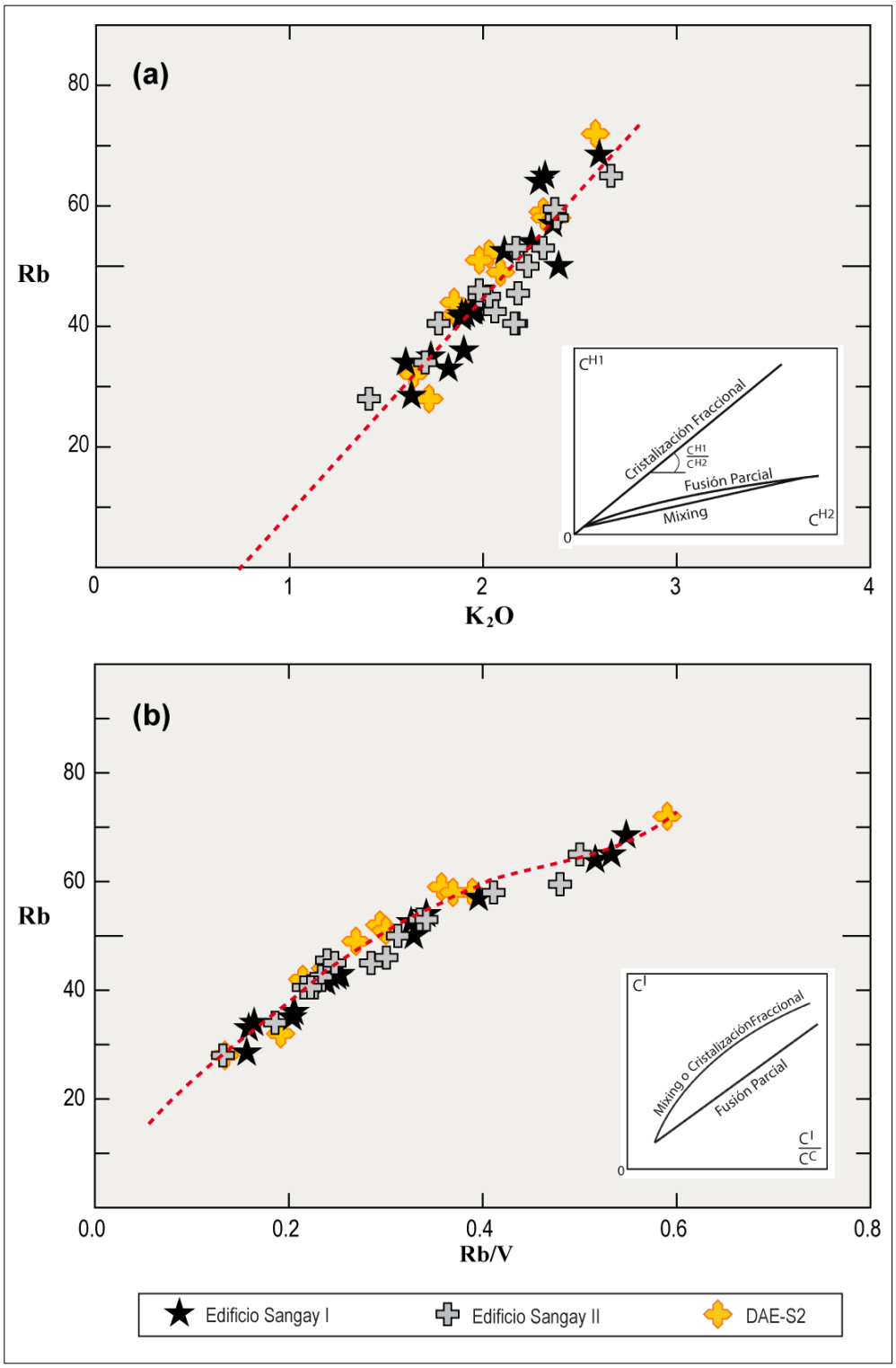


Figura 5.6 a) *Diagrama de variación de elementos traza altamente incompatibles;* ***b)*** *Diagrama Rb vs. Rb/V (incompatible vs. incompatible/compatible). En la parte inferior derecha de las dos figuras se muestra el esquema con las curvas para cristalización fraccional, fusión parcial y procesos de mezcla (Shiano et al., 2010)* C^{H1} *y* C^{H2} *representan dos elementos altamente incompatibles.* C^{I}*= incompatible,* C^{C}*= compatible.*

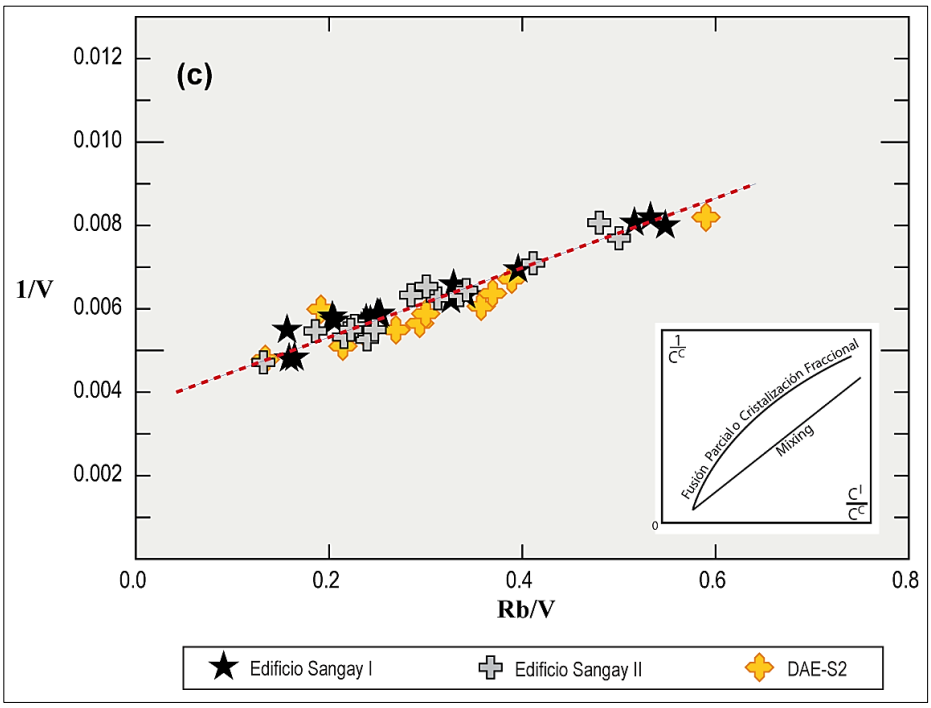


***Figura 5.6** (**Continuación**); **c)** Diagrama 1/V vs. Rb/V, siendo Rb un elemento altamente incompatible y V un elemento compatible. En la parte inferior derecha se muestra un esquema con las curvas de Fusión parcial, Cristalización fraccional y mezcla dado por Shiano et al., (2010).*

5.4. DISCUSIÓN SOBRE LAS AVALANCHAS DEL SANGAY

Durante el desarrollo de este trabajo se obtuvo datos importantes acerca de la ocurrencia de avalanchas de escombros en el volcán Sangay. A pesar de que su actividad constante no representa un peligro potencial para las poblaciones cercanas, algunos fenómenos volcánicos como las avalanchas de escombros llegarían a afectar comunidades situadas a más de 60 km de distancia del vento.

En esta sección se busca discutir algunos datos de los depósitos de las avalanchas de escombros como su naturaleza, energía potencial involucrada, probabilidad de ocurrencia y comparar este fenómeno con otros ocurridos a nivel mundial.

5.4.1. NATURALEZA DEL FENÓMENO

Una de las características más relevantes del volcán Sangay es su elevada topografía que se levanta hacia el este de la Cordillera Real alcanzando un relieve de más de 4000 metros. Como se explica en el Capítulo III, el colapso sectorial de un volcán está ligado a dos mecanismos principales: *el debilitamiento del edificio* y *un mecanismo de activación* (McGuire, 1996; Capra, 2006). Para el caso del

Sangay, en base a los depósitos estudiados, se sugiere que el debilitamiento del edificio se dio por la constante actividad que ha mantenido y la acumulación del material emitido en los flancos del volcán. En los depósitos no se encontró evidencias de una fuerte alteración hidrotermal a pesar del clima de la región amazónica. Además, según P. Mothes (com. personal, 2014), durante el trabajo de campo realizado por Monzier y sus colaboradores tampoco se observó dicha alteración en zonas proximales al volcán.

En el caso del mecanismo de activación, la Cuenca Oriente es una región altamente sísmica, posee fallas activas de mecanismo inverso en su mayoría, pero los registros históricos que se conocen son desde los años 90 (A. Alvarado, com. personal, 2014), por tal razón no se conoce de la ocurrencia de grandes sismos de la época pre-histórica en la zona de interés. Por otro lado, en los depósitos distales encontrados tanto de DAE-S1 como de DAE-S2 no se obtuvo evidencias de material juvenil que indique que las avalanchas estuvieron acompañadas de actividad volcánica. Además, pesar de tener la presencia de pómez en las facies de mezcla, no se tiene otras evidencias de que la avalancha pudo haber sido generada por un crecimiento de domos en su cima, aunque en la actualidad el volcán sí presenta dicha morfología en los flancos orientales.

Por las razones expuestas se sugiere que los dos colapsos sectoriales del Sangay fueron producidos por un debilitamiento de los flancos (que poseen un ángulo de inclinación de aproximadamente 37°), por efecto de la gravedad.

5.4.2. ENERGÍA INVOLUCRADA DEL DEPÓSITO

Se realizó una estimación de la energía involucrada en el transporte del depósito de la avalancha de escombros más joven (DAE-S2). En el caso de la avalancha más antigua no se tiene el volumen total del depósito, por lo que no se puede obtener el valor real de la masa así que no se realizó dicha estimación.

Para el cálculo de la energía involucrada se utilizó la siguiente expresión, en vista de que la masa involucrada solamente tiene energía potencial gravitatoria antes del deslizamiento:

$$E_D = m.g.h$$

Donde "*m*" es la masa del material que colapsó del edificio; "*g*" es la aceleración de la gravedad y "*h*" es la altura desde el centro de gravedad del cuerpo que colapsó hasta la superficie donde se depositó el material.

Para DAE-S2 se obtuvo dos valores para el volumen, considerado como volumen máximo y volumen mínimo (Capitulo III), para los siguientes cálculos se promediaron dichos valores. Es necesario obtener el volumen compactado pre-deslizamiento (V_C), para ello se considera que el depósito sufrió un 20% de expansión (Glicken, 1991), por lo tanto:

V_d= Área x Espesor

$V_{d\text{-}DAE\text{-}S2}$= 39 km^3 y 26 km^3

Volumen promedio ⟶ $V_{DAE\text{-}S2}$= 32.5 km^3

$V_{DAE\text{-}S2}= V_C + 0.2V_C$

$1.2V_C$= 32.5

V_C= 27.08 km^3

El volumen obtenido permite el cálculo de la masa mediante la fórmula de la densidad:

$$\rho = \frac{m}{V}$$

De acuerdo a Williams et al., (1987) la densidad de un edificio volcánico es 2200 kg/m^3, por lo tanto:

$$m = \left(2200 \frac{kg}{m^3}\right).(2.708\ x\ 10^{10} m^3)$$

$$\boldsymbol{m = \ 5.9576\ x\ 10^{13}\ kg}$$

Para determinar la altura desde el centro de gravedad se usó un programa de Diseño Asistido por Computadora. Se definió un cuerpo que tendría aproximadamente 27.08 km^3, considerando que el volumen del Sangay es de 84.71 km^3 (Andrade, 2009), lo que representaría el 32% del volumen total del volcán (Figura 5.7). La estimación de este volumen se realizó siguiendo algunos rasgos morfológicos del DEM que indican una cicatriz de avalancha; sin embargo, se puede mejorar estos cálculos verificando con un trabajo de campo en las zonas proximales del Sangay.

De esta forma se obtuvo una altura de 4404.61 msnm para el centro de gravedad, a este valor se le resta la altura de 900 msnm que corresponde a la altitud promedio donde se encuentran los depósitos de avalancha de escombros (DAE-S2), teniendo un valor de 3504.61 m para determinar la energía involucrada en el evento.

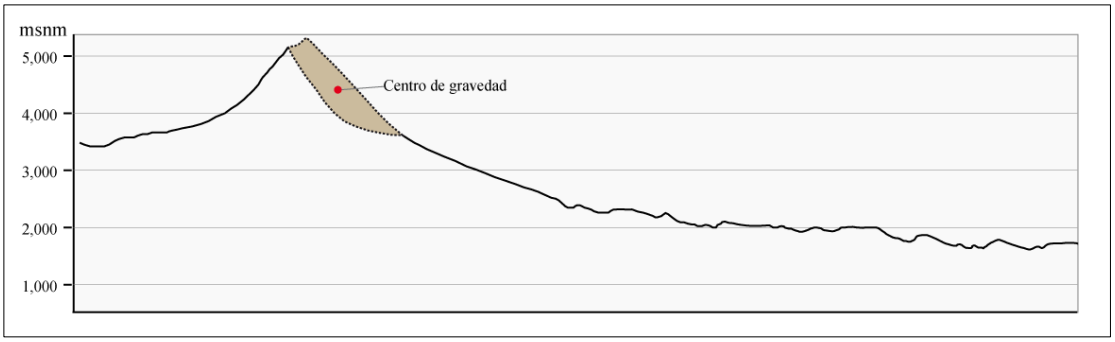


Figura 5.7 *Esquema del perfil del volcán Sangay, se muestra el área que posiblemente colapsó formando la avalancha de escombros. Además se indica el centro de gravedad de este volumen de material.*

Entonces el valor de la energía corresponde a:

$$E_D = (5.9576 \times 10^{13}\ kg).(9.8\ m/s^2).(3504.61\ m)$$

$$\mathbf{E_D = 2.04615 \times 10^{18}\ J}$$

El valor de energía obtenido se compara con otros deslizamientos de rocas de origen volcánico y no volcánico estudiados por Dade & Huppert, (1998), donde se puede observar que la avalancha DAE-S2 se encuentra entre una de las más grandes tanto por su energía como por el área del depósito.

