

**ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETROLEOS**

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y LITOLÓGICA DE LOS  
DEPÓSITOS LAHÁRICOS DE MERA, PROVINCIA DE  
PASTAZA**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE  
INGENIERO GEÓLOGO**

**PEDRO ALEJANDRO ESPÍN BEDÓN**

**DIRECTORA: MSC. PATRICIA ANN MOTHE**

**2014**

## DECLARACIÓN

Yo Pedro Alejandro Espín Bedón, 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.

---

Pedro Alejandro Espín Bedón

## CERTIFICACIÓN

## DEDICATORIA

## CONTENIDO

DECLARACIÓN.....	I
CERTIFICACIÓN.....	III
DEDICATORIA .....	IV
CONTENIDO.....	V
FIGURAS.....	X
TABLAS .....	XV
RESUMEN.....	XVI
ABSTRACT .....	XVII
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 ANTECEDENTES.....	1
1.2 JUSTIFICATIVOS.....	2
1.3 OBJETIVOS.....	2
1.3.1 OBJETIVO GENERAL .....	2
1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	2
1.4 ALCANCE .....	3
1.5 METODOLOGÍA .....	4
1.6 ESTUDIOS ANTERIORES.....	4
1.7 UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA .....	8
1.7.1 UBICACIÓN.....	8
1.7.2 MORFOLOGÍA E HIDROLOGÍA.....	10
1.7.3 ACCESO .....	10
1.7.4 ASPECTO SOCIAL Y ECONÓMICO.....	11
CAPÍTULO II .....	12
MARCO GEOMORFOLÓGICO, GEOLOGÍA REGIONAL Y LOCAL.....	12
2.1 GEODINÁMICA ACTUAL DE LOS ANDES DEL NORTE.....	12
2.2 GEOLOGÍA REGIONAL.....	14
2.2.1 CORDILLERA OCCIDENTAL .....	16
2.2.2 VALLE INTERANDINO .....	17

2.2.3 CORDILLERA REAL .....	20
2.2.4 ZONA SUBANDINA .....	23
2.2.5 CUENCA ORIENTE .....	25
2.3 VOLCANISMO PLIOCUATERNARIO DEL ECUADOR.....	25
2.3.1 CORDILLERA REAL .....	26
2.3.2 CORDILLERA OCCIDENTAL .....	27
2.3.3 VALLE INTERANDINO .....	28
2.3.4 TRAS ARCO.....	28
2.4 PROBABLES FUENTES VOLCÁNICAS .....	29
2.4.1 VOLCÁN TUNGURAHUA .....	31
2.4.1.1 Avalancha de Escombros del Tungurahua 30ka AP (DAE-30ka AP) .....	32
2.4.1.2 Avalancha de Escombros del Tungurahua-3 ka AP (DAE-3 ka AP).....	33
2.4.2 VOLCÁN HUISLA.....	35
2.4.2.1 Avalancha de Escombros Huisla.....	36
2.4.3 VOLCÁN CARIHUAIRAZO .....	38
2.4.3.1 Avalancha de Escombros 1 (DAE-1) .....	38
2.4.3.2 Avalancha de Escombros 2 (DAE-2) .....	39
2.4.3.3 Avalancha de Escombros 3 (DAE-3) .....	40
2.4.3.4 Avalancha de Escombros 4 (DAE-4) .....	42
2.4.4 VOLCÁN CHIMBORAZO .....	43
2.4.4.1 Avalancha de Escombros de Riobamba (DAE-R) .....	45
2.4.5 CERRO QUINUALES.....	47
2.4.5.1 Avalancha de Escombros 1 (DAE-1) .....	48
2.4.5.2 Avalancha de Escombros 2 (DAE-2) .....	48
2.4.6 VOLCÁN EL ALTAR .....	51
2.4.6.1 Avalancha de Escombros del Altar .....	52
2.5 GEOLOGÍA LOCAL .....	54
2.5.1 LA FORMACIÓN MERA .....	56
CAPÍTULO III .....	61
CONTEXTO TEORICO. ....	61
3.1 LAHARES .....	61

3.1.1 GÉNESIS .....	61
3.1.2 CLASIFICACIÓN .....	62
3.1.2.1 Lahares Primarios.....	62
3.1.2.2 Lahares Secundarios.....	62
3.1.3 COMPORTAMIENTO DE LOS LAHARES: AGUAS ABAJO .....	63
3.1.4 EROSIÓN Y AUMENTO DE VOLUMEN (BULKING).....	65
3.1.5 PROCESOS DE SEGREGACIÓN POR DENSIDAD Y TAMAÑO DE PARTÍCULA .....	67
3.1.6 DILUCIÓN Y TRANSFORMACIÓN AGUAS ABAJO .....	69
3.1.7 PROCESOS DE DEPOSICIÓN.....	70
3.1.8 SEDIMENTOLOGÍA DEL DEPÓSITO .....	72
3.1.8.1 Tamaño del Grano y Textura.....	72
3.2 AVALANCHAS DE ESCOMBROS.....	75
3.2.1 DEFINICIÓN.....	75
3.3 FLUJOS DE LODO (LAHARES) DE TRANSFORMACIÓN DE AVALANCHAS DE ESCOMBROS.....	77
3.4 EVENTO SIMILARES EN OTRAS REGIONES.....	79
3.4.1 MOUNT ST. HELENS .....	79
3.4.2 VOLCÁN CASITA, NICARAHUA .....	80
3.4.3 VOLCÁN MT. RAINIER, ESTADOS UNIDOS .....	81
3.4.4 VOLCÁN COTOPAXI, LAHAR DEL VALLE DE LOS CHILLOS (CLV), ECUADOR .	82
3.4.5 VOLCÁN COLIMA, MEXICO.....	83
3.4.6 VOLCÁN EL ALTAR, ECUADOR.....	83
3.5 PELIGROS DE LAHARES .....	84
CAPÍTULO IV .....	88
DEPÓSITO LAHÁRICO MERA .....	88
4.1 DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DEL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA.....	88
4.1.1 DRENAJES DE APORTACIÓN .....	88
4.1.2 DESCRIPCIÓN DEL DEPÓSITO.....	89
4.2 ESTUDIO PETROGRÁFICO, MICROSCÓPICO, SEDIMENTOLÓGICO, GEOQUÍMICO, CORRELACIONES CON POSIBLES VOLCANES FUENTES, E INTERPRETACIONES. ....	97
4.2.1 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS Y MICROSCÓPICAS .....	97
4.2.2 ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y GRANULOMÉTRICO .....	104

4.2.2.1	Introducción .....	104
4.2.2.1.1	Parámetros para estudios Granulométricos .....	104
4.2.2.1.2	Parámetros gráficos de Inman (1952) según Cheel (2005). .....	105
4.2.2.2	Descripción de Parámetros Granulométricos .....	107
4.2.2.2.1	Trabajo de Campo y Laboratorio .....	107
4.2.2.2.2	Características granulométricas del depósito .....	109
4.2.3	ESTUDIO GEOQUÍMICO .....	116
4.2.3.1	Análisis geoquímico .....	117
4.2.3.2	Comparaciones petrográficas y geoquímicas de las rocas muestreadas .....	124
4.2.3.2.1	Comparaciones Petrográficas .....	124
4.2.3.2.2	Comparación geoquímica .....	129
4.3	DISCUSIÓN DE RESULTADOS .....	132
4.4	SÍNTESIS DE EVENTOS .....	136
CAPITULO V .....		144
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....		144
5.1	CONCLUSIONES .....	144
5.2	RECOMENDACIONES .....	148
CAPITULO VI .....		150
BIBLIOGRAFÍA .....		150
ANEXOS .....		167
ANEXO 4.1	FOTOGRAFÍAS DE EVENTOS SIMILARES EN OTRAS REGIONES .....	168
ANEXO 4.2	DESCRIPCION MINERALOGICA Y ANALISIS GEOQUIMICO DE LA CENIZA RIOLÍTICA EN EL SECTOR DE MERA-DIQUE .....	169
ANEXO 4.3	UBICACIÓN DE LOS PUNTOS DE MUESTREO DE ROCAS Y MATRIZ DEL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA .....	170
ANEXO 4.4	DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LÁMINAS DELGADAS DEL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA .....	171
ANEXO 4.5	TABLA DE DATOS DE LOS ANÁLISIS DE GRANULOMETRÍA DE LAS MUESTRAS TAMIZADAS .....	172
ANEXO 4.6	RESULTADOS OBTENIDOS DE PARÁMETROS GRANULOMÉTRICOS DE LAS MUESTRAS TAMIZADAS .....	175



ANEXO 4.7. TABLA RESUMEN Y GRÁFICOS DE BARRAS DE LOS ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE LAS DIFERENTES AVALANCHAS EN EL SECTOR CON EL FIN DE DETERMINAR LA POSIBLE FUENTE DEL DEPÓSITO.....	176
ANEXO 4.9. TABLA RESUMEN PETROGRÁFICA DE LAS DIFERENTES AVALANCHAS EN EL SECTOR DE LA POSIBLE FUENTE DEL DEPÓSITO. ....	179
ANEXO 4.10. DATOS GEOQUÍMICOS COMPARTIVOS DE LAS AVALANCHAS DE RIOBAMBA (BASE IRD) Y HUISLA (BUSTILLOS, 2006).....	181
ANEXO 4.11. DIAGRAMAS DE VARIACIÓN DE ELEMENTOS EN TRAZA, ELEMENTOS MAYORES VS $\text{SiO}_2$ WT%. COMPARACIÓN CON LAS AVALANCHAS DE RIOBAMBA Y HUISLA POSIBLES FUENTES DEL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA. ....	182
ANEXO 4.12. FOTOGRAFÍAS DE SECCIONES DELGADAS DE MUESTRAS REPRESENTATIVAS DEL DAE-RIOBAMBA (Samaniego et al., 2012), DAE-HUISLA (Bustillos, 2008) Y LAHAR MERA.....	184
ANEXO 4.13. RESULTADOS DE LA DATACIÓN DEL PEDAZO DE MADERA ENCONTRADO EN EL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA EN LA ZONA DE MORAVIA CERCA DE MERA.....	188
ANEXO 4.14. FOTOGRAFÍAS DE EVIDENCIA DE DEPÓSITOS LACUSTRES. a) VIA A PATATE, b) SECTOR DEL RELLENO SANITARIO DE PELILEO, c) DAE-HUISLA EN EL SECTOR DEL RELLENO SANITARIO DE PELILEO.....	190
ANEXO 4.15. FOTOGRAFÍAS DEL SECTOR DEL PLACER DONDE EL DEPÓSITO DE LAVA DEL TUNGURAHUA (3000 años AP) POSIBLEMENTE SE ENCUENTRA SOBREYACIENDO AL LAHAR MERA. ....	192
ANEXO 4.16. MAPA DE PROSPECCIÓN DE LUGARES (WGS-84) DE LAS CAMPAÑAS DE CAMPO PARA EL DESARROLLO DE ESTE PROYECTO (AFLORAMIENTOS DEL DAE-HUISLA, TUNGURAHUA, RIOBAMBA Y LAHAR MERA). ....	193
ANEXO 4.17. CALCULO DE VOLÚMENES DEL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA.....	194
ANEXO 4.18. MAPA DONDE SE REPRESENTA LA HIPÓTESIS DEL REPRESAMIENTO POR EL DAE-HUISLA DE LOS RIOS CUTUCHI Y AMBATO, ASI PROVEYENDO EL VOLUMEN DE AGUA NECESARIO PARA GENERAR EL LAHAR MERA. ....	195

## FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio. En el mapa se muestra la topografía del terreno, poblaciones importantes, red vial y red hidrográfica. \_\_\_\_\_ 8

Figura 2.1. Bloque NorAndino, Situación de la Ridge de Carnegie frente a la Línea Costera (Michaud, 2009).....	13
Figura 2.2. Fallas activas Cuaternarias del BNA (Modificado de Tibaldi et al., 2007) .....	14
Figura 2.3. Regiones Fisiográficas del Ecuador (tomado de Ordoñez., 2012). Representan los diferentes territorios geológicos del Ecuador separados por fallas y estructuras tectónicas. Se encuentran: Costa, Cordillera Occidental, Valle Interandino, Cordillera Real, Zona Sub-Andina, Bloque Amotape Tahuin (BAT) y la Cuenca Alamor Lancones (CAL). (Modificado DEM-IG). .....	15
Figura 2.4. Hidrografía del IAV y su segmentación en cuencas. (Solo se indican los más importantes volcanes cuaternarios: 1: Yanahurco, 2:Cotacachi, 3: Imbabura, 4: Mojanda, 5:Cayambe, 6:Reventador, 7: Rucu y Guagua Pichincha, 8: Ilaló, 9: Atacazo, 10:Corazón, 11:Illinizas, 12:Antisana, 13:Rumiñahui, 14:Pasochoa, 15:Cotopaxi, 16:Sumaco, 17:Tungurahua, 18:Chimborazo, 19:Altar. Ciudades de norte a sur: T:Tulcán, I:Ibarra, O:Otavalo, Q:Quito, SDC:Santo Domingo de los Colorados, B:Baños, L:Latacunga, Tn:Tena, A:Ambato, P:Puyo, R:Riobamba. Ríos: RC: Río Chingual, RG: Río Guayllabamba, RM: Río Monjas, RN: Río Napo, RP: Río Pastaza, RQ: Río Quijos, RT: Río Toachi) (modificado de Villagómez, 2003). .....	19
Figura 2.5. Correlación estratigráfica tentativa en las cuencas del IAV (modificado de Winkler et al., 2005).....	19
Figura 2.6. Volcanes Cuaternarios del Ecuador. Nos indican los volcanes extintos o apagados y potencialmente activos, en erupción y activos, y posibles fuentes volcánicas del depósito lahárico Mera en color verde (Modificado de Bernard y Andrade 2011).....	30
Figura 2.7. Foto del flanco NNE del Volcán Tungurahua (Abril 2013 Pedro Espín). .....	31
Figura 2.8. Mapa donde se muestra la distribución actual de los depósitos de la DAE-30 ka AP y de la DAE-3 ka AP (modificado de Bustillos 2008). .....	34
Figura 2.9. Mapa donde se muestra la distribución actual de los depósitos de la DAE-Huisla (modificado de Bustillos, 2008). .....	37
Figura 2.10. Ubicación del depósito de la Avalancha de escombros (DAE-1) del Volcán Carihuairazo. Las coordenadas están en UTM – PSAD56 (Ordoñez, 2012).....	39
Figura 2. 11. Ubicación del depósito de la avalancha de escombros (DAE-2). (Ordoñez, 2012).....	40
Figura 2.12. Ubicación del depósito de la avalancha de escombros (DAE-3) (Ordoñez, 2012). .....	41
Figura 2. 13. Ubicación del depósito de la avalancha de escombros (DAE-4) (Ordoñez, 2012). .....	42
Figura 2.14. Reconstrucción del edificio volcánico Chimborazo. a) Chimborazo I y III; b) Segundo viento (CH II-B) y construcción del CH II-A, donde este viento dio lugar a la construcción de un cono satélite que se asentó sobre la pendiente Sureste del CH II-A (modificado de Barba, 2006) c) Vista desde la carretera Ambato-Guaranda, que muestra los flujos de lava de más edad del volcán basal (Loma Huañuna), las lavas del El Castillo, así como el cono más joven y la cumbre Whympfer. También marcados son la cicatriz caldera (menor línea discontinua) y la más joven de la cicatriz colapso del flanco que afecta a la cumbre principal (línea superior punteada) (modificado de Samaniego et al., 2012).....	44

<i>Figura 2.15. Mapa donde se muestra la distribución de los depósitos de la DAE-Riobamba (Modificado de Barba 2006).</i>	46
<i>Figura 2.16. Escarpe del cerro Quinales, su lado occidental con vista hacia el oriente (Herrera, 2013).</i>	47
<i>Figura 2.17. Mapa donde se muestra la distribución actual de los depósitos de los DAE`s-Quinales (Modificado de Herrera, 2013).</i>	50
<i>Figura 2.18. Foto en escala de grises del volcán, aquí se puede apreciar las distintas lagunas de este volcán y las distintas cumbres de este volcán. La glaciación ha erosionado este edificio cortando profundas quebradas (Foto Dr. Minard Hall, 1981).</i>	51
<i>Figura 2.19. Mapa donde se muestra la distribución actual de los depósitos de los DAE-Altar, Chimborazo (Bustillos, 2008).</i>	53
<i>Figura 2.20. a) Foto panorámica del Cañón del Río Pastaza, correspondiente a 1cm de largo en la zona de la falla de Mirador (MT) b) Morfología Subandina permite distinguir las unidades morfoestructónicas: Levantamiento del Napo, La depresión del Río Pastaza y la Cordillera del Cutucú (modificado de Bès De Berc S., 2003).</i>	55
<i>Figura 2.21. Modificado del Modelo Numérico de relieve (Savane IRD), Correspondiente a la zona de estudio (Ubicación de MERA) (Bès De Berc, 2003).</i>	56
<i>Figura 2.22. Sección esquemática de la litología de la formación Mera a) Sección esquemática de la parte superior de los depósitos Mera cubierta por los depósitos Alpayacu observados cerca de Mera b) sección esquemática de los depósitos Alpayacu (modificado de Bès De Berc, 2003).</i>	58
<i>Figura 2.23. Corte del Río Pastaza cerca de Mera. Muestran las edades correspondientes a capas vegetales (modificado de Bès de Berc, 2003).</i>	59
<i>Figura 2.24. Modelo numérico de relieve (Savane IRD) y ubicación de la Zona de MERA y del Cono aluvial de Pastaza b) Sección estructural a través del valle y el cono de Pastaza. Falla de corrimiento de Autapi (FAU), Anticlinal de Autapi (AAU), Falla de corrimiento de Bobonaza (FB), Anticlinal de Bobonaza (AB), Falla de corrimiento del Mirador (FM), Anticlinal Mirador (AM), Falla de corrimiento de Alpayacu (FAL), Falla de corrimiento de Cosanga (FC); Falla de corrimiento de Santa Inés (FSI), Depresión de Santa Inés (DSI), Falla de corrimiento Subandina (FS) (modificado Bès de Berc, 2003, Pratt et al., 2005).</i>	60
<i>Figura 3.1. Hidrográficas esquemáticas mostrando cómo se inician y comportan los lahares que comienzan con inundaciones de agua cuando sufren de dilución aguas abajo. La fase de inundación mostrada en A; la fase de flujo de escombros mostrada en B; las fases de transición mostradas en C y D. Los diagramas también ilustran el modelo de agravamiento progresivo de la graduación inversa en C y D. Y la transición a un flujo hipoconcentrado (Vallance, 2000).</i>	64
<i>Figura 3. 2. Modelo esquemático de un lahar moviéndose de manera descendente (de A a D) a lo largo de un río, cuando sufre de dilución aguas abajo, cuando pasa de la fase de flujo de escombros a la fase de flujo hiperconcentrado y deposita facies derivadas del mismo (adaptado de la Fig 3.1 en Pierson and Scott, 1999, por Vallance, (2000); Riesgos hidrológicos superficiales en los volcanes: Reporte de archivo abierto de una investigación geológica en los Estados Unidos). El modelo muestra las secuencias esperadas de depósitos de flujos hiperconcentrados y de escombros en la sección transversal de A hasta D (Vallance, 2000).</i>	65
<i>Figura 3.3. Diagrama esquemático que ilustra cómo la segregación inversa por tamaño de partícula da como resultado flujos graduados longitudinalmente en A y lateralmente en B. (Vallance, 2000).</i>	68

<i>Figura 3.4. Curvas de Frecuencia acumulada e Histogramas de tamaño de partículas para representar tipos de sedimentos de flujos de agua (Lahares) (Modificado de Scott et al., 1995). Electron y National son lahares largos prehistóricos ocurridos en Mt. Rainer USA.</i>	72
<i>Figura 3.5. Textura de los depósitos de flujos de escombros a) Depósito grueso, clasto soportado con matriz arenosa no cohesiva. (Mt. Ruapehu, New Zealand) b) Depósito clasto soportado con matriz arenosa suelta y no cohesiva (Complejo Volcánico Colima, México) c) Depósito clasto-soportada con matriz rica en arena fina compactada cohesiva (Pico de Orizaba, México) d) Depósito de matriz soportada, muy compactada (casi litificado), rica en matriz de arena fina (Mt. Agung, Indonesia). e) Depósito fino matriz soportado, cohesivo con matriz de arena fina (Vol. Popocatepetl, México). f) Depósito fino, granular, clasto soportado ligeramente cohesivo, matriz es arena (Mt. Hood, USA) (Pierson and Scott, 1999).</i>	74
<i>Figura 3.6. Esquema de un depósito de avalancha de escombros. A) Sección longitudinal, B) Sección transversal proximal que muestra la facies de bloques, C) Sección transversal distal que muestra la facies de matriz o mezcla (modificado de Ui et al., 2000).</i>	75
<i>Figura 3.7. Volcán Mt. Saint Helens (Washington, USA). Se observa el anfiteatro que fue generado en la erupción del 18 de Mayo de 1980 y un complejo de domos que está creciendo en su interior. En la base del flanco Norte están expuestos los depósitos de la avalancha de escombros y de los lahares asociados a esta erupción en el valle del río North Fork Toutle (modificada de Ordoñez, 2012).</i>	77
<i>Figura 4.1. Hidrografía, ubicación de poblaciones y localidades en la zona de estudio.</i>	89
<i>Figura 4.2. Mapa topográfico de la zona de estudio. Los afloramientos más representativos del depósito lahárico Mera en esta investigación están marcados en color verde. Base geográfica tomada del sitio web del IGM.</i>	90
<i>Figura 4.3. a) Afloramiento de depósito lahárico Mera, 30 m verticales bajo la sede de los bomberos de Moravia (espesor: 41 m). b) Depósito lahárico Mera bajo ceniza riolítica, sección litológica (UTM 0824868mE/9835460mN) (Ubicación ir Figura.4.2)</i>	91
<i>Figura 4.4. En la vía a la Reserva Biológica Pindo Mirador el depósito lahárico se encuentra bajo la capa de ceniza riolítica (UTM 0824225mE/9837956mN).</i>	92
<i>Figura 4.5. Composición del depósito lahárico Mera a) Clastos métrico en la zona de Moravia b) Clasto andesítico característico del depósito, c) Matriz de color gris rojiza bien consolidada en la zona de Moravia, d) Matriz en la zona de Motolo, e) Matriz parcialmente alterada en la zona de Cumanda.</i>	93
<i>Figura 4.6. Foto panorámica del afloramiento del lahar Mera camino a Madre Tierra (sector de las Avispas).</i>	94
<i>Figura 4.7. Afloramiento camino a Madre Tierra (Las Avispas); a) Presencia de cizallas en el depósito, b) Zonas de oxidación en la matriz, c) Matriz de color gris rojiza, clastos andesíticos y un canto granítico dentro del lahar, d) Clastos redondeados en la parte inferior del depósito y el posible contacto con los aluviales del río Pastaza.</i>	95
<i>Figura 4.8. Zona de Cumanda, nueva vía entre Cumanda y Palora (UTM 0819367mE/9837769mN). Afloramiento del lahar Mera de un espesor de 5 m de altura sobre granito y debajo de depósitos aluviales. Zona de alteración.</i>	96
<i>Figura 4.9. Zona de Moravia, pedazo de tronco encontrado dentro del depósito lahárico Mera.</i>	96
<i>Figura 4.10. Mapa de ubicación de las muestras del lahar Mera que fueron analizadas microscópicamente. La numeración en cada punto corresponde al número de cada muestra. Las coordenadas UTM están dadas en el sistema de referencia WGS84. Tres muestras no presentes corresponden a las posibles fuentes volcánicas del depósito.</i>	98

Figura 4.11. Muestra de roca andesítica típica del depósito lahárico de Mera a) Muestra de Moravia (UTM 0824868mE/9835460mN), b) Muestra de Santa Ana (UTM 0169899mE/9816229mN), c) Muestra de Cumanda (UTM 0819367mE/09837769mN), d) Muestra del El Topo (UTM 0812761mE/09844602mN), e) Muestra de Moravia Bajo (UTM 0824868mE/09835460mN), f) Muestra de Mera (UTM 0821262mE/09838525mN) .....	99
Figura 4.12. Imágenes microscópicas de los cristales de plagioclasas presentes en las rocas del depósito lahárico Mera, a) Imagen con nicoles cruzados de plagioclasa tabular de 300 $\mu$ m presentando zonación concéntrica e inclusiones (MERA UTM 0821262mE/9838525mN) b) imagen sin nicoles cruzados de plagioclasa con corona de reacción (SANTA ANA UTM 0169899mE/9816229mN), c) Intercrecimientos de Plagioclasas y Alteraciones (Moravia UTM 0824868mE/9835460mN) Imagen sin nicoles, d) Imagen con nicoles cruzados. ....	100
Figura 4.13. Imágenes microscópicas de los cristales de piroxenos presentes en las rocas del depósito lahárico Mera, a) Imagen sin nicoles, b) Imagen con nicoles cruzados, cristales de clinopiroxenos (birrefringencia media-alta) y ortopiroxenos (birrefringencia baja) (Huaymayacu UTM 0814350mE/9842446mN), c y d) Imágenes con nicoles cruzados de cristales de clinopiroxenos (inclusiones imagen derecha) y ortopiroxenos y plagioclasas (Alpayacu UTM 822461mE/ 9838525mN) e) Piroxeno el cual presenta macla tipo "Espingulla o Espada" y fracturación. Imagen sin nicoles, f) Imagen con nicoles cruzados (Moravia UTM 0824868mE/9835460mN). ....	101
Figura 4.14. Crecimiento de clinopiroxeno dentro de un cristal de ortopiroxeno, se puede observar la matriz formada por microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos y una textura glomeroporfirídica (Santa Ana UTM 0169899mE/9816229mN). ....	102
Figura 4.15. Imágenes microscópicas de los cristales de anfíboles presentes en las rocas del depósito lahárico Mera, a) Imagen sin nicoles, cristales de anfíboles (Cumanda UTM 819367mE/ 9837769mN), b) Imágenes sin nicoles cruzados de cristales anhedral de anfíboles con coronas y anillos de reacción (Ivia UTM 0826329mE/9833336mN), c) Cristal de anfíbol con remplazamiento de la matriz dentro del cristal (Moravia UTM 0824868mE/9835460mN). ....	103
Figura 4.16. Ilustración del coeficiente de curtosis, (Spalletti L, 2007). ....	105
Figura 4.17. Mapa de ubicación de los 11 afloramientos y puntos en donde se recolecto las 17 muestras para el análisis granulométrico. Se presentan histogramas representativos de las tres facies o segmentos del depósito lahárico de Mera. En Cumanda se observa diferencia debido a que aparentemente se dio una removilización del depósito. ....	108
Figura 4.18. Equipos utilizados para el tamizado, cuarteo, secado y pesado de las muestras de las de matriz para obtener la granulometría. a) Columna vibradora de tamices, b) Horno, c) Cuarteadora, d) Balanza. ....	109
Figura 4.19. Curva granulométrica del depósito en la fase proximal, muestra del río Topo, a) Representado en un papel "log-normal" (Distribución acumulada) vs. El tamaño de grano (mm). ....	110
Figura 4.20. Histogramas de frecuencia de clases granulométricas para el depósito de la fase proximal. Se representa el porcentaje en peso retenido en cada tamiz (wt%) vs. el diámetro en unidades phi ( $\phi$ ) de cada clase. ....	111
Figura 4.21. Curva granulométrica del depósito en la fase central, a) Representado en un papel "log-normal". (Distribución acumulada) vs. El tamaño de grano (mm). ....	112
Figura 4.22. Histogramas de frecuencia de clases granulométricas para el depósito de la fase central. Se representa el porcentaje en peso retenido en cada tamiz (wt%) vs. el diámetro en unidades phi ( $\phi$ ) de cada clase. ....	113
Figura 4.23. Curva granulométrica del depósito en la fase distal, a) Representado en un papel "log-normal". (Distribución acumulada) vs. El tamaño de grano (mm). ....	114

Figura 4.24. Histogramas de frecuencia de clases granulométricas para el depósito de la fase distal. Se representa el porcentaje en peso retenido en cada tamiz (wt%) vs. el diámetro en unidades phi ( $\phi$ ) de cada clase.....	115
Figura 4.25. Mapa de ubicación de muestras para el análisis geoquímico. Las coordenadas UTM están dadas en el sistema de referencia WGS84.....	117
Figura 4.26. LOI (wt%) vs. SiO <sub>2</sub> para las once muestras del Depósito Lahárico Mera.....	118
Figura 4.27. Diagramas de clasificación de rocas volcánicas, en este caso se representa las rocas del depósito lahárico Mera, a) TAS-Total Alkali-Silica (Na <sub>2</sub> O wt% + K <sub>2</sub> O wt% vs. SiO <sub>2</sub> wt%), Le Bas et al. (1986), b) Peccerrillo and Taylor (1976) (K <sub>2</sub> O wt% vs. SiO <sub>2</sub> wt%). Se nota una clara distinción entre las rocas pertenecientes de las cordilleras oriental y occidental (Schiano et al., 2010).....	119
Figura 4.28. Diagramas de variación de los óxidos mayores respecto a SiO <sub>2</sub> , permiten caracterizar la distribución de las muestras del depósito lahárico Mera. Todos los óxidos se presentan en porcentaje en peso (wt%).....	121
<b>Figura 4.29.</b> Diagramas de variación de los elementos traza, respecto a SiO <sub>2</sub> , permiten distinguir la distribución de las muestras del depósito lahárico Mera. Los elementos en traza se presentan en ppm, SiO <sub>2</sub> en su porcentaje en peso (wt%).....	122
Figura 4.30. Diagramas de variación de elementos en traza, elementos mayores, razón Ci/Cc vs. SiO <sub>2</sub> wt%. Ci=concentración del elemento incompatible, Cc=concentración del elemento compatible. Los incompatibles son Zr y Y, y los compatibles son Sc y Co. Comparación entre los depósitos de avalanchas de la zona del estudio y posibles fuentes del depósito lahárico Mera. La serie 1 está compuesta de las fuentes descartadas y las demás muestras podrían ser consideradas como posibles fuentes de generación del depósito lahárico Mera.....	130
Figura 4.31. Diagramas de variación de elementos en traza, elementos mayores vs. SiO <sub>2</sub> wt%. Comparación con las avalanchas de escombros de Riobamba y Huisla como posibles fuentes del depósito lahárico Mera.....	135
Figura 4.32. Mapa donde se muestra el posible trayecto de la avalancha laharitizada (DAE-Huisla) y las posibles zonas de deposición.....	138
Figura 4.33. Mapa geológico de la zona de estudio donde se muestra el depósito actual del lahar Mera y los cortes geológicos del depósito.....	142
Figura 4.34. Cortes esquemáticos donde se ilustra la interpretación del área actual del depósito lahárico Mera (Ver ubicación Figura 4.32 y 4.33).....	143

## TABLAS

<i>Tabla 2.1 Resumen de las Divisiones con sus unidades litológicas, estado tectónico-metamórfico, edades e interpretación de la Cordillera Real y Zona Subandina (Modificado de Aspen y Litherland 1992, 1994).</i>	22
<i>Tabla 2.2. Estimaciones de las alturas máximas de colapso (<math>H_{m\acute{a}x}</math>) de las avalanchas de escombros del volcán Carihuairazo utilizando diferentes valores de H/L reportados en la literatura. (Modificado de Ordoñez., 2012).</i>	43
<i>Tabla 3. 1 Ejemplos notables de lahares y sus mecanismos de activación (Rodolfo, 2000).</i>	86
<i>Tabla 4.1. Descripción de los grados de sorteo, según el valor de la desviación estándar o Coeficiente de dispersión (<math>\sigma</math>) (Cheel, 2005).</i>	106
<i>Tabla 4.2. Términos descriptivos para la asimetría (Cheel, 2005).</i>	106

## RESUMEN

La zona al oriente de la Cordillera Real ha recibido los fenómenos eruptivos provenientes de muchas de las erupciones volcánicas que han ocurrido en los volcanes de las Cordilleras Real. Los depósitos laháricos han tenido volúmenes y alcances muy variables. La mayoría de estos fenómenos, particularmente los lahares, debido a la gravedad y transporte a lo largo de cañones profundos y angostos, han llegado a la Zona Subandina y el Oriente. En el presente trabajo se estudia el gran depósito lahárico denominado "Mera" localizado entre El Topo, Cumanda, Mera, Shell, Madre Tierra y Santa Ana. Dicho depósito, con un espesor entre 30 a 70m, es caracterizado por ser una brecha monolitológica soportada por matriz fina (70%) de color gris rojiza, bien consolidada, con clastos de color gris y rojo de composición andesítica. Mineralógicamente son andesitas porfíricas formadas por una asociación mineral de plagioclasas > clinopiroxenos >> ortopiroxenos >> opacos ± hornblenda.

Geoquímicamente esta brecha presenta un rango entre 57.3–61.2 SiO<sub>2</sub> wt% (andesitas) cayendo en un campo de la serie calco-alcalina con valores medios de K<sub>2</sub>O wt% de 1% a 1.52%. Se define un campo geoquímico sin mucha variación, lo que implica que se trata de un solo tipo de fuente.

La datación de un tronco de árbol dentro del depósito lahárico de Mera dio una edad >43.500 años antes del presente (AP). Comparaciones y estudios petrográficos, microscópicos, granulométricos y geoquímicos han indicado que el mejor candidato para el origen del lahar es el Deposito de Avalancha de Escombros (DAE) del volcán Huisla (ubicado al Sur de Pelileo) cuyo edad es >40.000 a A.P.

El DAE-Huisla descendió por el río Patate hasta la unión con el río Chambo donde nace el río Pastaza, formando un represamiento con una altura de casi 250 m. Supuestamente se formó una laguna aguas arriba de Patate en el cauce del Río Patate y posiblemente el río Ambato. A causa del represamiento, filtraciones u otras causas provocantes, el supuesto dique no soporto, dándose la ruptura y posterior



removilización de la avalancha, que en su ruta hacía al oriente se formó un lahar y se transportó aguas abajo hacia la zona antes mencionada. Además, debido a las pendientes fuertes entre Baños y El Topo se estima que en este trayecto no se depositó mayor volumen. En la actualidad el depósito es un remanente del depósito inicial. Con un espesor promedio de 40m se estima un volumen de 1.2 km<sup>3</sup> aproximado del depósito actual en toda la zona mencionada.

## **ABSTRACT**

The SubAndean area east of the Cordillera Real has received vast amounts of eruptive phenomena from many of the volcanic eruptions that have occurred at volcanoes of the Western and Eastern Cordilleras. These deposits, but especially lahars, have produced volumes and inundation zones that have been highly variable. The lahars have arrived to the SubAndean area by gravitational transport along deep and narrow canyons. This paper discusses the study of the great lahar deposit "Mera" underlying the areas of El Topo, Cumanda, Mera, Shell, Madre Tierra and Santa Ana, and that formed outstanding isolated terraces upon which these towns are located. The deposit has a thickness of between 30 and 70 meters, is monolithologic and is described as a matrix-supported breccia (70%) of reddish gray color, well-consolidated, with gray and reddish andesitic clasts,

Geochemically this breccia has a chemical range between 57.3-61.2 wt% SiO<sub>2</sub> that corresponded to andesites of the calc-alkaline series with mean values of K<sub>2</sub>O wt% of 1%-1.52%. Since this field has minimal variation, this implies that the rock source is similar for all samples.

Dating of a tree trunk found inside the Mera lahar deposit gave an age of > 43,500a.BP. Comparisons with petrographic, microscopic, granulometric and geochemical studies indicate that the best candidate for the lahar's genesis is the volcanic avalanche of Huisla volcano (located south of Pelileo and the Patate river) and whose age is >40,000 a.BP.

The debris avalanche deposit of Huisla descended the Patate river forming a dam that extended from Las Juntas, north post the intersection of Cutuchi and Ambato rivers and the intersection with the Chambo river, essentially to the sector of "Las Juntas", the DAE's dam reached a height of about 250 m above the base of the Patate river. The dam broke probably due to weakening by seepage, high internal pore pressures or other triggers and brought about the subsequent and probably violent remobilization avalanche breccias by the released water. The accumulated water behind the where dam was responsible for this remobilization and transformed the breccia deposit to a lahar. Due to the steep topography and rapid river between Baños and El Topo, little deposition occurred in this portion of transect.

At present, the actual Mera lahar deposit is but a remnant of its initial deposition, displaying an average thickness of 40m and an estimated volume of 1.20 km<sup>3</sup> which covers the distance between El Topo and Santa Ana and has cross-sectional areas between 1.5 to 4.5 km along the Pastaza River.

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 ANTECEDENTES

Los lahares son mezclas muy complejas de escombros volcánicos y agua. El término "lahar" abarca una gama de diferentes concentraciones de agua y sedimentos procedentes de un volcán. Por lo tanto, los lahares pueden ser clasificados como flujos de escombros (normalmente >50-60% de volumen de sedimento) y los flujos hiperconcentrados (típicamente 20-60% de volumen de sedimento) (Vallance, 2000; Darnell et al., 2013). Debido a esto la gente que habita a sus alrededores y zonas cercanas no esperan, ni previenen el peligro destructivo de los lahares. En la última década tales flujos han causado la muerte de decenas de miles de personas.

La zona al oriente de la Cordillera Oriental, está caracterizada por una actividad volcánica muy intensa y que consecuentemente pueden generar lahares cuyos volúmenes y alcances no son predecibles. Muchos de estos fenómenos, especialmente lahares se deben al efecto de gravedad y el transporte de grandes volúmenes que llegan a la Zona Subandina y el Oriente. Debido a que los lahares se encuentran saturados en fluidos, los fragmentos de roca por ellos transportados los convierten en un fenómeno destructivo. Los lahares pueden fluir a través de gradientes suaves y cubrir áreas grandes debido al abundante líquido contenido dentro de ellos.

El presente trabajo tiene por objeto el estudio del gran depósito lahárico denominado "Mera" que se encuentra aflorando en la provincia de Pastaza en las zonas de Mera, Shell, Madre Tierra, Rio Negro y Santa Ana, y determinar sus posibles fuentes, ampliar y mejorar el conocimiento acerca de este tipo de fenómeno, y aportar con información valiosa que ayudaría a la sociedad para estar preparado ante potenciales flujos laháricos de gran tamaño.

## **1.2 JUSTIFICATIVOS**

Los lahares asociados a actividad volcánica son muy comunes en la historia geológica de nuestro país. En la zona de Mera se encuentra una potente estratigrafía que incluyen depósitos laháricos, sin embargo poco se sabe de sus orígenes y sus límites no son bien definidos.

Los fenómenos laháricos representan un potencial peligro principalmente por ser de alta energía, poseen un poder destructivo considerable y de ser difíciles de controlar. Sin embargo son fenómenos que bajo estudios adecuados, modelamiento y mapeo en el campo pueden ser predichos su movimiento y su zona de deposición. Normalmente el desarrollo de un evento eruptivo puede ser el antecedente al desarrollo lahares, bajo ciertas circunstancias.

El proyecto será un aporte al conocimiento geológico de la zona de estudio que ha sido mapeada escasamente. Por tanto, esta investigación pretende incrementar la información geológica de la zona y determinar cómo se originaron los depósitos laháricos tan abundantes en la zona de estudio. Adicionalmente, este estudio pretende señalar la vulnerabilidad de poblaciones asentadas en la zona que se encuentran en la desembocadura del río Pastaza de diferentes materiales de origen volcánico cercano o regional.

## **1.3 OBJETIVOS**

### **1.3.1 OBJETIVO GENERAL**

Caracterización y descripción geológica y litológica del gran depósito lahárico de Mera ubicado en la provincia de Pastaza y la determinación de sus posibles fuentes de volcanes cercanos o regionales.

### **1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Estudiar las características geológicas de los depósitos laháricos Mera.

- Recolectar muestras de los depósitos que permitan obtener información tanto petrográfica como geoquímica para caracterizarlo.
- Desarrollar el mapa geológico del área correspondiente del gran depósito lahárico Mera.
- Elaborar cortes estratigráficos de la zona estudiada.
- Elaborar láminas delgadas de componentes rocosos de las muestras de campo para una mejor caracterización.
- Estimar el volumen de los flujos laháricos y sus posibles consecuencias con la sociedad en el futuro si fueran a ocurrir nuevamente.
- Realizar ensayos de granulometría de muestras de campo.
- Elaborar posibles escenarios de cómo fue la génesis del evento lahárico.
- Desarrollar un reporte final del trabajo realizado en la zona.

#### **1.4 ALCANCE**

Con la ejecución de este proyecto se pretende obtener lo siguiente:

- Cartografía geológica del depósito lahárico Mera en la zona de estudio.
- Evaluación del depósito lahárico Mera para conocer los factores que jugaron para formar el depósito lahárico y cuáles serían las posibles fuentes como volcánicos o por derrumbes cercanos o regionales.
- Elaboración de columnas estratigráficas que permitan entender de mejor manera la composición litológica de los depósitos y saber si es homogéneo o heterogéneo, para saber las posibles fuentes.
- Descripciones petrográficas macroscópicas y microscópicas de los componentes de los depósitos laháricos Mera. Se estima elaborar y describir entre 10 y 20 láminas delgadas.
- Estudio de ciertas rocas de las posibles fuentes volcánicas para identificar los orígenes de los depósitos de los lahares.

- Redacción del informe correspondiente a este Proyecto de Titulación que recopile la información descubierta y su interpretación sobre el origen del depósito lahárico Mera dentro de la zona de estudio.

## **1.5 METODOLOGÍA**

El desarrollo del proyecto tiene las siguientes etapas:

1. Recopilación de información acerca del tema a investigar y trabajos anteriores realizados en la zona de estudio de este proyecto. Se la buscará en publicaciones científicas, tesis de ingeniería previas, mapas geológicos y topográficos, fotografías aéreas, imágenes satelitales, sitios web especializados y consultas con expertos.
2. Se realizaría trabajo de campo con recolección de datos geológicos y muestras representativas y observaciones geomorfológicas.
3. Se desarrollaría el mapa geológico o geomorfológico de la zona de estudio.
4. Estudios de petrografía y mineralogía con la finalidad de caracterizar los depósitos laháricos de Mera y además identificar el volcán o volcanes de su origen.
5. Redacción del informe escrito donde abarque las interpretaciones, resultados y conclusiones finales de esta investigación.

## **1.6 ESTUDIOS ANTERIORES**

En la actualidad no se han desarrollado estudios relacionados especialmente con lahares en la zona de estudio, dentro del contexto de objetivo del proyecto.

Sin embargo se han desarrollado investigaciones de geología regional y temas a fines con el proyecto en la zona de Estudio. Los más importantes son mencionados a continuación:

- Clapperton, M.C. (1990); Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo–Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 81, págs. 91–116. Este es un trabajo investigativo muy importante. El autor detalla las relaciones entre la morfología glacial y volcánica del complejo volcánico Chimborazo-Carihuairazo, realiza descripciones estratigráficas, propone una historia geológica de este complejo volcánico y define períodos glaciares en esta región.
- Bes de Berc, S. (2003); *Tectonique de Chevauchement, Surrection et incision fluviale (Exemple de la Zone Subandine Equatorienne, Haut Bassin Amazonien)* (2003), págs. 224, (Tesis de Doctorado). Este trabajo abarca mediciones de la incisión fluvial que los utiliza para comprender la relación entre la tectónica y la evolución geomorfológica de la zona Mera-Upano. También aborda el análisis y mediciones de los dos últimos eventos (incisión de los ríos Pastaza y Upano) con relación a la propagación de esfuerzos de empuje en la zona. Realiza dataciones de la superficie de erosión del Gran Abanico de Pastaza y depósitos de la superficie Mera-Upano, con edades entre  $40,580 \pm 1030$  años BP y  $17,920$  años BP, y determina en las terrazas fluviales más pequeñas las tasas de incisión a lo largo de los valles de Pastaza y Upano.
- Mothes et al. (2004). Lahares del Cotopaxi. *Acta Volcanología*. Este trabajo trata de los lahares formados por las erupciones históricas del Volcán Cotopaxi de afinidad andesítica. Los lahares se forman debido a la fusión del casquete glacial por flujos piroclásticos que fluyeron > 325Km por los cauces de los valles de los Chillos y de Latacunga. Abarca estudios de relaciones de estratigrafía, granulometría y características de los flujos. Contempla las futuras consecuencias durante erupciones con respecto a la formación de lahares del Cotopaxi.

- Vásconez, R. (2006); Estudio geológico de los flujos de lodo asociados al terremoto del 20 de Junio de 1698 que destruyeron la primera ciudad de Ambato; Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional, 309 págs. Esta investigación efectúa estudios detallados acerca de una unidad estratigráfica presente en el área de estudio del presente proyecto. El autor define la distribución espacial de estos flujos, describe litológicamente sus características y realiza estimaciones hidrológicas de este evento, que resultó ser fatal para miles de personas que habitaron el primer asentamiento en la actual ciudad de Ambato.
- Barba, D. (2006); Estudio Volcanológico del Complejo Volcánico Chimborazo-Ecuador; Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional, 216 págs. Este trabajo trata de la historia geológica del volcán Chimborazo basado en su geoquímica, la estratigrafía y morfología. Además de la cartografía geológica, levantamiento de columnas estratigráficas y el muestreo de los diferentes depósitos volcánicos del Complejo Volcánico Chimborazo.
- Bustillos, J. (2008); Las Avalanchas de Escombros en el sector del Volcán Tungurahua; Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional, 151 págs. El trabajo identifica y caracteriza la petrográfica y geoquímica de cuatro depósitos de avalanchas de escombros que están localizados en los valles cercanos al volcán Tungurahua. Dos de estos depósitos provienen del Volcán Tungurahua, otro fue generado en el poco conocido volcán Huisla y el último y más antiguo depósito de avalancha fue originado en el volcán Altar.
- 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. Este trabajo se concentra en la cuenca de Ambato donde existen depósitos de avalanchas de escombros hacia la parte norte y nororiental, así como depósitos de colapsos de domos, que fueron ocasionadas por erupciones en las faldas del volcán Carihuairazo.



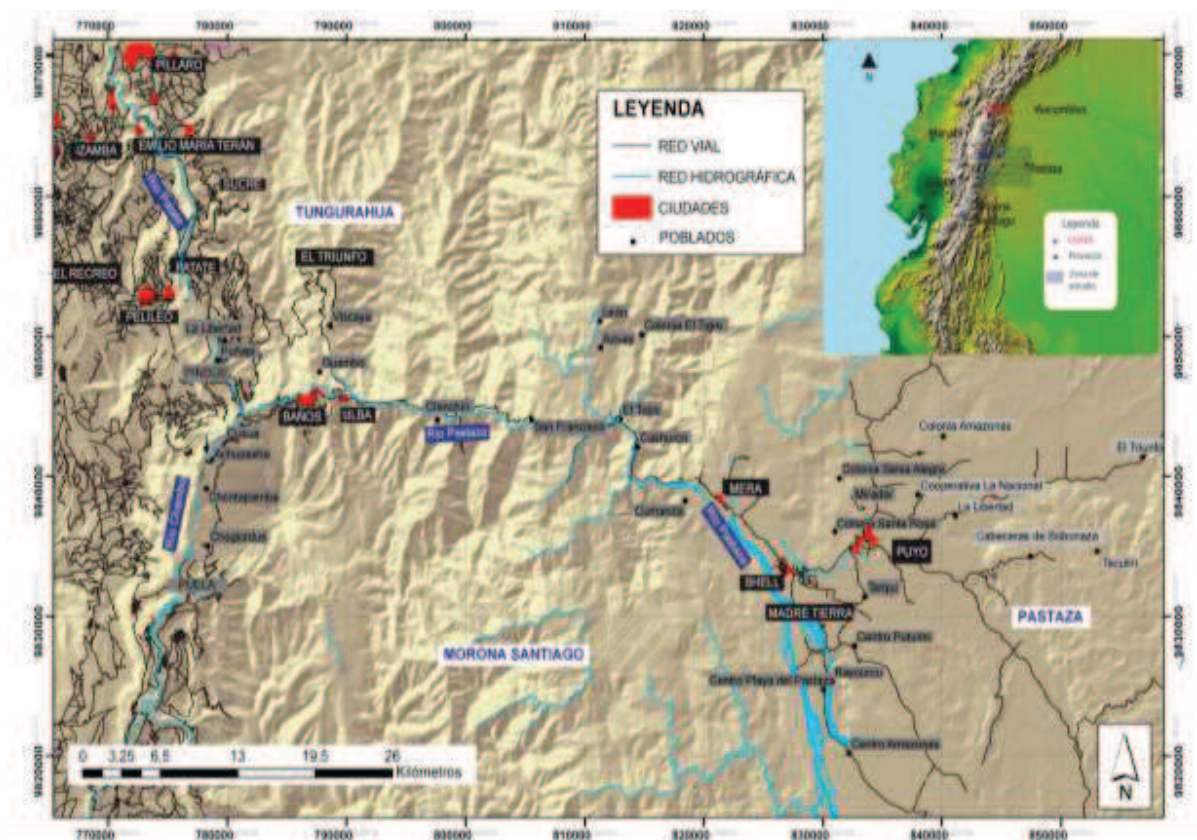
Se considera las consecuencias de posibles fenómenos volcánicos en la zona de Ambato en un futuro.

- Samaniego et al. (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*. Este artículo habla del volcán Chimborazo que se compone de tres edificios sucesivos. El edificio basal (CH-I) era activo a partir de ~ los 120 y 60 ka. Este edificio se vio afectada por un gran derrumbe alrededor de los 65-60 ka que produjo una gran avalancha de escombros que se extendió hacia la cuenca de Riobamba, que abarca unos 280 km<sup>2</sup> con un espesor medio de 40 m y un volumen total de ~ 10 a 12 km<sup>3</sup>. El edificio intermedio (CH-II), cuyos restos actuales son los picos la Politécnica y Martínez, se desarrolló alrededor de los 60-35 ka. Por último la construcción del cono joven morfológicamente bien conservado (CH-III) que forma actualmente la cumbre más alta. Además menciona que la tasa eruptiva promedio del volcán Chimborazo es de 0,5-0,7 km<sup>3</sup>/ka. Tomando en cuenta individualmente, se estima que se ha producido una disminución progresiva de la tasa de salida del magma: Edificio Basal (0,7-1,0 km<sup>3</sup>/ka), Edificio Intermedio (0,4-0,7 km<sup>3</sup>/ka) y para el Cono Joven (~ 0,1 km<sup>3</sup>/ka). La presencia de una gruesa capa de hielo que cubre la cumbre, sus flancos empinados y su posición por encima de zonas pobladas como son Riobamba y Ambato, son factores que representan un alto riesgo para estas poblaciones.
- Herrera, (2013), “CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE AVALANCHAS DE ESCOMBROS EN EL TRAMO PÍLLARO-PATATE” Tesis de Grado, Universidad Central del Ecuador. Este trabajo explica las características de los depósitos de escombros (DAE-1 y DAE-2 mencionados por el autor) en el tramo Pillaro-Patate. Describe de mejor manera el DAE-2 (constituida por: andesitas con clinopiroxeno, andesitas de dos piroxenos y andesitas basálticas) y asocia su generación a un sismo en el sector y no directamente asociado con el cerro Quinuales que es la fuente más probable.

Este cerro está ubicado en la estribación occidental de la cordillera de Los Llanganates (Cordillera Real), al Este de Píllaro y está constituido por productos volcánicos de la Formación Pisayambo.

## 1.7 UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA

### 1.7.1 UBICACIÓN



**Figura 1.1.** Mapa de ubicación de la zona de estudio. En el mapa se muestra la topografía del terreno, poblaciones importantes, red vial y red hidrográfica.

El proyecto se encuentra desarrollado en la zona de Río Negro y Río Topo-Provincia de Tungurahua y Mera, Shell, Madre Tierra y Santa Ana-Provincia de Pastaza.

Límite del cantón.- Los límites de la zona son los siguientes:

AL NORTE: Con la provincia de Napo

AL SUR: Con la provincia de Morona Santiago.

AL ESTE: Con los cantones Puyo y Santa Clara.

AL OESTE: Con la provincia de Tungurahua.

La parroquia de Rio Negro, en la provincia de Tungurahua está conformada por los sectores del Mirador, San Francisco, Margaritas, La Palmera, La Victoria, El Topo, colonia Martínez, colonia García Moreno, colonia Velasco Ibarra, colonia Azuay, colonia México y Cashaurco.

### **Superficie.**

El cantón Mera tiene una superficie aproximada de 518Km<sup>2</sup>. Se encuentra ubicado en la parte occidental de la provincia de Pastaza.

### **Cabecera Cantonal.**

La cabecera cantonal del cantón Mera es la ciudad de Mera, que se encuentra a 17 Km hacia el Occidente-Noroccidente de la ciudad de Puyo.

### **Altitud y coordenadas geográficas**

Mera se halla ubicada a 1.150 msnm; su posición geográfica es de 78°5' de Longitud Occidental y a 1°30' de Latitud Sur.

### **Clima.**

La temperatura promedio es de 20 °C, con una precipitación promedio anual de 4220 mm.

### **Flora**

En el Cantón Mera existe una gran variedad de plantas, desde arboles de tallo altos como pilche o chanul, cedros, laureles, canelos, sandi, maría, tamburo, chontacspi, guayacán, caoba, etc., Mera cuenta con una exuberante vegetación.

## **Fauna**

Entre los animales que se encuentran en la zona tenemos desde los más feroces como la pantera, hasta aquellos menores como: tigrillos, raposas, zainos, venados, dantas, guatusa, armadillos, tejones, mono, ardillas, osos. En cuanto a aves: pava, torcaza, búho, y variedades de pájaros multicolores, que embellecen el entorno.

### **1.7.2 MORFOLOGÍA E HIDROLOGÍA**

El terreno del Cantón Mera tiene un relieve pronunciado; existe una zona montañosa en el lado noroccidental que se desprende del flanco oriental de la cordillera oriental de los Andes. A partir de esta se encuentra la llanura donde se ubica el pueblo de Mera y las parroquias de Shell y Madre Tierra. Hay un rango altitudinal que va desde los 2250 m.s.n.m., en el Cerro Abitagua, y las estribaciones de los Llanganates en el extremo noroccidental de la Parroquia Mera, hasta los 870 m.s.n.m., en las riberas del río Pastaza. Entre las principales estribaciones están: El Cerro Cashaurco (1170 m.s.n.m.), el Abitagua (2250 m.s.n.m.), y el Tigre (1850 m.s.n.m.) en el vértice noroccidental de la provincia.

Se forma parte de la cuenca hidrográfica del Río Pastaza. En el Parque Nacional Llanganates al occidente del Cantón Mera se origina el Río Anzu, los ríos Alpayacu, Tigre, Pindo, teniendo además los ríos: Yanamaca, Putuimi, Motolo, Chico, Piatúa, Chontoyacu, Yanamandoa, Chitoyacu, Miraurco entre los más importantes (Figura 1.1).

### **1.7.3 ACCESO**

Existen varias vías de primer a segundo orden que cubren el área de estudio. El ingreso al área de estudio se lo puede realizar desde el Oeste-Norte y Sur. La carretera Baños – Puyo atraviesa la mayoría de la zona de estudio. (Figura 1.1). Las poblaciones más cercanas son parroquia Rio Topo, cantón Mera y Shell, parroquias

de Cumandá, Madre Tierra y Santa Ana. Existen caminos en construcción de tercer orden. En la actualidad se encuentra en proyecto para construir un sendero ecológico desde Palora hacia la zona de estudio, como desde el Parque Nacional Llanganates.

#### **1.7.4 ASPECTO SOCIAL Y ECONÓMICO**

##### **Población**

De acuerdo al último censo realizado en el año 2010 por el INEC, en sus datos definitivos el cantón Mera en total tiene 11.861 habitantes, y ha crecido en el último periodo intercensal 2001-2011, a un ritmo del 4,25% promedio anual. El 2.1% están en hogares con características físicas inadecuadas, el 74.2% en viviendas con abastecimiento de agua potable, el 90.6% con viviendas con disponibilidad de servicio eléctrico y el 62.9% cuyas viviendas tiene disponibilidad de alcantarillado.

##### **Económica**

La economía de Mera depende de los recursos de inversión en obra pública y de gasto corriente de la Municipalidad que ha generado fuentes de empleo para trabajadores y empleados. Por otro lado, en menor escala, la gente se dedica a la agricultura y producen productos como: la caña de azúcar, plátano, yuca, guabas, mandarinas, y especialmente la naranjilla conocida como la pepa de oro. La ganadería es un sustento muy importante, para ello tienen sus fincas. El movimiento comercial en los últimos años es creciente y existen esfuerzos por fomentar el turismo y la artesanía.

A lo largo de la carretera se observa la creciente instalación de restaurantes y hoteles que funcionan, particularmente los fines de semana. El aeropuerto de Shell trae consigo muchos turistas a la zona y también pasajeros quienes viven en pueblos muy apartados a viajes hacia el Oriente.

## **CAPÍTULO II**

### **MARCO GEOMORFOLÓGICO, GEOLOGÍA REGIONAL Y LOCAL**

#### **2.1 GEODINÁMICA ACTUAL DE LOS ANDES DEL NORTE**

Ecuador se encuentra ubicado en la costa del Pacífico del noroeste de América del Sur entre 1 ° N y latitud 4 ° S. Se encuentra en el extremo sur de los Andes del norte, donde la cadena está orientado NNE-SSW. La geodinámica de los Andes del Norte está directamente relacionado con la subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo del borde del continente sudamericano.

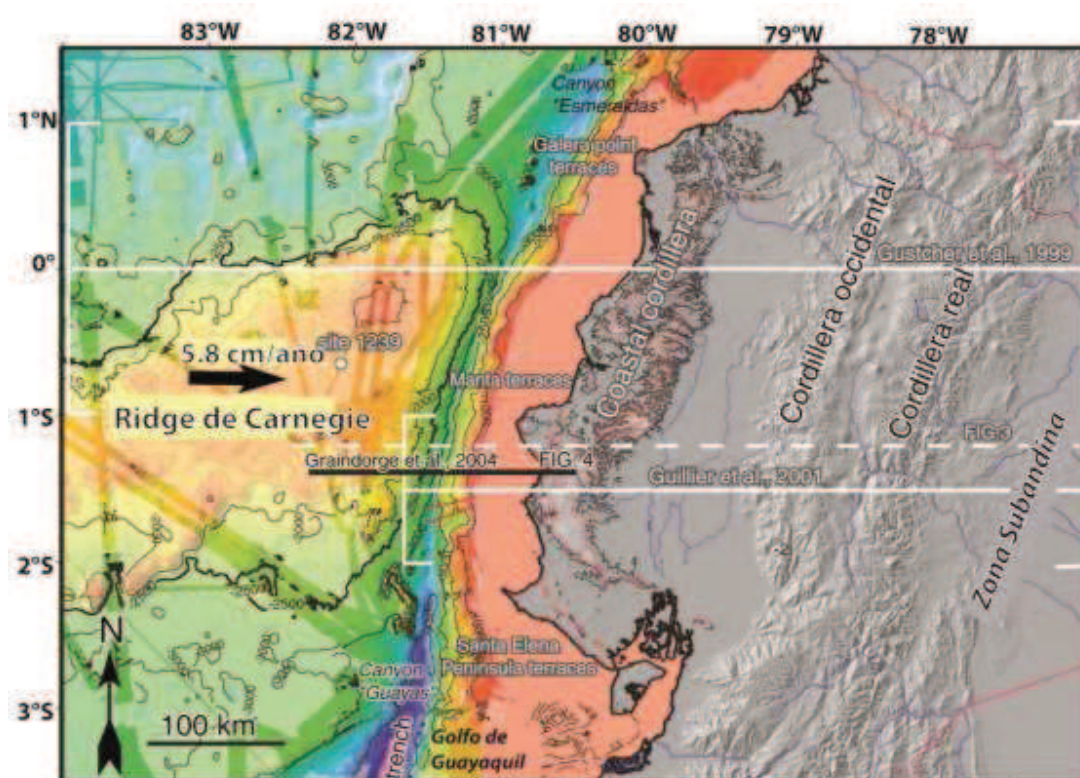
El NW de Sudamérica posee una compleja historia de evolución geodinámica debido a la interacción entre la Placa Nazca, Sudamericana y Caribe. (La Femina et al., 2009)

La Placa Nazca se subduce a una velocidad de 55-58 mm/año (Trenkamp, 2002; Nocquet et al., 2009) bajo el margen costero. Se deriva de la fragmentación de la placa Farallón hace 23 Ma., durante el Neógeno. La fosa de esta relación subductante se encuentra alrededor de 75 km fuera de la línea costera del Ecuador.

