

# CAPITULO 1

## INTRODUCCION

El Complejo Volcánico Chimborazo (**CVCh**) es el volcán más alto de la Zona Volcánica Norte de los Andes (6268 msnm). El Chimborazo se ha construido sobre la Cordillera Occidental del Ecuador, se ubica a 150 km al SSW de Quito y a 28 km al Noreste de Riobamba. Tiene una base de 20 x 14 km y un relieve que puede alcanzar entre 2000 y 3000 metros, mientras que las pendientes de sus flancos altos tiene hasta 30° de inclinación.

El Chimborazo está cubierto por un importante casquete glaciar formado por una cúpula somital y 16 lenguas glaciares. A causa de los vientos húmedos predominantes que vienen de la cuenca amazónica, los glaciares Nororientales bajan hasta la cota 4600 m, mientras que en la zona Occidental el glaciar desciende hasta máximo 5300 m (p.e. glaciar Thielman). En las últimas décadas se ha observado un claro retroceso de los glaciares que cubren éste y otros volcanes ecuatorianos (p.e. Cotopaxi, Antisana), ocasionando un impacto ambiental negativo sobre sus habitantes. Por otro lado, la disminución de la masa glaciar facilita el reconocimiento de las estructuras volcánicas que antes permanecieron ocultas, hecho que ha motivado el inicio de un nuevo estudio geológico de este volcán.

El agua proveniente del deshielo del Chimborazo es drenada por numerosas quebradas, las cuales alimentan tres sistemas fluviales principales: 1) río Mocha al Este, 2) río Chimborazo al Sur y 3) río Ambato al Norte, todos ellos afluentes del río Pastaza que se dirige hacia la cuenca Amazónica.

Todo el macizo volcánico es parte de la reserva de reproducción faunística Chimborazo, una zona turística de recreación y protección animal. Adicionalmente, las tierras bajas aledañas al volcán son zonas agrícolas y ganaderas de gran importancia en la economía local.

El Departamento de Geofísica de la Escuela Politécnica Nacional (DG-EPN) y el Institut de Recherche pour le Développement (IRD), en el marco del convenio de cooperación científico - técnica en el área de la vulcanología existente desde 1994, decidieron emprender el estudio de este volcán, con el fin de dar solución a cuatro problemas existentes y que ya han sido reconocidos en trabajos anteriores, estos son:

- 1) Definir cuál es la posición estratigráfica del enorme depósito de avalancha que cubre la cuenca de Riobamba.
- 2) Conocer la actividad eruptiva de el o los centros eruptivos más jóvenes y su relación con las secciones de tefras del plateau occidental.
- 3) Determinar la edad de la última actividad volcánica y describir sus dinamismos.
- 4) Proponer un modelo de evolución geológica mediante el uso de suficientes dataciones radiométricas absolutas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y  $^{14}\text{C}$ .

El presente trabajo está dividido en ocho (8) capítulos. El primer capítulo trata de involucrar al lector en el tema de estudio, para lo cual se realiza en primera instancia una amplia explicación del propósito, objetivo y alcance del tema de estudio, en segundo lugar se exponen varios temas como ubicación geográfica, fisiografía, hidrografía y clima con el objeto de orientar y recrear al lector las condiciones físicas de la zona de estudio, posteriormente se hará un recuento de los trabajos anteriores realizados sobre el Chimborazo, finalmente se describirá la metodología a seguir para resolver los diferentes problemas postulados. En el segundo capítulo se realiza un amplio resumen de la historia geológica del Ecuador desde sus inicios hasta la actualidad, colocando mayor énfasis en la geología y tectónica del basamento de la zona de estudio.

Los tres capítulos subsiguientes son la parte medular de este trabajo. En el capítulo 3 se realiza la descripción pormenorizada de todas y cada una de los depósitos que conforman las unidades geológicas volcánicas y glaciares del complejo. El cuarto capítulo abarca la caracterización petrográfica y geoquímica de los productos volcánicos del Complejo. Finalmente, el capítulo 5 es un

resumen de la historia geológica del volcán Chimborazo, las edades radiométricas obtenidas son compiladas en una tabla que pone en evidencia los periodos de funcionamiento de cada uno de los edificios volcánicos.

En el capítulo 6 se realiza una discusión sobre los peligros volcánicos asociados con el Chimborazo, para lo cual se hace referencia en primer lugar al Mapa de Peligros volcánicos Potenciales Asociados al volcán Chimborazo (Beate et al., 1990) y en segundo lugar al nuevo conocimiento geológico y que ya fue presentado en los capítulos anteriores.

En el capítulo 7 se encuentran las conclusiones encontradas al finalizar el presente trabajo, así como también se enumeran las varias recomendaciones de actividades que permitirán mejorar este trabajo, también se hace referencia a futuros trabajos complementarios necesarios para terminar de entender a este volcán.

En el último capítulo se publica la lista en orden alfabético de todas las referencias bibliográficas utilizadas en este trabajo.

## **1.1 PROPOSITO E IMPORTANCIA DEL ESTUDIO**

Los trabajos anteriores han sido realizados con el fin de conocer la geología del volcán, sin embargo se ha mantenido una amplia discusión sobre la estructura del mismo, en particular lo relacionado con el o los edificios que fueron afectados por la DAE-SE y su actividad posterior. Gracias al retroceso de la cobertura glaciaria, actualmente el nevado brinda una oportunidad valiosa para reconocer su estructura volcánica, lo que podría ayudar a resolver los problemas relacionados al volcanismo post-avalancha. Por otro lado, gran parte de los problemas e inconsistencias encontrados en los modelos de evolución del volcán se deben a la ausencia de dataciones radiocronológicas, aspecto que tratará de ser cubierto en el presente estudio.

Este volcán presenta una morfología relativamente joven en comparación a la de sus volcanes vecinos (p.e. El Altar, Carihuairazo), lo que nos hace pensar que se trata de un volcán cuya edad podría ser sustancialmente más joven de lo que generalmente se ha pensado. Por otro lado, al no existir estudios detallados sobre la actividad reciente de este volcán, se han propuesto edades especulativas para sus últimas erupciones, por ejemplo: ~10 ka AP (Beate & Hall, 1989; Kilian, 1987a y b; Kilian et al., 1995), ~ 7 ka AP (Beate et al, 1990), antes de 11 ka AP (Clapperton, 1990), ~ 5 Ka AP (Hall & Beate, 1991).

Los indicios de actividad volcánica reciente, la ocurrencia de señales sísmicas relacionadas al movimiento de fluidos (IG, informes internos), las fuertes pendientes de sus flancos, el importante casquete glaciar que cubre al volcán y la presencia de poblaciones en sus alrededores, impone una re-evaluación de los peligros volcánicos asociados con este volcán. Una evaluación de los peligros volcánicos requiere en primera instancia conocer con detalle los dinamos eruptivos experimentados en el pasado geológico, el alcance de sus depósitos y su recurrencia eruptiva. Por tal motivo este trabajo busca un mejoramiento del conocimiento geológico de este volcán, lo cual redundará en una mejor evaluación de los peligros volcánicos potenciales asociados al volcán Chimborazo y de su mapa de peligros (Beate et al., 1990), publicado por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional.

La mayoría de los volcanes del mundo presentan etapas de crecimiento y etapas de destrucción, las que pueden ser asociados a fenómenos puramente volcánicos o debido a actividad sísmica que afecta la estabilidad del edificio volcánico. Estos eventos catastróficos pueden ser recurrentes, sin que necesariamente afecten a una misma zona del volcán. Por tal razón, es necesario conocer la estructura interna del edificio, conocer los tipos de litologías que lo conforman, establecer discontinuidades al interior del mismo y conocer las principales estructuras tectónicas regionales y locales que originaron o podrían controlar un evento catastrófico de gran magnitud.

Finalmente, este estudio es el punto de partida para futuros estudios geológicos y petrológicos, tanto a nivel local como regional. Así como también servirá de línea base para la elaboración de planes de mitigación de los peligros volcánicos asociados con este volcán, objetivos principales del Instituto Geofísico y del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) quienes auspician este proyecto.

## **1.2 OBJETIVOS**

### **1.2.1 OBJETIVO GENERAL**

Establecer la historia geológica del Complejo Volcánico Chimborazo (CVCh) y caracterizar sus depósitos volcánicos más recientes.

### **1.2.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS**

- Realizar la cartografía geológica, levantamiento de columnas estratigráficas y el muestreo de los diferentes depósitos volcánicos del CVCh.
- Realizar la caracterización petrográfica y geoquímica de los magmas del CVCh.
- Realizar la comparación de las rocas involucradas en el Depósito de Avalancha de Escombros Sur-Este (DAE-SE) respecto a las rocas que forman los diferentes edificios volcánicos, con el objeto de definir su edificio fuente.
- Determinar la cronología de las diferentes unidades geológicas, con especial énfasis en los productos volcánicos más recientes, mediante el uso de dataciones radiométricas absolutas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y  $^{14}\text{C}$ .
- Caracterizar las últimas fases de actividad volcánica de este volcán.
- Proponer un esquema de la historia geológica del complejo.
- Discutir el mapa de peligros volcánicos potenciales asociados con el volcán Chimborazo en función de los nuevos datos obtenidos.

### 1.3 ALCANCE Y LIMITACIONES

- La escala del mapa geológico será de 1:50 000, por lo que depósitos de poco volumen no podrán ser representados.
- Se realizarán las dataciones  $^{14}\text{C}$  y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  necesarias con el fin de tener una idea clara de los principales episodios de construcción del complejo volcánico.
- En este estudio únicamente se estudiarán las litologías involucradas en el colapso, se propondrá la ubicación del escarpe de la avalancha y finalmente se propondrá un posible origen para la desestabilización del edificio. No se realizará un estudio de las facies del DAE-SE (Fm. Riobamba) pues ésta ya ha sido estudiada en detalle por parte de estudiantes franceses auspiciados por el IRD (Alcaraz, 2002, Bernard, en curso).
- Los depósitos de tefras serán estudiadas mediante la realización de columnas estratigráficas descriptivas. No se tiene planeado realizar análisis granulométricos, mapas de isópacas, isopletras, ni de isoyetas. Tampoco se tiene planeado realizar petrografía microscópica de las tefras.
- La caracterización petrográfica de las tefras se la realizará macroscópicamente.
- La caracterización geoquímica de lavas y tefras se la realizará mediante la utilización de diagramas de "Harker", tanto de elementos mayores como elementos en traza. En esta parte del estudio no se incluye ningún tipo de análisis isotópicos.
- No se realizará un modelo petrogenético de los magmas.
- No se elaborará un nuevo mapa de peligros.

### 1.4 ASPECTOS GEOGRAFICOS

#### 1.4.1 UBICACIÓN

El volcán Chimborazo (1°28' S y 78°49' W) está ubicado en el extremo Noroeste de la provincia que lleva su nombre. Se edifica en el borde Oeste del Callejón

Interandino al Noroeste de la cuenca de Riobamba, en el centro del país. Las principales ciudades cercanas al volcán son: Ambato a 32 km en dirección Noreste, Riobamba a 28 km en dirección Sureste y Guaranda a 25 km en dirección Suroeste (Figs. 1.1 y 1.2).

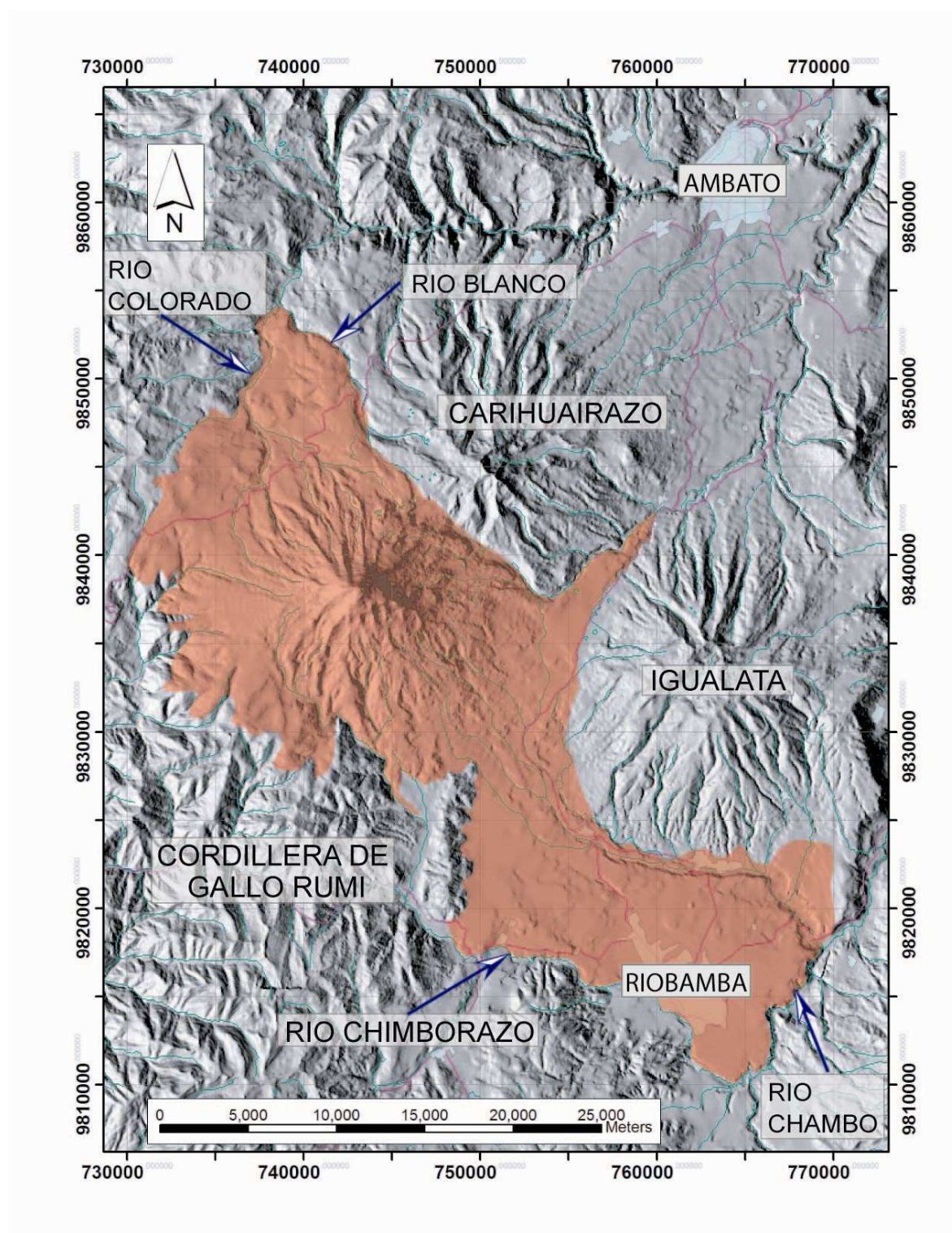


Fig. 1.1 Ubicación del área de estudio y sus límites.

El área de estudio se extiende desde la confluencia de los ríos Colorado y Blanco al Norte hasta el Río Chimborazo al Sur. Al Oeste es limitada por la cordillera de Gallo Rumi y al Este por los volcanes Carihuairazo e Iqualata. Los depósitos más distales viajan en dirección Sureste cerca de 33 km hasta el río Chambo (Fig. 1.1).

Para el presente trabajo, se utilizó como referencia los siguientes mapas topográficos a escala 1:50000, publicados por el Instituto Geográfico Militar en 1991:

- |                          |                        |
|--------------------------|------------------------|
| - Simiatug (Ñ IV – A3)   | - Guaranda (Ñ IV – C3) |
| - Chimborazo (Ñ IV – C1) | - Guano (Ñ IV – C4)    |
| - Quero (Ñ IV – C2)      | - Riobamba (Ñ IV – E2) |

Se utilizaron fotografías aéreas, a escala 1:20000, correspondientes al proyecto “Carta Nacional”. El área de estudio es atravesada por cinco líneas con rumbo N-S, fotografías tomadas en el año de 1962, de Oeste a Este son: (a) 2047 - 2052, (b) 2153 - 2158, (c) 1879 - 1885, (d) 1945 – 1951 y (e) 4473 - 4477. Adicionalmente, se contó con tres fotografías recientes, tomadas en el año 2000 a escala 1:60000 y que fueron cedidas por el IGM para este estudio, las fotografías corresponden a una sola línea N-S, estas son: 14489, 14490 y 14491.

#### 1.4.2. VÍAS DE ACCESO

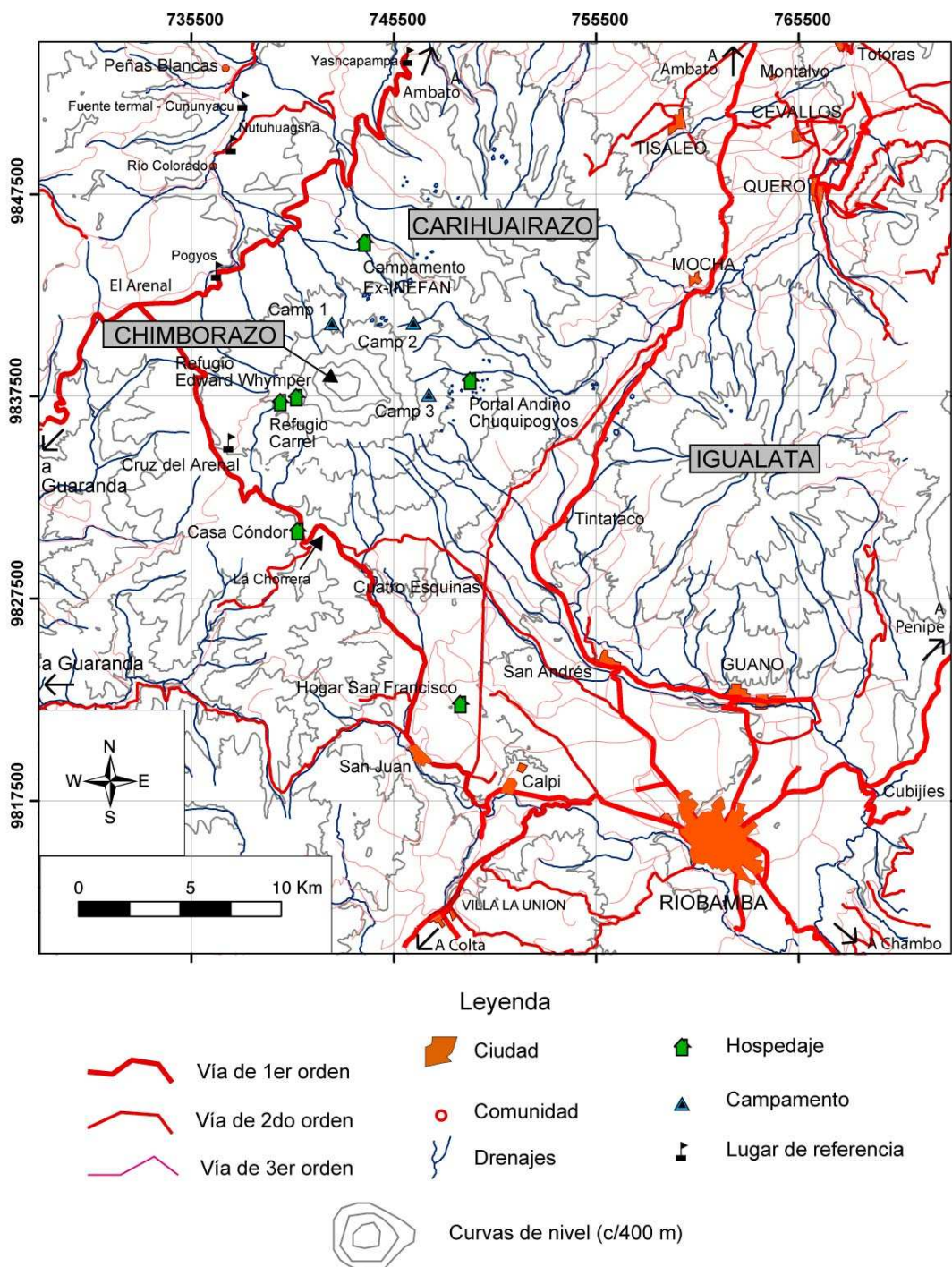
Existe una red vial de primer orden, la que cubre cerca de los dos tercios del área de estudio. El ingreso al área de estudio se lo puede realizar desde el Norte, por la **carretera Ambato-Guaranda**. El acceso hacia el flanco Sureste se lo realiza desde la **carretera “Panamericana”**, la que une las ciudades de Ambato y Riobamba. Desde el Sur, la aproximación se la realiza desde Riobamba siguiendo la **carretera Riobamba-Guaranda**, al tomar el desvío a San Juan, esta vía continúa por todo el borde Oeste del macizo, hasta unirse con la carretera Ambato-Guaranda en el sector de El Arenal. Hay que mencionar que las **vías San Andrés-Guano, Riobamba-Guano, Riobamba-Chambo y Riobamba-Penipe** atraviesan gran parte de los depósitos volcánicos distales del Chimborazo.



Las vías de segundo orden se encuentran en buen estado, estas permiten el acceso a sitios importantes en términos logísticos, lo que facilitó el trabajo de campo. Una de ellas es la **vía al refugio Edward Whymper** a 4800 m.s.n.m. (UTM 399 372), la que parte desde la Cruz de El Arenal (UTM 374 352) sobre la carretera San Juan - El Arenal, donde asciende hasta la planicie del refugio.

Una segunda vía en buenas condiciones, corresponde la **vía La Chorrera – Cuatro Esquinas**, esta vía atraviesa el flanco Sur y Sureste del masivo. Partiendo de Cuatro Esquinas (UTM 500 380) en dirección Norte, tenemos la **vía Cuatro Esquinas - Mocha**, vía que recorre parte al flanco Este del volcán. En la planicie Norte, tenemos la presencia de una vía antigua pero en buen estado y muy concurrida, esta vía es conocida como “**vía Flores**”, se trata de la antigua carretera Ambato - Guaranda, la que partiendo desde Ambato recorre junto al río del mismo nombre aguas arriba hasta unirse con la carretera nueva Ambato-Guaranda, a la altura de Pogyos (UTM 368 437). En este mismo sector, se tiene una vía alterna que recorre paralela a la carretera principal, la que parte desde la vía antigua Ambato – Guaranda en el sector de Ñutuhugsha (UTM 375 499) hasta llegar a la comunidad de Yashcapampa (UTM 462 543) al Norte del Carihuairazo, para posteriormente unirse con la carretera nueva.

Caminos de tercer orden, considerados transitables, son los que en su mayoría nos aproximan de mejor forma al volcán. Así mencionaremos algunos de ellos por su importancia en este estudio. En el flanco Norte, tenemos el camino que recorre de Norte a Sur, desde la comunidad de Cununyacu sobre la carretera Ambato-Guaranda, hasta llegar al campamento del ex- INEFAN (UTM 441 451) a una altura de 4200 m.s.n.m. y con una prolongación que solo funciona en el verano se alcanza el valle de Abraspungo al Noreste del nevado. En las laderas Este y Sureste, existen diversos caminos de verano, que partiendo desde las vías secundarias, alcanzan cerca de los 4400 m de altura con cierto grado de dificultad, tal es el caso del camino que conduce desde el Páramo de Urbina en la vía antigua Ambato – Riobamba al refugio “Portal Andino” (UTM 493 383) al Este del macizo.



**Fig. 1.2 Mapa con la ubicación de las principales ciudades, vías de acceso, lugares de referencia y sitios estratégicos.**

Por otro lado, la morfología bastante abrupta del flanco Sur y las complicadas condiciones climáticas al lado Noreste del nevado, hace que no existan caminos transitables en estos sectores.

Al no existir asentamientos humanos sobre el flanco Oeste, no se ha desarrollado una infraestructura vial importante, tan solo se cuenta con escasos caminos de tercer orden los que no cuentan con mantenimiento, sin embargo y debido a la ausencia de lluvias en este sector hace que su estado sea aceptable.

### **1.4.3 POBLACIONES ALEDAÑAS Y SU ECONOMÍA**

Existen tres ciudades principales en los alrededores del volcán. Una de ellas es la ciudad de Ambato capital de la provincia del Tungurahua, donde una gran parte de la ciudad se ubica a lo largo de las riberas del río Ambato, el río Colorado es uno de sus principales tributarios y que nace de los deshielos del Chimborazo. Ambato es la cuarta ciudad del País, su economía está basada principalmente en el comercio, así como en las actividades agrícolas y ganaderas de las zonas aledañas a la urbe. El río Ambato es una de las principales fuentes de agua potable del cantón Ambato, así como de agua de riego de los cantones aledaños como Pelileo y Quero.