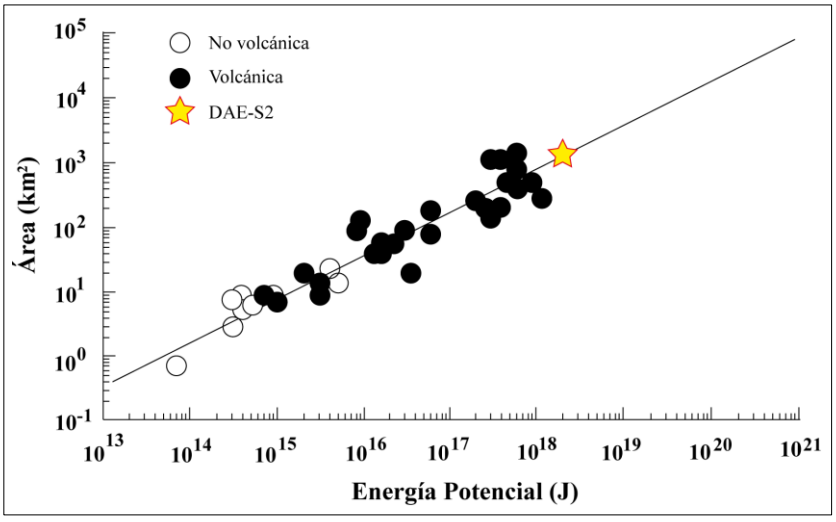


Figura 5.8 *Diagrama de área de los depósitos de avalanchas vs. energía potencial involucrada (m.g.h). Modificado de Dade W. y Huppert H., (1998).*

5.4.3. OTRAS PARTICULARIDADES DE LAS AVALANCHAS DEL VOLCÁN SANGAY

Las avalanchas de escombros son fenómenos muy violentos y destructivos, involucra grandes volúmenes de material y pueden recorrer varios kilómetros de distancia. En el trabajo de Ui et al., (2000) se define un coeficiente (H/L) donde **H** representa el punto más alto desde donde se produjo la avalancha de escombros y **L** la mayor distancia recorrida por el depósito. El autor realiza este cálculo para varios volcanes de Japón que sufrieron deslizamientos volcánicos y no volcánicos. El valor del coeficiente puede variar desde 0.2 a 0.06 para el caso de eventos volcánicos.

Para el caso del Sangay se estimó la relación H/L para las dos avalanchas estudiadas; sin embargo, los datos usados para la DAE-S1 son limitados con respecto a la distancia recorrida, por lo que se tomó el punto más lejano de los depósitos observados en el campo (Macas 57 km) (Figura 5.9).

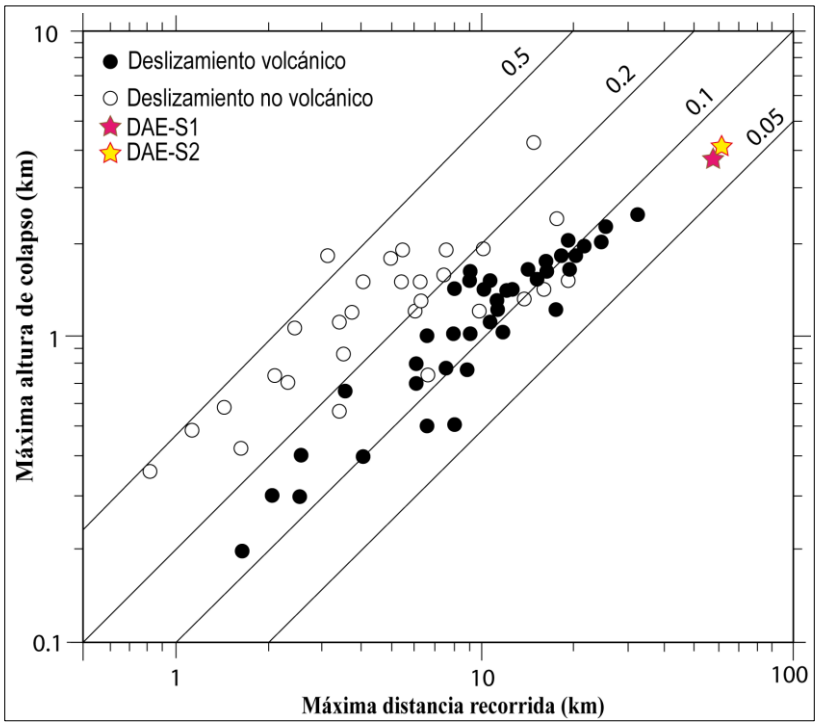


Figura 5.9 *Gráfico que muestra la relación H/L del trabajo de Ui et al., (2000). Nótese que las estrellas representan los depósitos estudiados, ubicándose entre los más grandes en comparación a los de Japón. Modificado de Ui et al., (2000).*

Para el caso de DAE-S1 se obtuvo un valor de 0.067; tomando en cuenta que el punto más alto es la cumbre actual y que los depósitos se encuentran a 1400

msnm; no obstante, esta altura ha sido modificada posiblemente por la intensa actividad tectónica de la zona. Para los DAE-S2 se tiene un valor de 0.072, donde se tomó en cuenta que la altura a la que se encuentran los depósitos es de 900 msnm y la máxima distancia alcanzada por los depósitos es 62 km.

En la Figura 5.9 se observa que las avalanchas del Sangay caen en la zona de las avalanchas de escombros volcánicos, pero con valores más altos que los que utiliza Ui et al., (2000) para el modelo. Los valores que se grafican son la máxima altura de colapso y la mayor distancia recorrida por el depósito, para el caso del Sangay, la altura sobrepasa los 4000 metros, por lo que la energía potencial que se genera al inicio (y después se transforma en energía cinética) es muy alta, por tal razón el material alcanza grandes distancias.

Volcán	País	Altura máxima (km)	Longitud del depósito (km)	Volumen (km3)
Unzen	Japón	0.7	6	0.48
Yatsugatake	Japón	2.4	32	9
Tateshina	Japón	1.4	12.5	0.35
Asama	Japón	1.8	20	2
Bandai	Japón	1.2	11	1.5
Chokai	Japón	2.2	25	3.5
Tashiro-dake	Japón	0.7	8.8	0.55
Komagatake	Japón	1.2	15	1.1
Usu	Japón	0.5	6.5	0.3
Taranaki	Nueva Zelanda	2.6	31	7.5
Papandayan	Indonesia	1.5	11	0.14
Iriga	Filipinas	1.1	11	1.5
Banahao	Filipinas	1.7	26	5
Bezymianny	Rusia	2.4	18	0.8
Shiveluch	Rusia	2	12	1.5
St. Helens	USA	2.55	24	2.5
Shasta	USA	3.55	50	26
Chaos Crags	USA	0.65	5	0.15
Citlaltépetl	México	4	85	1.8
Colima	México	4.3	120	22-33
Socompa	Chile	3	40	36
Rainier	USA	4.7	120	3.8
Sangay	Ecuador	4.33	62	27.08

Tabla 5.5 *Lista de algunas de las avalanchas de escombros ocurridas a nivel mundial, se señala dos depósitos más grandes por volumen, distancia recorrida y altura máxima de caída incluido el Sangay (DAE-S2) de este estudio. Modificado de Ui et al., 2000.*

En la Tabla 5.5 se observa algunas de las avalanchas más grandes ocurridas a nivel mundial, donde los depósitos del volcán Sangay están ubicadas entre una de las más grandes por la altura máxima de caída, volumen del material involucrado y la distancia máxima alcanzada por los depósitos.

Según Tost et al., (2014), en un estudio de los depósitos de avalancha de escombros que alcanzan más de 80 km de distancia en el volcán Ruapehu en Nueva Zelanda; un factor importante para el desplazamiento del depósito es el material de la base de la avalancha. Dicho material adquiere características muy fluidas y los depósitos pueden alcanzar distancias de decenas de kilómetros desde su fuente. Una de las evidencias de campo de la ocurrencia de esta base fluidizada es las inyecciones de substrato que pueden ser observadas en ciertas facies de bloques de la parte proximal del depósito. Sin embargo, en el caso del Sangay no se tuvo acceso a los depósitos proximales y en los distales no fue posible observar la base, para corroborar dicha hipótesis.

5.4.3.1. Peligros potenciales por la ocurrencia de una nueva avalancha de escombros en el volcán Sangay

En el estudio realizado por Monzier et al., (1999) se plantea la posibilidad de ocurrencia de una nueva avalancha de escombros; al culminar este trabajo los datos de campo además de los petrográficos y geoquímicos permite sugerir que los escenarios antes del colapso de los flancos del Sangay eran similares al escenario actual.

El volcán se ha mantenido en actividad constante desde 1628, con flujos de lava, flujos piroclásticos, emisiones de ceniza y lahares (Hall, 1977). Este material se ha acumulado en los flancos del Sangay formando una elevada pendiente de hasta de 37°. Además, factores como la sismicidad, el clima de la región Amazónica, el peso del edificio volcánico o el crecimiento de domos que actualmente están ubicados en los flancos orientales del volcán; son varios mecanismos que podrían ocasionar una nueva avalancha de escombros en el centro eruptivo.

En caso de la ocurrencia de un nuevo deslizamiento volcánico, el área mayormente afectada podría ser una zona similar a la que ocupan actualmente los depósitos más jóvenes estudiados (DAE-S2), que por condiciones morfológicas la

parte centro sur forma una barrera de aproximadamente 500 metros. Por tal razón, es menos probable que los depósitos afecten esta región. En la Figura 5.10 se señala la posible dirección que siguió la avalancha hasta depositarse en las zonas de menor altitud.

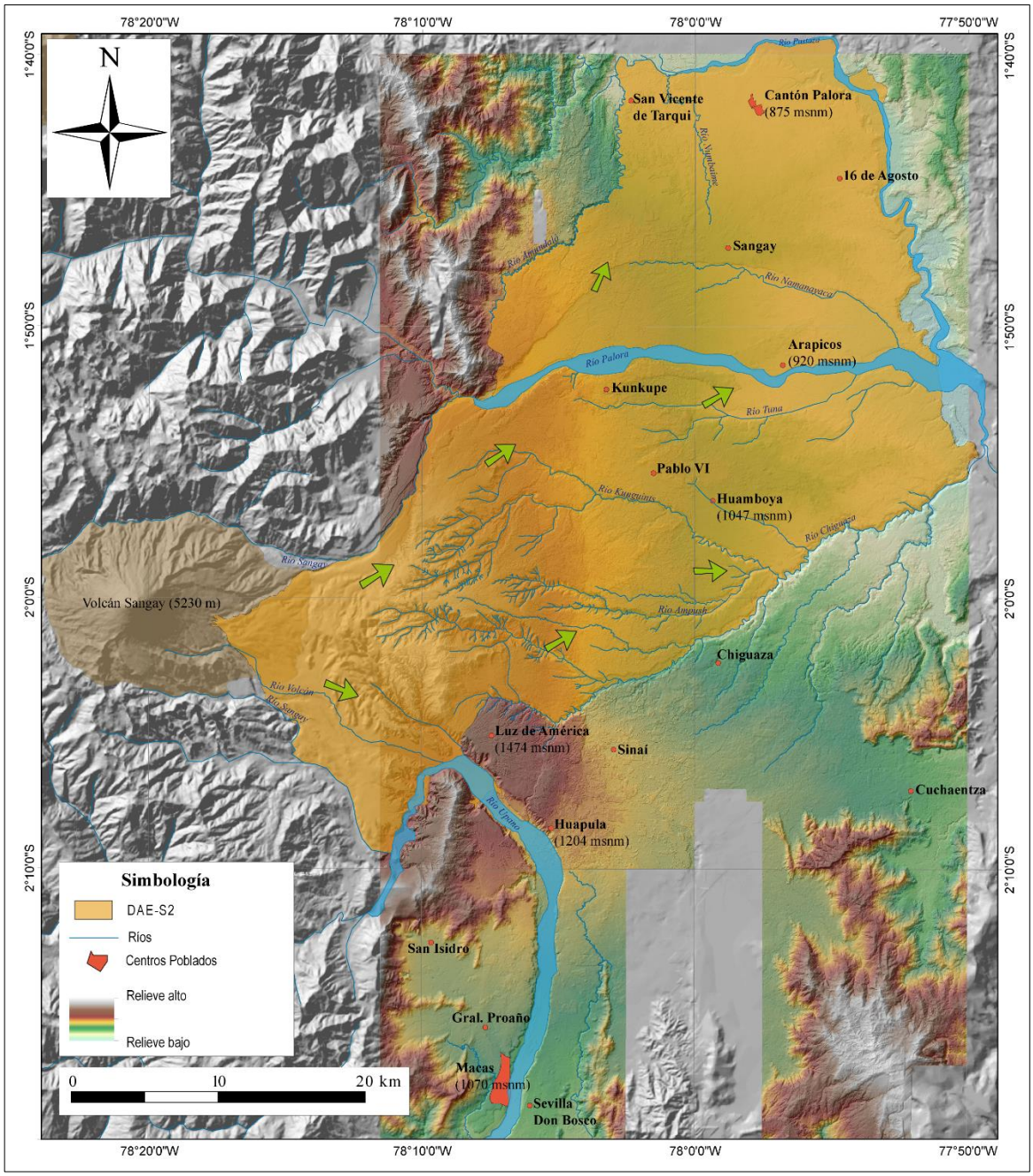


Figura 5.10 *Mapa con el área afectada por los depósitos DAE-S2, se señala la dirección que probablemente siguió la avalancha de escombros dirigiéndose por las menores altitudes.*

5.4.3.2. Las avalanchas del Sangay vs. La avalancha del Socompa (Chile):

La avalancha de escombros ocurrida en el volcán Socompa (Chile) hace aproximadamente 7000 años, es considerada una de las más grandes del mundo; pues involucra 36 km^3 de material deslizado y llega a depositarse a una distancia de hasta 40 km de la fuente (Wadge, et al., 1995; Van Wyk de Vries, et al., 2001).