El margen de Ecuador sufre deformaciones relacionadas a la subducción de la placa de Nazca, estructuralmente compleja, que incluye la presencia de la Cordillera de Carnegie de 400 km de ancho y 2 km de alto. Se considera como el rastro dejado por la interacción entre el punto caliente Galápagos y la dorsal Cocos–Nazca produciendo la acumulación de material volcánico sobre la placa Nazca (Lonsdale, 1978; Collet et al., 2002) (Figura 2.1), y la Zona de Fractura de Grijalva (GFZ) (Collot et al., 2009).

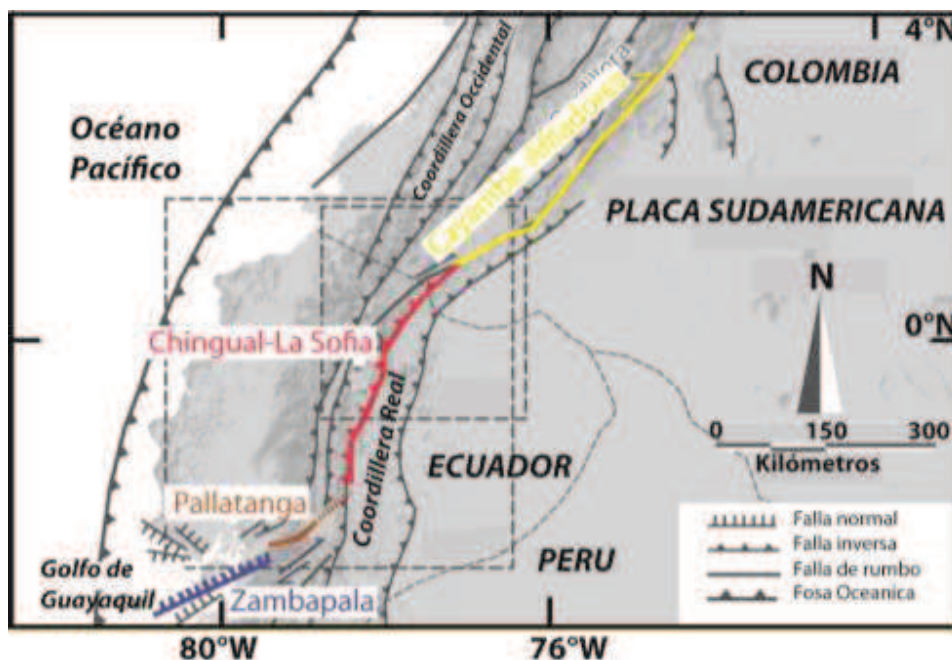
Análisis detallado de la morfología del fondo marino a lo largo del margen ecuatoriano combinado con el modelo cinemático anteriormente descrito dan como resultado una edad de llegada del Ridge de Carnegie a la fosa de 4-5 Ma. (Collot et al., 2009). Estudios en el Golfo de Guayaquil (Witt et al., 2006) arrojaron una edad

de 2 Ma. El acoplamiento de la subducción de la placa Nazca con la placa continental en 4-5 asperidades en la línea costera de Ecuador genera una deriva de dirección NE de un bloque conocido como el Bloque NorAndino (NAB) (Trenkamp et al., 2002). La recopilación de los valores de desplazamientos estimados en las fallas activas presentan que el escape NE del NAB ha estado ocurriendo al menos desde 1.8Ma (Egbue y Kellogg, 2010).



**Figura 2.1.** Bloque NorAndino, Situación de la Ridge de Carnegie frente a la Línea Costera (Michaud, 2009).

EL NAB está compuesto de gran parte del actual territorio ecuatoriano, varios autores han puesto su determinación desde el Golfo de Guayaquil (Witt et al., 2006), Falla Zambapala (Dumont et al., 2005), Falla Pallatanga (Winter et al., 1993) y Zona Transpresiva de Baeza, Falla Chingual-La Sofía. (Soulas et al., 1991; Ego et al., 1996; Nocquet et al., 2014; Alvarado et al., 2014) (Figura 2.2).



**Figura 2.2.** Fallas activas Cuaternarias del BNA (Modificado de Tibaldi et al., 2007)

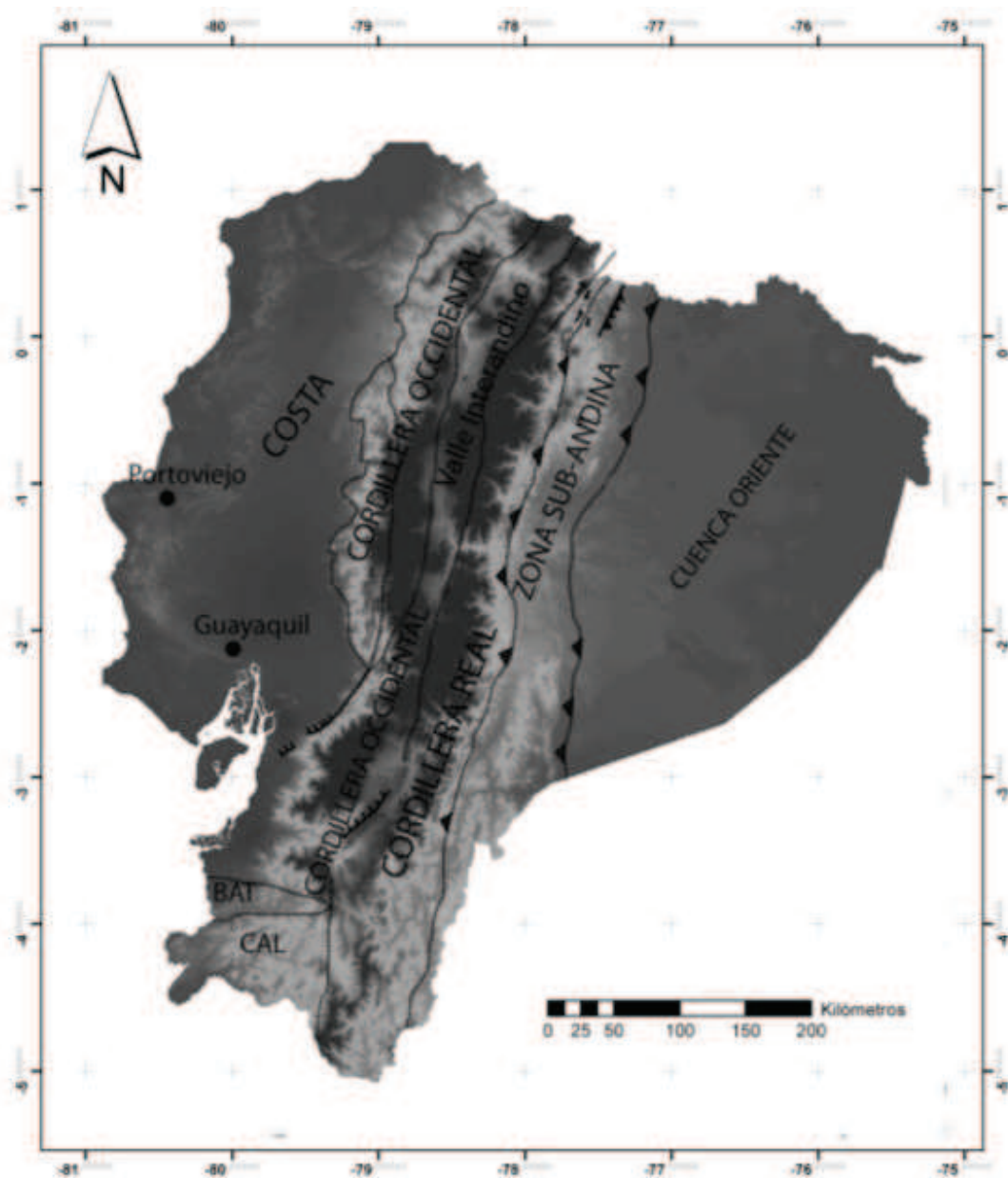
A pesar de que los Andes ecuatorianos son la sección más estrecha, nos encontramos con las principales unidades morfotectónicas. De hecho, los Andes ecuatorianos se caracterizan por dos cadenas montañosas separadas por una depresión interandina relativamente estrecha, cubierta de sedimentos del Neógeno y Cuaternario (Marocco et al., 1995), y también las principales zonas sismogénicas y del volcanismo (Hall et al., 1985; Hall et al., 2008).

En su frontera occidental, se han desarrollado varias cuencas de antearco del Neógeno (Deniaud, 2000; Hungerbühler et al., 2002) y su borde es una cuenca de retro-arco que se inició en el Cretácico superior (White et al., 2002) y que en la actualidad incluye la zona Sub-andina y la Amazonía.

## 2.2 GEOLOGÍA REGIONAL

En la actualidad el Ecuador Continental está compuesta por 8 regiones fisiográficas, cada uno formado por terrenos geológicos característicos resultados de procesos tectónicos de acreción, levantamiento y fallamiento. (Figura 2.3)





**Figura 2.3.** Regiones Fisiográficas del Ecuador (tomado de Ordoñez., 2012). Representan los diferentes territorios geológicos del Ecuador separados por fallas y estructuras tectónicas. Se encuentran: Costa, Cordillera Occidental, Valle Interandino, Cordillera Real, Zona Sub-Andina, Bloque Amotape Tahuin (BAT) y la Cuenca Alamor Lancones (CAL). (Modificado DEM-IG).

## 2.2.1 CORDILLERA OCCIDENTAL

La Cordillera Occidental de Ecuador consiste de bloques oceánicos alóctonos que se acrecentaron contra el margen de la placa de América del Sur durante el Cretácico Tardío (Goossens and Rose, 1973; Feininger, 1980; Jaillard et al., 1995). Desplazamiento a lo largo de fallas transcurrente orientadas aproximadamente N-S han dado lugar a un complejo conjunto de unidades tectono-estratigráficas que asocian sucesiones volcano sedimentarias de litologías similares, pero de diferentes edades (Vallejo, 2007). Se encuentran varios bloques y unidades de acreción descritas a continuación.

El Bloque de Pallatanga se observa a lo largo de la frontera oriental de la Cordillera Occidental y se separa de la margen continental por una zona de sutura deformada conocida como Calacalí y Pujilí-Falla Pallatanga, que representa una parte del océano Cretácico Tardío suturando al continente. Se considera como la prolongación sur del bloque Cauca con el sistema de la Falla Patía en Colombia (Hughes and Bermúdez, 1997; Litherland y Aspdén, 1992).

La Formación Pallatanga basado en los análisis geoquímicas revelan una composición de tipo E-MORB lo que sugiere que la Formación Pallatanga nació de una pluma del manto, que podría ser representado por el punto caliente Galápagos y correspondería a una edad entre 87.1–84.69 Ma. (Hughes y Bermúdez, 1997; Kerr et al., 2002a; Hughes y Pilatasig, 2002; Vallejo, 2007).

La Unidad Macuchi se encuentra a lo largo de la frontera occidental de la Cordillera Occidental y su frontera oriental coincide con la falla Toachi-Chimbo (Hughes y Bermúdez, 1997; Hughes y Pilatasig, 2002). Las rocas volcánicas y sedimentarias de la Unidad de Macuchi se consideran que han sido depositadas en el ajuste del arco isla intraoceánico (Egüez, 1986; Aguirre and Atherton, 1987). La edad de la Unidad Macuchi probablemente va desde Paleoceno al Eoceno superior como indican las edades radiométricas y bioestratigrafías según Egüez, (1986); Hughes y Pilatasig, (2002); Spikings et al., (2005). La acreción Macuchi se da en el Eoceno tardío (Hughes y Pilatasig 2002). Como evidencias tenemos la identificación

de un evento regional tectónico durante el Eoceno (Egüez, 1986; Spikings et al, 2001). Las tasas de exhumación en la Cordillera Oriental cae durante el periodo de 43-30 Ma (Spikings et al, 2001). Adicionalmente en la Unidad de Macuchi se encontraron granitoides no deformados de tipo I que dan edades de K/Ar de aproximadamente 20-38 Ma (Egüez, 1986; Boland et al., 2000).

El Bloque de Naranjal se encuentra solo en la parte norte de la Cordillera Occidental y se extiende a bajas tierras costeras (Mamberti et al., 2003) y en el sur de Colombia (Kerr et al., 2002a). Los análisis geoquímicos sugirió que el bloque de Naranjal acrecionó al margen continental durante el Eoceno (Boland et al., 2000; Kerr et al., 2002a).

### **2.2.2 VALLE INTERANDINO**

La depresión interandina es un elemento morfo-estructural de los Andes del Ecuador y Colombia (Lavenu et al., 1996; Alvarado et al., 2014). La estructura de la depresión Interandina está definida como una depresión topográfica de dirección aproximadamente N–S a NNE–SSW. El valle Interandino está situado entre la Cordillera Real y la Cordillera Occidental. (Winkler et al, 2005).

En general, el Valle Interandino esta rellena por paquetes gruesos de sedimentos, cuyos orígenes son generalmente de las Cordilleras Real y Occidental. Esta cuenca en la región de Quito tiene un relleno de ~ 1200-1400 m, el cual se ha dividido en dos secuencia principales: Fm. Pisque que comprenden una secuencia volcansedimentaria (Villagómez, 2003), la Fm. San Miguel de ambiente lacustre con aporte volcánico. (Samaniego et al., 1994; Ego and Sebrier 1996; Villagómez, 2003).

Adicionalmente, la Fm. Latacunga rellena el valle interandino central, la edad de esta formación es Plioceno tardío – Pleistoceno (Lavenu et al., 1992). Esto podría ser comparable con la secuencia encontrada en el norte del IAV, en el Valle de Guayllabamba, la Fm. Pisque formando el sustrato (Pacheco, 2013).

La Fm. Cangahua estudiada por varios autores, es considerada como un producto de volcanismo y glaciación. En cantidad enorme cubrió casi todo el IAV actual y es producto de cenizas finas que fueron meteorizadas y endurecidas durante el Pleistoceno hasta el principio del Holoceno (Hall y Mothes, 1996). Consiste de tobas alteradas, típicamente de colores amarillentos a marrones, generalmente intercalada con caídas de cenizas, pómez, paleosuelos y algunas veces flujos de lodos y canales aluviales. Generalmente la cangahua tiene una textura limo-arenosa, su espesor variable es mayor hacia las depresiones, valles y planicies (50 m.), que hacia las partes altas es 20-30 m. y en las lomas que bordean Quito (Hall y Mothes, 1996; Villagómez, 2003).

En el Ecuador se desarrollan en general las cuencas de Chota, ubicado en el norte entre las ciudades de Ibarra y Tulcán. La secuencia sedimentaria en la cuenca del Chota es 1200-1400 m de espesor y geográficamente dividida en dos partes por un lahar. Las rocas sedimentarias recubren discordantemente andesitas y cenizas volcánicas en la región oriental y central (Winkler, 2005). En la cuenca de Guayllabamba cerca Quito-San Antonio se encuentran terrazas de tipo fluvio lacustre, desarrolladas en al menos 4 niveles. Los depósitos consisten de arenas y limos intercalados con cenizas (Villagómez, 2003; Pacheco, 2013). En la cuenca Ambato-Latacunga, el relleno volcanoclástico se pincha hacia la Cordillera Occidental, y sobreyace a rocas volcánicas Oligo-Miocénicas (Grupo Zumbagua, Fm. Pisayambo). Los primeros depósitos sedimentarios son la Fm. Sicalpa que corresponden a rocas piroclásticas y lavas, intercaladas con sedimentos de ambiente fluvio-lacustre. Le subyace discordantemente la Fm. Latacunga, la cual en la base consiste principalmente de lahares y lavas, mientras que hacia el tope consta de sedimentos de tipo fluvio-lacustre. Le sigue a esta, la ignimbrita no soldada de la Fm. Chalupas datada en 210Ka (Hall and Mothes, 2001) (Figura 2.4 y 2.5). Finalmente en la cuenca Riobamba-Alausí en el extremo sur, consiste de rocas metamórficas jurásicas de la división Guamote y rocas volcánicas Eocénicas-Miocénicas, lavas y piroclásticos Pliocénicos (Lavenue et al., 1996).



### 2.2.3 CORDILLERA REAL

El basamento de la Cordillera Real de los Andes comprende rocas continentales y oceánicas que han sufrido eventos metamórficos. Las dataciones presentan edades desde el Precámbrico hasta el Neógeno. Las edades precámbricas representan contaminación desde el cratón y las edades más jóvenes indican evidencias de eventos tectónicos o termales que registran la evolución de la cordillera (Aspden y Litherland, 1992; Litherland et al., 1994).

Estudios con trazas de fisión (FT) (Spikings et al., 2005) evidencian importantes eventos tectónicos con altas tasa de exhumación en los periodos 43-30, 23-15 y 10 Ma, precisando lo dicho por Pardo-Casas y Molnar (1987).

En la Cordillera se han determinado al menos 3 fases de deformación y las rocas se caracterizan por tener un fuerte buzamiento y rumbo.

Según El British Geological Survey (BGS) en el mapa de la Cordillera Real entre 1986 y 1990 (Aspden y Litherland, 1992; Litherland et al, 1994), se identificaron una serie de terrenos, incluyendo arco de islas, el margen pasivo y cuencas. Se dividen en 5 terrenos lito-tectónicos que se hicieron en base a rasgos tectónicos regionales así como por la litología y los ambientes de formación (Tabla 2.1).

### DIVISIÓN GUAMOTE

No se tienen datos exactos en cuanto a la edad de la División Guamote pero lo que es claro es que subyace a la Formación Yunguilla del Maastrichtiano; se la interpreta como la matriz de cuña de acreción. Son rocas de un ambiente continental. Constituida de pizarras, filitas (filitas de Ambuquí), cuarcitas; son rocas de metamorfismo de grado bajo a medio, que se les atribuye una edad Jurásico Superior y que corresponde a una cuña clástica de acreción. Sus unidades son:

**Unidad Punín:** Cuarcitas pálidas y oscuras con lutitas negras.

**Unidad Cebadas:** Pizarras negras con cuarcitas.

### DIVISIÓN ALAO

En el sector de Alao (volcán Altar) se identificaron gabros y serpentinitas. Corresponde a una zona de “melange” fuertemente tectonizada (sutura o falla Peltetec, lo que correspondería a ofiolitas desmembradas); en la zona de Peltetec afloran rocas básicas (gabros, serpentinitas tectonizadas). Más hacia el este, en el sector de Paute encontramos andesitas, aglomerados volcánicos, tobas (con clivaje) que no tienen relación alguna con las rocas de la división Guamote. Sus unidades son:

**Unidad Peltetec:** ofiolitas desmembradas: peridotitas, gabros, basaltos espilíticos, doleritas.

**Unidad Maguazo:** meta-turbiditas (tiene fósiles de Jurásico Superior), wackes, areniscas viene estratificadas con plegamiento, rocas verdes.

**Unidad El Pan:** turbiditas, filitas, esquistos, pizarras negras.

**Unidad Alao-Paute:** lavas y tobas. Las rocas verdes que se presentan desarrollan facies de pelitas y esquistos.

## **DIVISION LOJA**

Litológicamente la división se compone de una variedad de tipos de rocas, pero comprende esencialmente variedades metamorfoseadas, rocas semi-pelíticas y la subdivisión de los metagranitos Tres Lagunas, cuyas unidades son:

**Unidad Sabanilla:** son orto y paragneises. Con diferencia de las demás unidades se tiene metamorfismo de grado medio a bajo.

**Unidad Chiguinda:** son paquetes de filitas y pizarras negras que rodean los granitoides Sabanilla y Tres Lagunas. Al igual que la división Guamote y la Unidad el Pan, se cree que esta unidad es Paleozoico.

**Unidad Monte Olivo:** en el sector del Juncal se encuentran rocas (esquistos) con facies de anfibolita que tienen un protolito básico que podrían ser equivalentes con el Grupo Piedras.

**Unidad Tres Lagunas:** es equivalente a los granitos la Bocana y Moromoro que son granitos gnéisicos.

**Unidad Agoyán:** son esquistos pelíticos con muscovita y granates.

## DIVISIÓN SALADO

Compuestas por rocas volcánicas máficas metamorfoseadas, esquistos verdes y rocas metasedimentarias cuyas unidades son:

**Unidad Cuyuja:** son esquistos pelíticos.

**Unidad Upano:** son esquistos verdes y metagrawacas.

**Unidad Cerro Hermoso:** son meta-sedimentos y mármoles.

**Unidad Azafrán:** son dioritas deformadas y granitoides.

División (Oeste a Este)	GUAMOTE	ALAO	LOJA	SALADO	AMAZONIC			
<b>Unidad/Litologías</b>	<b>Punin:</b> cuarcitas pálidas y oscuras con lutitas negras en menor cantidad. <b>Cebadas:</b> pizarras negras con cuarcitas en menor cantidad.	<b>Peltetec:</b> ofiolitas desmembradas  <b>Maguazo:</b> metaturbiditas  <b>Alalo-Paute:</b> meta-andesitas  <b>El Pan:</b> esquistos grafiticos	<b>Tres Lagunas:</b> gneises graníticos  <b>Sabanilla:</b> orto y paragneises  <b>Agoyán:</b> esquistos pelíticos: Musc. y Gr. <b>Monte Olivo:</b> anfibolitas  <b>Chiguinda:</b> filitas negras y cuarcitas.	<b>Azafrán:</b> dioritas deformadas y granodioritas  <b>Upano:</b> rocas verdes andesíticas y metagrawaca <b>Cerro Hermoso:</b> metasedimntnos y mármoles. <b>Cuyuja:</b> esquistos pelíticos y gneises.	<b>Zamora:</b> calco-alcalino batolito granitoide  <b>Misahualli:</b> lavas y piroclástos calco-alcalinos <b>Piuntza:</b> rocas meta volcánicas sedimentarias <b>Isimanchi:</b> filitas negras y verdes y mármoles.			
<b>Estado Tectónico-Metamórfico</b>	Rocas de muy bajo grado cabalgamiento W	FALLA PELIETEC	Rocas de medio y bajo grado, fallas E con imbricaciones	FALLA LLANGANATES	FALLA COSANGA MENDEZ			
<b>Edad</b>	Jurásico Superior		Rocas de Bajo grado, Pliegues verticales			Rocas de bajo grado. Fallas E con imbricaciones. Alto nivel campo skarnico y klippes de serpentinita.	Esencialmente sin deformación y metamorfismo.	
<b>Interpretación</b>	Sedimentos continentales /Cuña clásica		Jurásico Superior (Oxfordiense-Calloviense)			Plutones Triásicos en ? Sedimentos Paleozoicos.	Jurásicos con posibles elementos pre-Jurásicos	Rocas ígneas Jurásicas dentro Triásicos (Piuntza) y ? Sedimentos Paleozoicos (Isimanchi)
			Piso Oceánico, antearco y arco volcánico o cuenca marginal			Granitos tipo S en sedimentos de la deriva continental.	Plutones tipo I en secuencias volcano-sedimentarias.	Plutones de arco volcánico tipo I

**Tabla 2.1** Resumen de las Divisiones con sus unidades litológicas, estado tectónico-metamórfico, edades e interpretación de la Cordillera Real y Zona Subandina (Modificado de Aspen y Litherland 1992, 1994).



Estas divisiones están divididas por zonas de fallas descritas a continuación:

Zona de Falla de Peltetec: se encontraron rocas básicas y ultrabásicas cizalladas, lavas y aglomerados volcánicos, tobas (ofiolitas) dentro de la Cordillera, se interpretaría como una zona de sutura.

Frente Baños: En el granito Tres Lagunas (granito tipo S que se caracteriza por la presencia de dos micas y cuarzo azul) se diferencian zonas muy cizalladas (comúnmente presencia de milonitas), y se tienen principalmente meta-granodioritas y granitos. Al hacer un corte por la vía Baños-Puyo dominan plutones metamorfoseado del Triásico y Jurásico, separados por pantallas sedimentarias metamorfoseados y rocas volcánicas. La estructura más importante es la falla Subandina, una falla inversa que trae rocas metamórficas desde el occidente hacia el oriente sobre la Zona Subandina, un cinturón de empuje de lutitas y areniscas del Cretácico. Además se encuentran las formaciones fosilíferas en la zona subandina y del Valle Interandino e intrusiones (Pratt et al., 2005).

Zona de Falla Llanganates: se trata de un lugar donde agrupan una serie de rocas lo cual fue denominado por de Aspen y Litherland (1992, 1994) como basurero litológico, las cuales se agrupan en la División Salado. Se encuentran esquistos verdes grafitosos con cianita, meta-lavas, esquistos de clorita, albita y moscovita.

#### **2.2.4 ZONA SUBANDINA**

El Sistema Subandino constituye la parte aflorante de la cuenca Oriente y permite observar deformaciones recientes (Bès de Berc et al., 2004), formada por complejas estructuras discontinuas y levantamientos que separan la cuenca oriente de la Cordillera de los Andes. Este dominio tectónico se levantó y deformó principalmente durante el Plioceno y posiblemente durante el Cuaternario. Se observan fallas inversas de alto a bajo ángulo buzando al occidente, las mismas que son características de una tectónica transpresiva con movimientos dextrales, durante la orogenia andina (Bès de Berc et al., 2004; Díaz et al., 2004).

Entre los relieves subandinos se encuentran: Levantamiento Napo en el Nororiente y de la Cordillera del Cutucú en el Suroriente y la desembocadura del gran cono aluvial del Pastaza que se desarrolla actualmente hacia la cuenca Marañón del Perú (Figura 2.20). Según Baby et al. (1998) las rocas más antiguas de la cuenca se encuentran en el norte en el levantamiento Napo como en el sur en la cordillera de Cutucú.

En el lado oriental se observan las estructuras jóvenes que presentan fallas inversas y de cabalgamiento que constituyen el frente de empuje donde las franjas compresionales están empujando hacia el oriente sobre el cratón; en el oeste se presentan fallas regionales.

La Zona Subandina (ZAS) tiene una orientación Norte–Sur; se extiende a lo largo de 80 Km, con un ancho de 60–80 Km y se caracteriza por la presencia de fallas en colas de caballo. Las rocas del Oriente están semi-metamorfizadas (Litherland et al., 1994).

Los conjuntos magmáticos y volcánicos de la ZAS son controversiales en cuanto a la edad, los ambientes y procesos relacionados como la presencia de un rift Triásico, las cuencas marinas y la skarnificación de la Cordillera de Nambija y mineralizaciones asociadas. Según Aspen y Litherland (1992) y Litherland et al. (1994) sus unidades son (Tabla 2.1):

- Unidad Zamora: son granitoides y batolitos calco-alcalinos. Registra edades de 200-140 Ma (Litherland et al., 1994), 145 Ma (Chiaradia et al., 2009) hasta edades de 100 Ma (Prodeminca, 2000).
- Unidad Misahuallí: son lavas y piroclastos calco-alcalinos de edad jurásica.
- La Formación Isimanchi: son volcano-sedimentos, mármoles y filitas.
- La Formación Piuntza: son metavolcánicos y rocas sedimentarias y tendría una edad Triásica.

### **2.2.5 CUENCA ORIENTE**

La Cuenca Oriente está ubicada en el tras arco de la cordillera de los Andes y es una de las zonas subandinas más complejas. La Cuenca Oriente es parte del sistema de cuencas de tras-arco de la Amazonia. Presenta evidencia de magmatismo activo intraplaca asociado con la evolución del margen noroccidental de la placa Sudamericana durante el Cretácico (Barragán et al., 2005) asociado con el volcanismo de la Cordillera Real...

La Cuenca Oriente se desarrolla como resultado de esfuerzos transpresivos presentes a partir del Cretácico Terminal, los que provoca la emersión de la Cordillera Real y la formación de la cuenca de ante-arco propiamente dicha. Su deformación y la estructuración resultan de la inversión tectónica de antiguas fallas normales ligadas a un sistema de rift de edad Triásico y/o Jurásico inferior. Estas fallas, actualmente inversas y de fuerte buzamiento, están orientadas principalmente N-S o NNE-SSO (Baby et al., 1998).

## **2.3 VOLCANISMO PLIOCUATERNARIO DEL ECUADOR**

El arco volcánico ecuatoriano se caracteriza por ser muy ancho (100-120 km) y presentar varias filas paralelas de volcanes. Los volcanes ecuatorianos pueden ser clasificados de dos formas: Según Hall y Beate (1991) la primera clasificación definen cuatro filas según el tipo de basamento/substrato que subyace a los volcanes: Cordillera Occidental, el Valle Interandino, la Cordillera Real y el Oriente. La segunda clasificación según Monzier et al. (1999), quienes en base a la geoquímica agrupan los volcanes en tres filas de dirección NNE (el Frente Volcánico, el Arco Volcánico Principal y el Tras-arco), y los volcanes de Riobamba que constituyen la terminación sur del arco ecuatoriano. En este agrupamiento geoquímico, el Arco Principal incluye los volcanes del Valle Interandino más los de la

Cordillera Real. Según Hall et al. (2008) se encuentran alrededor de 35 volcanes potencialmente activos dentro de estas filas.

### **2.3.1 CORDILLERA REAL**

Los centros volcánicos de la Cordillera Real están asentados principalmente sobre rocas metamórficas del Paleozoico y el Mesozoico (Aspden y Litherland, 1992) y volcánicas del Terciario. Son estratovolcanes andesíticos grandes, cada uno de 15-20 km de ancho que se distribuyen en toda la cordillera. Estos estratovolcanes llegan a 5700-5900 m de altitud con un relieve topográfico local de 3 Km. Se los caracterizan por numerosos flujos de lava andesítica que se encuentran en sus flancos más bajos. Los flujos de lava en el Antisana, Cotopaxi, Tungurahua viajaron hasta 40-50 km por los valles cercanos. Flujos piroclásticos y grandes flujos de escombros generados con frecuencia, sobre todo cuando se fundieron extensas capas de hielo (Hall et al., 2008).

Los volcanes de la Cordillera Oriental han sido sistemáticamente más activos durante el Holoceno que los de la Cordillera Occidental. Los principales volcanes que definen estas filas son (de Norte a Sur) (Figura 2.6): El Soche, Cayambe, Pambamarca, la caldera de Chacana, Antisana, Cotopaxi (Barberi et al., 1995; Mothes et al., 1998; Hall and Mothes, 2008), Chalupas-Sincholagua, Tungurahua (Hall et al., 1999; Le Pennec et al., 2008; Bustillos, 2010), El Altar y Sangay (Monzier et al., 1999). El volcán El Reventador, a pesar de su ubicación en la zona Subandina, se lo asocia, dado su petrografía y geoquímica, con esta fila de volcanes (Barragán y Baby, 2002).

La petrografía de las lavas jóvenes de estos estratovolcanes es bastante uniforme, constituida por andesitas básicas y andesitas. Una excepción constituye las lavas de los volcanes Cayambe y El Soche, cuyas lavas recientes son mayormente dacíticas (Samaniego et al., 1998; 2002; 2005). Adicionalmente, el Cayambe presenta una evolución similar a aquella observada en los volcanes de la Cordillera Occidental, es decir desde un volcán andesítico efusivo (el Viejo Cayambe)

hasta un volcán dacítico, caracterizado por el crecimiento y destrucción de domos. Cotopaxi es un volcán bimodal y sus erupciones varían entre andesitas y riolitas (Hall and Mothes, 2008). Finalmente, merece atención especial la existencia de dos grandes sistemas magmáticos; la Caldera de Chalupas, una estructura de 14 km de diámetro, ubicado a 12 km al SE del volcán Cotopaxi (Beate et al., 2006) y La Caldera de Chacana (Hall and Mothes, 1997) son los dos grandes centros riolíticos conocidos. Comprende parte de la Provincia Riolítica Ecuatoriana (ERP) (Mothes et al., 2011). Las edades de estos centros riolíticos comprenden un rango desde el Plio-Pleistoceno al reciente.

### **2.3.2 CORDILLERA OCCIDENTAL**

Los volcanes en la Cordillera Occidental conocida también como la “Frente volcánico”, está conformada por grandes y complejos edificios volcánicos de edades variables, pero no más viejos que 1.3 millones de años (Barberi et al., 1988).

Los centros eruptivos están espaciados de manera sistemática 30-35 km a lo largo de la parte frontal, especialmente en su sección central (Hall et al., 2008). Los principales volcanes, de norte a sur, son: Chiles-Cerro Negro, Chachimbiro, Cotacachi-Cuicocha, Pululagua, Casitagua, Pichincha, Atacazo-Ninahuilca, Corazón, Illiniza, Quilotoa, Carihuayrazo y Chimborazo, aunque existen varios otros volcanes de menor tamaño.

La actividad del Pleistoceno tardío y el Holoceno de muchos de estos centros fue de composición andesítica silícea y dacítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y ocasionalmente biotita y cuarzo (Hall et al., 2008). Morfológicamente la mayoría de los centros son conos compuestos y en la actualidad presentan domos construidos sucesivamente por migración del conducto. La composición del magma se encuentra entre 60-66 wt. % de SiO<sub>2</sub> y 0.9 -1.5 wt. % de K<sub>2</sub>O (Hall y Beate, 1991; Hall et al., 2008).

### 2.3.3 VALLE INTERANDINO

A lo largo del eje del valle interandino se encuentran una docena de centros volcánicos mayormente andesíticos. Cerca de Quito hay tres centros que son: el Illaló, Pasochoa y Rumiñahui que definen una línea de edificios volcánicos del Pleistoceno medio. En otros lugares se agrupan donde hay una curva axial en la cordillera de los Andes, como cerca de Otavalo se ubican los volcanes Cusín, Mojanda-Fuya Fuya e Imbabura. Entre Ambato y Riobamba son el Igualata y los centros Mul-Mul y Ilimpi-Huisla. La mayoría son grandes estratovolcanes de 10-20 km de ancho con elevaciones de 3.800-4.700 m, que suelen tener calderas remanente con domos de lava. La mayoría se han encontrado extinguidos (Hall et al., 2008).

El Imbabura muestra evidencias de erupciones en el Holoceno y también se han podido diferenciar los flujos de cenizas del Pleistoceno tardío y los depósitos de avalancha de escombros del Imbabura y Mojanda-Fuya Fuya (Ruiz, 2003; Andrade, 2009; Le Pennec et al., 2011).

En general su composición es de andesitas básicas con piroxenos, anfíbol y plagioclasa y químicamente tienen 57-60% de SiO<sub>2</sub> y 0,5-1,0% de K<sub>2</sub>O. Como grupo, representan un volcanismo andesítico (Hall et al., 2008).

### 2.3.4 TRAS ARCO

A 50 kilómetros al este de la Cordillera Real, se encuentra un grupo de volcanes alineados Norte-Sur y constituido por los edificios Pan de Azúcar, Yanaurcu, Sumaco y los Conos del Puyo (Hall et al., 2008). Estos volcanes se han construido sobre una pequeña cordillera conocida como Levantamiento Sub-Andino, la cual representa el pie oriental de Los Andes Ecuatorianos. A pesar del nivel intenso de erosión que reina en esa zona, varios de estos volcanes poseen edificios de forma cónica que indican probablemente una edad joven para estos edificios. Los edificios del Tras-Arco se diferencian del resto de volcanes del Arco Ecuatoriano por ser constituidos por rocas como las tefritas y las basanitas y la afinidad fuertemente

alcalina de sus magmas (empobrecidos en  $\text{SiO}_2$  y enriquecidos en  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ ). Dado que se encuentran en una zona remota y poco accesible, los estudios sobre estos volcanes han sido bastante limitados, teniéndose únicamente información sobre los Conos del Puyo (Hoffer et al., 2008).

## **2.4 PROBABLES FUENTES VOLCÁNICAS**

Según Bernard y Andrade (2011) en el Ecuador se reconocen la existencia de 84 volcanes (Figura 2.7), de los cuales 59 se consideran extintos o dormidos (última erupción > 10,000 años), 17 se encuentran potencialmente activos (última erupción < 10,000 años), 5 activos (última erupción < 500 años) y 3 en erupción (con actividad eruptiva en 2011). Siete volcanes de Galápagos (Marchena, Cerro Azul, Fernandina, Volcán Chico, Alcedo, Darwin y Wolf) han tenido erupciones en tiempos históricos, es decir, desde el año 1532.

Los volcanes y sus depósitos que potencialmente han afectan la zona de estudio (Figura 2.6) y por tanto serían las más fuentes posibles del depósito lahárico Mera, el tema principal de este proyecto, son:

- Volcán Tungurahua
- Volcán Huisla
- Volcán Chimborazo
- Volcán Carihuairazo
- Cerro Quinuales
- Volcán El Altar

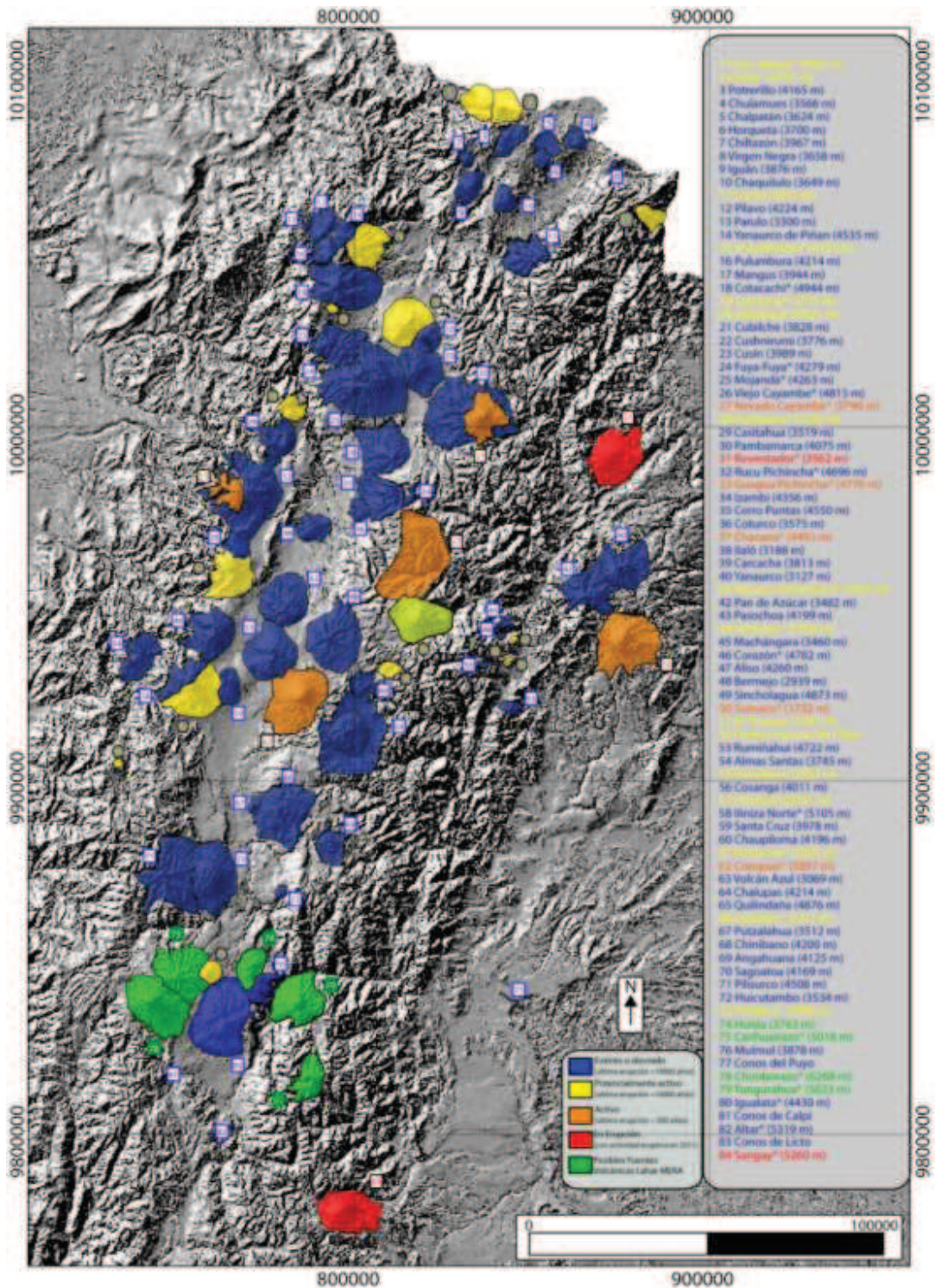


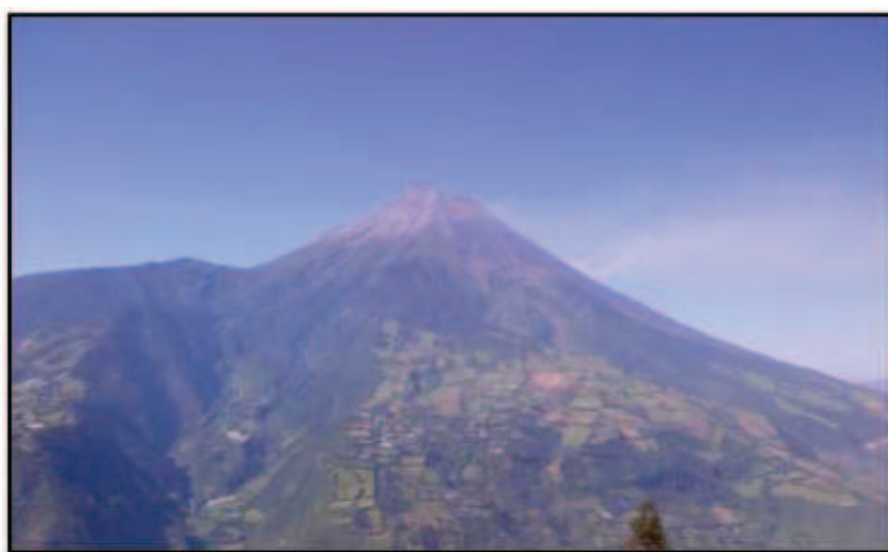
Figura 2.6. Volcanes Cuaternarios del Ecuador. Nos indican los volcanes extintos o apagados y potencialmente activos, en erupción y activos, y posibles fuentes volcánicas del depósito lahárico Mera en color verde (Modificado de Bernard y Andrade 2011).



A continuación se describe brevemente el carácter de estos centros volcánicos.

#### 2.4.1 VOLCÁN TUNGURAHUA

El Tungurahua es un estrato-volcán joven con una forma cónica que se eleva hasta una altura máxima de 5023 msnm. El cono tiene flancos con pendientes entre 30° a 35° y un diámetro basal de 14 km en la dirección Norte-Sur (Bustillos., 2008) (Figura 2.7).



**Figura 2.7.** Foto del flanco NNE del Volcán Tungurahua (Abril 2013 Pedro Espín).

Según Hall et al. (1999) y Bustillos (2008), el volcán se desarrolló sobre basamento metamórfico perteneciente a la Cordillera Real y tiene una forma simétrica. El cráter se encuentra a unos 250 m al Noroeste de la cima máxima.

Flujos de lodo o lahares secundarios han ocurrido en varias ocasiones en las erupciones históricas, en especial desde 1999 en los valles de Ulba y Vazcún, así como también en los drenajes del flanco Occidental y en el Río Puela, como resultado de la removilización de material volcánico de los flancos superiores del edificio, por el agua de las lluvias. Estos flujos han afectado considerablemente a los sectores de las quebradas La Pampa, Juive Grande, Mandur, Cusúa, Achupashal, La Pirámide, Bilbao, Motilones, Mapayacu entre las más importantes. Sin embargo estos

depósitos laháricos son mayormente de pequeños volúmenes lo cual nos indica que sus caudales fueron pequeños y es improbable que pudieran llegar tan lejos, como hasta Mera, debido a que pudieron ser desintegrados completamente por el agua del río durante su transporte.

El Volcán Tungurahua consiste en tres edificios. El edificio más antiguo, denominado Tungurahua I, está representado en los flancos Norte, Oriental y Sur; el cono intermedio, Tungurahua II, está representado por una serie de flujos de lava en la parte superior del flanco Sur; y el edificio joven, Tungurahua III tiene un cono casi simétrico con pendientes entre 30° y 35° y ocupa el flanco Occidental, rellenando el anfiteatro de avalancha y los sectores de colapso (Hall et al., 1999). En los dos primeros conos hubo una avalancha sectorial, rellenando los cauces principales con volúmenes importantes de volcanoclastos. Hay dos avalanchas descritas por Bustillos (2008) que han generado el volcán Tungurahua.

#### **2.4.1.1 Avalancha de Escombros del Tungurahua 30ka AP (DAE-30ka AP)**

Según Bustillos (2008), los depósitos de avalancha de escombros (DAE) se encuentran distribuidos hacia el Nor-Noroccidente del volcán en localidades como Cardonpamba y Cotaló, hacia el Occidente. Son los más importantes en el margen derecho del río Chambo, así como en Chontapamba y Pingullo. Además se encuentran en el margen izquierdo en San Juan, Pillate y Cahuagí. Avanzando más hacia el Sur-Suroccidente, los depósitos se distribuyen en sitios como la Loma Montirón, y poblados como El Altar, Bayushig y Penipe hacia el margen Oriental del río Chambo; y en Guso Chico, Guso Grande, Guanando, La Providencia, Pungal y El Quinche hacia el margen Occidental. Los depósitos actuales de la avalancha de escombros cubren un área total de aproximadamente 64 km<sup>2</sup>.

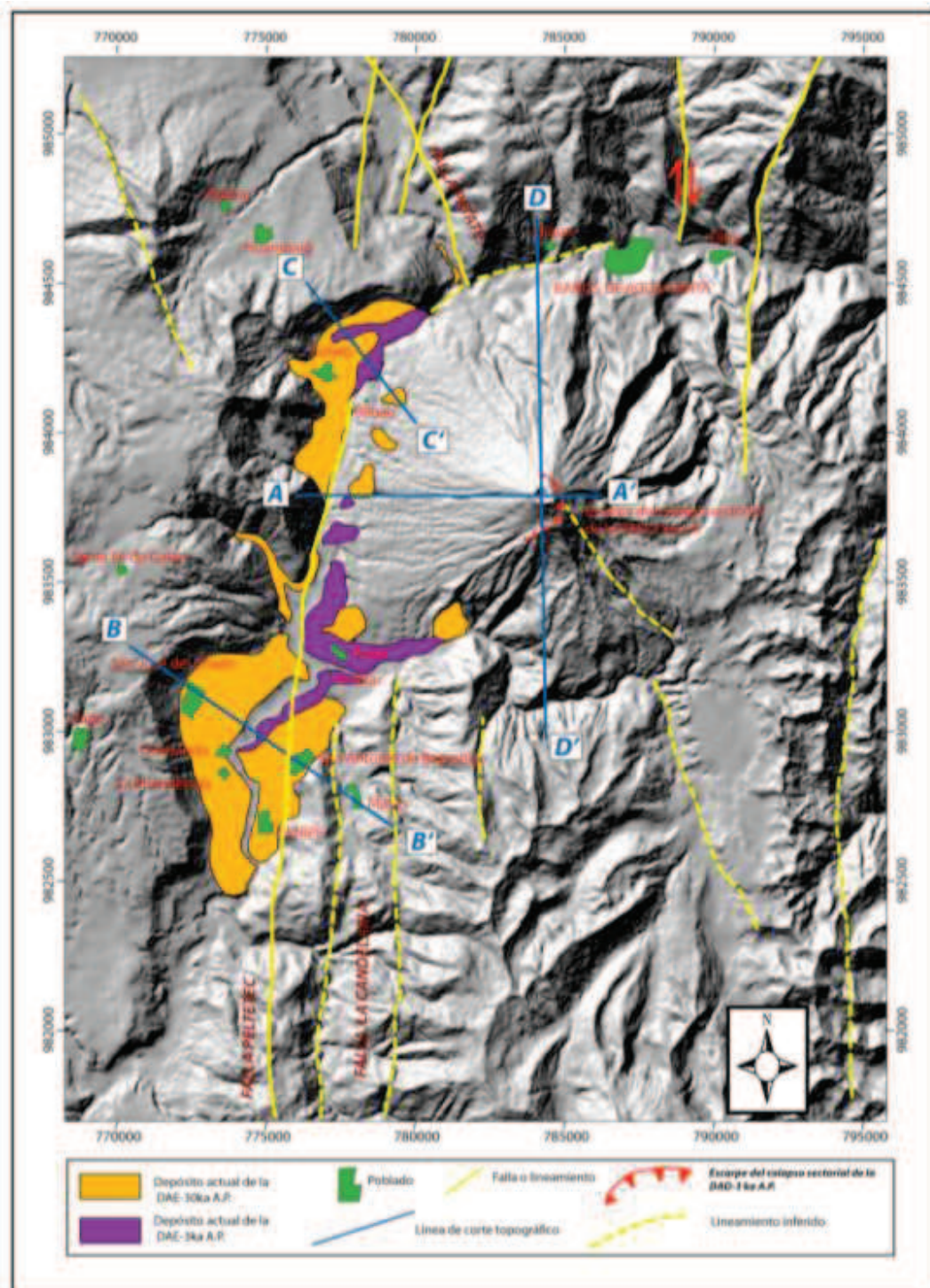
Debido a agentes climáticos y volcánicos, estos depósitos han sufrido erosión, evidenciado principalmente por la disminución del área de cobertura. En la actualidad los depósitos de esta avalancha comprende un área de 43 km<sup>2</sup> (Figura 2.8).

Se pueden observar estructuras en forma de “lajas” en los megabloques del depósito, principalmente se fracturaron en una especie de láminas horizontales y uniformes y en ocasiones deformadas. En los depósitos formados por las varias facies depositacionales (bloques o matriz/mezcla), se observan estructuras de “cataclasis” que es la ruptura de clastos individuales como “fracturamiento” o “rompimiento” del material volcánico. Como resultado de esto la mayoría de bloques muestran estructuras tipo “jigsaw cracks”, que son típicamente regulares como los acoplamientos de enfriamiento de una roca ígnea masiva.

El depósito presenta varias facies depositacionales. La “facies de bloques” corresponde a bloques de la avalancha de escombros de tamaño variable entre 5-50 cm en su diámetro mayor, a veces métricos, y con un porcentaje que varía entre 60% y 90%. Ellos son distribuidos dentro de una matriz intraclástica areno-limosa de color gris a gris rojiza, que corresponde a la fragmentación de los mismos bloques que conforman el depósito. En las zonas distales a la fuente, al Nor-Oeste del volcán se encontró depósitos de “facies de mezcla/matriz” que consiste en una mezcla de fragmentos pequeños con un contenido de hasta un 30% en bloques con un tamaño no mayor a 10 cm y excepcionalmente con bloques de hasta 50 cm de diámetro que se encuentran distribuidos en una matriz de tamaño de grano arcilloso de color gris clara y muchas veces hasta de color crema.

#### **2.4.1.2 Avalancha de Escombros del Tungurahua-3 ka AP (DAE-3 ka AP)**

Según Bustillos (2008) este DAE se extendió hacia el Nor-Noroccidente del volcán en los sectores de Perezpamba (San Juan-Panguilí-Las Queseras) y Chacauco al margen Occidental del río Chambo. Hacia el Occidente del volcán, en la margen derecha del río Chambo, los depósitos ocupan los sectores de Yuibug Grande, Choglontus y El Manzano. Continuando hacia el Sur-Suroccidente, los depósitos se distribuyen desde Puela e Yunguilla hasta Guso Grande. La distribución actual corresponde a un área de 10 km<sup>2</sup> aproximadamente, pero realizando una estimación cartográfica y una interpretación de los depósitos actuales se obtiene un área total de depósito de ~23 km<sup>2</sup> (Figura 2.8).



**Figura 2.8.** Mapa donde se muestra la distribución actual de los depósitos de la DAE-30 ka AP y de la DAE-3 ka AP (modificado de Bustillos 2008).

En el depósito se puede observar en su mayoría las facies de bloques y la facies de mezcla/matriz. La “facies de bloques” está constituida por bloques entre 5-50 cm de diámetro. Algunos bloques presentan estructuras como “jigsaw cracks” y raramente “jigsaw fit”, distribuidos dentro de una matriz intraclástica de tamaño de arena, de color gris a gris oscura. Este tipo de facies se observan en los depósitos que se encuentran distribuidos tanto al Oeste-Nor-Oeste y Sur-Oeste del volcán. En las zonas distales al Nor-Oeste del volcán se encuentran depósitos de “facies de mezcla/matriz”. Estos consisten en una mezcla de fragmentos más pequeños de 10 cm. Muy raramente se tiene la presencia de bloques de tamaño métrico distribuidos en una matriz de tamaño arcilloso de color gris clara y muchas veces hasta gris oscura.

Petrográficamente los componentes del DAE 30ka AP son andesitas, en su mayoría porfíricas y raramente afaníticas, con una asociación mineral de plagioclasa, piroxeno y anfíbol como mineral accesorio. Mientras que la DAE 3ka AP se diferencia en que no tiene anfíbol y se caracteriza por la presencia de olivino como mineral accesorio (Bustillos, 2008).

#### **2.4.2 VOLCÁN HUISLA**

El Volcán Huisla está ubicado a 4 km al Este de Quero; 6 km al Este-Sureste de Cevallos; 6,5 km al Sur-Suroccidente de Pelileo y a 13 km al Sur-Sureste de Ambato. Está constituido por tres picos principales: Huisla (3763 msnm), Llimpe (3732 msnm) y Padreloma (3650 msnm).

Sobre este centro volcánico no hay estudios reciente. Stubel (reimpresión 2004) habla de las rocas que forman este complejo, donde consta de andesitas piroxénicas sobreyaciendo a un basamento volcánico más antiguo que se observa en el desvío de Pelileo al valle de Patate. Está conformado por una típica andesita anfibólica y en parte por una andesita piroxénica con olivino. Bustillos (2008) habla de que Huisla está asentado parcialmente sobre rocas de la cordillera Real y su

basamento podría estar conformado por depósitos volcánicos de la Formación Cisarán del Mioceno.

El mismo autor afirma que Huisla está formado de andesitas calco-alcalinas de medio potasio (K) y andesitas basálticas de alto potasio. Petrográficamente son andesitas porfíricas anfibólicas cuya asociación mineral consiste de plagioclasa + hornblenda >> clinopiroxeno > ortopiroxeno y óxidos de Fe/Ti que generalmente están distribuidos en una matriz microcristalina con vidrio intersticial.

#### **2.4.2.1 Avalancha de Escombros Huisla**

La avalancha de escombros del Huisla cubre una superficie aproximada de 65 km<sup>2</sup>, con un espesor promedio de 50 m lo cual sugiere un volumen estimado de 3,3 km<sup>3</sup>. Estratigráficamente el DAE-Huisla es más joven que 200 ka AP debido a que en ciertos sectores está enchapada contra la ignimbrita Chalupas. Es más vieja que 10 ka AP porque sus depósitos están cubiertos por una capa de Cangahua de esta edad, y en otros sectores la avalancha está cubierta por un depósito de caída de escoria del volcán Tungurahua datada en 9–10 ka AP (Bustillos, 2008)(Figura 2.9). Además, Ordoñez (2012) menciona una capa de pómez que sobreyace la DAE-Huisla y que está datada en 39-45 Ka AP.



### 2.4.3 VOLCÁN CARIHUAIRAZO

El Carihuairazo es un volcán potencialmente activo del Ecuador. Tiene una altura de 5116 m, Longitud  $-78^{\circ}45,31'$  W y Latitud  $-01^{\circ}22,58'$  S y está ubicado sobre el borde oriental de la Cordillera Occidental y se encuentra a una distancia de 10 km al Noreste del volcán Chimborazo, el más alto del territorio ecuatoriano (Dato de IGM). Tiene una base circular en planta de 15x13 km, donde su eje mayor está orientado hacia el NNO-SSE y la base del edificio está inclinada en dirección al ENE.

El edificio tiene la forma de un cono truncado con amplios y profundos valles en forma de “U” que están ubicados radialmente alrededor de su cumbre y son resultado de intensos y prolongados procesos de erosión glaciar.

Según Ordoñez (2012), morfológicamente los flujos de lava exhiben una fuerte erosión glaciar en los flancos sur y suroriental y forman las paredes de las cabeceras de los valles glaciares. También reporta que en los últimos 40 ka AP han ocurrido cuatro avalanchas. Se las describe en orden del más viejo al más joven:

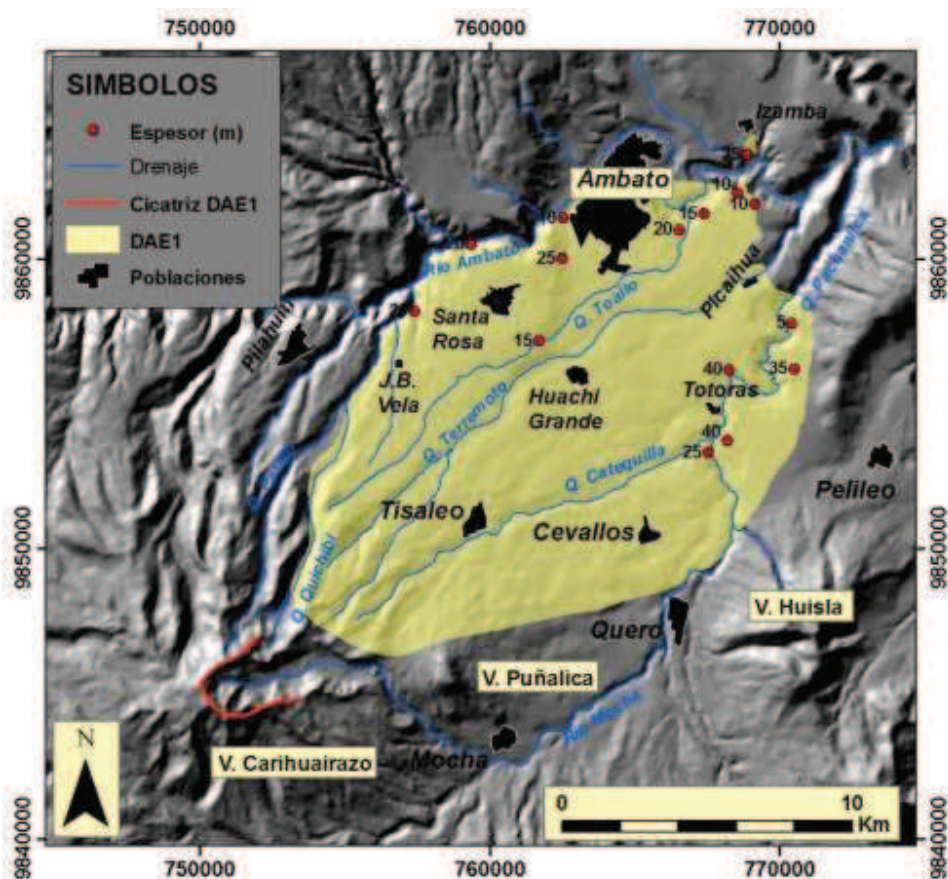
#### 2.4.3.1 Avalancha de Escombros 1 (DAE-1)

El depósito de la avalancha de escombros (DAE-1) cubre una superficie cercana a los  $\sim 200$  km<sup>2</sup>, formando un gran abanico que nace desde el flanco nororiental del Carihuairazo y que se extiende hacia el valle del río Ambato, alcanzando un recorrido máximo de 25 km desde este centro volcánico hasta el sector de Izamba. Según Ordoñez (2012), el contacto fue inferido a lo largo de la margen derecha del río Pataló debido a una secuencia de depósitos volcanoclásticos retrabajados que podrían ser equivalentes del DAE-1. Los límites son evidentes y coinciden con los ríos Pachanlica al este y Ambato al oeste respectivamente. La Figura 2.10 muestra la posible distribución del DAE-1 en el terreno. Ordoñez (2012) calculó un volumen mínimo del depósito correspondiente a 4,1 km<sup>3</sup>.

El DAE-1 corresponde a una brecha volcánica masiva que no muestra gradación ni estratificación interna. La brecha es heterolitológica, tiene un sorteo muy



pobre y presenta sectores que cambian repentinamente de colores (gris, rojo, amarillo, verde) debido a yuxtaposiciones de rocas de distintas litologías en escalas que varían desde pocos centímetros hasta varios metros, lo cual es una característica relevante de la facies de bloques. Dos facies texturales fueron reconocidas en este depósito: facies de bloques y facies de mezcla.