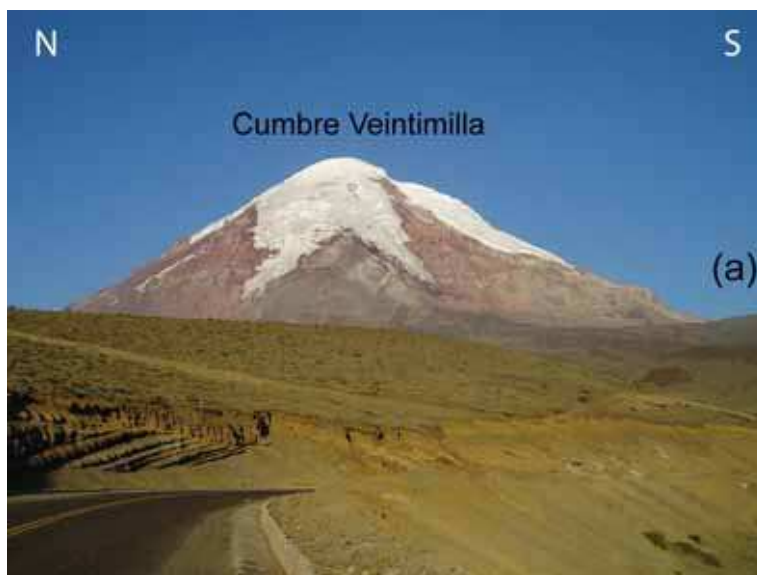
La ciudad de Riobamba capital de la provincia del Chimborazo es una zona netamente agrícola y ganadera. Hay que mencionar que durante los últimos 10 años la ciudad de Riobamba ha experimentado un importante crecimiento económico debido al constante intercambio de productos entre las provincias centrales de la sierra y de la costa del Ecuador. Al extremo occidental de la ciudad se localiza la fábrica de cemento Chimborazo, una importante fuente de ingresos para la economía local. Los cantones Riobamba, Guano y Chambo están asentados sobre varios depósitos volcánicos del Chimborazo.

Por último, al Oeste del macizo se localiza la ciudad de Guaranda, aunque es una de las ciudades más próximas al volcán, ésta se encuentra separada por la cordillera de Gallo Rumi, así de cierta forma está asilada de la influencia de los fenómenos volcánicos de flujo provenientes del volcán. Sin embargo, Guaranda y sus cantones vecinos se encuentran en la ruta directa de las nubes de ceniza. La provincia de Bolívar es por excelencia una región agrícola, ganadera y textil.

En las cercanías del macizo, se asientan varios caseríos y comunidades indígenas dispersas de Puruhaes al Sur y de Quichuas –Panzaleos al Norte. Su economía está basada netamente en la agricultura, el pastoreo de animales mayores y en muy pocos casos de la extracción de hielo, actividad que se realiza de forma artesanal y como tradición en la parte Sureste del nevado. En estos últimos años se ha desarrollado el “ecoturismo de montaña”, como modo de suplir las necesidades económicas familiares y comunitarias, aprovechando el impulso a nivel mundial que ha sufrido esta actividad en la última década.

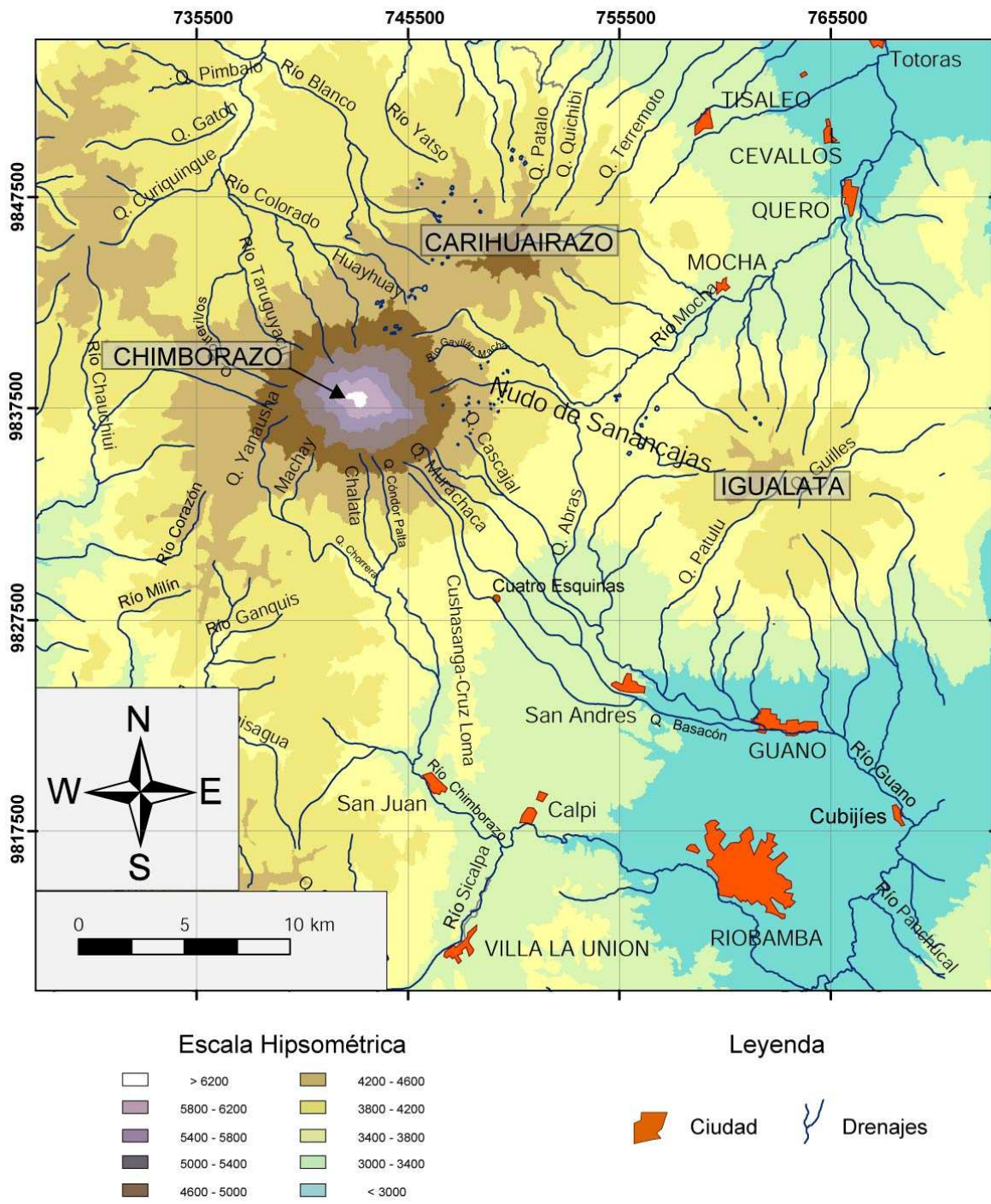
#### 1.4.4 FISIOGRAFÍA

El volcán Chimborazo constituye un cono compuesto de forma ovalada (Figs. 1.3 y 1.4). Se encuentra cubierto por enormes masas glaciares que descienden por todos sus flancos (Figs. 1.3 y 1.6; Tabla 1.1).



**Fig. 1.3 (a) Vista panorámica tomada desde el “plateau” de tefras al occidente del volcán, muestra la forma de un estrato cono simple; (b) Vista panorámica Sur del nevado, se observan las tres cumbre: Whymper (6268 m), Politécnica (5850 m) y Nicolás Martínez (5650 m).**





**Fig. 1.4 Mapa Fisiográfico e Hidrográfico.**

Desde el WNW y ESE la montaña tiene la forma de un estrato-cono simple, pero visto desde el Sur y Norte es un gran macizo compuesto de tres cumbres mayores. La cumbre Whympet (6268 m) es el punto más alto del nevado, esta cumbre se encuentra separada de la cumbre Veintimilla por una ligera depresión.

Un poco más hacia el Este, se encuentran las cumbres Politécnica (5850 m) y Nicolás Martínez (5650 m).

El macizo tiene un relieve de aproximadamente 2000 – 3000 m sobre su base sin tomar en cuenta los depósitos más lejanos (Figs. 1.3 y 1.4). El edificio presenta un diámetro basal en sentido NNE-SSW de 14 km, y un diámetro WNW-ESE de 20 km.

Las pendientes que forman el cono joven son moderadamente fuertes, entre 31° y 37° (Beate & Hall, 1989), mientras que para las paredes correspondientes a las partes antiguas del macizo pueden llegar incluso a superar los 50° de inclinación.

#### **1.4.5 HIDROGRAFÍA**

La fusión del casquete glaciar origina los diversos riachuelos que abastecen de agua a las cuencas de los ríos Ambato, Chambo y Chimbo. El 90% de las aguas van hacia el oriente para alimentar al río Pastaza, y tan solo un 10 % se dirige al occidente.

La red hidrográfica se divide en cuatro sectores de acuerdo al rumbo de escorrentía de las mismas (Fig. 1.4). Los drenajes del flanco Norte, confluyen para formar la cuenca alta del río Ambato. Los ríos Colorado y Blanco nacen en los deshielos del Chimborazo y del Carihuairazo, respectivamente. Los drenajes del flanco Este, son recogidos por un solo drenaje principal (río Mocha) que recorre de Noroeste a Sureste y luego gira abruptamente en sentido anti - horario para fluir de Suroeste a Noreste. La red hidrográfica del Sur, está formada por dos abanicos separados por un alto topográfico de rumbo Norte-Sur (Cushasanga – Cruz Loma) ubicado al Norte del pueblo de San Juan (Fig. 1.4). Los ríos que se ubican al Oeste de esta cordillera contribuyen sus aguas al río Chimborazo, mientras que los drenajes del Este, contribuyen sus aguas al río Guano, ambos ríos tributarios del río Chambo. Al Occidente del macizo, es escasa la descarga de fluidos superficiales, siendo de mayor importancia la presencia de ríos subterráneos, acuíferos que descargan sus aguas en vertientes, por ejemplo al

Norte (Pogyos), caudales importantes que contribuyen al río Colorado. Al Oeste existe un pequeño riachuelo (Q. Yanahusha) que nace de los deshielos del glaciar de Thielman, recorre varios kilómetros con una dirección Este – Oeste, luego realiza un giro antihorario para tomar una dirección Norte - Sur. Este riachuelo se une al río Machay que nace en los deshielos del “glaciar de Debris” al Suroeste del nevado para formar el río Chimborazo.

#### **1.4.6 CLIMA, COBERTURA GLACIAR, FLORA Y FAUNA**

##### **Clima**

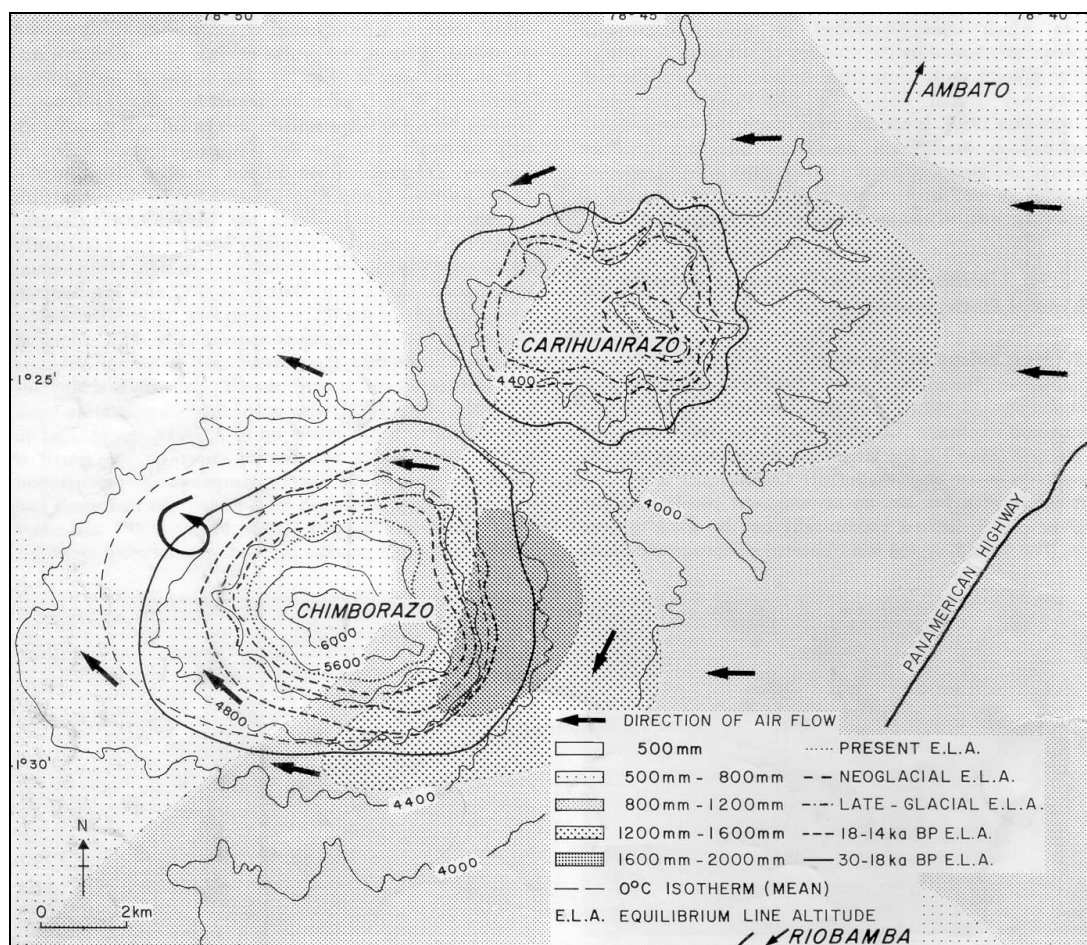
El clima de los Andes ecuatorianos está influenciado principalmente por la altitud, latitud y la persistencia de las masas de aire húmedas cálidas derivadas de los sistemas de vientos tropicales provenientes del océano Atlántico (Clapperton, 1986). Los vientos cuyo movimiento generalmente es hacia el Oeste sobre la cuenca amazónica, se dirigen hacia los Andes, donde chocan y produce precipitación de tipo “orogénica” en las estribaciones de la Cordillera Real (Hastenrath, 1981), con mayor o menor intensidad según la época del año. Este fenómeno produce que las masas de aire pierdan humedad, lo que trasciende en la generación de lluvias débiles en el Callejón Interandino y en la Cordillera Occidental (Clapperton, 1986).

La dirección actual de los vientos en la región del Chimborazo varía según la época del año. Durante el invierno la dirección de los viento es de SW a NE, mientras que en el verano los vientos van de Sur a Norte.

El pronunciado gradiente climático a través de las montañas andinas (Clapperton, 1990) es evidenciado por el mayor desarrollo de masas glaciares en los flancos orientales que en los flancos occidentales, principalmente en los nevados edificadas sobre la Cordillera Real. En el caso particular del Chimborazo, las masas de aire cálido y húmedo atraviesan la cordillera Real con relativa facilidad a través de la depresión Pastaza, hasta llegar y chocar con el macizo, dando lugar a la formación de grandes campos glaciares en el flanco Este del nevado.

La mayor precipitación se da entre los meses de marzo a mayo, siendo el mes de abril el más lluvioso y el mes de mayo el de mayor precipitación (Villacís, 2001). Una segunda época de lluvias ocurre entre octubre y noviembre.

Los meses de menor precipitación ocurren durante el verano, correspondientes a meses de julio/agosto y durante el “veranillo” en enero/febrero (Villacís, 2001).



**Fig. 1.5 Nivel de lluvias, línea de equilibrio altitudinal (ELA) y dirección del viento. Tomado de Clapperton (1990).**

Los valores de precipitación media anual de las estaciones ubicadas al Norte (Pilahuín) y al Sur (San Juan), muestran un valor similar de 682 mm/a (Villacís, 2001). Mientras que los 2000 mm/a de lluvia registrados en el flanco Este contrasta con los 500 mm/a de lluvia registrados en el flanco Oeste y más aún con



los 200 mm/a de lluvia que se registra en el continuo Callejón Interandino (Clapperton, 1990).

La temperatura media anual a 3600 m de altura es de 7°C y la altura promedio anual de la isoterma de 0°C es 4700 m, el gradiente de temperatura atmosférica tiene una razón de 0.65°C/100 m sobre los 3600 m, pero cambia a 0.75°C/100 m en alturas mayores (Graf, 1981).

### **Cobertura Glaciar**

El glaciar del Chimborazo actualmente se beneficia de suficiente precipitación y de buena humedad a través de todo el año lo que beneficia la preservación de su masa glaciar, sin embargo a mediano plazo se conoce que este se encuentra cerca de su límite de supervivencia (Schotterer et al., 2003).

Los campos glaciales que cubren al macizo rocoso tienen una permanente recarga de nieve fresca, lo que les permite tener un aspecto joven y una morfología típica de los campos glaciales Andinos. La mayoría de los glaciares parten desde una cúpula somital formando extensos mantos de nieve y hielo de hasta 3 km de longitud, o caen sobre las abruptas paredes dejadas por los colapsos de sus edificios o por las paredes superiores de los circos glaciares dejados por la intensa erosión en forma de cascadas de hielo (Sauer, 1965; Clapperton, 1990); p.e. glaciar de Spruce en el flanco Norte del nevado. Casos especiales son los glaciares regenerados, formados a partir del recongelamiento del agua de la fusión generado en las cascadas de hielo, la que al alcanzar zonas con pendientes moderadas permite la acumulación de hielo y la consecuente formación de campos glaciares, como es el caso de los glaciares de Carlos Zambrano, Teodoro Wolf y Debris (Fig. 1.6).

La cobertura glacial está controlada por la altura, temperatura, precipitación, dirección del viento, humedad y morfología del macizo, lo que se ve reflejado claramente en la asimetría del casquete glacial. Zonas de abundante cobertura glaciar se encuentran al Noreste, mientras que zonas de muy escasa cobertura se

encuentran al lado occidental del macizo, donde la línea de nieves perpetuas sube impresionantemente hasta cerca de los 6000 m.

Autor	Whympfer	Meyer	Sauer	Hastenrath	Kilian	Clapperton	Barba
Año	1892	1907	1971	1981	1987	1990	2003
Nombre del glaciar	Spruce	Spruce	Spruce	1	Reiss	Spruce	Spruce
	Reiss	Reiss	Reiss	22	esquematzado, pero no nombrado	Reiss	Reiss
			Lea Hearn	21		esquematzado, pero no nombrado	Lea Hearn
	Stübel	Stübel	Stübel	20	Wagner	Thielmann & Stübel	Stübel
	Thielmann	Thielmann	Thielmann	19	Thielmann	Stübel	Thielmann
	Debris	Trümmer	Trümmer	18	Trümmer	Debris	Debris*
	Totorillas	Totorillas	Totorillas	17	Totorillas?	Totorillas	Totorillas
	Humboldt	Grosser Sür	Walter Sauer	16	Stübel	Walter Sauer	Glaciar fósil
		Kleiner Sür		15			
		Südsüdost	Humboldt	14	Humboldt	Humboldt	Humboldt*
		Südost		13			
			Carlos Pinto	12	Humboldt	Carlos Pinto	Glaciar fósil
			esquematzado, pero no nombrado	11		-	-
			Nicolás Martínez	10	Boussingault	Nicolás Martínez	Nicolás Martínez*
	Boussingault	Ostsüdost or Boussingault	Boussingault	9	Morena	Boussingault	Boussingault
	Chuquipogyo	Chuquipogyo	-	8	-	-	-
	Moreno	Ost or Moreno	García Moreno	7	Whympfer	García Moreno	García Moreno
	dos esquematzados, pero no nombrados	Teodoro Wolf	Teodoro Wolf	6	Teodoro Wolf	Teodoro Wolf	Teodoro Wolf*
		Carlos Zambrano	5	esquematzado, pero no nombrado	-	Carlos Zambrano	
Reschreiter		Reschreiter	4	Reschreiter	Reschreiter	Reschreiter*	
Hans Meyer		Hans Meyer	3	Abraspungo	Hans Meyer	Hans Meyer	
Abraspungo	Abraspungo	Abraspungo	2	Spruce	Abraspungo	Abraspungo*	

**Tabla 1.1. Inventario de glaciares de diferentes autores desde 1892 hasta la fecha. Modificado de Barba (2003). Con un \* se marcan los glaciares que posee una extensión fósil.**

Por otro lado, los glaciares a nivel mundial han venido retrocediendo por algunos cientos de metros en los últimos años, es así que su morfología, estructura, forma y tamaño han cambiado. Este es el caso de los glaciares del volcán Chimborazo, donde en el transcurso del tiempo han perdido gran parte de su volumen pero han mantenido su forma, razón por la cual es necesario actualizar el inventario de glaciares y sus características.

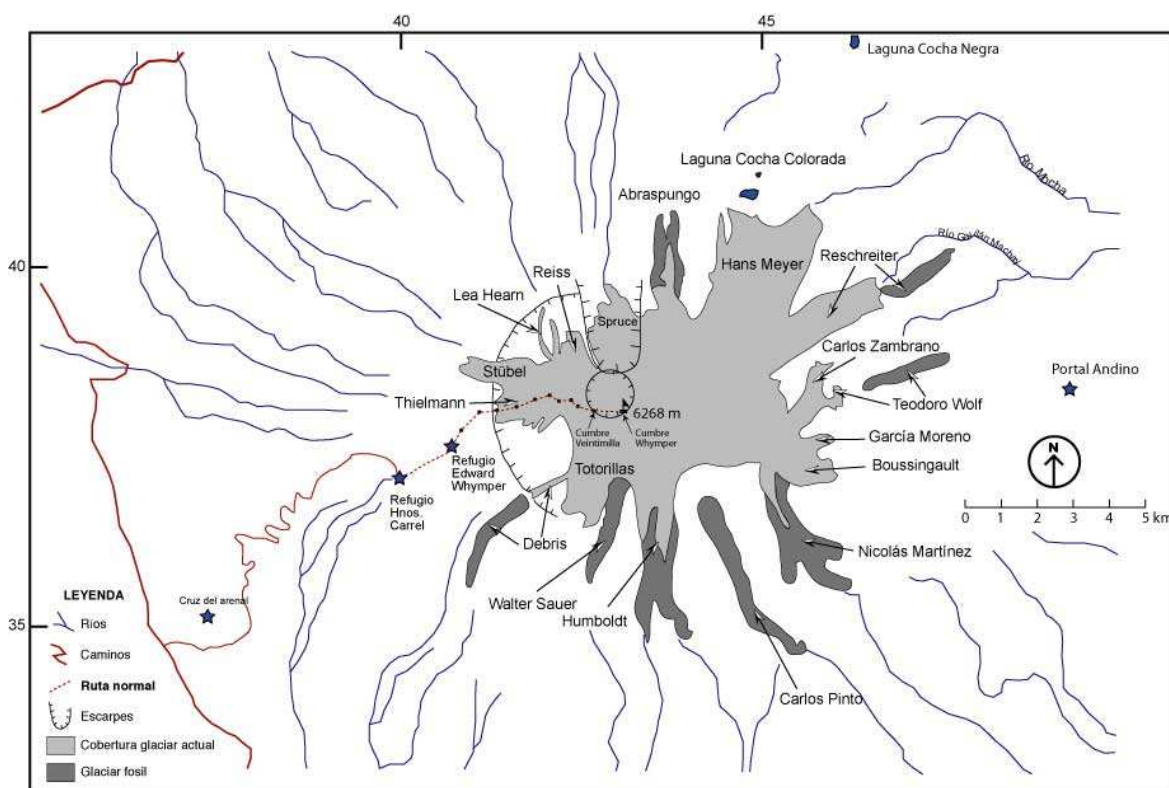
Hastenrath (1981) realiza una recopilación de los trabajos de Whymper (1882), Meyer (1907), Sauer (1971) e incorpora la interpretación de las fotografías aéreas tomadas en 1962 publicando así un nuevo listado de las lenguas glaciares. Clapperton (1990) realiza un trabajo más fino de cartografía basado en fotografías aéreas pero acompañado con un extenso trabajo de campo. La combinación de las propuestas anteriores y al contar con fotografías aéreas tomadas en el 2000 dió como resultado un nuevo listado de las lenguas glaciares, realizada por Barba (2003).

Las lenguas glaciales que constituyen éste casquete son: Spruce, Abraspungo (parte joven), Hans Meyer, Reschreiter (parte joven), Carlos Zambrano, Teodoro Wolf (parte joven), García Moreno, Boussingault, Nicolás Martínez (parte joven), Humboldt (parte joven), Totorillas, Debris (parte joven), Thielmann, Stübel, Lea Hearn y Reiss, nombrados en sentido horario y desde el Norte (Tabla 1.1; Fig. 1.6). Adicionalmente se han identificado tres glaciares parcialmente fosilizados, es decir que se encuentran todavía conectados al casquete glacial principal, son de este tipo los glaciares de: Abraspungo, Nicolás Martínez y Humboldt. Por último, se ha encontrado cinco glaciares fósiles, los que cuentan con independencia total respecto al casquete principal y que se encuentran parcialmente cubiertos por morrenas, estos son: glaciar Reschreiter (parte fosilizada que está separada de su parte joven por una cascada de agua en lecho rocoso de al menos 100 m de altura), Teodoro Wolf, Carlos Pinto, Walter Sauer y "Debris" o Trümmer (parte fosilizada).