Comparando las avalanchas del volcán Sangay estudiadas con la del volcán Socompa; este último tiene un volumen depositado mucho mayor al de la avalancha más joven del Sangay, de la primera avalancha no se puede comparar al no tener una buena estimación del área afectada ni del volumen. Sin embargo, en las distancias recorridas por los depósitos, el Sangay excede por más de 20 km al Socompa.

Por lo tanto, al comparar las avalanchas de los volcanes Sangay y Socompa, los datos indican que el parámetro principal para que el depósito alcance grandes distancias es la altura del volcán sobre la superficie (que genera mayor energía potencial); el Socompa colapsó con una altura de alrededor de 3000 m sobre el nivel de la superficie, mientras que el Sangay tuvo más de 4000 m.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. CONCLUSIONES:

- El volcán Sangay ha experimentado al menos dos avalanchas de escombros denominadas en este trabajo como DAE-S1 para la más antigua (250 – 100 ka según las edades de construcción de los edificios Sangay I y Sangay II definidos por Monzier et al., 1999) y DAE-S2 para la más joven (29 ka por datación ^{14}C), en las que involucró grandes volúmenes de material llegando a depositarse en zonas que actualmente son pobladas.
- Los depósitos DAE-S1 se encuentran expuestos en la parte centro sur del pie del Sangay, hasta la ciudad de Macas, donde la morfología ha sufrido un levantamiento de alrededor de 500 metros por influencia tectónica. Sin embargo, los depósitos pudieron haber afectado la parte norte a una zona similar donde están los depósitos de DAE-S2.
- El análisis estadístico de la morfología de *hummocks* mapeada mediante un programa SIG, indica que los depósitos más voluminosos que tienen dicha morfología están ubicados en la parte central del depósito DAE-S2, lo que contrasta con algunas teorías que sugieren que los depósitos más grandes están ubicados en las zonas proximales al volcán y mientras aumenta la distancia disminuye de tamaño.
- Los depósitos DAE-S2 afectaron a las zonas centro norte del Sangay hasta una distancia de 62 km del vento, donde actualmente habitan decenas de miles de personas. Dichos depósitos llegaron a esta región siguiendo la morfología con menor altitud y relieve, dado que esta región tiene una tasa de levantamiento menor al de la zona sur según Bes de Bèrc, (2003).
- Los depósitos DAE-S1 y DAE-S2 están formados por facies de bloque, facies de mezcla y facies intermedias, siendo las últimas las más abundantes. Los depósitos son mayormente monolitológicos y están bien

conservados. La facies de bloques son escasos, está formada por rocas de composición andesítica y andesitas básicas, la escasa matriz interclasto está formada por material andesítico de color gris que pertenece a la misma roca disgregada de los bloques. Las facies de mezcla contiene más del 90% de matriz de tamaño de arena fina a grava media. La facies intermedia tiene los dos componentes anteriores; la matriz de estos depósitos corresponde a más del 50% de pómez beige, el otro 50% está formado por cristales (plagioclasa, piroxeno, olivino) y líticos.

- Los depósitos de avalancha de escombros DAE-S1 y DAE-S2 presentan características petrográficas y geoquímicas similares a las rocas del volcán Sangay. Uno de los rasgos geoquímicos más importantes es que las rocas se ubican en la serie calco-alcalina alto en K, lo que es típico de los magmas de tras-arco, encajando el Sangay como la fuente más probable.
- El volumen mínimo calculado para los depósitos DAE-S1 es de 26.69 km^3, considerando únicamente el área que pudo ser mapeada en el campo y mediante el SIG (889.74 km^2); no obstante, el área real afectada debe incluir parte de la zona norte que no fue estudiada en este trabajo por la ausencia de afloramientos que verifiquen esta información.
- El volumen compactado para los depósitos DAE-S2 es de 27.08 km^3, que fue calculado con datos obtenidos mediante el SIG y comprobados en el campo. El área afectada por este depósito es de 1300 km^2, llegando a zonas pobladas como Palora, Sangay, Sinaí, Pablo VI, Santa Inés, Arapicos, San Vicente de Tarqui y Huapula.
- La energía potencial involucrada en la avalancha de escombros más joven es de 2.046 x 10^{18} (J), este valor es uno de los más altos en comparación a otros deslizamientos volcánicos; además, es uno de los parámetros principales que permitió que los depósitos lleguen hasta más de 60 km de distancia de la fuente.
- Para la avalancha DAE-S1 se obtuvo un valor de 0.067 de coeficiente H/L; sin embargo, la altura máxima de caída puede ser mayor, ya que se tomó la altura a la que se encuentran los depósitos actualmente, pero

éstos posiblemente han sido levantados al menos unos 500 metros por procesos tectónicos de la zona. Para la DAE-S2 se tiene un valor de 0.072, tomando en cuenta como el punto más lejano alcanzado por los depósitos de 62 km. Estos valores ubican a las avalanchas del Sangay entre las más grande ocurridas en los volcanes de Japón que usa Ui, et al., (2000) para su estudio.

- En general los datos obtenidos en este trabajo: área, volumen, distancia y energía potencial del depósito; ubican a las avalanchas del Sangay entre una de las más grandes ocurridas en el mundo.

6.2. **RECOMENDACIONES:**

- Se recomienda realizar un trabajo de campo en las zonas proximales del volcán Sangay, con el fin de definir bien las cicatrices que tiene el volcán a causa de las dos avalanchas de escombros ocurridas. Además, es necesario conocer de mejor manera la historia eruptiva del Sangay, debido a que el material que forma la facies de mezcla en los depósitos de avalancha parece incluir algún evento importante de flujo piroclástico.
- Es conveniente buscar relaciones estratigráficas entre las dos avalanchas, con el fin de definir mejor la edad de la avalancha más vieja. Con esto se tendría una cronología completa de los eventos.
- Estimar tasas de levantamiento para las zonas conocidas como la superficie Mera – Upano y el Megacono del Pastaza para obtener mejores datos sobre el H/L y conocer a qué altura se depositó la primera avalancha.
- Buscar material datable y realizar al menos dos dataciones más ^{14}C en material orgánico en la avalancha más joven (DAE-S2) para verificar la edad obtenida en este trabajo.
- Tomar en cuenta el mapa del resultado de los límites de las avalanchas de escombros para ser incluido en el mapa de peligros asociados al volcán Sangay que sirve como documento para las autoridades.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

Alvarado, A., (2012). Néotectonique et cinemátique de la déformation continentale en Equateur. Thèse de Doctorat. Université de Grenoble: 259pp.

Alvarado, A., (2009). Sistema Quito, Ecuador. Atlas de deformación Cuaternaria de los Andes. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las comunidades andinas. Publicación Geológica Multinacional 7: 294 - 297.

Andrade, D., (2009). The Influence of active tectonics on the structural development and flank collapse of ecuadorean arc volcanoes (Doctoral dissertation, PhD Thesis, Blaise-Pascal University, Clermont-Ferrand, France).

Andrade, S. D., & De Vries, B. V. W. (2010). Structural analysis of the early stages of catastrophic stratovolcano flank-collapse using analogue models. Bulletin of Volcanology, 72(7), 771-789.

Aspden, J. A., & Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. Tectonophysics, 205(1), 187-204.

Baby, P., Rivadeneira, M., & Barragán, R. (2004). La cuenca oriente: Geología y petróleo. Quito, IFEA, Institut de recherche pour le dévéloppement, Petroecuador: 295.

Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J. M., & Santacroce, R. (1988). Plio-quaternary volcanism in Ecuador. Geological Magazine,125 (01), 1-14.

Barragán, R., Baby, P., & Duncan, R. (2005). Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence. Earth and Planetary Science Letters, 236(3), 670-690.

Bernal, C. (1998). Modelo Teórico de generación y migración de hidrocarburos de la formación Napo, en la Cuenca Oriente, Ecuador. *Escuela Politécnica*

Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Tesis de Ingeniero Geólogo. 150 pp.

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). 293.

Bernard, B., & Andrade, D. (2009). Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental. Modelo Numérico de Terreno, Cortesía de Marc Suris (IRD).

Bès de Berc, S., Baby, P., Soula, J., Rosero, J., Souris, M., Christophoul, F., & Vega, J. (2004). La superficie Mera-Upano: Marcador Geomorfológico de la incisión fluviátil y del levantamiento tectónico de la Zona Subandina Ecuatoriana. (Eds.), La Cuenca Oriente. Geología y Petróleo. Petroecuador, Quito-Ecuador, 295pp, ISBN 9978-43-859-9.

Bourdon, E., Samaniego, P., Monzier, M., Robin, C., Eissen, J. P., & Martin, H. (2003). Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes: Comment and Reply. Geology, 32(1), e46-e47.

Capra, L., (2006). Abrupt climatic changes as triggering mechanisms of massive volcanic collapses. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 155(3), 329-333.

Christophoul, F., Burgos, J.D., Baby, P., Soula, J.-C., Bes de Berc, S., Dávila, C., Rosero, M., Rivadeneira, M., (2004). Dinámica de la Cuenca de antepaís Oriente desde el Paleógeno. In: Baby, P., Rivadeneira, M.,Barragán, R. (Eds.), La Cuenca Oriente. Geología y Petróleo. Petroecuador, Quito-Ecuador, 295pp, ISBN 9978-43-859-9.

Chlieh, M., Mothes, P. A., Nocquet, J. M., Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., & Yepes, H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip

along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*,*400*, 292-301.

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.

Collot, J. Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., & 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.

Dade, W. B., & Huppert, H. E., (1998). Long-runout rockfalls. Geology, 26(9), 803-806.

Díaz, M., (2000). "Caracterización y Recontrucción Paleogeográfica de las cuencas Pre-Aptenses en el Oriente Ecuatoriano", Tesis de Grado. Universidad Central del Ecuador. 170 pp.

Díaz, M., Baby, P., Rivadeneira, M., Christophoul F., (2004). "El Pre-aptense en la Cuenca Oriente ecuatoriana", La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Travaux de l´ Institute Francais d´Études Andines, tomo 144, 23-44 pp.

Ego, F., & Sébrier, M., (1996). The Ecuadorian Inter-Andean valley: a major and complex restraining bend and compressive graben since late Miocene time. In Annales Tectonicae (Vol. 10, pp. 31-59).

Egüez, A., & Aspden, J. A. (1993). The Mesozoic–Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes. Andean Geodynamics. Extended Abstracts. ORSTOM/Oxford University, Paris/Oxford, 179-182.

Faucher, B., & Savoyat, E., (1973). Esquisse géologique des Andes de l'Equateur. Rev. géogr. phys. géol. dyn, 15(2), 115-142.

Font, Y., Segovia, M., Vaca, S., & Theunissen, T. (2013). Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model. *Geophysical Journal International*,*193*(1), 263-286.

Glicken, H., (1991). Sedimentary architecture of large volcanic debris avalanches. En Sedimentation in Volcanic Settings, Vol. 45 (págs. 99-106). SEPM, Special Publication.

Gutiérrez, G., (2011). Caracterización Geológica de las Formaciones de Edad Precretácica para el Bloque 15 en base a Registros de pozos y sísmica 2D/3D. *Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Tesis de Ingeniero Geólogo*. 230pp.

Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. Y., (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. Earth and Planetary Science Letters, 168(3), 255-270.

Hall, M. L., & Wood, C. A. (1985). Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology*, *13*(3), 203-207.

Hall, M., & Vera, R., (1985). La actividad volcánica del volcán Tungurahua: sus peligros y sus riesgos volcánicos. Revista Politécnica, Quito 10, 91–144.

Hall, M., Robin, C., Beate, B., Mothes, P., & Monzier, M., (1999). Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. Journal of Volcanology and Geothermal Research (91), 1–21.

Hall, M. L., (1977). El volcanismo en el Ecuador. IPGH, Sección Nacional del Ecuador. 120 pp.

Hall, M. L., & Beate, B., (1991). El volcanismo plio-cuaternario en los Andes del Ecuador. Estudios Geográficos, 4, 5-38.