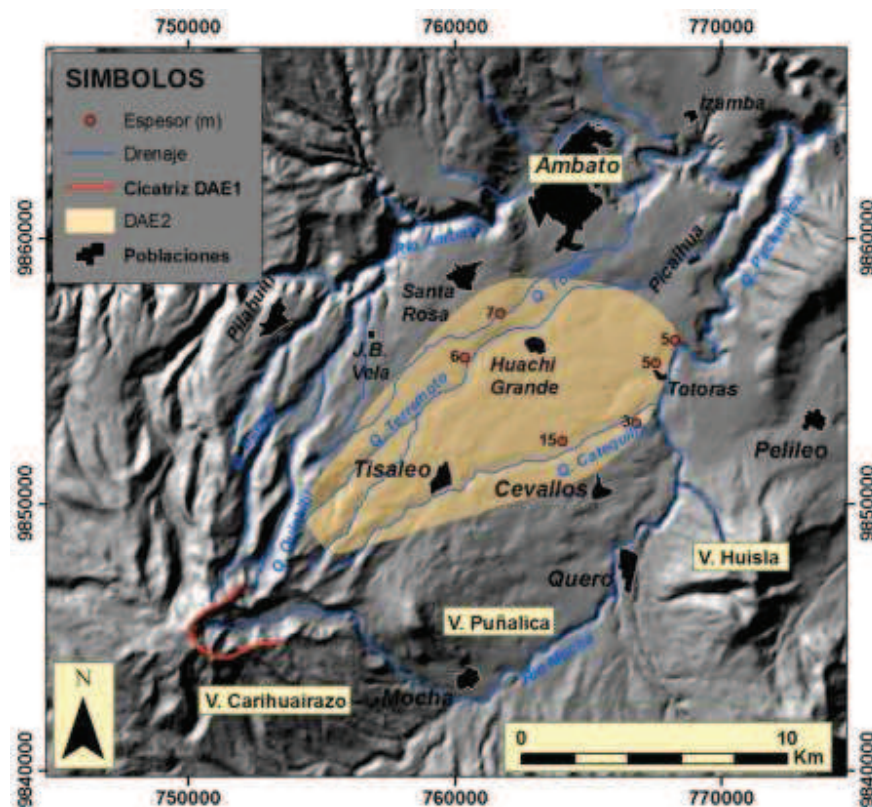


**Figura 2.10.** Ubicación del depósito de la Avalancha de escombros (DAE-1) del Volcán Carihuairazo. Las coordenadas están en UTM – PSAD56 (Ordoñez, 2012).

#### 2.4.3.2 Avalancha de Escombros 2 (DAE-2)

Según Ordoñez (2012), el depósito DAE-2 no expone suficientes afloramientos y no se pudo determinar con exactitud su alcance en el terreno, sin embargo sus límites fueron inferidos en base de seis afloramientos (Figura 2.11).

La unidad DAE-2 constituye una brecha que está enriquecida en líticos volcánicos andesíticos y no presenta estratificación interna ni gradación. El sorteo en esta unidad es muy pobre ya que expone sectores que están soportados por la matriz (facies de mezcla) y otros sectores que están soportados por clastos (facies de bloques).



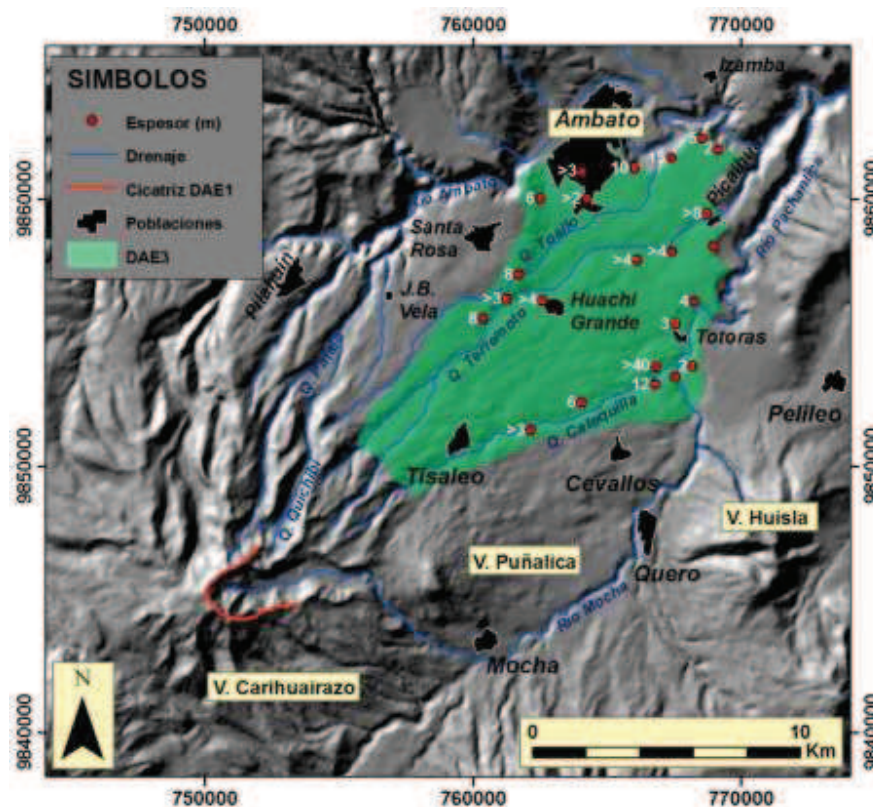
**Figura 2. 11.** Ubicación del depósito de la avalancha de escombros (DAE-2). (Ordoñez, 2012)

Los límites que fueron inferidos para el depósito sugieren que la brecha cubre una superficie cercana a los 100 km<sup>2</sup>; se estimó que el volumen de la avalancha DAE-2 es al menos de 0,6 km<sup>3</sup>.

#### 2.4.3.3 Avalancha de Escombros 3 (DAE-3)

La avalancha DAE-3 está mejor expuesta alrededor de Ambato. El depósito forma un abanico que aparentemente nace en el sector nororiental del Carihuirazo y

se extiende en la misma dirección hacia zonas bajas de la cuenca del río Ambato (Figura 2.12).



**Figura 2.12.** Ubicación del depósito de la avalancha de escombros (DAE-3) (Ordoñez, 2012).

El depósito muestra una textura de brecha, es masivo y no exhibe estratificación ni gradación interna y presenta una variación brusca de colores debido a su carácter heterogéneo respecto a sus componentes litológicos, principalmente andesíticos. El sorteo es muy pobre. El rango de tamaños es extenso y varía desde una matriz limo-arenosa hasta grandes bloques métricos. Los fragmentos centimétricos y decimétricos tienen formas subesféricas y tabulares, mientras que aquellos de mayor tamaño generalmente son sub esféricos. En ambos casos sus bordes son angulosos a subredondeados.

Tres facies texturales diferentes fueron reconocidas en el depósito: facies de bloques, facies de mezcla y una facies transicional a un flujo de escombros o lahar. Las facies de bloques y de mezcla predominan en la mayoría del depósito.



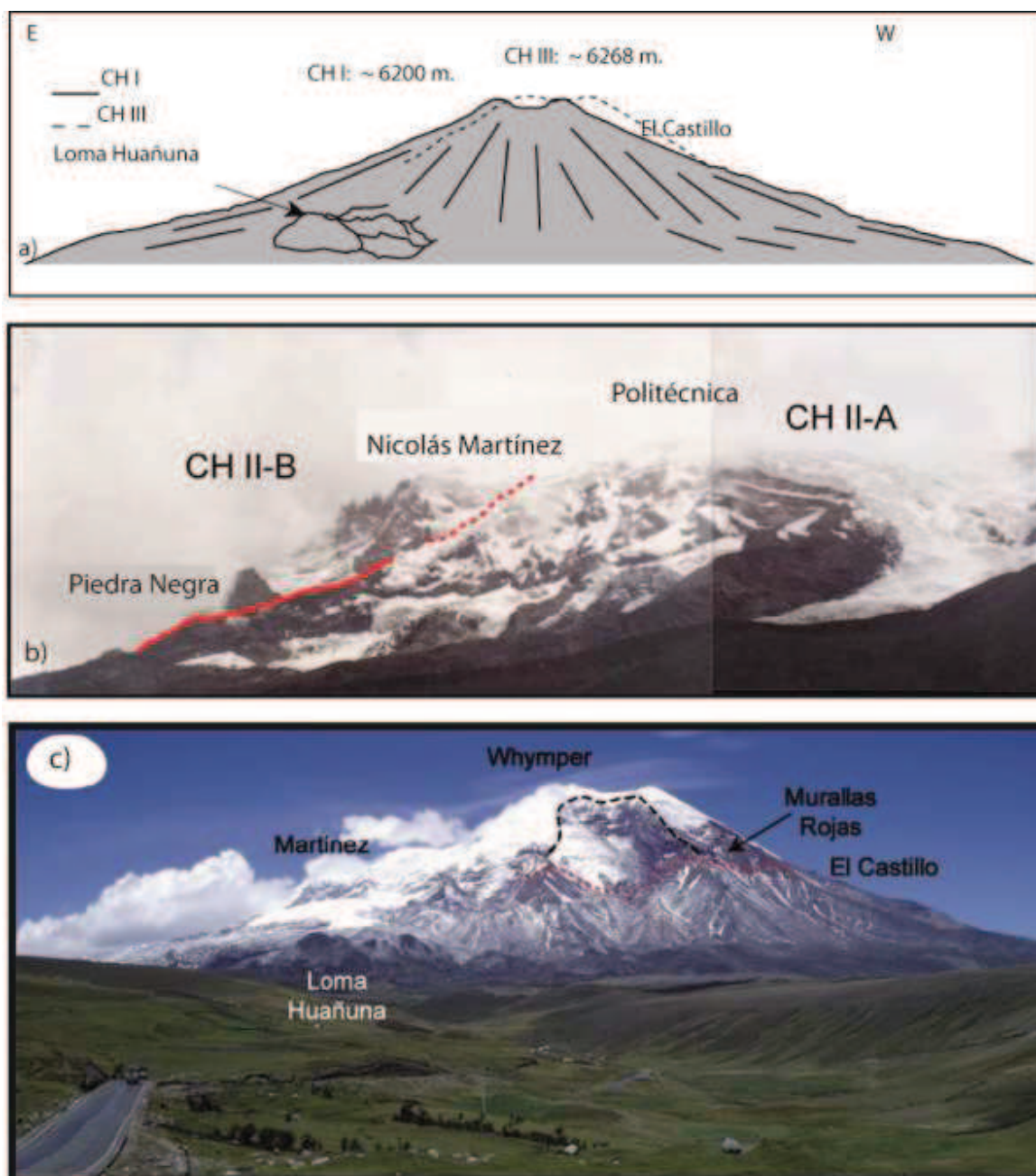
El depósito DAE-4 consiste de una brecha volcánica masiva de composición heterolitológica. Generalmente está soportado por una matriz entre clastos en regiones distales y marginales, con un contenido entre 10 y 20 % vol. de detritos, pero en ciertos sectores está soportado por clastos con una proporción entre 40 y 60 % vol. El tamaño de los fragmentos líticos es muy variable, desde clastos centimétricos hasta bloques decimétricos, aunque ocasionalmente se observaron bloques masivos con tamaños entre 1 y 2 m. Los clastos menores a 20 cm con frecuencia tienen formas sub esféricas y sus bordes son subangulares a subredondeados, mientras que los más grandes son principalmente subredondeados. Dos facies texturales fueron reconocidas en el terreno: facies laháricas y facies de bloques, donde la primera de ellas es la que predomina en el depósito. El volumen total calculado es 0,16 km<sup>3</sup>.

Avalancha Carihuairazo	Volumen estimado (km <sup>3</sup> )	Longitud L (km)	Schuster and Crandell (1984)				Siebert et al. (1987)		Ordoñez (2012)	
			H/L = 0,075		H/L = 0,09		H/L = 0,13		H/L = 0,112	
			H (m)	H máx (msnm)	H (m)	H máx (msnm)	H (m)	H máx (msnm)	H (m)	H máx (msnm)
DAE-1	4,1	25	-	-	-	-	-	-	2450	5250
DAE-2	0,61	17	1275	3875	1530	4130	2210	4810	-	-
DAE-3	1,04	23	1725	4325	2070	4670	2990	5590	-	-
DAE-4	0,13	21	1575	4175	1890	4490	2730	5330	-	-

**Tabla 2.2.** Estimaciones de las alturas máximas de colapso ( $H_{máx}$ ) de las avalanchas de escombros del volcán Carihuairazo utilizando diferentes valores de H/L reportados en la literatura. (Modificado de Ordoñez., 2012).

#### 2.4.4 VOLCÁN CHIMBORAZO

Barba (2006) define al Volcán Chimborazo a los varios edificios que forman el complejo volcánico conocidos como: a) Chimborazo I (volcán de base); b) Chimborazo II (edificio central) y c) Chimborazo III (cono joven occidental).



**Figura 2.14.** Reconstrucción del edificio volcánico Chimborazo. a) Chimborazo I y III; b) Segundo viento (CH II-B) y construcción del CH II-A, donde este viento dio lugar a la construcción de un cono satélite que se asentó sobre la pendiente Sureste del CH II-A (modificado de Barba, 2006) c) Vista desde la carretera Ambato-Guaranda, que muestra los flujos de lava de más edad del volcán basal (Loma Huañuna), las lavas del El Castillo, así como el cono más joven y la cumbre Whymper. También marcados son la cicatriz caldera (menor línea discontinua) y la más joven de la cicatriz colapso del flanco que afecta a la cumbre principal (línea superior punteada) (modificado de Samaniego et al., 2012).

Los flujos de lava del Chimborazo I están formados por rocas andesitas porfirítica con grandes cristales de plagioclasa y piroxeno (tamaño de 4-6 mm). Estos flujos de lava tienden a formar potentes depósitos en especial en el frente del flujo y son de corta extensión como el flujo de lava del Huañuna (Barba, 2006). Los flujos de lava más representativos se encuentran en el flanco Noreste del volcán (Figura 2.14). El Chimborazo I se encuentra formado por dos sub-unidades. La totalidad de la subunidad inferior y la mayor parte de la superior se encuentran formadas por diversos flujos de lava, la subunidad superior cuenta con dos depósitos de flujo piroclástico, uno de pómez y ceniza y otro de bloques y ceniza.

El Chimborazo II está formado por la migración hacia al este del volcanismo posterior a la generación de la caldera de aproximadamente 6000 m de altura, el que se encuentra representado por la actual Cumbre Politécnica (Barba, 2006). Las lavas preservadas están depositadas en los flancos Noreste, Este, Sureste y Sur del macizo volcánico.

El Chimborazo III catalogado por Barba (2006) como el cono más joven del macizo volcánico es el resultado de la acumulación de flujos piroclásticos tipo “St. Vincent”: tefras, flujos de escoria y flujos de lava. Barba (2006) y Bernard (2008) mencionan que hace aproximadamente 40ka AP se produjo una avalancha, cuyos productos cubren el valle de Riobamba y se extiende hasta el Río Chambo.

#### **2.4.4.1 Avalancha de Escombros de Riobamba (DAE-R)**

Según Barba (2006) y Bernard (2008) el depósito cubre un área aproximada de 260 km<sup>2</sup>, formando un gran abanico que se extiende desde las pendientes más bajas al Sureste del macizo hacia el valle del río Chambo llegando a 2600 m y rellenando la cuenca Neógena de Riobamba (Figura 2.15). El depósito está caracterizado por dos facies: una facies de bloque (FB) y una facies de matriz (FM).

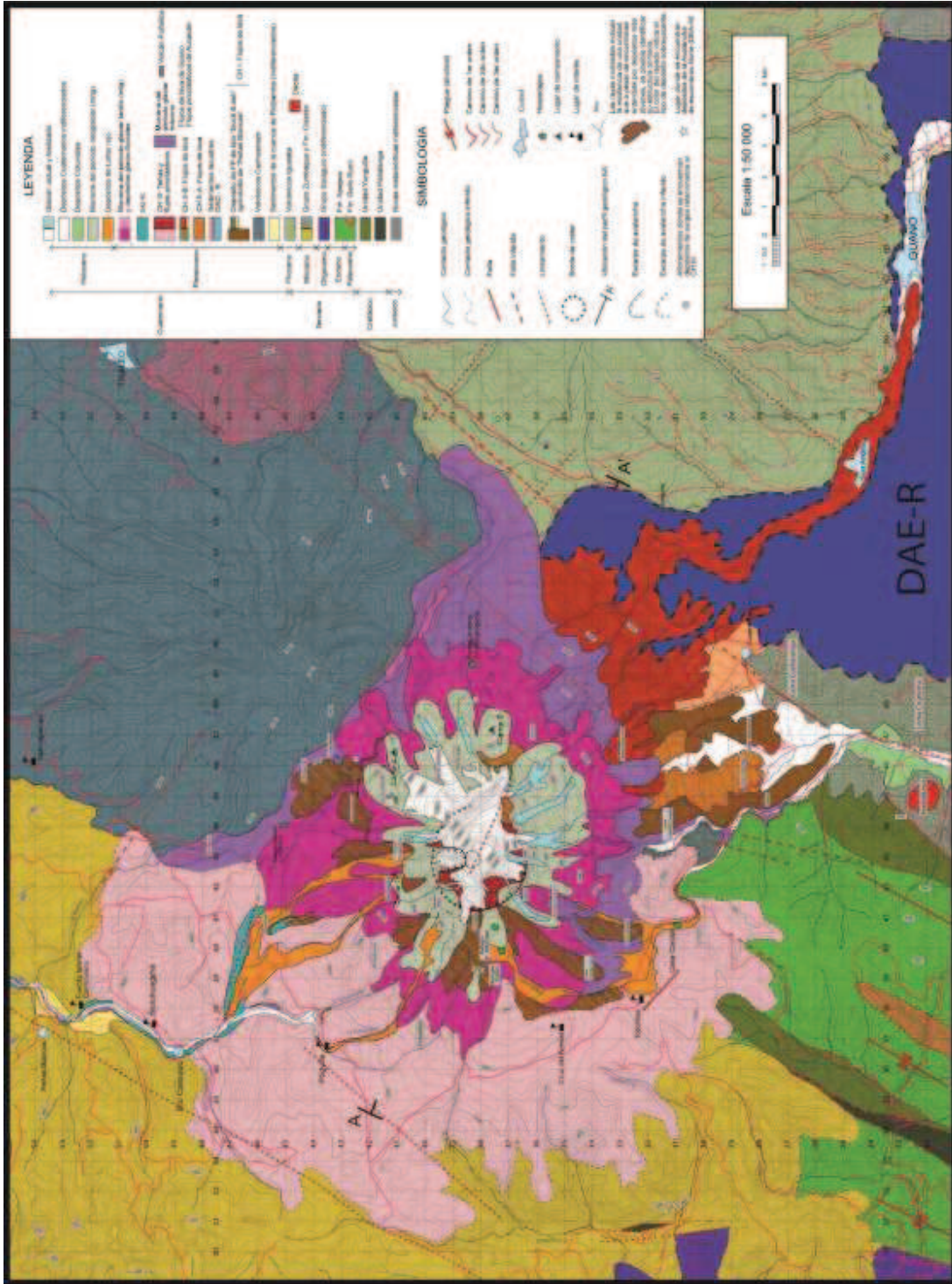


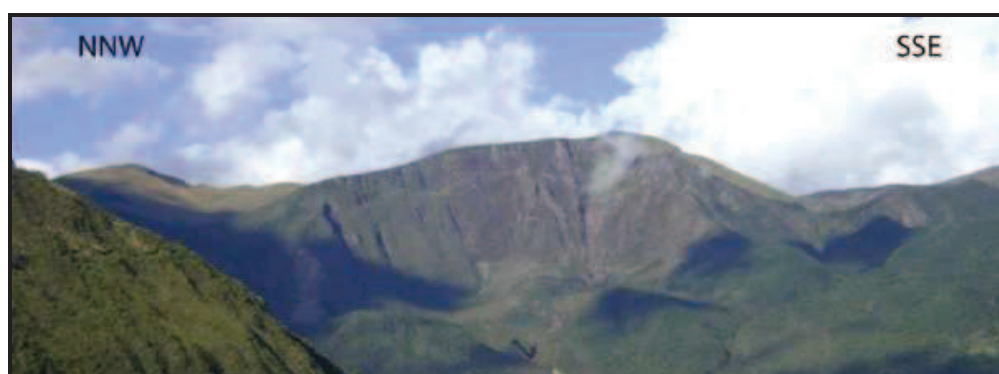
Figura 2.15. Mapa donde se muestra la distribución de los depósitos de la DAE-Riobamba (Modificado de Barba 2006).



Según Barba (2006), se define la existencia de dos grandes grupos de rocas. El primer grupo es el más abundante y correspondiente a andesitas anfibólicas y andesitas/dacitas. Mientras que el segundo grupo está formado por andesitas gris oscuras de dos piroxenos de grano homogéneo, andesitas de dos piroxenos con grandes cristales de plagioclasas y andesitas vidriosas. El volumen calculado del depósito es de 8.3 a 10.4 km<sup>3</sup>, este volumen derivado del edificio basal. Sin dataciones directas en el DAE, pero en base a las restricciones de edades de los depósitos volcánicos superpuestos en donde el colapso de sector afecto a las lavas del Edificio Basal que datan de aproximadamente 68 ka. El DAE-R ocurrió después de esta fecha (Samaniego et al., 2012).

#### 2.4.5 CERRO QUINUALES

El cerro Quinuales está ubicado en la estribación occidental en Los Llanganates de la Cordillera Real, al Este de Píllaro. Está constituido por productos volcánicos de la Formación Pisayambo (Herrera, 2013).



**Figura 2.16.** Escarpe del cerro Quinuales, su lado occidental con vista hacia el oriente (Herrera, 2013).

El Cerro Quinuales muestra un gran escarpe de aproximadamente 300 metros de altitud, la fuente aparentemente del DAE discutido aquí. Las lomas cercanas a este tienen cumbres redondeadas y aplanadas (Herrera, 2013). EL mismo autor reporta dos depósitos de avalancha de este escarpe en el sector de Los Andes (Un recinto de la zona), que se encuentra a pocos kilómetros al sur de Pillaro.

#### **2.4.5.1 Avalancha de Escombros 1 (DAE-1)**

El depósito (DAE-1) (Figura 2.17) aflora un poco antes de la unión de las Quebradas Lluctupi y Tiván, al SE del pueblo El Sucre en la vía Tontapi-Sucre. También se la encuentra a lo largo de las riberas del río Blanco, también en los cortes de la vía Patate-Tontapi.

Este depósito de avalancha de escombros presenta la facies de bloques y la facies de mezcla. La variación y cantidad de una u otra facies varía entre afloramientos muy cercanos. La facies de bloques está constituida por brechas heterolitológicas, clasto-soportadas, de grano medio a grueso y mal sorteo; los fragmentos de roca son angulosos a subangulosos con tamaños entre pocos centímetros hasta >1.5 metros. También existen clastos triturados que no han preservado la estructura de jigsaw-cracks y una matriz intraclasto que se localiza entre las fracturas. La petrografía constituyente más característica del depósito en esta facies son rocas andesitas básicas con textura hialocristalina en las que no se observan fenocristales en muestras de mano. También se presentan andesitas de colores gris-rojizo a rojizo con fenocristales de plagioclasas euhedrales alineadas y vesículas elongadas a redondeadas en un 30%. Además se encuentra una roca de color blanco a gris blanquecino que tiene las características de una toba soldada con fenocristales de plagioclasa y biotita negra y café euhedrales a subhedrales en menor proporción. Esta última roca podría ser constituyente de bloques incorporados durante el emplazamiento, ya que en el sector existen depósitos de flujos piroclásticos que poseen rocas con las mismas características.

El depósito de avalancha DAE-1 se distribuye en un área de 2,56 Km<sup>2</sup>, con un volumen de 0,05 Km<sup>3</sup> y un espesor mínimo estimado de 20 metros.

#### **2.4.5.2 Avalancha de Escombros 2 (DAE-2)**

La distribución del principal depósito (DAE-2) (Figura 2.17) es bastante amplia en el sector; hacia el Norte se localizan afloramientos que se distribuyen al pie del Cerro Quinuales, Loma Cruz Pata, en el estrecho cañón del río Pucahuaico y en su

unión con los ríos Corazón y Patate aflora en terrazas altas. Se lo encuentra en el flanco y pie Sur del cerro Huicutambo, la población de Baquerizo Moreno y Plazuela, más hacia el Este la parroquia de Emilio María Terán, Loma Andahualo, Loma Rumipamba Chiquito y la Hacienda Quillán Alemania. Al Sur la distribución es más encausada por los flancos del río Patate en forma de terrazas altas pegadas al Cerro Nitón en los bordes izquierdo y derecho del río. Los principales poblados son Los Andes, Tontapi, Río Blanco y La Clementina. Finalmente se la encuentra al pie de la Loma Terremoto cerca de Patate Viejo. Esta distribución areal está muy ligada a la paleo-topografía y sus barreras morfológicas. En la vía Emilio Terán-San Miguelito aflora con espesores entre 0.5 y 1.5 metros.

Este depósito de avalancha de escombros con sus afloramientos ha permitido hacer observaciones de sus facies depositacionales y texturales, encontrándose las facies de bloques y mezcla. La petrografía de facies de bloque de DAE-2 está constituida por andesitas con plagioclasas, piroxeno verde oscuros a negros, andesitas máficas con zeolitas, andesitas gris oscuras con poca plagioclasa. Además hay andesitas basálticas con fenocristales de piroxeno, andesitas vesiculares gris rojizas con fenocristales de plagioclasa, andesitas con alteraciones hidrotermales y andesitas con plagioclasa y anfíbol en menor cantidad.

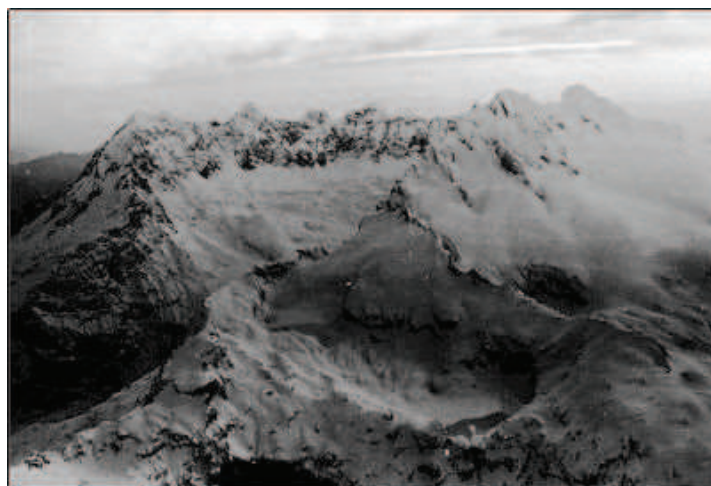
Herrera (2013) calculo el área para DAE-2 en 23,89 km<sup>2</sup> y con un espesor promedio de 37 metros, el volumen mínimo estimado para DAE-2 es de 0.88 Km<sup>3</sup>.

Fallas tectónicas del tipo NE-SW que forman parte del nido de Pisayambo (Troncoso, 2009) pasan por el Cerro Quinuales, y probablemente son los generadores de estos depósitos.



#### 2.4.6 VOLCÁN EL ALTAR

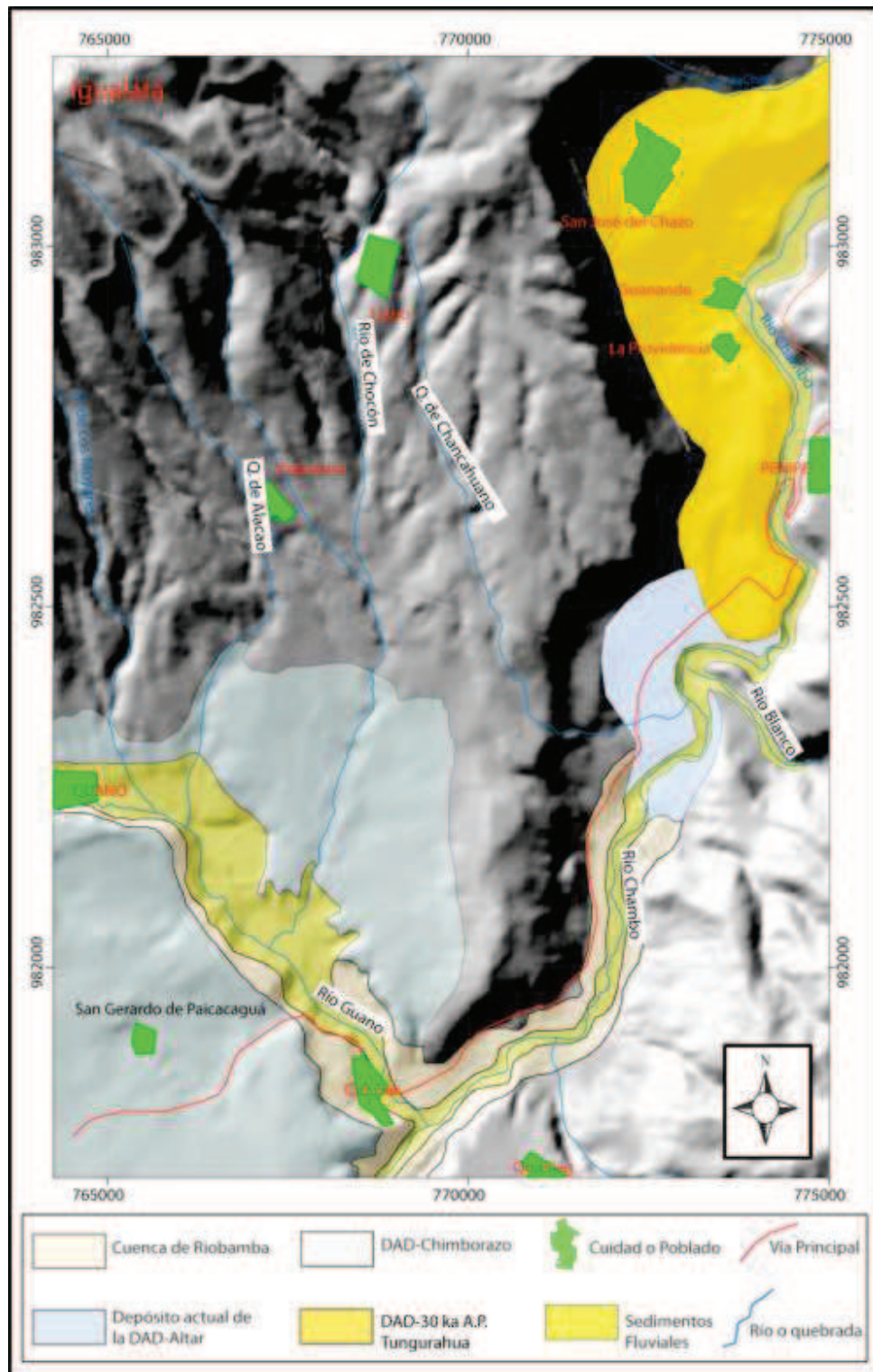
El Altar es un estratovolcán apagado desde aproximadamente 1 millón de años. Está localizado sobre la Cordillera Oriental del Ecuador, unos 25 km al este de Riobamba. Su morfología actual es de un cono volcánico con una caldera en forma de herradura abierta hacia el occidente. En el fondo de la caldera se encuentra una laguna glacial de 1106 m de largo y 574 m de ancho, ubicado a una altura de 4170 m. La formación del volcán incluye seis picos cubiertos de nieve y hielo que alcanzan alturas sobre 5000 m. Del Sur al Este y continuando hacia el Norte se llaman “El Obispo” (~5530 m), “La Monja Grande” (~5310 m), “La Monja Chica” (~5154 m), “El Tabernáculo” (cumbre Sur ~5209 m, cumbre Norte ~5182 m), “Los Frailes” (cumbre Sur-Este ~5196 m, central ~5125 m y Nor-Oeste ~5245 m), y “El Canónigo” (~5259 m). Los glaciares que cubren las cumbres se bajan al lado norte hasta una altitud de 4500 m, al lado este hasta 3900 m y al lado sur hasta 4500 m. El edificio volcánico principalmente está formado por brechas andesítica frecuentemente con estructuras de diques de andesita. Además se registra una intrusión de gabro y de riolita. Esta última está interrumpida por diques de andesita (Ettinger et al., 2003; Eissen et al., 2003).



**Figura 2.18.** Foto en escala de grises del volcán, aquí se puede apreciar las distintas lagunas de este volcán y las distintas cumbres de este volcán. La glaciación ha erosionado este edificio cortando profundas quebradas (Foto Dr. Minard Hall, 1981).

#### 2.4.6.1 Avalancha de Escombros del Altar

Bustillos (2008) menciona que debido a la escasez de afloramientos de la DAE-Altar a causa de una fuerte erosión glacial a que estos fueron sometidos, en especial en los cauces de los ríos Collanes y Blanco no se puede hacer una mayor interpretación. Pero, el DAE (Figura 2.19) se lo localiza en los sectores de Pungal, El Quinche, Pungal Grande y El Recreo ocupando aproximadamente  $3,52 \text{ km}^2$ , que corresponden a un volumen de  $0,176 \text{ km}^3$  considerando 50 metros de potencia promedio. El DAE se caracterizan por una morfología formando una terraza regular de aproximadamente 40 metros de altura, constituida por depósitos de “facies de bloques” con aproximadamente 70% de bloques de tamaños que varía desde unos 10 cm hasta 2 metros en su diámetro mayor. Estos bloques se encuentran distribuidos en una matriz de tamaño de arena gruesa de color gris rosácea. Están conformados por bloques de roca andesita de dos tipos. La primera por rocas leucocráticas de color gris claro azulado y la segunda por rocas melanocráticas de color negro azulado muy afaníticas. Ambos grupos de rocas se encuentran relativamente frescas y tienen únicamente una pequeña costra de meteorización debido a los agentes climáticos a que fueron expuestas.



**Figura 2.19.** Mapa donde se muestra la distribución actual de los depósitos de los DAE-Altar, Chimborazo (Bustillos, 2008).

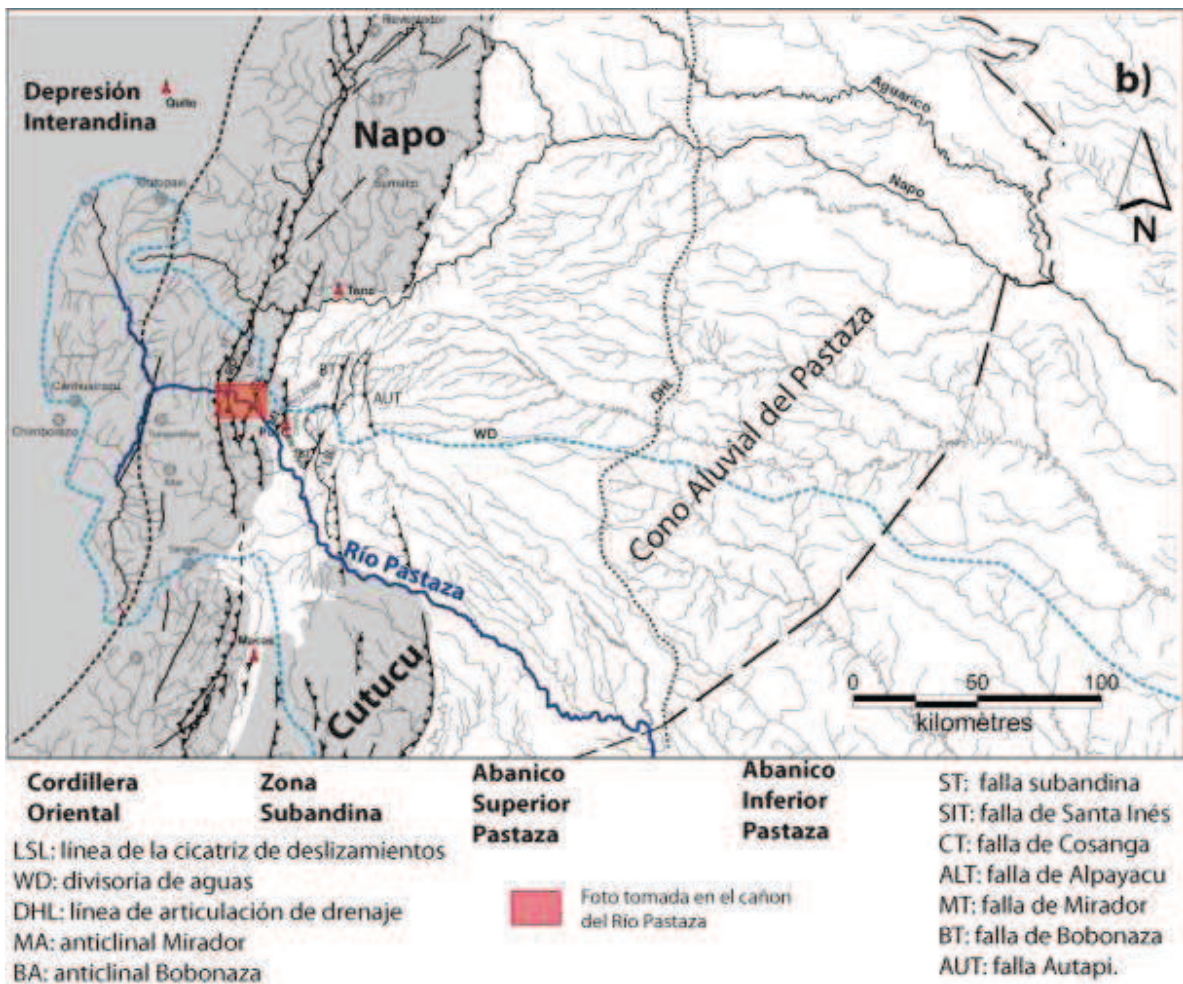
## 2.5 GEOLOGÍA LOCAL

El río Pastaza que se forma en la unión de los ríos Patate y Chambo cerca de Baños corta profundamente a la Cordillera Oriental antes de desembocar en la cuenca del Amazonas entre el levantamiento del Napo y la Cordillera Cutucú en la zona subandina. Esta zona se conoce como la depresión Pastaza que se ha desarrollado a escala mayor como un gran abanico aluvial conocido como el Gran Abanico del Pastaza. Con una superficie de 60,000 km<sup>2</sup>, se puede considerar como uno de los más grandes del mundo (Räsänen et al., 1992). Este mega abanico aluvial cuaternario está por encima del aluvial Plioceno-Pleistoceno y que ocupa la mayor parte de la cuenca Oriente (Christophoul et al., 2002).

Abarca una gran parte de la cuenca noroeste amazónica y es una de las mayores aportaciones de agua y sedimentos de la Amazonía Andina. Este cono aluvial es suministrado por la erosión continua de las formaciones de la Depresión Interandina, la Cordillera Oriental y varios volcanes de la Cordillera Occidental, como Chimborazo-Carihuairazo y la Cordillera al occidente de Ambato y sur de Riobamba. Además el Cerro Abitagua, de composición granítica y los afloramientos metamórficos a lo largo del cañón del río Pastaza, aportan con mucho material clástico.

El Plateau (terrace) de Mera es la superficie actual de este cono. Bès De Berc (2003) describe como un excelente marcador de recientes deformaciones asociadas con pliegues y superposiciones subandinas.





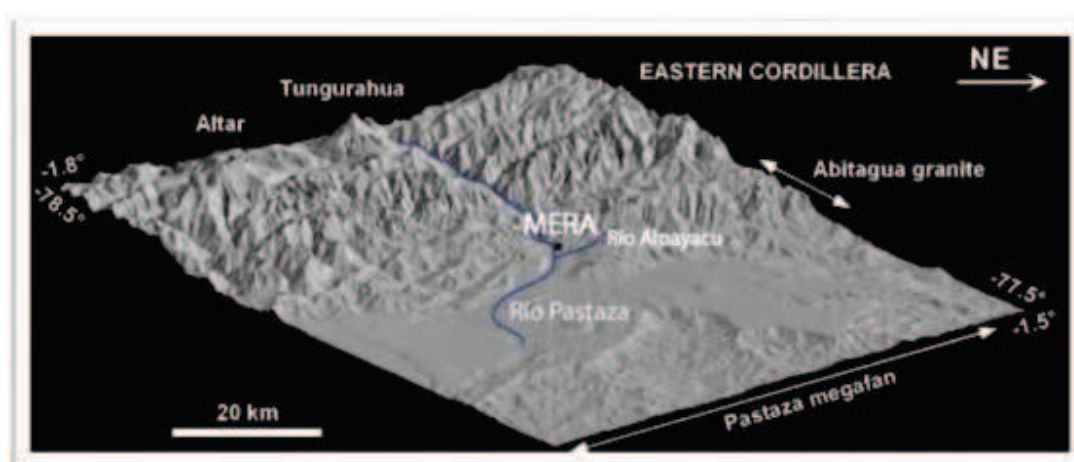
**Figura 2.20.** a) Foto panorámica del Cañón del Río Pastaza, correspondiente a 1cm de largo en la zona de la falla de Mirador (MT) b) Morfología Subandina permite distinguir las unidades morfoestructurales: Levantamiento del Napó, La depresión del Río Pastaza y la Cordillera del Cutochú (modificado de Bès De Berc S., 2003).

La incisión fluvial de la Superficie Mera-Upano por los ríos Pastaza y Upano que se observa actualmente, alcanzan más de cien metros de profundidad (Bes de Berc, 2003). Además en la zona los procesos de erosión son muy activos y afectan continuamente las vías de comunicación en el valle de Pastaza.

### 2.5.1 LA FORMACIÓN MERA

Los afloramientos de esta unidad geológica fueron estudiados en primer lugar por Tschopp (1953) en las cercanías de la ciudad de Mera y están compuestos de arcillas y areniscas tobáceas, con varios horizontes de conglomerados gruesos con estratificación cruzada de tipo torrencial. Comúnmente se presentan bloques de granito y gneis hasta varios metros de diámetro.

El Plateau de Mera es también evidente en la parte proximal del abanico aluvial (conocido como mesa de Mera, originalmente denominado por Tschopp 1953). Tiene elevaciones entre los 1000 y 1100 msnm y de 90 a 135 m por encima del actual cauce del río Pastaza. Campbell (1970) consideró equivalente la Fm. Mera con la Fm. Rotuno y se colocó las dos formaciones en el Plioceno. En el mapa geológico del Ecuador la Fm. Mera incluye terrazas, conglomerados y arenas a lo largo del río Pastaza (Egüez y Litherland, 1993).



**Figura 2.21.** Modificado del Modelo Numérico de relieve (Savane IRD), Correspondiente a la zona de estudio (Ubicación de MERA) (Bès De Berc, 2003)

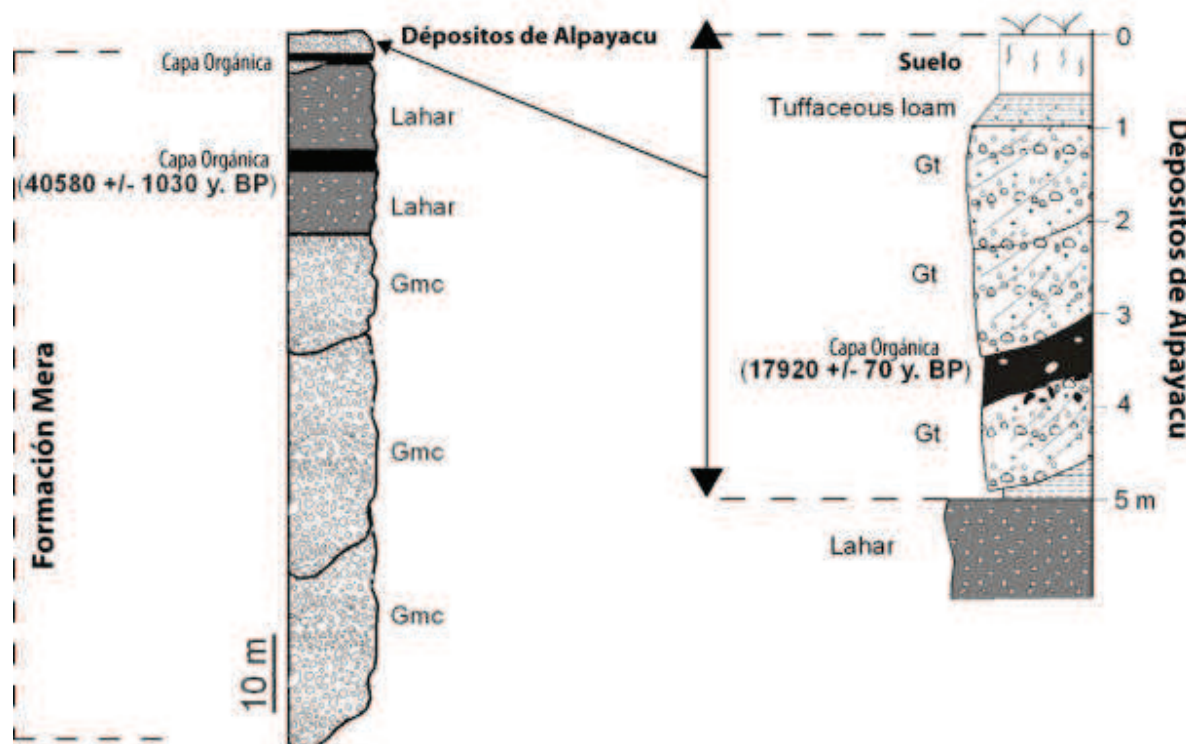
El drenaje de la zona se caracteriza por la presencia de dos grandes ríos, el Río Napo (y su principal afluente, el río Aguarico) al norte y hacia el sur el río Pastaza (principal afluente del río Marañón en Perú) los cuales forman los límites del abanico.

En el límite norte del abanico de Mera se observa la antifoma de Napo con sus deslizamientos importantes causados por la erosión en la parte norte por los afluentes del Río Napo.

Otras características importantes son los recientes ríos creados como el río Pindo, Tigre, Charahuayacu y Motolo en el Mega Cono, así como las incisiones en Mera y los sedimentos subyacentes.

La Formación Mera tiene de 50 a 80m de espesor por encima de los depósitos de escombros conglomeráticos consolidados (Gmc) que superponen a depósitos de lahares (Figura 2.22.). El borde de la plataforma de Mera se caracteriza por un conjunto de agregados semi-circulares de ancho (5 km), cicatrices de deslizamientos de tierra en forma de cuchara.

Según Bès De Berc (2003), la formación Mera comprende tres unidades de "debris flow", donde clastos volcánicos empaquetados en una arena de la matriz limosa son predominantes de un espesor total de 50-80 m, cubiertas por dos niveles de lahar provenientes del volcán Tungurahua (Figura 2.22), pequeños desechos de granito y gneis (Tschopp, 1953). El tope del último nivel corresponde a la superficie Mera-Upano. Encima de esta superficie, cerca de Mera se encuentra localmente depósitos fluviales de 5 m de espesor que contienen clastos graníticos y que provienen del antiguo cauce del río Alpayacu cuya cabecera es el Cerro Abitagua (granito) que aporta al Río Pastaza (Figura 2.22).

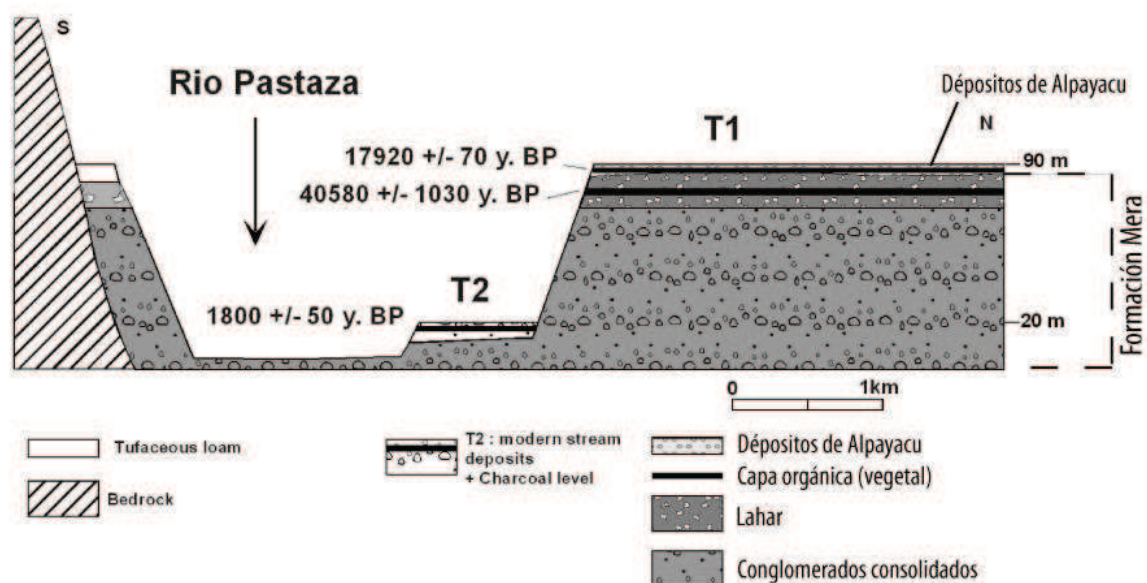


**Gmc:** Depósito de escombros conglomeráticos consolidados.  
**Gt:** Clastos imbricados con estratificación cruzada bien caracterizada (litofacies Gt).

**Figura 2.22.** Sección esquemática de la litología de la formación Mera a) Sección esquemática de la parte superior de los depósitos Mera cubierta por los depósitos Alpayacu observados cerca de Mera b) sección esquemática de los depósitos Alpayacu (modificado de Bès De Berc, 2003).

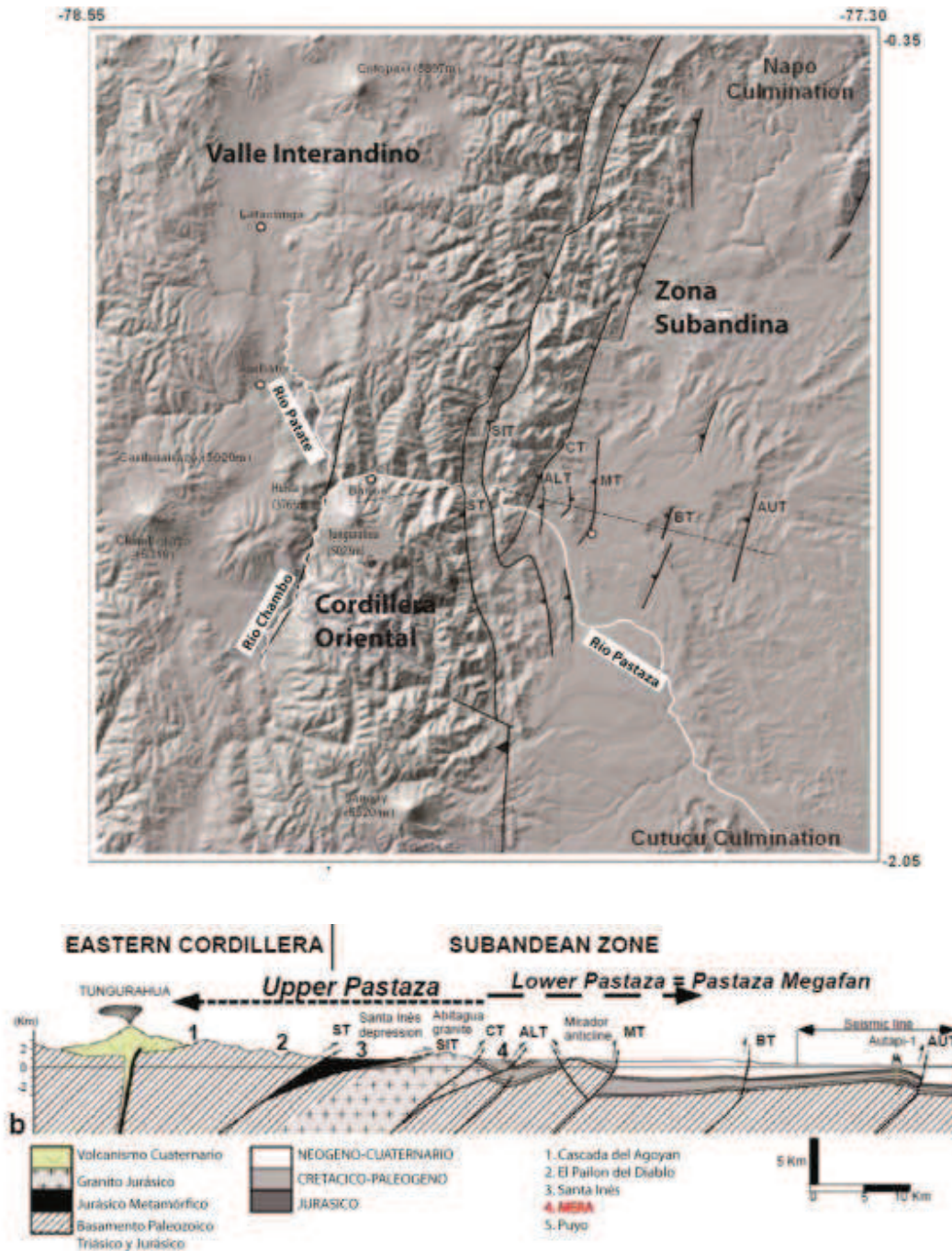
La edad de la formación de Mera ha sido datada por medio de dos capas vegetales (forest bed) en 26,500 años  $^{14}\text{C}$ . AP y 33,500  $^{14}\text{C}$  año AP (Liu y Collinvaux, 1985), respectivamente, separadas por depósitos de lahares consolidados. Heine (1994, 2000) obtuvo edades de 33,700 y 40,550  $^{14}\text{C}$  año AP en una capa de turba cubierta por depósitos de lahares que fue correlacionada con la capa superior estudiada por Liu y Collinvaux' (1985), pero se concluyó que las edades de Liu y Collinvaux' (1985) están contaminadas.

Dentro de estos depósitos fluviales se encuentra un nivel orgánico con trozos de árboles bien conservados, datados por  $^{14}\text{C}$  que dio edades de  $40,580 \pm 1030$  a AP y  $17,920 \pm 70$  a AP (Bès de Berc, 2003) (Figura 2.22 y 2.23).



**Figura 2.23.** Corte del Río Pastaza cerca de Mera. Muestran las edades correspondientes a capas vegetales (modificado de Bès de Berc, 2003).

La zona de estudio esta deformada por fallas inversas de basamento que generan anticlinales de propagación (Bès de Berc, 2003) (Figura 2.24). Entre las fallas, en dirección oriente al occidente: Falla de corrimiento de Autapi (FAU), Anticlinal de Autapi (AAU), Falla de corrimiento de Bobonaza (FB), Anticlinal de Bobonaza (AB), Falla de corrimiento del Mirador (FM), Anticlinal Mirador (AM), Falla de corrimiento de Alpayacu (FAL), Falla de corrimiento de Cosanga (FC); Falla de corrimiento de Santa Inés (FSI), Depresión de Santa Inés (DSI), Falla de corrimiento Subandina (FS).



**Figura 2.24.** Modelo numérico de relieve (Savane IRD) y ubicación de la Zona de MERA y del Cono aluvial de Pastaza b) Sección estructural a través del valle y el cono de Pastaza. Falla de corrimiento de Autapi (FAU), Anticlinal de Autapi (AAU), Falla de corrimiento de Bobonaza (FB), Anticlinal de Bobonaza (AB), Falla de corrimiento del Mirador (FM), Anticlinal Mirador (AM), Falla de corrimiento de Alpayacu (FAL), Falla de corrimiento de Cosanga (FC); Falla de corrimiento de Santa Inés (FSI), Depresión de Santa Inés (DSI), Falla de corrimiento Subandina (FS) (modificado Bès de Berc, 2003, Pratt et al., 2005)

## **CAPÍTULO III**

### **CONTEXTO TEORICO.**

#### **3.1 LAHARES**

Lahar es un término indonesio (Javanese) que significa flujo de escombros, un flujo de transición, o un flujo hiperconcentrado originado en un volcán. Los lahares son generados cuando agua meteórica, de escorrentía superficial, del deshielo parcial de glaciares o fusión de nieve o acumulada en cráteres formando lagos volcánicos, se mezcla con materiales volcanoclásticos y se desplaza aguas abajo por barrancos y cauces fluviales que tienen sus cabeceras en las laderas del volcán (Vallance, 2000; Vallance and Mothes, 2014).

Los lahares se producen durante las erupciones volcánicas, a través de otros procesos comunes de terreno volcánico empinados cuando grandes masas de sedimentos y agua fluyen hacia abajo, en su trayecto en las laderas volcánicas incorporan volcanoclásticos adicionales. Debido a que los lahares son saturados en agua interaccionan los líquidos con los sólidos y determinan un comportamiento único para distinguirlos de otros fenómenos relacionados a los volcanes (tales como flujos piroclásticos).

Durante los últimos siglos, los lahares han generado gran destrucción en muchas propiedades públicas y privadas y han sido los causantes de la pérdidas de miles de vidas humanas. Los lahares son unos de las principales causas de riesgo asociado a volcanes.

##### **3.1.1 GÉNESIS**

La formación de lahares se favorece:

1. Una fuente adecuada de agua (Agua atmosférica, de poro, hidrotermal, de lagos, de represas, glaciares, ríos, etc.).
2. Abundantes volcanoclásticos no consolidados que incluyen típicamente flujos piroclásticos y depósitos de caída, sedimentos glaciales y coluviales, suelo, etc.
3. Laderas empinadas y el relieve sustancial en la fuente.
4. Un mecanismo de disparo (erupciones, avalanchas sectoriales, colapsos de domo, temblores, lluvias intensas, etc.).

### **3.1.2 CLASIFICACIÓN**

El Mecanismo de activación de los lahares constituye el elemento principal para clasificarlos en primarios y secundarios (Martínez, 2006; Mothes and Vallance, 2014).

#### **3.1.2.1 Lahares Primarios**

Son aquellos que se forman durante la actividad eruptiva y están relacionados directamente con las erupciones de los volcanes. Se pueden formar por:

- Mezcla de escombros de roca/volcanoclásticos y agua/hielo en las laderas del volcán durante la actividad eruptiva.
- Explosiones volcánicas que desaguan lagunas cratéricas.
- Ocurrencia simultánea de lluvias torrenciales y columnas eruptivas.
- Flujos piroclásticos al contacto con ríos e incorporación de agua.

#### **3.1.2.2 Lahares Secundarios**

Indirectamente ligados a una erupción o que ocurren después de la misma (No están asociados a actividad eruptiva). Se pueden formar por:

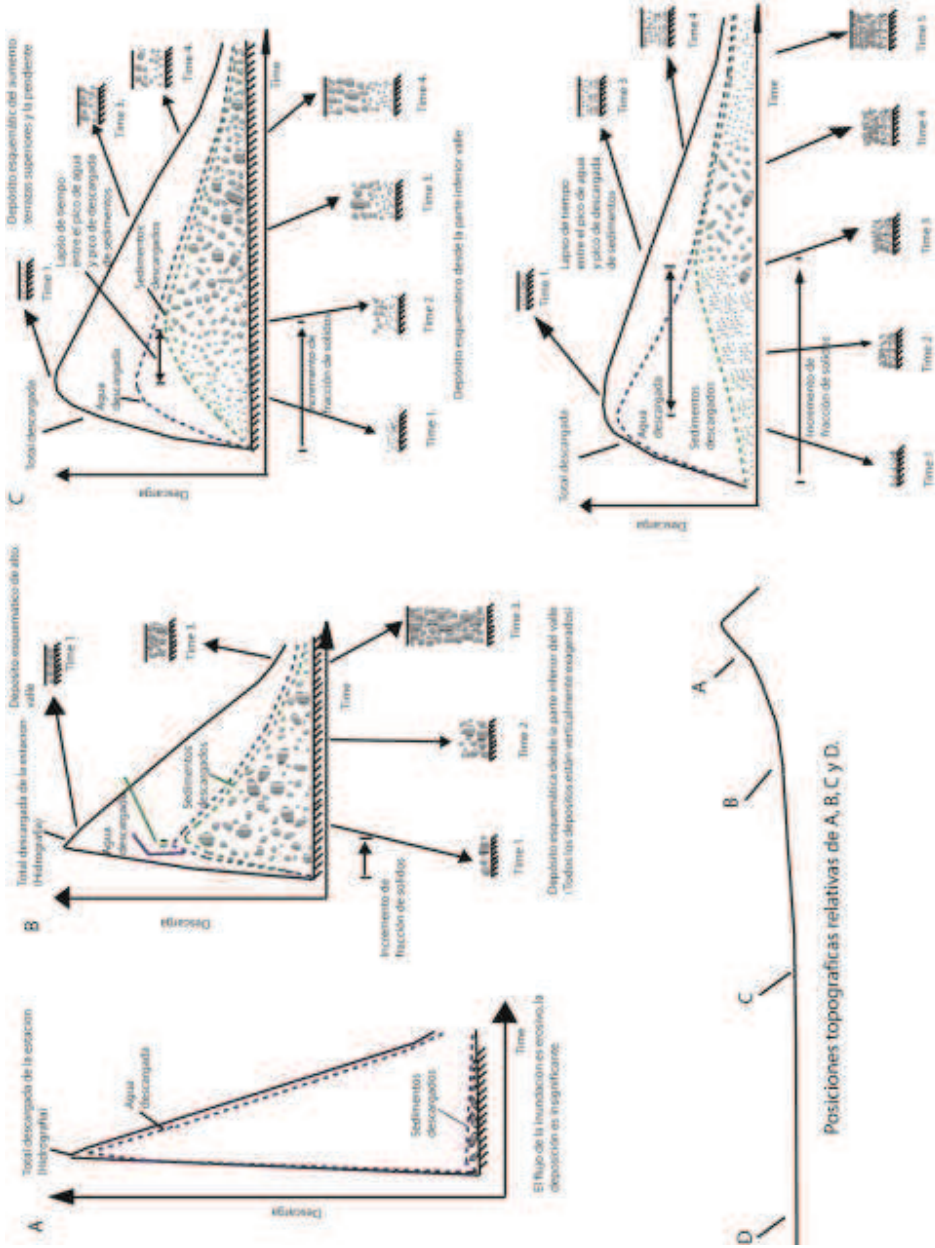


- Lluvia de tefra asociada con un incremento en el coeficiente de escorrentía y después retrabajamiento por aguas de lluvia
- Transformación de avalanchas de escombros saturadas en agua.
- Destrucción repentina de represas formadas por flujos de lava, avalanchas de escombros, flujos piroclásticos y desbordamiento o derrumbe de cráter.
- Iniciados por terremotos y los materiales descienden por efecto de gravedad.
- Aguaceros torrenciales que mezclan agua con tefra recién depositada u otro material no consolidado (p.ej. Lahares del Tungurahua) (Mothes and Vallance, 2014).