La Tabla 1.1 y la Fig. 1.6 tienen tres fines fundamentales, el primero es definir futuras fuentes de agua, el segundo refleja el comportamiento del glaciar en

respuesta a los cambios climáticos y por último al reconocer que el Chimborazo es un volcán potencialmente activo, resulta adecuado conocer las características de su masa glaciaria como medida de prevención respecto a la generación de flujos de lodo producidos por la fusión del casquete glaciario, ya sea por actividad volcánica o por efectos de calor intenso (p.e. fenómeno del Niño - ENSO).

Durante los años 80's, se realizó un estudio de la ubicación de la línea de equilibrio altitudinal en el Chimborazo por parte del glaciólogo inglés Charles Clapperton y que fue publicado en 1990 (Fig. 1.5) . Este científico propuso que la ELA (por sus siglas en inglés) está probablemente ubicada cerca a los 5095 msnm al lado Este del macizo, mientras que en el lado Oeste se encuentra a 5420 msnm. Se conoce que por debajo de la línea de equilibrio altitudinal, se produce la mayor parte de la ablación causada por fusión y sublimación. Lastimosamente no se ha realizado nuevamente este tipo de estudio en el Chimborazo, pero es claro que la ubicación de la ELA al momento se encontraría varios cientos de metros sobre la ubicación propuesta por Clapperton en 1990.



**Fig. 1.6 Distribución de la masa glaciaria actual. Modificado de Barba (2003).**

Los glaciares parcialmente fosilizados se localizan en los flancos Norte y Sur, descendiendo a una altura de 4600 m. Por último los glaciares fósiles fueron encontrados en el flanco Este, Sur y Suroeste del volcán, son sub-horizontales y restringidos al fondo de los valles, encontrándose entre los 4800 y los 4500 m (Barba, 2003).

Estimaciones realizadas sobre el área de los glaciares han arrojado los siguientes valores: para el glaciar joven se tiene una área algo menor a los 22 km<sup>2</sup>, mientras que el área estimada para los glaciares fósiles y parcialmente fosilizados arroja un valor cercano a los 4 km<sup>2</sup> (Barba, 2003), entonces el valor total de hielo que cubre el macizo es de ~26 km<sup>2</sup>. Los valores calculados por Jordan & Hastenrath (1999) dan una área total de 20 Km<sup>2</sup>, valor que abarca el área cubierta de los 22 campos glaciares descritos por Hastenrath (1981). Comparando estos dos valores se observa que el volumen estimado por Jordan & Hastenrath (1999) corresponde con el valor calculado sólo para la masa de hielo con apariencia fresca. El volumen de hielo se estima en más de 2 km<sup>3</sup> (Beate & Hall, 1989), valor que en la actualidad puede estar sobrestimado o simplemente no tener validez por falta de estudio detallados.

En diciembre de 1999 y diciembre del 2000, glaciólogos franceses y suizos realizaron tres perforaciones en la cumbre del nevado y una pequeña campaña de radar, con el fin de determinar el espesor de hielo existente en la cumbre del nevado y sus implicaciones en el registro de los cambios climáticos. La primera perforación fue realizada sobre la cumbre Veintimilla, en esta ocasión se alcanzó los 16.5 m de profundidad. Una segunda perforación fue realizada en la parte media del "plateau" ubicado entre las cumbres Whympfer (6268 msnm) y Veintimilla. En esta perforación se encontró un reservorio de agua cuyo tope se localizó a 28 m de profundidad. El reservorio es el resultado de la percolación rápida del agua de fusión, producto de una mayor absorción de calor de la nieve superficial ya que ésta se encontraba cubierta con ceniza de la erupción del vecino volcán Tungurahua que se inició en agosto de 1999 (Schotterer et al., 2003). El agua fundida fue recolectada en un nivel cercano al límite de transición entre la neviza (nieve en proceso de compactación) y el hielo macizo que actuó

como límite impermeabilizante, lastimosamente no se conoce la profundidad de este límite. El reservorio se encuentra en el punto más profundo entre las dos cumbres (Schotterer et al., 2003). Una medida de radar (GPR) realizada en este sector, dio un espesor total de 80 m (J.-D. Taupin, com. per., 2004).

Una tercera perforación se realizó sobre la cumbre Veintimilla, la que tuvo una profundidad de 54,4 m, la que alcanzó al substrato rocoso. El núcleo del hielo conseguido, refleja la siguiente estratigrafía, los 30 primeros metros, corresponden a un nivel de nieve (>80% de poros) y los 24,4 m restantes corresponde a la masa de hielo propiamente dicha (<80% de poros). La profundidad obtenida con la perforación en este punto, corresponde muy bien con el valor obtenido mediante la utilización de un radar de conductividad eléctrica de alta resolución, el que arrojó valores de 50 m de espesor (J.-D. Taupin, com. per., 2004).

## **Flora y Fauna**

En la zona del CVCh se presentan en forma general, dos zonas climáticas características y muy diferentes. Estas dos zonas climáticas son determinantes para la existencia o ausencia de flora y fauna.

Las zonas están divididas por una línea imaginaria, de rumbo Norte-Sur, la que se extiende a lo largo de la cuenca alta del río Colorado al Norte, aproximadamente siguiendo la quebrada Huahuay, atraviesa el nevado y se proyecta al Sur continuando a lo largo de la quebrada Chalata (Fig. 1.4).

La zona occidental de esta línea imaginaria tiene un clima seco y de condiciones áridas. Al Este el clima es húmedo, constituido por zonas pantanosas, pajonales y humedales. Las zonas de vida que se encuentran en esta área son de diversos tipos, tales como: bosque húmedo montano, bosque muy húmedo sub-andino, bosque pluvial sub-andino y bosque húmedo sub-andino.

El efecto de la “zona climática Occidental” del Chimborazo se ve influenciado por las corrientes de aire poco húmedo provenientes de la región costera. En cambio, la “zona climática oriental” está influenciada por las corrientes de aire cálidas y húmedas provenientes de la región amazónica del Ecuador.

Entre el pajonal crecen árboles y arbustos de romerillo, mortiño, chuquiraguas, sigses, orejuela, sachá chocho, valeriana y ocasionalmente quishuares, pumamaquis, piquiles, todas estas especies propias de los Andes ecuatorianos. Hacia las partes más altas se pueden encontrar pequeños líquines.

La fauna sobresaliente es la típica del páramo, representada principalmente por vicuñas, alpacas, ciervos enanos, lobos, conejos, marsupiales, esporádicamente se hallan algunas llamas silvestres que deambulan por la zona. El Programa de Reintroducción de Camélidos Sudamericanos, abarca un área de 58561 m<sup>2</sup>, la que incluye en su totalidad al volcán Chimborazo. Este programa fue implementado en el año de 1992 y al momento se ha conseguido la reproducción masiva de los mismos en forma silvestre, alcanzando una población de varios miles en la actualidad. Además se cuenta con una gran cantidad de llamas, toros, ovejas, caballos y mulares que pastan en las zonas bajas y quebradas del macizo. Las aves que se pueden encontrar en esta zona son en orden de abundancia las siguientes: curiquingues, halcones enanos (quilico), algunos colibríes, golondrinas, etc.

## **1.5. TRABAJOS ANTERIORES**

Tres grupos de autores han trabajado a finales de la década de los 80's e inicios de los 90's en el Chimborazo, trabajos que han procurado entender la geología, la geomorfología, la estructura, la petrología de sus rocas. Por otro lado, dos trabajos se han limitado a estudiar y entender el depósito de la avalancha de escombros del Sureste. Finalmente, un solo grupo de autores han realizado un mapa de peligros volcánicos potenciales asociados al volcán Chimborazo y que fue publicado en 1990.

### 1.5.1 ESTUDIOS REALIZADOS EN EL CHIMBORAZO SOBRE: GEOLOGÍA, ESTRUCTURA, MORFOLOGÍA Y PETROLOGÍA

Kilian (1987a y b) y Kilian et al. (1995)

Este autor propone un posible modelo estructural para el complejo. Para la interpretación evolutiva, el autor realiza la interpretación de la estratigrafía de los depósitos, la que es complementada con dos dataciones K/Ar sobre lavas del CH I y tres dataciones  $^{14}\text{C}$  sobre un mismo flujo piroclástico. En base a un minucioso estudio de geoquímica y petrografía el autor define dos series de rocas, la primera comprende rocas del Plioceno tardío – Pleistoceno temprano, etapa que corresponde a la formación de dacitas y riodacitas, mientras que el segundo grupo abarca a andesitas y andesitas básicas, que se extiende desde el Pleistoceno reciente (100 ka) hasta el Holoceno (10 ka).

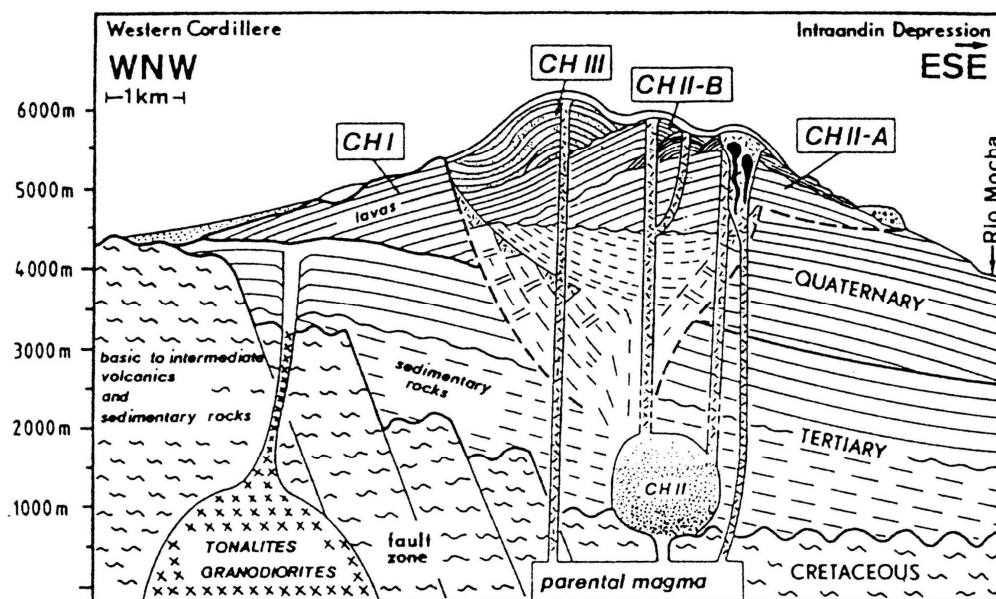


Fig. 1.7 Sección esquemática del Chimborazo mostrando su estructura geológica, según Kilian (1987a)

Respecto a la evolución estructural del complejo, este autor señala cuatro estados de desarrollo: (1) formación de un estrato – volcán basal (CH I), que sufre un colapso de caldera producto de una erupción explosiva que generó un depósito ignimbrítico; (2) formación de un segundo edificio (CH II-A), correspondiendo a la actual cumbre Nicolás Martínez; (3) construcción de un segundo cono (CH II-B),



en la actualidad correspondería a la cumbre central o Politécnica, acompañado por la intrusión de un dique al interior del edificio CH II-A. La migración de la actividad hacia el occidente dió lugar a la edificación de la cumbre occidental. Según este autor la última actividad habría ocurrido alrededor de 10 ka AP.

Un aporte importante de este autor es la identificación del borde de una caldera y que fue interpretada como caldera de explosión. Esta estructura se puede trazar con gran facilidad en su borde Noroeste. Adicionalmente, este es el único trabajo realizado hasta la fecha sobre la petrogénesis de las lavas del volcán.

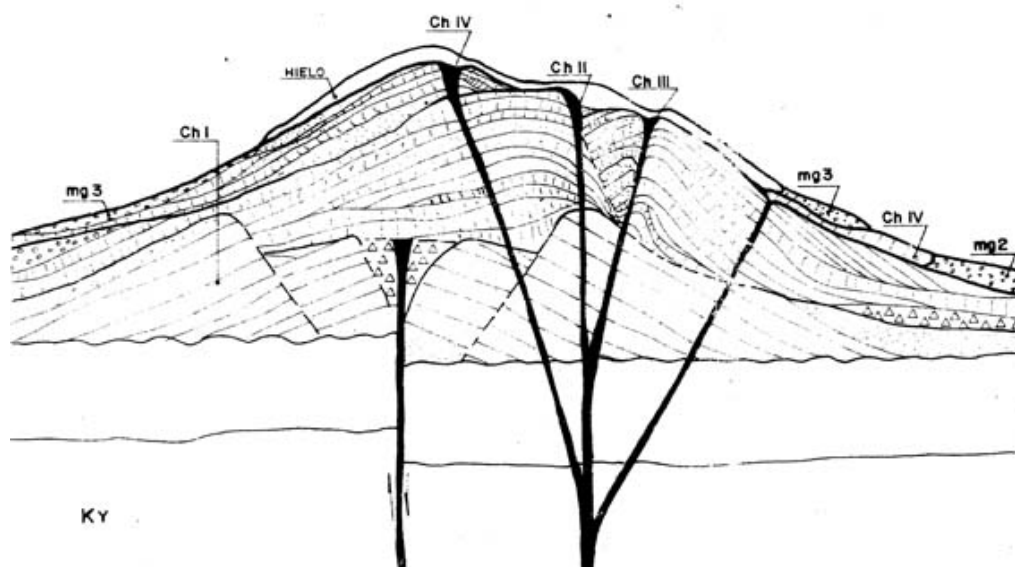
Kilian junto a su equipo de trabajo en 1995 presenta un modelo petrogenético para las lavas del Chimborazo, hay que mencionar que este es el único trabajo realizado hasta la fecha.

### **Beate & Hall (1989)**

Estos dos autores presentan una historia volcánica basada en la realización de varias columnas estratigráficas, interpretación foto-geológica y un reconocimiento general de campo. Adicionalmente se realizó un estudio petrográfico y geoquímico de las rocas más representativas del volcán, así como la realización de una sola datación de unos fragmentos de carbón dispersos en un depósito de flujo piroclástico localizado varios niveles arriba de la avalancha de escombros Sureste. Su edad de >35.800 aAP es clave para determinar la cronología relativa de la avalancha de escombros. Como resultado de este estudio se obtuvo: 1) El mapa geológico a escala 1:50000; 2) un corte geológico que muestra la posible estructura interna del cono y 3) la primera evaluación de los peligros volcánicos asociados con el volcán.

El modelo evolutivo se resume a continuación: (1) construcción de un volcán primario (CH I) sobre rocas del Cretácico y del Plioceno, la edad de este volcán sería de ~ 1.8 ma, edad tomada de Kilian (1987b); (2) en ~100 ka, se construyó un segundo volcán (CH II), el que colapsó hacia el E hace ~ 50 ka; (3) construcción de un cono volcánico rellenando la caldera de avalancha (CH III), la

edad de formación de este volcán estaría entre 30 – 40 ka, finalmente (4) construcción del gran cono occidental, formado por flujos de lava, flujos piroclásticos y abundantes caídas. La edad de este cono sería de 30 - 10 ka, el mismo que sería erosionado por morrenas del periodo neoglaciar.



**Fig. 1.8 Sección esquemática mostrando la estructura del Chimborazo, según Beate & Hall (1989).**

### **Clapperton (1990)**

El autor realiza una descripción y explicación de las morfologías glaciares y volcánicas presentes en el Macizo Chimborazo – Carihuairazo desarrolladas durante el Cuaternario tardío. Se trata de un trabajo pionero a nivel del Ecuador donde se investiga la secuencia de fluctuaciones glaciares y volcanismo. Se presenta una cronología relativa basada en la intercalación e interrelación existente entre depósitos de origen volcánico y glaciar, para esto se realizó un mapeo geomorfológico detallado, estratigrafía, sedimentología y varios análisis de rocas. Se escogió los dos volcanes por su gran altura, lo que permite el desarrollo de grandes capas glaciares y aprovechando que la actividad eruptiva reciente no ha destruido mucha de la evidencia glaciar.

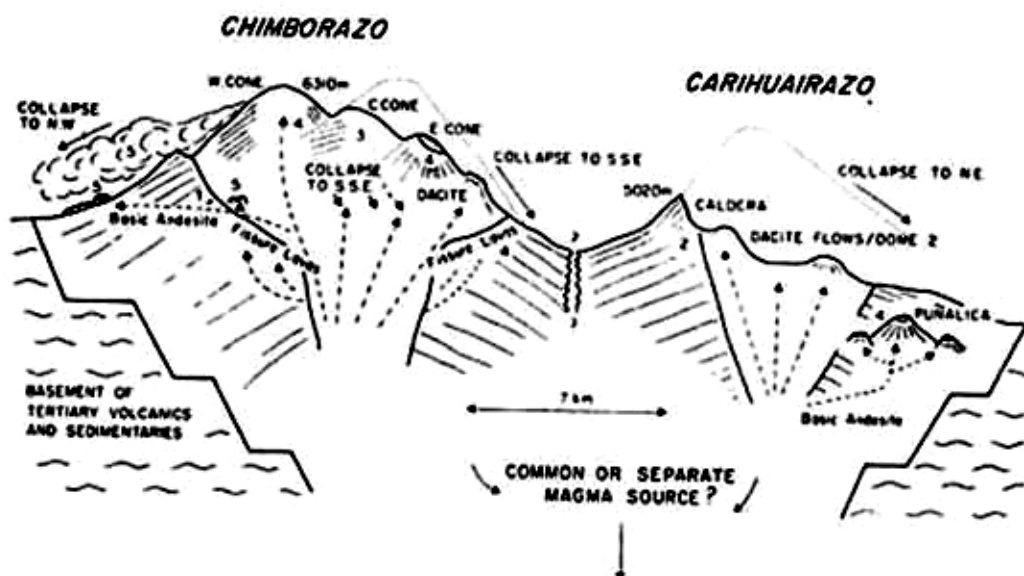


Fig. 1.9 Sección esquemática mostrando la estructura del Chimborazo, según Clapperton (1990).

La estructura planteada por este autor (Fig. 1.8) es similar a la ya presentada por Beate & Hall (1989).

### 1.5.2 ESTUDIOS REALIZADOS SOBRE LA AVALANCHA DE ESCOMBROS DEL SURESTE

#### Clapperton & Smith (1986)

Estos autores dividen la historia volcánica y glaciaria del volcán Chimborazo en tres episodios: actividad pre-avalancha de escombros, la avalancha de escombros y la actividad post-avalancha y glaciación, concentrándose más en la parte de las glaciaciones. Esta información hay que tomarla con cuidado ya que la geología volcánica es todavía poco conocida. El estudio de la avalancha de escombros puede ser sintetizado en los siguientes puntos: (1) La gran avalancha de escombros deriva del lado Sur-este del macizo Chimborazo; (2) El área de origen no es marcada por una caldera de colapso y parece que un gran segmento de un volcán ancestral falló a lo largo de una o una serie de fracturas alineadas a un rumbo SW – NE; (3) El volumen fue calculado en  $4.8 \text{ km}^3$ ; (4) El evento pudo haber sido disparado por un terremoto en esta parte activa sísmicamente de los

Andes; jugando un papel muy importante su muy alto relieve, la considerable alteración de las rocas y la inyección de grandes volúmenes de fluidos andesíticos basálticos; (5) la avalancha de escombros fue muy móvil, el valor de  $m = 0.11$ , valor típico de avalanchas de escombros volcánicas y (6) El colapso del Chimborazo aparentemente no fue acompañado o seguido por una gran explosión volcánica pero voluminosos flujos de andesita basáltica fueron emitidos desde fisuras alineadas groseramente SW – NE en la región de origen.

### **Alcaraz (2002)**

En este trabajo se realiza una descripción bastante completa de las características morfológicas y fisiológicas, desde un punto de vista estructural y textural presentes en el depósito de la avalancha de escombros. Por otro lado, se hace una aproximación muy general de las litologías encontradas en el depósito con las litologías encontrada en situ. En este trabajo se muestra la existencia de material juvenil al interior de las facies de base, representado por bombas vidriosas con fractura radial. Respecto al origen del colapso, se menciona que es producto de la desestabilización del flanco Sureste del segundo edificio producto de la intrusión de un magma en la parte somital del volcán. El volumen de roca estimado es de más de  $7.8 \text{ km}^3$ , depositado sobre una superficie superior a los  $260 \text{ km}^2$ . La edad de la avalancha es asignada en primera instancia en 35 ka, acogiendo la interpretación hecha por Clapperton (1990). Durante el trabajo de campo, se recogieron varias muestras de material orgánico incorporado en varios lahares sobre y bajo la avalancha, uno de ellos fue recientemente datado, se trata de un fragmento de madera incorporado en un lahar ubicado a la base del depósito de la avalancha, la edad es de 8 ka AP. Esta edad no concuerda con los datos estratigráficos del complejo, ni con la información glaciológica por lo que se piensa que la muestra analizada estuvo contaminada produciendo una edad más joven que la esperada.

### **1.5.3 ESTUDIOS REALIZADOS SOBRE PELIGROS VOLCÁNICOS**

#### **Beate & Hall (1989)**

El primer mapa de Peligros Volcánicos Potenciales del Volcán Chimborazo fue realizado por Beate y Hall (1989), como parte del informe final no publicado de Vulcanología realizado por parte de la Consultora San Francisco - INECEL. Este mapa cuenta con una explicación de cada uno de los fenómenos volcánicos presentes y en especial pone en evidencia las posibles zonas de impacto de los mismos. Esta primera evaluación de los peligros volcánicos sirvió de base para la elaboración del mapa definitivo y que sería publicado al año siguiente.

### **Beate, B., von Hillebrandt, C. & Hall, M.L. (1990)**

El “Mapa de Peligros Volcánicos Potenciales Asociados con el Volcán Chimborazo” publicado por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional muestra las zonas de mayor y menor peligro que serían afectadas por el impacto de cada uno de los fenómenos volcánicos. Debido a la fuerte inclinación de sus flancos y al gran volumen de hielo existente, este volcán presenta peligros potenciales no necesariamente relacionados a una posible reactivación volcánica, aspectos que ha impulsado la elaboración de este mapa. Cada uno de los fenómenos volcánicos cuentan en primer lugar con una descripción general de cada uno de los fenómenos y su grado de peligrosidad, en segundo lugar se hace un inventario de ocurrencia de un fenómeno a lo largo de la historia geológica del volcán, para finalmente señalar la metodología seguida que permitió definir su posible zona de impacto, todos estos aspectos ya fueron delineados en primera instancia en el trabajo de Beate & Hall (1989) y mejorados en este trabajo.

## **1.6. METODOLOGIA**

El presente trabajo abordó cinco etapas de desarrollo, cada una de ellas fundamentales para entender la historia geológica del volcán y mejorar el conocimiento de los peligros naturales asociados con este volcán.

1) Recopilación y análisis de bibliografía, cartografía y muestras existentes referentes a la zona de estudio. Debido a la buena representación cartográfica de

las unidades, se han escogido los mapas geológicos de: Beate y Hall (1989), Alcaraz (2002) y McCourt et al. (1997) como mapas base para iniciar el estudio.

2) Interpretación de fotografías aéreas (escala 1:60 000 y 1:20 000) e imágenes satelitales.

3) El trabajo de campo incluirá la realización de:

- Cartografía geológica (litoestratigrafía, estructuras, etc).
- Estratigrafía (elaboración de columnas estratigráficas detalladas).
- Muestreo (para análisis químicos y petrográficos).

4) El trabajo de escritorio incluirá la realización de:

- Mapas temáticos y modelos digitales de terreno (DEM) mediante el uso de un GIS.
- Correlación estratigráfica.
- Cartografía digital del mapa geológico.
- Preparación de muestras para análisis geoquímicos, láminas delgadas y dataciones.
- Figuras explicativas (gráficos, fotografías, esquemas, etc) que le permitan al lector un mejor entendimiento.
- Interpretación de datos geoquímicos mediante la construcción de diagramas Harker y tablas de los 10 óxidos mayores y de 21 elementos en traza. La totalidad de las muestras serán analizadas en el Laboratorio de Petrología de la Universidad de Bretaña Occidental, Brest (Francia) por Joseph Cotten.
- Petrografía de mano y de microscopio de las diferentes rocas que forman parte de los principales depósitos volcánicos. Las láminas delgadas serán realizadas en el laboratorio "Magmas et Volcans" (URM 6524) de la Universidad "Blaise Pascal" en Clermont – Ferrand (Francia) debido a la alta calidad de las mismas. El estudio petrográfico se lo realizará en el Departamento de Geofísica de la Escuela Politécnica Nacional en Quito, utilizando un microscopio petrográfico NIKON Labophot2 – POL de propiedad del IRD.
- Las muestras para radiocronología serán enviadas al laboratorio "Geosciences Azur" de la Universidad de Nice (Francia), donde serán analizadas por Michel Fornari.