Hall, M. L., & Mothes, P. A., (2008). Quilotoa volcano—Ecuador: An overview of young dacitic volcanism in a lake-filled caldera. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176(1), 44-55.

Hall, M. L., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., & Johnson, J. B. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176(1), 1-6.

Herrera, F., (2013). Caracterización de los depósitos de avalanchas de escombros en el tramo Píllaro-Patate. Tesis de Grado, Universidad Central del Ecuador, 236.

Hoffer, G., Eissen, J., Beate, B., Bourdon, E., Fornari, M., & Cotten, J., (2008). Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador: The Puyo cones and Mera lavas volcanic formations. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176, 107–118.

Hughes, R. A., & Pilatasig, L. F., (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. Tectonophysics, 345(1), 29-48.

Jaillard, E., Caron, M., Dhondt, A., Ordoñez, M., Andrade, R., Bengtson, P., & Zambrano, I., (1997). Síntesis estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. Informe Final Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCIÓN. 135 pp.

Jaillard, E., Guillier, B., Bonnardot, M. A., Hassani, R., Lapierre, H., & Toro, J., (2005). Orogenie buildup of the Eeuadorian Andes.

Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Laurıa, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. Journal of South American Earth Sciences, 16(2), 125-131.

Lavenu, A., Baudino, R., & Égo, F., (1996). Stratigraphie des dépôts tertiaires et quaternaires de la dépression interandine d'Équateur (entre 0 et 2 15'S).Bulletin de l'Institut Français d'É tudes Andines, 25, 1-15.

Legrand, D., Baby, P., Bondoux, F., Dorbath, C., Bès de Berc, S., & Rivadeneira, M. (2005). The 1999–2000 seismic experiment of Macas swarm (Ecuador) in relation with rift inversion in Subandean foothills. *Tectonophysics*, *395*(1), 67-80.

Le Pennec, J. L., Ruiz, A. G., Eissen, J. P., Hall, M. L., & Fornari, M., (2011). Identifying potentially active volcanoes in the Andes: Radiometric evidence for late Pleistocene-early Holocene eruptions at Volcán Imbabura, Ecuador. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 206(3), 121-135.

Lewis, G. E. (1950). Sangay: fire breathing giant of the Andes. *Natl Geogr. Mag*, *97*, 117-138.

Litherland, M., Aspen, J. A., & Jemielita, R. A. (1994). The metamorphic belts of Ecuador (Vol. 11). British Geological Survey. 147 pp.

Litherland, M., Fortey, N. J., & Beddoe-Stephens, B., (1992). Newly discovered Jurassic skarnfields in the Ecuadorian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 6(1), 67-75.

Lonsdale, P., (1976). Abyssal circulation of the southeastern Pacific and some geological implications. Journal of Geophysical Research, 81(6), 1163-1176.

Lonsdale, P., (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. Tectonophysics, 404(3), 237-264.

Marocco, R., Lavenu, A., & Baudino, R., (1995). Intermontane late Paleogene-Neogene basins of the Andes of Ecuador and Peru: Sedimentologic and tectonic characteristics. 160-173 pp.

McGuire, W. J. (1996). Volcano instability: a review of contemporary themes. Geological Society, London, Special Publications, 110(1), 1-23.

Michaud, F., Witt, C., & 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.

Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M. L., Cotten, J., Mothes, P., & Arnaud, N. (1999). Sangay volcano, Ecuador: structural development, present activity and petrology. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 90(1), 49-79.

Noble, S. R., Aspden, J. A., & Jemielita, R. (1997). Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, *109*(7), 789-798.

Nocquet, J. M., Mothes, P., & Alvarado, A. (2009). Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador. 83-95 pp.

Nocquet, J. M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., & Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, *7*(4), 287-291.

Ordoñez, J. (2012). Depósitos Volcánicos Del Pleistoceno Tardío En La Cuenca De Ambato: Caracterización, Distribución Y Origen. *Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Tesis de Ingeniero Geólogo*., 190 pp.

Pacheco, D. (2013). Estudio Geológico de las Formaciones Cuaternarias en la zona de San Antonio de Pichincha-Pomasqui. *Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Tesis de Ingeniero Geólogo*., 179 pp.

Peccerillo, A., & Taylor, S. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81.

Pennington, W. D. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 86(B11), 10753-10770.

Pierson, T., & Scott, K. (in edition, 2014). Surficial Hydrologic Hazard at Volcanoes. Vancouver, Washington.

Porras, P. I. P. G. (1987). *Investigaciones arqueológicas a las faldas del Sangay: tradición Upano*. Centro de Investigaciones Arqueólogicas, PUCE. 46pp.

Rivadeneira, M., & Baby, P. (2004). Características geológicas generales de los principales campos petroleros de Petro-producción. 120 pp.

Robles, A. (2013). Estudio De Depósitos Volcánicos Del Cuaternario En La Zona Sur Del Distrito Metropolitano De Quito. *Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Tesis de Ingeniero Geólogo*, 314.

Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Routledge. 430pp.

Rostain, S. (1999). Secuencia arqueológica en montículos del valle del Upano en la Amazonía ecuatoriana. *Bulletin de l'Institut Français de Études Andines*, *28*(1), 53-89.

Ruiz, G. (2003). Estudio Geovolcanológico del Complejo Volcánico Imbabura. *Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Tesis de Ingeniero Geólogo.*

Salinas, S., & López-Blanco, J. (2010). Geomorphic assessment of the debris avalanche deposit from the Jocotitlán volcano, Central Mexico. Geomorphology, 123(1), 142-153.

Samaniego, P., Monzier, M., Eissen, J., Bourdon, E., Robin, C., Hall, M., Cotton, J. (2004). El magmatismo cuaternario del arco volcánico ecuatoriano: un ejemplo atípico de génesis de magmas en contexto de subducción. En Actas de Seminarios y Talleres Científicos (IRD) (págs. 321-329). Quito.

Samaniego, P., Barba, D., Robin, C., Fornari, M., & Bernard, B. (2012). Eruptive history of Chimborazo volcano (Ecuador): A large, ice-capped and hazardous compound volcano in the Northern Andes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 221–222, 33-51.

Samaniego, P., Monzier, M., Robin, C., & Hall, M. L. (1998). Late Holocene eruptive activity at Nevado Cayambe Volcano, Ecuador. Bulletin of *Volcanology*, *59*(7), 451-459.

Samaniego, P., Monzier, M., Eissen, J., Bourdon, E., Robin, C., Hall, M., Cotten, J. (2003). Caracterización geoquímica del arco volcánico ecuatoriano. Resúmenes de las Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra, 27-29.

Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J. P., Martin, H., & 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.

Shanmugam, G., Poffenberger, M., & Alava, J. T. (2000). Tide-Dominated Estuarine Facies in the Hollín and Napo. AAPG bulletin, 84(5), 652-682.

Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 22(3), 163-197.

Siebert, L., Glicken, H., & Ui, T. (1987). Volcanic hazards from Bezymianny-and Bandai-type eruptions. Bulletin of Volcanology, 49(1), 435-459.

Sierra, M. (1999). Propuesta preliminar de un sistema de clasificación de vegetación para el Ecuador continental.

Sosio, R., Crosta, G. B., Chen, J. H., & Hungr, O. (2012). Modelling rock avalanche propagation onto glaciers. Quaternary science reviews, 47, 23-40.

Soulas, J. P., Eguez, A., Yepes, H., & Perez, H. (1991). Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. Bol. Geol. Ecuat, 2(1), 3-11.

Spikings, R. A., Winkler, W., Seward, D., & 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.

Suárez, J., & Ordóñez, M. (S.F). Nuevas Evidencias Bioestratigráficas Del Pre-Cretácico De La Cuenca Oriente Del Ecuador.

Takarada, S., Ui, T., & Yamamoto, Y. (1999). Depositional features and transportation mechanism of valley-filling Iwasegawa and Kaida debris avalanches, Japan. Bulletin of Volcanology, 60(7), 508-522.

Tost, M., Croin, S., & Procter, J., (2014). Transport and emplacement mechanisms of channelized long-runout debris avalanches, Ruapehu volcano, New Zealand. Bulletin of Volcanology.

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., & 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(2), 157-171.

Tschopp, H. J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950.AAPG Bulletin, 37(10), 2303-2347.

Ui, T. (1983). Volcanic dry avalanche deposits—identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 18(1), 135-150.

Ui, T., Takarada, S., & Yoshimoto, M. (2000). Debris avalanches. Encyclopedia of volcanoes, 617-626.

Vallejo, S., (2011). Distribución de las cenizas volcánicas Holocénicas Tardías en la Costa del Ecuador *Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Tesis de Ingeniero Geólogo*, 251 pp

Van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P. W., & Keszthelyi, L. (2001). A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 105(3), 225-247.

Voight, B., & Sousa, J. (1994). Lessons from Ontake-san: a comparative analysis of debris avalanche dynamics. *Engineering Geology*, *38*(3), 261-297.

Villagómez D., (2003). Evolución Plio-Cuaternaria del Valle Interandino Central en Ecuador (zona Quito - Guayllabamba - San Antonio de Pichincha. *Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Tesis de Ingeniero Geólogo*: 130pp.

Wadge, G., Francis, P. W., & Ramírez, C. F. (1995). The Socompa collapse and avalanche event. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 66(1), 309-336.

White, H. J., Skopec, R. A., Ramírez, F. A., Rodas, J. A., & Bonilla, G. (1995). Reservoir characterization of the Hollín and Napo formations, western Oriente Basin, Ecuador.

Williams DL, Abrams G, Finn C, Dzurisin D, Johnson DJ, Denlinger R., (1987) Evidence from gravity data for an intrusive complex beneath Mount St. Helens. J Geophys Res 92:207–10,222

Winkler, W., Villagomez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., & 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.

Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., & Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. Tectonics, 25(3).

Yoshida, H., Sugai, T., & Ohmori, H. (2012). Size–distance relationships for *hummocks* on volcanic rockslide-debris avalanche deposits in Japan. Geomorphology, 136(1), 76-87.

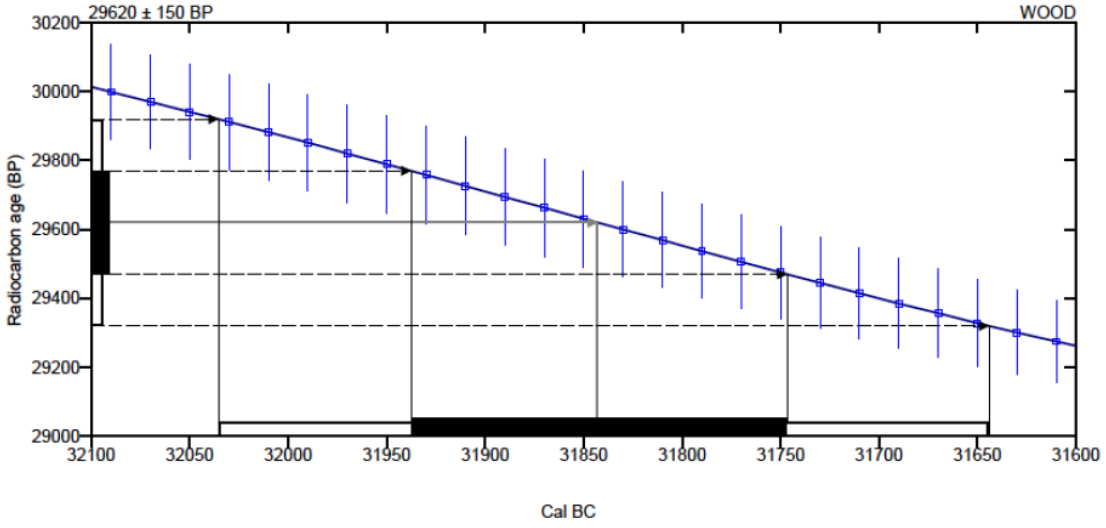
MAPA DE LOS LÍMITES DE LAS AVALANCHAS DEL VOLCÁN SANGAY

ANEXO 1: Resultados de la datación de la madera no carbonizada encontrada en los depósitos de DAE-S2.

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12 = -27.1 o/oo : lab. mult = 1)

Laboratory number	**Beta-374916**
Conventional radiocarbon age	**29620 ± 150 BP**
2 Sigma calibrated result 95% probability	**Cal BC 32035 to 31645 (Cal BP 33985 to 33595)**
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal BC 31845 (Cal BP 33795)
1 Sigma calibrated results 68% probability	Cal BC 31940 to 31745 (Cal BP 33890 to 33695)



Database used

INTCAL13

References

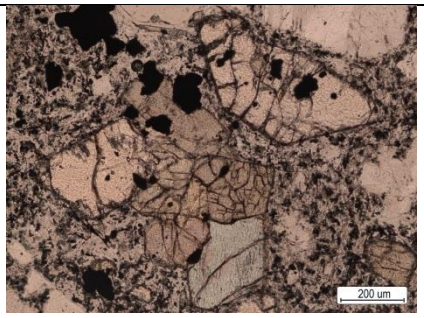
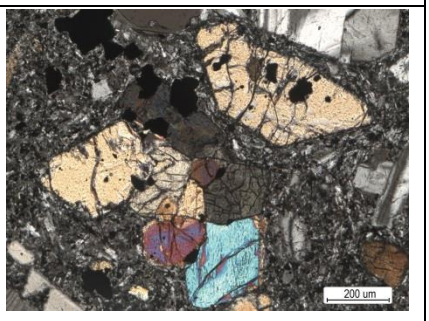
Mathematics used for calibration scenario

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates, Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

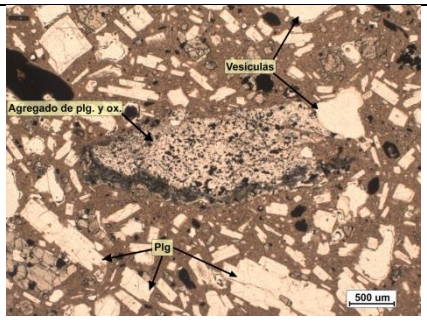
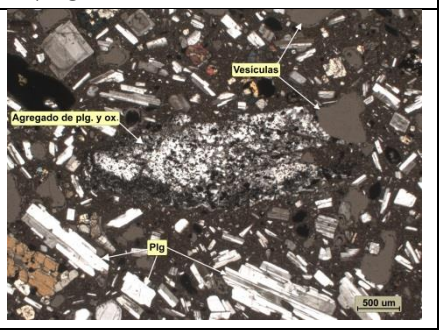
References to INTCAL13 database

Reimer PJ et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1869–1887.