### **3.1.3 COMPORTAMIENTO DE LOS LAHARES: AGUAS ABAJO**

Los lahares pueden cambiar su carácter aguas abajo. Algunas inundaciones incorporan el suficiente sedimento proximal como para llegar a formar flujos de escombros. En los alcances medios o distales los flujos de escombros también pueden transformarse en flujos hiperconcentrados o finalmente tener altas concentraciones de arena (Pierson and Scott, 1999). Más aún, las avalanchas de escombros de tipo proximal en los volcanes pueden transformarse totalmente en flujos de escombros a medida que se mueven aguas abajo (Figura 3.1).

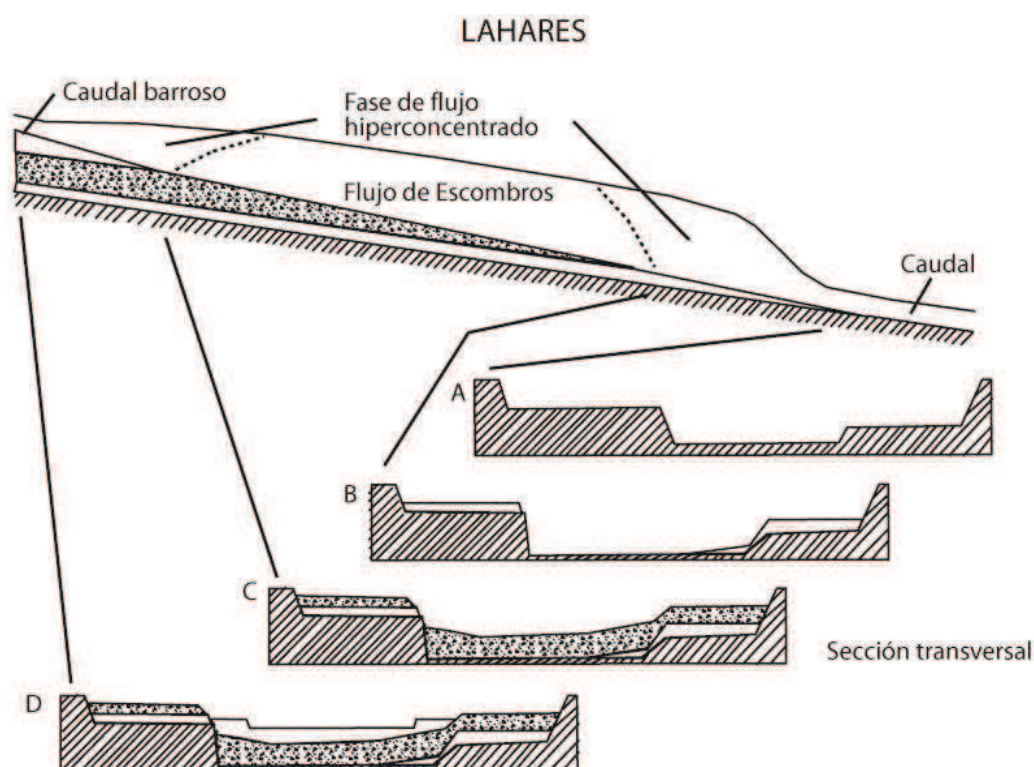
Se forman flujos hiperconcentrados solamente a mayores distancias, cuando el flujo de escombros (con mucho material y es pobre clasificado) se diluye con más agua, así mejorando la clasificación del flujo (sorteo).



**Figura 3.1.** Hidrográficas esquemáticas mostrando cómo se inician y comportan los lahares que comienzan con inundaciones de agua cuando sufren de dilución aguas abajo. La fase de inundación mostrada en A; la fase de flujo de escombros mostrada en B; las fases de transición mostradas en C y D. Los diagramas también ilustran el modelo de agravamiento progresivo de la graduación inversa en C y D. Y la transición a un flujo hipoconcentrado (Vallance, 2000).

### 3.1.4 EROSIÓN Y AUMENTO DE VOLUMEN (BULKING)

Los lahares causan erosión al socavar las pendientes empinadas y las terrazas por el desgaste de su lecho. La erosión es más eficaz a lo largo de los tramos donde los sedimentos clásticos son flojos y débiles, ya sea a lo largo de los tramos que descansan sobre la roca de fondo altamente resistente o los tramos con gradientes muy suaves (Vallance, 2000).



**Figura 3. 2.** Modelo esquemático de un lahar moviéndose de manera descendente (de A a D) a lo largo de un río, cuando sufre de dilución aguas abajo, cuando pasa de la fase de flujo de escombros a la fase de flujo hiperconcentrado y deposita facies derivadas del mismo (adaptado de la Fig 3.1 en Pierson and Scott, 1999, por Vallance, (2000); Riesgos hidrológicos superficiales en los volcanes: Reporte de archivo abierto de una investigación geológica en los Estados Unidos). El modelo muestra las secuencias esperadas de depósitos de flujos hiperconcentrados y de escombros en la sección transversal de A hasta D (Vallance, 2000).

A lo largo de cualquier tramo en particular, las fases hiperconcentradas ricas en agua y arena son típicamente más erosionables que las fases de flujo de escombros ricas en sedimentos (Figura 3.2). Sin embargo, la erosión local puede ocurrir durante cualquier fase de flujo. Es probable que la etapa creciente del lahar coincida con la

erosión y aumentos más voluminosos y extendidos. Las etapas decrecientes del final de un lahar también son comúnmente erosivas y dan como resultado la incisión de canales en los depósitos frescos de los lahares.

La erosión en la base de un lahar ocurre por el deslizamiento de partículas y por socavamiento. En las áreas donde el subsuelo es uniforme, la presencia de la erosión de las pendientes se puede evidenciar por el rejuvenecimiento.

Los lahares lo suficientemente voluminosos como para escapar de los canales desarraigan los árboles corriente abajo y los incorporan al flujo. Las raíces de los árboles desarraigados arrastran una cantidad considerable de sedimentos dentro del flujo activo y aflojan aún más sedimento que estará disponible entonces para su erosión. Los lahares voluminosos que inundan áreas extensas de la tierra con bosques pueden incorporar cantidades considerables de sedimentos y grandes cantidades de madera en su camino (Vallance, 2000; González, 2006; Mothes et al., 2004).

La erosión de las zonas con pendientes inclinadas o escarpes de terrazas fluviales son probablemente las formas más importantes en las cuales los lahares erosionan e incorporan sedimentos. Los lahares son capaces de incorporar de esta manera megabloques (con dimensiones de más de 10 metros) de rocas y sedimento no consolidados. Los megaclastos pueden moverse hasta decenas de kilómetros aguas abajo antes de finalmente deformarse y romperse en fragmentos individuales o encontrar un sitio de depósito.

El abultamiento progresivo aguas abajo impone cambios en el carácter del lahar. Este se transforma en flujos de inundación y flujos hiperconcentrados en fases más ricas en sedimentos finos (Figura 3.1). Si el proceso continúa el flujo se transforman finalmente en flujos de escombros. Con un transporte continuo, los flujos de escombros llegan a ser más ricos en sedimentos extraños como aluviones y coluviales, o cualquier material que se incorpora en su trayecto. El flujo rico en sedimentos que sigue al caudal máximo es menos erosivo y comúnmente deposita sedimentos de manera más activa en vez de erosionarlos (Vallance, 2000). La etapa

de disminución del flujo final típicamente contiene más agua y es más erosiva, pero en menor volumen en su descarga en comparación con la etapa precedente. Las etapas de disminución finales de los lahares comúnmente efectúan incisiones en los sedimentos de lahar depositados previamente.

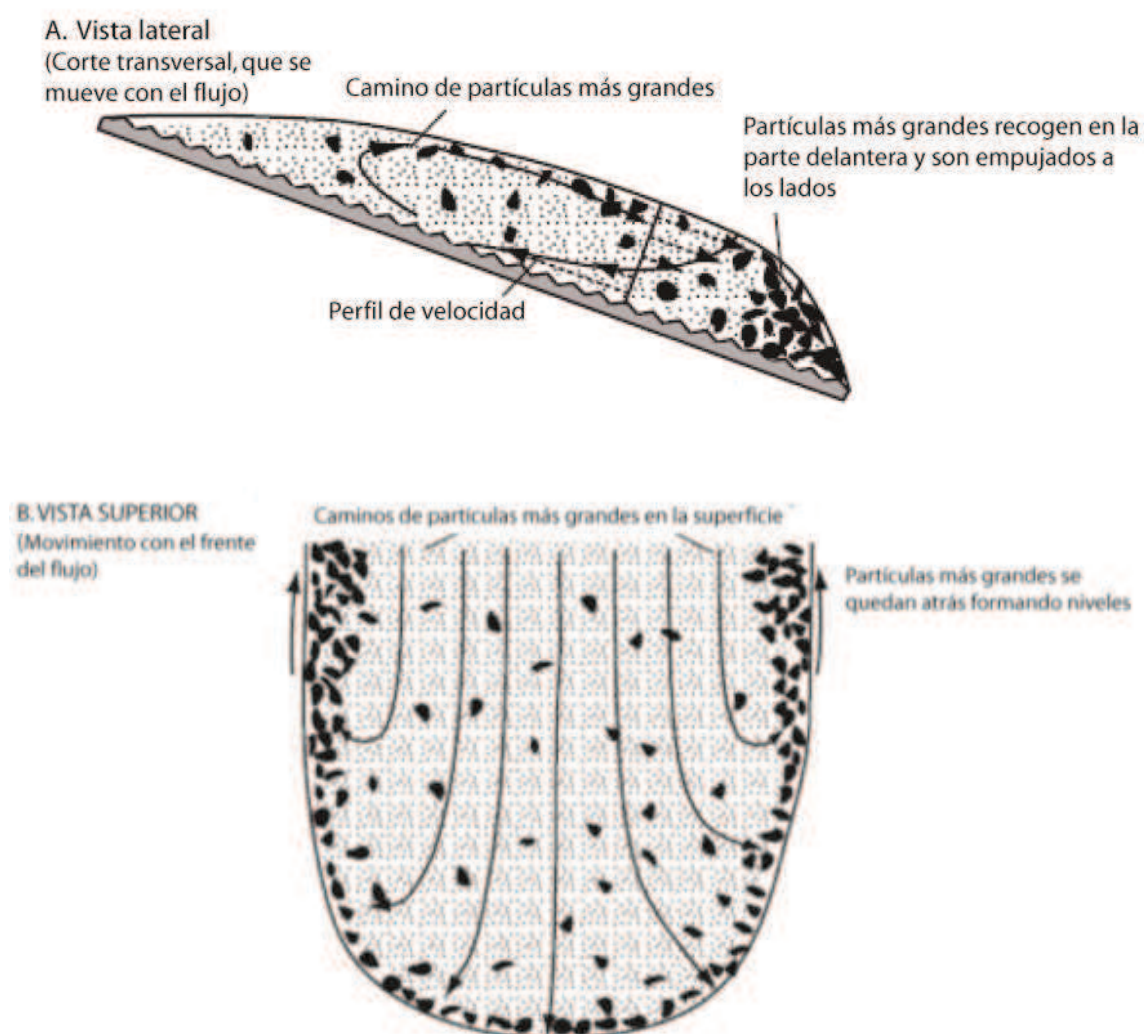
### **3.1.5 PROCESOS DE SEGREGACIÓN POR DENSIDAD Y TAMAÑO DE PARTÍCULA**

Según Vallance (2000) las partículas en los lahares se pueden segregar de manera efectiva debido a su densidad o tamaño, pero los procesos de segregación más importantes están medidos por la fracción de sólidos, la proporción de partículas gruesas y la densidad del fluido, esta última siendo determinada por la proporción de partículas de grano fino en suspensión.

Los flujos más diluidos favorecen el hundimiento de partículas o su flotación debido a que existen menos partículas para dificultar estos procesos. Las fracciones de sólidos grandes dificultan estos procesos y pueden favorecer la percolación, un proceso que va en contra del asentamiento preferencial de las partículas de mayor tamaño. El proceso de percolación predomina más que el de asentamiento. En dichos flujos, se abren huecos de manera periódica debajo de las partículas. Si una partícula es de tamaño semejante o más pequeña que un hueco, ésta caerá dentro del mismo. Este proceso ocurre cuando las fuerzas como la gravedad actúan sobre las partículas individuales y se chocan provocando un esfuerzo cortante resistivo.

En el caso de las partículas que son menos densas que el agua, como por ejemplo la piedra pómez, estas flotan. Además, las partículas ligeramente más densas que el agua pueden elevarse a la superficie de los lahares, cuyas fases fluidas suspenden partículas suficientemente finas (generalmente arcilla y limo pero incluso en algunos casos arena de grano fino) para aumentar la densidad efectiva del fluido. Como consecuencia, las partículas de baja densidad son recolectadas comúnmente en la superficie de los lahares y pueden finalmente formar masas flotantes de material que parece moverse masivamente. La fricción en los lechos

retarda a los lahares y provoca perfiles verticales en los cuales las velocidades son más pequeñas en la base y aumentan gradualmente a medida que ascienden. Las partículas de baja densidad migran de manera ascendente hacia la superficie en donde las velocidades son mayores al promedio y entonces migran hacia el frente de los márgenes de flujo.



**Figura 3.3.** Diagrama esquemático que ilustra cómo la segregación inversa por tamaño de partícula da como resultado flujos graduados longitudinalmente en A y lateralmente en B. (Vallance, 2000).

Las partículas que son más densas que el fluido se asentarán si la fracción de sólidos no es muy grande. En un líquido viscoso, las partículas densas más grandes

tienen mayores velocidades terminales y se asientan más rápidamente que las partículas pequeñas de la misma densidad. A través de este proceso, las partículas más grandes se recolectan en el horizonte más bajo del flujo en movimiento y las partículas progresivamente más pequeñas se recolectarán en horizontes más arriba. De ese modo se desarrolla un flujo normalmente graduado. Si las concentraciones de partículas son lo suficientemente grandes, las partículas se chocan unas a otras a medida que se asientan. Estas interacciones entre las partículas inhiben el proceso de asentamiento.

En los flujos con vibración o esfuerzos cortantes resistivos con partículas más densas que el fluido y con concentraciones de partículas mayores del orden del 40%, el proceso de percolación predomina más que el de asentamiento.

Los frentes crecientes del flujo son comúnmente la parte más erosiva de los lahares, especialmente en las pendientes empinadas. Los escombros disponibles para ser erosionados e incorporados son comúnmente granos más grandes y mejor ordenados (como aluviones, coluviales o roca de fondo) que los escombros dentro de los cuerpos principales del lahar y se incorporará de preferencia al frente del flujo. Este proceso puede mejorar o formar de manera independiente los perímetros de granos gruesos mejor ordenados que comúnmente se observan en los flujos de escombros en movimiento y sus depósitos.

### **3.1.6 DILUCIÓN Y TRANSFORMACIÓN AGUAS ABAJO**

La incorporación gradual de agua en el frente de un lahar fluyendo hacia abajo en un canal de corriente activa causa una pérdida progresiva de la capacidad de arrastre y un cambio eventual en la naturaleza del flujo con respecto a la distancia aguas abajo (Figura. 3.3). Este proceso es importante únicamente en los lahares que siguen ríos activos u otros cuerpos de agua. Aunque puede ocurrir la dilución de los lahares de mayor tamaño, el proceso tiene un efecto pequeño sobre el comportamiento de los lahares tan grandes que su volumen sea significativamente mayor a los del agua sobre el río. El proceso de dilución aguas abajo ocurre más

rápidamente en los lahares pobres en arcilla en comparación con los lahares ricos en arcilla debido: (i) los lahares pobres en arcilla se mezclan más rápidamente con agua y (ii) los lahares ricos en arcilla son típicamente más grandes y los granos pequeños no faciliten una asimilación con el agua (Mothes et al., 1998; Vallance, 2000).

Una vez que salen de los flancos del volcán y se confinan en los canales de los ríos, los lahares se mueven típicamente más rápido que el flujo de una corriente normal, empujan el agua de río hacia el frente de los mismos y gradualmente, con respecto a la distancia aguas abajo, comienzan a mezclarse con esa agua. A medida que el frente del flujo progresivamente se llena de agua, pierde su capacidad de acarrear clastos de rocas de mayor tamaño, y estas progresivamente se retardan detrás del frente del flujo. Con el tiempo y la distancia aguas abajo el frente de dilución aumenta desde el frente del lahar hacia su parte media y eventualmente todo el lahar llega a estar más diluido. En los lahares que se presentaron en el Monte Santa Helena en 1980 y 1982, la dilución aguas abajo ocurrió a lo largo de decenas de kilómetros y causó una transformación completa desde flujo de escombros hasta flujo hiperconcentrado (Figura 3.1. D) (Vallance, 2000). En los tramos medios, la fase de flujo hiperconcentrado precedió al flujo de escombros del lahar debido a que el proceso de dilución comenzó al frente del flujo y gradualmente se movió en retroceso hacia la parte terminal a medida que el flujo migraba aguas abajo (Figura 3.1. C).

### **3.1.7 PROCESOS DE DEPOSICIÓN**

Los depósitos de flujo de escombros están pobremente ordenados, son generalmente masivos y sin estratificar. Es común inferir que dichos depósitos masivos están emplazados en masa y que representan una porción congelada del propio flujo de escombros. En contraste, los depósitos de flujo hiperconcentrado están mejor ordenados y comúnmente muestran una estratificación ligera y por ello se asume que sufren acreción durante intervalos de tiempo significativos.

Una cantidad creciente de evidencia sugiere que los depósitos, tanto de los flujos hiperconcentrados como los flujos de escombros sufren una acreción por incremento



(Vallance and Scott, 1997). Entre esta evidencia se incluye (1) un fuerte alineamiento de clastos con elongación paralela a las direcciones de flujo o la imbricación de estos clastos en direcciones corriente arriba. (2) cambios fuertes en la composición de las partículas en la posición vertical en los afloramientos, especialmente aquellos que están graduados, (3) depósitos en los límites de inundación con composiciones de los clastos semejantes a aquellos en las bases de los depósitos gruesos del fondo del valle, (4) marcas de los niveles de flujo pico en los valles tierra arriba que indican profundidades de flujo de 5 a 10 veces mayores que el grosor del depósito, (5) abundante evidencia de cataclásis (ruptura de los clastos provenientes de las colisiones) y (6) estratificación en los depósitos de los flujos de transición o hiperconcentrados.

Aunque la rápida deposición del flujo segregado por tamaño verticalmente puede generar depósitos graduados normalmente o inversamente, la acreción por incrementos del flujo segregado por tamaño longitudinalmente también puede ser responsable. Debido a que las variaciones laterales y longitudinales para ambos tamaños y composiciones de partículas ocurren comúnmente en los lahares en movimiento, la acreción de dichos sistemas graduados lateralmente durante intervalos de tiempo significativos puede provocar depósitos graduados verticalmente (Vallance, 2000). La figura 3.1B (Tiempos 1 al 5) ilustra esquemáticamente cómo es la acreción desde una onda de flujo de escombros con una concentración de fragmentos de gran tamaño en su frente puede generar un depósito graduado normalmente. La acreción ocurre por un tiempo corto únicamente cerca de los límites de inundación en donde la graduación no ocurre (Tiempo 1-2). El frente de un lahar que fluye hacia un río llega a ser progresivamente más diluido e incapaz de arrastrar partículas grandes que se retardan detrás (Figura 3.1. C y D). Por ello, la acreción a partir de un flujo de escombros diluido que se une de frente hacia atrás produce depósitos graduados de manera inversa (Figura 3.1. C). Más adelante, aguas abajo, el lahar completo y especialmente su frente de flujo, llega a ser hiperconcentrado de tal modo que la acreción produce yacimientos de grano fino que pueden graduarse de manera inversa o ambos graduados inversamente y graduados normalmente

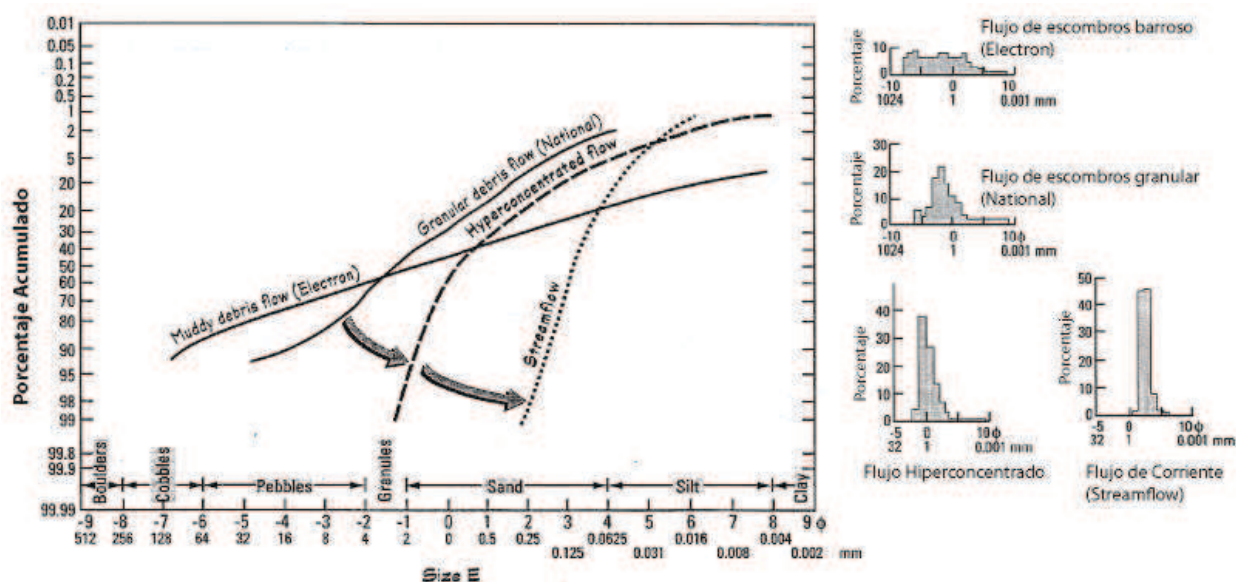
(Figura 3.1. D). Los depósitos en las posiciones más altas en el valle también podrían graduarse, pero frecuentemente de manera menos obvia.

Los flujos de escombros que no sufren la dilución aguas abajo comúnmente forman perímetros ricos en cantos rodados >64 mm a causa del proceso de segregación por tamaño descrito anteriormente (Figura 3.3).

### 3.1.8 SEDIMENTOLOGÍA DEL DEPÓSITO

#### 3.1.8.1 Tamaño del Grano y Textura

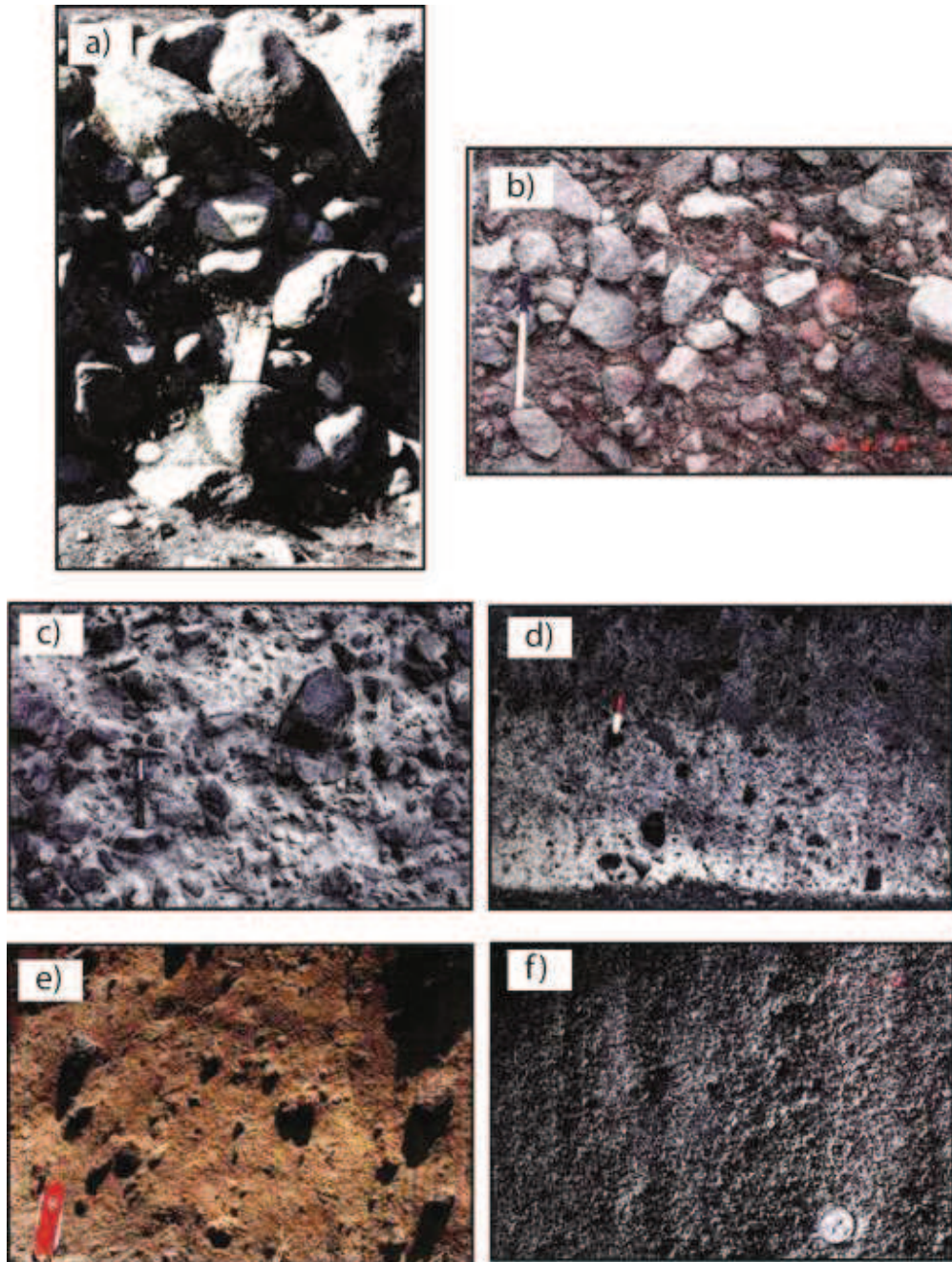
Los depósitos de escombros exhiben una distribución relativamente uniforme de tamaños de partículas (Pierson and Scott, 1999). Por lo general exhiben partículas tamaño arcillas hasta tamaños de cantos rodados y son mal sorteados comparado con los depósitos establecidos por flujos hiperconcentrados o flujos de agua. Las diferencias en el ancho y el apuntamiento de las curvas de distribución es útil para distinguir entre los depósitos de diferentes tipos de flujo (Figura 3.4).



**Figura 3.4.** Curvas de Frecuencia acumulada e Histogramas de tamaño de partículas para representar tipos de sedimentos de flujos de agua (Lahares) (Modificado de Scott et al., 1995). Electron y National son lahares largos prehistóricos ocurridos en Mt. Rainier USA.

Los depósitos de escombros lodosos son caracterizados por tener una distribución más amplia (un muy pobre sorteo) que los depósitos de flujos granulares debido a su alto contenido de finos. A excepción de los depósitos de grano muy fino y pequeñas vesículas comúnmente observadas, no hay huecos ni espacios en los depósitos de flujo de escombros que no se llenan con material. Las vesículas son formadas por burbujas de aire ingresadas al flujo o posiblemente de aire escapado del sustrato. Las vesículas ayudan al diagnóstico para identificar el origen del flujo porque son más comunes (o mejor preservados) en la matriz de los depósitos de flujo de escombros y es improbable que se presente en avalanchas de escombros (DAE) o depósitos de flujos piroclásticos o glaciales (Scott et al., 1995).

Los depósitos de flujo de escombros varían considerablemente en apariencia en el afloramiento. Las descripciones texturales son basadas en cantidades relativas de grava, arena y finos (arcillas y limos) en el depósito. Si los clastos de tamaño de grava están en contacto con otros, el depósito es descrito como textura clasto soportado. A la inversa si el material de la matriz (arena y finos) separan los clastos, el depósito es matriz soportado (Figura 3.5).

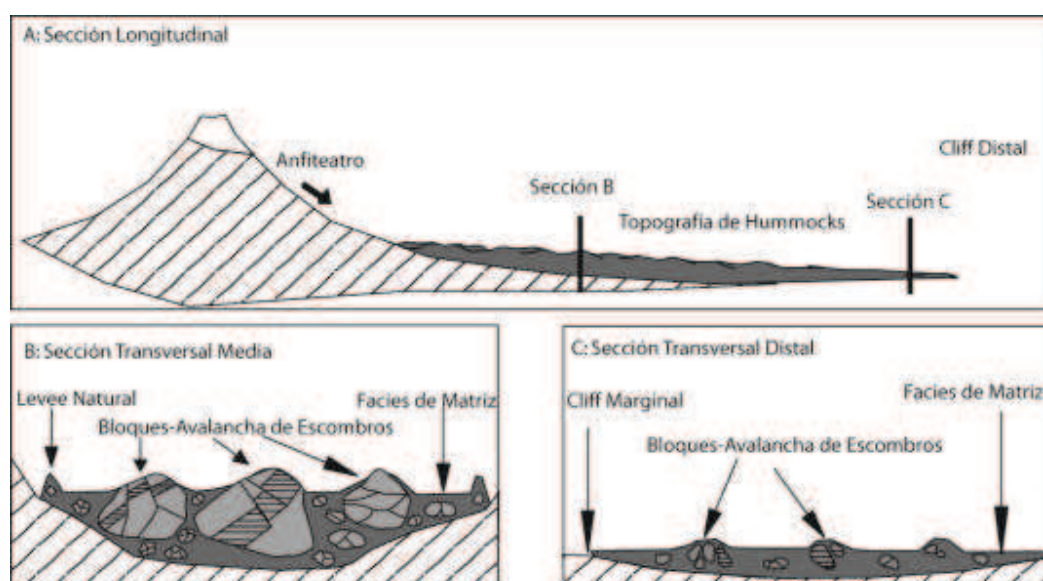


**Figura 3.5.** Textura de los depósitos de flujos de escombros a) Depósito grueso, clasto soportado con matriz arenosa no cohesiva. (Mt. Ruapehu, New Zealand) b) Depósito clasto soportado con matriz arenosa suelta y no cohesiva (Complejo Volcánico Colima, México) c) Depósito clasto-soportada con matriz rica en arena fina compactada cohesiva (Pico de Orizaba, México) d) Depósito de matriz soportada, muy compactada (casi litificado), rica en matriz de arena fina (Mt. Agung, Indonesia). e) Depósito fino matriz soportado, cohesivo con matriz de arena fina (Vol. Popocatepelt, México). f) Depósito fino, granular, clasto soportado ligeramente cohesivo, matriz es arena (Mt. Hood, USA) (Pierson and Scott, 1999).

## 3.2 AVALANCHAS DE ESCOMBROS

### 3.2.1 DEFINICIÓN

Una avalancha de escombros es un flujo seco, denso y rápido, compuesto de los materiales rocosos causado en general por un súbito deslizamiento de un flanco con una erupción freática o magmática o disparo por terremotos (Leyrit et al., 2000). Una avalancha de escombros se forma durante el colapso gravitacional lateral a gran escala de un sector de un edificio volcánico. Generalmente este tipo de desprendimientos deja una morfología típica de un anfiteatro y una serie de hummocks o montículos, aunque esto no ocurre en todos los casos (Ui et al., 2000) (Figura 3.6). Se pueden originar por diversos factores, como terremotos tormentas, erupciones volcánicas, incendios y la modificación de la tierra por acción del ser humano. Las avalanchas de escombros pueden ocurrir con rapidez, a menudo sin previo aviso.



**Figura 3.6.** Esquema de un depósito de avalancha de escombros. A) Sección longitudinal, B) Sección transversal proximal que muestra la facies de bloques, C) Sección transversal distal que muestra la facies de matriz o mezcla (modificado de Ui et al., 2000)

Los clastos que caracterizan una avalancha de escombros son de tamaño variable, desde el orden de centímetros a varios cientos de metros. Los clastos de roca están generalmente fracturados, con un fracturamiento característico en forma

de rompecabezas, en ocasiones con pequeñas zonas de oxidación (Ui et al., 2000).

La matriz de las avalanchas consisten en una mezcla de fragmentos volcánicos más pequeños derivados de diversas partes del volcán. La orientación de los clastos en la matriz es al azar, formada por la colisión y la fragmentación de bloques de escombros de la avalancha. La textura de la matriz de la avalancha es predominantemente arenosa, con excepción de los depósitos viejos donde los minerales originales han sido alterados a arcillas (Pierson and Scott, 1998).

Para el reconocimiento de los depósitos de las avalanchas de escombros (DAE'S) se debe tomar en cuenta que a menudo se presentan dos tipos de facies: las facies de bloque y las facies de matriz (Glicken, 1991) (Figura 3.6). En la primera, predominan los bloques como componente principal y corresponde por lo regular a la zona de hummocks o grandes bloques y más próxima a la fuente. Mientras que la matriz domina el depósito de avalancha desde el pie de este hasta su extremo. . Las avalanchas pueden viajar desde unos cientos de metros hasta varias decenas de kilómetros (Figura 3.6, Sección A).

Existen muchos ejemplos bien documentados de este fenómeno. Entre los más documentados se puede citar el del Mt. Saint Helens en el Estado de Washington, U.S.A. (Figura 3.7), donde un sector del edificio volcánico colapsó en mayo de 1980. La avalancha viajó 24 km desde el volcán y se estimó un volumen de  $2.3 \text{ km}^3$  (Mullineaux and Crandell, 1981). Más importante es todo el proceso de formación que ha sido bien documentado por videos y cámaras.



**Figura 3.7.** Volcán Mt. Saint Helens (Washington, USA). Se observa el anfiteatro que fue generado en la erupción del 18 de Mayo de 1980 y un complejo de domos que está creciendo en su interior. En la base del flanco Norte están expuestos los depósitos de la avalancha de escombros y de los lahares asociados a esta erupción en el valle del río North Fork Toutle (modificada de Ordoñez, 2012).

El DAE de Cayambe de edad 200 ka con un espesor de 10 a 20 m y un volumen estimado de  $\sim 0.85 \text{ km}^3$  consiste de una matriz no estratificada y no sorteada soportada por clastos milimétricos a métricos. Tiene una facie de matriz (rica en partículas  $< 2 \text{ mm}$ ) enriquecida en materiales alterados hidrotermalmente (Detienne et al., 2013).

### **3.3 FLUJOS DE LODO (LAHARES) DE TRANSFORMACIÓN DE AVALANCHAS DE ESCOMBROS.**

Los lahares denominados flujos de lodo y flujos de escombros, son masas fluidas de lodo, roca y agua. Comúnmente los desprendimientos de tierra y las avalanchas de escombros se convierten en lahares a medida que se mezclan con

agua y transitan valle abajo. Los lahares, como las inundaciones, cubren las planicies de inundación y pueden sumergir las estructuras en las áreas más bajas. Éstos pueden viajar varias decenas de kilómetros a velocidades de decenas o cientos de kilómetros por hora (Mothes et al., 1998; Major et al., 2001).

La dimensión de los lahares -productos de avalanchas- está controlada tanto por la cantidad de agua disponible como de detritos flojos o escombros volcánicos disponibles. Las avalanchas causadas por colapsos de un sector volcánico pueden proporcionar decenas a miles de millones de metros cúbicos de material detrítico dentro de los valles y producir lahares de grandes dimensiones. Las avalanchas de escombros o erupciones de pequeñas dimensiones producen lahares también pequeños. En el volcán San Vicente (Islas Antillas) de particular importancia es un depósito extenso semejante a un lahar al sureste del volcán, el cual contiene muchas colinas pequeñas, compuestas de roca volcánica y escombros, conocidos como montículos. El depósito, que se encuentra en las cercanías y al sureste de Tecoluca, se extiende al menos a distancias tan lejanas como el Río Lempa, a 25 kilómetros del volcán, además de que representa una avalancha de escombros y el lahar asociado resultado del colapso de un segmento masivo del volcán (Major et al., 2001). En contraste, una de las avalanchas del Volcán Sangay hace aproximadamente 30.000 años recorrió la distancia de 60 km desde la cumbre hasta su parte distal (Valverde et al., 2014). El DAE del volcán Cotopaxi se encuentra a 25 km al norte de la cumbre (Hall and Mothes, 2008), en el caso de este último ejemplo se produjo un lahar gigantesco. Se piensa que la lahar del Cotopaxi conocido como CVL (Lahar del Valle de los Chillos) dejó el flujo en tres sitios en los valles Chillos y Cumbayá con áreas de sección transversal de 337.000 m<sup>2</sup> en Conocoto (45 km de la cumbre), 130.000 m<sup>2</sup> en Guangopolo (a 50 km de la cumbre), y 138.000 m<sup>2</sup> en Cumbayá (62 km de la cumbre). Por el valle de Latacunga, áreas de 102.000 m<sup>2</sup> en Latacunga y 71.000 m<sup>2</sup> en Salcedo. Esto implica un volumen total húmedo de aproximadamente 3,8 km<sup>3</sup>, lo que no tiene en cuenta el volumen de material recogido a lo largo de las zonas de transición (Mothes et al., 1998).

Adicionalmente, se pueden generar lahares y crecientes directamente a partir



del desagüe de avalanchas de escombros (Janda et al., 1981; Navarro et al., 2005). Las avalanchas de escombros pueden contener vapores, gases volcánicos o aire atrapado en los espacios entre sus granos o en otros casos porcentajes bajos de humedad, hasta 50-60% en volumen. Si la saturación de agua excede el 65% en volumen, debe entonces tratarse de un lahar (Scott et al., 1995).

### **3.4 EVENTO SIMILARES EN OTRAS REGIONES.**

#### **3.4.1 MOUNT ST. HELENS**

El Monte St. Helens es susceptible a lahares debido a que el suelo del cráter y los flancos del volcán están formados por una gran cantidad de material volcánico suelto y está cubierto con una capa de nieve durante gran parte del año. Los lahares generados por deshielo rápido pueden acompañar a la actividad eruptiva, pero también pueden ser generados sin una erupción por una intensa tormenta o por deslizamientos de tierra.

Los lahares resultantes del 18 de mayo 1980 la erupción del Monte St. Helens dejaron una línea de lodo en los árboles. La mayor parte de la ladera norte del Monte St Helens se convirtió en un depósito de escombros de 27 km de largo y una media de 46 m de espesor, siendo mayor su espesor a 1,6 km bajo el Spirit Lake y menor en su zona oeste. Toda el agua del Spirit Lake fue desplazada temporalmente en forma de olas de 180 m de altura, que impactaron contra una cordillera en el norte del lago. Esto causó una nueva avalancha de escombros, que cayeron sobre la cuenca del lago y provocaron un ascenso de unos 60 m del nivel de agua del lago. El movimiento de regreso del agua a su cuenca fluvial original arrastró los miles de árboles derribados por la ola de calor, gas, rocas y ceniza, que habían asolado la zona segundos antes del derrumbe. Ellos son una gran amenaza para la vida y la propiedad en las comunidades del valle que cualquier otro fenómeno volcánico. El daño se hace por el impacto de grandes rocas o troncos transportados en los flujos, por la alta fricción y flotabilidad fuerzas impuestas por el fluido denso, por abrasión, y al entierro. Los lahares comúnmente destruyen los bosques maduros y cualquier estructura hecha por el hombre en sus caminos, incluyendo puentes, carreteras,

oleoductos y edificios. En el caso de un lahar y con suficiente advertencia, la gente puede subir o conducir a la seguridad mediante la evacuación del piso del valle rápidamente. El volumen total de avalancha es de unos  $2,5 \text{ km}^3$  (3,3 mil millones de metros cúbicos) (Waitt et al., 1983; Ui et al., 2000; Rodolfo, 2000).

Otro gran lahar, más lento se fue desplazando al principio de la tarde por la vertiente norte del Toutle River. El flujo de lodo y escombros arrasaron el campamento Baker y siete puentes fueron destruidos. Parte del flujo retrocedió unos 4 km al poco tiempo de entrar en el Cowlitz River pero la mayor parte continuó su camino corriente abajo. Se estima que 2,98 millones de  $\text{m}^3$  de material fueron añadidos al Río Columbia y más de 50 millones de  $\text{m}^3$  de sedimentos fueron depositados a lo largo de la zona baja de los ríos Cowlitz y Columbia.

### **3.4.2 VOLCÁN CASITA, NICARAHUA**

En Octubre de 1998, 1.6 millones de  $\text{m}^3$  de volcanoclásticos (volcánico suelto, no consolidado) de escombros, lava andesita fracturada, y roca alteración hidrotermal (roca debilitada por los gases y fluidos que circulan en el interior de los volcanes) del Volcán Casita en Nicaragua repentinamente se deslizaron por una llanura y entró en un barranco (Vallance et al., 2004; Opfergelt et al., 2006). La avalancha de escombros se transformó en un lahar que arrasó dos ciudades: El Porvenir y Rolando Rodríguez seis kilómetros valle abajo, matando 2500 personas. La región había sido afectada por lluvias torrenciales por el huracán Mitch que pasó por Centroamérica y es casi seguro que este fue el detonante de este evento. La presión de agua acumulada en la parte superior desencadenó el movimiento de las rocas al sobrepasar el límite de estabilidad. Pero tenían otros factores que operaron en escalas de tiempo más largas. Los factores fueron: deformación estructural del volcán bajo su propio peso que ayudó al volcán a fracturar las rocas e infiltrar agua. También se observó que la deforestación en el sector tuvo dos principales efectos en los lahares. Primero, anteriormente la cubierta forestal actúa como un freno a los flujos, pero posteriormente su pérdida ayudó a la formación del lahar de 1998 al

retomar un nuevo impulso. Segundo las raíces de los árboles se unen a fragmentos de roca superficial y el suelo, por lo que, sin ellos, el lahar podría erosionar fácilmente estos materiales sin compactarse, para adquirir más volumen en los barrancos en los flancos inferiores del volcán (Sheridan, et al., 1998).

Se debe tomar en cuenta que estos acontecimientos han puesto de manifiesto no sólo la amenaza de los pequeños lahares, sino también al identificar las combinaciones de factores hidrológicos, geotécnicos, vulcanológicos, meteorológicos y antropogénicos que contribuyen su formación (Scott et al., 1995; Vallance et al., 2004) (Anexo 4.1).

### **3.4.3 VOLCÁN MT. RAINIER, ESTADOS UNIDOS**

El volcán Mt. Rainier no sólo es el pico más alto de la cadena montañosa Cascadas, al oeste de los Estados Unidos, sino que representa el volcán sísmicamente más activo después del Mount St. Helens y el más peligroso del arco activo de U.S.A. Esto último está en directa relación con la exposición de más de 100,000 personas que habitan en las zonas bajas del volcán, sobre depósitos de lahares ocurridos en los últimos 10,000 años.

En el pasado, Rainier ha tenido grandes avalanchas de escombros y también ha producido lahares debido a la gran cantidad de hielo presente en los glaciares. Sus lahares han llegado hasta el Estrecho de Puget, situado a una distancia de 48 km. Hace unos 5.000 años, una gran parte del volcán se deslizó y produjo una avalancha de escombros que se transformó en un enorme flujo de lodo de Osceola, el cual llegó a lugares donde se encuentran las actuales ciudades de Tacoma y el sur de Seattle. Esta avalancha masiva de roca y hielo quitó 500 m de la parte superior de Rainier, reduciendo su altura hasta alrededor de 4 300 m. Hace unos 530 o 550 años atrás, el flujo de lodo de Electrón se produjo, aunque este no era fue de gran escala comparado con el flujo de lodo de Osceola.

La peligrosidad del volcán relacionada con la inestabilidad del edificio

comprenden dos fenómenos importantes: el colapso del edificio con generación de avalanchas y la transformación de éstas en lahares de gran volumen y alcance (Scott and Vallance, 1995). Se identificaron los siguientes factores de inestabilidad: la alta pendiente y relieve del volcán, la presencia de un casquete glaciar significativo, la evidencia de un sistema hidrotermal activo que incide fuertemente en la alteración de las rocas, el buzamiento pendiente debajo de los estratos, así como la alta frecuencia de eventos tectónicos y magmáticos (Rodolfo, 2000; John et al., 2008)

En este caso específico, la presencia de grandes volúmenes de arcillas de origen hidrotermal se presenta como factor principal, ya que no solo aumenta el potencial de colapso del edificio, sino la facilidad de desintegración de las rocas que colapsan y la transformación de las avalanchas en flujos de detritos de gran alcance (Pardo, 2007; John et al., 2008) (Anexo 4.1).

#### **3.4.4 VOLCÁN COTOPAXI, LAHAR DEL VALLE DE LOS CHILLOS (CLV), ECUADOR**

En el caso de Ecuador, el gran lahar del Valle de los Chillos (CVL) (Mothes et al., 1998) es el mayor flujo de escombros del Holoceno en el área y el volumen aún reconocido en el norte de los Andes. Este se formó en las laderas norte y noreste del volcán Cotopaxi y viajó por los sistemas fluviales, llevándolo a los 326 kilómetros por el río Guayllabamba al norte-noroeste hacia el Océano Pacífico y 130 km al este hacia la cuenca del Amazonas.

El volumen global de la CVL se estima en  $3.8 \text{ km}^3$  cubriendo grandes extensiones hace aproximadamente 5000 años AP, generado por un flujo de ceniza riolítica y el colapso sectorial en el flanco norte y noreste del volcán Cotopaxi. El colapso del sector se generó en el lado NE de Cotopaxi. Hoy en día, no hay anfiteatro en el lado del cono, posiblemente debido a su relleno por los productos y los glaciares de la erupción más jóvenes. El flujo de escombros se generó por la transformación de los flujos de cenizas calientes, en un lahar mediante la mezcla de agua derivada del rápido deshielo de los glaciares del Cotopaxi (Hall and Mothes, 2008) (Anexo 4.1).

### **3.4.5 VOLCÁN COLIMA, MEXICO**

El complejo volcánico Colima tuvo un colapso de sector que produjo un depósito de avalancha de escombros hace 18.500 años aproximadamente, que alcanzó la costa del Pacífico y probablemente asociado con un cráter en forma de herradura de 4 km de ancho (Robin et al., 1987; Stoopes and Sheridan, 1992). El flujo viajó hasta 120 km desde la cumbre al océano Pacífico cubriendo una superficie de 2.200 km<sup>2</sup> y con un volumen total de 22-33 km<sup>3</sup>.

Por otro lado, Capra y Macías (2002) propusieron que el colapso formó un depósito de avalancha de escombros que tenía un volumen de 7 km<sup>3</sup> y llegó a una distancia de 45 km. La avalancha de escombros se detuvo frente a una barrera topográfica (Cerro La Carbonera), represando temporalmente el río Naranjo. La removilización superficial del depósito de avalancha de escombros primero generó un lahar secundario que inundó la llanura sur y se dirigió a la cuenca del río Salado. Posteriormente, bloqueó el río Naranjo, formando una serie de flujos de escombros que se unieron para crear un flujo catastrófico de 10 km<sup>3</sup> que llegó a la costa del Pacífico a más de 90 km del volcán (Anexo 4.1).

### **3.4.6 VOLCÁN EL ALTAR, ECUADOR**

El día viernes 13 de octubre del 2000, un bloque de brecha de andesita con un volumen de 1.5 millones de m<sup>3</sup> se desplomó verticalmente de la pared norte del pico Monja Grande, impactando en la parte sur de la laguna Amarilla en la caldera del volcán. Este impacto generó olas gigantes de agua de aproximadamente 125 m de altura sobre la pared occidental de la caldera y otras de 50 m sobre un farallón de rocas. Estas olas atravesaron el valle del Río Collanes cubriendo con lodo y rocas (1-7 m de diámetro), llegando hasta una altura de 20 m sobre el fondo del valle. Este flujo de lodo erosionó el cauce y las terrazas con alturas de 30 m sobre el río Collanes, continuando hacia el río Chambo y de ahí al río Pastaza, pasando por la represa HidroAgoyán a las 8h58 am, después de un recorrido de 62 km y posteriormente llegando a la cuenca Amazónica (Ettinger et al., 2003; Vásquez,

2006) (Anexo 4.1).

### **3.5 PELIGROS DE LAHARES**

Los lahares pueden destruir o dañar todo lo que encuentran en su trayectoria, enterrándolo o impactándolo. Los lahares siguen los valles de los ríos y dejan un depósito de arena lodosa, rocoso y cascajo que puede alcanzar grosores que van de unos cuantos centímetros a decenas de metros. Los lahares son particularmente riesgosos debido a que viajan mucho más lejos de un volcán que cualquier otro fenómeno de riesgo con excepción de la tefra, además de que afectan los valles principales en donde los asentamientos humanos son más grandes (Major et al., 2001).

La recurrencia de los lahares secundarios más pequeños es más frecuente (quizás cada pocos meses o años luego de erupciones que han dejado mucha ceniza), mientras que la recurrencia de los de mayores dimensiones (lahares primarios) suceden en periodos de tiempo más largos de cientos a miles de años (Mothes and Vallance, 2014).

Los lahares y desprendimientos de tierra pueden causar problemas prolongados después de que ha concluido el evento que les ha formado. Una vez que los lahares y desprendimientos de tierra llenan los canales de la corriente con sedimentos, las corrientes comienzan a erosionar nuevas trayectorias. Además los nuevos canales de la corriente pueden ser altamente inestables y se bifurcan rápidamente a medida que el sedimento se erosiona y se mueve más adelante valle abajo. La bifurcación de la corriente puede provocar una erosión rápida y dramática de la ribera. Además, debido a que los canales de la corriente se encuentran obstruidos con sedimentos, tienen menos capacidad de transportar agua. Como resultado, inundaciones relativamente pequeñas, las cuales podrían haber pasado desapercibidas previamente pueden representar amenazas potencialmente significativas para la gente que habita en las áreas bajas. En el caso del Monte

Pinatubo (Pierson et al., 1992) la mayoría de los lahares se produjeron entre julio y octubre de 1991 después de la erupción principal en junio de 1991 en el lado este del Monte Pinatubo parecen haber sido provocada directamente por la lluvia. Los brotes de lagos represados temporalmente por flujos piroclásticos o depósitos de lahares se produjeron durante o después de períodos de fuertes lluvias y la escorrentía aparentemente aumentada en el desencadenamiento de los lahares en al menos tres ocasiones: 25 de julio sobre el río Sacobia, 21 de agosto en el río Sacobia y 07 de septiembre en el río Pasig-Potrero. En el último caso, el lahar causando víctimas mortales.

En general, la gente que vive en las áreas bajas a lo largo de los valles del río es más susceptible a estas afectaciones secundarias provenientes de los desprendimientos de tierra y lahares. Sin embargo en las tierras más elevadas adyacentes a los canales del río, aparentemente a salvo de inundaciones, pueden encontrarse amenazadas por la erosión de la ribera. Los ejemplos obtenidos de muchos volcanes alrededor de todo el mundo muestran que los efectos del depósito de sedimentos debido a los desprendimientos de tierra y lahares en canales de corriente pueden persistir por varios años e incluso décadas.

En términos de muertes por desastres individuales del siglo veinte, los lahares generados por la erupción en 1985 del volcán colombiano Nevado del Ruiz que sepultó a más de 23.000 personas en la ciudad de Armero (Hall, 1990; Voight et al., 2013), se superó sólo por los flujos piroclásticos que destruyeron la ciudad de St. Pierre y mató a 29.000 personas durante la erupción en 1902 del Monte Pele en la isla caribeña de Martinica.

En cuanto a las muertes acumuladas que han causado, los lahares son más devastadores que los flujos piroclásticos por varias razones. Al igual que los flujos piroclásticos, los lahares fluyen hacia las laderas volcánicas de las llanuras más pobladas. Con sólo la repentina mezcla de grandes cantidades de agua con abundante escombros, suelto o fácilmente erosionables en una pendiente volcánica, los lahares se pueden formar en una variedad de maneras (ver ejemplos Tabla 3.1)

(Rodolfo, 2000).

Mechanism	Volcano, occurrences	Fatalities	Remarks
<b>Pencontemporaneous with eruption</b>			
Crater lake expulsion	Galunggung, Indonesia, 1822	3,600	10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup> of deposits
	Kelut, Indonesia, 1919	5,110	130 km <sup>2</sup> covered
Crater lake breakout (wall failure)	Ruapehu, New Zealand, 1975		
Subglacial eruption (jökulhlaups)	Pelee, Martinique, 1902	25	
	Öraefajökull, 1727	3	
	Katla, Iceland, 1918		Peak discharge 3–4 × 10 <sup>5</sup> m <sup>3</sup> /s
	Gjálp, Iceland, 1996		
Snowmelt	St. Helens, USA, 1980 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>	
	Nevado del Ruiz, Colombia, 1985	23,000	
Pyroclastic flows entering streams	Ruapehu, New Zealand, 1975		
	Asama, Japan, 1783	550	
	Santa Maria, Guatemala, 1929		Lahars traveled 100 km
Landslide	St. Helens, USA, 1980 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>	
	White Island, New Zealand, 1914	11	
Avalanches into lakes and streams	St. Helens, USA, 1980 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>	
Rain during eruption	Agung, Indonesia, 1963	200	
<b>During volcanic quiescence</b>			
Avalanche	White Island, New Zealand, 1914		
Crater lake failure	Ruapehu, New Zealand, 1953	151	Peak discharge 850 m <sup>3</sup> /s; 1.9 × 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
Crater lake failure (man-made?)	Parker, Philippines, 1995	100–500	
Heavy post-eruptive rain	Irazu, Costa Rica, post-1964		Peak discharge 497 m <sup>3</sup> /s
	Mayon, Philippines, post-1984		
	Pinatubo, Philippines, post-1991		
	Semeru, Indonesia, 1981		
Lake breakouts	Santa Maria, Guatemala, post-1902		
	Pinatubo, Philippines, post-1991		
Earthquake-induced avalanche on extinct volcano	Ontake, Japan, 1984		
<sup>a</sup> Multiple triggering mechanisms.			

**Tabla 3. 1** Ejemplos notables de lahares y sus mecanismos de activación (Rodolfo, 2000).

A diferencia de cualquier otro peligro volcánico, los lahares no requieren que se produzca una erupción. Podemos citar varios acontecimientos durante los últimos 4 siglos, en el Monte Mayon en las Filipinas. El más letal de todos los eventos, fue un lahar que mató a 1.500 personas en 1875, generado por las lluvias del tifón ocurrido a tres años después de la erupción, por lo que queda excluido de la mayoría de los catálogos de los desastres volcánicos (Rodolfo, 2000).

Las secuelas del lahar de la erupción en 1902 del volcán Santa María en



Guatemala duraron por lo menos 22 años. También un período de generación de lahares estaba en marcha a raíz de la erupción en 1991 del Monte Pinatubo en las Filipinas. En ese país la población debe aprender a vivir con ello.

También se puede mencionar el caso en Ecuador de los lahares secundarios producidos por el reabajamiento de volcanoclásticos por lluvias en las quebradas del Volcán Tungurahua. La muerte y la devastación causada por un desastre natural muy a menudo se han visto agravadas por las deficiencias sociales. (Leoni et al., 2000; Kerjan, 2012).

## **CAPÍTULO IV**

### **DEPÓSITO LAHÁRICO MERA**

En este capítulo se define el depósito de interés (Lahar denominado “Mera”) y los drenajes de aportación a la zona de estudio). El propósito de este capítulo es caracterizar litológicamente, geoquímicamente y petrográficamente este depósito volcánico, así como determinar su distribución espacial y estimar sus volúmenes para identificar los posibles centros volcánicos de origen que lo generaron.

En el desarrollo del capítulo se mencionarán sitios de interés con sus respectivas coordenadas que estarán expresadas en WGS84.

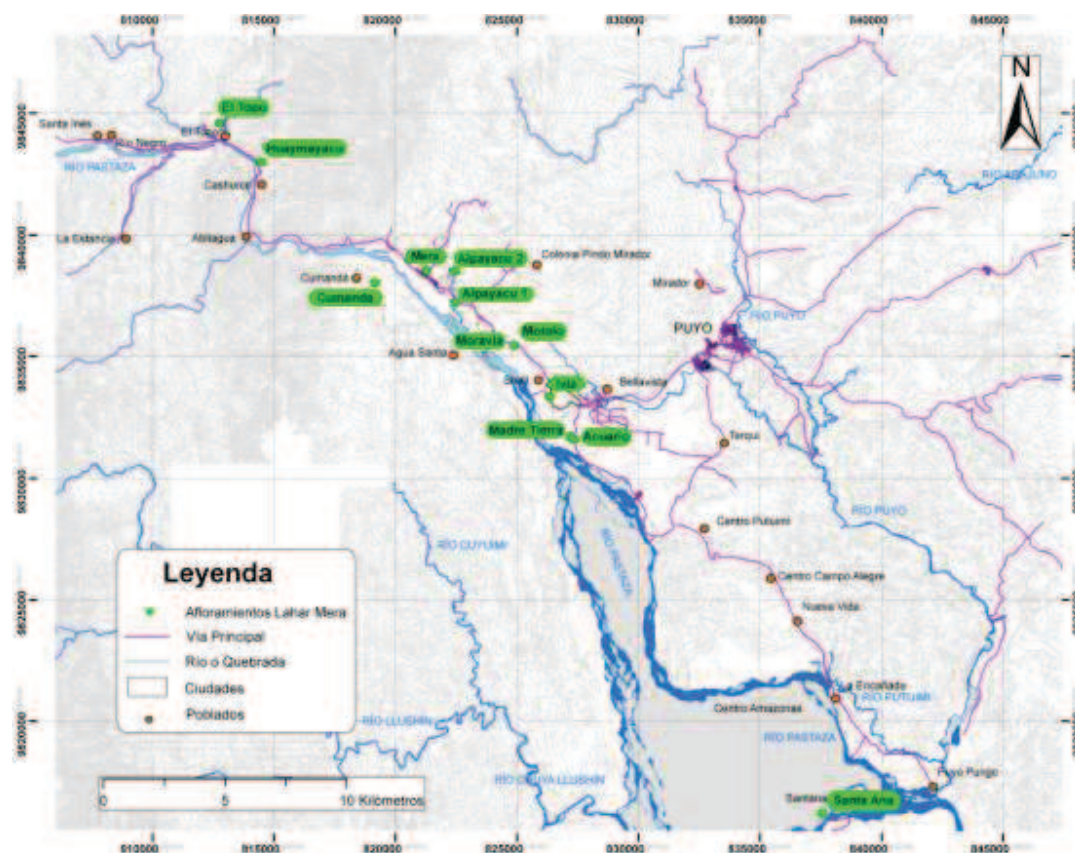
### **4.1 DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DEL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA**

#### **4.1.1 DRENAJES DE APORTACIÓN**

En la zona de estudio existen varios afluentes de primer y segundo orden que afectan a la zona y pudieron ser el medio de transporte del depósito. Entre los afluentes de primer orden tenemos: el río Patate y el río Chambo que al unirse en el sector de las Juntas forman el río Pastaza (Figura 4.1).

El río Pastaza tiene afluentes de segundo orden de los cuales recibe aportación durante su trayectoria desde Baños hasta El Topo, estos son: Río Verde Chico, Ulba, Verde, Machay, El Topo, Estancia, Cristal, San Pedro, Zuñac y Encanto. En la desembocadura, donde el río sale de los confines del batolito de Abitagua el cañón tienen mayor anchura entre Mera y Santa Ana, el río Pastaza se encuentra entre 1114 a 1020 m.s.n.m. y tiene un ancho de 2 km aproximadamente. En esta última zona recibe aportaciones de ríos secundarios como son: río Pindo y Alpayacu.