- Las muestras para datación  $^{14}\text{C}$  serán enviadas al laboratorio “Centrum voor IsotopenOnderzoek”, Groningen (Holanda), las que serán analizadas por van der Plicht.
  - Interpretación y validación de las edades obtenidas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y  $^{14}\text{C}$
- 5) Elaboración de un modelo explicativo de la historia geológica del complejo, el que será expresado mediante esquemas y un corte geológico.

## CAPITULO 2

### MARCO GEOLOGICO REGIONAL

En el presente capítulo se realiza un completo resumen de la geología del Ecuador con el objeto que el lector entienda cual es el origen de las principales estructuras tectónicas desarrolladas bajo el CVCh y comprenda que existen diferentes etapas tectónicas que afectaron la región en el pasado geológico. Luego describiremos conjuntamente el contexto geodinámico actual y realizaremos una breve descripción del Arco Volcánico del Ecuador. Finalmente, se realizará una discusión de las principales estructuras tectónicas que controlan el desarrollo del volcanismo en el área de estudio, para luego realizar un resumen de las diferentes litologas que forman parte del la Cordillera Occidental del Ecuador entre los paralelos 1°S y 2°S (basamento de I complejo), región sobre la que se encuentra construido el Complejo Volcánico Chimborazo.

#### 2.1 RESUMEN DE LA GEOLOGIA DEL ECUADOR

El Ecuador continental está dividido en tres regiones fisiográficas principales, cada una de ellas están constituídos por uno o varios terrenos geológicos diferentes y son el resultado de varios procesos tectónicos de acreción y levantamiento. De Este a Oeste la distribución de los terrenos geológicos según su región fisiográfica es: (1) el Oriente o Amazonía abarca la zona Subandina (ZSA) y la cuenca oriente, (2) la Sierra comprende la Cordillera Occidental (CO), el Valle Interandino (VI), las cuencas Intramontañosas del Sur (CIS) y la Cordillera Real (CR) y (3) la Costa abarca la planicie costera, el Golfo de Guayaquil (cuenca de Jambelí), la cuenca Alamor – Lancones (CAL) y el Bloque Amotape – Tahuín (BAT).

Las rocas más antiguas del Ecuador son de edad pre-Cámbrica y Paleozoica, las cuales se encuentran en la cuenca oriente (rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al escudo Guyano – Brasileño), en la ZSA (**Formaciones Pumbuiza y Macuma, Unidad Isimanchi?**), en la CR (**Unidades Agoyán y Chiguinda**) y en el BAT (**Unidades El Tigre y La Victoria**).



Posteriormente se registra un ciclo syn – tectónico a los 228 Ma (Noble et al., 1997), debido a la apertura del rift Thetyano (Aspden et al., 1992) que se prolonga hacia el Norte en el corredor Sacha – Shushufindi (**Formación Sacha y volcans – sedimentos de Piuntza**), esta apertura es acompañada por una ingresión marina desde el Sur-Suroeste (**Formación Santiago**) (Jaillard, 1990; Christophoul, 1999). Los granitos Tres Lagunas y Moromoro fueron emplazados syn - tectónicamente a lo largo de una zona de cizalla mayor (Litherland et al., 1994), este evento extensivo fue abortado debido a una reorganización de placas, causando un escenario de régimen convergente y provocando levantamiento y emersión de la proto CR, marcando el inicio de la subducción Andina evidenciada por el volcanismo calco-alcalino (**Formaciones Misahualli, Chapiza y Upano?**) y el emplazamiento de varios batolitos “tipo I” (p.e. Abitagua, Zamora). De forma contemporánea y hacia el occidente se habrían formado las cuatro fajas rocosas del **Terreno Alao**: el complejo de subducción “**mélange Peltetec**”, ante arco (**Unidad Maguazo**), arco de islas (**Unidad Alao – Paute**), y tras arco (**Unidad El Pan**) (Litherland et al., 1994).

Hace ~140 Ma hubo un importante cambio en la ambiente geodinámico del Ecuador el que finalizó con la actividad volcans - plutónica del Jurásico (c. 190 - 143 Ma). Este cambio resultó en la deformación, levantamiento y erosión de las unidades localizadas al Este de la falla Baños - Las Aradas, resultando ser el mayor evento de acreción / colisión el cual estableció el mosaico de terrenos de la CR del Ecuador antes de la adición del terreno Pallatanga, este evento tectónico es conocido como “Peltetec – Palenque”. El reseteo de edades K/Ar alrededor de 128 Ma obtenidas de varios batolitos del Jurásico, está relacionado a este evento, que incluye un importante elemento de cizallamiento dextral a lo largo de zonas de falla sub – verticales a verticales de rumbo NNE-SSW de la CR. Todas las fallas importantes a lo largo del cinturón metamórfico pertenecen a este evento, algunas de las cuales son interpretadas como el límite entre los diferentes terrenos tectono – estratigráficos y así pueden ser asignadas como “suturas” (Litherland et al., 1994).

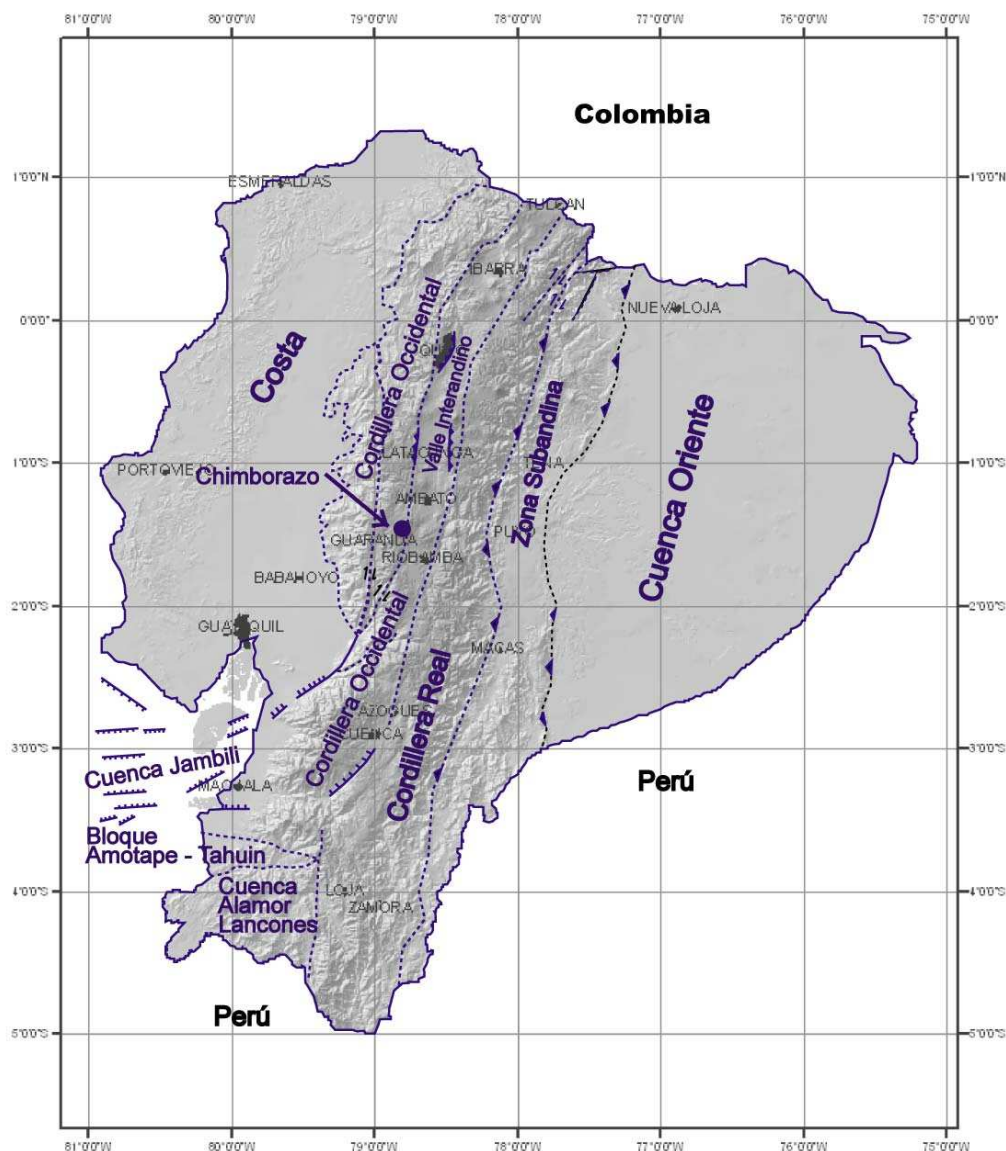


Fig. 2.1 Mapa estructural del Ecuador, modificado de Winkler et al. (2002)

La desmembración y rotación del Bloque Amotape – Tahuín produjo la apertura de la CAL (Baldock, 1982; Aspden et al., 1995). Los esquistos verdes, esquistos azules, esquistos pelíticos y eclogitas del **Complejo Ofiolítico Raspas** representan los productos prógrados de metamorfismo de alta presión / baja temperatura que fueron formados en una zona de subducción activa y que habrían sido exhumados durante la ocurrencia de este evento tectónico.

En la ya formada CAL se produjo la emisión de basaltos oceánicos, actualmente alterados intercalados con brechas volcánicas y algunos sedimentos pelíticos silíceos, asociados localmente con intrusiones menores de gabro uralitizado (**Formación Punta de Piedra**) de edad Albiana (Egüez y Poma, 2001), siendo el equivalente del **arco de islas Las Orquídeas – Toachi** presente en la Costa. Sobre la **Formación Punta de Piedra** descansa la **Formación Alamor**, formada de sedimentos marinos de ambiente somero a continental, indicando el inicio de la subsidencia de la cuenca en el Aptiano (c. 110 Ma). Hacia el lado occidental de la cuenca se depositan las **Formaciones Bosque de Piedra y Puyango**, que descansan discordantemente sobre rocas del BAT (Jaillard et al., 1999; Egüez y Poma, 2001). En la Costa se deposita una secuencia de lutitas pelágicas, tobas y greywacas (**Formación Calentura**) y en forma discordante los volcano – sedimentos de las **Formaciones Cayo** (Costa) y **Pilatón** (en la proto CO).

En el Océano Pacífico se desarrolló un “plateau oceánico” (**Formaciones San Juan, Pallatanga y/o Piñón**) formado en un punto caliente que posiblemente se ubicada más al Sur del actual punto caliente de Galápagos (Reynaud et al., 1999; Cosma et al., 1998).

En la cuenca Oriente se inicia una transgresión marina, la que deposita las areniscas de la **Formación Hollín** y posteriormente las calizas de plataforma marina de la **Formación Napo** (Rivadeneira y Baby, 1999). En la CAL se deposita en forma discordante una serie de facies volcano – sedimentarias (**Formaciones Ciano - Las Chinchas**), con la intercalación de los **volcánicos Celica ss.** (Egüez y Poma, 2001) hacia el lado oriental de la cuenca, mientras que en el lado occidental se deposita una serie grano creciente que va desde lutitas a la base hasta conglomerados ricos en cuarzo al tope, **Formación Copa Sombrero** (Jaillard et al., 1996) resultado de la erosión del BAT. En la parte más Noroccidental de la proto CO se ha definido la **Unidad Naranja**, una secuencia de basaltos en almohadilla, lavas andesíticas a basálticas y brechas con clastos de rocas ígneas de edad Campaniana Tardía, las mismas que muestran afinidad con rocas generadas en un arco insular (Boland et al., 2000), su equivalente en la Costa son los **volcánicos San Lorenzo**.

La **Fase Peruana** es una etapa de deformación compresiva calificada como una inversión tectónica de régimen transpresivo dextral (Baby et al., 1999). En la región Oriental se evidencia un hiato sedimentario regional desde ~ 85 a 73 Ma (Rivadeneira, 1996; Jaillard et al., 1999) entre los **Miembros Napo superior** y **Tena inferior** (Baldock, 1982). En la proto CR se tienen los resets de edades K-Ar entre 85 – 65 Ma debido a procesos metamórficos (Litherland et al., 1994). Todas estas evidencias indican que la colisión y acreción del “plateau oceánico Pallatanga” ocurrió durante la fase tectónica Peruana (McCourt et al., 1997; Pratt et al., 1998; Dunkley y Gaibor, 1998), dando como resultado la formación de la zona de sutura Calacalí – Pujilí – Palenque (Boland et al., 1997). Producto de la acreción de los terrenos oceánicos alóctonos, la fosa salto hacia el Oeste, dando lugar a una nueva zona de subducción (Feininger, 1980).

Este ciclo tectónico finaliza con la depositación de una secuencia de “flysh” marino con líticas de cuarzo estriado, **Formación Yunguilla** (Faucher y Savoyat, 1973). En la CAL se deposita la **Formación Cazaderos**, en la Cuenca Oriente el **Miembro Tena inferior** y en la Costa se depositan las lutitas de la **Formación Guayaquil**.

La nueva subducción genera el **arco de islas Macuchi** sobre el terreno oceánico recién acrecionado y su equivalente en la CAL el **arco continental Sacapalca** (Pratt et al., 1997; Egüez y Poma, 2001), ambos arcos estuvieron activos entre el Paleoceno tardío? y el Eoceno medio.

Alrededor de 60 Ma se tiene la presencia de un hiato en la Costa, al tope de la **Formación Guayaquil**, mientras que en la Cuenca Oriente, el hiato está separando al **Miembro Tena superior** del **Miembro Tiyuyacu inferior**. Estos hiatos reflejan un evento tectónico que deforma a la **Formación Santa Elena** en la Península de Santa Elena, debido a un movimiento de cizallamiento dextral, formando una cuenca de semi pull – apart, la misma que es rellenada por sedimentos de la **Formación Azúcar** rica en clastos metamórficos provenientes del BAT y líticas retrabajados de la **Formación Santa Elena**. En la cuenca

Oriente se tiene una deformación syn – sedimentaria en los sedimentos aluviales de la **Formación Tiyuyacu inferior** provenientes de la CR (Rivadeneira y Baby, 1999). En la Costa (cuenca Manabí) se evidencia la presencia de un segundo hiato, además de la depositación de los “passage beds” en la cuenca de Santa Elena, lo cual refleja el empuje de la península de Santa Elena hacia el Norte, formando la **cordillera de Chongón – Colonche**. La posible causa de este fenómeno sería una alta tasa de convergencia (200 mm/a) en una dirección de N 72° (Pardo – Casas y Molnar, 1987).

En la Costa se deposita una serie de calizas de plataforma marina, **Formación San Eduardo, Socorro** y “**Clay pebble**”, seguido por sedimentos de playa y de abanico deltaico de las **Formaciones Seca, Punta Ancón, Zapotal, San Mateo y Cerro** (Benítez, 1995; Jaillard, 1995). En la CO al Norte de 3°S, se depositan las turbiditas, calizas y conglomerados del **Grupo Angamarca (Formaciones Gallo Rumi, Pilaló, Unacota, Apagua y Rumi Cruz)** llenando la cuenca de tras – arco formada entre el arco ensimático Macuchi y el continente (Egüez, 1986; McCourt et al., 1998).

La fase tectónica Inca se pone en evidencia por los siguientes argumentos: (1) entre 34 – 37 Ma en la Costa se registra un hiato sedimentario (Benítez, 1995), (2) en la CR existe una alta tasa de exhumación entre 43 y 30 Ma (Spikings et al., 2000), (3) en el área de la cuenca de Cuenca se depositan los sedimentos con el aporte de la CR de la **Formación Quingeo** (Hungerbühler et al, 2002) y (4) entre 42 y 37 Ma se tiene una alta tasa de convergencia (150 mm/a) en una dirección N 70° (Pardo – Casas & Molnar, 1987). Todos estos criterios indican que la **Unidad Macuchi** se acrecionó al continente en forma oblicua, durante el Eoceno tardío, deformando al **Grupo Angamarca**, la **Unidad Yunguilla** y emplazando tectónicamente escamas de la **Unidad Pallatanga** al interior de las mismas. Esta segunda acreción ocurrió a lo largo de la falla Chimbo – Cañi entre 2°S y 3°S y a lo largo de la Falla Toachi – Toacazo entre 0° y 1° S (Mccourt et al, 1997; Dunkley y Gaibor, 1998; Boland et al., 2000).

El Oligoceno se caracterizó por ser una época de depositación sedimentaria marina acompañada de volcanismo. En la Costa se depositó una serie de

arcillolitas calcáreas con finas intercalaciones de areniscas tobáceas, depositadas en un paleo – ambiente marino de plataforma externa y de aguas cálidas, **Formación Playa Rica** (Benítez et al., 1991). Durante este periodo, al Sur del País tuvo lugar la presencia de un volcanismo calco – alcalino, **Grupo Saraguro**, el que se extendió progresivamente hacia el Norte (Dunkley y Gaibor, 1997; Hungerbühler et al., 2002), mientras que en las pendientes exteriores de la CO se depositan los “red beds” de la **Formación Silante** entre 0 y 1°S y los volcano – clásticos de la **Unidad San Juan de Lachas** entre 0° y 1°N (Boland et al., 2000). La actividad volcánica termina en el Mioceno temprano (Hungerbühler et al., 2002), debido probablemente al cambio en el régimen de subducción producido por el rompimiento de la paleo - placa Farallón en las Placas Nazca y cocos ~ 25 Ma (Pilger, 1984; Pardo – Casas & Molnar, 1987; Lonsdale, 1978).

A los ~ 27 Ma se tiene la presencia de un hiato en la Costa (Benítez, 1995), levantamiento y deformación del **Grupo Saraguro** (Pratt et al., 1997), y un hiato en la cuenca Oriente que separa las **Formaciones Chalcana y Orteguaza** de la **Formación Arajuno** (Christophoul, 1999). Todo esto evidencia la ocurrencia de la fase tectónica **Quechua 1** entre 27 y 25 Ma. La CR experimenta un régimen compresivo (Spikings et al., 2000) que la cuenca Oriente experimentara una subsidencia que a su vez provocó la entrada de un brazo de mar desde el Norte (**Formación Orteguaza**), y desde el occidente el arribo de abanicos aluviales (**Formación Chalcana**). En la Costa se dió la depositación de las facies marinas correspondientes a las **Formaciones Zapotal, Dos Bocas, Villangota, Tosagua, Subibaja, El Cosuelo y San Antonio** (Benítez, 1995). Este ciclo sedimentario terminó con una disconformidad erosional entre 13 a 14 Ma (Deniaud et al., 1999). En la CR tenemos una alta tasa de exhumación entre 23 y 15 Ma, pudiendo ser el efecto de un cambio en los vectores de subducción de placas durante el Mioceno temprano (Spikings et al., 2000). Correspondiente a este levantamiento, en la región Oriente se tiene la depositación de los sedimentos de la Formación Arajuno (Christophoul et al., 1999). La existencia del hiato observado en la Costa y una alta razón de exhumación refleja la existencia de un evento tectónico conocido como **fase Quechua 2**, su edad es poco conocida, pero se piensa que posiblemente ocurrió entre 23 y 15 Ma.

Durante el Mioceno medio a tardío, en la Costa se deposita la **Formación Progreso** es sus facies de mar poco profundo (Deniaud, 2000), la **Formación Angostura** de mar abierto en el área de Manabí (Benítez, 1995) y el **Miembro Onzole inferior** sobre el hiato antes mencionado. Alrededor de 9.5 Ma se tiene una inversión tectónica en el área de ante – arco, reflejando el inicio de la compresión Este – Oeste (Hungerbühler et al., 2002).

A partir del Mioceno medio al Plioceno temprano, se desarrolla un nuevo arco continental, representado por los volcánicos de carácter intermedio a ácido del **Grupo Zumbagua** (McCourt et al., 1997; Dunkley y Gaibor, 1998). Al Sur del País se registra la depositación de la **Formación Biblián** correspondiente al inicio de la apertura de las CIS, producto de mayores movimientos dextrales a lo largo de fallas de rumbo en el área del ante – arco (Hungerbühler et al., 2002). Una continua subsidencia general causó la ingresión marina desde el Oeste durante el tiempo de la **Formación Loyola** y del **Miembro Azóquez**. Este evento fue seguido por un desplazamiento general hacia el Oeste del depocentro, como consecuencia, el anterior delta de Azóquez fue “overstepped” por el delta de planicie y los depósitos fluviales de la Formación Mangán.

En la CR alrededor de 9 Ma existió una reactivación de fallas con desplazamiento alrededor de 1.5 km en el Terreno Loja. La falla de los Llanganates pudo haber sido reactivada en régimen compresivo con un desplazamiento vertical (Spikings et al., 2000), mientras que en la cuenca Oriente existe un hiato que separa la **Formación Arajuno** de las **Formaciones Chambira** y **Curaray** (Christophoul, 1999). Todo indica la existencia de una nueva fase tectónica denominada **Quechua 3, ocurrida entre 9 y 10 Ma.**

Una mayor inversión tectónica durante 9.5 a 8 Ma es encontrada en las cuencas intramontañosas, corresponde al inicio de la depositación de la secuencia compresiva “Intermontane”. Esto es documentado por el desarrollo de la disconformidad angular entre la secuencia del “Pacific Coastal Stage” y la secuencia “Intermontane” (**Formaciones Turi** y **Tarqui**) en el área de Cuenca –

Girón. Los detritos del **Miembro Santa Rosa** revelan el levantamiento de la CO. Finalmente, la **Formación Tarqui** (mayormente volcánicos aéreos del **Miembro Tambo Viejo**) cubrió la región Inter – Andina y parte del lado oriental de la CO (Hungerbühler et al., 2002).

Entre 11 y 5 Ma emerge la Costa, se tiene un ambiente estuarino deltaico, **Formaciones Progreso y Miembro Onzole inferior** (Benítez, 1995). En la Cuenca oriente se deposita la serie sedimentaria de las **Formaciones Chambira y Curaray** (Christophoul et al., 1999).

Alrededor de 5 Ma, se tiene una alta tasa de exhumación en la CR causada por esfuerzos compresivos generados por la subducción de la Cordillera de Carnegie y el incremento en la expansión del rift Atlántico (Spikings et al., 2002). Adicionalmente se tiene un hiato en la cuenca Oriente alrededor de 5.2 Ma (Christophoul et al., 1999), en la Costa tenemos un hiato separando el **Miembro Onzole inferior** del **Miembro Onzole superior** en las cuencas de Manabí y Borbón, mientras que en la Cuenca de Santa Elena el hiato separa las **Formación Progreso** del **Miembro Puná** (Deniaud, 2000). En el Mioceno tardío un cinturón volcánico continuo, localizado aproximadamente a lo largo del frente volcánico actual, se desarrolló en todo el país desde la cuenca de Cuenca al Sur hasta por encima de Colombia al Norte. Se considera en base a la evidencia presentada que una **fase tectónica actuó hace ~ 5 Ma, evento conocido como fase Quechua 4**. A raíz de este cambio en el régimen tectónico, el eje longitudinal del arco volcánico activo se movió hacia el Este, hacia la CR con un simultáneo y relativo decrecimiento en intensidad (Barberi et al., 1988). El volcanismo en el Mioceno tardío y Plioceno temprano se encuentra extendido en todos los Andes Ecuatorianos, representado por la **Formación Pisayambo, el Grupo Zumbagua, los volcánicos Angochagua, los volcánicos Pugarán, Formación Cisarán, Formación Tarqui y Formación Quimsacocha**, siendo este último uno de los pulsos volcánicos más recientes al Sur del País (Beate et al., 2001).

En el Plioceno, en la Costa se depositan las **Formaciones Puná, Borbón y Onzole superior** (Benítez, 1995). En la Cordillera de los Andes se desarrolla una etapa de volcanismo, responsable de construir los grandes estratovolcanes



de edad Plio – Pleistocénica que actualmente están extintos (p.e. Rumiñahui, Pasochoa), e incluíran a las partes más antiguas de algunos estratovolcanes Cuaternarios (p.e. Carihuairazo). En la Cuenca Oriente se deposita la **Formación Mesa** de tipo detrítica, la que es separada de la suprayacente **Formación Mera** por una disconformidad que ha sido datada en ~ 1.7 Ma (Christophoul, 1999).

En el límite inferior del Cuaternario, se produce una de las principales etapas de inversión tectónica de la cuenca Oriente, siendo responsable del levantamiento de la ZSA, evento que levanta toda la columna sedimentaria de la cuenca Oriente, la que involucra hasta lahares y terrazas Cuaternarias. Esta fase tectónica es conocida como **Quechua 5, la que viene ocurriendo desde hace ~ 2 Ma**.