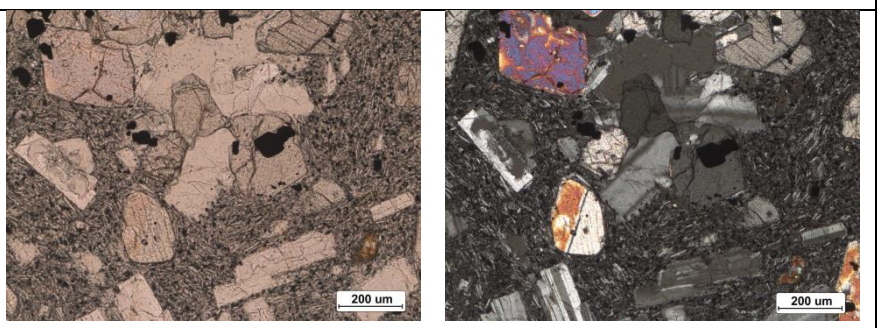
ANEXO 2: Descripción petrográfica de láminas delgadas bajo microscopio de las rocas del depósito DAE-S2

Número de lámina delgada:	SR-01a	Localización:	0828805 / 9772942 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris clara	Textura:	Porfirítica, estructura microvesicular
Minerales:	Plagioclasa, olivino, piroxeno		
Tamaño de grano:	3-1 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			
Mineral (% vol.)	Propiedades		Otras observaciones
Plagioclasa (20%)	Fenocristales euhedrales (1.5-0.6mm), incoloros, macla polisintética, zonados, presenta bordes reabsorbidos		Algunos presentan núcleos y bordes esponjosos
Olivino (10%)	Fenocristales subhedrales y euhedrales (1.3-0.35 mm), pleocroismo verdoso, fracturas irregulares, relieve medio-alto, birrefrigencia de segundo y tercer orden.		Algunos presentan inclusiones de óxidos y bordes de reacción
Clinopiroxeno (7%)	Fenocristales euhedrales (0.7-0.4mm), pleocroismo café amarillento, birrefrigencia de segundo orden, presentan maclas lameladas		Algunos presentan inclusiones de plagioclasa, olivino y opacos
Opacos (5%)	De color negro (0.1-0.06mm), euhedrales y subhedrales		
2. Minerales accesorios	----		
3. Agregados cristalinos	(1%) Agregados de olivino, plagioclasa y opacos; algunos incluyen también clinopiroxeno (1.2mm)		
4. Xenolitos y xenocristales	Plagioclasa (<1%), subhedral (formas irregulares tipo espiga), bordes reabsorbidos, extinción ondulatoria no habitual (0.5mm)		
5. Texturas y microestructuras:	Textura porfirítica, estructura desordenada microvesicular		
6. Matriz	Vidrio café isotrópico, matriz microlítica con microlitos de plagioclasa y opacos. Vesículas (2%), formas irregulares 0.8-0.1mm de diámetro.		
7. Fotografías:	 		
8. Nombre de la roca:	Andesita basáltica		

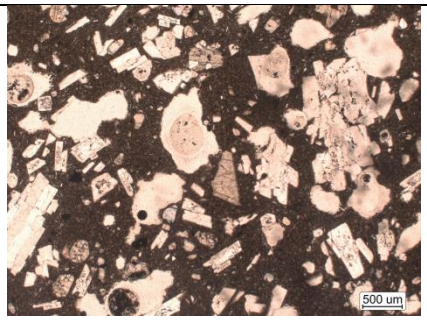
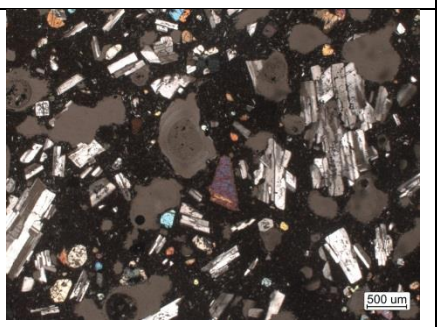
***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, se observa un agregado cristalino de olivino, clinopiroxeno y opacos. **Derecha)** Tomada con nicoles cruzados observamos la extinción oblicua del clinopiroxeno y los altos colores de birrefrigencia del olivino.*

Número de lámina delgada:	AR-04	Localización:	0171907 / 9793987 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris	Textura:	Porfirítica, estructura vesicular
Minerales:	Plagioclasa		
Tamaño de grano:	1 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			
Mineral (% vol.)	Propiedades		Otras observaciones
Plagioclasa (20%)	Fenocristales euhedrales (1.2-0.4mm), incoloros, zonados, presentan macla polisintética.		Algunos presentan bordes reabsorbidos y núcleos y bordes esponjosos
Hornblenda (5%)	Fenocristales euhedrales (1.1-0.38mm), conservan la forma de hornblenda, pero están completamente oxidados.		
Clinopiroxeno (3%)	Fenocristales subhedrales, pleocroismo verdoso a café, extinción oblicua.		Algunos presentan bordes de reacción
2. Minerales accesorios	1% de opacos, anhedrales y subhedrales (0.09mm)		
3. Agregados cristalinos	(1%) Hay dos tipos de agregados: 1. contiene fenocristales de cpx, oxds y plg (0.7mm), y 2. corresponden a agregados de textura granular de plg y oxds.		
4. Xenolitos y xenocristales	Tipo agregado cristalino, con forma de melcocha, textura granular formado de plagioclasa y opacos (3.4mm).		
5. Texturas y microestructuras:	Textura porfirítica, estructura vesicular - desordenada		
6. Matriz	Vidrio café isotrópico, (7%) vesículas irregulares (1.5-0.4mm), matriz microlítica, con microlitos de plagioclasa		
7. Fotografías:	 		
8. Nombre de la roca:	Andesita con anfíbol?		

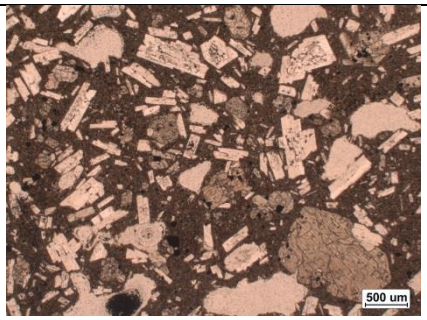
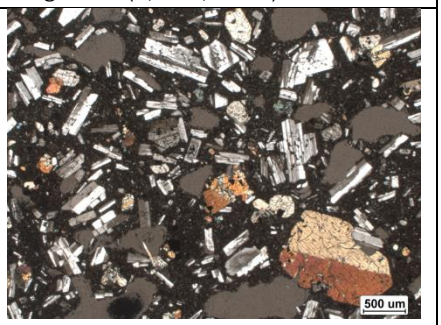
***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, se observa un agregado de plagioclasa y opacos (Xenolito) en una matriz vesicular. **Derecha)** Tomada con nicoles cruzados se observa las características de los cristales de plagioclasa, como maclas y zonación.*

Número de lámina delgada:	ER-01	Localización:	0173227 / 9808507 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris clara	Textura:	porfirítica, estructura maciza
Minerales:	Plagioclasa, olivino y piroxeno		
Tamaño de grano:	3-1 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			
Mineral (% vol.)	Propiedades		Otras observaciones
Plagioclasa (25%)	Fenocristales euhedrales (2,3-0,3 mm), incoloros, presentan zonación y maclas polisintéticas, bordes reabsorbidos.		Algunos presentan bordes y centros esponjosos.
Clinopiroxeno (5%)	Fenocristales euhedrales (0,5 mm), amarillos verdoso, bordes absorbidos, macla tipo espiguilla, birrefrigencia de segundo orden, extinción oblicua.		Algunos presentan inclusiones de opacos y olivino, además maclas lamelares.
Olivino (3%)	Fenocristales subhedrales redondeados (0,3 mm), verdoso con bordes de oxidación, pleocroismo de tercer orden.		Algunos tienen emplazamiento de clinopiroxeno.
Ortopiroxeno (2%)	Fenocristales euhedrales (0,3), verdosos, extinción recta.		
2. Minerales accesorios	Opacos (1%), euhedrales y subhedrales (0,25 - 0,1 mm)		
3. Agregados cristalinos	(1%) Agregados cristalinos de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, tienen formas irregulares (1,6 - 1,4 mm)		
4. Xenolitos y xenocristales	Plagioclasa (<1%), incoloro, bordes absorbidos, extinción ondulatoria (no habitual)		
5. Texturas y microestructuras:	Textura porfirítica, estructura semi-traquítica		
6. Matriz	Vidrio café oscuro e isotrópico, matriz microlítica, formada de microlitos de plagioclasa		
7. Fotografías:			
8. Nombre de la roca:	Andesita		

***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, se observa fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. **Derecha)** Tomada con nicoles cruzados se observa los cristales en una matriz microlítica.*

Número de lámina delgada:	CC-01	Localización:	0174900 / 9808810 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris	Textura:	Porfirítica, estructura vesicular
Minerales:	Plagioclasa, piroxeno		
Tamaño de grano:	2 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			
Mineral (% vol.)	Propiedades		Otras observaciones
Plagioclasa (20%)	Fenocristales euhedrales (1,6 - 0,8 mm), incoloros, presentan zonación y maclas polisintéticas		Algunos tienen centros y bordes esponjosos
Clinopiroxeno (10%)	Fenocristales euhedrales (0,85 - 0,4 mm), verdoso-amarillento, birrefringencia de primer y segundo orden.		Algunos tienen inclusiones de olivino y opacos.
Olivino (3%)	Fenocristales subhedrales (1,1 - 0,1 mm), verdoso con bordes oxidados, birrefrigencia de tercer orden, fracturas irregulares y reaccionadas		Algunos presentan inclusiones de plagioclasa.
2. Minerales accesorios	Opacos (2%), anhedrales (0,19 - 0,15 mm)		
3. Agregados cristalinos	(1%) Hay dos tipos, 1. Agregados cristalinos de textura granular formado por ol, cpx, y plg (2 mm). 2. Agregados de plg, opacos y << plg (2,1 mm)		
4. Xenolitos y xenocristales	Plagioclasa (<<1%) subhedral, núcleos esponjosos, extinción ondulatoria (no habitual) (0,4 mm). Cuarzo (<<1%), incoloro, bordes absorbidos, formas irregulares, extinción ondulatoria (0,4 mm)		
5. Texturas y microestructuras:	Textura porfirítica, estructura vesicular, semi-traquítica		
6. Matriz	Vidrio café oscuro e isotrópico. Matriz microlítica, con microlitos de plagioclasa y olivino. Vesículas (12% en la matriz) irregulares (1,2 - 0,2 mm)		
7. Fotografías:	 		
8. Nombre de la roca:	Andesita básica		

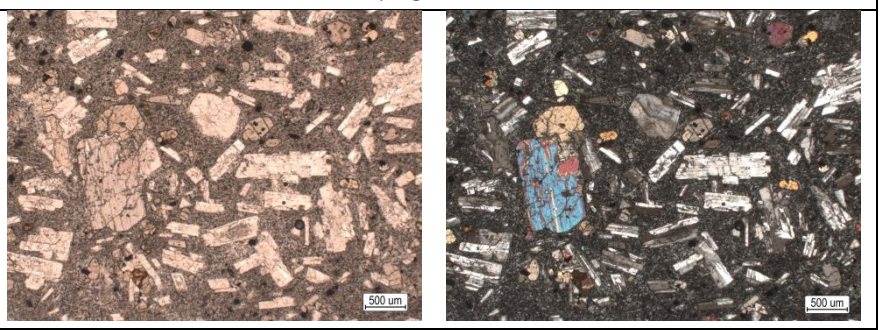
***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, se observa una matriz muy vesicular con algunos fenocristales. **Derecha)** Tomada con nicoles cruzados se tiene cristales de plagioclasa y clinopiroxeno.*