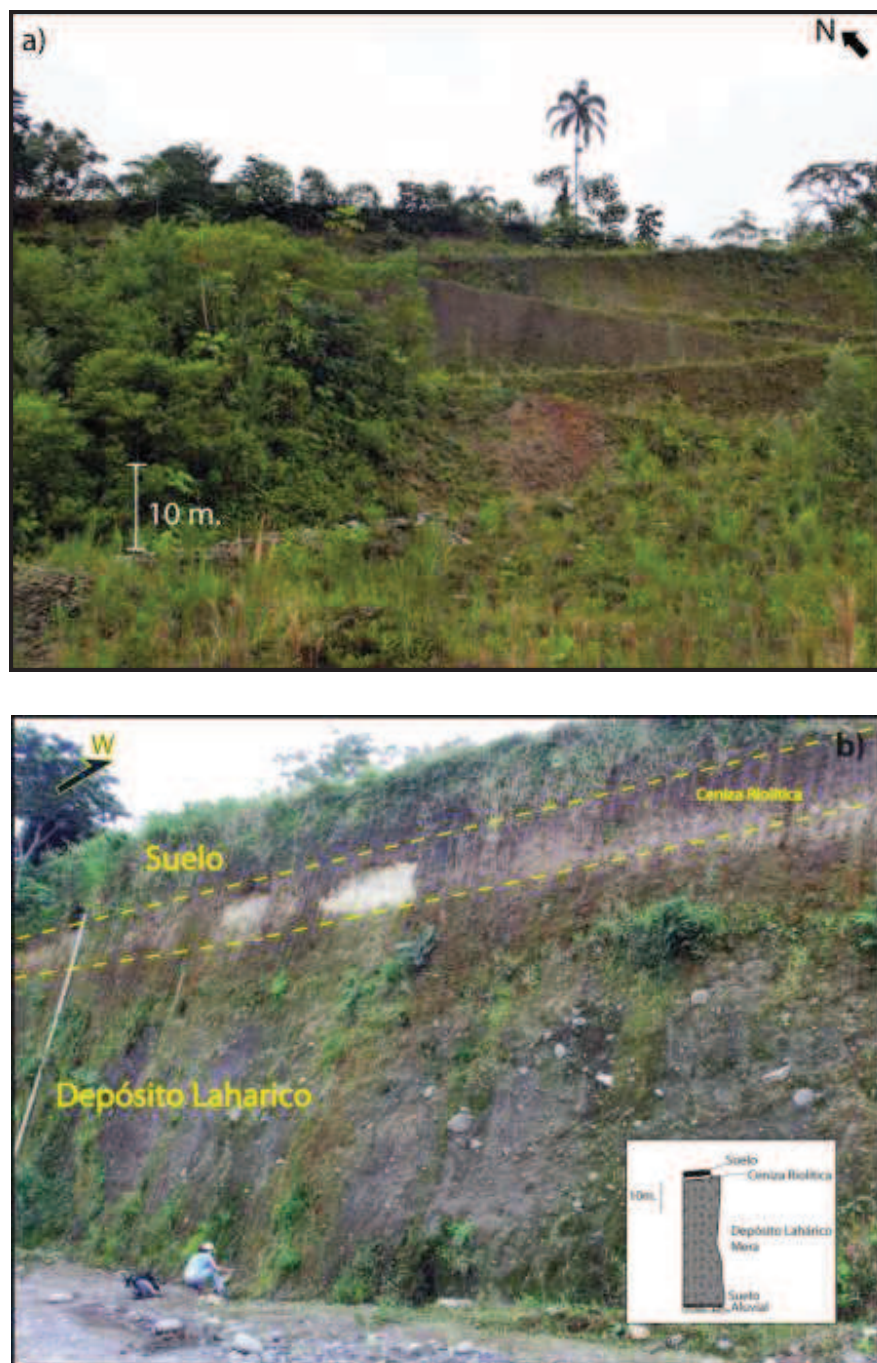


**Figura 4.2.** Mapa topográfico de la zona de estudio. Los afloramientos más representativos del depósito lahárico Mera en esta investigación están marcados en color verde. Base geográfica tomada del sitio web del IGM.

El espesor del depósito en los afloramientos encontrados varía entre 30-70 m, pero en general el espesor tiene un promedio de 40 m (Figura 4.3). Comprende una superficie plana, dura y elevada sobre el Río Pastaza, verticalmente aislado de las inundaciones o del alcance de los flujos gravitacionales que han bajado por el cauce del río Pastaza posterior a la incisión del lahar de Mera. En esta marcada planicie con poca pendiente, actualmente están asentados los pueblos de Mera, Shell, Moravia, entre otros.

Con la excepción de aluviones locales que han descendido directamente por el río Alpayacu desde el Cerro Abitagua cuyos componente son mayormente graníticos, y en la zona de Santa Ana (cubierto por volcánicos jóvenes (Hoffer et al.,

2008)) ningún otro flujo gravitacional de origen volcánico ha sobreyacido la superficie del lahar Mera.



**Figura 4.3.** a) Afloramiento de depósito lahárico Mera, 30 m verticales bajo la sede de los bomberos de Moravia (espesor: 41 m). b) Deposito lahárico Mera bajo ceniza riolítica, sección litológica (UTM 0824868mE/9835460mN) (Ubicación ir Figura.4.2)

El depósito lahárico subyace a una capa de suelo de color castaño de ~ 2m de espesor en la mayoría de los afloramientos. En Moravia, Pindo y Madre Tierra sobreyace el deposito lahárico una capa de ceniza riolítica de origen distal de proyección aérea con un espesor de 60-70 cm (Figura 4.3 b y 4.4) (Anexo 4.2).



**Figura 4.4.** En la vía a la Reserva Biológica Pindo Mirador el depósito lahárico se encuentra bajo la capa de ceniza riolítica (UTM 0824225mE/9837956mN).

El depósito lahárico Mera se presenta como una brecha soportada por matriz fina (70%) de color gris rojiza con clastos angulares a subangulares de color gris a rojizos de composición andesítica, definiéndolo como un depósito monolitológico (Figura 4.5). Presenta un mal sorteo (tamaño de granos milimétricos a clastos >30cm). La matriz del depósito tiene gran dureza y consolidación. Además presenta moldes y poros dentro de la matriz.

Se ha encontrado escasos bloques con fracturamiento radial y muy poca evidencia de escorias o pómez vesiculadas juveniles, indicando que el lahar probablemente no es producto de actividad eruptiva.

En la zona de Moravia dentro del depósito se encontró pedazos de pómez (tamaño <1cm de color blanca), que se podría interpretar como parte de un cuerpo que fue arrastrado por el lahar. En la parte intermedia del depósito se tiene mayor alteración por oxidación en la matriz. Mientras que en la base los clastos son más angulares (tamaño decimétricos a 1.5 m).



**Figura 4.5.** Composición del depósito lahárico Mera a) Clastos métrico en la zona de Moravia b) Clasto andesítico característico del depósito, c) Matriz de color gris rojiza bien consolidada en la zona de Moravia, d) Matriz en la zona de Motolo, e) Matriz parcialmente alterada en la zona de Cumanda.

En la parte inferior del depósito en la zona de Madre Tierra (UTM 0827342mE/9831589mN) los clastos son subredondeados, presentando un mal sorteo (tamaños hasta 15cm), y la presencia de zonas de oxidación y cantos de granitos que fueron arrastrados por el flujo en su trayecto. Además en esta zona se puede observar el contacto con el depósito fluvial del río Pastaza y la presencia en el depósito lahárico de cizallas de cabalgamiento de fallamiento inverso que predomina en la zona, en el afloramiento no se pudo calcular el desplazamiento (Figura 4.6 y 4.7).



**Figura 4.6.** Foto panorámica del afloramiento del lahar Mera camino a Madre Tierra (sector de las Avispas).





**Figura 4.7.** Afloramiento camino a Madre Tierra (Las Avispas); a) Presencia de cizallas en el depósito, b) Zonas de oxidación en la matriz, c) Matriz de color gris rojiza, clastos andesíticos y un canto granítico dentro del lahar, d) Clastos redondeados en la parte inferior del depósito y el posible contacto con los aluviales del río Pastaza.

En el sector de Cumanda en la nueva vía a Palora el depósito se encuentra incrustado dentro de una secuencia. En la parte superior se observa depósitos aluviales con clastos redondeados de granitos y sobreyacido por una capa de caída de ceniza riolítica, la misma que fue encontrada en el sector de Moravia. En este sector existe una gran meteorización y alteración del depósito. Sin embargo, a pesar que se encuentran ocasionalmente clastos graníticos. La presencia de rocas metamórficas como esquistos que pudieron ser incorporados en la ruta es muy escasa (Figura 4.8).



**Figura 4.8.** Zona de Cumanda, nueva vía entre Cumanda y Palora (UTM 0819367mE/9837769mN). Afloramiento del lahar Mera de un espesor de 5 m de altura sobre granito y debajo de depósitos aluviales. Zona de alteración.

Un tronco de árbol fue extraído en la cantera de Moravia y luego fechado por el método  $^{14}\text{C}$ . Se dio una edad de  $> 43.500\text{a}$  (Figura 4.9) (Anexo 4.13).



**Figura 4.9.** Zona de Moravia, pedazo de tronco encontrado dentro del depósito lahárlico Mera.

## **4.2 ESTUDIO PETROGRÁFICO, MICROSCÓPICO, SEDIMENTOLÓGICO, GEOQUÍMICO, CORRELACIONES CON POSIBLES VOLCANES FUENTES, E INTERPRETACIONES.**

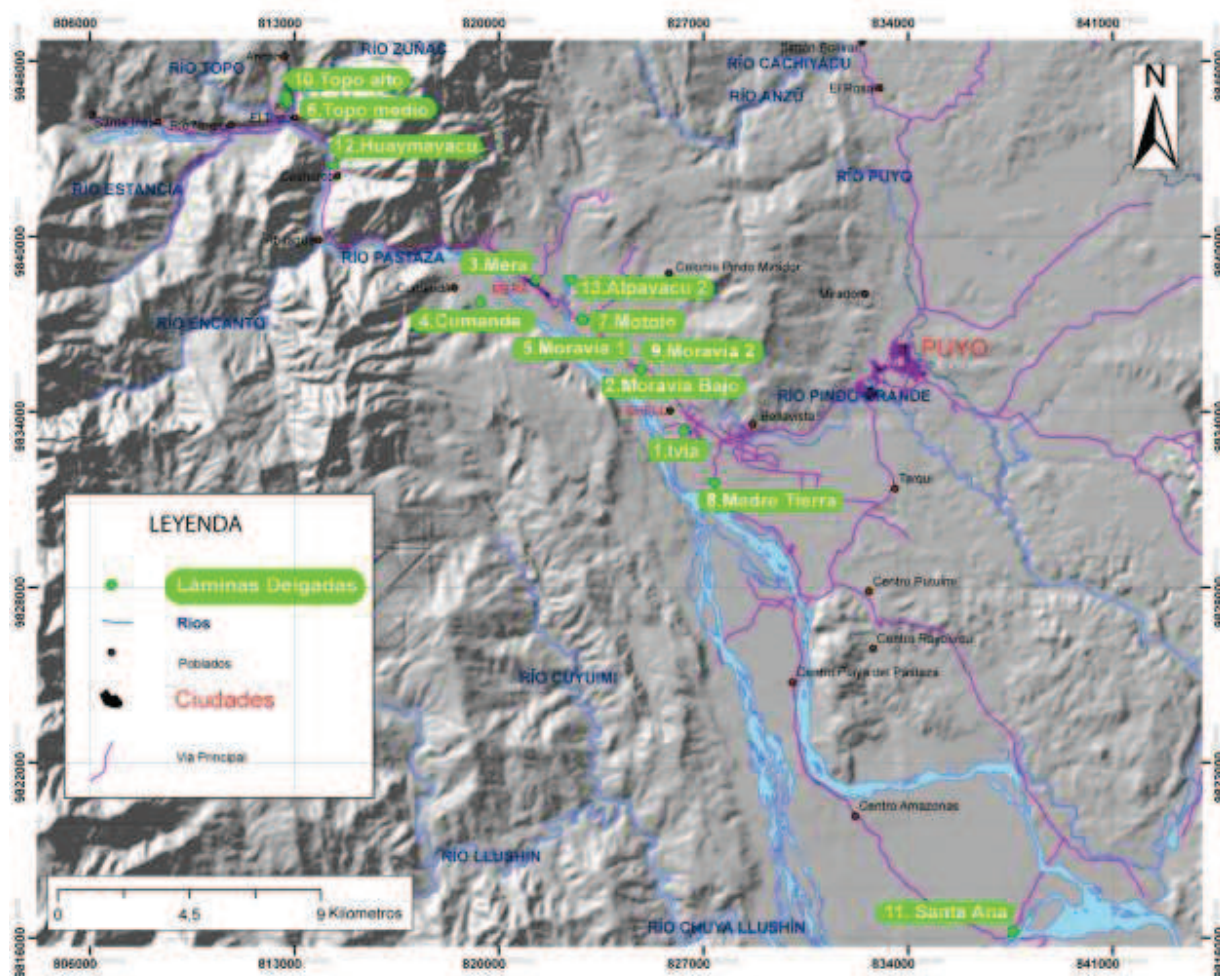
### **4.2.1 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS Y MICROSCÓPICAS**

Para el presente proyecto se han seleccionado 21 muestras (Anexo 4.3), las cuales representan el tipo de roca involucrada en el depósito lahárico Mera identificado a lo largo de la zona de estudio.

Se elaboraron 16 láminas delgadas en el Laboratorio de National Petrographic Service, Inc. (Houston Texas), 13 láminas de las muestras corresponden al depósito lahárico Mera, y 3 láminas son de las posibles fuentes como DAE-Huisla, DAE-Chimborazo y una muestra del sector de Cahuaji. Además se tuvo a disponibilidad láminas delgadas de anteriores proyectos realizados en los diferentes volcanes y avalanchas como son de las avalanchas del Carihuairazo, J. Ordoñez; las avalanchas de 3 ka AP y 30 ka AP del volcán Tungurahua, Huisla y Altar, J. Bustillos y de la avalancha de Riobamba (Chimborazo), P. Samaniego.

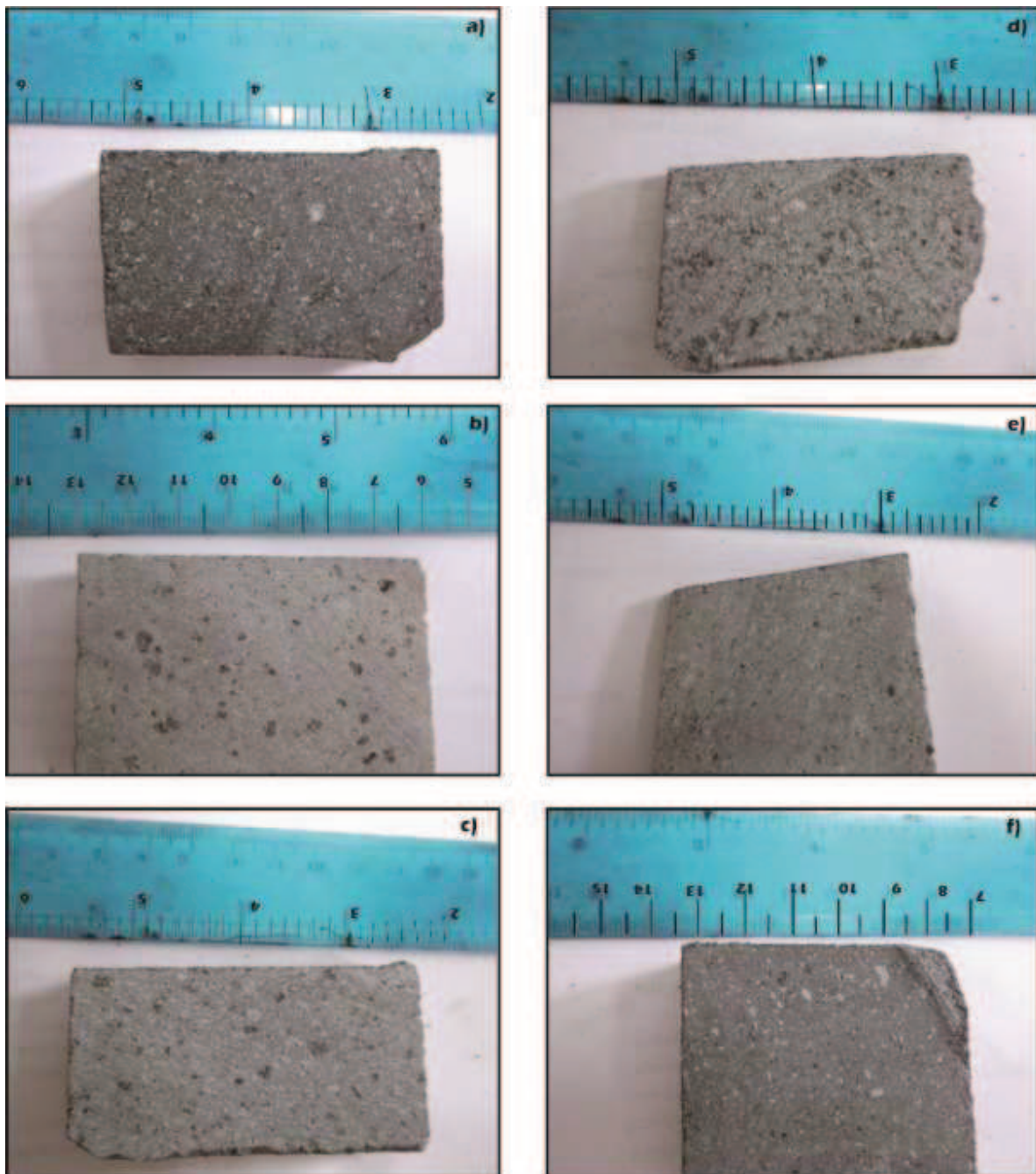
El estudio de las láminas se las realizó en el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, utilizando un microscopio petrográfico Carl Zeiss Axio Scope A1.

En la figura 4.10 se presenta un mapa de la zona de estudio mostrando la distribución de los depósitos recolectados y lugares de las muestras de rocas donde se elaboraron las 13 láminas delgadas.



**Figura 4.10.** Mapa de ubicación de las muestras del lahar Mera que fueron analizadas microscópicamente. La numeración en cada punto corresponde al número de cada muestra. Las coordenadas UTM están dadas en el sistema de referencia WGS84. Tres muestras no presentes corresponden a las posibles fuentes volcánicas del depósito.

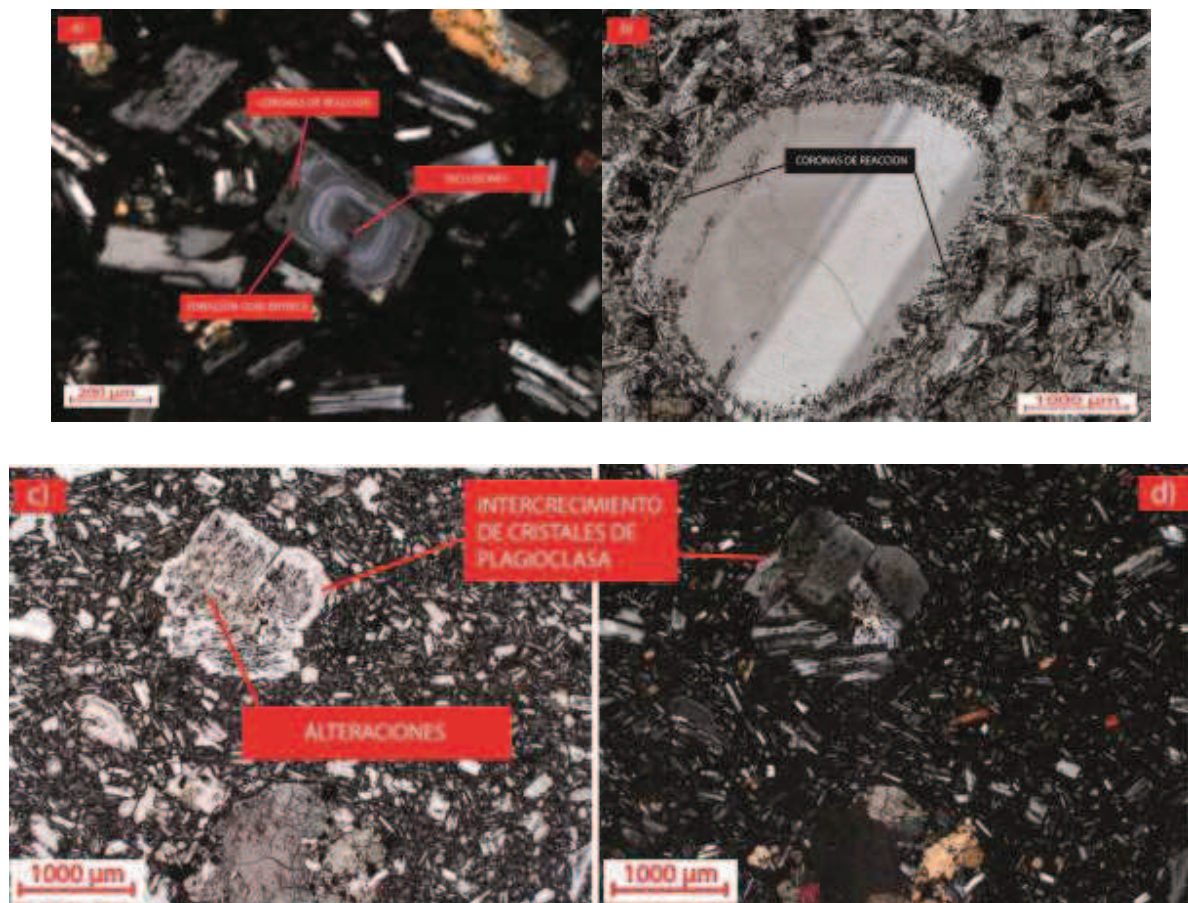
Macroscópicamente las rocas que componen el depósito lahárico Mera fueron caracterizadas como andesitas de color gris claro-oscuro porfíricas a medianamente afaníticas con plagioclasas, piroxenos y anfíboles, distribuidas en una matriz de color gris, poco vesiculada. (Figura 4.11).



**Figura 4.11.** Muestra de roca andesítica típica del depósito lahárico de Mera a) Muestra de Moravia (UTM 0824868mE/9835460mN), b) Muestra de Santa Ana (UTM 0169899mE/9816229mN), c) Muestra de Cumanda (UTM 0819367mE/09837769mN), d) Muestra del El Topo (UTM 0812761mE/09844602mN), e) Muestra de Moravia Bajo (UTM 0824868mE/09835460mN), f) Muestra de Mera (UTM 0821262mE/09838525mN)

Mediante el análisis microscópico de las láminas delgadas se pudo determinar el carácter de las rocas del depósito lahárico de Mera (13 muestras analizadas (Anexo 4.7)). En cuanto a los minerales:

La plagioclasa es el fenocristal más abundante (15-30% de volumen), se presentan como cristales de hasta 2110  $\mu\text{m}$  (2.11mm) de tamaño con hábitos subhedrales, alargados y tabulares, presentan maclas polisintéticas y zonación. La mayoría de los cristales presentan inclusiones de minerales opacos y coronas de reacción (Figura 4.12).



**Figura 4.12.** Imágenes microscópicas de los cristales de plagioclasas presentes en las rocas del depósito lahárico Mera, a) Imagen con nicols cruzados de plagioclasa tabular de 300  $\mu\text{m}$  presentando zonación concéntrica e inclusiones (MERA UTM 0821262mE/9838525mN) b) imagen sin nicols cruzados de plagioclasa con corona de reacción (SANTA ANA UTM 0169899mE/9816229mN), c) Intercrecimientos de Plagioclasas y Alteraciones (Moravia UTM 0824868mE/9835460mN) Imagen sin nicols, d) Imagen con nicols cruzados.

El clinopiroxeno (augita) se presenta en un rango de 7-15% de volumen, como cristales de 733  $\mu\text{m}$  de tamaño como máximo, cristales prismáticos (generalmente de 8 lados), subhedrales raramente anhedrales de color verde-pardo con leve pleocroísmo y birrefringencia alta, presentan inclusiones de minerales opacos y macla de tipo “espinguilla o espada”. La mayoría de los cristales se encuentran fracturados (Figura 4.13).



**Figura 4.13.** Imágenes microscópicas de los cristales de piroxenos presentes en las rocas del depósito lahárico Mera, a) Imagen sin nicoles, b) Imagen con nicoles cruzados, cristales de clinopiroxenos (birrefringencia media-alta) y ortopiroxenos (birrefringencia baja) (Huaymayacu UTM 0814350mE/9842446mN), c y d) Imágenes con nicoles cruzados de cristales de clinopiroxenos (inclusiones imagen derecha) y ortopiroxenos y plagioclasas (Alpayacu UTM 822461mE/ 9838525mN) e) Piroxeno el cual presenta macla tipo “Espinguilla o Espada” y fracturación. Imagen sin nicoles, f) Imagen con nicoles cruzados (Moravia UTM 0824868mE/9835460mN).

El ortopiroxeno (hipersteno) aparece en ciertas rocas como microlitos de la matriz o cristales en un rango de 3-7% de volumen de tamaño de 311  $\mu\text{m}$  como máximo, prismático u octagonales en ciertos casos subhedrales de color verde pálido a incoloros, con leve pleocroísmo y birrefringencia baja (Figura 4.13 y 4.14).



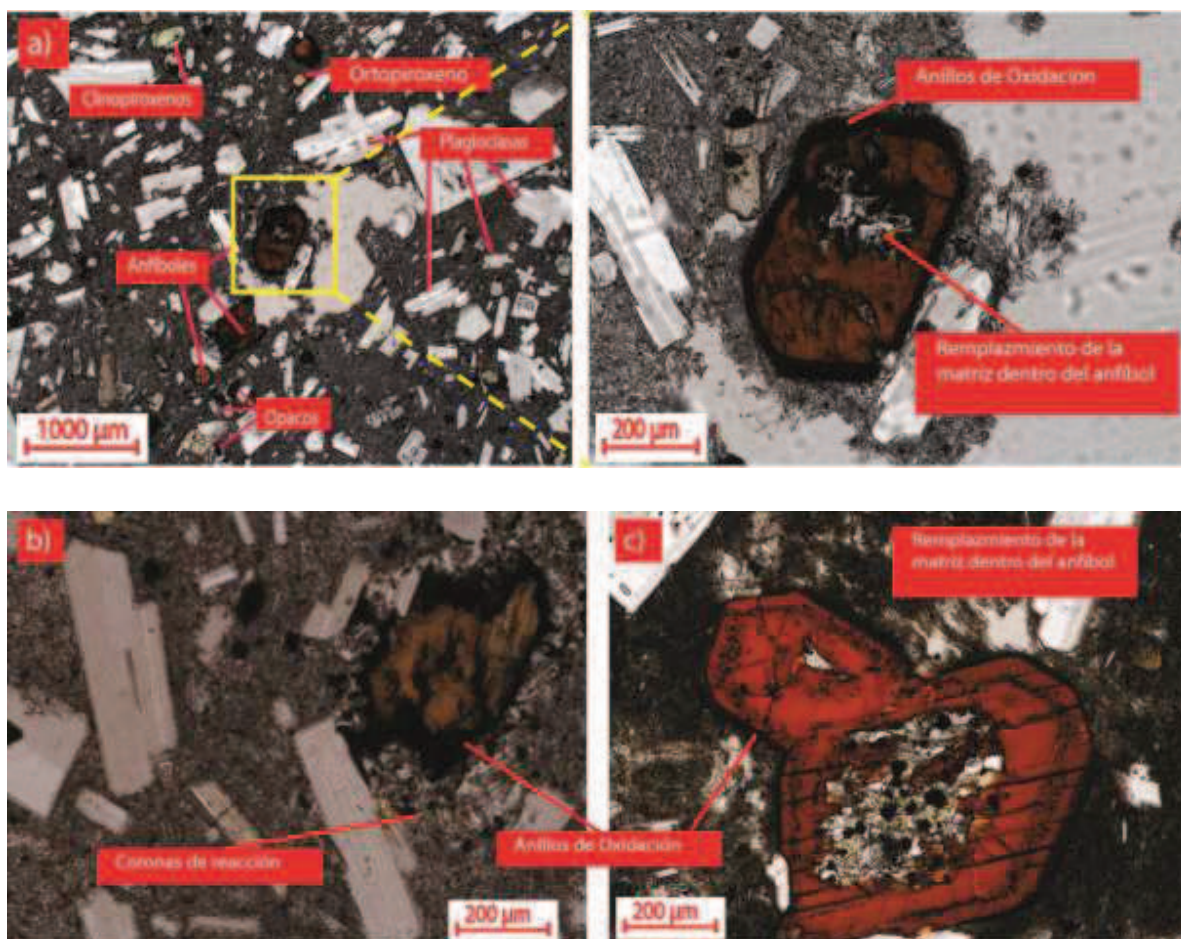
**Figura 4.14.** Crecimiento de clinopiroxeno dentro de un cristal de ortopiroxeno, se puede observar la matriz formada por microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos y una textura glomeroporfirídica (Santa Ana UTM 0169899mE/9816229mN).

Los cristales óxidos de Fe–Ti (magnetita o Ilmenita) aparecen en un rango de 3-7% de volumen como cristales anhedrales de tamaño 224  $\mu\text{m}$  como máximo y como inclusiones en las plagioclasas y piroxenos.

Raramente se presentan anfíboles tipo hornblendas (2 láminas), como cristales prismáticos (6 lados) y anhedrales de 585  $\mu\text{m}$  de tamaño como máximo, de



color verde amarillento con pleocroísmo, relieve marcado. Presentan zonaciones, inclusiones, coronas de oxidación de color negro o completamente negros (oxidados). Además presentan coronas de reacción y un reemplazamiento de la matriz dentro de los anfíboles (Figura 4.15).



**Figura 4.15.** Imágenes microscópicas de los cristales de anfíboles presentes en las rocas del depósito lahárico Mera, a) Imagen sin nicoles, cristales de anfíboles (Cumanda UTM 819367mE/ 9837769mN), b) Imágenes sin nicoles cruzados de cristales anhedrales de anfíboles con coronas y anillos de reacción (Ivia UTM 0826329mE/9833336mN), c) Cristal de anfíbol con reemplazamiento de la matriz dentro del cristal (Moravia UTM 0824868mE/9835460mN).

Con respecto a la matriz la mayoría de las láminas están compuestas por un 40-60% de volumen de microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos, ortopiroxenos y raramente por opacos (Figura 4.14).

En resumen, se puede decir que la roca del depósito son andesitas porfíricas formadas por una asociación mineral de **plagioclasas > clinopiroxenos >> ortopiroxenos >> opacos ± hornblenda** y su matriz es formada por microlitos de esta asociación, presentando texturas porfírica seriada, vitrofídica, semitraquítica y glomeroporfídica.

## 4.2.2 ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y GRANULOMÉTRICO

### 4.2.2.1 Introducción

Otros investigadores para caracterizar los distintos tipos de flujos que tuvieron lugar en el volcán Popocatepetl en México utilizaron el mismo método sedimentológico (análisis granulométrico) que se ha utilizado para el estudio del depósito lahárico Mera. Para ello, se utilizó un análisis granulométrico de distintas muestras de depósitos. El estudio analizó las fracciones finas y medias. Se consideró en base a los histogramas, cuando la distribución de los pesos presentan una sola moda, el comportamiento del lahar puede ser considerado como flujo hiperconcentrado y cuando presentan dos modas, como un flujo de escombros (Capra *et al.*, 2004, Muñoz, 2007).

#### 4.2.2.1.1 Parámetros para estudios Granulométricos

Se utilizarán los parámetros gráficos estadísticos de Inman (1952) y los de Folk y Ward (1957) para ilustrar los parámetros granulométricos obtenidos por el proceso de tamizado de las muestras.

#### Folk y Ward (1957)

$$\text{Media } (M_z) = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

$$\text{Mediana } (Md_0) = \phi_{50}$$

$$\text{Curtosis } (K_c) = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

Inman (1952)

$$\text{Desviación Standar } (\sigma) = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

$$\text{Asimetría } (Sk) = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

**Media y Mediana:** son las medidas de la tendencia central. Reflejan la energía cinética media del agente de transporte.

**Coefficiente de Curtosis:** es una medida comparativa entre la selección en el centro de la distribución y en los extremos o colas. Leptocúrtica es más apuntada que la normal, concentración normal (Mesocúrtica), baja concentración (Platicúrtica, menos apuntada que la normal).

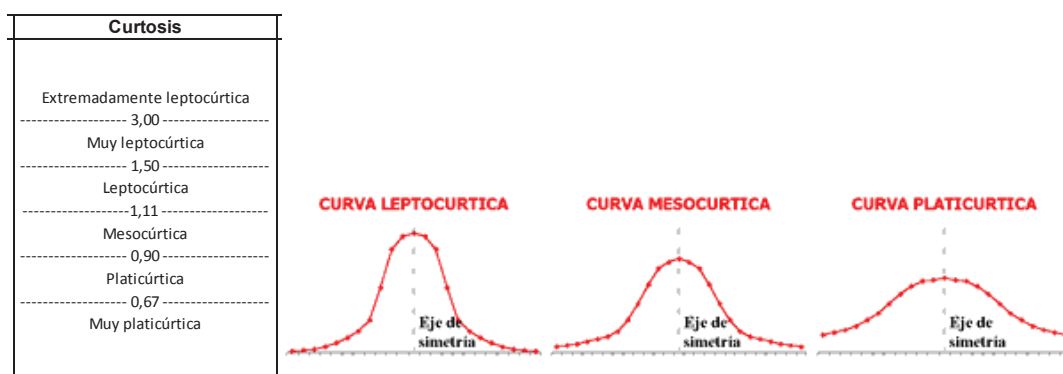


Figura 4.16. Ilustración del coeficiente de curtosis, (Spalletti L, 2007).

#### 4.2.2.1.2 Parámetros gráficos de Inman (1952) según Cheel (2005).

**Clasificación o Coeficiente de dispersión ( $\phi\text{-}\sigma$ ):** es la desviación estándar de la distribución y refleja la variación de tamaños de grano que forman un depósito. Su valor se relaciona a la media de la distribución, cuanto mayor es este coeficiente mayor es la gama de tamaños de grano. Un sedimento con un  $\sigma$  pequeño, se dice estar bien sorteado, mientras que un sedimento con un  $\sigma$  grande está mal sorteado (Tabla 4.1).

Sigma-phi- $\sigma_p$	Grado de sorteo
$0 < \sigma_p < 0.35$	Muy bueno
$0.35 < \sigma_p < 0.5$	Bueno
$0.5 < \sigma_p < 0.71$	Moderadamente bueno
$0.71 < \sigma_p < 1.00$	Moderado
$1.00 < \sigma_p < 2.00$	Pobre
$2.00 < \sigma_p < 4.00$	Muy pobre
$\sigma_p > 4.00$	Extremadamente pobre

**Tabla 4.1.** Descripción de los grados de sorteo, según el valor de la desviación estándar o Coeficiente de dispersión ( $\sigma$ ) (Cheel, 2005).

**Coeficiente de asimetría:** Skewness (Sk).- es una medida de la simetría de la distribución del tamaño de grano de alrededor de la media, que tiene un valor máximo posible de 1 y un valor mínimo posible de -1. Si Sk es cercano a cero indica que la distribución es muy simétrica y que la media es igual o casi igual a la mediana. Un valor positivo de Sk indica que la distribución tiene una mayor proporción de granos gruesos que si la distribución fuera simétrica. A la inversa, si Sk es negativo, la distribución se enriquece en finos (Tabla 4.2) (Cheel, 2005).

SK	Grado
$Sk > +0.3$	Fuerte Asimetría Fina
$+0.1 < Sk < +0.3$	Asimetría Fina
$-0.1 < Sk < +0.3$	Casi Simétrica
$-0.3 < Sk < -0.1$	Asimetría Gruesa
$Sk < -0.3$	Fuerte Asimetría Gruesa

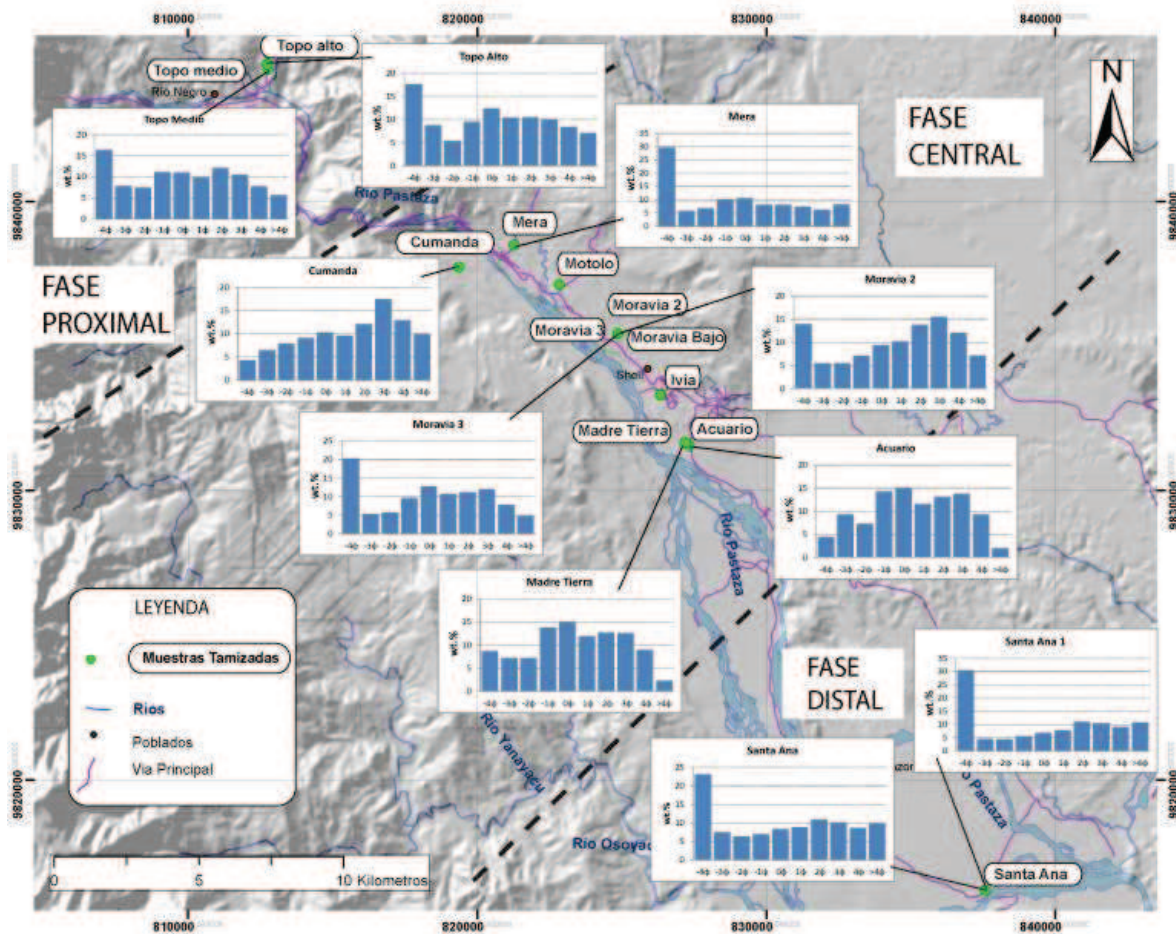
**Tabla 4.2.** Términos descriptivos para la asimetría (Cheel, 2005).

#### **4.2.2.2 Descripción de Parámetros Granulométricos**

##### **4.2.2.2.1 Trabajo de Campo y Laboratorio**

Dentro de la zona de estudio se seleccionaron 11 afloramientos para tomar las muestras del depósito lahárico Mera donde aflora y pudo ser reconocible. A estos puntos de muestreo se les dio el nombre "Lugar de recolección" (Figura 4.17). Primero se realizó una limpieza de la capa superficial del afloramiento (capa vegetal) y se recogió aproximadamente un kilogramo de la muestra de matriz que se la metió en una bolsa de plástico y se marcó con su nombre correspondiente. Para cada lugar de muestreo se tomaron las coordenadas UTM (x, y, z).

En el laboratorio de la Facultad de Ingeniería Civil de la Escuela Politécnica Nacional se analizó granulométricamente las 17 muestras tomadas de los 11 afloramientos encontrados. La primera fase consistió en el secado de las muestras de sedimento mediante su exposición al sol durante varios días. También se las colocó a varias muestras en un horno de laboratorio a temperatura constante por un intervalo de 1-2 horas, para evitar los agregados.



**Figura 4.17.** Mapa de ubicación de los 11 afloramientos y puntos en donde se recolecto las 17 muestras para el análisis granulométrico. Se presentan histogramas representativos de las tres facies o segmentos del depósito lahárico de Mera. En Cumanda se observa diferencia debido a que aparentemente se dio una removilización del depósito.

La segunda fase consistió en pesar la muestra en una balanza electrónica Sartorius (3804 MP) (Figura 4.18) y luego cuartear para obtener una muestra representativa que consiste en dividir en 4 muestras iguales, de las cuales se tomaron 2 de ellas para el análisis granulométrico y las 2 restantes fueron guardadas en fundas para futuros análisis o corroboraciones. Para realizar el análisis de la fracción tomada se utilizó una columna de tamices (Figura 4.18) desde  $-4\phi$  (16mm) hasta  $4\phi$  (0.063mm), las cuales se colocaron en posición descendiente con  $-4\phi$  (16mm) en la parte superior y  $4\phi$  (0.063mm) en la parte inferior. Debajo de este último, se emplazó una charola para recoger el material perteneciente a los tamaños

de partícula  $>4\phi$ . Posteriormente se vertió la muestra de sedimento de matriz en la parte superior de la columna de tamices y el conjunto se hizo vibrar por un máximo de 10 minutos. Luego en una balanza electrónica se registró el peso de la fracción retenida en cada tamiz y se calculó el porcentaje que representa del total (wt%). Cada fracción granulométrica fue empacada y archivada.

Los extremos pueden presentar valores anómalos debido a que no se incluyen granos más allá de los límites ( $-4 \phi$  y  $4 \phi$ ).



**Figura 4.18.** Equipos utilizados para el tamizado, cuarteo, secado y pesado de las muestras de las de matriz para obtener la granulometría. a) Columna vibradora de tamices, b) Horno, c) Cuarteadora, d) Balanza.

#### 4.2.2.2 Características granulométricas del depósito

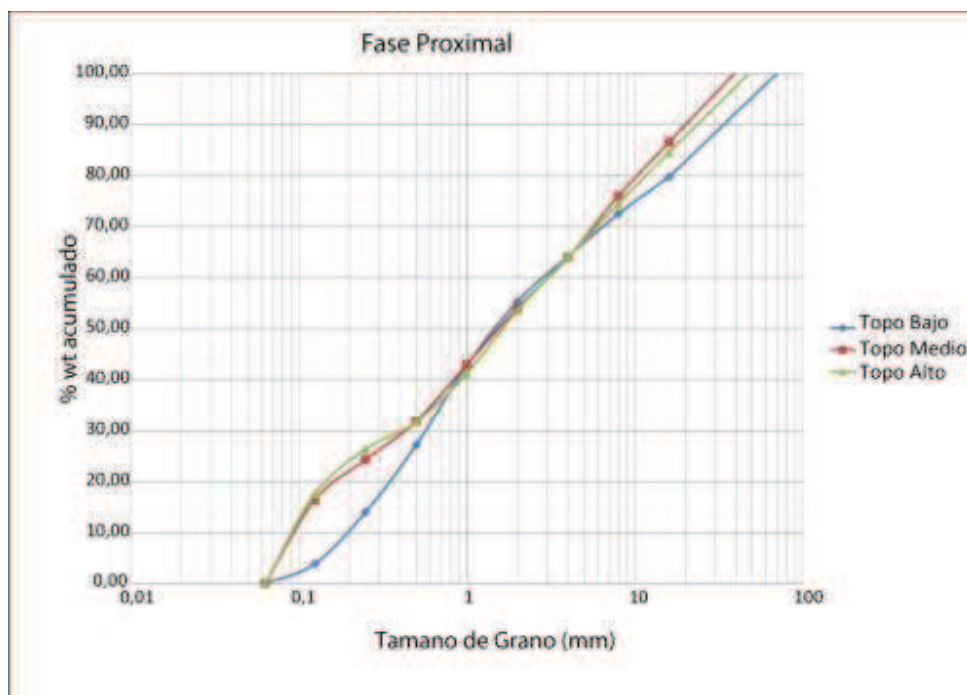
Los resultados del proceso de tamizado se representan gráficamente. Se realizan histogramas de frecuencia de las clases granulométricas (utilizando la escala  $\phi$ ) respecto al porcentaje en peso de cada clase (wt%) y también en escala logarítmica (horizontal una escala logarítmica tamaño de grano, y en la vertical una escala de porcentaje acumulado en peso de cada clase (wt%))

Se dividió en 3 facies o segmentos: proximales, centrales y distales del depósito (Figura 4.17) donde se representan los histogramas representativos para las facies definidas.

La síntesis de los parámetros estadísticos para las muestras tamizadas se presenta en el Anexo 4.5 y 4.6.

### Fase Proximal del Flujo

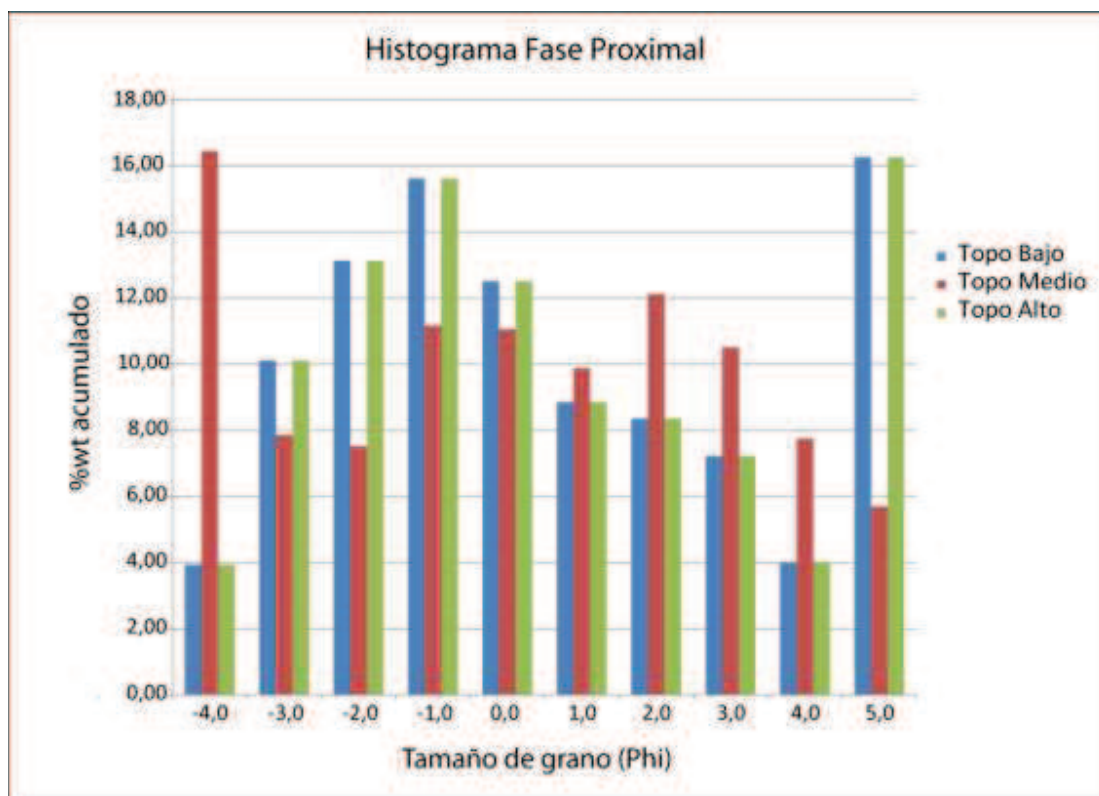
En la Figura 4.19 se muestra que en la matriz del depósito en la parte media y alta del Río Topo en la fase más cercana a la fuente <40% pertenece a partículas entre 0.1 y 1 mm, y el restante 60% representan las partículas mayores a 1mm de diámetro. El promedio representa 1.5 mm de diámetro. El cuantil 25 representa aproximadamente de 2 mm, el cuantil 75 corresponden a partículas de aproximadamente 8 mm.



**Figura 4.19.** Curva granulométrica del depósito en la fase proximal, muestra del río Topo, a) Representado en un papel "log-normal" (Distribución acumulada) vs. El tamaño de grano (mm).



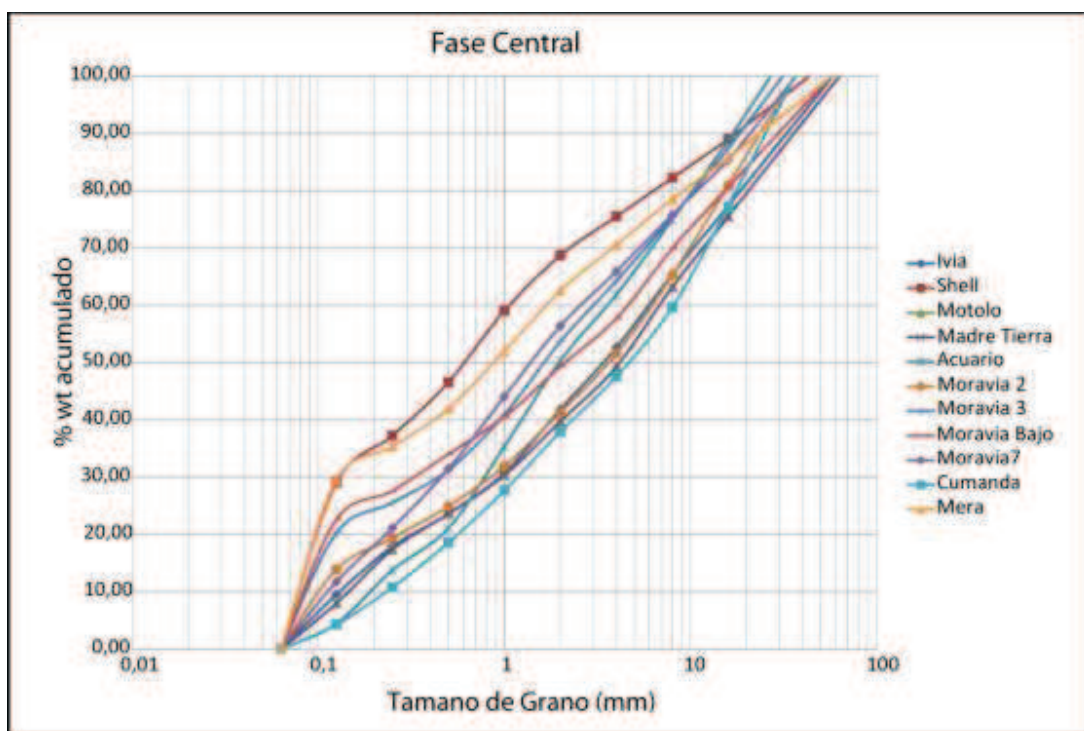
Se realizó un total de 3 análisis granulométricos en la matriz del depósito lahárico en la zona proximal en el sector del río Topo (Figura 4.19 y 4.20). Los resultados de los parámetros granulométricos son: la Media entre un rango -0.5 y 0.2 ( $\phi$ ), la Mediana varía entre -0.3 y -0.5 ( $\phi$ ), el Sorteo entre 3.06 y 2.9 que representa un sorteo muy pobre, el coeficiente de simetría ( $Sk$ ) tiene valores entre -0.005 y 0.23 presentando fuerte asimetría gruesa y con respecto a la curtosis ( $Ck$ ) hay valores entre 0.65 y 0.76 presentando valores menos apuntados a la norma Platicúrtica. Los histogramas (Figura 4.20) representan una distribución polimodal: la primera moda corresponde a fracción  $<-4\phi$ , segunda moda entre  $-1\phi$  y  $0\phi$  y una tercera moda  $>4\phi$ .



**Figura 4.20.** Histogramas de frecuencia de clases granulométricas para el depósito de la fase proximal. Se representa el porcentaje en peso retenido en cada tamiz (wt%) vs. el diámetro en unidades  $\phi$  de cada clase.

### Fase Central del Flujo

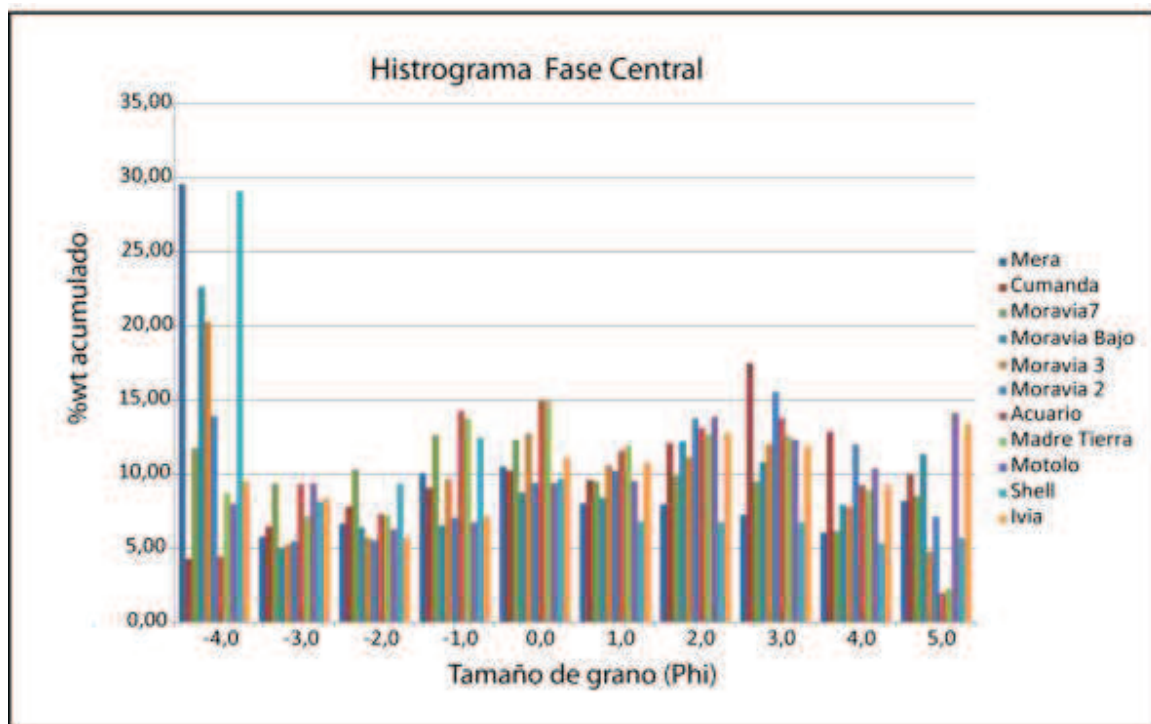
En la Figura 4.21 se muestra que en la matriz del depósito de las 11 muestras recolectadas en la fase central entre 30-60% representan partículas entre 0.1 y 1 mm. El restante porcentaje son las partículas mayores a 1 mm de diámetro. El promedio tiene un diámetro entre 1-4 mm. El cuantil 25 representa aproximadamente entre 0.1 y 0.3 mm, el cuantil 75 corresponden a partículas de aproximadamente 3-10 mm.



**Figura 4.21.** Curva granulométrica del depósito en la fase central, a) Representado en un papel "log-normal". (Distribución acumulada) vs. El tamaño de grano (mm).

Se realizó un total de 11 análisis granulométricos en la matriz del depósito lahórico Mera en la zona central (Figura 4.21 y 4.22). Los resultados de los parámetros granulométricos son: la media entre un rango -1.8 y 0.9 ( $\phi$ ), la mediana entre -0.2 y 0.26 ( $\phi$ ), el sorteo entre 2.46 y 3.08 que representa un sorteo muy pobre, el coeficiente de simetría ( $S_k$ ) da valores entre -0.05 y 0.26 presentando asimetría gruesa a una asimetría fina y con respecto a la curtosis ( $C_k$ ) valores entre 0.57 a 0.81 presentando valores menos apuntados a la normal Platicúrtica. Los histogramas (Figura 4.22) representan una distribución polimodal.

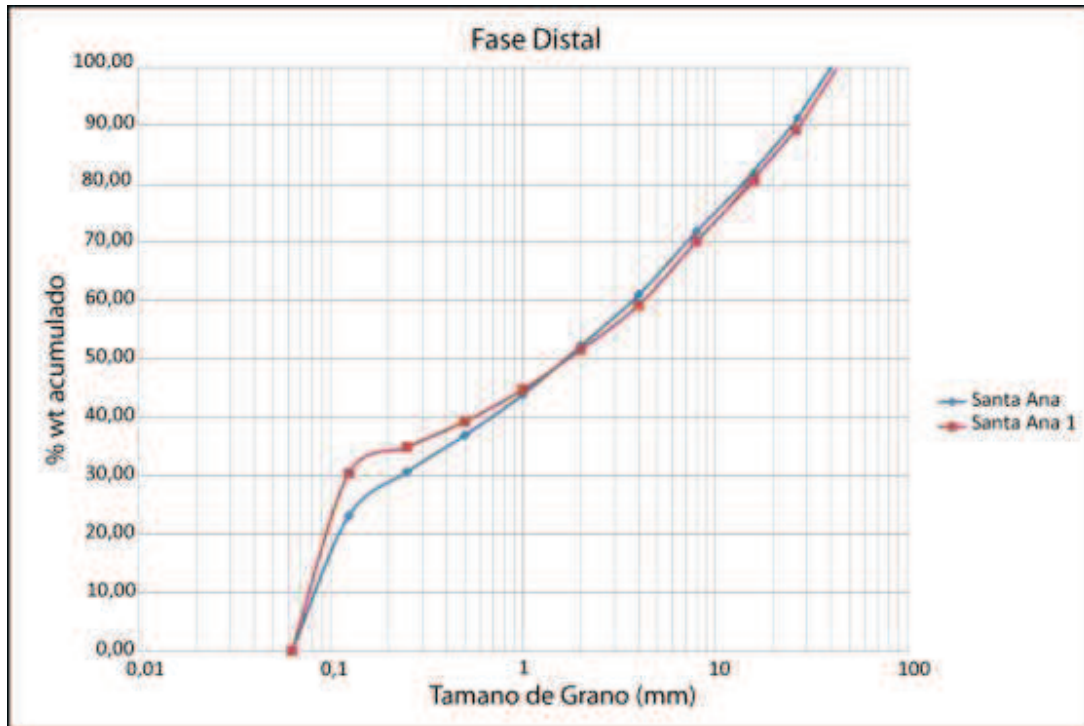
Una primera moda corresponde a fracción  $<-4\phi$ , segunda moda entre  $-1-0\phi$ , una tercera moda  $3\phi$  y una cuarta moda  $>4\phi$ . Sin embargo tiene una distribución más homogénea comparada con la fase proximal.



**Figura 4.22.** Histogramas de frecuencia de clases granulométricas para el depósito de la fase central. Se representa el porcentaje en peso retenido en cada tamiz (wt%) vs. el diámetro en unidades phi ( $\phi$ ) de cada clase.