En la Costa se depositan las coquinas grises de la **Formación Tablazo** (Benítez, 1995) que actualmente se encuentran levantados sobre 200 a 300 m. En el Valle Interandino se deposita la **Formación Cangahua** y los volcánicos más recientes.

A lo largo del Cuaternario, las partes altas del Ecuador fueron cubiertas y fuertemente erosionadas por extensas masas glaciares, las que tallaron y cubrieron con sus depósitos a las formaciones geológicas más antiguas, y en combinación con el volcanismo Cuaternario dieron paso a la actual fisiografía de los Andes ecuatorianos.

## **2.2 LA GEODINÁMICA ACTUAL Y EL VOLCANISMO PLIO-CUATERNARIO**

El volcanismo activo observado en los Andes ecuatorianos es producto del ascenso de los magmas generados por la subducción hacia el Este de la placa oceánica Nazca bajo la placa continental Sudamericana (Fig. 2.2).

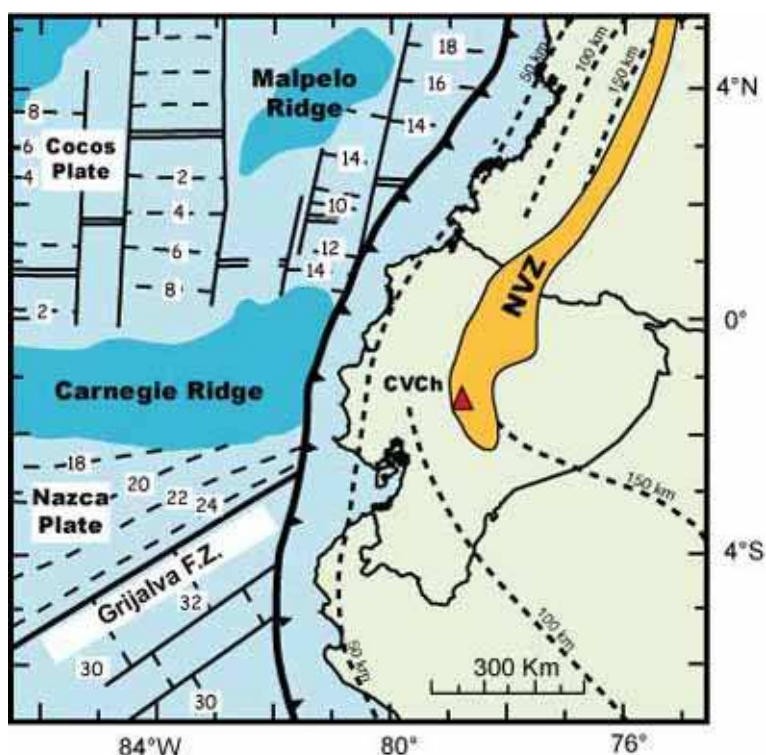
### **2.2.1 EL CONTEXTO GEODINÁMICO ACTUAL**

La placa Nazca frente a las costas ecuatorianas presenta dos características remarcables: (1) la Zona de Fractura Grijalva (ZFG) que separa placas oceánicas de diferentes edades, al Sur la placa tiene una edad  $> 27$  Ma (Lonsdale & Klitgort, 1978) y al Norte una edad  $< 20 - 22$  Ma (Lonsdale, 1978); (2) la Cordillera de Carnegie, es el rastro dejado por la interacción entre el punto caliente Galápagos y la dorsal Cocos - Nazca (Fig. 2.2), produciendo la acumulación de material volcánico sobre la placa Nazca (Lonsdale, 1978; Collot et al., 2002).



NVZ= Zona Volcánica Norte  
 CVZ= Zona Volcánica Central  
 SVZ= Zona Volcánica Sur  
 AVZ= Zona Volcánica Austral

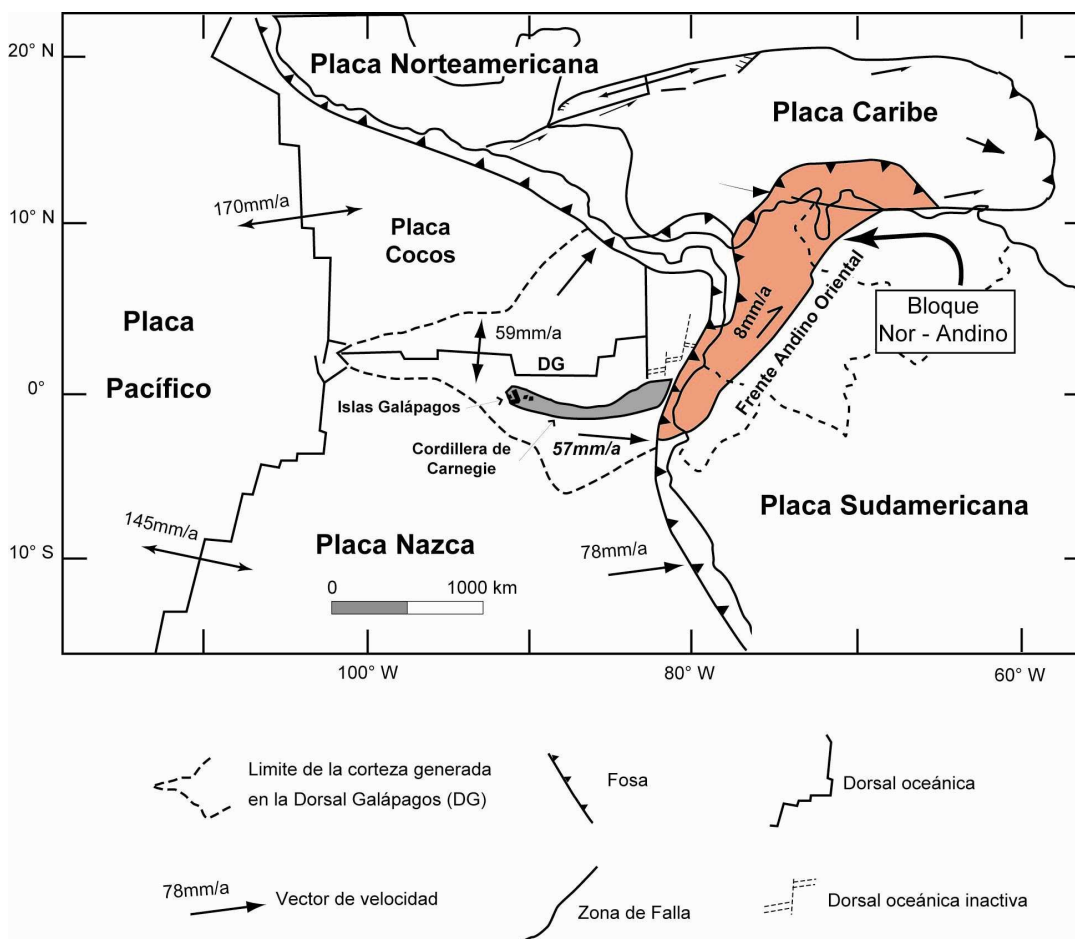
**Fig. 2.2** Las cuatro zonas de volcanismo activo de los Andes según Thorpe et al. (1984).



**Fig. 2.3** Ubicación de la Zona Volcánica del Norte en el Ecuador. Por debajo de los  $2^{\circ}$ S no existe volcanismo activo debido a que la placa Nazca posee un bajo ángulo de subducción. Modificado de Gutscher et al. (1999).

Al sur de la ZFG, la placa Nazca subduce hacia el ENE por debajo del Golfo de Guayaquil a una velocidad de 78 mm/a (Fig. 2.3) (Pennington, 1981; Gutscher et al., 1999; Collot et al., 2002).

Al Norte de la ZFG, la velocidad de convergencia a nivel de la fosa entre la placa oceánica Nazca y la placa continental Sudamericana es de 57 mm/a (Fig. 2.3), con una dirección de convergencia de  $\sim N100^\circ$  (Trenkamp et al., 2002).



**Fig. 2.3** Esquema de la geodinámica actual en el Noroeste de Sudamérica. Modificado de Penington (1981). La cordillera de Carnegie se subduce con un ángulo de  $\sim 100^\circ$  a una velocidad de 57 mm/a bajo la margen ecuatorial, mientras que el Bloque Nor-Andino (BNA) con un movimiento de  $\sim 8$  mm/a hacia el NNE acomoda los movimientos de las placas Nazca, Caribe y Sudamericana (Trenkamp et al., 2002). El resto de velocidades relativas han sido tomadas de De Mets et al (1990).

La Cordillera Asísmica de Carnegie (CAC) es una cordillera submarina de 200 km de ancho y presumiblemente su espesor sea mayor a 15 km (Collot et al., 2002). Presenta un relieve de hasta 3 km el que sobresale del fondo marino, provocando que la fosa frente a las costas ecuatorianas tenga una mínima profundidad de  $\sim 2.9$  km (Lonsdale, 1978). La edad en la que la Cordillera de Carnegie empezó a

colisionar y subducirse bajo la placa continental no está bien definida. Algunos autores han llegado a proponer las siguientes edades: entre 2 - 8 Ma (Gustcher et al., 1999), ~ 5 Ma (Hall & Wood, 1985), ~ 8 Ma (Pennington, 1981) y hasta ~ 15 Ma (Spikings et al., 2001). En todo caso, la edad más probable sería de ~ 5 Ma.

El Bloque Nor – Andino (Pennington, 1981) está formado por rocas continentales y oceánicas adicionadas al continente en tiempos pasados (ver subcapítulo 2.1). Se encuentra limitado al Norte por el Cinturón Deformado del Caribe Sur; al occidente por la fosa Ecuador – Colombia – Panamá; al Este y Sur por el “Frente Andino Oriental” (Fig. 2.3), este último límite está formado por una serie de fallas transpresivas dextrales de carácter regional que se extienden desde Ecuador (Golfo de Guayaquil) hasta Venezuela (Ego et al., 1996). La velocidad relativa de movimiento del Bloque Nor – Andino respecto a la placa Sudamericana es de ~ 8 mm/a en sentido NNE (Trenkamp et al., 2002).

La geometría de la placa nazca durante la subducción ha sido modelada a partir de datos sísmicos, tres trabajos han sido realizados y publicados durante los últimos 25 años, a continuación se discuten cada uno de ellos:

- 1) Pennington (1981), determina la geometría de la zona de Wadati – Benioff, para lo cual utiliza datos de sismicidad intermedia (50 a 200 km), adicionalmente este autor usa datos de mecanismos focales con el fin de sugerir la posible dirección y buzamiento de la placa subducida. Este autor propone la existencia de tres segmentos de litósfera subducida bajo las costas Noroccidentales de Sudamérica. Uno de ellos, el segmento Ecuador corresponde a la placa subducida con un ángulo de ~ 35°, siguiendo una dirección NNE, y que se encontraría bajo el territorio ecuatoriano (Sur de 1.5°N).
- 2) Gutscher et al. (1999), propone un modelo regional de sismicidad y volcanismo, mostrando un alto grado de segmentación a lo largo de los Andes Septentrionales, esta segmentación es relacionada con heterogeneidades presentes a lo largo de la placa subducida. A nivel del Ecuador se han

distinguido tres regiones sísmo - tectónicas, que explicarían el mayor ancho del arco al Norte de  $1^{\circ}\text{S}$ , un arco estrecho entre  $1^{\circ}\text{S}$  y  $2.5^{\circ}\text{S}$  y la ausencia de volcanismo reciente al Sur de  $2.5^{\circ}\text{S}$ .

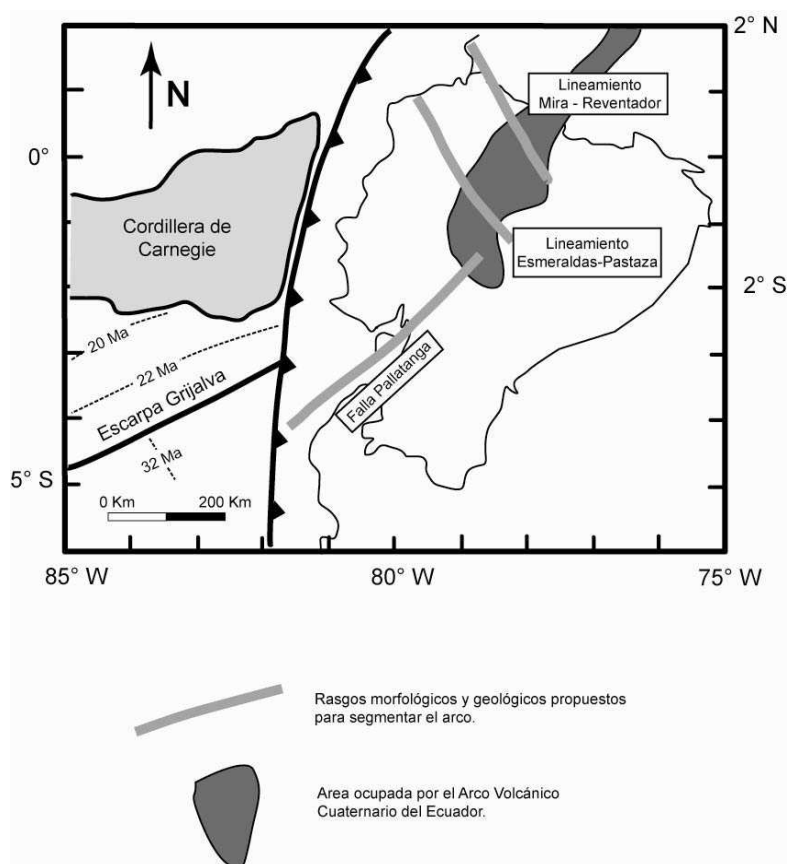
### 3) Guiller et al. (2001)

En este trabajo se muestran los principales resultados del análisis realizado sobre la distribución espacial de la sismicidad por debajo del Ecuador entre las latitudes  $1^{\circ}\text{N}$  y  $2^{\circ}\text{S}$ . Por un lado, se muestra que mayores estructuras en los Andes del Ecuador llamadas “suturas” de edad Jurásico tardío a Terciario temprano fueron reactivadas por el efecto de la compresión actual. Por otro lado y el que mayor interés representa para este estudio es el conocer que la placa Nazca se subduce bajo la placa Sudamericana con un ángulo de  $35^{\circ}$  al Norte de  $0^{\circ}$  y de  $25^{\circ}$  entre  $0^{\circ}$  y  $2^{\circ}\text{S}$ , adicionalmente el slab muestra continuidad hasta una profundidad de 200 km. Este estudio se contrapone a la idea citada anteriormente por Gutscher et al. (1999) y concuerda con el modelo presentado por Pennington (1981). Guiller et al. (2001) durante el experimento LITHOSCOPE, mantuvieron una red sísmica temporal donde pudieron comprobar que sí existe sismicidad intermedia al Norte de la ZFG, aunque su magnitud fue pequeña, situación que no fue considerada en trabajos anteriores y que conllevó a conclusiones erróneas.

El choque y la posterior subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana transmite al continente sus irregularidades (CAC y ZFG), las que se expresan como grandes fallamientos y lineamientos longitudinales y transversales, que sirven como límite para establecer una “subdivisión tectónica transversal” al interior del Bloque Nor – Andino.

El trabajo de Hall y Wood (1985) trata de convinar diferentes observaciones tectónicas, morfológicas, geológicas, geofísicas y vulcanológicas con el objeto de establecer una segmentación volcano – tectónica de los Andes Septentrionales. Con este trabajo, se trata de complementar las ideas presentadas por Pennington (1981), buscando evidencia geológica expuesta en la placa continental que

expresen la transferencia de esfuerzos desde la zona de subducción hacia el interior del continente. Estos grandes lineamientos serían los responsables de la distribución y emplazamiento de los edificios volcánicos Cuaternarios. Las estructuras observadas por estos dos autores a nivel del Ecuador, están representadas por dos lineamientos: “río Mira – Reventador”, “Esmeraldas – Pastaza”, ambos transversales al bloque Nor – Andino, mientras que el tercer límite es denominado “Golfo de Guayaquil”, este límite es considerado como una zona ancha de rumbo NE-SW que coincide con varias fallas paralelas de importancia.



**Fig. 2.4 Hall & Wood (1985) segmentan el arco mediante rasgos observados en la corteza continental (lineamientos y fallas regionales). Los tres rasgos determinados por esos autores dividen el arco ecuatoriano en cuatro segmentos transversales.**

En resumen, el arco volcánico ecuatoriano se encuentra dividido en cuatro segmentos transversales (Fig. 2.4) que de Norte a Sur serían: (1) Segmento

Colombia – arco estrecho, (2) El segmento Norte – arco ancho, (3) el segmento centro – arco estrecho y (4) El segmento Sur – sin volcanismo. El mayor ancho presentado en el segmento central sería uno de los efectos de la subducción de la CAC, mientras que la ausencia de volcanismo en el segmento Sur se debe a un efecto de “flan slab”.

### **2.2.2 EL ARCO VOLCÁNICO PLIO-CUATERNARIO**

La cordillera de los Andes, desde el punto de vista del volcanismo activo está dividida en cuatro segmentos: Zona Volcánica Norte (ZVN); Zona Volcánica Central (ZVC); Zona volcánica Sur (ZVS) y la Zona Volcánica Austral (ZVA) (Thorpe et al., 1984). La ZVN es una cadena volcánica activa que se extiende al menos 1100 km desde la latitud 5°N en Colombia central hasta la latitud 2°S en el Centro - Sur del Ecuador.

La actividad Cuaternaria está caracterizada por la construcción de un gran número de enormes estrato-volcanes, los que forman los más altos picos de los Andes del Norte. Los volcanes Chimborazo y Sangay constituyen los límites Suroeste y Sur de la Zona Volcánica Norte de los Andes (Fig. 2.2 a y b).

La clara continuidad del volcanismo durante el Plioceno y Cuaternario permite diferenciar al arco volcánico en tres o cuatro filas de volcanes. Según Hall y Beate (1991) existen cuatro filas de volcanes, el frente volcánico ocuparía la posición más occidental del arco, tiene un rumbo N-NE y va desde el Chiles en el límite con Colombia hasta el Chimborazo al Sur, los volcanes del Valle Interandino forman estrato - conos simples y/o grupos de volcanes, generalmente viejos y muy erosionados, sobre la Cordillera Real y en forma dispersa se edifica la tercera fila de estrato – volcanes, su rumbo es subparalelo al frente volcánico. Esta franja volcánica se extiende desde el Soche al Norte hasta el Sangay al Sur, incluye importantes volcanes como el Reventador y el Cotopaxi y finalmente, la cuarta fila de volcanes se encuentra construida sobre el levantamiento Napo y se caracteriza por el carácter alcalino de sus lavas. A este grupo de volcanes pertenecen el Sumaco, Pan de Azúcar y Yanayacu.

En la parte Norte de la Cordillera Occidental, el esparcimiento de los centros volcánicos Cuaternarios es más o menos homogéneo, con un promedio de 30 km, pero entre el volcán Quilotoa (0°50'S) y el Complejo Volcánico Chimborazo (1°3'S) la separación es mucho mayor, aproximadamente el doble de lo normal, es decir cerca de 65 km (Fig. 2.6).

El volcán Carihuairazo vecino muy cercano del Chimborazo, se ubica a tan sólo 10 km en dirección Noroeste. Se trata de un estrato – volcán antiguo que colapsó hacia el WNW dejando observar un claro escarpe de avalancha. La edad del Carihuairazo basal sería un tanto mayor que la del “volcán de base” del Chimborazo (Clapperton, 1990). Posterior actividad del Carihuairazo rellenó la caldera con la extrusión de domos. Actividad reciente y muy posiblemente durante el Holoceno, resultó en la formación de volcán Puñalica (Kilian, 1987a,b; Clapperton, 1991), un pequeño edificio andesítico construido al Este del edificio principal.

Monzier et al. (1999b, 2003), en base de argumentos geoquímicos realiza un nuevo agrupamiento de los centros volcánicos a lo largo de los Andes ecuatorianos. Según el grado de enriquecimiento en elementos incompatibles (p.e. La, Nb) se definen tres columnas de volcanes. La fila más próxima a la fosa, agrupa a los volcanes del **frente volcánico**, coincidiendo en parte con lo propuesto por Hall & Beate (1991), pero excluye al volcán Chimborazo, como ya fue notado por Barberi et al. (1988). El **arco principal**, incluye a los volcanes construidos sobre la Cordillera Real y a la gran mayoría de los volcanes construidos en el Valle Interandino. Finalmente, los dos autores coinciden con la existencia de una tercera fila de volcanes construída sobre la Zona Sub – Andina, llamados los volcanes del **tras arco** (Fig. 2.7), volcanes que presentan una composición química y mineralógica diferente a la del resto del arco.



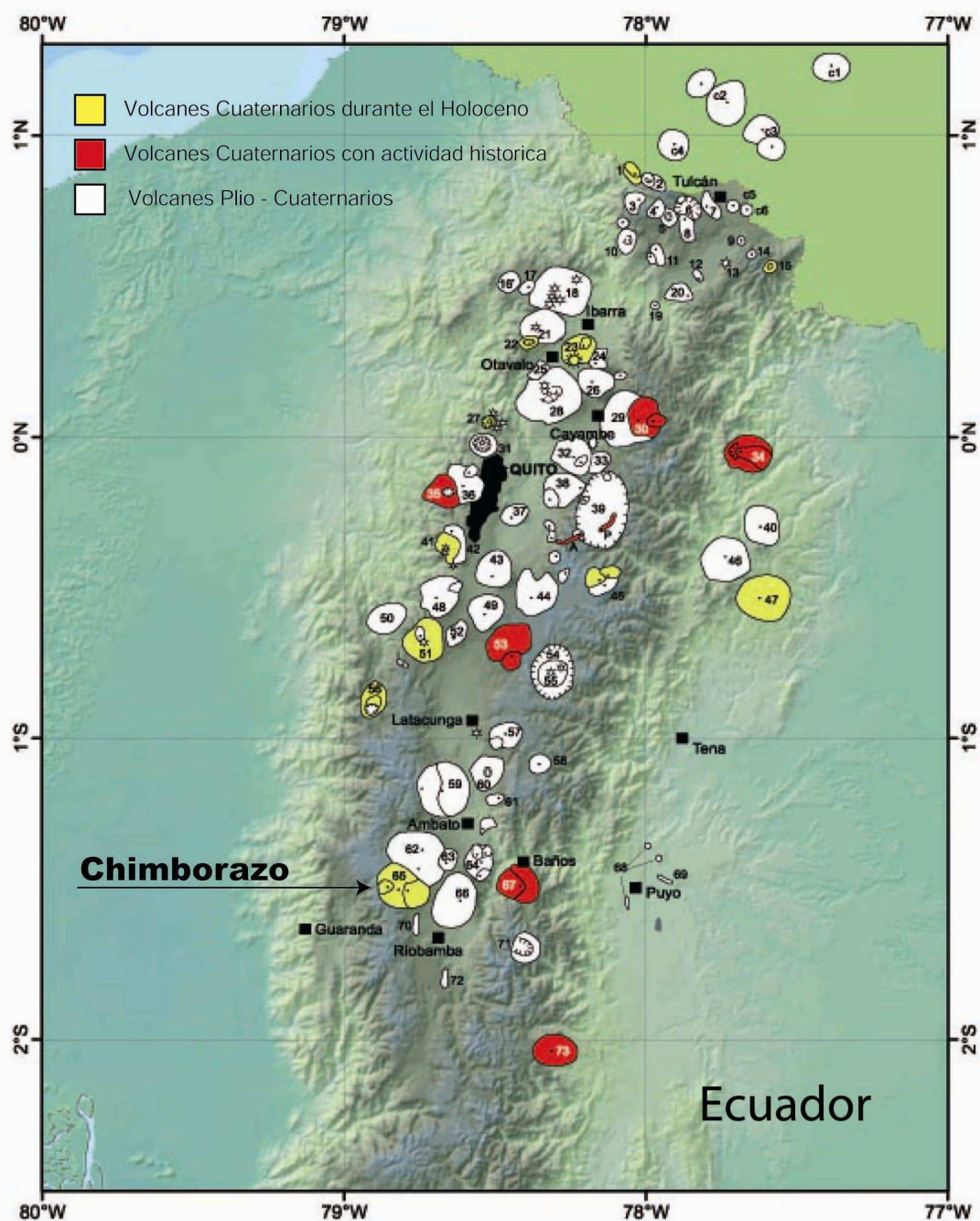
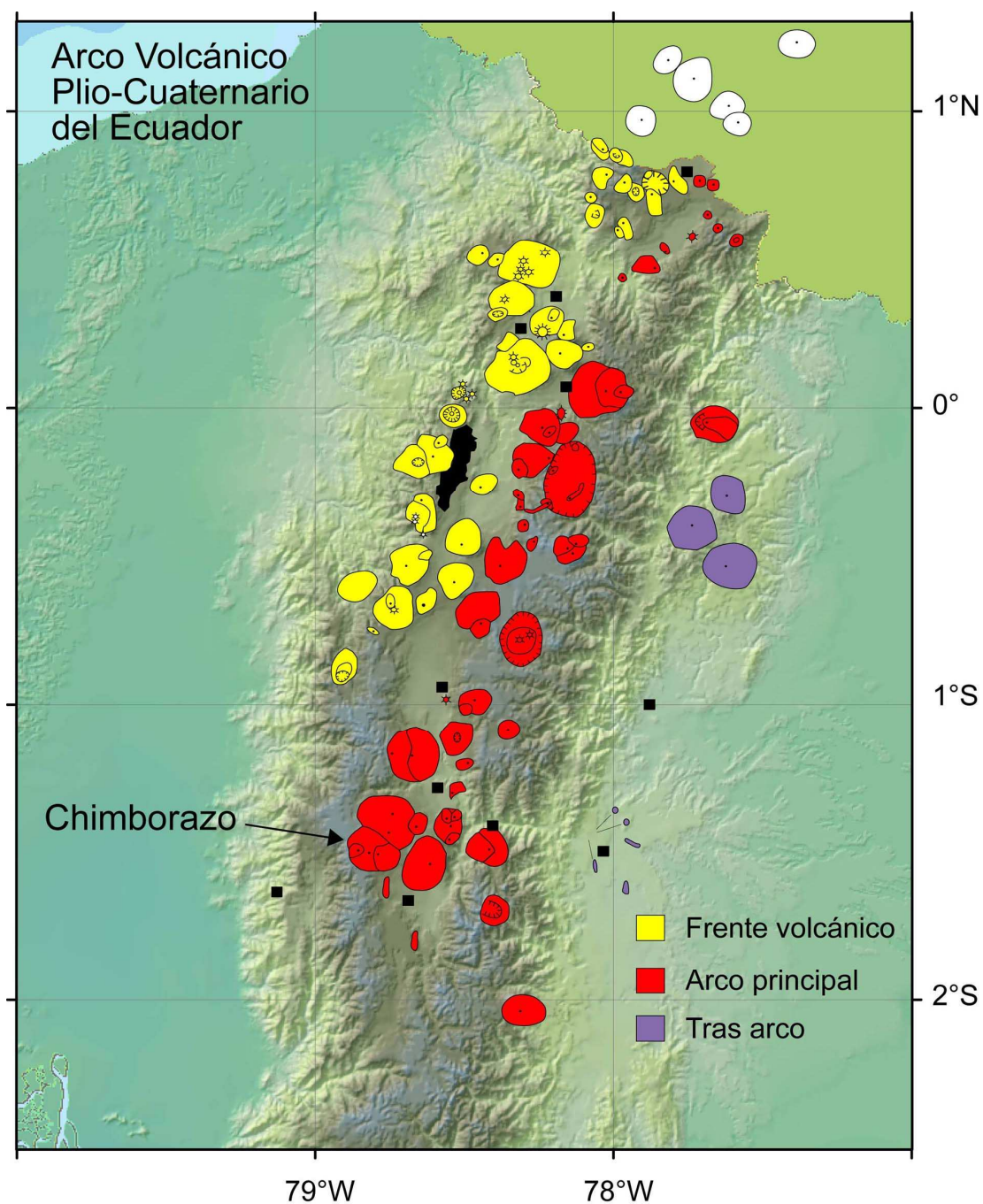