Número de lámina delgada:	PP-01	Localización:	0169407 / 9806763 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris obscuro	Textura:	Porfirítica, estructura vesicular
Minerales:	Plagioclasa, piroxeno		
Tamaño de grano:	1 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			
Mineral (% vol.)	Propiedades		Otras observaciones
Plagioclasa (20%)	Fenocristales euhedrales y subhedrales (2 - 0,5 mm), incoloros, presentan zonación y macla polisintética, bordes reabsorbidos		Algunos tienen núcleos esponjosos
Clinopiroxeno (7%)	Fenocristales euhedrales (0,7 - 0,3 mm), verdoso-amarillento, presentan maclas tipo espiguilla, birrefrigencia de segundo orden, extinción oblicua.		Algunos están reaccionados al interior
Olivino (3%)	Fenocristales subhedrales (0,2 mm), rosado a verdoso, fracturas irregulares y reaccionadas		
Ortopiroxeno (3%)	Fenocristales euhedrales (0,4 - 0,3 mm), verdosos, extinción recta, birrefrigencia de primer orden.		Algunos con inclusiones de opacos
2. Minerales accesorios	Opacos (2%), anhedrales y subhedrales (0,08 mm)		
3. Agregados cristalinos	(<1%) Agregados cristalinos de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, opacos y ortopiroxeno (0,98 mm)		
4. Xenolitos y xenocristales	Plagioclasa (<1%) subhedral, bordes reabsorbidos y bordes esponjosos, extinción ondulatoria (no habitual) (0,1 mm). Cuarzo (<1%), incoloro, subhedral y anhedral, extinción ondulatoria, bordes reabsorbidos (0,3 mm)		
5. Texturas y microestructuras:	Textura porfirítica, estructura vesicular semi-traquítica		
6. Matriz	Vidrio café oscuro e isotrópico. Matriz microlítica, con microlitos de plagioclasa. Vesículas (7% en la matriz) irregulares (4,5 - 1,5 mm)		
7. Fotografías:	 		
8. Nombre de la roca:	Andesita básica		

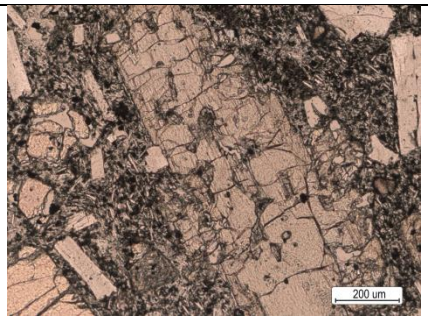
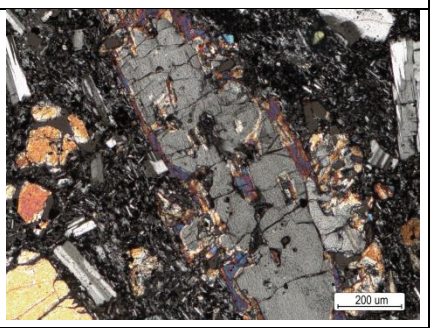
***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, roca porfirítica con abundantes fenocristales de plagioclasa. **Derecha)** Tomada con nicoles cruzados se observa un fenocristal de clinopiroxeno con macla tipo espiguilla.*

Número de lámina delgada:	PP-02	Localización:	0169407 / 9806763 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris clara	Textura:	Porfirítica, desordenada
Minerales:	Plagioclasa, piroxeno		
Tamaño de grano:	2 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			

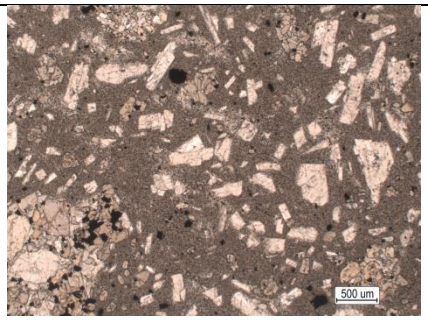
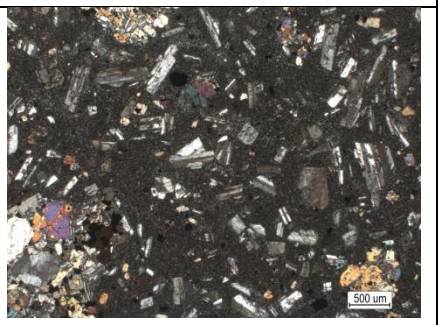
Mineral (% vol.)	Propiedades	Otras observaciones
Plagioclasa (20%)	Fenocristales euhedrales y subhedrales (2,1 - 0,7 mm), incoloros, presentan zonación y macla polisintética, bordes reabsorbidos	Algunos tienen centros y bordes esponjosos
Clinopiroxeno (5%)	Fenocristales euhedrales y subhedrales (1,2 - 0,3 mm), verdoso-amarillento, presentan maclas lamelares.	Algunos tienen inclusiones de opacos.
Olivino (5%)	Fenocristales subhedrales (0,4 - 0,2 mm), verdoso, bordes oxidados, birrefrigencia de segundo y tercer orden, fracturas irregulares y reaccionadas	Algunos presentan recristalización de augita
Ortopiroxeno (3%)	Fenocristales euhedrales (9mm), verdosos, extinción recta, presentan macla simple, birrefrigencia de primer orden.	

2. Minerales accesorios	Opacos (2%), anhedrales y subhedrales (0,15 mm), presentan bordes de oxidación de color pardo
3. Agregados cristalinos	(1%) Agregados cristalinos de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y opacos (1 mm)
4. Xenolitos y xenocristales	Plagioclasa (<1%) subhedral, tiene macla simple, extinción ondulatoria (no habitual) (0,35 mm). Cuarzo (<1%), incoloro, bordes absorbidos, formas alargadas (0,3 mm)
5. Texturas y microestructuras:	Textura porfirítica, estructura semi-traquítica
6. Matriz	Vidrio café oscuro e isotrópico, matriz microlítica, formada de microlitos de plagioclasa
7. Fotografías:	
8. Nombre de la roca:	Andesita básica

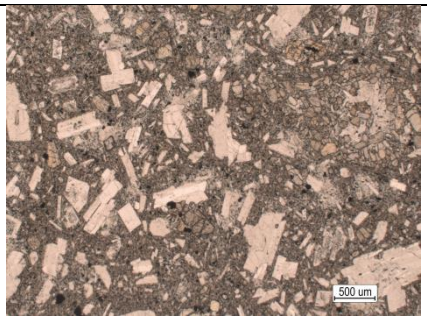
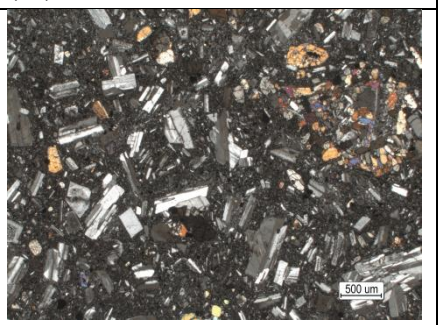
***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, roca porfirítica con abundantes fenocristales de plagioclasa. **Derecha)** Tomada con nicoles cruzados se observa un fenocristal de olivino con colores de birrefrigencia altos.*

Número de lámina delgada:	Si-01b	Localización:	0828680 / 9771875 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris claro	Textura:	Porfirítica, estructura desordenada
Minerales:	Plagioclasa, piroxeno		
Tamaño de grano:	2 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			
Mineral (% vol.)	Propiedades		Otras observaciones
Plagioclasa (25%)	Fenocristales euhedrales y subhedrales (1,8 - 0,5 mm), incoloros, presentan zonación y maclas polisintéticas		Algunos tienen centros y bordes esponjosos
Clinopiroxeno (10%)	Fenocristales euhedrales (0,5 - 0,4 mm), verdoso, birrefringencia de segundo orden, extinción oblicua, presentan maclas lamelares.		Algunos tienen inclusiones de opacos.
Olivino (7%)	Fenocristales euhedrales y subhedrales (0,3 - 0,2 mm), pardos, con bordes oxidados y recristalizados a augita, fracturas irregulares y reaccionadas		Algunos presentan alteración
2. Minerales accesorios	Opacos (2%), anhedrales y subhedrales (0,09 mm)		
3. Agregados cristalinos	(1%) Agregados cristalinos con textura granular de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (1,5 mm)		
4. Xenolitos y xenocristales	Plagioclasa (<<1%) subhedral, bordes reabsorbidos, extinción ondulatoria (no habitual) (0,1 mm). Agregados de clinopiroxeno y plagioclasa (<<1%) (1,3 mm)		
5. Texturas y microestructuras:	Textura porfirítica, estructura maciza - traquítica		
6. Matriz	Vidrio café oscuro e isotrópico, matriz microlítica, formada de microlitos de plagioclasa		
7. Fotografías:	 		
8. Nombre de la roca:	Andesita básica		

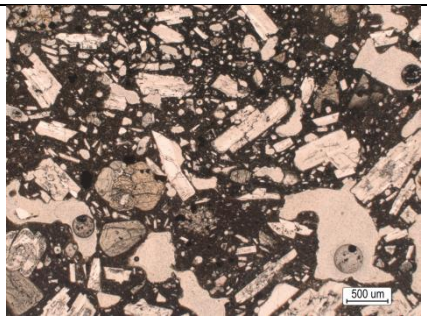
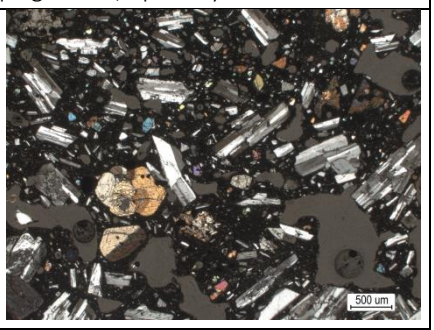
***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, cristal de plagioclasa alargado.* ***Derecha)** Tomada con nicoles cruzados se observa un fenocristal de plagioclasa con bordes de reacción en una matriz microlítica.*

Número de lámina delgada:	RK-01	Localización:	0826929 / 9790677 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris	Textura:	Porfirítica, estructura desordenada
Minerales:	Plagioclasa, piroxeno		
Tamaño de grano:	2-1 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			
Mineral (% vol.)	Propiedades		Otras observaciones
Plagioclasa (25%)	Fenocristales euhedrales y subhedrales (2,8 - 0,5 mm), incoloros, presentan zonación y maclas simples y polisintéticas		Algunos tienen centros y bordes esponjosos
Clinopiroxeno (7%)	Fenocristales euhedrales (0,5 - 0,2 mm), verdoso, birrefringencia de segundo orden, extinción oblicua, presentan maclas lamelares.		Algunos tienen inclusiones de opacos y bordes reaccionados de plagioclasa
Ortopiroxeno (5%)	Fenocristales euhedrales (0,7 - 0,3 mm), verdosos, extinción recta, birrefrigencia de primer orden.		Algunos con inclusiones de opacos y plagioclasa
Opacos (5%)	euhedrales y subhedrales (0,15 - 0,1 mm)		
Olivino (3%)	Fenocristales euhedrales y subhedrales (0,5 - 0,2 mm), pleocroismo de verde a rosado, birrefrigencia de tercer orden, fracturas irregulares y reaccionadas, bordes reemplazados por augita.		Algunos presentan inclusiones de opacos
2. Minerales accesorios	--		
3. Agregados cristalinos	(2%) Agregados cristalinos de ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino; algunos incluyen también plagioclasa (3,1 - 1,8 mm)		
4. Xenolitos y xenocristales	Plagioclasa (<<1%) subhedral, bordes reabsorbidos, extinción ondulatoria (no habitual) (0,1 mm). Agregados de plagioclasa y opacos, textura granular (<<1%) (3,1 mm)		
5. Texturas y microestructuras:	Textura porfirítica, estructura maciza - desordenada		
6. Matriz	Vidrio café oscuro e isotrópico, matriz microlítica, formada de microlitos de plagioclasa, opacos y clinopiroxeno		
7. Fotografías:	 		
8. Nombre de la roca:	Andesita		

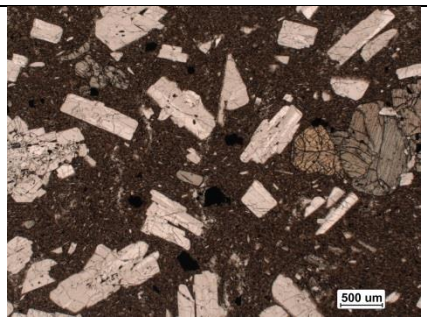
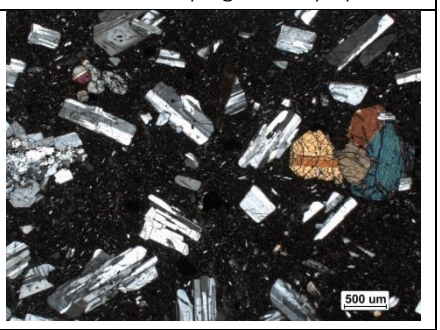
***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, roca porfirítica con abundantes fenocristales de plagioclasa y dos agregados cristalinos. **Derecha)** Tomada con nicoles cruzados se observa los colores de birrefrigencia de los cristales.*