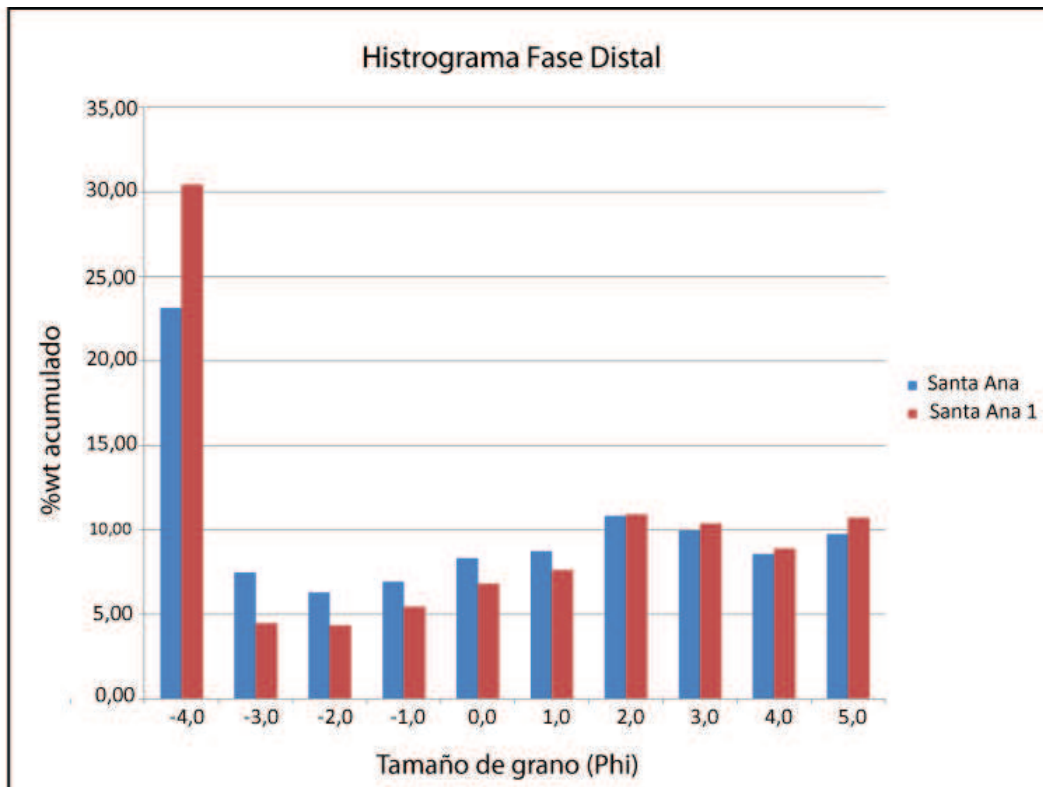
### Fase Distal del Flujo

En la Figura 4.23 se muestra que en la matriz del depósito lahárico Mera el  $<45\%$  representan partículas entre 0.1 y 1 mm de diámetro,  $>55\%$  representan las partículas mayores a 1 mm de diámetro y el promedio tiene un diámetro de  $\geq 2$  mm. El cuantil 25 representa aproximadamente de 0.12 mm, el cuantil 75 corresponden a partículas de aproximadamente 12 mm.



**Figura 4.23.** Curva granulométrica del depósito en la fase distal, a) Representado en un papel "log-normal". (Distribución acumulada) vs. El tamaño de grano (mm).

Se realizó 2 análisis granulométricos en la matriz del depósito lahárico en la zona distal más alejada de la fuente (Santa Ana) (Figura 4.23 y 4.24). Los resultados de los parámetros granulométricos son: la media está entre -0.4 y -0.3, la mediana es -0.2, el sorteo es 3.2 que representa un sorteo muy pobre, el coeficiente de simetría (Sk) son valores entre -0.004 y 0.001 presentando simetría y con respecto a la curtosis (Ck), hay un valor de 0.5 que corresponde a valores menos apuntados a la normal muy Platicúrtica. Los histogramas (Figura 4.24) representan una distribución bimodal, primera moda corresponde a fracción  $<-4\phi$ .



**Figura 4.24.** Histogramas de frecuencia de clases granulométricas para el depósito de la fase distal. Se representa el porcentaje en peso retenido en cada tamiz (wt%) vs. el diámetro en unidades phi ( $\phi$ ) de cada clase.

Los estudios granulométricos realizados en la matriz permitieron dividir al lahar dentro de la zona del estudio en tres segmentos: proximal, central y distal. En la parte proximal <40% de partículas se encuentran entre 0.1 y 1 mm, el restante 60% representan los granos mayores a 1 mm y el 50% representa un tamaño promedio de 1.5 mm. En la parte central entre 30-60% son partículas entre 0.1-1 mm, el restante 40-70% son partículas mayores a 1 mm, el promedio representa partículas entre 1-4 mm de diámetro. En la parte distal <45% representan partículas entre 0.1-1 mm, el >55% representan partículas mayores a 1 mm, el promedio es de un tamaño de  $\geq 2$  mm.

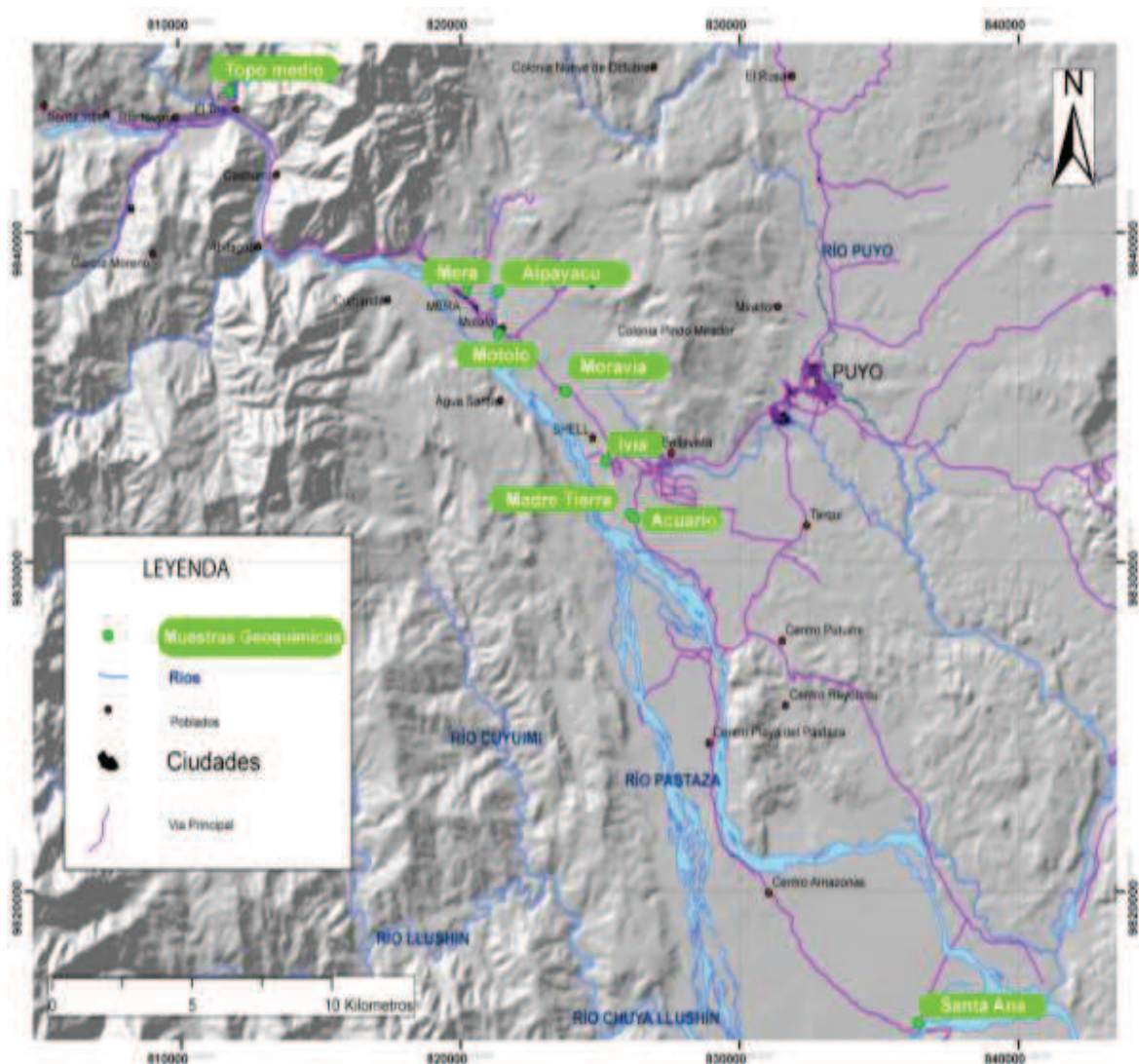
La parte proximal está caracterizada por (60%) mayor cantidad de partículas de tamaño >1 mm de diámetro y en menor porcentaje cantidad de finos. En la parte central se encuentra similares porcentajes (40-70%) entre finos como gruesos con un

promedio de 1–4mm. Pero en la parte distal las partículas son mayores a 1 mm y el promedio  $\geq 2$  mm. Este patrón posiblemente se debe a que en esta zona más alejada de la fuente se produjo una removilización del depósito debido al cambio de curso del río Pastaza por efecto del tectonismo en la zona, sugerido por Burgos (2006) y Bernal et al. (2012). Además en la zona los mismos autores y Hoffer et al. (2008) mencionan otros depósitos volcánicos que podrían haber cubierto el lahar Mera y por lo cual no afloraría el depósito lahárico Mera entre la zona Madre Tierra a Santa Ana.

#### **4.2.3 ESTUDIO GEOQUÍMICO**

Con el fin de documentar mejor el depósito lahárico en la zona de Mera se hicieron análisis geoquímicos de 11 muestras de rocas que fueron cantos en la matriz y fueron considerados los mejores representantes de la roca madre principal recolectados en las campañas del campo.

Las muestras fueron preparadas en el Departamento de Geofísica de la EPN, para lo cual primero se pulverizó las muestras utilizando un mortero “Abish” y un molino de ágata hasta obtener aproximadamente 20 g de cada una. Las muestras fueron analizadas en el Laboratorio “Domaines Océaniques” de la Universidad de Bretagne Occidentale en Brest (France) para 10 elementos mayores y 21 elementos trazas (Anexo 4.8). El estudio interpretativo de las muestras fue efectuado con la ayuda del software Igpét-06.



**Figura 4.25.** Mapa de ubicación de muestras para el análisis geoquímico. Las coordenadas UTM están dadas en el sistema de referencia WGS84.

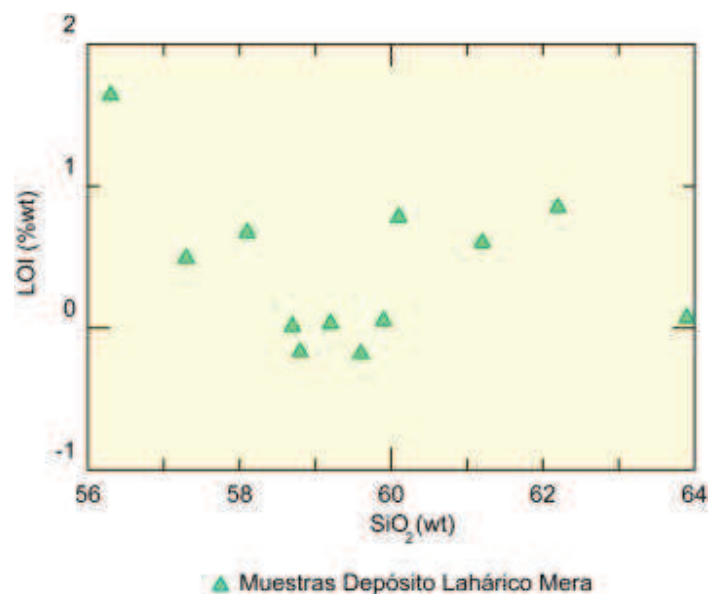
#### 4.2.3.1 Análisis geoquímico

Para la interpretación de los datos químicos fue necesario recalcularlos el porcentaje en peso (wt%) de los elementos mayores. La cantidad que se reportó para cada óxido en el resultado original del análisis geoquímico fue normalizada a una base anhidrica, es decir, libre de LOI (loss on ignition - pérdida al fuego). Así, asegurando que el 100% corresponde al peso total de los óxidos mayores. En los

diagramas de variación el contenido de los óxidos mayores se reporta en su porcentaje en peso (wt%) y para los elementos traza en partes por millón (ppm), siguiendo las metodologías presentadas por Villares (2010) y Robles (2013).

El parámetro LOI (loss on ignition - pérdida al fuego) proporciona una idea de la calidad de los resultados obtenidos en el análisis químico y puede ser un proxy del grado de alteración de las muestras. LOI se reporta con su porcentaje en peso (wt%) en la muestra y representa la cantidad de volátiles, materia orgánica y carbonatos que estuvieron presentes en ella. Por esto, es importante recalcular el wt% de los óxidos mayores, sin incluir el wt% del LOI, o sea “normalizar el análisis”.

En la Figura 4.26 se presenta el valor de LOI para las muestras indicando un valor menor a 2% considerando su contenido en  $\text{SiO}_2$ . Estos valores menores de LOI indican que probablemente no existieron procesos de meteorización y/o alteración que han modificado parcialmente la composición original de las rocas.

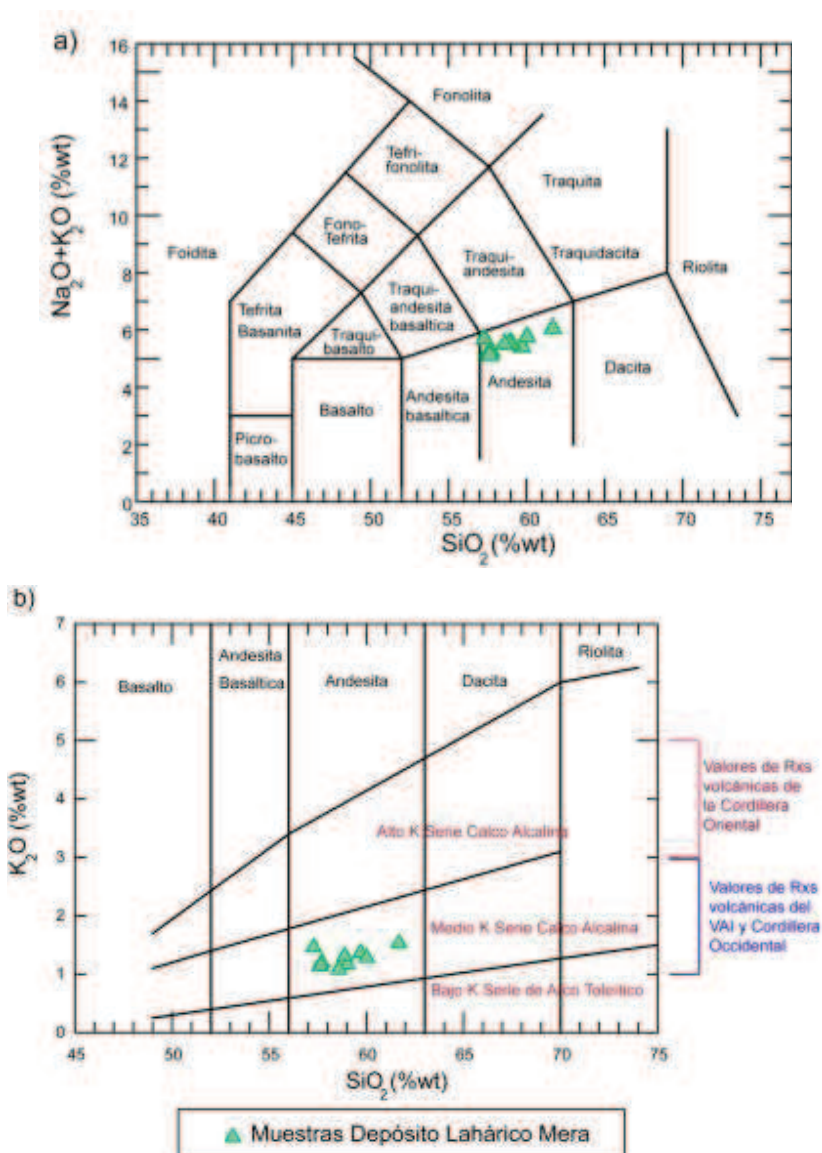


**Figura 4.26.** LOI (wt%) vs.  $\text{SiO}_2$  para las once muestras del Depósito Lahárico Mera.

Los fragmentos de rocas han sido clasificadas en base a los diagramas  $\text{Na}_2\text{O}$  wt% +  $\text{K}_2\text{O}$  wt% vs.  $\text{SiO}_2$  wt%, de Le Bas et al. (1986) y  $\text{K}_2\text{O}$  wt% vs.  $\text{SiO}_2$  wt%, de Peccerillo and Taylor (1976) (Figura 4.27). Demuestra que las muestras del lahar



Mera presentan un rango entre 57.3–61.2 SiO<sub>2</sub> wt% y caen en el campo de las andesitas. El conjunto total de las muestras forman un campo que pertenece a una serie calco-alcalina con valores medios de K<sub>2</sub>O wt% que varían de 1% (en la muestra del Acuario) a 1.52% (en la muestra de Ivia).



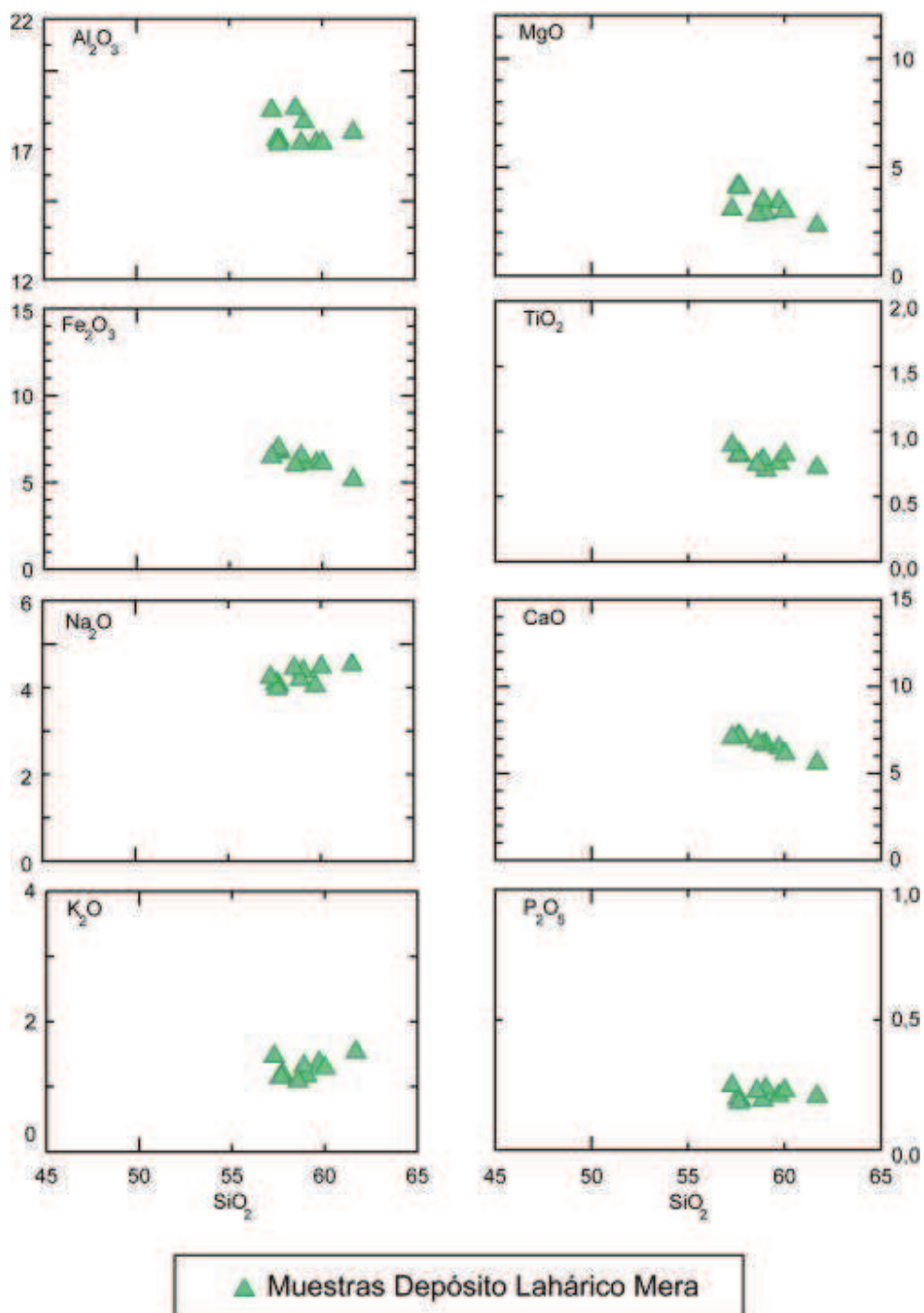
**Figura 4.27.** Diagramas de clasificación de rocas volcánicas, en este caso se representa las rocas del depósito lahárico Mera, a) TAS-Total Alkali-Silica (Na<sub>2</sub>O wt% + K<sub>2</sub>O wt% vs. SiO<sub>2</sub> wt%), Le Bas et al. (1986), b) Peccerrillo and Taylor (1976) (K<sub>2</sub>O wt% vs. SiO<sub>2</sub> wt%). Se nota una clara distinción entre las rocas pertenecientes de las cordilleras oriental y occidental (Schiano et al., 2010)

Los diagramas de Harker muestran el porcentaje en peso (wt%) de óxidos mayores y elementos en trazas, con respecto a  $\text{SiO}_2$  wt%. En la Figura 4.28 y 4.29 se puede apreciar una agrupación de los valores, así indicando que las muestras probablemente vienen de la misma fuente.

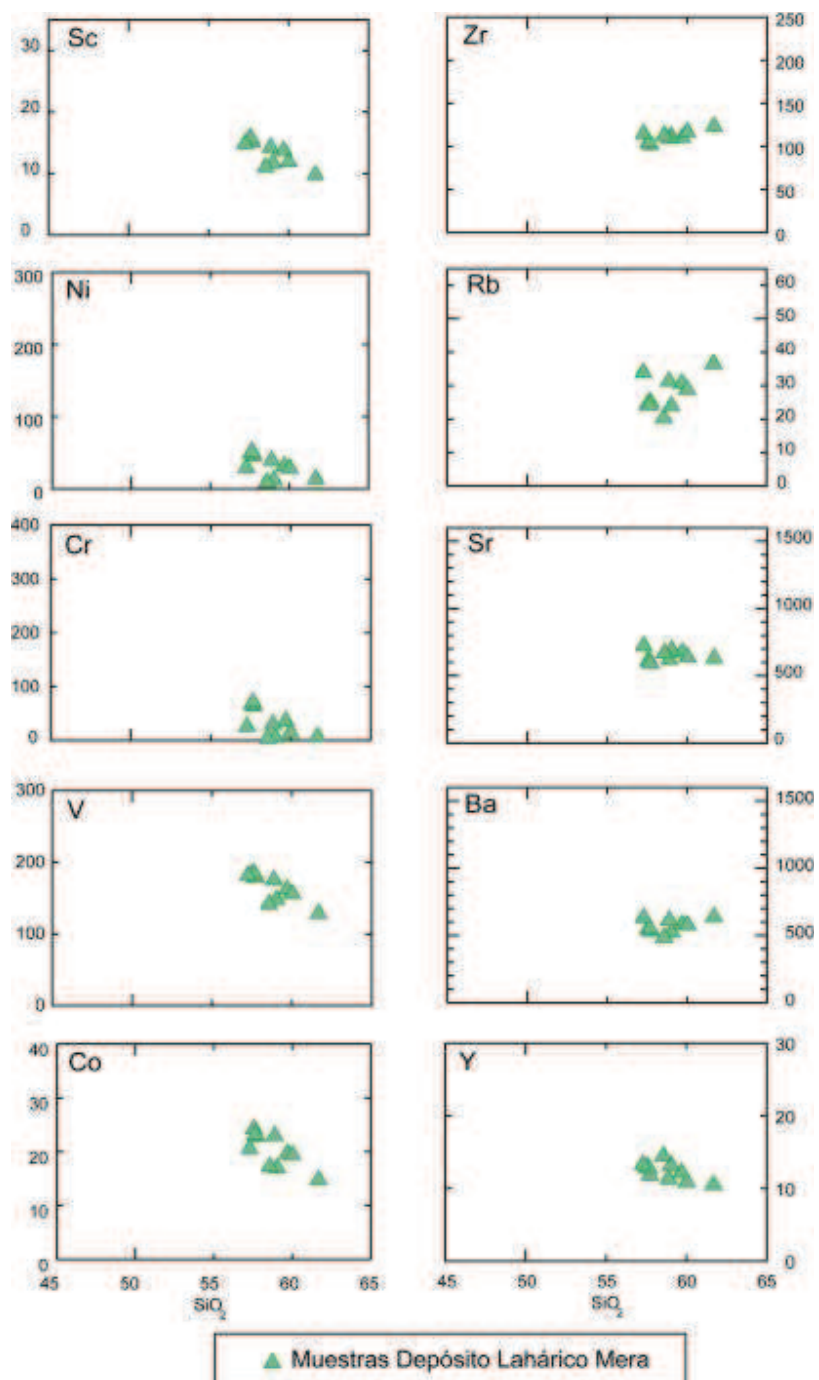
Los datos geoquímicos no son dispersos, como se agrupan todos estos contribuyen el argumento que la fuente es una sola. Además ciertos puntos definen tendencias o trenes que argumentan relaciones.

Por ejemplo, se observa de manera general que los elementos  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}$  exhiben un patrón de diferenciación magmática negativo respecto al contenido de sílice ( $\text{SiO}_2$ ), mientras que para  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  la correlación es positiva. El resto de los elementos ( $\text{MgO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) muestran distribuciones con dispersión pero con un patrón negativo (Figura 4.28).

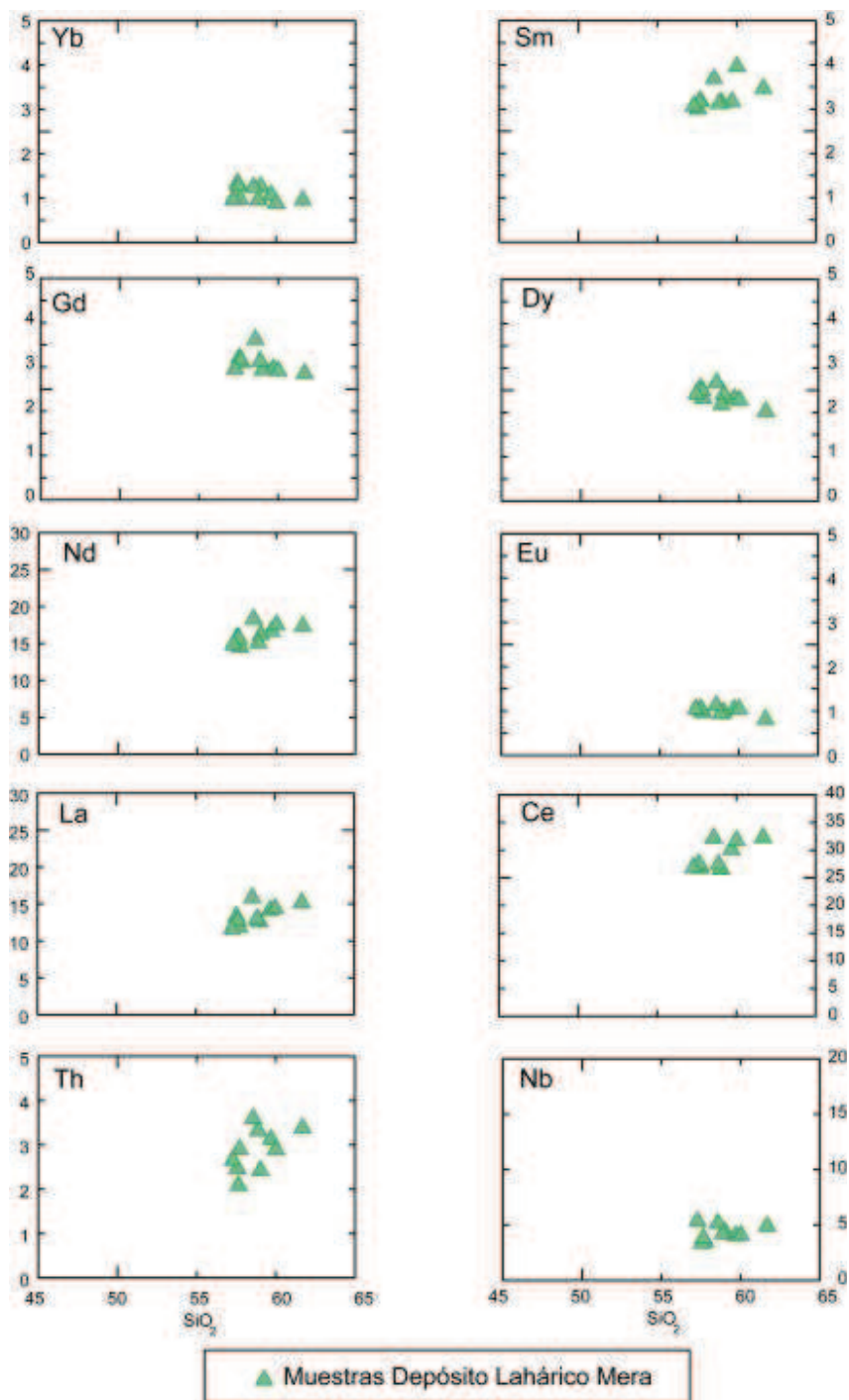
Con respecto a los elementos en traza, la distribución presenta una correlación negativa para los elementos no compatibles tales como Sc, Sr, Ni, Cr, V, Co, Y, Yb, Gd, Dy, Eu, Nb con respecto a  $\text{SiO}_2$ . Mientras que los compatibles Ba, Rb, Zr, Th, Nd, La y Ge muestran una correlación positiva respecto a  $\text{SiO}_2$  (Figura 4.29).



**Figura 4.28.** Diagramas de variación de los óxidos mayores respecto a SiO<sub>2</sub>, permiten caracterizar la distribución de las muestras del depósito lahárico Mera. Todos los óxidos se presentan en porcentaje en peso (wt%).



**Figura 4.29.** Diagramas de variación de los elementos traza, respecto a  $\text{SiO}_2$ , permiten distinguir la distribución de las muestras del depósito lahárico Mera. Los elementos en traza se presentan en ppm,  $\text{SiO}_2$  en su porcentaje en peso (wt%).



**Figura 4.29 (Continuación)** Diagramas de variación de los elementos traza respecto a  $\text{SiO}_2$ , permiten distinguir la distribución de las muestras del depósito lahárlico Mera. Los elementos en traza se presentan en ppm,  $\text{SiO}_2$  en su porcentaje en peso (wt%).

#### **4.2.3.2 Comparaciones petrográficas y geoquímicas de las rocas muestreadas**

Con el fin de identificar la fuente de las muestras del depósito lahárico Mera y sus respectivas características geoquímicas y petrográficas (Anexo 4.9), se comparó con rocas extraídas de los depósitos de avalanchas de escombros y posibles fuentes: DAE´s-Tungurahua 30 ka y 3 ka (Bustillos, 2008), DAE de Riobamba (Barba, 2006; Samaniego et al., 2012), DAE-Huisla (Bustillos, 2008; Ordoñez, 2012), DAE-Quinuales (Herrera, 2013), DAE´s-Carihuirazo (Ordoñez, 2012) y DAE-Altar (Bustillos, 2008).

##### **4.2.3.2.1 Comparaciones Petrográficas**

Con respecto a la petrografía del depósito lahárico Mera, las rocas más representativas estudiadas corresponden a andesitas de color gris claro a oscuro porfiríticas a medianamente afaníticas. La composición general de las rocas incluye plagioclasas, piroxenos (clinopiroxeno como predominante y ortopiroxeno) y escasos anfíboles (hornblendas), distribuidas en una matriz microcristalina de color gris algo rosada.

##### **Avalancha de Escombros del Huisla**

Su depósito está caracterizado por estar distribuida en una matriz arenolimsa de color grisáceo claro rosáceo. Macroscópicamente son andesitas de color gris claro, oscuro porfiríticas y medianamente afaníticas. Presentan una composición mineralógica que incluyen plagioclasas, piroxenos y anfíboles, distribuida en matriz color gris. Microscópicamente son andesitas porfiríticas con asociación mineral compuesta por plagioclasa + hornblenda >> clinopiroxeno > ortopiroxeno y opacos, distribuidas en una matriz micro-cristalina con vidrio intersticial y en ciertas ocasiones presenta dirección de flujo, una textura de tipo porfirítica seriada y pilotaxítica en su mayoría (Bustillos, 2008).

### **Avalancha de Escombros del Altar**

Macroscópicamente está compuesta por dos tipos de andesitas. El primer tipo son rocas leucocráticas de color gris azulado con plagioclasa, hornblenda y con pequeñas cantidades los piroxenos. El segundo son rocas melanocráticas de color negro azulado muy afaníticas. Microscópicamente está constituida por 1) andesita porfirítica-pilotaxítica con una asociación mineral de hornblenda + plagioclasa >> piroxeno y 2) andesita afanítica-vitrofidica con cristales finos de plagioclasa (Bustillos, 2008).

### **Avalanchas de Escombros del Tungurahua**

Dentro de la zona de estudio se localizan los dos depósitos de avalanchas del volcán Tungurahua.

La avalancha de 30ka AP macroscópicamente está caracterizada por ser una roca de tipo andesita, en su mayoría porfirítica y raramente afanítica, de color gris claro hasta negro con vesículas. Estas rocas tienen una asociación mineral conformada por plagioclasas, piroxenos y anfíbol como mineral accesorio. Microscópicamente son ocasionalmente andesitas con hornblenda y con una asociación de plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno ± opacos ± anfíbol (Bustillos, 2008).

La avalancha de 3Ka AP cuyas rocas que conforman el depósito son andesitas sin presencia de anfíbol, y más bien, se caracterizan por tener la presencia de olivino como mineral accesorio. Microscópicamente presentan una asociación mineral de plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno ± opacos >> olivino (Bustillos, 2008).

### **Avalanchas de Escombros del volcán Carihuairazo**

Según Ordoñez (2012) son cuatro depósitos distintos: macroscópicamente el DAE-1 son andesitas porfiríticas anfibólicas, andesitas porfiríticas piroxénicas y

andesitas afaníticas. Microscópicamente presentan la asociación mineral de plagioclasa >> anfíbol > ortopiroxeno + clinopiroxeno ± óxidos de Fe/Ti y otra de plagioclasa >> ortopiroxeno + clinopiroxeno > óxidos de Fe/Ti ± anfíbol. Las rocas tienen texturas porfiríticas seriadas, pero las matrices exhiben texturas variadas, donde la combinación entre hialopilitica-pilotaxítica es la más común.

Para el DAE-2 macroscópicamente son andesitas con piroxeno y anfíbol. Microscópicamente presentan una asociación mineral de plagioclasa > ortopiroxeno + clinopiroxeno > anfíbol ± óxidos de Fe/Ti. Se presentan textura de porfirítica-seriada, con una matriz que comúnmente es hialopilitica. Los fenocristales presentan una orientación incipiente (textura pilotaxítica).

El DAE-3 corresponden macroscópicamente a tres grupos distintos: andesitas porfiríticas anfibólicas, andesitas porfiríticas de piroxeno y anfíbol y en menor porcentaje a andesitas porfiríticas piroxénicas. Microscópicamente presentan las asociaciones minerales: 1) plagioclasa >> anfíbol > ortopiroxeno + clinopiroxeno ± óxidos de Fe/Ti; 2) plagioclasa >> ortopiroxeno + clinopiroxeno ± óxidos de Fe/Ti ± anfíbol y 3) plagioclasa >> ortopiroxeno + clinopiroxeno ± óxidos de Fe/Ti. El primer grupo tiene texturas porfiríticas seriadas y los micro-cristales de la matriz comúnmente presentan texturas de flujo (pilotaxítica). El segundo grupo de las andesitas de piroxeno y anfíbol, las rocas exhiben características similares a las del grupo de las andesitas anfibólicas, pero la diferencia radica en el menor porcentaje de anfíbol (trazas) y ocasionalmente está muy oxidado. El tercer grupo presenta texturas hialopilitica- pilotaxítica.

EL DAE-4 corresponden a andesitas porfiríticas piroxénicas, microscópicamente presentan una asociación mineral de plagioclasa >> clinopiroxeno + ortopiroxeno > óxidos de Fe/Ti ± anfíbol con una textura pilotaxítica.



### **Avalanchas de Escombros del Cerro Quinuales.**

Herrera (2013) presentan dos avalanchas de escombros del Quinuales. El DAE-1 macroscópicamente son andesitas basálticas o andesitas máficas de color gris oscuro con plagioclasas en una matriz masiva vidriosa de color gris oscuro a negro. También son andesitas de color rojo a gris medio con vesículas, textura porfirítica con plagioclasa, piroxeno y en menor cantidad anfíbol. Microscópicamente presenta una asociación de plagioclasa + piroxeno + opacos + matriz que posee una textura criptocristalina.

EL DAE-2 se define macroscópicamente por cuatro grupos de roca predominantes. Al primer grupo son andesitas basálticas de color gris medio y de textura porfirítica, se presentan fenocristales de plagioclasa y piroxeno en una matriz vítrea. Un segundo grupo de rocas lo conforman andesitas vidriosas de coloración gris verdosa, con textura fluidal, con plagioclasas. Un tercer grupo está conformado de andesitas grises medias a rojizas con textura porfirítica con plagioclasa, piroxenos en una matriz amorfa de colores gris a rojizo. Un último grupo es de andesitas vidriosas con plagioclasa con una textura fluidal. Microscópicamente presentan una asociación de plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno + matriz + opacos y óxidos de hierro. Las texturas son entre traquíticas y criptocristalinas

### **Avalancha de Escombros de Riobamba**

Según Barba (2006), macroscópicamente son andesitas anfibólicas que se las divide en dos subgrupos. El primero corresponde a las andesitas anfibólicas con dos litologías y un segundo grupo corresponde a andesitas/dacitas (rocas de domo). En cuanto al segundo gran grupo de rocas, petrográficamente se distinguen tres litologías de mayor abundancia. El primero constituye una andesita gris oscura portadora de grandes fenocristales de piroxeno. El segundo grupo está formado por andesitas gris oscuras portando grandes cristales de plagioclasa, andesitas gris claras y de grano homogéneo. Finalmente el tercer grupo son andesitas vidriosas con fractura radial.

Microscópicamente:

- Primer grupo:
  - Andesitas anfibólicas presentan textura pilotaxítica con una asociación mineral de plagioclasa > hornblenda > ortopiroxeno + clinopiroxeno > óxidos de hierro ± apatito.
  - Andesita/dacita presentan una asociación mineral: plagioclasa > ortopiroxeno ± clinopiroxeno > hornblenda > óxidos de hierro > apatito ± biotita. Las rocas son de color gris claro y de textura porfirítica y con matriz hyalopilítica.
- Segundo grupo.
  - Andesitas de dos piroxenos con grandes cristales de plagioclasa y piroxeno presentan una paragénesis mineral: plagioclasa > clinopiroxeno + ortopiroxeno > hornblenda > óxidos de hierro con una textura pilotaxítica.
  - Andesitas de dos piroxenos de grano homogéneo. La textura es pilotaxítica con una asociación mineral: plagioclasa >> ortopiroxeno + clinopiroxeno > óxidos de hierro ± hornblenda.
  - Andesita vidriosa, con una paragénesis mineral: plagioclasa > clinopiroxeno + ortopiroxeno > óxidos de hierro. La roca es de color negro. La textura de la roca es porfirítica y la matriz es intersertal-hyalopilítica.

Las comparaciones petrográficas en muestra de mano como en láminas delgadas de las rocas de depósito lahárico Mera con las rocas de las avalanchas de escombros del sector de manera general dan como resultado que las rocas del depósito lahárico Mera y las rocas de la avalancha de Huisla comparten una paragénesis mineral similar entre sí.

#### 4.2.3.2.2 Comparación geoquímica

Tomando en cuenta el trabajo de Schiano et al. (2010), se realizaron los diagramas de variación de la razón  $C_i/C_c$  (concentración elemento incompatible / concentración elemento compatible (menos incompatible)) respecto a  $SiO_2$  (Figura 4.30). El elemento incompatible que se utilizó es Zr ya que éstas presentan mayor resistencia a ser movilizadas por procesos post – deposición. Los elementos que se tomarán en cuenta para los diagramas por su comportamiento compatible son: Sc y Co. Además se comparó con los elementos mayores  $Al_2O_3$  y  $TiO_2$ .

En estos casos, la razón  $C_i/C_c$  se incrementa a medida que el  $SiO_2$  wt% también lo hace. También tomando en cuenta las relaciones de Zr vs Y, Zr vs Co, Zr vs Sc se forma una serie:

Serie 1: La agrupación del DAE-Altar, DAE-Carihuairazo, DAE Quinuales y el carácter dacítico del DAE-30ka AP del Tungurahua permite descartarlos como potencial fuente del depósito lahárico Mera (Figura 4.30).

Además se descarta el DAE de 3Ka del Tungurahua debido a su edad joven.

Las restantes muestras agrupa a las rocas del depósito lahárico Mera con el DAE-Huisla y el DAE de Riobamba que serían sus fuentes más probables, debido que son afines a las muestras del lahar Mera en que el valor  $C_i/C_c$  es el más bajo y además que son empobrecido en la razón Zr/Co, Zr/Sc vs  $SiO_2$ .

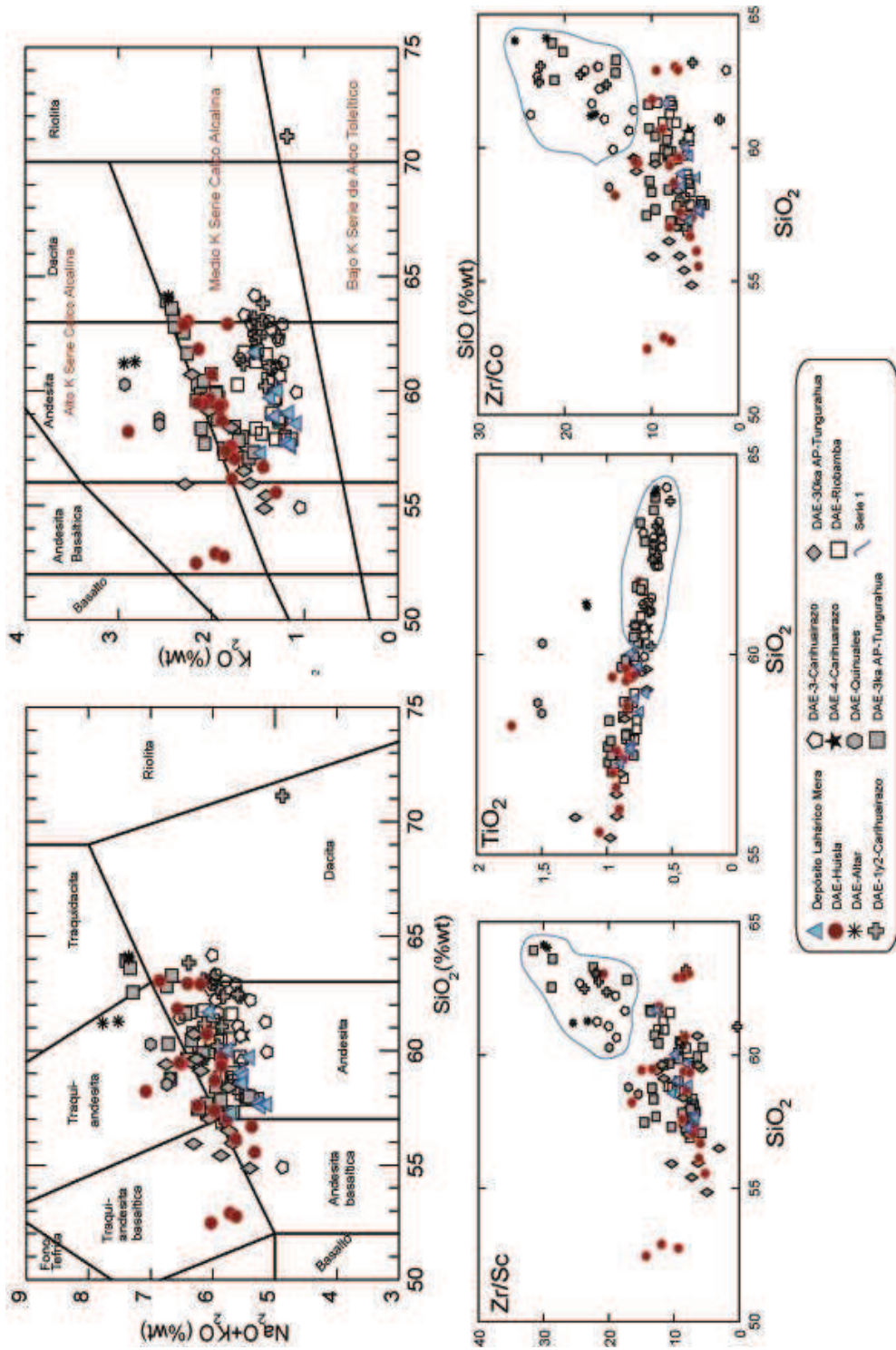
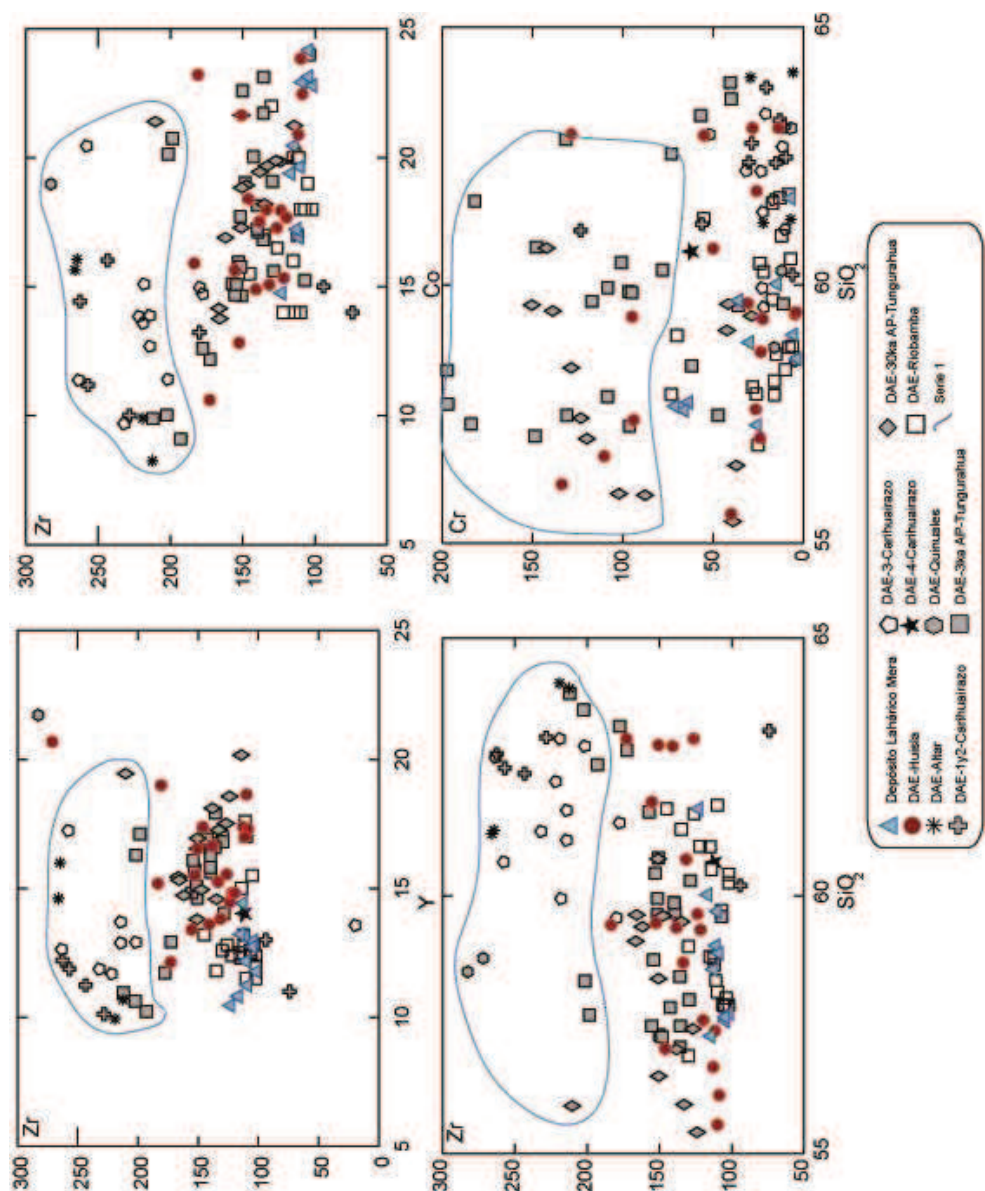


Figura 4.30. Diagramas de variación de elementos en traza, elementos mayores, razón  $Ci/Cc$  vs.  $SiO_2$  wt%.  $Ci$ =concentración del elemento incompatible,  $Cc$ =concentración del elemento compatible. Los incompatibles son Zr y Y, y los compatibles son Sc y Co. Comparación entre los depósitos de avalanchas de la zona del estudio y posibles fuentes del depósito lahárico Mera. La serie 1 está compuesta de las fuentes descartadas y las demás muestras podrían ser consideradas como posibles fuentes de generación del depósito lahárico Mera.



**Figura 4.30 (Continuación).** Diagramas de variación de elementos en traza, elementos mayores, razón Ci/Cc vs. SiO<sub>2</sub> wt%. Ci=concentración del elemento incompatible, Cc=concentración del elemento compatible. Los incompatibles son Zr y Y, y los compatibles son Sc y Co. Comparación entre los depósitos de avalanchas de la zona del estudio y posibles fuentes del depósito lahárico Mera. La serie 1 está compuesta de las fuentes descartadas y las demás muestras podrían ser consideradas como posibles fuentes de generación del depósito lahárico Mera.

Según Bustillos (2006) en el DAE-30ka AP del Tungurahua se encuentran andesitas básicas a dacitas ( $\text{SiO}_2=57.07\text{--}63.9$  wt%) tipo calco-alcalino de medio K ( $\text{K}_2\text{O}=1.5\text{--}2.4$  wt%). Para el DAE-3ka AP del Tungurahua se varia su composición de andesitas básicas hasta andesitas ( $\text{SiO}_2=54.8\text{--}60.7$  wt%) y algunas dacitas y es calco-alcalina de medio K ( $\text{K}_2\text{O}=1.4\text{--}2.2$  wt%). Y el DAE-Altar presenta una composición de andesita a dacita ( $\text{SiO}_2=58.3\text{--}64.1$  wt%), calco-alcalina de medio y con alto K ( $\text{K}_2\text{O}=1.7\text{--}2.9$  wt%)

El DAE-Huisla (Bustillos, 2006; Ordoñez, 2012) presenta una composición de andesitas con algunas andesitas básicas ( $\text{SiO}_2=55.5\text{--}63.04$  wt%) y son calco-alcalina de medio y alto K ( $\text{K}_2\text{O}=1.3\text{--}2.89$  wt%).

Los DAE's del Carihuairazo (Ordoñez, 2012) varían de andesitas basálticas a dacitas ( $\text{SiO}_2=59.5\text{--}64.1$ wt%). La variación de potasio para estas rocas las definen dentro de una serie calco-alcalina de medio K, con valores entre 0.64–2.28% wt. de  $\text{K}_2\text{O}$ .

El DAE del Quinuales (Herrera, 2013) son andesitas ( $\text{SiO}_2=58.2\text{--}60.2$  wt%), y caen en el campo calco-alcalino de alto K ( $\text{K}_2\text{O}\approx 2.5$  wt%).

EL DAE de Riobamba (Barba, 2006) son andesitas a andesitas basálticas ( $\text{SiO}_2=58.2\text{--}60.2$  wt%) y caen en el campo calco-alcalino de medio K y en el campo de bajo a medio K ( $\text{K}_2\text{O}=1\text{--}1.6$  wt%).

#### **4.3 DISCUSIÓN DE RESULTADOS.**

Durante el desarrollo de esta investigación, dentro de los objetivos planteados, se buscaba la posible fuente del depósito lahárico Mera. Con la ayuda de los estudios de campo, petrografía, microscopia, granulometría y geoquímica, se pudo descartar candidatos de la posible fuente y encontrar el principal candidato que generó este gran depósito.

Macroscópicamente se determinó que las rocas del depósito andesitas de color gris claro a oscuro porfiríticas a mediamente afaníticas. La composición general de las rocas incluye plagioclasas, piroxenos (clinopiroxeno como predominante y ortopiroxeno) y escasos anfíboles (hornblendas), distribuidas en una matriz microcristalina de color gris algo rosada.

Microscópicamente las rocas de Mera presentan una asociación mineral de plagioclasas>clinopiroxenos>>ortopiroxenos>>opacos ± hornblenda, y su matriz está formada por microlitos de esta asociación con texturas: porfirítica seriada, vitrofídica, semitraquítica y glomeroporfídica.

Los análisis geoquímicos de las rocas caen en el campo de las andesitas, 57.3–61.2 SiO<sub>2</sub> wt% como se observa en el gráfico de Peccerillo y Taylor (1976). Se forman una serie calco-alcalina con valores medios de K<sub>2</sub>O wt% (1-1.52%). Además como es conocido, los volcanes de la cordillera Real poseen más K, mientras que los de la cordillera Occidental poseen menos K. Agrupándolos en un campo sin mucha variación, sugiere como resultado que la fuente se encuentra en la Cordillera Occidental. Los elementos mayores TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO exhiben una tendencia negativa respecto al contenido de sílice (SiO<sub>2</sub>) y el Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O presentan una correlación positiva. Pero los elementos MgO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> muestran distribuciones con dispersión pero con un patrón negativo. Con respecto a los elementos en traza, la distribución presenta una correlación negativa para los elementos no compatibles tales como: Sc, Sr, Ni, Cr, V, Co, Y, Yb, Gd, Dy, Eu, Nb con respecto al SiO<sub>2</sub> como compatibles. Mientras que Ba, Rb, Zr, Th, Nd, La y Ge muestran una correlación positiva respecto al SiO<sub>2</sub>. Forman un campo no muy disperso que indica que se trata de un solo tipo de fuente.

Los estudios granulométricos realizados en la matriz permitieron dividir al lahar dentro de la zona del estudio en tres segmentos: proximal, central y distal. En la parte proximal <40% de partículas se encuentran entre 0.1 y 1 mm, el restante 60% representan los granos mayores a 1 mm y el 50% representa un tamaño promedio de 1.5 mm. En la parte central entre 30-60% son partículas entre 0.1-1 mm, el restante

40-70% son partículas mayores a 1 mm, el promedio representa partículas entre 1-4 mm de diámetro. En la parte distal <45% representan partículas entre 0.1-1 mm, el >55% representan partículas mayores a 1 mm, el promedio es de un tamaño de  $\geq 2$  mm.

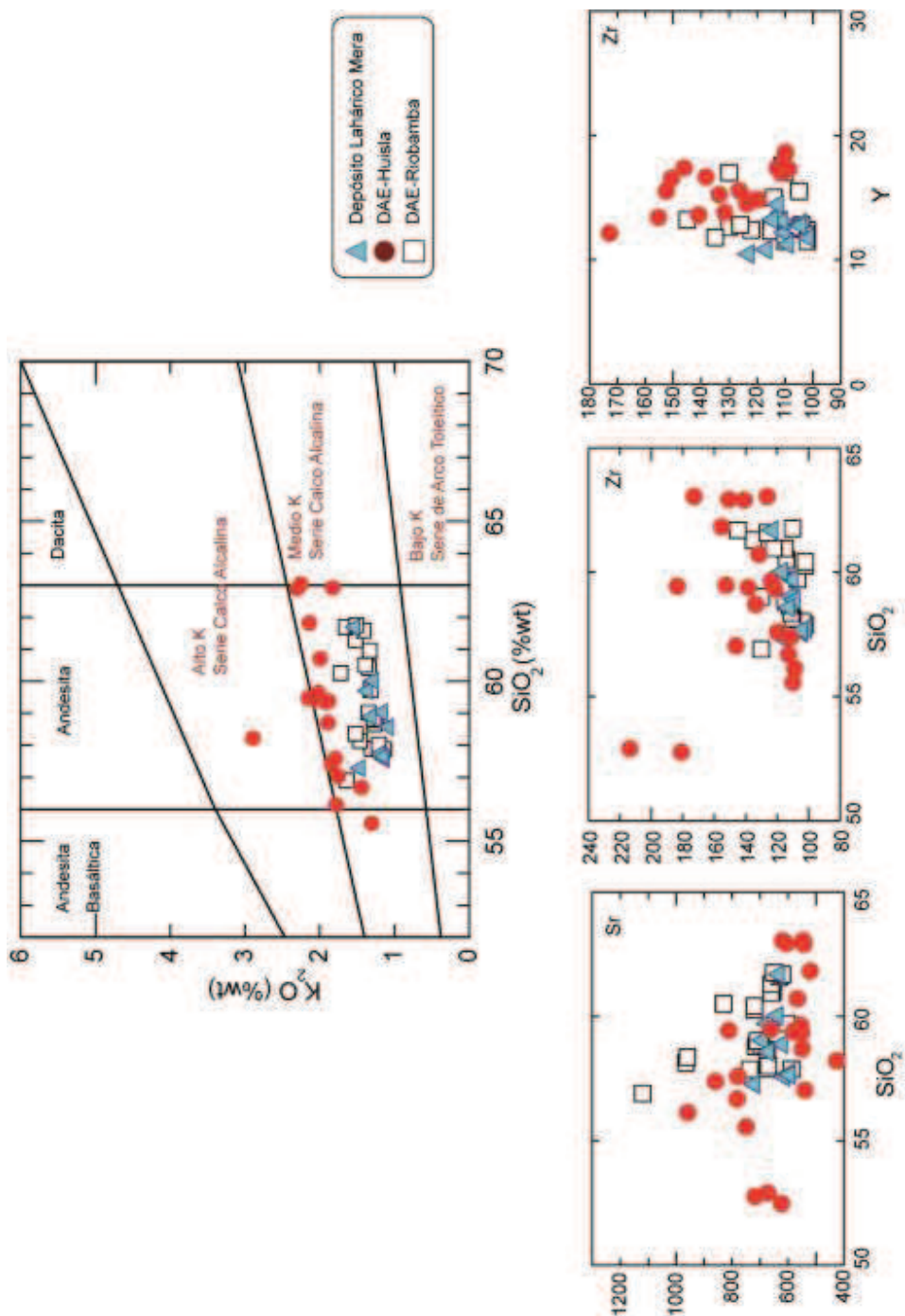
La parte proximal está caracterizada por (60%) mayor cantidad de partículas de tamaño  $>1$  mm de diámetro y en menor porcentaje cantidad de finos. En la parte central se encuentra similares porcentajes (40-70%) entre finos como gruesos con un promedio de 1–4mm. Pero en la parte distal las partículas son mayores a 1 mm y el promedio  $\geq 2$  mm. Este patrón posiblemente se debe a que en esta zona más alejada de la fuente se produjo una removilización del depósito debido al cambio de curso del río Pastaza por efecto del tectonismo en la zona, sugerido por Burgos (2006) y Bernal et al. (2012). Además en la zona los mismos autores, Hoffer et al. (2008) y Rodazz et al. (2012) mencionan otros depósitos volcánicos que podrían haber cubierto el lahar Mera y por lo cual no afloraría el depósito lahárico Mera entre la zona Madre Tierra a Santa Ana.

La distribución del depósito lahárico Mera sugiere que la fuente está ubicada al Occidente de la zona. Como fue explicado en el Capítulo III, en esta dirección se encuentran los candidatos principales que son las avalanchas de: Huisla, Carihuirazo, Chimborazo, Tungurahua (3 y 30Ka AP), Altar y Quinuales.

Las comparaciones petrográficas en muestra de mano como en láminas delgadas de las rocas de depósito lahárico Mera con las rocas de las avalanchas de escombros del sector de manera general dan como resultado que las rocas del depósito lahárico Mera y las rocas de la avalancha de Huisla comparten una paragénesis mineral similar entre sí.

Por otro lado, el estudio geoquímico de estas rocas expuso una correlación entre las muestras del depósito lahárico Mera y el DAE de Riobamba. Esta relación está bien representada en casi todos los diagramas de Harker presentados. Con respecto a elementos mayores no se ha podido diferenciar por lo cual se ha utilizado relaciones entre elementos (Figura 4.31) (Anexo 4.11)





**Figura 4.31.** Diagramas de variación de elementos en traza, elementos mayores vs. SiO<sub>2</sub> wt%. Comparación con las avalanchas de escombros de Riobamba y Huisla como posibles fuentes del depósito lahárico Mera.

Los análisis geoquímicos muestran una relación con el DAE-Riobamba (Figura 4.31) (Anexo 4.10 y 4.11), pero con estudios petrográficos y de láminas delgadas, las rocas del depósito Mera no corresponderían con la descripción de las rocas del DAE de Riobamba.

Con los análisis de petrografía, laminas delgadas, granulometría y geoquímica de las rocas los depósitos de avalancha con rocas del depósito lahárico Mera se puede correlacionar que la fuente más posible sería los depósitos del DAE-Huisla.

Comparando la posible fuente con el depósito de estudio se evidencia una disminución en el contenido de potasio en las rocas del depósito lahárico Mera, posiblemente debido a la alteración de la matriz y las plagioclasas, lo que es contradictorio con los valores de LOI, que muestran valores menores ( $<1.64$ ). Una posible explicación para que haya pérdida en K es que esta alteración fue lixiviada y no se observaría. Sin embargo aparezca como una roca fresca en los afloramientos (COMM. PERS. S. Hidalgo, 2014). Por otro lado como se observa en la Figura 4.31 (Anexo 4.11) hay variaciones importantes en el rango del wt% de los elementos mayores y en los de traza vs.  $\text{SiO}_2$  en las muestras del DAE-Huisla. Esto se debe que la misma avalancha está exponiendo rocas de diferentes épocas en la historia eruptiva de este volcán. En contraste las muestras del DAE de Riobamba y del lahar Mera tienen agrupaciones más definidas.