Fig. 2.6 Mapa de los volcanes Plio-Cuaternarios del Ecuador (modificado de Eissen et al., 2005). El arco se extiende de forma continua desde los 2°S hasta la frontera con Colombia (~1°N), y desde ~79°W hasta ~77.5°W. En el Ecuador el arco es de ~350 km de largo y de ~140 km de ancho como máximo (entre las latitudes 0° y 1°). Dado su inusual ancho, el arco ha sido dividido en filas longitudinales en función de la petrografía, química y estilo eruptivo de cada uno de los volcanes. El número 51 corresponde al Complejo Volcánico Chimborazo. Leyenda: 1) depósitos proximales; 2) depósitos distales; 3) borde de caldera; 4) falla; \* indica actividad histórica (<1532 AD); Q = Quito y R = Riobamba.



**Fig. 2.7** Desde un punto de vista geoquímico el arco volcánico ecuatoriano se divide en tres filas de volcanes, de Oeste a Este: Frente volcánico, Arco Principal y Tras-Arco.

Modificado de Monzier et al. (2003).

### 2.3. LAS GLACIACIONES EN EL CUATERNARIO

Estudios realizados por Clapperton (1983, 1990), determinan varios periodos convencionales de glaciación durante el Neógeno, estos son desde el más

reciente al más antiguo: neoglaciar (5000 aAP hasta la fecha), tardi glacial (12000 – 10000 aAP), maxi – glacial o última glaciación tardía (33000 – 14000 aAP), última glaciación media y temprana (80000 – 35000), la penúltima glaciación (>110000 – 170000 aAP), pre – penúltima glaciación (< 1.8 Ma) y la Glaciación pre-Pleistoceno (5 – 1.8 Ma).

Los depósitos glaciares están ampliamente expandidos en los Andes ecuatorianos por encima de una altura de 3600 m y consisten principalmente de sistemas de morrenas sobresalientes, entre los 3600 y los 2750 m existen afloramientos dispersos de till y de bloques estriados erráticamente dispersos (Clapperton, 1986).

La determinación de una edad relativa para un “till” viejo, es determinada por criterios estratigráficos, grado de meteorización, litologías involucradas, morfología de la superficie de los clastos, porcentaje de clastos meteorizados, forma de los clastos, etc.

Los sedimentos de periodos glaciares más viejos aparecen en superficie en algunos lugares pero ocurren sólo como unidades estratigráficas enterradas en otros (Clapperton, 1983), son reconocibles por contener clastos estriados y facetados, la matriz tiene un pronunciado contenido de arcilla y limo (Clapperton, 1986).

En el Ecuador no se han encontrado depósitos relacionados a etapas tempranas de glaciación, probablemente por que han sido enterrados bajo depósitos volcánicos u otros sedimentos y/o han sido removidos por la erosión. Una explicación alternativa, es que no hubo glaciaciones más tempranas. Las montañas ecuatorianas debieron haberse mantenido libres de hielo durante los periodos fríos tempranos debido a que ellas no han sido lo suficientemente altas para crear y albergar a las masas de hielo (Clapperton, 1986).

**Glaciación pre- Pleistoceno (<5 – 1.8 Ma)**, la primera mayor glaciación en Sudamerica ocurrió hace 3.5 Ma. Otros lugares de los Andes son conocidos por

haber sido afectados por las glaciaciones varias veces durante el Plioceno y Pleistoceno.

**Pre – penúltima glaciación (< 1.8 Ma)**, depósitos glaciares relacionados con esta época no han sido encontrados en el Ecuador.

Las glaciaciones en el Pleistoceno temprano al reciente han sido restringidas al interior de las cadenas montañosas Andinas (Clapperton, 1993). Los depósitos glaciares nunca han descendido por debajo de los 2750 m en el Ecuador y las fluctuaciones glaciares parecen haber sido más o menos sincrónicas con otras identificadas en otras partes de los Andes tropicales (Clapperton, 1983; 1986).

**Penúltima glaciación (>170000 – 110000 aAP)**, comprenden depósitos morrénicos depositados por debajo del límite de la última glaciación (debajo de los límites de till frescos), se encuentran profundamente meteorizados, ejemplos de este tipo son los tills se encuentran en las montañas al Noroeste de Cuenca al Sur del Ecuador. Al final de este periodo se desarrolló una época de fuerte meteorización, conocida como la **última interglaciación** (Clapperton, 1983).

**Ultimo intervalo glaciar máximo temprano a medio (80000 – 36000 aAP)**, el mayor avance glaciar extensivo de la última glaciación, probablemente ocurrió c. 45000 - 36000 aAP (Clapperton, 1983). Pocos son los depósitos encontrados correspondientes a este periodo en el Ecuador, sin embargo es muy común encontrar depósitos correspondientes a los tres periodos glaciares más recientes.

En los flancos de montañas actualmente cubiertas con hielo, tres grupos de morrenas se pueden distinguir por su localización, altitud, características morfológicas, cobertura y grado de vegetación desarrollada (Clapperton & McEwan, 1985; Clapperton, 1986). En volcanes sin cobertura glaciar actual es común encontrar solo dos grupos de morrenas, correspondientes a los periodos del maxi – glaciar y glaciar tardío (Clapperton, 1983).

Es claro que la distribución de los depósitos glaciares de los tres últimos intervalos fueron asimétricos, similar a la distribución de los glaciares actuales, indicando

que el origen principal de las masas de aire húmedos fue también desde el Este (Clapperton, 1986). El punto más bajo alcanzado por los glaciares durante el maxi-glaciar en la Cordillera Real fue 400 – 800 m más bajo que para los glaciares de edad equivalente de la Cordillera Occidental (Mothes & Hall, 1994).

**Ultimo intervalo glaciar máximo (>33000 – 14000 aAP)**, tuvo su máximo desarrollo c. 20000 - 18000 aAP en los Andes del Sur y en el Hemisferio Norte, cuando el clima global fue más frío y el nivel del mar estuvo más bajo, mientras que para los Andes del Norte, donde el clima era más tropical, se registraron tres picos máximos o re-avances: 1) c. 34000 – 27000, 2) c. 20000 – 18000 y 3) c. 16000 – 14000 aAP. Evidencia Palinológica de la Planicie Alta de Bogotá (Colombia) y Mera (Ecuador) implica que el clima debió ser muy frío y extremadamente seco a nivel del trópico. El enfriamiento global que continuó después de c. 25000 aAP aparentemente redujo el flujo de humedad a los Andes tropicales y sub – tropicales desde la Amazonía, resultando en una caída en el nivel de los lagos y recesión de glaciares desde los límites alcanzados unos pocos milenios más temprano (Clapperton, 1993).

A nivel de los Andes, el espesor de las morrenas puede ser estimado sobre los 200 - 500 m en referencia al piso de los valles adyacentes (Clapperton, 1983).

Antes del intervalo glaciar tardío, ocurrió una inversión climática de poca duración, un periodo más cálido en aproximadamente 13000 aAP (Clapperton, 1986).

**El glaciar tardío (12000 – 10000 aAP)**, equivale al bien conocido “European Upper Dryas chron”, periodo frío al final de la última glaciación que afectó los trópicos hasta tan al Sur como 20° S (Hoffmann, 2003). Durante este avance glaciar, se desarrolló el grupo de morrenas con características típicamente muy frescas con crestas finas, morrenas frontales curvas y pendientes cubiertas con pastizales y pajonales. Las superficies de los bloques pueden tener delgados anillos de meteorización. Se localizan unos varios cientos de metros valle abajo del grupo de morrenas del Neoglaciar. El espesor comúnmente observado varía entre 100 y 300 m.

Estas morrenas están presentes en todos los volcanes extintos del Callejón Interandino, cuya elevación supere los 4200 m. También están presentes en el Sur del Ecuador, donde circos glaciares cortan las pendientes occidentales de colinas estrechas alineadas N-S, incisiones que contienen morrenas bien desarrolladas (Clapperton, 1986).

Un periodo cálido c. 8500 - 6500 aAP, separó al Intervalo Glaciar Tardío del periodo Neoglacial (Clapperton, 1983).

**El periodo Neoglacial (5000 aAP – actualidad)**, está representado por las morrenas que se encuentran unos pocos cientos de metros frente a las lenguas glaciares actuales, formando grandes acumulaciones de bloques de entre 100 – 200 m de altura, al interior de las cuales morrenas más pequeñas están normalmente presentes, tales características están mejor desarrolladas donde existen lenguas glaciares que descienden varios kilómetros desde un “plateau de hielo”, o están presentes en volcanes con cobertura de hielo central, p.e. Chimborazo (Clapperton, 1986).

Avances glaciares durante este periodo no son bien conocidos, pero al menos uno ocurrió cortamente antes de 2000 aAP (Clapperton, 1986) o entre 3000 y 1800 a AP (Schotterer et al., 2003), mientras que un segundo avance bien conocido ocurrió durante los últimos 500 años (Hastenrath, 1981).

La **Pequeña Edad de Hielo** se desarrolló a partir del siglo 14<sup>th</sup> hasta finales del siglo 19<sup>th</sup> e inicios del siglo 20<sup>th</sup>, es conocido como el periodo frío más reciente del Neoglacial (Clapperton, 1983), alcanzando su mayor intensidad entre el siglo 16<sup>th</sup> y la primera mitad del siglo 18<sup>th</sup>. Los glaciares aumentaron su volumen varias veces, acercándose en muchos casos a los límites del grupo de morrenas formadas durante el periodo Neoglacial (Hantenrath, 1981).

## **2.4 MARCO TECTONICO Y GEOLOGICO LOCAL**

En este sub-capítulo se describen dos aspectos importantes que controlan la formación y desarrollo del volcanismo, nos referimos al tectonismo y al basamento sobre el cual se construyó el volcán.

### **2.4.1 FALLAS Y LINEAMIENTOS PRINCIPALES**

La principal característica tectónica en el área de estudio es el fallamiento (McCourt et al., 1997). Depósitos volcánicos de edad Mioceno a recientes se han encargado de ocultar los principales rasgos morfológicos asociados al fallamiento, sin embargo, manteniendo cierto cuidado en la interpretación es posible trazar una línea de tendencia por donde iría el trazo de las fallas, p.e. fallas R; Calera – Urbina y Calpi – Igualata, en lugares donde no es muy evidente su trazo las estructuras son interpretados como lineamientos, p.e. Chuquipogyos - Puñalica (Fig. 2.8).

El lineamiento Río Colorado, es una estructura mayor que ha sido identificada y trazada desde el área de Guaranda y extendiéndose a lo largo del río Colorado al Noroeste del Chimborazo (Fig. 2.8), esta estructuras forma parte del Sistema de Fallas Chimbo – Cañi (Hughes & Pilatasig, 2001), considerada como la expresión morfológica producto del levantamiento Neógeno de la Cordillera (Baldock, 1982).

Al Este del complejo se encuentra la extensión Norte de la falla de Pangor (Fig. 2.8), que es un ramal mayor del Sistema de Fallas Pallatanga (SFP). Regionalmente corresponde al límite Oriental de las rocas oceánicas Cretácicas que constituyen la Cordillera Occidental (ver sub-capítulo 2.1). Esta estructura se correlaciona al Norte con la Falla Calacali – Pujili (Litherland & Aspden, 1992, Hughes & Bermudes, 1997).

Se considera que toda el área presenta “actividad neotectónica”, relacionada a la reactivación de fallas profundas interpretadas como “suturas”. Los movimientos

son mayoritariamente dextrales, ocurridos posiblemente durante el Mio – Plioceno? y en el Cuaternario (McCourt et al., 1997).

Varios estudios han confirmado el movimiento dextral de la falla de Pallatanga (Pangor) observando también la existencia de una ligera componente inversa en el movimiento (Lavenu, 1994; Egüez et al., 2003). El Sistema de Fallas Pallatanga afecta a los depósitos glaciares del Pleistoceno tardío, datados en 10 000 – 12 000 a AP (Lavenu, 1994).

En el área de estudio existen diversas fallas y lineamientos con dirección NE-SW y NW-SE, que generalmente coinciden con las direcciones prominentes de drenaje, p.e. lineamientos de San Luis – Licán (R. Chimborazo); lineamiento R. Pachanlica, R. Chambo y R. Guano, o que simplemente provocan cambios abruptos de dirección de los ríos, p.e. falla R. Culebrillas - Pogyos (Fig. 2.8). Este tipo de lineamientos conjugados son observables en toda la Sierra central (Hall & Wood, 1985) y estaría relacionado con el campo de esfuerzos reinante en la actualidad.

El nudo de Sanancajas – Igualata (Fig. 2.8), constituye una estructura mayor que atraviesa la depresión inter - andina transversalmente. Para Sauer (1965), esta estructura representa una zona de falla mayor transversal que se extendería hacia la Cordillera Occidental y estara representado por los lineamientos de los ríos Blanco y Huayhuay (Figs. 1.4 y 2.8).

Los paramos de Urbina son parte del nudo de Sanancajas, se trata de un alto topográfico que ocasiona la división del Callejon Interandino en dos cuencas hidrográficas, una hacia el Norte (río Pachanlica) y una al Sur (río Guano). Por otro lado, al observar la red hidrológica, se observa claramente que los tributarios del río Guano, forman una red dendrítica estrecha en una dirección NW-SE (Fig. 1.4). Al otro lado del macizo, otra red hidrográfica un tanto más ancha con rumbo SE-NW confluye para formar el río Colorado antes de que este gire hacia el Norte, en definitiva los dos sistemas hídricos sugiere la existencia de una estructura de rumbo NW-SE y que atraviesa al macizo.



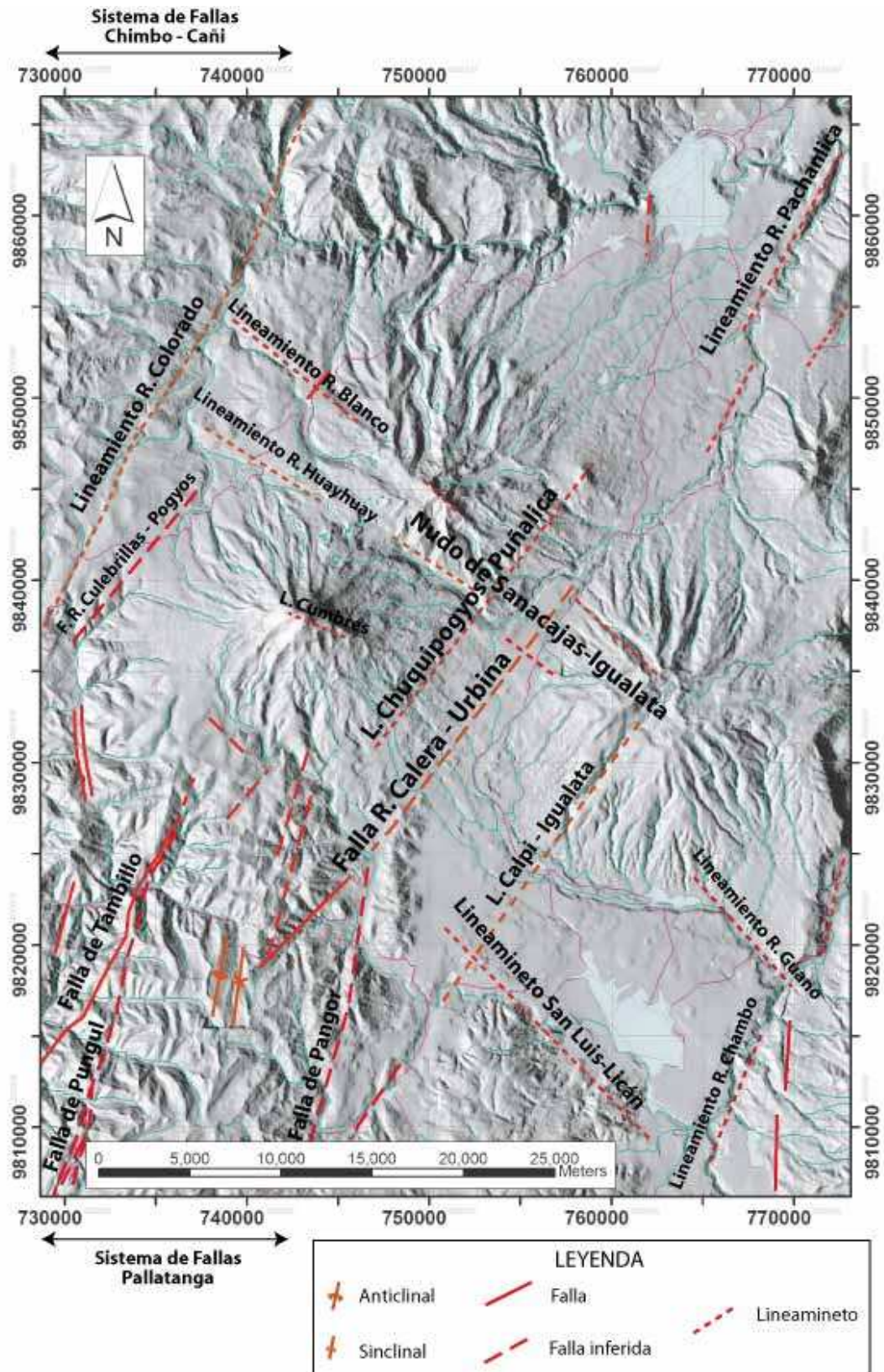


Fig. 2.8 Fallas y lineamientos principales en el área de estudio. Modificado de McCourt et al. (1997).

Finalmente el lineamiento más importante se lo puede observar a nivel del edificio volcánico y está dado por la asimetría del edificio. El macizo presenta una forma ovalada cuyo eje mayor coincide con la línea de cumbres, formando un lineamiento de rumbo WNW – ESE (Figs. 1.3b, 1.4 y 2.8).

De este modo queda en evidencia que el CVCh se encuentra edificado sobre la intersección del Sistema de Fallas Pallatanga de rumbo NNE - SSW, específicamente sobre la extensión Norte de la Falla de Tambillo (Fig. 2.8), ramal occidental del fallamiento principal (McCourt et al., 1997) y un lineamiento mayor de rumbo ~ NW – SE al que lo hemos denominado “Chimborazo – Igualata”.

#### **2.4.2 EL BASAMENTO GEOLÓGICO EN LA REGIÓN DEL CVCH**

El Complejo Volcánico Chimborazo se encuentra edificado sobre la Cordillera Occidental (Ver subcapítulo 1), la que está formada por terrenos alóctonos que fueron adheridos al continente Sudamericano durante varias fases tectónicas (basamento Cretácico – Paleógeno) y sobre rocas de arco volcánico continental (basamento Neógeno). Todas las unidades que son descritas a continuación afloran cerca al volcán Chimborazo. A continuación describiremos a cada una de las formaciones desde la más antigua hasta la más reciente.

##### **El Basamento Cretácico - Paleogeno**

La cordillera Occidental esta constituida principalmente por rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad Cretácica, sobreyacidas por rocas de arco del Eoceno inferior y más jóvenes (Cosma et al., 1998).

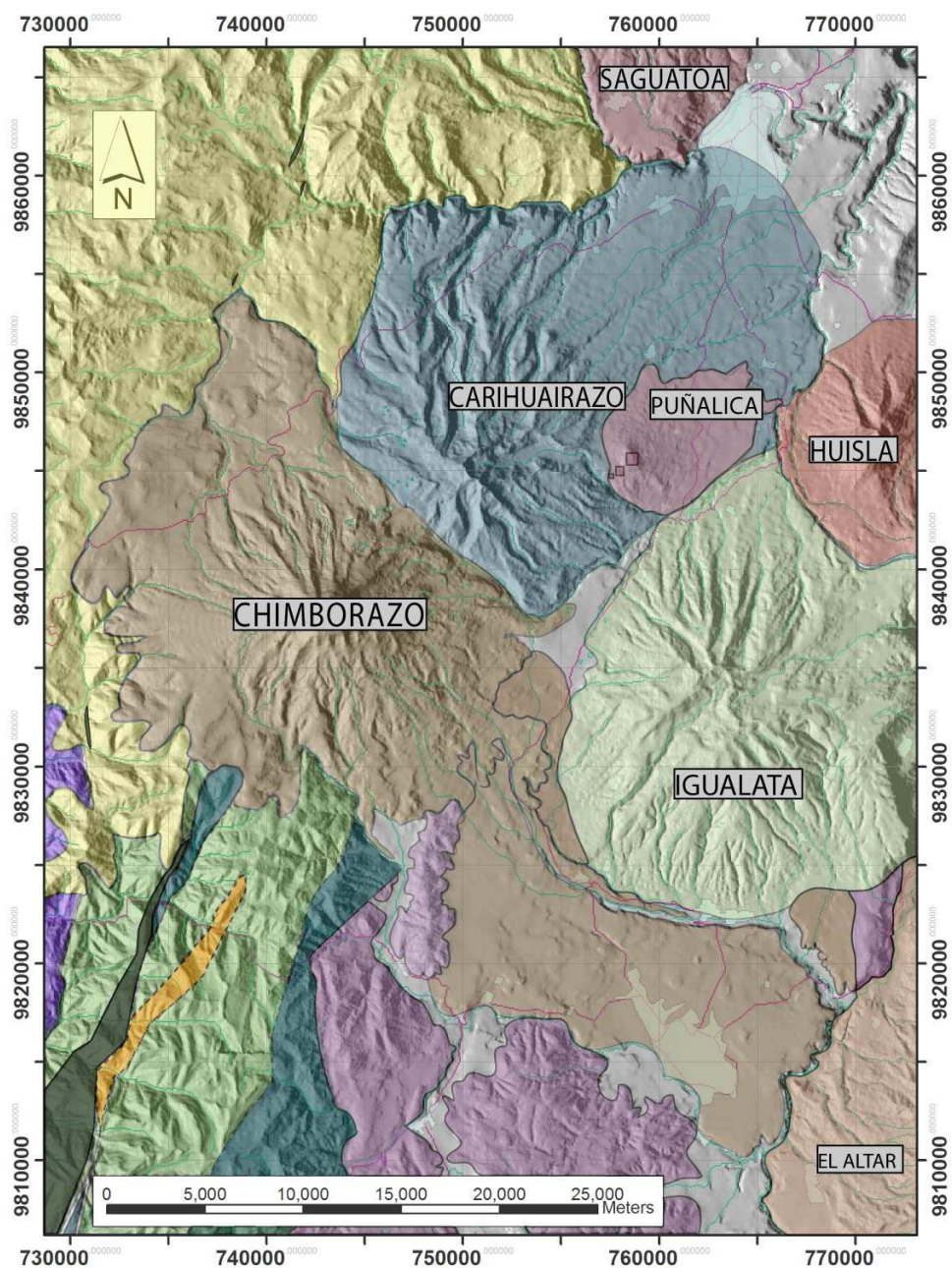
**Unidad Pallatanga (K<sub>Pa</sub>)** (McCourt et al., 1997). Corresponde a una secuencia de rocas máficas y ultramáficas de afinidad oceánica expuestas en una serie de “escamas” tectónicas a lo largo del borde oriental de la Cordillera. Esta unidad comprende basaltos, microgabros, areniscas volcánicas, peridotitas, websteritas y escasas lavas en almohadillas, todas fuertemente tectonizadas en contacto fallado con la secuencia turbidítica de la Unidad Yunguilla. Geoquímicamente, la

unidad muestra características intermedias entre N-MORB y OIB (Jaya et al., 1999). La edad de la formación no está determinada, pero por correlación con la Formación Piñón (Costa) sugiere una edad Cretácico medio (pre-Senoniana).