Número de lámina delgada:	RK-02a	Localización:	0826929 / 9791580 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris clara	Textura:	Porfirítica, estructura desordenada
Minerales:	Plagioclasa, piroxeno		
Tamaño de grano:	2 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			
Mineral (% vol.)	Propiedades		Otras observaciones
Plagioclasa (25%)	Fenocristales euhedrales y subhedrales (1,5 - 0,5 mm), incoloros, presentan zonación y maclas polisintéticas		Algunos tienen centros y bordes esponjosos
Clinopiroxeno (7%)	Fenocristales euhedrales (0,4 - 0,2 mm), verdoso, birrefringencia de primer orden, extinción oblicua.		
Ortopiroxeno (5%)	Fenocristales euhedrales (0,7 - 0,2 mm), verde a pardo, extinción recta, birrefrigencia de primer orden.		
Opacos (5%)	anhedrales (0,06 - 0,05 mm)		
Olivino (2%)	Fenocristales subhedrales (0,5 mm), verdosos, birrefrigencia de segundo y tercer orden, fracturas irregulares y reaccionadas.		Algunos presentan bordes de oxidación
2. Minerales accesorios	---		
3. Agregados cristalinos	(2%) Agregados cristalinos de ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino; (2,4 mm)		
4. Xenolitos y xenocristales	Plagioclasa (<<1%) subhedral, bordes reabsorbidos, extinción ondulatoria (no habitual) (0,1 mm). Agregados de plg, opx, cpx, ol, ox (<1%) (2,3 mm)		
5. Texturas y microestructuras:	Textura porfirítica, estructura maciza - desordenada		
6. Matriz	Vidrio café oscuro e isotrópico, matriz microlítica, formada de microlitos de plagioclasa y opacos		
7. Fotografías:	 		
8. Nombre de la roca:	Andesita		

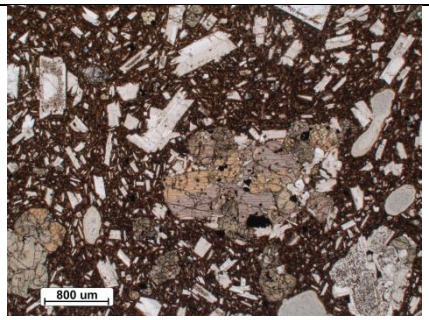
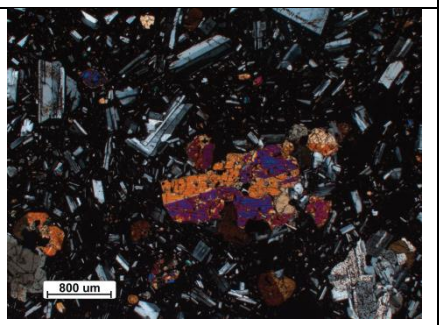
***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, roca porfirítica con abundantes fenocristales de plagioclasa y un agregado cristalino de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y opacos. **Derecha)** Tomada con nicoles cruzados se observan los colores de birrefrigencia de los minerales del agregado en una matriz microlítica.*

Número de lámina delgada:	RK-02c	Localización:	0826929 / 9791580 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris	Textura:	Porfirítica, estructura vesicular
Minerales:	Plagioclasa, olivino y piroxeno		
Tamaño de grano:	1-3 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			
Mineral (% vol.)	Propiedades		Otras observaciones
Plagioclasa (25%)	Fenocristales incoloros euhedrales (2-0.6 mm), presentan maclas simples y maclas polisintéticas, algunas presentan zonación.		Presenta bordes y centros esponjosos
Ortopiroxeno (5%)	Fenocristales euhedrales (0,56 mm), verdosos, extinción recta, birrefrigencia de primer orden.		
Clinopiroxeno (5%)	Fenocristales subhedrales y anhedrales (1,3-0,43 mm), pleocroismo de verde a pardo, extinción oblicua, presenta maclas simples (tipo espiguilla).		
Olivino (3%)	Fenocristales subhedrales y anhedrales (0.52-0,18 mm), verde azulado, algunas presentan bordes de oxidación		Fracturas irregulares presentan reacción
2. Minerales accesorios	Opacos (2%), anhedrales y subhedrales (0,2-0,07 mm)		
3. Agregados cristalinos	(2%) Agregados de opx, cpx, ol y ox. (1,9-1,2 mm)		
4. Xenolitos y xenocristales	Xenolitos volcánicos alterados, matriz café alterada - no isotrópica, contiene fenocristales de olivino y clinopiroxeno (1,2 mm)		
5. Texturas y microestructuras:	Textura porfirítica, estructura desordenada, maciza		
6. Matriz	Vidrio café, con microlitos de plagioclasa, opacos y olivino		
7. Fotografías:	 		
8. Nombre de la roca:	Andesita		

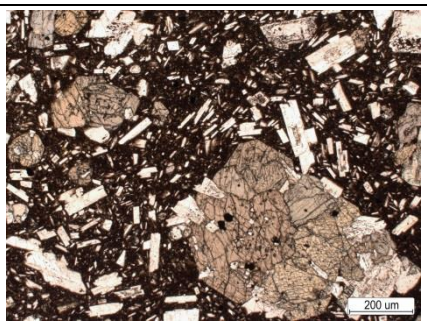
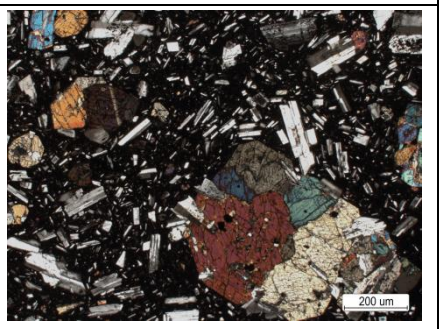
***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, roca vesicular con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. **Derecha)** Tomada con nicoles cruzados se observa la matriz vesicular con pequeños microlitos de plagioclasa y olivino.*

Número de lámina delgada:	SA-02	Localización:	0168833 / 9801683 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris	Textura:	Porfirítica, estructura desordenada
Minerales:	Plagioclasa, piroxeno		
Tamaño de grano:	4-1 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			
Mineral (% vol.)	Propiedades		Otras observaciones
Plagioclasa (20%)	Fenocristales incoloros euhedrales (0,8-0.5 mm), presentan maclas simples y maclas polisintéticas, algunas presentan zonación.		Algunas tienen como inclusión cristales pequeños de olivino
Ortopiroxeno (5%)	Fenocristales euhedrales (0,7 - 0,3 mm), verdosos, extinción recta, birrefrigencia de primer orden.		
Clinopiroxeno (3%)	Fenocristales subhedrales y anhedrales (0.4-0.2mm), pleocroismo de verde a pardo, extinción oblicua, presenta maclas simples (tipo espiguilla).		
2. Minerales accesorios	Olivino (!%) verdoso, se encuentra dentro de agregados cristalinos, relieve medio-alto, birrefrigencia de tercer orden, fracturas irregulares y reaccionadas. Opacos (2%) negros anhedrales y euhedrales (0,1 mm)		
3. Agregados cristalinos	(5%) agregados formados por plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, opacos y olivino (1 mm)		
4. Xenolitos y xenocristales	(2%) Agregados de pequeños cristales redondeados de plagioclasa (0.5 mm)		
5. Texturas y microestructuras:	Textura porfirítica, estructura semi-traquítica		
6. Matriz	Vidrio café obscuro. Matriz microlítica con microlitos de plagioclasa y opacos		
7. Fotografías:	 		
8. Nombre de la roca:	Andesita		

***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, roca porfirítica con abundantes fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. **Derecha)** Tomada con nicoles cruzados se observa los cristales de plagioclasa maclados en una matriz fina.*

Número de lámina delgada:	RN-01a	Localización:	0166420 / 9790918 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris oscura	Textura:	Porfirítica, estructura vesicular
Minerales:	Plagioclasa, piroxeno, olivino		
Tamaño de grano:	3-1 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			
Mineral (% vol.)	Propiedades		Otras observaciones
Plagioclasa (20%)	Fenocristales incoloros euhedrales y subhedrales (1,2-0,5 mm), presentan maclas maclas polisintéticas, algunas presentan zonación.		Bordes y centros esponjosos, algunas tienen inclusiones de olivino
Clinopiroxeno (10%)	Fenocristales subhedrales y anhedrales (0,8 mm), pleocroismo de verde a pardo, extinción oblicua, presenta maclas simples (tipo espiguilla).		Algunos presentan bordes de coronas de reacción. Inclusiones de opacos.
Olivino (5%)	Fenocristales subhedrales y anhedrales (0,5 mm), amarillento a verdoso, exfoliación irregular, relieve medio-alto.		Presentan coronas de reacción de óxidos.
2. Minerales accesorios	Opacos (1%), cúbicos y anhedrales (0,2 mm)		
3. Agregados cristalinos	Están presentes en un 2%, formados principalmente por ol y cpx (1,2 mm)		
4. Xenolitos y xenocristales	Plagioclasa (<<1%) subhedral, núcleos esponjosos, extinción ondulatoria (no habitual) (0,4 mm)		
5. Texturas y microestructuras:	Estructura porfirítica seriada, estructura desordenada vesicular		
6. Matriz	Vidrio café obscuro. Contiene microlitos de plagioclasa, olivino y vidrio		
7. Fotografías:	 		
8. Nombre de la roca:	Andesita basáltica		

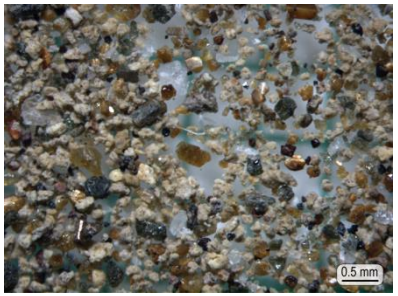
***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, se distingue un agregado grande de clinopiroxeno y olivino. **Derecha)** Tomada con nicoles cruzados se observan los altos colores de birrefrigencia del agregado en una matriz microlítica.*

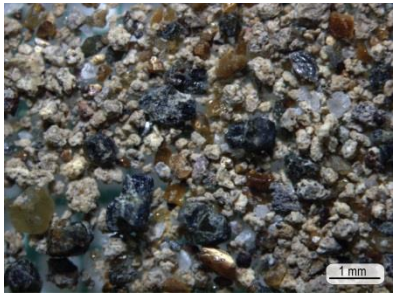
Número de lámina delgada:	RN-01b	Localización:	0166420 / 9790918 (PSAD-56)
Descripción macroscópica de la muestra			
Color:	Gris	Textura:	Porfirítica, estructura desordenada
Minerales:	Plagioclasa, piroxeno		
Tamaño de grano:	3-1 mm		
Análisis Microscópico:			
1. Composición Mineralógica:			
Mineral (% vol.)	Propiedades		Otras observaciones
Plagioclasa (18%)	Fenocristales incoloros euhedrales y subhedrales (1,2-0,4 mm), presentan maclas polisintéticas, algunas presentan zonación.		Bordes y centros esponjosos
Clinopiroxeno (4%)	Fenocristales subhedrales y anhedrales (0,5 mm), pleocroismo de verde a pardo, extinción oblicua, presenta maclas simples (tipo espiguilla).		
Olivino (4%)	Fenocristales subhedrales y anhedrales, amarillento a verdoso, exfoliación irregular, relieve medio-alto.		Las fracturas presentan reacción.
2. Minerales accesorios	Opacos (1%), cúbicos y anhedrales		
3. Agregados cristalinos	(6%) Agregados formados por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y opacos		
4. Xenolitos y xenocristales	Xenolito irregular de cuarzo y calcita (origen sedimentario)		
5. Texturas y microestructuras:	Estructura porfirítica, estructura desordenada maciza		
6. Matriz	Vidrio café pardo, matriz microlítica con microlitos de plagioclasa y olivino		
7. Fotografías:	 		
8. Nombre de la roca:	Andesita basáltica		

***Fotografías: Izquierda**) Tomada en luz plano polarizada, roca porfirítica con un agregado grande de clinopiroxeno. **Derecha)** Tomada con nicoles cruzados se observa una textura semi-traquítica que forman los fenocristales y microlitos de plagioclasa, además se distingue el agregado de clinopiroxeno y opacos.*

ANEXO 3: Descripción Petrográfica de las muestras de matriz de los depósitos DAE-S1 y DAE-S2. Análisis de dos cenizas asociadas a los depósitos.

Muestra/Unidad	Matriz Río Amundaló	Color	Café-gris
Ubicación	0830345 / 9810250		





Fotografías de la matriz de DAE-S2

Pómez							
Color	**Brillo**	**Forma**	**Minerales**	**Vesicularidad**	**Otros**	**Tamaño**	**% total**
Amarillenta	mate	angular	plagioclasa	alta (30%)		1 - 3 mm	50%

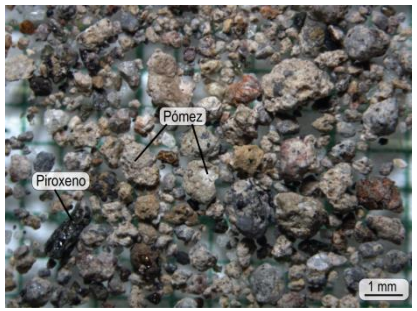
Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Otros	Tamaño de grano	%mineralógico	%total
Plagioclasa	amarilla, traslúcida	vítreo	euhedral		en el clivaje	Pátina de oxidación	0.8 mm	63%	25%
Hipersteno	verde oliva	vítreo	prismas				1,2 -3 mm	25%	10%
Hornblenda	negro	vítreo	prismas				1 mm	12%	5%

40%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Otros	Alteración	Tamaño	% total
scoria	negra	angular	muy alta (>45%)			2 mm	5%
andesitas	grises y rojizos	angular			pátinas de oxidación	< 1 mm	5%

Hay abundante contenido de magnetita en la fracción más fina de la matriz.