#### **4.4 SÍNTESIS DE EVENTOS**

Bustillos (2008) y Ordoñez (2012) indican que el depósito de la avalancha del volcán Huisla aflora en la zona de Pelileo, Patate y Pingüe (Figura 4.32). En campañas de campo se ha podido constatar que en las localidades al lado oriental de Patate, Tahuicha, la Libertad como al lado occidental en la zona de Pelileo y hacia el sur hasta el sector de las Juntas en la unión del río Chambo y río Patate se encuentra el depósito de esta avalancha (Anexo 4.16). Bustillos (2008) mencionó que el DAE-Huisla ocupa una área de  $65 \text{ km}^2$  aproximadamente y tiene un espesor de 50 metros de potencia, estimando un volumen de  $3.3 \text{ km}^3$  aproximadamente y formando

terrazas a 200 m sobre el nivel del río actual. El mismo autor manifiesta que la edad es mayor a los 40,000 a AP. Es decir es un depósito bastante viejo y lo que se observa actualmente en campo es un remanente de la inicial avalancha que posteriormente ha sido afectada por muchos fenómenos como la erosión y deslizamientos provocados por terremotos. Con los trabajos en el campo se ha podido mapear en más detalle la extensión del DAE-Huisla, así estimando que su volumen inicial fue de aproximadamente 4 Km<sup>3</sup> y cubrió una área de 80 km<sup>2</sup> para el depósito de avalancha de Huisla (Figura 4.32) (Anexo 4.17).

Estudios en la zona del lahar Mera a cerca de edades se tienen por Lui y Collinvaux (1985) en dos capas vegetales de 26,500 años AP y 33,500 años AP (contaminados). Heine (1994, 2000) quien obtuvo edades de 33,700 y 40,550 años AP una capa de turba. Bès de Berc (2003) presento una edad de 40,580±1030a AP y otra de 17,920 ±70a AP. Como aporte al estudio actual se realizó una datación de pedazo de tronco de árbol dentro del depósito lahárico de Mera dando una edad > 43.500a. AP (Anexo 4.13).

Se cree que inicialmente la avalancha de Huisla descendió por el cauce del río Patate hasta la unión con el río Chambo donde nace el río Pastaza, formando un represamiento con una altura de 250 m aproximadamente, constatado en el sector de Pingue Alto donde se mapeó el límite superior del DAE-Huisla. Después de cierto tiempo el agua de los ríos principales en la zona de represamiento se acumuló aguas arriba en el río Patate hasta su unión con el río Ambato, donde actualmente se encuentra varios niveles de secuencias lacustres que puedan ser evidencias de este represamiento de agua (Anexo 4.14). En la figura 4.32 se presenta la trayectoria del flujo y su posible lugar de deposición. Además, probablemente el cauce del río Chambo también fue represado por este dique en el sector de Las Juntas. Sin embargo por toda la actividad eruptiva y las avalanchas producidas posteriores del volcán Tungurahua, los depósitos de posibles secuencias lacustres de esta época han sido borrados.

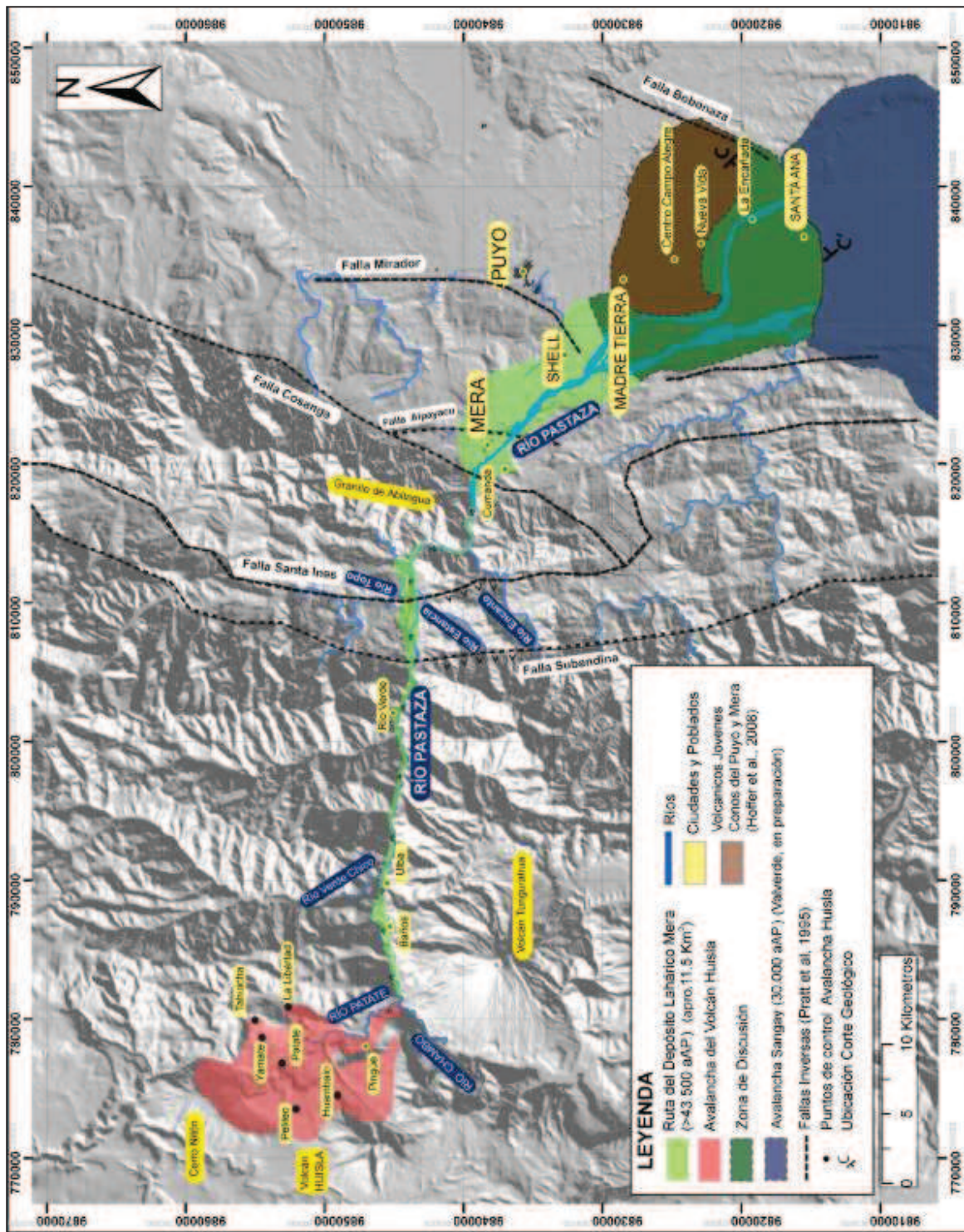


Figura 4.32. Mapa donde se muestra el posible trayecto de la avalancha laharizada (DAE-Huisla) y las posibles zonas de deposición.

Utilizando el área de 191 km<sup>2</sup> con un espesor promedio de 40 m (presentada en la figura 4.32) se calcula un volumen máximo del depósito lahárico Mera de 7.6 km<sup>3</sup> aproximado. Mayormente este volumen fue transportado desde el sector del DAE-Huisla para cubrir toda esta área. Para ser removilizado este volumen de DAE necesitaba aproximadamente la tercera parte de agua, lo cual es equivalente a ~2.5 km<sup>3</sup> de agua (Fairchild, 1987; Pierson and Major, 2014). Como no se considera que el Volcán Huisla tuvo una capa glaciaria para proveer de agua e incorporarse al lahar, el agua pudo venir de dos fuentes principales. Primero del río y segundo, de una posible laguna cratérica (si existía), pero por lo cual no hay información hasta el momento que comprueba tal hipótesis. Considerando datos proporcionados por HidroAgoyán, los caudales promedios del río Pastaza son 110 m<sup>3</sup>/seg. Dando este suministro de agua, se estimó que se requiere al menos 300 días fueron necesarios para formar una represa o una laguna represada (Anexo 4.18) con la cantidad suficiente de agua para removilizar el material rocoso represado para generar el lahar Mera. Tal laguna pudo haber tenido una configuración de dimensiones aproximadas de <250 m de profundidad, 1 km de ancho y 10 km de largo, por ejemplo, en el cauce del río Patate. Sin embargo debido a muchas más contribuciones del río Chambo, es imposible ser más preciso.

Por las presiones internas del agua acumulada atrás del dique, filtraciones u otras causas provocantes, como movimientos por terremotos locales, el supuesto dique no soportó, así generando una ruptura y dando lugar a una avalancha que se transformó a un lahar y que se transportó por el cañón del río Pastaza aguas abajo hacia la zona del Topo, Mera, Shell, Madre Tierra, Santa Ana y seguramente aguas más abajo.

Dado las pendientes fuertes en el cañón del río Pastaza entre Baños y El Topo se estima que en este trayecto no se depositó mayor volumen del lahar. También hay que destacar los deslizamientos continuos de material metamórfico y la presencia de una lava joven (<3000 años) de gran espesor del volcán Tungurahua que podría estar cubriendo el lahar Mera en algunos sitios a lo largo del cañón del Pastaza (Anexo 4.15) (Hall et al, 1999).

Adicionalmente, en esta zona se desarrollan sistemas de fallas inversas (Bes de Berc, 2003; Pratt et al., 2005; Bernal et al., 2012; Alvarado, 2014), generando terrazas estructurales amplias y de poca pendiente como en la zona del Topo, donde se encuentran los primeros depósitos del lahar Mera.

Sin embargo en los sectores que comprende Mera hasta Santa Ana donde se depositó el lahar Mera se puede apreciar que el nivel del río Pastaza aparentemente no fue tan diferente del de hoy en día. Esto se afirma porque el depósito lahárico sobreyace los fluviales del río Pastaza acumulados antes de ~43.500 AP, particularmente vistos en los afloramientos de Moravia, Alpayacu, Motolo y Madre Tierra.

En la mayoría de zonas donde se ha conservado el depósito lahárico se ha formado una morfología importante de grandes terrazas altas y aisladas, transformándose en un marcador importante para diferentes estudios paleonológicos en las localidades como Mera, Shell, Pindo y El Topo. Se nota que los ríos locales secundarios que transitan sobre la planicie del lahar como el río Alpayacu o el Pindo han tenido mucha dificultad para erosionar el lahar Mera cuya matriz es muy endurecida, lo cual ha formado cauces sesgados y bifurcados. Debido a las bajas pendientes encima del lahar y los drenajes mal formados hacia el Río Pastaza, las ciénagas resultantes contiene una gran cantidad de paleo-vegetación preservada y estas siendo objetos de investigación por paleonólogos para entender cambios climáticos basados en las secuencias vegetacionales antiguas (Collinvaux, 1985).

Con la excepción de aluviones que han descendido desde el Cerro Abitagua, llevando consigo cantos graníticos, no hay otras capas laháricas que sobreyacen al lahar Mera. Es decir, después que el lahar fue depositado y el río Pastaza cortó su cauce de nuevo, aislando las terrazas ya mencionadas, desde entonces ningún otro flujo lahárico ha tenido el volumen, ni el alcance para cubrir las superficies de Mera o Shell con excepción del sector de Santa Ana.

En la parte Sur Oriental de la zona de estudio entre Madre Tierra y Santa Ana (Figura 4.32) no se ha podido observar el depósito posiblemente por estas razones:

1) Cambio del cauce del río Pastaza (Burgos, 2006; Bernal et al., 2012), 2) Efecto de volcanismo supuestamente más joven de los conos Puyo y Mera (Hoffer et al., 2008) y por la acción de sistemas de fallas inversas (Mirador, Bobonaza) que pudieron haber cubierto o removilizado el depósito entre Madre Tierra y Santa Ana. Pasando aguas debajo de Santa Ana los escombros del DEA-Sangay (COMM. PERS. S. Valverde, 2014) cubren el depósito lahárico Mera al suroriente y no es posible de observar el depósito debido a la gruesa cobertura de los escombros de la avalancha grande más reciente del volcán Sangay, que según Valverde ocurrió aproximadamente 29,000 años antes del presente.

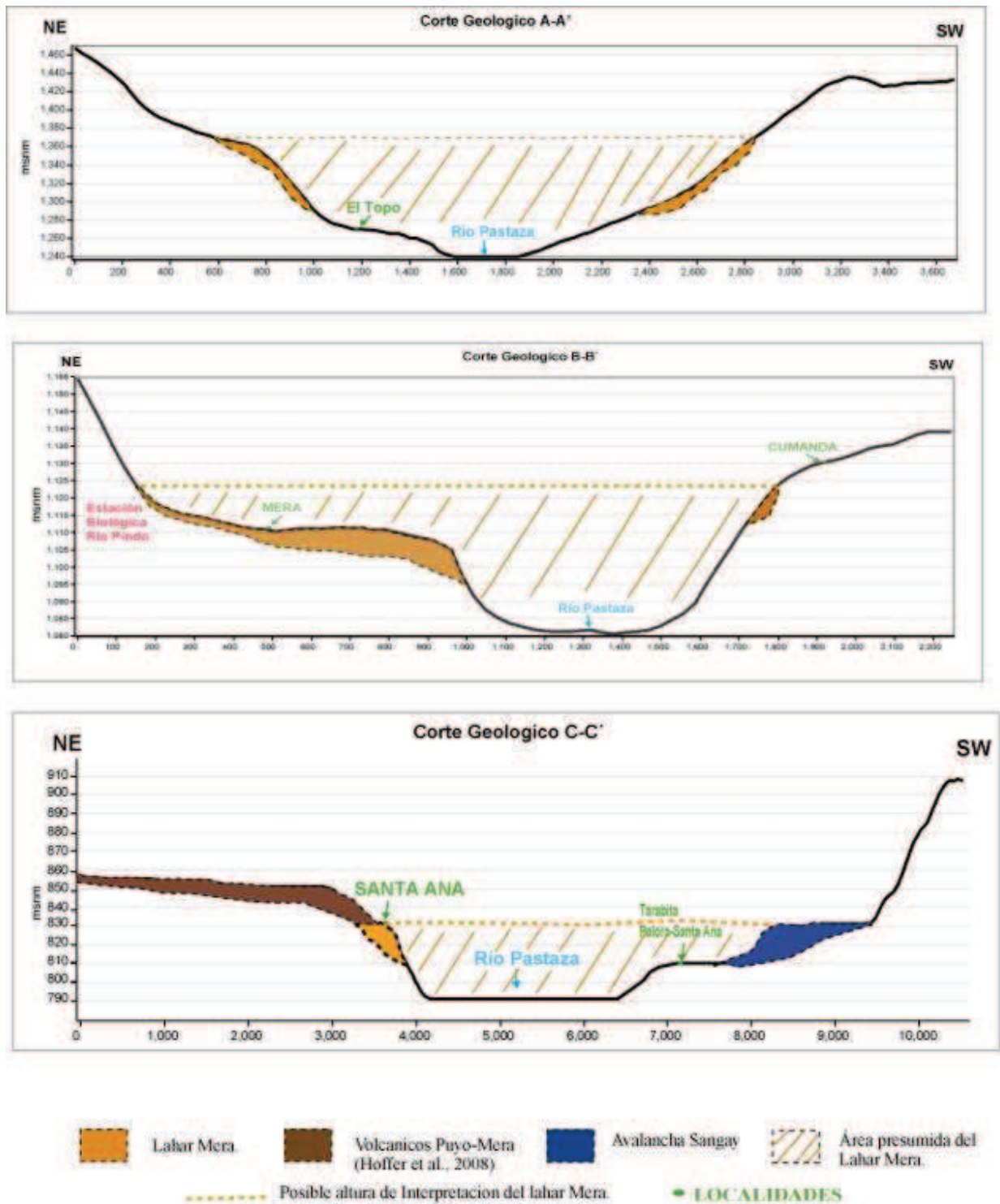
En la actualidad el depósito lahárico Mera (Figura 4.33) es un remanente del depósito inicial y con datos obtenidos en las campañas de campo y aplicando un espesor promedio aproximado de 40m, se estimó un volumen remanente en toda la zona de solo  $1.20 \text{ km}^3$ , comparado con el volumen inicial de  $7.6 \text{ km}^3$  estimados para el inicio del evento antes de experimentar erosión u otros cambios. Por su contenido bajo de rocas exógenas metamórficas, graníticas o aluviales redondeadas se evidencia la poca incorporación de estos componentes a lo largo de su trayectoria. Es común en lahares gigantes con alta concentración de matriz tengan poca incorporación de rocas exógenas (COMM. PERS. Dr. James Vallance, 2014).

Los cortes geológicos A-A' y B-B' (Figura 4.34), empezando desde el Río Topo muestran un ancho de 2.2 Km, mientras más abajo en el sector de Mera el lahar cubrió un gran sector entre Cumanda hasta la estación biológica del Río Pindo al occidente de Mera de solo ~1.5 km.

Finalmente, en Santa Ana, el sitio más lejano de observación, el lahar tuvo un ancho de ~4.5 km. El corte C-C' posiblemente muestra que mientras fluye el lahar tuvo una altura mucho mayor, comparando el nivel del depósito actual en el margen izquierdo. Sin embargo en el margen derecho en Cumanda hay una buena preservación del punto alto del lahar, donde se podría confirmar una altura mínima de 70 metros sobre el nivel de los fluviales.







**Figura 4.34.** Cortes esquemáticos donde se ilustra la interpretación del área actual del depósito lahárico Mera (Ver ubicación Figura 4.32 y 4.33)

## CAPITULO V

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### 5.1 CONCLUSIONES

Este proyecto comprobó que el gran depósito lahárico Mera geográficamente se encuentra en las zonas donde se asientan las parroquias de El Topo, Río Negro, Madre Tierra, Cumanda, Moravia, Santa Ana y los municipios de los cantones Mera, Shell. (Figura 4.33). Así se indicaría que las terrazas formadas por el depósito lahárico Mera crearon una morfología muy notable y escasamente incisada debido a la dureza del depósito lahárico, lo cual se observa en los ríos del sector debido a sus rutas sesgadas.

Las características litológicas y granulométricas de los afloramientos estudiados (Anexo 4.3, 4.4, 4.5 y 4.6), así como las descripciones petrográficas y los análisis geoquímicos (Capítulo IV, Anexos 4.8) permitieron definir la ruta del lahar Mera desde su posible sitio de origen hasta su lugar de a lo largo del cauce del río Pastaza. Un nivel orgánico datado en  $40,580 \pm 1030a.$  AP reportado por Bès de Berc (2004), posiblemente es el tope del depósito lahárico Mera. En el interior del Lahar Mera fue fechada con el método  $^{14}C$  un tronco de árbol sacado en la cantera de Moravia, el mismo que provee una edad de  $> 43.500a.$  AP.

El emplazamiento del depósito lahárico Mera cuyo espesor varía entre 40 a 70 metros, fue inmediatamente sobre los fluviales pre-existentes a lo largo del río Pastaza. Así fue formando la superficie de Mera, Shell, Madre Tierra, entre otros. En ninguna de estas terrazas se encontró evidencias de otros lahares posteriores que sobreyacen el nivel del lahar Mera. Más aun, las capas que sobreyace la superficie

de Mera son la proyección aérea de caída de ceniza riolítica, suelos semi-tropicales con escasa acumulación orgánica o fluviales/conglomerados locales provenientes de Abitagua. Evidentemente luego al corte del lahar Mera por el río Pastaza, los lahares o avalanchas de escombros posteriores no han salido del cauce de este gran río.

Macroscópicamente las rocas que componen el depósito lahárico Mera, se caracterizan como andesitas de color gris claro a oscuro porfiríticas a mediamente afaníticas. La composición general de las rocas incluye plagioclasas, piroxenos (clinopiroxeno como predominante y ortopiroxeno) y escasos anfíboles (hornblendas), distribuidas en una matriz microcristalina de color gris algo rosada (Capítulo IV).

Microscópicamente se determinó que dichas rocas están formadas por una asociación mineral de plagioclasas> clinopiroxenos>> ortopiroxenos>> opacos ± anfíbol, y su matriz se compone por microlitos de plagioclasas, piroxenos, opacos, hornblenda y material amorfo (vidrio) con texturas porfiríticas seriadas, vitrofídica, semi-traquílica, glomero-porfídica (Capítulo IV, Anexo 4.4)

Los estudios granulométricos realizados en la matriz del depósito lahárico Mera permitieron dividir al lahar, dentro de la zona de estudio en tres segmentos con respecto a la ubicación de la posible fuente: proximal, central y distal. En la parte proximal partículas más gruesas de tamaño (diámetro >1 mm) en un porcentaje de 60 % y el material fino (diámetro 0.1-1 mm) en un porcentaje menor (40%). En la parte central se encuentra presentes porcentajes similares en la concentración de partículas finas y partículas gruesas. En este segmento, la mayor cantidad de partículas están en promedio de 1 – 4 mm. En la parte distal el depósito presentan clastos mayores a 1 mm en un porcentaje 50%. En general los clastos en este segmento tuvieron un diámetro promedio de 2 mm. Se propone una explicación para el diámetro más grande de las partículas encontradas en la matriz en esta zona podría ser una removilización del depósito debido al cambio de curso del río Pastaza por efecto del tectonismo de la zona (Burgos, 2006; Bernal et al., 2012), actividad

eruptiva de los conos de Puyo (Hoffer et al., 2008) y actividad cuaternaria de aporte volcánico en la sedimentación oriental (Rodazz et al., 2012).

Tomando en cuenta estudios como los de Pierson and Scott (1998); Vallance et al., (2004); Capra et al. (2004) y Detienne et al. (2013) sobre los depósitos de avalanchas de escombros, los resultados de la granulometría indica que el depósito lahárico Mera tiene una matriz de arena fina a limo que está entre el 40-60% de su volumen total, la distribución granulométrica en el área proximal es polimodal y tiene presencia de burbujas milimétricas de aire, todo esto sugiere que el depósito lahárico Mera se transformó en un flujo de escombros cohesivo debido a la gran concentración de las partículas mayormente finas.

Los análisis geoquímicos de las rocas del depósito (Anexo 4.7) demostraron que las muestras obtenidas del lahar Mera agrupan los resultados dando como conclusión que fueron originados de una misma fuente. En su mayoría las muestras tomadas del depósito lahárico Mera caen en el campo de las andesitas 57.3– 61.2 SiO<sub>2</sub> wt%. En el gráfico de Peccerillo y Taylor (1976) forman parte de una serie calco-alcalina con valores medios de K<sub>2</sub>O wt% entre 1% (en la muestra desde el Acuario) y 1.52% (en la muestra desde Ivía) (Capítulo IV).

El depósito lahárico Mera es un depósito secundario como resultado de la transformación de una avalancha de escombros en lahar a medida que se mezcló con agua y los escombros ya incorporados con el agua transitaron valle abajo. Se reconoce que el volumen de agua para removilizar los escombros debería ser alrededor de 2.5 km<sup>3</sup>, lo mismo que es aproximadamente la tercera parte del volumen total (7.6 km<sup>3</sup>) del depósito lahárico Mera antes de ser erosionado.

Geoquímicamente entre el depósito lahárico Mera, DAE-Huisla (Bustillos, 2008) y DAE-Riobamba (Barba, 2006; Samaniego et al., 2012) las rocas presentaron correlaciones. Estas relaciones están bien representadas en casi todos los diagramas de Harker presentados. Con respecto a elementos mayores no se ha podido diferenciar por lo cual se ha utilizado relaciones entre los demás elementos (Capítulo IV; Anexo 4.9). Además con ayuda de comparaciones petrográficas en

muestra de mano como en láminas delgadas de las rocas del depósito lahárico Mera con las rocas de las avalanchas de escombros del sector (Anexo 4.7, 4.9 y 4.12) de manera general, dan que las rocas del depósito lahárico Mera y las rocas de la avalancha de Huisla comparten paragénesis de minerales similares entre sí.

En la actualidad el depósito lahárico Mera es un remanente del depósito inicial y con datos obtenidos en las campañas de campo y aplicando un espesor promedio aproximado de 40m, se puede estimar un volumen aproximadamente en toda la zona del estudio de solo  $1.20 \text{ km}^3$  (Figura 4.33), que es restante del volumen original de  $7.6 \text{ km}^3$ , antes que el mismo fue erosionado. El caudal pico estimado por el tránsito del lahar Mera tuvo valores gigantescos y raramente reportados en la literatura, con la excepción del lahar Osceola (Vallance and Scott, 1997) y lo del Valle de los Chillos (Mothes et al., 1998). Usando los valores estimados de velocidad de  $\sim 19 \text{ m/seg}$  reportados por los mencionados autores para el tránsito del flujo de lodo Osceola, se obtiene un caudal pico para el lahar Mera en  $2'052.000 \text{ m}^3/\text{s}$  en la sección entre Cumanda y Pindo cuya área es  $0.18 \text{ km}^2$ . De todos modos, aplicando solo una velocidad de  $10 \text{ m/seg}$  genera un caudal pico todavía enorme.

Los resultados de este proyecto ponen en evidencia que los depósitos laháricos pueden llegar a ser gigantesco (Mothes et al., 1998), de diferentes orígenes (Vallance, 2000; Mothes and Vallance, 2014) y que pueden potencialmente ocasionar graves daños de infraestructura. Además, evidencian que en el país, en especial en la zona donde se desarrolló este proyecto, hay una deficiencia de estudios geológicos como por ejemplo, la poca información disponible sobre el volcán Huisla y de su historia evolutiva. Los datos obtenidos en el presente trabajo de investigación proporcionan una descripción de las características de los depósitos más predominante del cañón del río Pastaza, aportando a los estudios geológicos en la zona y en la comprensión de los fenómenos laháricos.

## 5.2 RECOMENDACIONES

Son necesarios estudios geológicos detallados en el volcán Huisla, acompañados de dataciones y análisis geoquímicos. Esta información sería de utilidad para poder establecer o descartar correlaciones de eventos de este volcán con los depósitos estudiados en este trabajo y mejoraría las correlaciones con el depósito lahárico Mera.

La base geoquímica de las posibles fuentes volcánicas de este depósito es incompleta en su mayoría, por lo que se recomienda realizar un nuevo muestreo y análisis geoquímicos para rocas seleccionadas de estas posibles fuentes.

Debido a las condiciones de acceso en este estudio no se pudo describir ni muestrear los detalles de los depósitos del margen derecho del Río Pastaza lo que se recomienda en el futuro realizar trabajos a detalle en el sector aprovechando la apertura de nuevos caminos de acceso que el Consejo Provincial de Morona Santiago está empujando.

Es importante realizar una datación del depósito lahárico Mera con el método  $Ar^{39}/Ar^{40}$ , ya que esto permitirá obtener otra edad de dicho depósito, facilitando su correlación con eventos contemporáneos y comprobando la veracidad de la datación obtenida con el método  $^{14}C$ .

Los volúmenes calculados son estimaciones debido a que en el sector son solo remanentes actuales de los depósitos iniciales.

En el futuro con un DEM de alta resolución sería interesante realizar perfiles de las terrazas compuestas del depósito lahárico Mera y conocer las posibles deformaciones por fallamiento.

Se recomienda estudiar en más detalle los Conos Volcánicos de Puyo para establecer si estos han tenido actividad eruptiva posterior a la deposición del lahar Mera o que la deformación interna debido al ascenso de magma nuevo, tuvieron un

rol en el cambio de curso del río Pastaza y así alterando el aspecto del depósito lahárico Mera.

## CAPITULO VI

### BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L., & Atherton, M. (1987). Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, western cordillera of Ecuador. *Journal of Metamorphic Geology*, 5, 473-499.
- Alvarado, A., Audin, L. N., Lagreulet, S., Segovia, M., Font, Y., Lamarque, G., . . . Quidelleur, X. (2014). Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity. *Tectonics*, 33, doi:10.1002/2012TC003224, 17.
- Andrade, D. (2009). The influence of active tectonics on the structural development and flank collapse of Ecuadorian arc volcanoes. *Tesis de Doctorado - UBP (Francia)*, 251.
- Aspden, J., & Litherland, M. (1992). The geology and the Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*(205), 187-204.
- Baby, P., Bernal, C., Christophoul, F., & Valdez, A. (1998). Modelo Estructural y Ciclos Tectono Sedimentarios de la Cuenca Oriente. *Petroproducción ORSTOM*, 121.
- Barba, D. (2006). Estudio Volcanológico del Complejo Volcánico Chimborazo - Ecuador. *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo - EPN*, 224.
- Barberi, M., Bravo, M., Farías, M., González, A., Pizarro, O., & Yáñez, E. (1995). Fenómenos asociados a la estructura térmica superficial del mar observados a través de imágenes satelitales en la zona norte de Chile. *Valparaíso*, 23, 99-122.
- Barragan, R., & Baby, P. (2002). Volcanogenic evidences of the north Andean tectonic segmentation: volcanoes sumaco and el reventador, Ecuadorian sub-



- Andean zone. *5th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstract, Toulouse, France*, pp. 73–76.
- Barragan, R., Baby, P., & Duncan, R. (2005). Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence. *ELSEVIER*, 670- 690.
- Beate, B., Hammersley, L., DePaolo, D., & Deino, A. (2006). La edad de la ignimbrita de Chalupas, Prov. de Cotopaxi, Ecuador, y su importancia como marcador estratigráfico. *Resúmenes de las Sextas Jornadas en Ciencias de la Tierra*, 68-71.
- Bernal, C., Christophoul, F., & Soula, J. (2012). Gradual diversions of the Rio Pastaza in the Ecuadorian piedmont of the Andes from 1906 to 2008: role of tectonics, alluvial fan aggradation, and ENSO events. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, Springer, 16.
- Bernard, B., & Andrade, D. (2009). Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental. *Modelo Numérico de Terreno, Cortesía de Marc Suris (IRD)*.
- Bernard, B., van Wyk de Vries, B., Barba, D., Leyrit, H., Robin, C., Alcaraz, S., & Samaniego, P. (2008). The Chimborazo sector collapse and debris avalanche: Deposit characteristics as evidence of emplacement mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 36–43.
- Bès de Berc, S. (2003). Tectonique de Chevauchement, Surrection et incisión fluviale (Exemple de la Zone Subandine Equatorienne, Haut Bassin Amazonien). *Tesis de Doctorado*, 224.
- 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 fluvial y del levantamiento tectónico de la Zona Subandina Ecuatoriana. *La Cuenca Oriente: Geología y Petroleo*, 153-167.

- BGS, B. G. (2000). Evaluación de distritos mineros del Ecuador – Potencial minero metálico y Guías de Exploración. *Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental PRODEMINCA (Ed.), Vol. I, II, III.*
- Boland, M., Pilatasig, L., Ibadango, K., Mcourt, W., Aspen, J., Hughes, R., & Beate, B. (2000). Proyecto de desarrollo minero y control ambiental. Programa de Información Cartográfica y Geológica. Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 0°00' and 1°00'N. *Reporte N° 10 CODIGEMBRITISH GEOLOGICAL SURVEY*, 64.
- Burgos, J. (2006). Genese et progradation d'un cone alluvial au front d'une chaine active : exemple des Andes Equatoriennes au Neogene. *These de Doctorat, Docteur de l'Université Paul Sabatier Toulouse III Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement*, 382.
- Bustillos, J. (2008). Las avalanchas de escombros en el sector del volcán Tungurahua. *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo - EPN*, 151.
- Bustillos, J. (2010). Transición del estilo eruptivo durante las erupciones andesíticas en sistema abierto: Contribución al estudio de los depósitos de ceniza del volcán Tungurahua. *Tesis de Master2 SGT PREFALC - UN (Francia)*, 111.
- Campbell, C. J. (1970). Guide to the Puerto Napo area, Eastern Ecuador with notes on the regional Geology of the Oriente Basin. *Ecuadorian Geological and Geophysical Society, Quito*, 40.
- Capra, L., Macías, J., Scott, K., Abrams, M., & Garduño, V. (2002). Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico - Behavior and implications for hazzard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(113), 81-110.
- Capra, L., Poblete, M., & Alvarado, R. (2004). The 1997 and 2001 lahars of Popocatépetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological

- constraints on their origin and hazards. *Journal of volcanology and geothermal research* 131, 351-369.
- Cheel, R. (2005). Introduction to clastic sedimentology, Departamento de Ciencias de la Tierra, Brock University, Ontario – Canadá. 139.
- Chiaradia, M. (2009). Adakite-like magmas from fractional crystallization and melting-assimilation of mafic lower crust (Eocene Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador). *Chemical Geology*, 265, 468-487.
- Christophoul, F., Baby, P., & Da´vila, C. (2002b). Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, 345, 281– 298.
- Christophoula, F., Baby, P., Soulac, J., Rosero, M., & Burgos, J. (2002a). Les ensembles fluviatiles néogènes du bassin subandin d'Équateur et implications dynamiques. *C. R. Geoscience*, 334, 1029–1037.
- Clapperton, M. (1990). Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo–Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 81, 91-116.
- 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. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador*(PSE-001), 29-56.
- Darnell, A., Phillips, J., Barclay, J., Herd, R., & Lovett, A. (2013). Developing a simplified geographical information system approach to dilute lahar modelling for rapid hazard assessment. *Bulletin of Volcanology*, 4(713), 75.
- Deniaud, Y. (2000). Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Neogène: Etude des bassins d'avant arc et bilan de masse. *Geologie Alpine, Mémoire HS(32)*, 159.

- Detienne, M., Delmelle, P., Guevara, A., Samaniego, P., Bustillos, J., Sonnet, P., & Opfergelt, S. (Fall Meeting 2013). A mineralogical and granulometric study of Cayambe volcano debris avalanche deposit. *American Geophysical Union*.
- Diaz, M., Baby, P., Rivadeneira, M., & Christophoul, F. (2004). EL Prea-Aptense en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo*, 23-44.
- Dumont, J. F., Santana, E., & Vilema, W. (2005). Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault evidence of active motion of the Zambapala Fault Gulf of Guayaquil (Ecuador). *Elsevier*, 223–239.
- Egbue, O., & Kellogg, J. (2010). Pleistocene to Present North Andean “escape”. *Tectonophysics*, 10.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., & y Egues, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes,. *Tectonophysics* 259(1-3), 101-116.
- Eguez, A. (1986). Evolution Cénozoïque de la Cordillere Occidentale Septentrionale d'Équateur (0°15'S – 1°10'S), les Minéralisations Associeés. *Tesis Doctoral. UPMC- Paris*, 116.
- Egüez, A., & Poma, O. (2001). La cuenca Alamor – Lancones en el contexto geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador. *Resúmenes de las IV Jornadas en Ciencias de la Tierra - EPN*.
- Eissen, J., Beate, B., Hall, M., Laraque, A., Francou, B., Cáreces, B., . . . T., M. (2003). El deslave del 13 Octubre de 2000 del volcán El Alta. *r. Boletín del Instituto Geofísico, Quito, Equateur*.
- Ettinger, S., & J., E. (2003). Retroceso de glaciares, geomorfología glacial y depositos del deslave del 13 de octubre 2000 del volcan El Altar. , *in V Jornadas de Ciencias de la Terra, Escuela Politecnica Nacional, Quito, Equateur - Memorias*, 69-71.

- Fairchild, L. (1987). Quantitative analysis of lahar hazard. *in Keller, S.A.H., ed., Mount St. Helens, five years after: Cheney, eastern Washington University Press (in press).*
- Feiniger, T., & Seguin, M. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, 11, 40-44.
- Folk, R., & Ward, W. (1957). Brazos river bar: a study of the significance oggrainsize parameters. . *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3 – 26.
- Glicken, H. (1991). Sedimentary architecture of large volcanic debris avalanches. En *Sedimentation in Volcanic Settings, Vol. 45* (págs. 99-106). SEPM, Special Publication.
- González, C. (2006). Peligros y Riesgos volcánicos en biogeografía efectos sobre la vegetación. *IV Congreso Español de Biogeografía, Ávila*, 9.
- Goosens, P., & Rose, W. (1973). Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic Igneous Complex, Ecuador. *Bull. Geol. Soco Am*, V. 84, 1043-1052.
- Hall, H., 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., & Beate, B. (1991). El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. En C. d. Ecuador (Ed.), *Estudios de Geografía, Vol. 4* (págs. 5-17). Quito: Corporación Editora Nacional.
- Hall, M., & Mothes, P. (1997). El origen y edad de la Cangahua Superior, Valle de Tumbaco, Ecuador. *In: Zebrowski, C., Quantin, P., Trujillo, G. (Eds.), Memoirs Suelos Volcánicos Endurecidos. III Simp. Intern. ORSTOM, Quito*, 19–28.
- Hall, M., & Mothes, P. (2008). The rhyolitic-andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology* 70, 675-702.

- 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., Samaniego, P., Le Pennec, J., & Johnson, J. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(176), 1-6.
- Heine, K. (1994). The Mera site revisited: Ice-age Amazon in the light of new evidence. *Quatern. Intern*, 21, 113–119.
- 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, L., & Bermudez, R. (1997). Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental. Programa de Información Cartográfica y Geológica. *Report Number 4. Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00' and 1°00S*. .
- Hughes, R., & Pilatasig, L. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*(345), 29-48.
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D., . . . Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*(57), 75-124.
- Jaillard, E., Sempere, T., Soler, P., Carlier, G., & Marocco, R. (1995). The role of Tethys in the evolution of the Northern Andes Late Permian and Late Eocene

- times. En A. Naim (Ed.), *The Ocean Basins and Margins: The Tethys Ocean* (págs. 463-492). New York: Plenum Press.
- Janda, R. J., Scott, K. M., Nolan, K. M., & and Martinson, H. A. (1981). Lahar movement, effects, and deposits. In Lipman, P. W., and Mullineaux, D. R., eds., *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1250*, 461–478.
- John, D., Sisson, T., Breit, G., Rye, R., & Vallance, J. (2008). Characteristics, extent and origin of hydrothermal alteration at Mount Rainier Volcano, Cascade Arc, USA: Implications for debris-flow hazards and mineral deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289-314.
- Kerjan, E. M. (22 de November de 2012). How resilient is your country ? *Macmillan Publishers Limited*, 491, 497.
- Kerr, A., Aspden, J., Tarney, J., & Pilatasig, L. (2002a). The nature and provenance of accreted terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *J. Geol. Soc. London*, 159, 577–594.
- La Femina, P., Dixon, T. H., Govers, R., Norabuena, E., Turner, H., Saballos, A., . . . Strauch, W. (2009). Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 10.
- Lavenu, A., Cembrano, J., Hervé, F., Arancibia, G., G., V., Garrido, I., . . . Monfret, T. (1996). Neogene to Quaternary state of stress in the Centra Depression and along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (Central and Southern Chile). In *Symposium International sur la Géodynamique Andine (ISAG)*, 195-198.
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M., Egüez, A., Dugas, F., & Vivier, G. (1992). New K-Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3/4), 309-320.

- Lavenu, A., Winter, T., & Dávila, F. (1995). A Pliocene-Quaternary compressional basin in the Interandean Depression, Central Ecuador. *Geophys. J. Int.*(121), 279-300.
- Le Pennec, J., Jaya, D., Samaniego, P., Ramón, P., Moreno, S., Egred, J., & van der Plicht, J. (2008). The AD 1300–1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* *ELSIEVER*, 70-81.
- Le Pennec, J., Ruiz, A., Eissen, J., Hall, M., & Fornari, M. (2011). Identifying potentially active volcanoes in the Andes: Radiometric evidence for late Pleistocene-early Holocene eruptions at Volcán Imbabura, Ecuador. *J Volcano Geotherm*, 206, 121-135.
- Lebras, M., Mégard, F., Dupuy, C., & Dostal, J. (1987). Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 99, 569-578.
- Leoni, B., Radford, T., & Schulman, M. (2000). *Los desastres vistos desde una optica diferente. Detrás de cada efecto hay una causa*. ONU/EIRD.
- Leyrit, H. (2000). Flank collapse and debris avalanche deposits. In: *Leyrit, H., Montenat, C. (Eds.), Volcaniclastic Rocks from Gagma to Sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, GB, 111-129.
- Litherland, M., Aspden, J., & Jemielita, R. (1994). *The Metamorphic Belts of Ecuador* (First ed.). Keyworth, Nottingham: Overseas Memoir of the British Geological Survey N° 11.
- Liu, K., & Colinvaux, P. (1985). Forest changes in the Amazon Basin during the last glacial maximum. *Nature*, 318, 556-557.
- Lonsdale, P., & Klitgord, K. (1978). Structure and tectonic history of eastern Panama basin. *Geological Society of America Bulletin*, 89(80703), 981-999.



- Major, J., Schilling, S., Pullinger, C., Escobar, C., Chesner, C., & Howell, M. (2001). Lahar-Hazard Zonation for San Miguel Volcano, El Salvador. *U.S. Geological Survey Open-File Report 01-395*.
- Marroco, R., Lavenu, A., & Baudino, R. (1995). Intermontane late Paleogene-Neogene basin of the Andes of Ecuador and Peru; sedimentologic and tectonic characteristics. *Petroleum basins of South America AAPG Memoir*, 597-613.
- Martínez, C. (2006). *Guía Básica para la elaboración de Atlas Estatales y Municipales de Peligros y Riesgos*. Mexico.
- Michaud, F., Witt, C., & Royer, J. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. *The Geological Society of America*, 204, 1-12.
- Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M., Cotten, J., Mothes, P., & Arnaud, N. (1999). Sangay volcano, Ecuador: structural development, present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(90), 49-79.
- Mothes, P., & Vallance, J. (2014). Lahars at Cotopaxi and Tungurahua Volcanoes, Ecuador: Highlights from Stratigraphy and Observational Records and Related Downstream Hazards. (*en preparación*).
- Mothes, P., Hall, M., & y Janda, R. (1998). The enormous Chillos valley lahar: an ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 59, 233-244.
- Mothes, P., Hall, M., Andrade, D., Samaniego, P., Pierson, T., Ruiz, G., & Yepes, H. (2004). Character, Stratigraphy and Magnitude of historical lahars of Cotopaxi Volcano (Ecuador). *Acta Vulcanologica*, 16 (1-2), 85-108.
- Mothes, P., Nocquet, J., & Jarrín, P. (2013). Continuous GPS Network Operating Throughout Ecuador. *Eos*, Vol. 94, No. 26.

- Mullineaux, D., & Crandell, D. (1978). Potential hazards from future eruptions of Mount St. Helens Volcano, Washington. *USGS Bulletin: 1383-C*, 26.
- Muñoz, E. (2007). Los lahares del Popocatépetl tratamiento de la información para la prevención de los riesgos. *Tesis Doctoral*, 239.
- Navarro, C., Vyacheslav, M., Plascencia, I., & Reyes, G. (2005). The characteristics of seismic signals produced by lahars and pyroclastic flows: Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157–167.
- Nocquet, J., Mothes, P., & Alvarado, A. (2009). Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. *Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos- Guayaquil*. 83-95.
- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P., Rolandone, F., Jarrin, P., . . . Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *NATURE GEOSCIENCE*.
- Opfergelt, S., Delmelle, P., Boivin, P., & Delvauz, B. (2006). The 1998 debris avalanche at Casita volcano, Nicaragua: Investigation of the role of hydrothermal smectite in promoting slope instability. *Geophysical Research Letters*, 33, 1-4.
- Ordoñez, J. (2012). Depósitos Volcánicos Del Pleistoceno Tardío En La Cuenca De Ambato: Caracterización, Distribución Y Origen. *Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional*, 190.
- Pacheco, D. (2013). Estudio Geológico de las Formaciones Cuaternarias en la zona de San Antonio de Pichincha-Pomasqui. *Tesis de Grado de Ingeniero Geólogo-EPN*, 179.
- Pardo, N. (2007). Monte Rainier. *In Volcano Instability -Experimental Course- Cascade Region and Western Canada*, 22-31.

- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- 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.
- Pierson, T., & Scott, K. (1998). *Surficial Hydrologic Hazard at Volcanoes*. Vancouver, Washington.
- Pierson, T., & Scott, K. (2014). Hydrogeomorphic Effects of Explosive Volcanic Eruption on Drainage Basins. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* , 469–507.
- Pierson, T., Daag, A., Delos Reyes, P., Regalado, M., Solidum, R., & B., T. (s.f.). Flow and Deposition of Posteruption Hot Lahars on the East Side of Mount Pinatubo, July-October 1991. *U.S. Geological Survey*.
- Pratt, W., Duque, P., & Poncec, M. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 399, 251-278.
- Räsänen, M., Neller, R., Salo, J., & Jungner, H. (1992). Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin, Peru. *Magazine*, 129, 293–306.
- Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J.-M., Gourgaud, A., & Vincent, P. (1987). Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31, 99-113.
- Robles, A. (2013). Estudio De Depósitos Volcánicos Del Cuaternario En La Zona Sur Del Distrito Metropolitano De Quito. *Tesis de Grado de Ingeniera Geóloga-EPN*, 314.
- Roddaz, M., Christophoul, F., Burgos, D., Soula, J., & Baby, P. (2012). Provenance of late Oligocene to quaternary sediments of the Ecuadorian Amazonian foreland

- basin as inferred from major and trace element geochemistry and Nd/Sr isotopic composition. *Journal of South American Earth Sciences*, 136-153.
- Rodolfo, K. (2000). The Hazard from Lahars and Jökulhlaups. *Encyclopedia of Volcanoes*, 973-996.
- Ruiz, G. (2003). Estudio Geovolcanológico del Complejo Volcánico Imbabura. *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo - EPN*.
- 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., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J., & Cotten, J. (2005). Temporal Evolution of Magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The Geology and Petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Petrology*, 1-28.
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C., & Monzier, M. (2002). Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: Insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geological Society of America*, 30(11), 967–970.
- 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.
- 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., Monzier, M., Robin, C., & Hall, M. L. (1998). Late Holocene eruptive activity at Nevado Cayambe Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 59, 451–459.
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J., Martin, H., & Koga, K. (2010). Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contrib Mineral Petrol*, 160, 297 – 312.
- Scott, K., & Vallance, J. (1995). Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1547, 56.
- Sheridan, M., Siebe, C., Bonnard, C., Strauch, W., Navarro, M., Cruz, J., & Buitrago, N. (1998). Sobre la avalancha y el flujo de agua con sedimentos, en el Volcán Casita, Nicaragua, disparados por el huracán Mitch. *Volcanoe Network*.
- Spalletti, L. (2007). *Cátedra de Sedimentología Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP*.
- Spikings, ..., Winkler, W., Hughes, R., & Handler, R. (2005). Thermochronology of allocthonous terranes in Ecuador: Unraveling the accretionary and post-accretionary history of Northern Andes. *Tectonophysics*, 339, 195-220.
- Spikings, R., 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), 57-73.
- Stoopes, G., & Sheridan, M. (1992). Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico: Implication for long-runout landslides (>100 km). *Geology* 20, 299-302.
- Tibaldi, A., Rovida, A., & Corazzato, C. (2007). Late Quaternary kinematics, slip-rate and segmentation of a major Cordillera-parallel transcurrent fault: The

- Cayambe-Afiladores-Sibundoy system, NW South America. *Journal of Structural Geology*(XX), 1-17.
- Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., & Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*(15), 157-171.
- Troncoso, L. (2009). Sismicidad del enjambre sísmico de Pisayambo. *Escuela Politécnica Nacional*.
- Tschopp, H. J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *AAPG Bulletin*, 37, 2303–2347.
- Ui, T., Takarada, S., & Yoshimoto, M. (2000). Debris Avalanches. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 617-626). USA: Academic Press.
- Vallance, J. (2000). Lahars. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 601-616). USA: Academic Press.
- Vallance, J., Schilling, S., Devoli, G., Reid, M., & Howell, M. (2004). Lahar Hazards at Casita and San Cristóbal Volcanoes, Nicaragua. *U.S. GEOLOGICAL SURVEY*, 16.
- Vallejo, C. (2007). Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene). *Tesis de Doctorado - ETH (Suiza)*, 215.
- Valverde, V. (2014). Los depósitos de avalancha de escombros provenientes del Volcán Sangay. Caracterización petrográfica y geoquímica. *Tesis de Grado (En preparación)*.
- Valverde, V., Mothes, P., Hall, M., & Samaniego, P. (2014). Sixty kilometer run-out of Debris Avalanches from Sangay Volcano, Ecuador. *Cities of Volcanoes 8*.

- Vásconez, R. (2006). Estudio geológico de los flujos de lodo asociados al terremoto del 20 de Junio de 1698, que destruyeron la primera ciudad de Ambato. *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo*, 306.
- Vásconez, R., Hall, M., & Mothes, P. (2011). Devastadores flujos de lodo disparados en el volcán Carihuayrazo por el terremoto del 20 de Junio de 1698. *Revista Politécnica: Monografía de Geología* 7, 30(1), 86-105.
- Villagómez, D. (2003). Evolución geológica Plio-Cuaternaria del Valle Interandino Central en Ecuador (zona de Quito-Guayllabamba-San Antonio). *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo - EPN*, 148.
- Villares, F. (2010). Estudio Geovulcanológico de la zona sur de la caldera Chacana, Provincia de Napo-Pichincha. *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo - EPN*, 208.
- Voight, B., Calvache, M., V., M., Hall, L., & Monsalve, M. (2013). The tragic 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz Volcano, Colombia; the worst can happen. Encyclopedia of natural Hazards Bobrowsky. *Encyclopaedia of Natural Hazards Bobrowsky, P. (ed.) (in press). Springer Verlag, ISBN 978-90-481-8699-0*.
- Waitt Jr, R., Pierson, T., Macleod, N., Janda, R., Vight, B., & Holcomb. (1983). Eruption-Triggered Avalanches, Flood and Lahar at Mount St. Helens effects of WInter Snowpack. *Science*, 221.
- White, N., Pringle, M., Garzanti, E., Bickle, M., & Najman, Y. (2002). Constraints on the exhumation and erosion of the High Himalayan Slab, NW India, from foreland basin deposits:. *Earth and Planetary Science Letters*, 195, 29–44.
- Winkler, W., Villagómez, 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), 5-19.

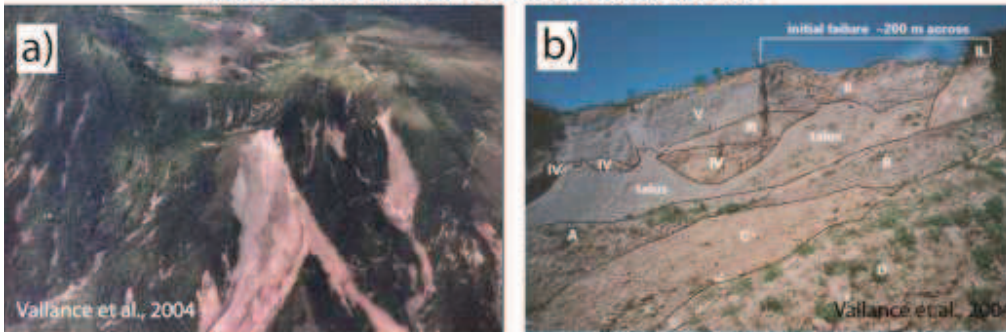
- Winter, T., Avouac, J., & Lavenu, A. (1993). Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophysics*(115), 905-920.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordóñez, M., Jiménez, N., & Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics*, 25, 22.



**ANEXOS**

**ANEXO 4.1 FOTOGRAFÍAS DE EVENTOS SIMILARES EN OTRAS REGIONES.**

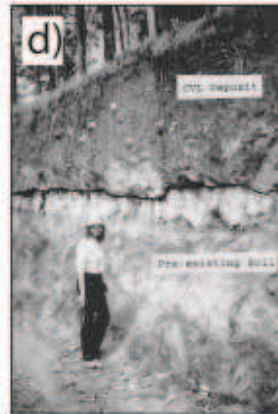
Flujo de escombros del Volcán Casita, 30 de Octubre del 2008



Flujo de escombros MT. Rainier, Washington 2001

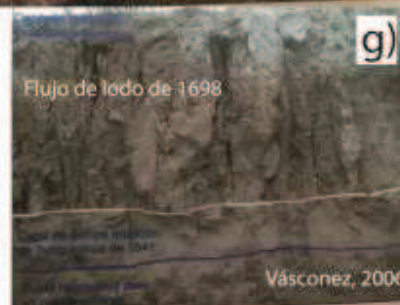


Lahar del Valle de los Chillos (Mothes et al., 1998)



Flujo de Lodo del Volcán Altar de 1698. (Ettinger et al., 2003)

Flujo de escombros en el barranco de Lumbre, Complejo Volcanico Colima (Capra, 2004)



## ANEXO 4.2 DESCRIPCION MINERALOGICA Y ANALISIS GEOQUIMICO DE LA CENIZA RIOLÍTICA EN EL SECTOR DE MERA-DIQUE

Lugar	MERA-DIQUE				Tamiz				125	
	Pómez	Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Vesicularidad	Otros	Porcentaje	Otros	Porcentaje
#1	blanco	mate	subredondeada			baja		17%		17%
<b>Mineral</b>	<b>Color</b>	<b>Brillo</b>	<b>Forma Cristalina</b>	<b>Inclusiones</b>	<b>Fracturamiento</b>	<b>Otros</b>	<b>porcentaje de minerales</b>	<b>Porcentaje</b>	<b>Otros</b>	<b>Porcentaje</b>
Plagioclasa	incolora	vitreo	prismas cortos fracturados				69	53%		
Biotita	negro	adamantino-vitreo	libros, láminas				26	20%		
Piroxeno	verde oliva	vitreo	prismas tubulares	algunos	algunos		4	3%		
Feldespato	amarillo	vitreo	subredondeado				1	1%		
							total	77%		
<b>Externos</b>	<b>Color</b>	<b>Brillo</b>	<b>Forma</b>	<b>Otros</b>	<b>Porcentaje</b>					
mica	verde	adamantino	láminas	origen metamórfico		3%				
materia orgánica	café		tallitos de plantas		menos del 1%					
				total		3%				
<b>Lífticos</b>	<b>Color</b>	<b>Forma</b>	<b>Vesicularidad</b>	<b>Alteración</b>	<b>Otros</b>	<b>Porcentaje</b>				
ígneos	gris, plomos	irregulares	media			3%				
	plateados	bandeados				1%				
				total		4%				

wt. %	Ceniza Riolítica
order	1
SiO <sub>2</sub>	74,11
TiO <sub>2</sub>	0,219
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (I)	3,87
MnO	0,092
MgO	0,02
CaO	0,21
Na <sub>2</sub> O	3,73
K <sub>2</sub> O	4,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,016
LOI	1,82
<b>Total</b>	<b>99,74</b>

**ANEXO 4.3 UBICACIÓN DE LOS PUNTOS DE MUESTREO DE ROCAS  
Y MATRIZ DEL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA  
MUESTRAS ROCAS**

Nº Muestra	UTM		Altura (m.)	Lugar	Simbología
1	824868	9835460	1024	Moravia	MO1
2	822458	9837219	1065	Alpayacu	AL1
3	826329	9833336	1043	Ivia	IV1
4	822835	9837159	1117	Motolo	MO9
5	827186	9831711	998	Acuario	A1
6	827342	9831589	1003	Madre Tierra	MT1
7	814350	9842446	1206	Huaymayacu	HU1
8	824225	9837956	1105	Pindo	PI1
9	169899	9816229	815	Santa Ana	SA1
10	819367	9837769	1123	Cumanda	CU1
11	824868	9835460	1024	Moravia	MOB1
12	822458	9837219	1065	Alpayacu	AL3
13	812547	9844519	1368	Topo	Topo2
14	812736	9844796	1340	Topo	Topo1
15	812736	9844796	1284	Topo	topo3
16	821262	9838525	1119	Mera	Mera
17	822461	9837231	1068	Alpayacu	Alp2

**MUESTRAS MATRIZ**

Nº Muestra	UTM		Altura (m.)	Localidad	Simbología
1	824868	9835460	1024	Moravia	MO6
2	824868	9835460	1024	Moravia	MO3
3	824868	9835460	1024	Moravia	MO5
4	824868	9835460	1024	Moravia	MO2
5	824868	9835460	1024	Moravia	MO7
6	826329	9833336	1043	Ivia	IV2
7	822835	9837159	1117	Motolo	MO8
8	827173	9833576	1048	Shell	SH1
9	827186	9833576	998	Acuario	A2
10	827342	9831589	1003	Madre Tierra	MT1
11	814350	9842446	1206	Huaymayacu	HU2
12	824225	9837956	1105	Pindo Mirador	PI2
13	812547	9844519	1368	Topo	Topo2
14	812736	9844796	1340	Topo	Topo1
15	812736	9844796	1284	Topo	topo3
16	821262	9838525	1119	Mera	Mera
17	822461	9837231	1068	Alpayacu	Alp2
18	169899	9816229	815	Santa Ana	SA1/SA2

## ANEXO 4.4 DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LÁMINAS DELGADAS DEL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA

N°	Lugar	WGS 84 Datum UTM	Roca	% volúmenes para cada una de las fases minerales y matriz						textura	tamaño (rango) $\mu\text{m}$							
				plag	cpx	opx	hbda	opacos	matriz		max	min	max	min	max	min	max	min
1	Ivia	826329 9833336	Andesita	30	15	0	3	2	50	Porfírica Hialopilitica	max	min	max	min	max	min	max	min
2	Moravia Bajo	824868 9835460	Andesita	30	15	5	0	5	45	Glomeroporfídica	2899	142	818	147	607	440	227	37
3	Mera	821262 9838525	Andesita	28	10	7	0	5	50	Porfírica Serñada	678	101	1016	106	192	66	65	25
4	Cumanda	819367 9837769	Andesita	19	10	0	3	5	63	Porfírica Traquitica	732	64	508	119	167	41	224	32
5	Moravia 1	824868 9835460	Andesita	15	7	5	0	3	70	Porfírica Traquitica	2110	97	602	344	585	175	202	54
6	Topo Medio	812761 9844602	Andesita	30	7	0	0	5	58	Porfírica Serñada	577	115	401	102	250	101	108	40
7	Motolo	822835 9837159	Andesita	25	10	0	0	5	60	Porfírica Hialopilitica	1197	139	654	83	170	73	170	73
8	Madre Tierra	827342 9831589	Andesita	25	10	5	0	5	55	Porfídica semi Traquitica	1258	176	1106	20	33	33	114	31
9	Moravia 2	824868 9835460	Andesita	25	7	0	0	5	63	Porfírica vitrofídica	327	140	2033	320	201	112	148	30
10	Topo Alto	812724 9844789	Andesita	25	7	7	0	5	56	Porfírica Serñada	143	89	189	21	301	150	151	35
11	Santa Ana	169899 9816229	Andesita	25	7	3	0	5	60	Porfírica Intersertal	1078	145	1000	216	48	312	84	40
12	Huaynacacu	814350 9842446	Andesita	25	15	7	0	5	48	Glomeroporfídica	412	52	123	48	1651	307	163	48
13	Alpayacu	822461 9838525	Andesita	20	10	7	0	3	60	Porfírica semitraquitica	1236	179	770	198	212	106	119	63

## ANEXO 4.5 TABLA DE DATOS DE LOS ANÁLISIS DE GRANULOMETRÍA DE LAS MUESTRAS TAMIZADAS

Muestra	Moravia 2		
Peso Total [g]	3544,6		
Peso Muestra a Tamizar [g]	1781,2		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	694,2	246,3
-3	8 mm	504,9	96,9
-2	4 mm	474,2	97,6
-1	2 mm	470	124,7
0	1 mm	482,1	166,2
1	500 $\mu$ m	499,3	181,3
2	250 $\mu$ m	459	243,3
3	125 $\mu$ m	482,2	275,4
4	63 $\mu$ m	412	212,5
>4		538,1	126,2
		<b>total</b>	<b>1770,4</b>
		<b>diferencia</b>	<b>10,8</b>

Muestra	Acuario		
Peso Total [g]	2204,4		
Peso Muestra a Tamizar [g]	1113,7		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	497,1	49,2
-3	8 mm	511,3	103,3
-2	4 mm	457,5	80,9
-1	2 mm	503	157,7
0	1 mm	481,3	165,4
1	500 $\mu$ m	446	128
2	250 $\mu$ m	360,8	145,1
3	125 $\mu$ m	359,2	152,4
4	63 $\mu$ m	302	102,5
>4		433,6	21,7
		<b>total</b>	<b>1106,2</b>
		<b>diferencia</b>	<b>7,5</b>