**Unidad Yunguilla (K<sub>Y</sub>)** (Thalman, 1946). Las litologías típicas incluyen, lutitas negras-grises, a menudo calcáreas, limolitas negras silíceas, areniscas máficas de grano fino y calizas bioclásticas grises. Se caracteriza por ser turbiditas de grano fino, en capas muy delgadas, la estratificación es fuertemente plegada, ondulosa y discontinua, con evidencias de deformación por pliegues de flujo ("slumping"). La unidad está fuertemente plegada e intensamente tectonizada, sin embargo tiene un espesor de al menos 2000 m. La petrografía de las areniscas muestra abundancia de piroxeno, anfíbol, epidota, clorita y opacos, que implican una fuente volcánica (ver sub-capítulo 2.1). La ocurrencia de cuarzo estriado deformado en las limolitas puede también indicar un aporte metamórfico, aunque minerales metamórficos característicos están ausentes. La edad de la Unidad Yunguilla está bien establecida, tanto en esta zona como en el área tipo, donde fauna foraminífera indica una edad Maastrichtiana (Thalman, 1946).

**Formación Apagua (PcE<sub>A</sub>)** (cf. Un. Apagua, Egüez & Bourgois, 1986) comprende areniscas fino granulares, en estratos finos a medios, intercaladas con limolitas negras silicificadas en secuencias de Bouma T<sub>cde</sub> y areniscas masivas de grano más grueso. Las areniscas son limpias, bien sorteadas, contienen muy pocos líticos y se caracterizan por un alto contenido de cuarzo, la presencia de sericita y la virtual ausencia de minerales máficos. Están comúnmente grabadas con guijarros en las bases y tienen estructuras de carga débilmente desarrolladas, que implica una secuencia turbidítica (clásica). El plegamiento hace difícil estimar el espesor de la secuencia, sin embargo en la sección Apagua – Angamarca puede tener un espesor de hasta 1500 m. Hacia el Occidente la formación está en contacto fallado con la Unidad Macuchi y hacia el Este está sobreyacida por conglomerados de la Formación Rumi Cruz y sobreyace a la Un. Yunguilla. Fauna foraminífera indica un rango de edad del Paleoceno al Eoceno medio, con foraminíferos plantónicos se piensa en una edad Paleoceno temprano a medio

para la parte occidental de la formación, y de Eoceno temprano-medio en la parte oriental (Egüez, 1986).



### LEYENDA

	Sedimentos cuaternarios indiferenciados		Huisla		Saraguro
	Chimborazo		Igualata		Gallo Rumi
	Puñalica		Sagoatoa		Apagua
	Carihuairazo		Sicalpa		Yunguilla
	El Altar		Zumbagua		Pallatanga

Fig. 2.9 Basamento del CVCh. Modificado de McCourt et al., 1997.

## **CAPITULO 3**

### **GEOLOGIA DEL COMPLEJO VOLCANICO CHIMBORAZO**

En este capítulo se establecen y describen cada una de las unidades que conforman el Complejo Volcánico Chimborazo. El trabajo inició con el reconocimiento en fotografías aéreas a escala 1:20 000 de la información presentada en el mapa geológico de Beate & Hall (1989) y del mapa de morfologías volcánica y glaciaria del macizo Chimborazo – Carihuairazo de Clapperton (1990), ambos publicados a escala 1:50 000. Posteriormente, se realizó el trabajo de campo, con el fin de comprobar si las unidades identificadas en primera instancia comparten similares características estratigráficas, petrográficas y estructurales. La información generada referente a la cartografía, ha sido representada en una base topográfica a escala 1:50000, obteniéndose el mapa geológico del volcán Chimborazo (Anexo 1 - Mapa Geológico).

#### **3.1. MORFOLOGIA Y RASGOS ESTRUCTURALES GENERALES**

Este subcapítulo está dividido en dos partes. En la primera parte se trata de las estructuras relacionadas a la erosión glaciaria, es decir describiremos los circos glaciares, escarpes y sus depósitos glaciares o morrenas. La segunda parte se refiere a la descripción de las estructuras netamente de origen volcánico y que han sido desarrolladas durante las diferentes etapas de construcción y destrucción del macizo. Se hablará de las estructuras glaciares en primer lugar debido únicamente a su facilidad de identificación y diferenciación en fotografías aéreas, una vez discriminados estos depósitos se ha procedido a identificar, diferenciar y asociar a cada uno de los depósitos volcánicos en unidades morfo-estructurales.

##### **3.1.1 LAS ESTRUCTURAS GLACIARES**

###### **Morfología dejada por la erosión glaciaria sobre el edificio volcánico**

Para el caso puntual del Chimborazo, se debe diferenciar los valles glaciares desarrollados en los flancos Este y Sur de los valles glaciares del flanco Oeste. La mayor extensión y volumen que poseen las lenguas glaciares del lado Este han provocado que exista mayor erosión, lo que ha permitido formar profundos circos glaciares a diferencia de la pobre erosión glaciar desarrollada sobre los flancos occidentales (Fig. 3.1). De estas observaciones se han inferido tres posibles explicaciones que no necesariamente se excluyen entre ellas: (1) el cono formado por las cumbres Whymper y Veintimilla (cono occidental) ha sido cubierto por el glaciar por mucho menos tiempo que en las cumbres Politécnica y Nicolás Martínez y/o (2) que el volcanismo continuó construyendo el “cono occidental” durante el intervalo glaciar Cuaternario tardío y/o (3) que los glaciares del flanco Este siempre fueron más importantes.

### **Morfología de los depósitos glaciales**

Una característica imprescindible de los terrenos cubiertos por glaciares es la presencia de morrenas frontales, laterales y basales. En el caso del Chimborazo, las morrenas frontales y laterales forman impresionantes murallas de más de 250 m de altura.

Las morrenas están constituidas por material detrítico, generalmente angular a sub – angular, en morrenas que han experimentado un largo trayecto se pueden observar bloques sub – redondeados, en todo caso siempre presentan mal sorteo. El depósito está formado por limo, más un importante contenido de arena y unos pocos bloques centimétricos. En el caso del Chimborazo, las morrenas están compuestas por litologías derivadas de estratos volcánicos provenientes de sus escarpes, algunos de los bloques presentan estrías que reflejan la tracción existente entre el hielo y el substrato (Clapperton, 1990). En las zonas más proximales, los depósitos se encuentran constituídos por bloques angulares clasto – soportados mientras que en las zonas distales los depósitos son matriz - soportados y con una menor cantidad de bloques.

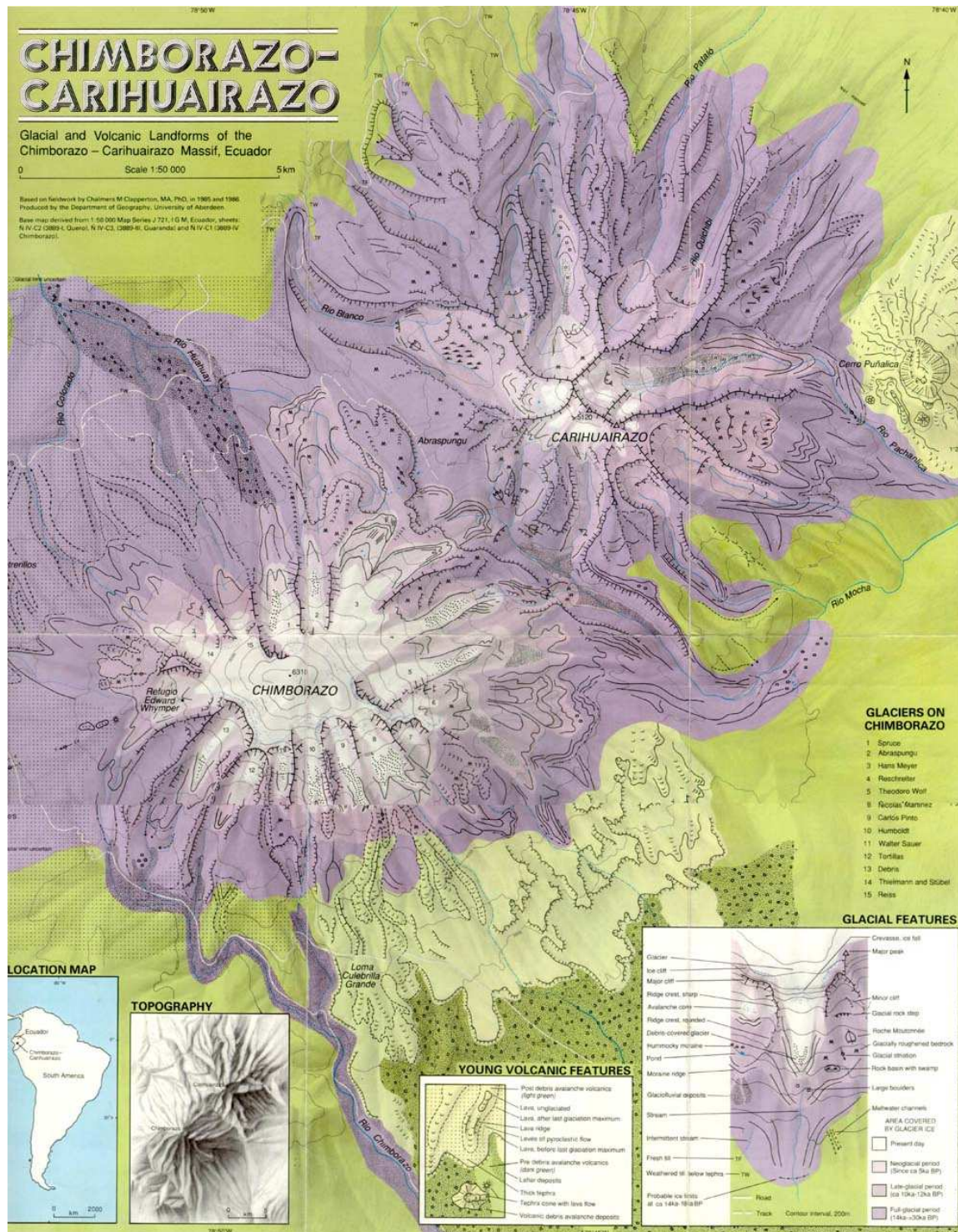


Fig. 3.1 Morfología glaciar del Chimborazo. Tomado de Clapperton, 1990.

Encontrar morrenas basales es muy difícil debido a que estas son rápidamente cubiertas por depósitos volcánicos o glaciares posteriores. Sin embargo, Clapperton (1990) reporta como morrenas basales un grupo errático de bloques dispersos que forman un manto horizontal que cubre gran parte de la planicie

Occidental del Chimborazo. En este trabajo no se comparte esta idea debido a que no existen morrenas frontales ni laterales asociadas a este depósito y a la ausencia de matriz, por lo tanto se propone que se trata simplemente de bloques rodados desde la parte alta.

Es común observar varias morrenas al interior de un valle glaciar. Clapperton (1990) presenta dos hipótesis para explicar la presencia de estas estructuras: (1) la primera es la ocurrencia de una recesión durante un corto intervalo de tiempo y (2) debido a un retroceso paulatino del glaciar, marcado por épocas de estabilización o a débiles avances del glaciar. Por otro lado, las morrenas superpuestas indican que los glaciares han alcanzado un mismo sitio varias veces, como ocurrió durante la pequeña edad del hielo, p.e. en El Altar (Clapperton, 1990).

Adicionalmente, varios canales producidos por la fusión del hielo glaciar están presentes en varias partes del macizo (Figs. 3.1 y 3.4). La mayoría ahora están secos o raramente son regados por lechos temporales después de la ocurrencia de fuertes tormentas (Clapperton, 1990).

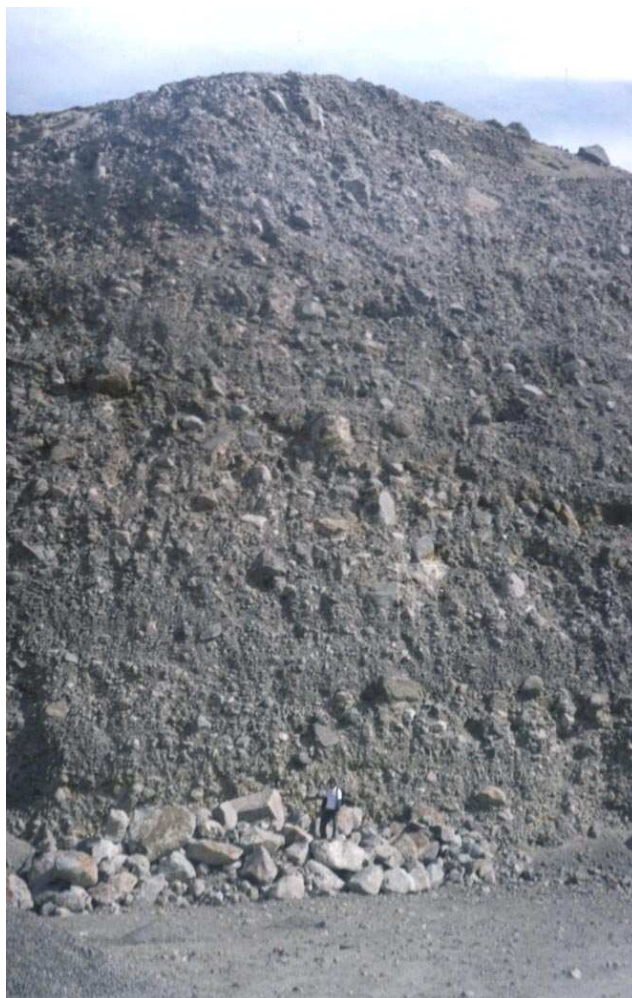
La ubicación estratigráfica, morfología y grado de meteorización de los depósitos glaciares ha permitido la identificación de diferentes etapas de avance glaciar, en el Chimborazo se han identificado tres (3), las que serán descritas a continuación.

Antes de describir estas tres etapas, vale recalcar que cerca del área de trabajo se puede encontrar varios depósitos glaciares más antiguos, se trata de varios "tills" altamente meteorizados al Norte y al Este del Carihuairazo, los cuales ocupan un nivel estratigráfico inferior al de las morrenas del maxi – glaciar (Clapperton, 1986; 1990). Al no estar directamente relacionados con el Chimborazo no se ha realizado una descripción detallada de los mismos.



### **Morrenas del intervalo glacial máximo (>33 000 –14 000 aAP)**

La acumulación de escombros originados en esta época glacial forman amplias colinas que están cubiertas por vegetación. Las morrenas son típicamente muy frescas con crestas amplias y de poca pendiente; la superficie de los bloques pueden tener delgados anillos de meteorización. Presentan varios metros de suelos o espesos horizontes de cangahua sobre su superficie, los cuales soportan vegetación nativa en lugares no habitados o por el contrario se encuentran ampliamente cultivados.



**Fig. 3.2 Depósito de morrena del periodo Maxi – glaciar ubicado al Sur-Oeste del macizo (UTM 393 325).**

En varios valles alrededor del volcán (p.e. valle del río Colorado) se pueden determinar tres niveles de morrenas, siendo las más distales y de menor altitud

las relacionadas con este periodo glaciario. El grupo interior consiste de tres o cuatro colinas comúnmente de 5 – 10 m de altura las que se encuentran al interior de unas murallas exteriores que superan los 100 m de altura (Fig. 3.2), ambos depósitos forman parte de un mismo periodo y de edad muy cercana (Clapperton, 1990).

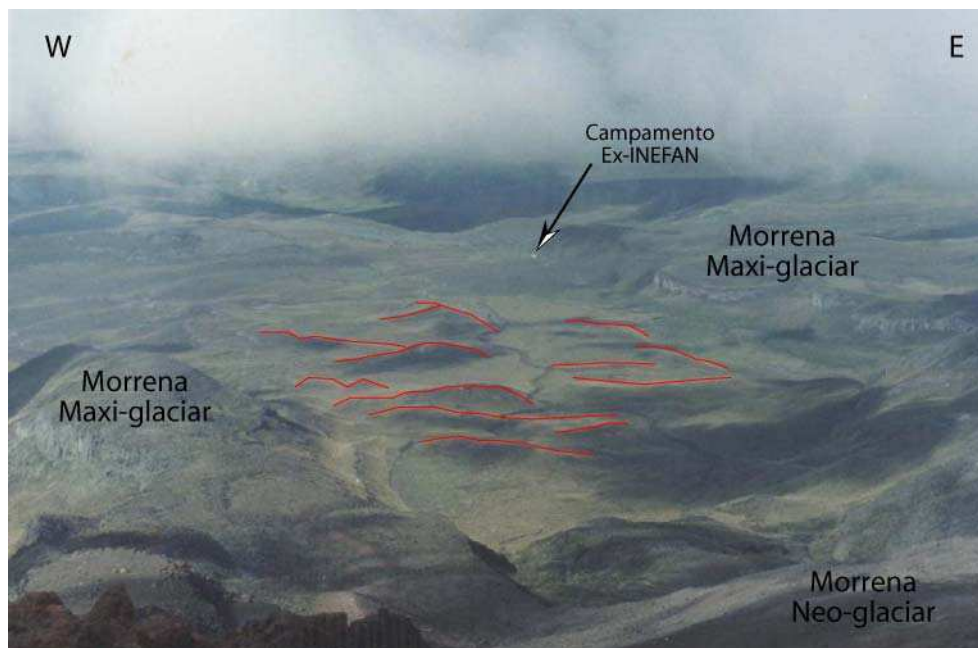
Las edades de estas morrenas son pobremente conocidas, tres edades de radiocarbón de un depósito de turba ubicado en la parte superior de una morrena al Norte del Carihuairazo, arrojó edades de  $33\,290 \pm 300$  aAP, mientras que una turba ubicada en la parte media a inferior dió una edad mayor a  $40\,330$  aAP (Clapperton, 1990). La edad de las morrenas interiores (segunda familia) es desconocida, pero se conoce que son más jóvenes que las morrenas exteriores pero sin duda más antiguas que las morrenas del intervalo glaciario tardío (12 000 – 10 000 aAP). Una edad de  $14\,770 \pm 60$  aAP, evidenciaría que el avance pudo haber culminado durante 15 000 – 14 000 aAP, similar a lo observado en otros lugares de Sudamérica (Clapperton, 1990; Clapperton, 1993).

### **Morrenas del intervalo glaciario tardío (12 000 – 10 000 aAP)**

Estos depósitos se extienden radialmente por todos los flancos del volcán y generalmente se encuentran a varios cientos de metros adyacentes a las lenguas glaciares actuales (Fig. 3.1).

Las morrenas frontales indican que los glaciares llegaron a altitudes entre los 4200 – 4500 m (Fig. 3.3). Se encuentran completamente cubiertas con vegetación y dan lugar a la formación de varias lagunas de tamaño diverso, p.e. sector de Chuquipogyos al Este del nevado (Fig. 3.4).

En el flanco Norte, se puede observar una serie o grupo de morrenas frontales arquedas (Fig. 3.3), que se intersectan entre sí, esto se interpreta como fluctuaciones climáticas marcadas siguiendo a la última glaciación máxima (Clapperton & McEwan, 1985; Clapperton, 1990; 1993).



**Fig. 3.3** Grupo de morrenas del periodo Tardi – glaciar (en rojo) depositadas a lo largo del valle del río Huayhuay. Presentan formas arqueadas que se cortan unas a otras lo que se interpreta como continuos avances glaciares. Como referencia se ha ubicado el campamento del ex INEFAN (4200 m).



**Fig. 3.4** La fotografía muestra en su parte media las morrenas frontales y laterales del periodo Neo – Glaciar, en la parte inferior izquierda se encuentran las morrenas del periodo Tardi – Glaciar. En la parte proximal derecha se encuentran los depósitos glacio-fluviales relacionados con el periodo Neo-glaciar.

Las dataciones para este intervalo fueron obtenidas por Clapperton & McEwan (1985) en una turbera que sobreyace una morrena al Este del volcán (valle del río Mocha), las edades  $^{14}\text{C}$  obtenidas fueron  $11\,370 \pm 60$  aAP y  $10\,650 \pm 60$  aAP, lo que indica un periodo de expansión glaciaria entre 12 000 y 10 000 aAP, esto correspondería al intervalo de deterioro climático y de expansión glaciaria que también fue observado en el Perú (Clapperton & McEwan, 1985) y que actuó con mayor fuerza en el hemisferio Norte, donde recibe el nombre de “European Upper Dryas chron” (Clapperton, 1993).

### **Morrenas del intervalo Neo-glaciario (5 000 aAP – Presente)**

Las morrenas de este periodo constituyen grandes murallas de hasta 100 m de altura (Clapperton, 1986 y 1990), abundantes escombros fueron acumulados cuando los glaciares avanzaron entre 300 y 500 m por debajo del límite actual del glaciario (Anexo 1 – Mapa geológico). Los bordes de las morrenas son bastante abruptos, en especial en su frente (Fig. 3.4). Clapperton (1990) propone dos teorías para explicar el gran volumen de escombros involucrados en las morrenas del Neo-glaciario, (1) una muy rápida liberación de escombros en el frente glaciario o (2) hubo una acumulación durante un largo periodo de tiempo.

Se diferencian dos grupos de morrenas de acuerdo a su ubicación geográfica y al material involucrado. Al lado Este, el material erodado corresponde a rocas masivas de color gris oscuro y negro, las morrenas tienen un alto contenido de bloques y poca matriz, su color es generalmente gris. Al lado Oeste, los escombros involucrados son mayormente escorias que son susceptibles a la erosión y al ser de poca resistencia son desintegrados con facilidad, por lo tanto las morrenas están principalmente constituidas por una matriz arenosa y unos pocos bloques dispersos, su color es rojizo.

Un avance de los glaciares en el Ecuador fue reportado por Hastenrath (1981), los casquetes glaciares tuvieron mayor volumen entre los siglos XVI – XIX, época conocida como la “pequeña edad de hielo”. En el Chimborazo se ha producido un

retroceso lento a partir del máximo glacial reciente, por lo que resulta difícil la identificación de las morrenas correspondientes a esta época glacial.

### 3.1.2 LAS ESTRUCTURAS VOLCANICAS

Las observaciones de Sauer (1965) realizadas desde el Sur del macizo (Fig. 1.3), reflejan la existencia de un volcán doble, formado por el llamado **“cono joven occidental”** al Oeste (cumbre Whympfer) y por un **“volcán más viejo”** al Este (cumbres Politécnica y Nicolás Martínez). Posteriormente, Kilian (1987), reconoce una estructura que divide al llamado **cono joven occidental de Sauer** en dos edificios de diferente edad (Figs. 3.6, 3.7 y 3.8), el autor observó que un **edificio joven** se encontraba sobreyaciendo discordantemente a otro edificio mucho más antiguo al que lo llamaremos como **“edificio basal”** y cuyos relictos se observan sobre todo en el lado Occidental del macizo. En definitiva y a partir de tres simples observaciones de campo es posible determinar la presencia de al menos tres edificios volcánicos.