Muestra/Unidad	Matriz SAN-1	Color	Gris - café
Ubicación	0167643 / 9801787		



Fotografías de la matriz de DAE-S2

Pómez							
Color	**Brillo**	**Forma**	**Minerales**	**Vesicularidad**	**Otros**	**Tamaño**	**% total**
Beige	mate	subangular	plagioclasa	alta (>35%)		0.5-2 mm	50%

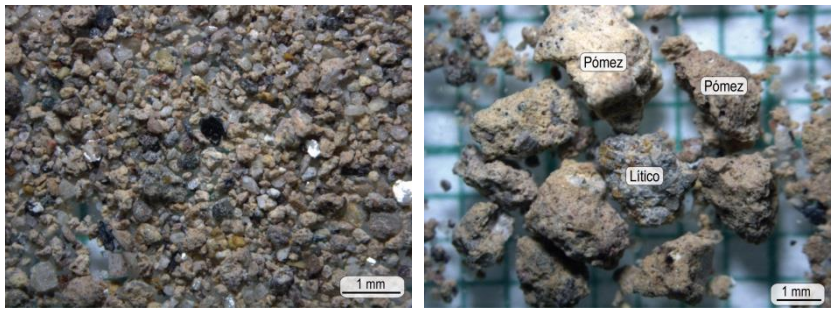
Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Tamaño de grano	%mineralógico	%total
Plagioclasa	incoloro	vítreo	euhedral			0.4 mm	44%	20%
Augita	verde oliva	vítreo	prismático			0.5 mm	22%	10%
Hipersteno	café obscuro	vítreo	prismático			0.5 mm	22%	10%
Olivino	verde claro	vítreo	subhedral		irregular	0.3 mm	12%	5%

45%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Otros	Alteración	Tamaño	% total
andesitas	grises	subangular				0.5 mm	5%

Hay abundante contenido de magnetita en la fracción más fina de la matriz.

Muestra/Unidad	Matriz Upano	Color	Gris - café
Ubicación	0821187 / 9766062		



Fotografías de la matriz de DAE-S1

Pómez							
Color	**Brillo**	**Forma**	**Minerales**	**Vesicularidad**	**Otros**	**Tamaño**	**% total**
Amarillenta	mate	angular		media (30%)		0.8-4 mm	50%

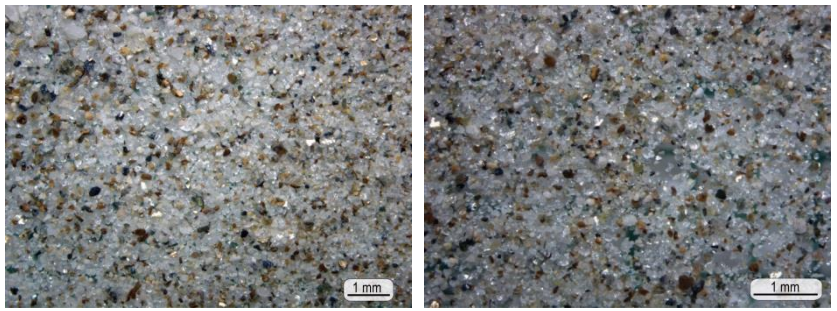
Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Tamaño de grano	%mineralógico	%total
Plagioclasa	incolora	vítreo	subhedral		en el clivaje	0.2-0.8 mm	88%	35%
Hipersteno	verde obscuro	vítreo	prismas alargados			0.9 mm	12%	5%
Biotita	negra	adamantino	láminas subhedrales			0.8 mm	>1%	>1%

40%

Externos	Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Otros	Tamaño	% total
Materia orgánica	negra	mate	ramas pequeñas			1 mm	1%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Otros	Alteración	Tamaño	% total
andesitas	grises y rojizos	angular			pátina de óxidos	0.5 mm	10%

Muestra/Unidad	Ceniza Río Llushín	Color	beige clara
Ubicación	0830735 / 9815575		



Fotografías de la ceniza localizada a orillas de río Llushín

Pómez

Color	Brillo	Forma	Minerales	Vesicularidad	Otros	Tamaño	% total
blanca	sedoso	subredondeada		baja (>10%)		0.3 mm	10%

Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Tamaño de grano	%mineralógico	%total
Plagioclasa	incolora	vítreo	subredondeada	magnetita en algunos cristales	en el clivaje	0.5 mm	72%	60%
Biotita	dorada, café claro	adamantino	libros subredondeados			0.3-0.5 mm	18%	15%
Cuarzo	incoloro	vítreo	subredondeado			0.3 mm	6%	5%
Hornblenda	negro verdoso	vítreo	prismas irregulares			0.3mm	1%	1%
Hipersteno	verde oliva	vítreo	prismas irregulares			0.3 mm	1%	1%
Magnetita	negro	metálico	subhedral			0.1 mm	1%	1%

83%

Externos	Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Otros	Tamaño	% total
micas	plateada y verdosa	adamantino	subhedral		posible origen metamórfico	0.3-0.5 mm	2%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Otros	Alteración	Tamaño	% total
andesitas	grises y rojizos	angular			pátinas de oxidación	0.3 mm	3%
filitas	negras	alargadas		presenta foliación		0.4 mm	2%

Muestra/Unidad	Ceniza Upano	**Color**	beige-café
Ubicación	0820811 / 9768513		

Fotografías de ceniza que está sobre los DAE-S1

Pómez							
Color	**Brillo**	**Forma**	**Minerales**	**Vesicularidad**	**Otros**	**Tamaño**	**% total**
blanca. Beige	sedoso	subredondeada		baja (>10%)		0.5 mm	25%

Mineral	**Color**	**Brillo**	**Forma Cristalina**	**Inclusiones**	**Fracturamiento**	**Tamaño de grano**	**%mineralógico**	**%total**
Plagioclasa	incolora	vítreo	subredondeada	magnetita en algunos cristales	en el clivaje	0.6 mm	50%	10%
Biotita	plateada, amarillenta	adamantino	libros subredondeados			0.8 mm	25%	5%
Hipersteno	verde oliva	vítreo	anhedral			0.5 mm	15%	3%
Cuarzo	incoloro	vítreo	anhedral			0.3 mm	10%	2%

20%

Externos	**Color**	**Brillo**	**Forma**	**Inclusiones**	**Otros**	**Tamaño**	**% total**
Materia orgánica	negro-café	mate	ramas carbonizadas				50%

Líticos	**Color**	**Forma**	**Vesicularidad**	**Otros**	**Alteración**	**Tamaño**	**% total**
metamórficos	grises	subangulares				0.5 mm	5%

ANEXO 4: Datos geoquímicos de las rocas de los depósitos DAE-S2 (Elementos mayores y elementos traza)

Los elementos mayores están dados en wt% y los elementos traza en ppm.

Los análisis fueron realizados en el Laboratorio “Domaines Océaniques” de la Universidad de Bretagne Occidentale en Brest (Francia), gracias al apoyo de la Dra. Silvana Hidalgo

ELEMENTOS MAYORES:

MUESTRA	ER01	AR04	SA02	SR01A	SI01B	RK02A	PP02	RN01A	PP01	RK01	RN01B	CC01
UTM (PSAD-56)	0173227/ 9808507	0171907/ 9793987	0168833/ 9801683	0828805/ 9772942	0828680/ 9771875	0826929/ 9791580	0169407/ 9806763	0166420/ 9790918	0169407/ 9806763	0826929/ 9790677	0166420/ 9790918	0174900/ 9808810
SIO2	57.5	61.6	57.5	54.1	54.4	58.2	57.0	56.0	54.7	57.7	56.8	56.4
TIO2	0.83	0.57	0.76	0.82	0.95	0.82	0.74	0.82	0.80	0.73	0.81	0.85
AL2O3	17.4	16.4	17.3	17.3	17.6	17.0	18.0	17.3	18.6	17.3	17.2	17.6
FE2O3	7.2	5.3	6.8	7.4	7.3	7.1	6.7	7.3	6.9	6.4	7.2	7.4
MNO	0.108	0.094	0.110	0.121	0.107	0.111	0.110	0.113	0.113	0.100	0.114	0.115
MGO	4.21	2.90	3.82	5.02	4.53	4.20	3.44	4.26	3.98	4.00	4.47	4.81
CAO	6.40	5.04	6.44	8.29	7.54	6.48	5.57	6.98	6.72	5.66	6.94	7.03
NA2O	4.23	3.99	3.99	4.44	4.27	4.08	4.32	3.96	3.95	4.18	3.90	3.94
K2O	2.03	2.54	2.29	1.72	1.84	1.99	2.28	1.96	1.60	2.35	2.08	1.85
P2O5	0.295	0.238	0.276	0.449	0.345	0.271	0.311	0.268	0.332	0.293	0.272	0.278
LOI	0.40	1.13	0.65	0.01	-0.24	-0.13	0.92	0.94	2.09	0.69	1.02	0.87
TOTAL	100.61	99.73	99.91	99.76	98.62	100.16	99.32	99.88	99.83	99.42	100.81	101.26

ELEMENTOS TRAZA

MUESTRA	ER01	AR04	SA02	SR01A	SI01B	RK02A	PP02	RN01A	PP01	RK01	RN01B	CC01
UTM (PSAD-56)	0173227 /9808507	0171907 / 9793987	0168833 /9801683	0828805 /9772942	0828680 /9771875	0826929 /9791580	0169407 /9806763	0166420 /9790918	0169407 /9806763	0826929 /9790677	0166420 /9790918	0174900 /9808810
RB	52	72	59	28	42	51	58	44	32	58	49	44
SR	871	976	878	1962	1052	864	1007	918	1059	951	898	872
BA	925	1231	1076	972	921	973	1135	949	1143	1276	1014	993
SC	13.9	9.3	14.1	15.1	15.8	14.7	11.3	15.9	13.2	12.9	15.5	15.8
V	177	122	165	209	196	170	149	184	167	157	182	185
CR	72.3	62.4	58.4	76.4	151	85.8	45.4	114	64.2	73.7	121	116
CO	23.9	15.7	22.0	24.3	23.1	22.8	20.7	24.6	22.9	22.2	24.4	27.0
NI	64.3	46.8	54.9	80.3	82.8	56.8	45.1	77.9	57.4	68.3	88.3	81.6
Y	12.1	9.4	13.2	12.3	13.3	12.8	13.4	12.8	14.2	13.5	14.4	12.6
ZR	116	110	126	97	123	119	136	117	139	127	115	115
NB	6.3	7.4	6.8	6.5	7.4	5.8	7.6	5.3	7.7	7.0	5.1	6.5
LA	20.4	22.2	20.7	32.1	23.0	18.5	27.5	19.4	28.2	29.6	20.6	19.4
CE	41.2	42.1	39.8	66.0	44.9	38.9	51.3	41.0	52.2	51.2	38.4	39.0
ND	21.1	19.7	20.9	34.2	25.5	20.7	25.2	20.8	26.2	28.5	22.4	20.3
SM	4.4	3.8	4.3	6.1	4.7	3.6	4.5	3.6	4.9	4.5	4.2	4.0
EU	1.2	1.0	1.2	1.6	1.5	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3	1.2	1.2
GD	3.4	2.9	3.1	3.8	3.7	3.4	3.3	3.5	3.6	3.7	3.3	3.7
DY	2.5	1.9	2.5	2.5	2.6	2.5	2.5	2.5	2.6	2.5	2.5	2.4
ER	1.13	0.62	1.12	0.99	1.16	1.09	1.22	0.99	1.27	1.20	1.41	1.26
YB	1.2	0.9	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1
TH	5.61	5.88	5.70	4.30	4.76	4.51	6.31	4.37	6.22	5.88	4.41	5.16

ANEXO 5: Resumen del presente trabajo aceptado y presentado para el encuentro **Cities on Volcanoes 8,** llevado a cabo en Yogyakarta – Indonesia (9-13 de septiembre del 2014).

Cities on Volcanoes 8
Living in Harmony with Volcano
Bridging the will of nature to society

category : Poster

Sixty kilometer run-out of Debris Avalanches from Sangay Volcano, Ecuador

Viviana Valverde[1], Patricia Mothes[2], Minard Hall[3], Pablo Samaniego[4]

Sangay (5260m), is one of the most active volcanoes in the world, displaying constant activity since 1628. It is located in southeast Ecuador. Few studies have been published on this eruptive center due to its geographic location, difficult access and exuberant vegetation. An important study by Monzier et al., (1999) shows that the volcano has had three volcanic edifices, the last one has an approximate age of 14 ky BP. Furthermore, it discusses the possible occurrence of two avalanches.

Field work done for the current investigation at distal area to the east of the volcano (50 – 60 km), reveals Debris Avalanche Deposits (DADs). These deposits have *hummock* morphology; the most common features are jigsaw cracks with block and mixed facies. The DADs, have a height of about 10 m, but the base has not yet been observed.

A correlation between the samples from DADs and the samples from Sangay was done. Geochemical and petrographic analyses, show mostly an andesitic composition. The SiO2 content is between 54 and 61% wt. Petrographically both samples have similar main minerals like olivine, clinopyroxene, orthopyroxene and plagioclase. Dating, with the 14C method was done on a sample of non-charred wood collected in anoutcrop of DAD; the age was determined to be around 29 ky BP.

The excellent geochemical and petrographic correlations between samples from DADs and samples from the volcano indicates that the DADs belong to Sangay.

The debris avalanches´ run-out of 60 km from the volcano´s summit to the most distal *hummocks* is due to the tremendous 4 km relief and probably other contributing factors that we are investigating. Nonetheless, the 60 km run-out distance of Sangay´s avalanches onto a low gradient alluvial fan is one of the furthest yet recorded. We see no evidence that the DADs transformed to lahars.