Muestra	IVIA		
Peso Total [g]	1385,7		
Peso Muestra a Tamizar [g]	719,2		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	516,2	68,3
-3	8 mm	468,3	60,3
-2	4 mm	417,5	40,9
-1	2 mm	396,7	51,4
0	1 mm	395,8	79,9
1	500 $\mu$ m	395,7	77,7
2	250 $\mu$ m	307,6	91,9
3	125 $\mu$ m	292,3	85,5
4	63 $\mu$ m	266,1	66,6
>4		508,3	96,4
		<b>total</b>	<b>718,9</b>
		<b>diferencia</b>	<b>0,3</b>

Muestra	Moravia Bajo		
Peso Total [g]	1677,3		
Peso Muestra a Tamizar [g]	896,2		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	650,6	202,7
-3	8 mm	452,8	44,8
-2	4 mm	434,1	57,5
-1	2 mm	403,8	58,5
0	1 mm	394,4	78,5
1	500 $\mu$ m	393,2	75,2
2	250 $\mu$ m	325,1	109,4
3	125 $\mu$ m	303,6	96,8
4	63 $\mu$ m	270,4	70,9
>4		513,7	101,8
		<b>total</b>	<b>896,1</b>
		<b>diferencia</b>	<b>0,1</b>

Muestra	Moravia 3		
Peso Total [g]	2340,8		
Peso Muestra a Tamizar [g]	1370,4		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	726	278,1
-3	8 mm	479,9	71,9
-2	4 mm	454,6	78
-1	2 mm	477,9	132,6
0	1 mm	490,6	174,7
1	500 $\mu$ m	463,5	145,5
2	250 $\mu$ m	368,4	152,7
3	125 $\mu$ m	371,2	164,4
4	63 $\mu$ m	306,2	106,7
>4		477,1	65,2
		<b>total</b>	<b>1369,8</b>
		<b>diferencia</b>	<b>0,6</b>

Muestra	Santa Ana		
Peso Total [g]	2112,5		
Peso Muestra a Tamizar [g]	995,9		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	678,3	230,4
-3	8 mm	482,5	74,5
-2	4 mm	439,3	62,7
-1	2 mm	414,5	69,2
0	1 mm	398,9	83
1	500 $\mu$ m	405,1	87,1
2	250 $\mu$ m	323,6	107,9
3	125 $\mu$ m	306	99,2
4	63 $\mu$ m	284,9	85,4
>4		509,1	97,2
		<b>total</b>	<b>996,6</b>
		<b>diferencia</b>	<b>-0,7</b>

Muestra	Shell		
Peso Total [g]	1427,1		
Peso Muestra a Tamizar [g]	694,6		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	649,8	201,9
-3	8 mm	464,6	56,6
-2	4 mm	441,4	64,8
-1	2 mm	431,7	86,4
0	1 mm	383,1	67,2
1	500 $\mu$ m	365,1	47,1
2	250 $\mu$ m	262,5	46,8
3	125 $\mu$ m	253,6	46,8
4	63 $\mu$ m	236,4	36,9
>4		451,4	39,5
		total	694
		diferencia	0,6

Muestra	TOPO BAJO		
Peso Total [g]	2090,6		
Peso Muestra a Tamizar [g]	992		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	490,3	42,4
-3	8 mm	517	109
-2	4 mm	518,2	141,6
-1	2 mm	513,7	168,4
0	1 mm	450,8	134,9
1	500 $\mu$ m	413,5	95,5
2	250 $\mu$ m	305,8	90,1
3	125 $\mu$ m	284,7	77,9
4	63 $\mu$ m	156,3	-43,2
>4		587,3	175,4
		total	992
		diferencia	0

Muestra	Motolo		
Peso Total [g]	1655,6		
Peso Muestra a Tamizar [g]	847,6		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	515,5	67,6
-3	8 mm	487,4	79,4
-2	4 mm	429,6	53
-1	2 mm	402,3	57
0	1 mm	395,5	79,6
1	500 $\mu$ m	398,7	80,7
2	250 $\mu$ m	333,1	117,4
3	125 $\mu$ m	311,1	104,3
4	63 $\mu$ m	287,3	87,8
>4		531,5	119,6
		total	846,4
		diferencia	1,2

Muestra	MORAVIA+ARRIBA 6		
Peso Total [g]	2003,7		
Peso Muestra a Tamizar [g]	1257,6		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	1053	605,1
-3	8 mm	598,4	190,4
-2	4 mm	498	121,4
-1	2 mm	437,3	92
0	1 mm	380,2	64,3
1	500 $\mu$ m	360,1	42,1
2	250 $\mu$ m	254,6	38,9
3	125 $\mu$ m	248,5	41,7
4	63 $\mu$ m	229	29,5
>4		443,9	32
		total	1257,4
		diferencia	0,2

Muestra	Cumanda		
Peso Total [g]	1677,1		
Peso Muestra a Tamizar [g]	866,4		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	485,1	37,2
-3	8 mm	463,9	55,9
-2	4 mm	444,5	67,9
-1	2 mm	423,8	78,5
0	1 mm	404,6	88,7
1	500 $\mu$ m	401,2	83,2
2	250 $\mu$ m	320,4	104,7
3	125 $\mu$ m	358,1	151,3
4	63 $\mu$ m	310,9	111,4
>4		498,4	86,5
		total	865,3
		diferencia	1,1

Muestra	MORAVIA 7		
Peso Total [g]	1978,7		
Peso Muestra a Tamizar [g]	961,7		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	560,9	113
-3	8 mm	498	90
-2	4 mm	475,8	99,2
-1	2 mm	466,7	121,4
0	1 mm	434,4	118,5
1	500 $\mu$ m	409,6	91,6
2	250 $\mu$ m	310,7	95
3	125 $\mu$ m	298,1	91,3
4	63 $\mu$ m	258,9	59,4
>4		493,8	81,9
		total	961,3
		diferencia	0,4

Muestra	Madre Tierra		
Peso Total [g]	3021,7		
Peso Muestra a Tamizar [g]	1528		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	580,8	132,9
-3	8 mm	517,2	109,2
-2	4 mm	486,3	109,7
-1	2 mm	554,7	209,4
0	1 mm	543,3	227,4
1	500 um	499,4	181,4
2	250 um	408,9	193,2
3	125 um	398,5	191,7
4	63 um	335,3	135,8
>4		446,3	34,4
		<b>total</b>	<b>1525,1</b>
		<b>diferencia</b>	<b>2,9</b>

Muestra	HUAYNAYACU		
Peso Total [g]	1521,7		
Peso Muestra a Tamizar [g]	781,7		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	548,5	100,6
-3	8 mm	444,2	36,2
-2	4 mm	450,9	74,3
-1	2 mm	448,5	103,2
0	1 mm	406,1	90,2
1	500 um	386,1	68,1
2	250 um	293,5	77,8
3	125 um	293,1	86,3
4	63 um	257,6	58,1
>4		498,5	86,6
		<b>total</b>	<b>781,4</b>
		<b>diferencia</b>	<b>0,3</b>

Muestra	Santa Ana 1		
Peso Total [g]	2143,3		
Peso Muestra a Tamizar [g]	1176,9		
$\phi$		Masa [g]	Peso Matriz [g]
-4	16 mm	805,7	357,8
-3	8 mm	460,5	52,5
-2	4 mm	427,9	51,3
-1	2 mm	409,4	64,1
0	1 mm	396,1	80,2
1	500 um	407,5	89,5
2	250 um	344,1	128,4
3	125 um	328,9	122,1
4	63 um	304	104,5
>4		537,8	125,9
		<b>total</b>	<b>1176,3</b>
		<b>diferencia</b>	<b>0,6</b>

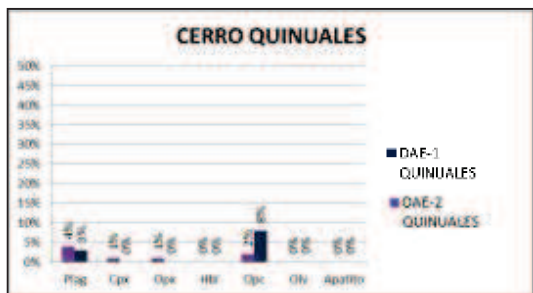
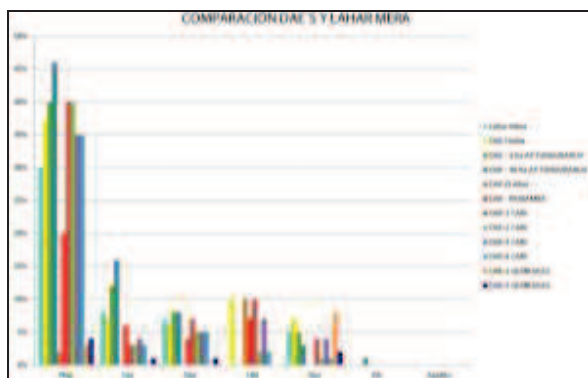
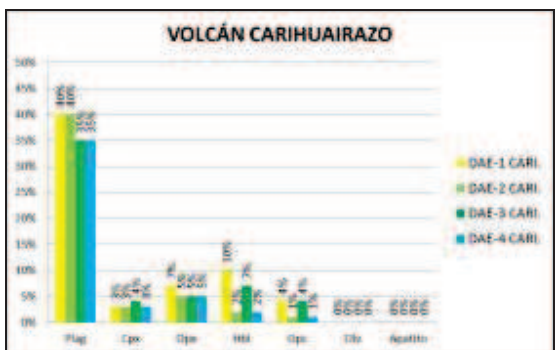
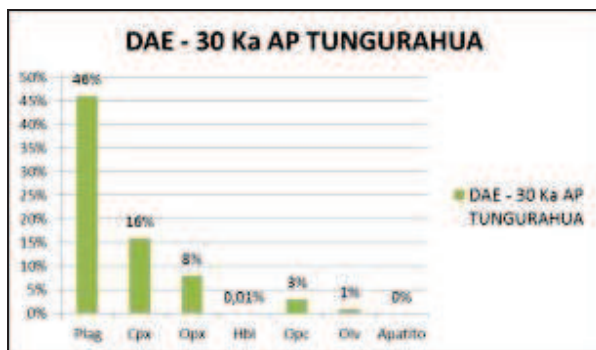
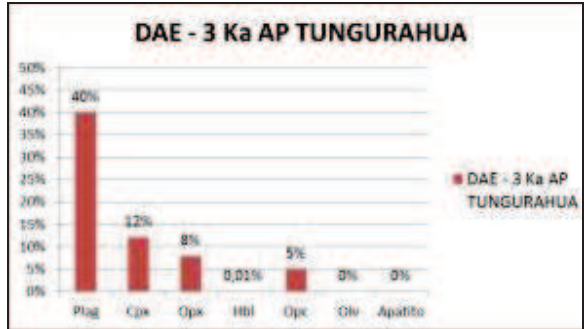
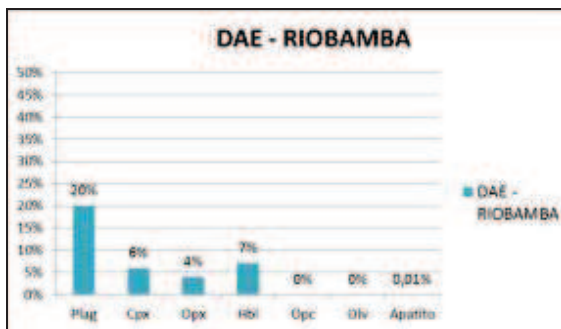
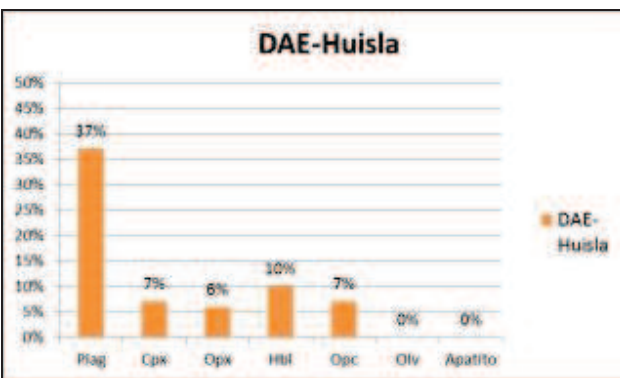
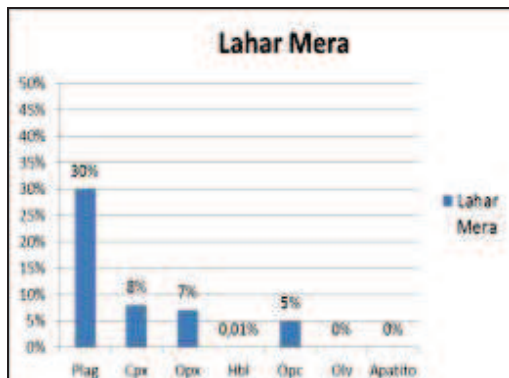


## ANEXO 4.6. RESULTADOS OBTENIDOS DE PARÁMETROS GRANULOMÉTRICOS DE LAS MUESTRAS TAMIZADAS.

		Parámetros Granulométricos													
Fases	Nombre de Muestra	UTM	Phi5	Phi16	Phi25	Phi50	Phi75	Phi84	Phi95	Mediana	Media	Sorteo	Asimetría	Curtosis	
Fase Proximal	Topo Alto	812724	9844789	-4,30	-4,10	-3,30	-0,30	2,00	3,00	4,20	-0,30	-0,47	3,06	-0,01	0,66
	Topo Medio	812761	9844602	-4,30	-4,00	-3,10	-0,40	1,90	2,80	4,00	-0,40	-0,53	2,96	0,00	0,68
	Topo Bajo	812724	9844789	-4,00	-3,00	-2,10	-0,50	2,50	4,00	4,60	-0,50	0,17	3,05	0,24	0,77
	Shell	827173	9833576	-4,40	-4,20	-4,40	-1,80	1,00	1,20	4,40	-1,80	-1,60	2,68	0,26	0,67
Fase Central	Motolo	822835	9837159	-4,20	-3,20	-2,00	1,00	3,00	3,60	4,60	1,00	0,53	3,08	-0,19	0,72
	Madre Tierra	827342	9831589	-4,20	-3,00	-1,80	-0,10	2,00	3,60	4,60	-0,10	-0,17	2,58	-0,04	0,00
	Acuario	827186	9831711	-4,00	-2,70	-1,70	0,00	2,00	2,60	3,50	0,00	-0,03	2,46	-0,04	0,83
	Moravia 2	824868	9835460	-4,30	-3,80	-2,00	0,90	2,60	3,40	4,20	0,90	0,17	3,09	-0,26	0,76
	Moravia 3	824868	9835460	-4,40	-4,20	-3,50	-0,30	2,00	2,70	4,00	-0,30	-0,60	3,00	-0,05	0,63
	Moravia Bajo	824868	9835460	-4,40	-4,20	-3,80	0,10	2,50	3,40	4,50	0,10	-0,23	3,25	-0,07	0,58
	Moravia 7	824868	9835460	-4,30	-3,60	-2,50	-0,50	2,00	2,80	4,50	-0,50	-0,43	2,93	0,08	0,80
	Cumanda	819367	9837769	-4,00	-3,40	-1,30	1,20	2,90	3,40	4,50	1,20	0,40	2,99	-0,29	0,83
	Meira	821262	9838525	-4,40	-4,30	-4,10	-1,20	1,50	2,70	4,50	-1,20	-0,93	3,10	0,20	0,65
	Ivira	826329	9833336	-4,30	-3,20	-1,70	0,80	2,80	3,70	4,60	0,80	0,43	3,07	-0,15	0,81
Fase Distal	Santa Ana 1	169899	9816229	-4,40	-4,30	-4,20	-0,20	2,50	3,40	4,50	-0,20	-0,37	3,27	-0,0044	0,54
	Santa Ana	169899	9816229	-4,40	-4,20	-4,00	-0,20	2,40	3,40	4,50	-0,20	-0,33	3,25	0,0018	0,57



## GRAFICOS DE BARRAS DE LAS DIFERENTES AVALANCHAS ESTUDIADAS Y DEPÓSITO LAHÁRICO DE MERA



## ANEXO 4.8. DATOS GEOQUÍMICOS DE LAS MUESTRAS DEL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA

## Elementos Mayores Normalizados

Muestra	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Total	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total
ME1	57,3	0,81	17,2	7,4	0,105	4,02	7,03	4,03	1,19	0,188	0,49	99,83	57,73	0,81	17,31	7,48	0,11	4,05	7,07	4,06	1,19	0,19	100,00
Alp1	60,1	0,76	17,3	6,8	0,098	3,42	6,51	4,07	1,37	0,210	0,78	101,52	59,70	0,75	17,22	6,76	0,10	3,40	6,46	4,04	1,36	0,21	100,00
SA	59,2	0,83	16,3	7,3	0,104	4,53	6,60	3,81	1,64	0,206	0,03	100,60	58,91	0,82	16,22	7,24	0,10	4,51	6,57	3,78	1,63	0,21	100,00
IV	61,2	0,72	17,5	5,7	0,083	2,30	5,55	4,49	1,52	0,205	0,60	99,81	61,69	0,72	17,62	5,72	0,08	2,32	5,60	4,52	1,53	0,21	100,00
TP3	58,3	0,83	17,6	7,6	0,106	4,17	7,18	4,14	1,15	0,200	-0,27	101,07	57,57	0,82	17,35	7,54	0,10	4,11	7,08	4,08	1,14	0,20	100,00
MT1	58,8	0,70	18,0	6,8	0,107	2,86	6,66	4,36	1,16	0,234	0,17	99,39	59,04	0,70	18,03	6,78	0,11	2,87	6,69	4,38	1,16	0,24	100,00
MR2	59,9	0,80	17,5	7,3	0,099	3,54	6,75	4,25	1,34	0,194	0,05	101,73	58,89	0,78	17,21	7,21	0,10	3,48	6,64	4,18	1,31	0,19	100,00
Alp2	59,6	0,81	17,1	6,7	0,092	2,95	6,07	4,44	1,27	0,226	-0,18	99,13	60,02	0,82	17,22	6,77	0,09	2,97	6,12	4,47	1,28	0,23	100,00
MT	58,7	0,83	17,5	7,9	0,109	4,16	7,26	4,04	1,17	0,185	0,01	101,79	57,65	0,82	17,17	7,73	0,11	4,09	7,13	3,97	1,15	0,18	100,00
Mo2	56,3	0,88	18,2	7,1	0,103	3,00	6,93	4,15	1,44	0,243	1,64	99,87	57,28	0,89	18,48	7,19	0,11	3,05	7,05	4,23	1,46	0,25	100,00
AC	58,1	0,74	18,4	6,6	0,102	2,79	6,77	4,40	1,07	0,224	0,67	99,90	58,57	0,74	18,55	6,65	0,10	2,81	6,83	4,44	1,08	0,23	100,00
SJD	63,9	0,60	17,4	5,2	0,085	1,82	5,08	4,53	1,38	0,215	0,07	100,21	63,81	0,60	17,34	5,16	0,08	1,81	5,08	4,53	1,37	0,21	100,00
T1	62,2	0,57	17,3	4,9	0,081	1,67	4,77	4,43	2,13	0,287	0,85	99,26	63,24	0,58	17,59	5,02	0,08	1,70	4,84	4,50	2,17	0,27	100,00

## Elementos En Traza

Muestra	Rb	Sr	Ba	Sc	V	Cr	Co	Ni	Y	Zr	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Th
ME1	25	593	532	15,1	179	63,6	22,8	45,3	11,8	102	3,5	11,9	26,7	14,5	3,2	1,0	3,1	2,3	1,20	1,0	2,90
Alp1	31	674	583	13,7	162	35,9	19,7	31,5	12,2	110	4,0	14,1	30,1	16,6	3,2	1,0	3,0	2,3	1,14	1,1	3,12
SA	41	655	679	17,2	175	134,7	23,9	60,7	13,5	117	4,6	15,2	33,9	16,7	3,7	0,9	3,1	2,6	0,92	1,2	4,22
IV	36	632	637	9,8	128	6,9	14,8	13,3	10,5	123	4,9	15,2	32,3	17,3	3,5	0,8	2,9	2,0	1,09	0,9	3,38
TP3	24	613	546	15,6	184	66,0	24,2	49,1	13,0	104	3,3	13,3	27,2	15,9	3,0	1,0	3,2	2,6	1,22	1,3	2,47
MT1	24	691	522	11,7	148	5,5	16,9	11,8	13,1	111	4,3	12,6	26,5	16,2	3,1	1,0	2,9	2,4	1,59	1,3	2,42
MR2	31	620	611	14,2	175	29,9	22,9	38,8	11,3	109	4,2	13,0	27,4	15,1	3,1	0,9	3,1	2,2	0,98	1,0	3,31
Alp2	29	638	577	11,9	156	14,6	19,4	28,2	10,8	117	4,1	14,4	31,8	17,6	4,0	1,0	2,9	2,3	0,98	0,9	2,89
MT	24	594	551	15,7	184	71,0	23,1	50,7	12,7	104	3,8	12,7	27,5	15,6	3,2	1,0	3,2	2,5	1,43	1,3	2,08
Mo2	34	721	630	14,8	182	25,5	20,5	28,6	13,2	115	5,3	11,6	26,8	14,8	3,1	1,0	3,0	2,4	1,14	1,0	2,65
AC	20	670	483	11,0	141	3,5	17,2	8,8	14,4	113	5,1	15,9	32,2	18,3	3,7	1,1	3,6	2,7	1,41	1,2	3,59
SJD	32	616	643	7,5	93	6,4	10,6	8,5	12,0	122	5,5	15,3	32,0	17,3	3,2	1,0	3,2	2,2	1,13	1,1	3,12
T1	63	734	975	6,2	85	3,4	9,4	5,7	11,5	142	6,5	20,2	41,2	19,2	3,6	1,2	3,0	2,2	0,93	1,1	6,24

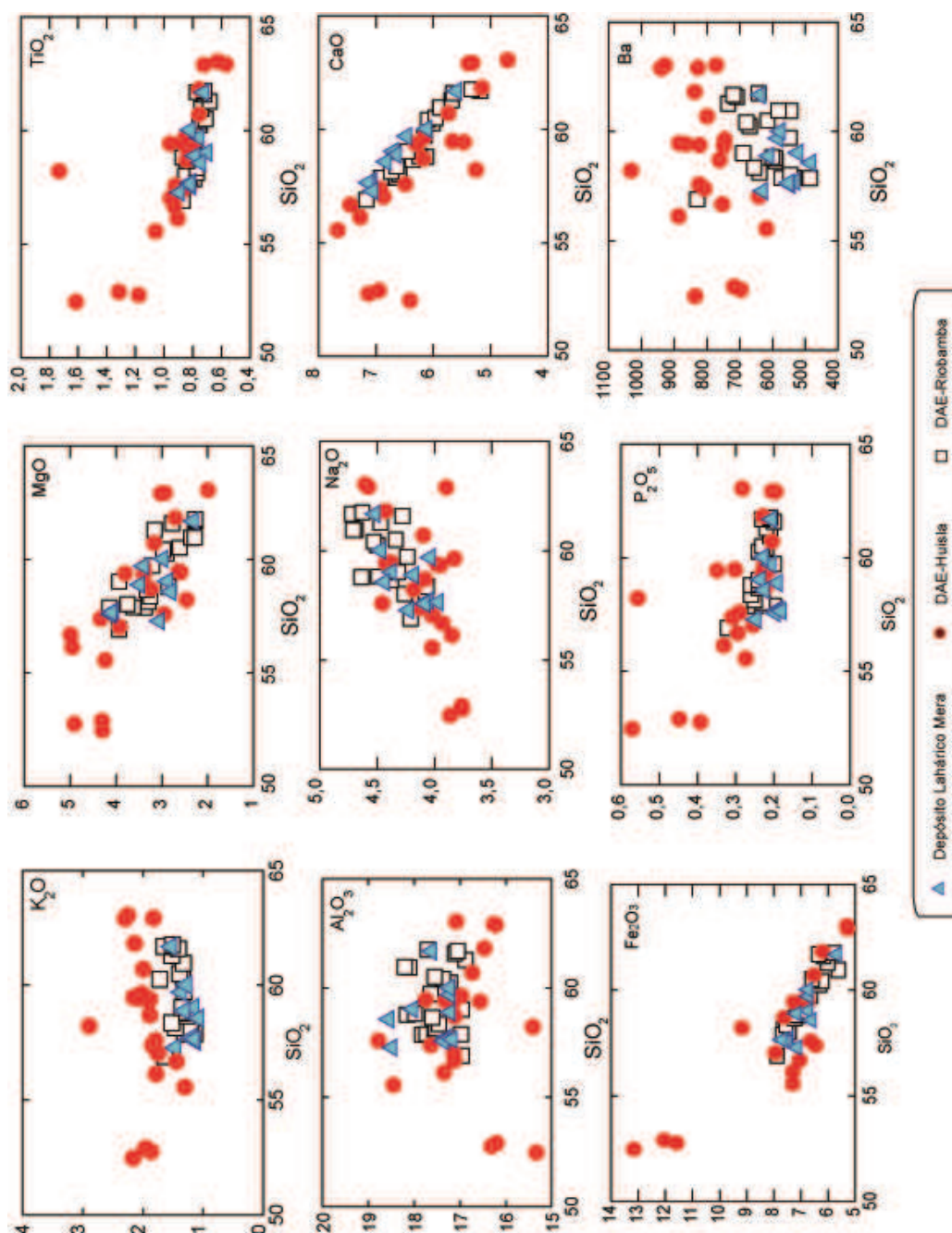
### ANEXO 4.9. TABLA RESUMEN PETROGRÁFICA DE LAS DIFERENTES AVALANCHAS EN EL SECTOR DE LA POSIBLE FUENTE DEL DEPÓSITO.

Avalancha		Características Petrográficas	Referencia
Huisla		Andesitas de color gris claro, las misma que son porfiríticas y afaníticas medias. Estas rocas están constituidas por una composición mineralógica de plagioclasas, pocos piroxenos y anfíbol (hornblenda), distribuidos en un matriz vítrea de color gris	Bustillos (2008)
Altar		Conformados por bloques de roca andesita de dos tipos. La primera por rocas leucocráticas de color gris claro azulado y la segunda por rocas melanocráticas de color negro azulado muy afaníticas.	
TUNGURAHUA	30 ka	Estas rocas tienen una asociación mineral conformada por plagioclasas, piroxenos, y anfíbol como mineral accesorio. Estos fenocristales se encuentran distribuidos en una matriz vítrea de color negro a gris claro.	
	3 ka	Son andesitas, en su mayoría porfiríticas y raramente afaníticas, de color gris claro hasta negro, con una asociación mineral de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y como mineral accesorio óxidos de Fe-Ti y olivino.	
RIOBAMBA	Clase 1	Andesitas . La asociación mineral observada es: plagioclasa > hornblenda > ortopiroxeno + clinopiroxeno > óxidos de hierro ± apatito. La mayoría de las rocas presenta grandes cristales de hornblenda.	Barba (2006)
	Clase 2	Andesita/dacita, esta es la segunda litología presente en orden de abundancia. La asociación mineral presente es: plagioclasa > ortopiroxeno ± clinopiroxeno > hornblenda > óxidos de hierro > apatito ± biotita.	
	Clase 3	Andesitas de dos piroxenos con grandes cristales de plagioclasa y piroxeno (~ 4 y 3 mm, respectivamente), se presentan como bloques disgregados atrapados dentro de los megabloques descritos anteriormente. La paragénesis mineral encontrada es: plagioclasa > clinopiroxeno + ortopiroxeno > hornblenda > óxidos de hierro.	
	Clase 4	Andesitas de dos piroxenos de grano homogéneo, esta roca aparece esporádicamente como bloques disgregados en la facies de matriz. El color de la roca es gris algo rojiza. La textura es pilotaxítica, formada por microcristales de plagioclasa y piroxeno. La asociación mineral encontrada es plagioclasa >> orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro ± hornblenda.	
	Clase 5	Andesita vidriosa, esta roca forma parte de los pequeños bloques dispersos en la facies de la matriz. La paragénesis mineral observada es plagioclasa > clino + ortopiroxeno > óxidos de hierro. La roca es de color negro.	

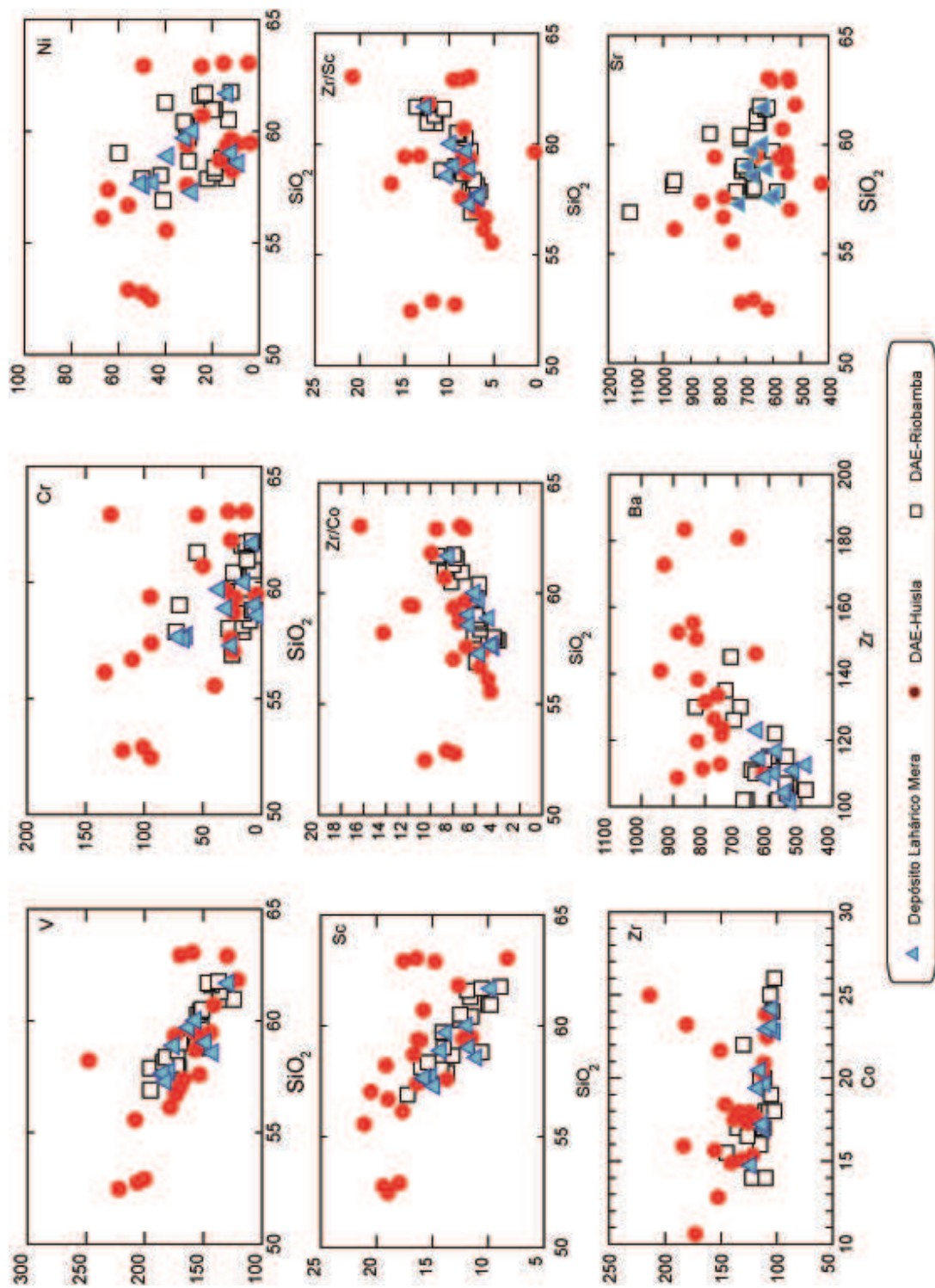
<b>CARIHUAIRAZO</b>	<b>DAE-1</b>	Consiste principalmente de andesitas de dos piroxenos, andesitas anfibólicas, andesitas de piroxeno y anfíbol, y en menor proporción andesitas amarillentas-rojizas alteradas por hidrotermalismo. La mayoría de las rocas presentan texturas porfiríticas, aunque también se observaron andesitas con texturas afaníticas.	Ordoñez (2012)
	<b>DAE-2</b>	Consisten de lavas andesíticas de piroxeno y anfíbol, andesitas anfibólicas y andesitas piroxénicas, todas ellas con texturas porfiríticas.	
	<b>DAE-3</b>	Consiste mayormente de andesitas anfibólicas, seguidas por andesitas de piroxeno y anfíbol y, en menor porcentaje, por andesitas de dos piroxenos.	
	<b>DAE-4</b>	Formada por andesitas piroxénicas vesiculadas, andesitas piroxénicas no vesiculadas, andesitas afaníticas vesiculadas y andesitas de piroxeno-anfíbol vesiculadas. Algunas de estas rocas presentan diferentes grados de alteración hidrotermal (argilización de color amarillo-verdoso) y de oxidación.	
<b>QUINUALES</b>	<b>DAE-1</b>	Son rocas andesitas básicas con textura hialocristalina en las que no se observan fenocristales en muestras de mano y tienen fractura concoidea, también se presentan andesitas de colores gris-rojizo a rojizo con fenocristales de plagioclasas ehedrales alineadas y vesículas elongadas (30%), rocas de color blanco a gris blanquecino (toba soldada, bloque incorporado) con fenocristales de plagioclasa y biotita negra y café (cristales ehedrales a subhedrales)	Herrera (2013)
	<b>DAE-2</b>	Constituida por andesitas con fenocristales de plagioclasas ehedrales (1x4 mm.) a subhedrales, fenocristales de piroxeno verde oscuros a negros; andesitas máficas con vesículas elongadas y redondeadas rellenas de minerales zeolíticos secundarios verdosos; andesitas gris oscuras con pocos fenocristales de plagioclasa; andesitas basálticas con fenocristales de piroxeno; andesitas vesiculares gris rojizas con fenocristales de plagioclasa ehedral (25%), andesitas con alteraciones hidrotermales y andesitas con plagioclasa y anfíbol en menor cantidad.	



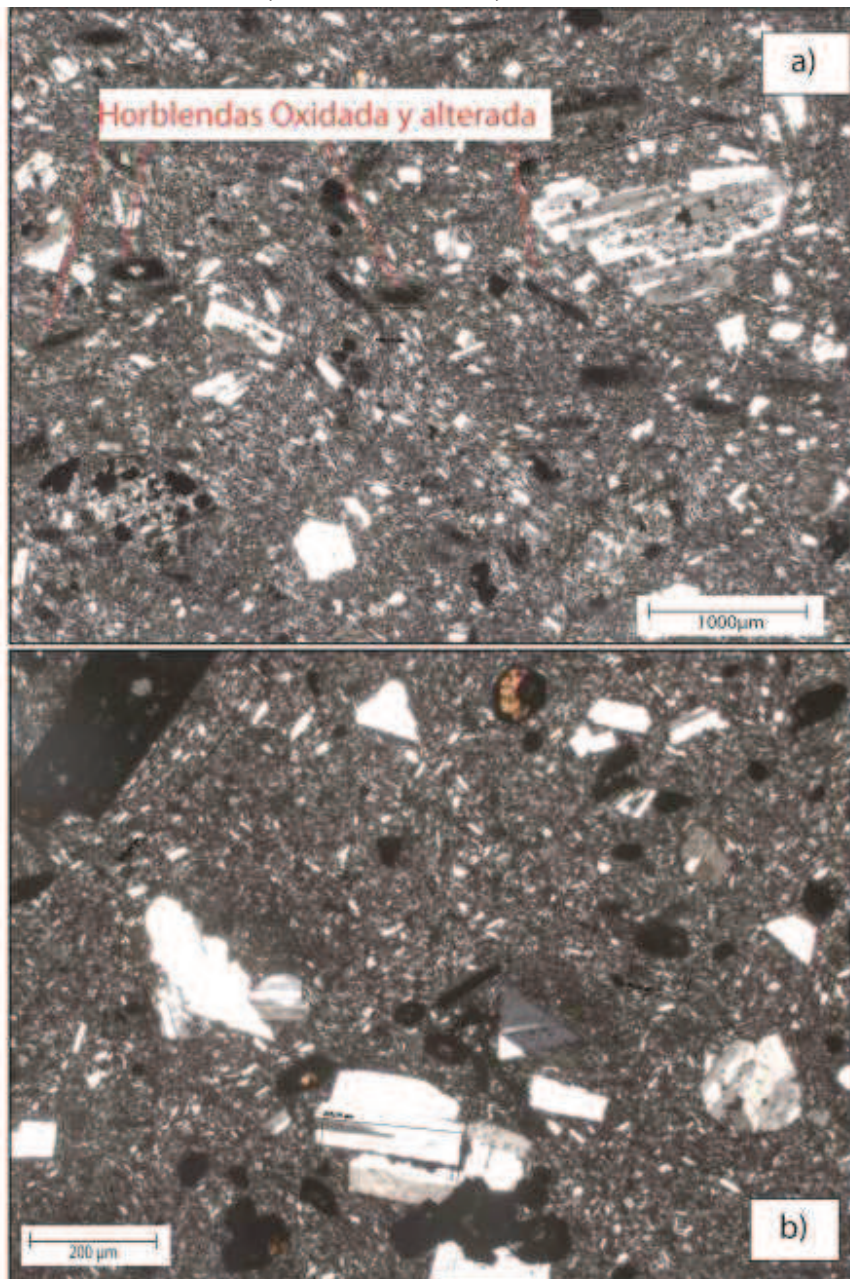
**ANEXO 4.11. DIAGRAMAS DE VARIACIÓN DE ELEMENTOS EN TRAZA, ELEMENTOS MAYORES VS  $\text{SiO}_2$  WT%. COMPARACIÓN CON LAS AVALANCHAS DE RIOBAMBA Y HUISLA POSIBLES FUENTES DEL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA.**



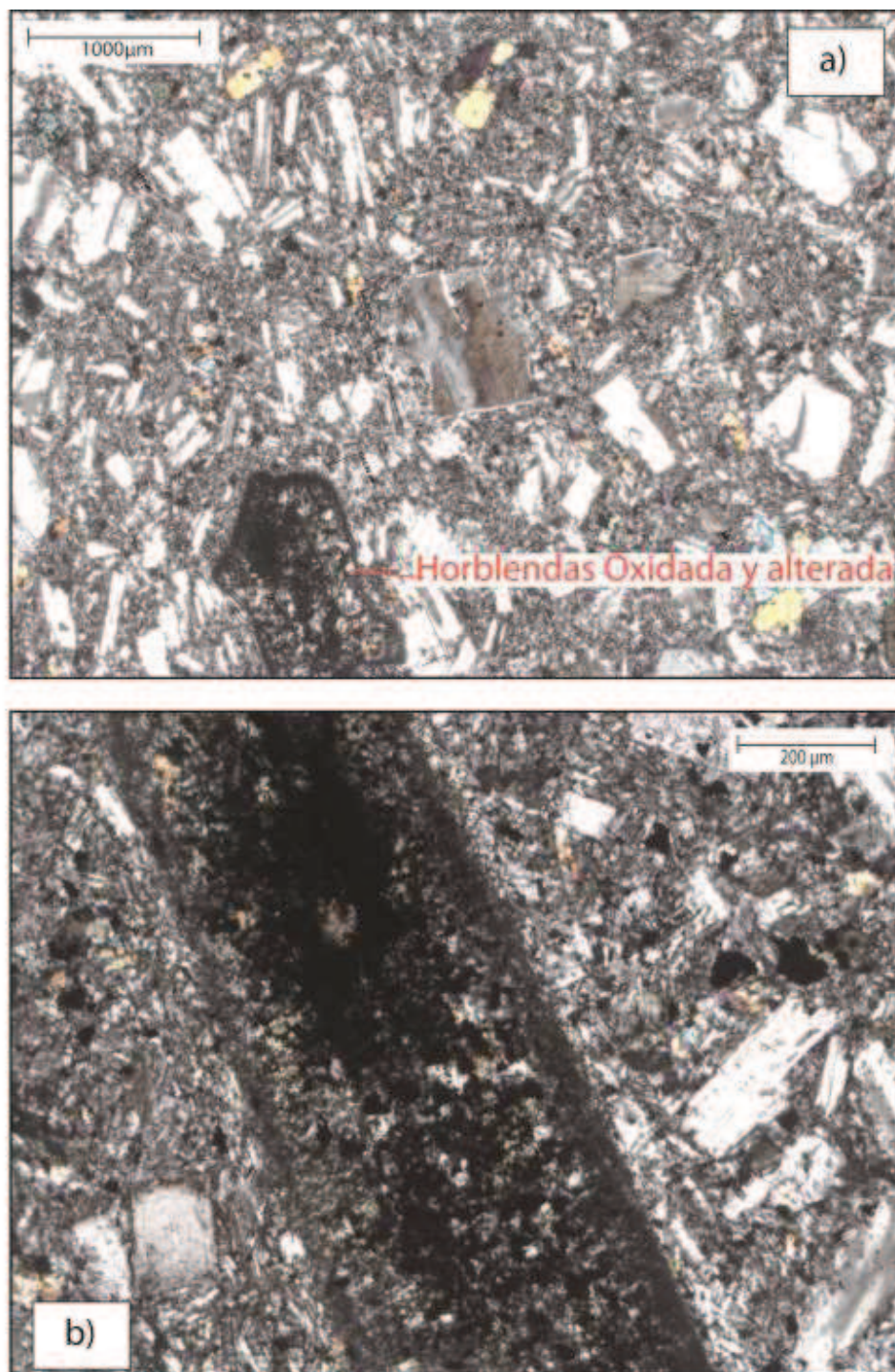




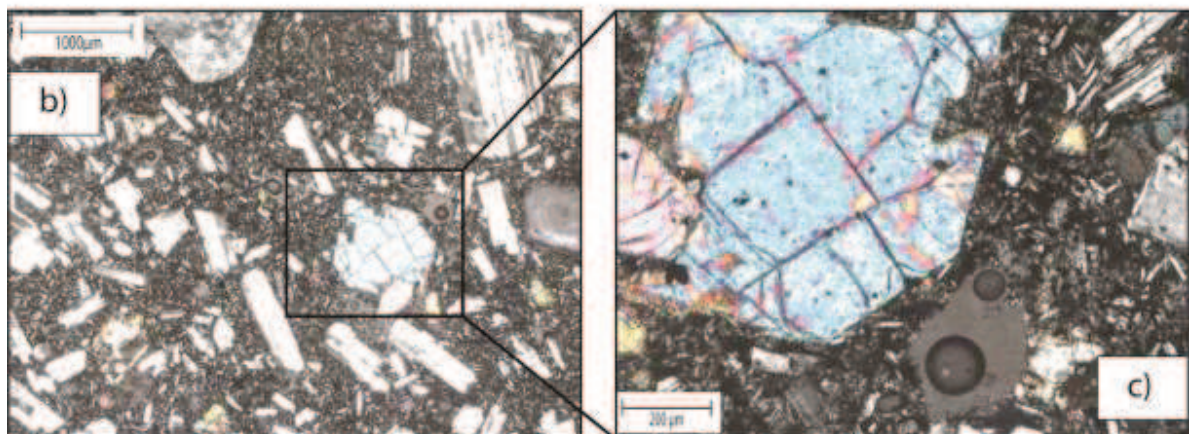
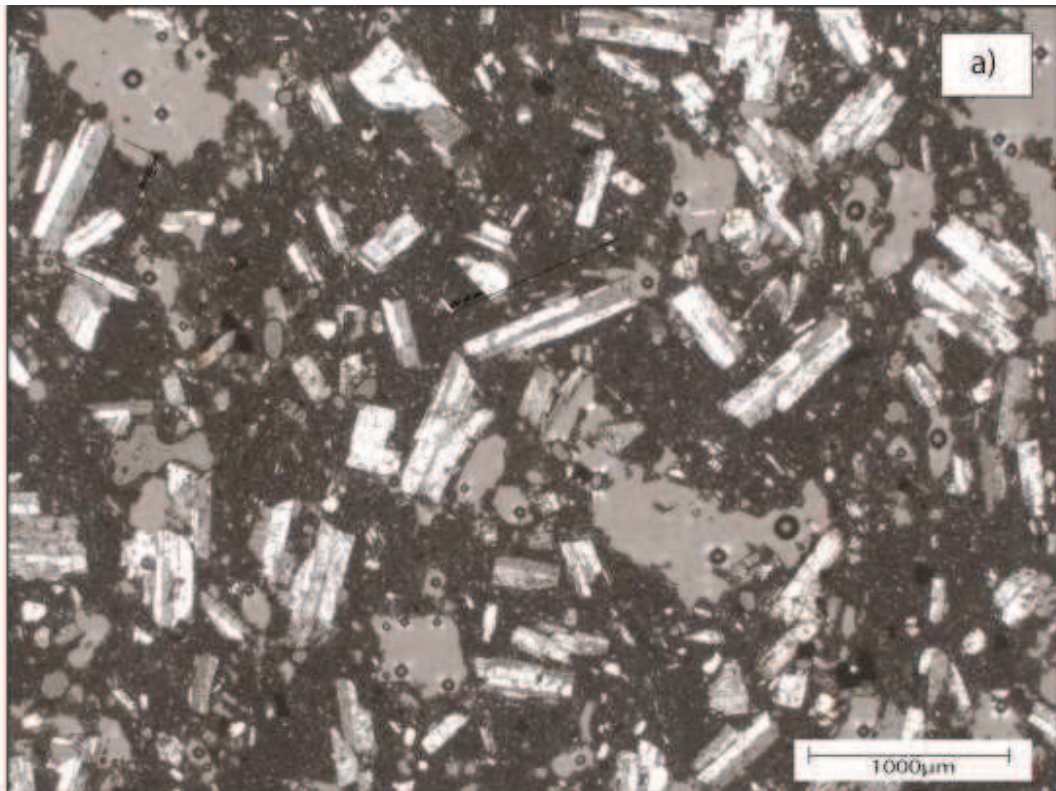
**ANEXO 4.12. FOTOGRAFÍAS DE SECCIONES DELGADAS DE MUESTRAS REPRESENTATIVAS DEL DAE-RIOBAMBA (Samaniego et al., 2012), DAE-HUISLA (Bustillos, 2008) Y LAHAR MERA.**



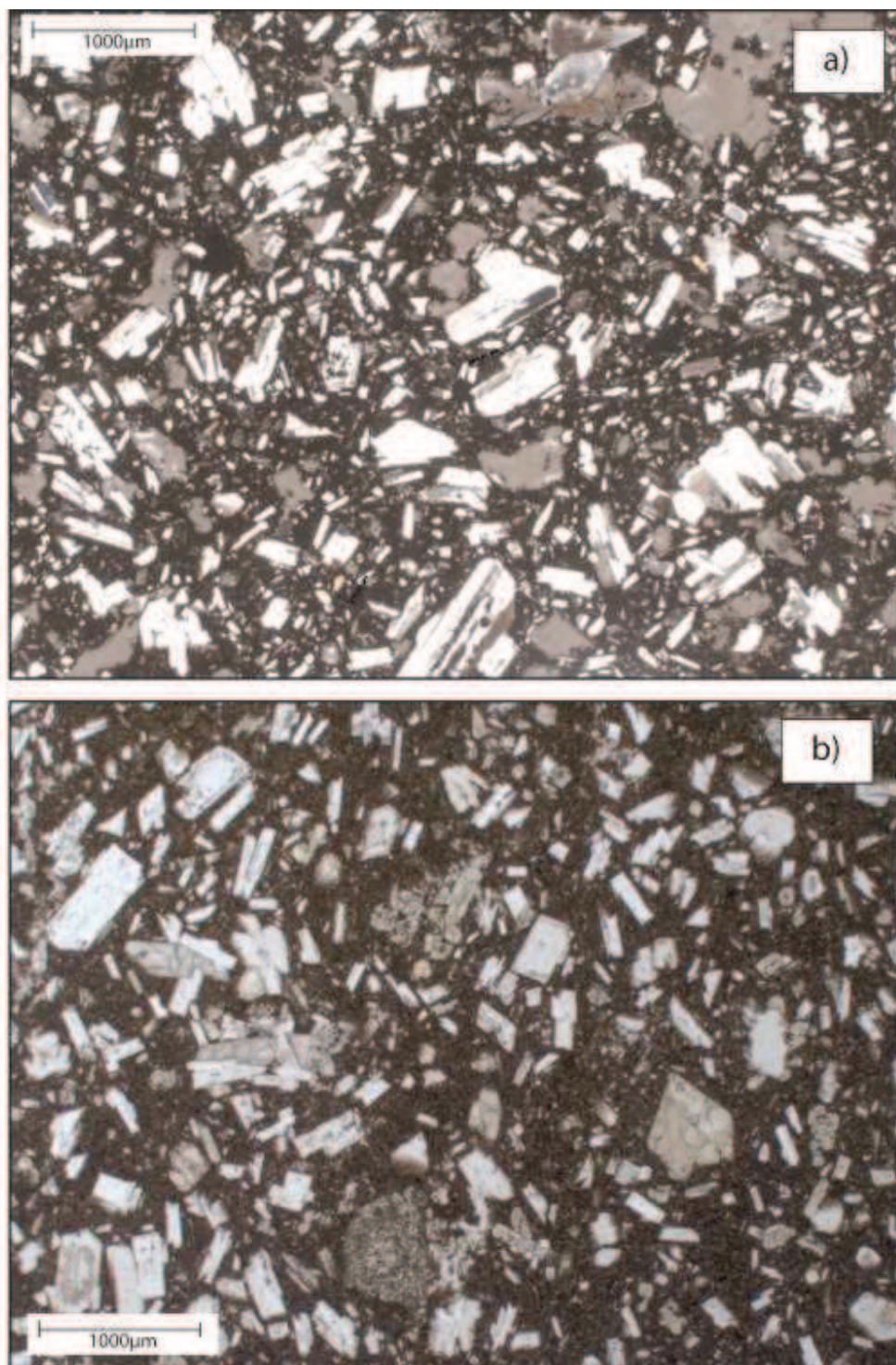
a) Sección delgada con nicoles cruzados de la muestra CH-DB-35a de "Samaniego et al., 2012" de la avalancha de Riobamba, se diferencia del lahar Mera por su mayor porcentaje de plagioclasas y además la presencia de hornblendas oxidadas y alteradas. b) Vista con nicoles cruzados sección delgada muestra CH-DB-36b de las hornblendas oxidadas, presencia de plagioclasas, opacos y su matriz formada por esta asociación.



a) Sección delgada con nicols cruzados de la muestra CH-DB-34a de "Samaniego et al., 2012" de la avalancha de Riobamba, se diferencia del lahar Mera por su mayor porcentaje de plagioclasas y además la presencia de hornblendas oxidadas y alteradas. b) Vista con nicols cruzados de las hornblendas oxidadas, plagioclasas, piroxenos y opacos.



a) Sección delgada con nicols cruzados de la muestra TG-JB-56 de "Bustillos, 2008" del DAE-Huisla donde se presenta una andesita con plagioclasas, piroxenos y opacos, vesiculada. b) y c) Sección delgada de la muestra TG-JB-50b de "Bustillos, 2008" del DAE-Huisla donde se muestran las plagioclasas, clinopiroxenos y su matriz formada por microlitos de esta asociación característicos del DAE.



a) Sección delgada con nicols cruzados de la Muestra DAE-Huisla recolectada en este en este proyecto antes muestraeda por Bustillos, 2008, donde se observa las plagioclasas y piroxenos y opacos . b) Sección delgada de la muestra Mera del deposito laharico Mera donde se muestra la asociación mineral: plagioclasas> clinopiroxenos>> ortopiroxenos>> opacos. (Anexo 4.4)

## ANEXO 4.13. RESULTADOS DE LA DATACIÓN DEL PEDAZO DE MADERA ENCONTRADO EN EL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA EN LA ZONA DE MORAVIA CERCA DE MERA.



Consistent Accuracy ...  
... Delivered On-time

Beta Analytic Inc.  
4985 SW 74 Court  
Miami, Florida 33155 USA  
Tel: 305 667 5167  
Fax: 305 663 0964  
Beta@radiocarbon.com  
www.radiocarbon.com

Darden Hood  
President

Ronald Hatfield  
Christopher Patrick  
Deputy Directors

December 20, 2013

Dr. Patricia Mothes  
Escuela Politecnica Nacional  
Instituto Geofísico  
Casilla 1701-2759  
Quito, Ecuador

RE: Radiocarbon Dating Result For Sample Mera-Lahar13

Dear Dr. Mothes:

Enclosed is the radiocarbon dating result for one sample recently sent to us. The sample provided plenty of carbon for accurate measurement and the analysis proceeded normally. As usual, the method of analysis is listed on the report with the results and calibration data is provided where applicable.

The web directory containing the table of all your results and PDF download also contains pictures including, most importantly the portion actually analyzed. These can be saved by opening them and right clicking. Also a cvs spreadsheet download option is available and a quality assurance report is posted for each set of results. This report contains expected versus measured values for 3-5 working standards analyzed simultaneously with your sample.

The reported result is accredited to ISO-17025 standards and the analysis was performed entirely here in our laboratories. Since Beta is not a teaching laboratory, only graduates trained in accordance with the strict protocols of the ISO-17025 program participated in the analyses. When interpreting the result, please consider any communications you may have had with us regarding the sample.

If you have specific questions about the analyses, please contact us. Your inquiries are always welcome.

The cost of the analysis was charged to the VISA card provided. Thank you. As always, if you have any questions or would like to discuss the results, don't hesitate to contact me.

Sincerely,

Digital Signature on File


**BETA ANALYTIC INC.**

DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD

 4985 S.W. 74 COURT  
 MIAMI, FLORIDA, USA 33155  
 PH: 305-667-5167 FAX: 305-663-0964  
 beta@radiocarbon.com

## REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Dr. Patricia Mothes

Report Date: 12/20/2013

Escuela Politecnica Nacional

Material Received: 12/3/2013

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 366381	NA	-29.5 ‰	> 43500 BP

SAMPLE : Mera-Lahar13

ANALYSIS : RadiometricPLUS-Standard delivery

MATERIAL/PRETREATMENT : (wood): acid/alkali/acid

COMMENT:

(1) The  $^{14}\text{C}$  activity was extremely low and almost identical to the background signal. In such cases, indeterminate errors associated with the background add non-measurable uncertainty to the result. Always, the result should be considered along with other lines of evidence. The most conservative interpretation of age is infinite (i.e. greater than).

(2) A Measured Radiocarbon Age is not reported for infinite dates since corrections may imply a greater level of confidence than is appropriate.

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, 'present' = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the  $^{14}\text{C}$  activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby  $^{14}\text{C}$  half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios (delta  $^{13}\text{C}$ ) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the delta  $^{13}\text{C}$ . On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed delta  $^{13}\text{C}$ , the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by \*\*\*. The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.

**ANEXO 4.14. FOTOGRAFÍAS DE EVIDENCIA DE DEPÓSITOS LACUSTRES. a) VIA A PATATE, b) SECTOR DEL RELLENO SANITARIO DE PELILEO, c) DAE-HUISLA EN EL SECTOR DEL RELLENO SANITARIO DE PELILEO.**





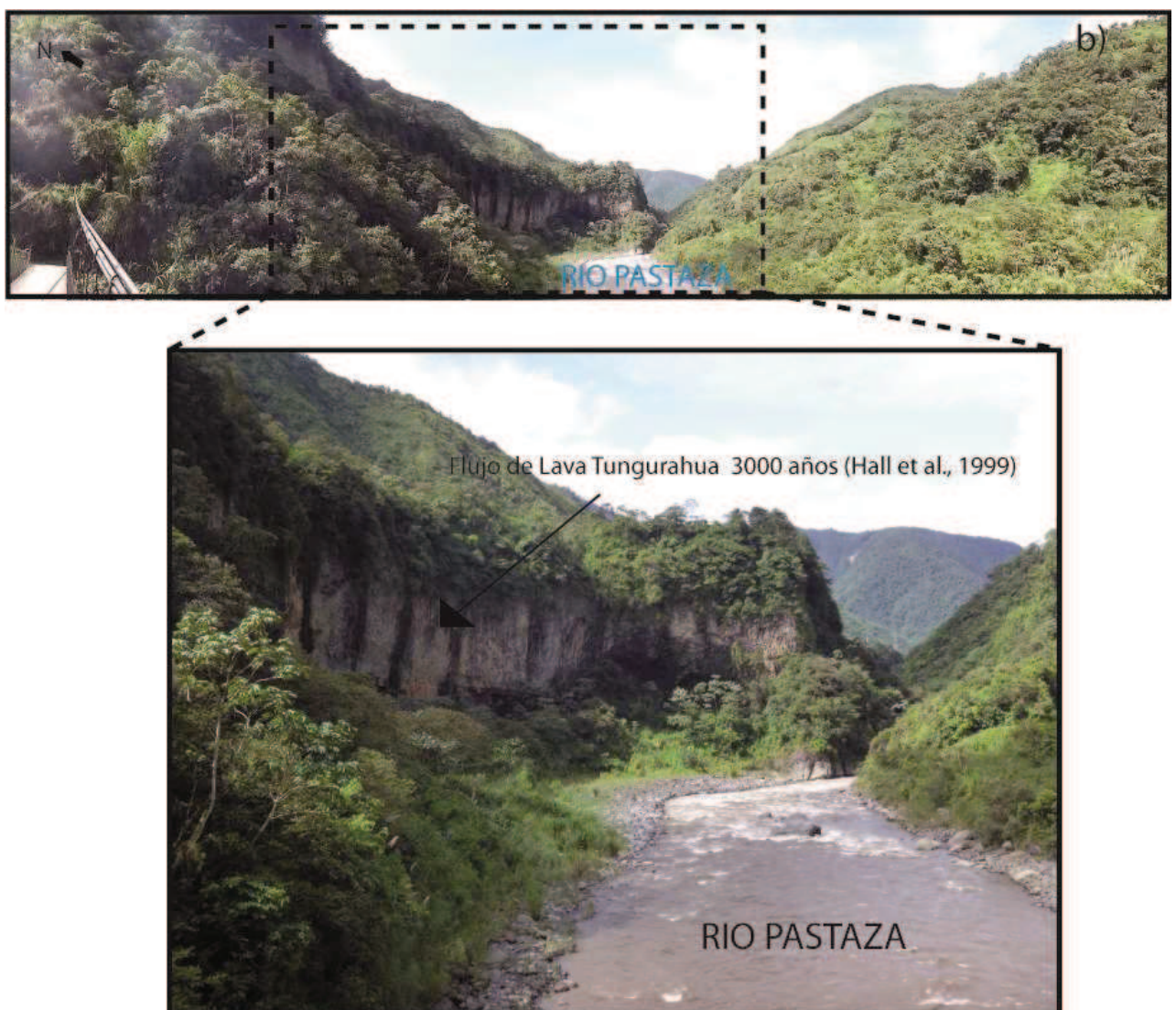


b)



c)

**ANEXO 4.15. FOTOGRAFÍAS DEL SECTOR DEL PLACER DONDE EL DEPÓSITO DE LAVA DEL TUNGURAHUA (3000 años AP) POSIBLEMENTE SE ENCUENTRA SOBREYACIENDO AL LAHAR MERA.**





## ANEXO 4.17. CALCULO DE VOLÚMENES DEL DEPÓSITO LAHÁRICO MERA

Depósito Lahárico Mera

Espesor Promedio del depósito lahárico Mera (km)	Área presumible del depósito lahárico Mera en su trayecto (km <sup>2</sup> )	Volumen de transporte (km <sup>3</sup> )	Área actual del depósito lahárico Mera (km <sup>2</sup> )	Volumen actual del depósito lahárico Mera (km <sup>3</sup> )
0,040	194,763	7,791	30,040	1,202

DAE-Huisla

Espesor Promedio del DAE-Huisla (km) (Bustillos, 2008)	Área (km <sup>2</sup> ) (Bustillos, 2008)	Volumen (km <sup>3</sup> ) (Bustillos, 2008)	Área (km <sup>2</sup> ) Este proyecto	Volumen (km <sup>3</sup> ) Este Proyecto
0,05	65	3,25	80	4

Caudales Río Pastaza (Base HidroAgoyán 1999-2007)

Año	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
Caudal Promedio Anual (m <sup>3</sup> /s)	100,23	145,76	115,29	110,61	100,11	115,90	101,76	112,21	76,07

Caudal Promedio (m <sup>3</sup> /s)	108,66	Velocidad (Vallance and Scott, 1997) (m/s <sup>2</sup> )	19
-------------------------------------	--------	--	----

Distancia Pindo-Cumanda (km)	2,71
Altura promedio (km)	0,04-0,07
Area Promedio (km <sup>2</sup> )	0,1084

Velocidades (km/s)	0,007	0,01	0,019
Caudal Calculado (km <sup>3</sup> /s)	0,0007588	0,001084	0,0020596
Caudal Calculado (m <sup>3</sup> /s)	758800	1084000	2059600

### CAUDAL PROMEDIO MENSUAL 1999-2007

#### RIO PASTAZA