En este trabajo hemos nombrado a cada uno de los edificios que forman el complejo volcánico como: a) Chimborazo I (volcán de base); b) Chimborazo II (edificio central) y c) Chimborazo III (cono joven occidental).

#### a) El Chimborazo I o volcán de base

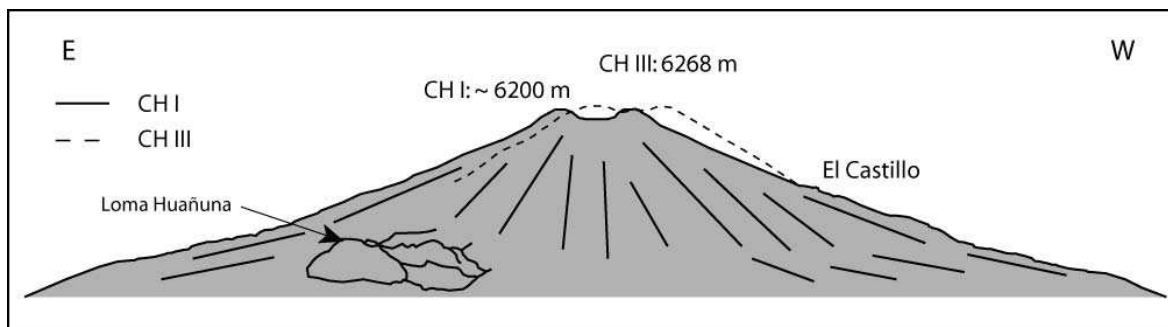
Los remanentes de este edificio presentan una distribución radial, inversión de relieve y en ningún caso se ha podido observar su base. Los flujos de lava de mayor extensión se encuentran hacia el Sur y Sureste y los de menor alcance se ubican al Norte, Noreste y Oeste, lo que muestra claramente que durante las primeras etapas de volcanismo ya existió la paleo-cuenca de Riobamba al Sureste del volcán y que provocó que los flujos de lava se dirijan hacia la cuenca extendiéndose por grandes distancias. Todos los depósitos actualmente se encuentran fuertemente erosionados debido a los continuos avances glaciares y/o enterrados por varios metros de morrenas y/o cangahua.

Los flujos de lava del CH I – Basal, están formados por rocas con grandes cristales (4 - 6 mm) de plagioclasa y piroxeno. Estos flujos de lava tienden a formar potentes depósitos en especial en el frente del flujo y son de corta extensión, p.e. el flujo de lava de loma Huañuna (Fig. 3.5). Su inclinación es casi horizontal reflejando posiblemente la existencia de una paleo-topografía en forma de una extensa planicie o altiplano. Los flujos de lava más representativos se encuentran en el flanco Noreste del volcán (Figs. 3.5 y 3.6).

Por otro lado, los flujos de lava cuya roca es poco porfírica (< 3 mm) a afanítica forman estratos de espesor homogéneo. Su acumulación durante la segunda fase de crecimiento del cono (CH I – Superior) dió paso a la formación de un cono terminal que debió haber alcanzado una altura similar a la que posee actualmente el volcán, es decir cerca de 6200 m snm (Figs. 3.5 y 3.6).



**Fig. 3.5** Los flujos de lava viscosa (con grandes cristales) forman gruesos depósitos, en especial en el frente del flujo (p.e. flujo de lava de Loma Huañuna), estas lavas constituyen los primeros flujos de lava emitidos por el Chimborazo, flujos de lava menos viscosos (con cristales pequeños y rocas afaníticas) son los de mayor abundancia en el edificio, la acumulación de estos flujos de lava formaron un estrato-cono de altura similar a la que posee actualmente.



**Fig. 3.6 Reconstrucción del edificio del CH I a partir de la proyección de los relictos encontrados. El edificio basal formó un cono de ~6200 m de altura y cuyo cráter se encontraba unos pocos cientos de metros hacia el Este respecto a la ubicación del cráter del CH III.**

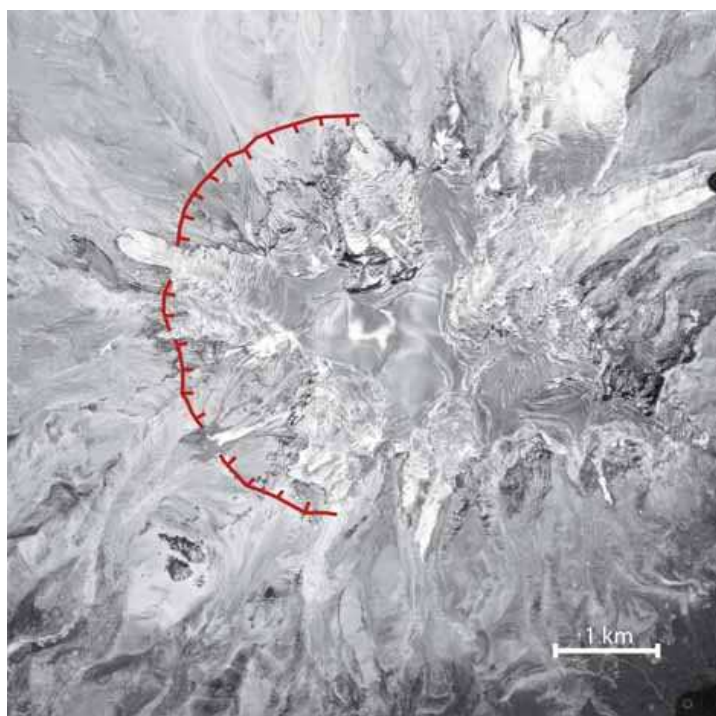
Este estrato-volcán formó un edificio cuyos flancos inferiores tuvieron una inclinación de  $\sim 10^\circ$ , mientras que sus flancos superiores tuvieron una inclinación de  $\sim 25^\circ$ . Su cráter habría estado ubicado unos cientos de metros hacia el Este de la ubicación del actual cráter del CH III (Fig. 3.6).

En fotografías aéreas tomadas en el año 2000 por el IGM se observa claramente una estructura en forma de un anillo de forma semi – circular, la que puede ser trazada bastante bien a lo largo de la mitad occidental del cono actual (Fig. 3.7). Por su magnitud ( $\sim 4$  km de diámetro), su forma arqueada y dado que representa el contacto discordante entre las lavas del CH I y CH III (Fig. 3.8), esta estructura representa los remanentes de una caldera.

En los lugares donde se encuentra bastante bien preservada la estructura se observa que el borde de la caldera mantiene una altura constante de  $\sim 5400$  m, mientras que al interior de los valles glaciares el borde de la caldera ha sido erosionado, encontrándose actualmente a una altura de  $\sim 5200$  m (Figs. 3.7, 3.8 y 3.9).

En los flancos Noroeste y Suroeste, la estructura no pudo ser trazada con facilidad debido a que esta permanece oculta bajo los depósitos volcánicos más jóvenes (CH III). En el flanco Norte el trazo de la caldera ha sido borrado por la ocurrencia de una pequeña avalancha de escombros que afectó el edificio del CH III y parte del CH I. En el Noreste y Sur, el borde de la caldera no se puede trazar

por la presencia de una gruesa cobertura glaciaria (Fig.1.6). Al Este y Sureste, resulta imposible trazar la estructura debido a que esta se encuentra cubierta por los depósitos del Chimborazo II.



**Fig. 3.7** Esquema que muestra el trazo del borde de la caldera. Fotografía aérea a escala 1:60 000, tomada en el año 2000. Cortesía IGM.



**Fig. 3.8** Discordancia angular entre los productos lávicos del CH I y CH III. A la izquierda de la fotografía aparece el glaciar de Thielman.



## b) El edificio central (Chimborazo II)

La migración hacia el Este del volcanismo posterior a la generación de la caldera, provocó la construcción de un segundo volcán de aproximadamente 6000 m (?) (CH II-A), el que se encuentra representado por la actual Cumbre Politécnica (UTM 445 375). Los productos lávicos que han sido preservados se encuentran depositados en los flancos Noreste, Este, Sureste y Sur del macizo volcánico, los flujos de lava que se dirigieron al Oeste rellenaron la caldera formada al final del CH I. Su característica principal es la de formar flujos de lava de espesor homogéneo, característica ya observada en el CH I – superior, por lo que su diferenciación es difícil.

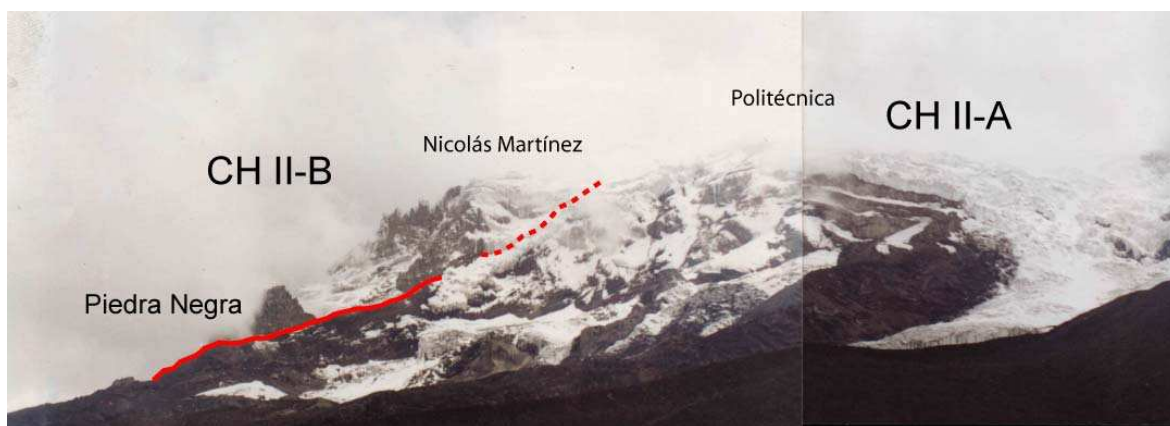


**Fig. 3.9 Vista panorámica del flanco Oeste del volcán. La altura del borde de la caldera varía de ~5400 m en las aristas o bordes de los valles glaciares a ~5200 m al interior de los mismos.**

La acción glacial actuó implacablemente sobre el CH II. En el flanco Noreste, la roca principal que forman los flujos de lava es un andesita vidriosa, rocas que no soportan cambios bruscos de temperatura, fracturándose fácilmente y siendo arrastradas pendiente abajo, sus remanentes se presentan como islas que sobresalen por encima de los flujos de lava del CH I (p.e. CH DB 44). Las lavas más antiguas están formadas por andesitas de grano fino a medio, estas lavas forman el corazón del edificio y son observadas en los profundos valles glaciares al Este y Sur del volcán (Fig. 3.10). La proyección de sus flancos indica que su ventosa se ubica bajo la actual cumbre central o Politécnica.

El CH II tiene una pendiente de  $10 - 12^\circ$  en las partes más distales, esta inclinación es la misma que la observada en las lavas del CH I - basal, por lo que el CH II se acopló a su antecesor.

En base a observaciones de campo se llegó a la conclusión de que un segundo viento (CH II-B) funcionó inmediatamente después de la construcción del CH II-A, este viento dió lugar a la construcción de un cono satélite que se asentó sobre la pendiente Sureste del CH II-A (Fig. 3.10), en la actualidad sus restos se encuentran formando la cumbre Nicolás Martínez, lugar donde se ubicaría posiblemente su cráter. Sus depósitos más distales se dirigieron hacia el Sureste y sobrecorriendo el Depósito de Avalancha (flujo de lava de Guano).



**Fig. 3.10** La línea roja muestra el contacto entre el edificio principal (CH II – A) y un pequeño edificio construido sobre su flanco Sureste (CH II – B). El viento principal o CH II-A es representado por la actual cumbre Politécnica, los flujos de lava que provienen de este viento forman las aristas que limitan a cada uno de los circos glaciares al Este y Sur del macizo. El viento lateral o CH II-B está representado por la cumbre Nicolás Martínez. Como punto de referencia se ha mostrado el espolón de Piedra Negra.

### c) Cono joven Occidental

Por su reciente formación es el más fácil de describir morfológicamente. A continuación se describen sus características más sobresalientes:



**Fig. 3.11** Muestra la construcción del cono del CH III producto de la superposición sucesiva de flujos de escoria, caídas de tefra y flujos piroclásticos.



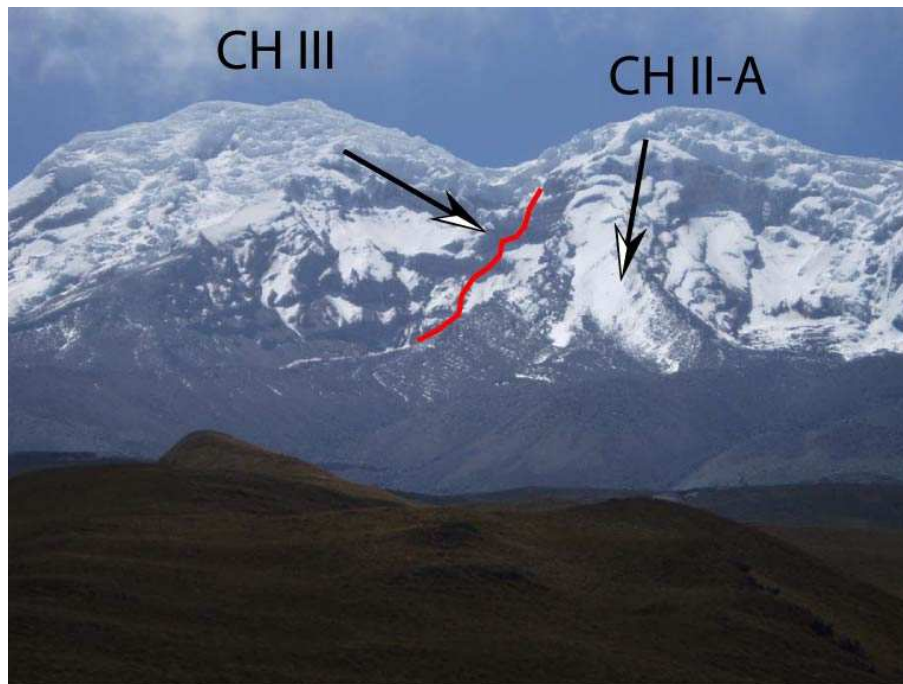
**Fig. 3.12** Vista panorámica del V. Chimborazo (primer plano) y el V. Tungurahua (segundo plano). Se observa la depresión somital que corresponde al cráter más joven del Chimborazo. Fotografía: Patricio Ramón. Proyecto IG-BGR

1) Se trata de un estrato-cono simétrico de 6268 m de altura, el que se encuentra cortado por una pequeña caldera de avalancha abierta al Norte (Fig. 3.11). Posterior actividad volcánica no ha podido borrar esta cicatriz, la que ha sido profundizada por la presencia del glaciar de Spruce y por los continuos desplomes de las paredes superiores del escarpe debido a las fluctuaciones climáticas.

2) Las pendientes poseen el mismo ángulo que el buzamiento de los flujos de escoria, tefras y flujos piroclásticos que lo forman, es decir mantienen una inclinación constante de 30 - 33° en todos sus flancos.

3) Actualmente su cráter se encuentra lleno de hielo y nieve, el cráter es fácilmente identificable al dar un vistazo al interior del escarpe de avalancha del flanco Norte (Fig. 3.11), con menos claridad se lo puede observar a través de fotografías aéreas donde es representado por una ligera depresión en la región más somital del edificio (Fig. 3.7). Finalmente, al estar en la cumbre del nevado o desde el aire se puede inferir la existencia de un cráter por la presencia de dos grandes domos de nieve separados por una leve depresión (Fig. 3.12).

4) Su cono se encuentra construido en forma discordante sobre los remanentes del CH II-A al lado Oriental y sobre el CH I al lado Occidental, como ya lo notaron Sauer (1965) y Kilian (1987a), respectivamente.



**Fig. 3.13** La fotografía muestra la superposición de los estratos de lava del CH III (cumbre Whymper) sobreyaciendo en forma discordante a los flujos de lava del CH II-A (cumbre Politécnica).

Durante la época de construcción del cono joven occidental, se formaron también columnas eruptivas de las cuales originaron abundantes caídas de piroclastos que se depositaron principalmente al occidente del volcán (Beate & Hall, 1989). La morfología actual de estos depósitos es la de una extensa planicie, la que refleja muy tenuemente las formas dejadas por depósitos subyacentes.

### **3.2 DESCRIPCIÓN GEOLOGICA DE LAS UNIDADES RELATIVAS AL COMPLEJO VOLCANICO CHIMBORAZO**

La descripción de las unidades formadas por flujos de lavas seguirá el siguiente esquema: (1) ubicación, extensión y localidad tipo; (2) litología, espesor, textura y estructura del depósito; (3) origen, relación estratigráfica y edad (relativa o absoluta). De forma similar, la descripción de las unidades volcánico-clásticas seguirán el siguiente esquema: (1) ubicación, extensión y localidad tipo; (2) espesor, litofacies (estructura del depósito), litología (componentes y tamaño de grano: material juvenil, líticos), matriz, cemento, alteración; (3) origen, relación estratigráfica y edad (relativa o absoluta). Tanto la petrografía como la composición química de sus lavas serán tratadas en el siguiente capítulo. La descripción seguirá el orden de la evolución estructural del complejo. Para mayor detalle se ha incorporado una completa descripción de cada una de las subunidades, la misma que se encuentra en el Anexo 2.

#### **3.2.1 CHIMBORAZO I - VOLCÁN DE BASE**

El CH I se encuentra formado por tres sub-unidades. La totalidad de la subunidad inferior y la mayor parte de la superior se encuentran formadas por diversos flujos de lava, adicionalmente, la subunidad superior cuenta con dos depósitos de flujo piroclástico, uno de tipo pómez y ceniza y otro de tipo bloques y ceniza.

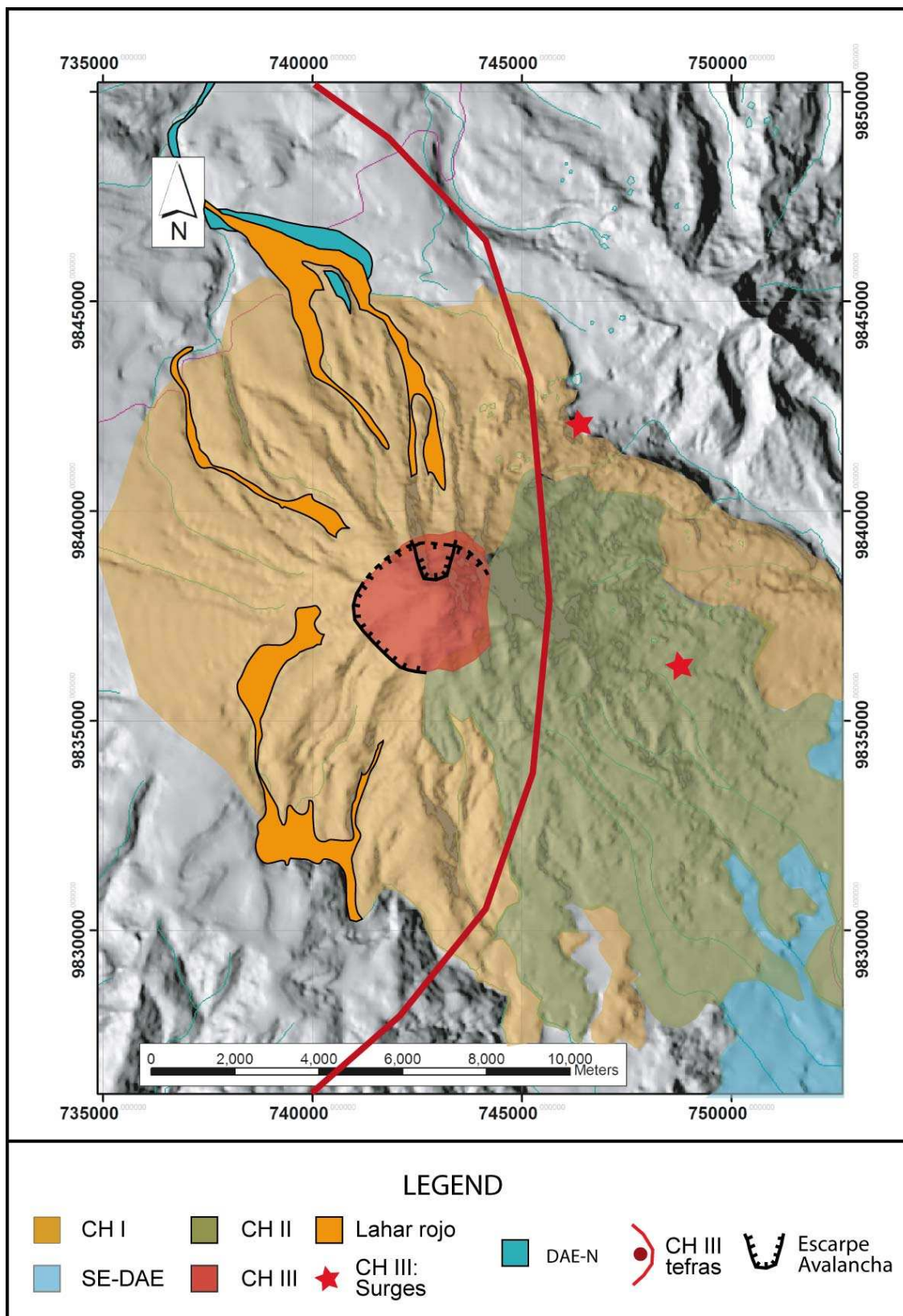


Fig. 3.14 Esquema geológico del CVCh.

### 3.2.1.1 Chimborazo I - Basal

Se han identificado al menos 3 flujos de lava ubicados al NNE del edificio (ver Anexo 2), los flujos de lava tienen una longitud promedio de 6 km. La localidad tipo constituye el flujo de lava de Abraspungo (UTM 448 448). La litología corresponde a andesitas porfírica de dos piroxenos (58.03 – 59.64 wt-% SiO<sub>2</sub>), el tamaño de los cristales es medio a grueso (máximo 6 mm), el color de la roca es gris claro. Los flujos de lava son masivos, el espesor total de la secuencia lávica basal ha sido calculado en más de 300 m. La unidad presentan una disposición sub-horizontal hacia sus partes distales y algo inclinada (< 10°) hacia sus partes proximales debido a la propia acumulación de sus depósitos. En general se encuentran muy erosionados y enterrados por depósitos volcánicos pertenecientes al CH I – superior y/o por morrenas correspondientes a las diferentes etapas de avance glaciar.

Los flujos de lava presentan pátinas de oxidación a nivel superficial así como también existe la presencia de fluidos ricos en óxidos de hierro al interior de las vesículas en la matriz de la roca.

A pesar de no haber encontrado flujos de lava correspondientes a esta época en el resto de flancos del volcán no significa que no se hayan depositado, simplemente se encontrarían enterrados por los propios depósitos volcánicos pertenecientes al CH I – superior o bajo los depósitos pertenecientes a los dos edificios volcánicos posteriores. Los flujos de lava del CH I - basal se encuentran rellenando la paleo-topografía formada en la superficie tanto del basamento volcánico Neógeno como del basamento Cretácico – Paleógeno de la Cordillera Occidental, al Noroeste los flujos de lava del CH I - basal sobreyacen discordantemente a los flujos de lava del Carihuairazo.

No se han realizado dataciones sobre rocas de esta unidad, sin embargo se cuenta con una datación de 93 ka para un flujo de lava que sobreyace varios niveles por encima a la unidad y que pertenece al CH I - Superior (Tabla 5.1), por lo tanto se estima que la edad relativa para la unidad estaría entre (?)150 ka y 100 ka AP.

### 3.2.1.2 Chimborazo I - Superior

Sus flujos de lava se extienden radialmente, forman las principales aristas que limitan los valles y circos glaciares. La mayor parte de los depósitos pertenecientes a esta unidad son cortados por la caldera. La extensión media de los flujos de lava es de 7.5 km. El flujo de lava de Gabín al Sur del volcán tiene una extensión de ~ 14 km, constituyéndose en uno de los flujos de lava con mayor longitud (Anexo 1 – Mapa Geológico). El buzamiento de los flujos de lava varía de 15 a 25°. La localidad tipo la constituye la serie de flujos de lava de El Castillo (UTM 393382) al Oeste del volcán (Fig. 3.19).

Las rocas que forman parte de este periodo son andesitas de dos piroxenos y andesitas con hornblenda al tope de la secuencia (56.83 – 64.06 wt-% SiO<sub>2</sub>). El espesor total de la secuencia se ha estimado en más de 1500 m. La mayor parte de las lavas son masivas y presentan una ligera pátina de oxidación en su superficie. El espesor de cada uno de los flujos de lava es bastante homogéneo, dando la apariencia de paredes bandeadas (Fig. 3.15).

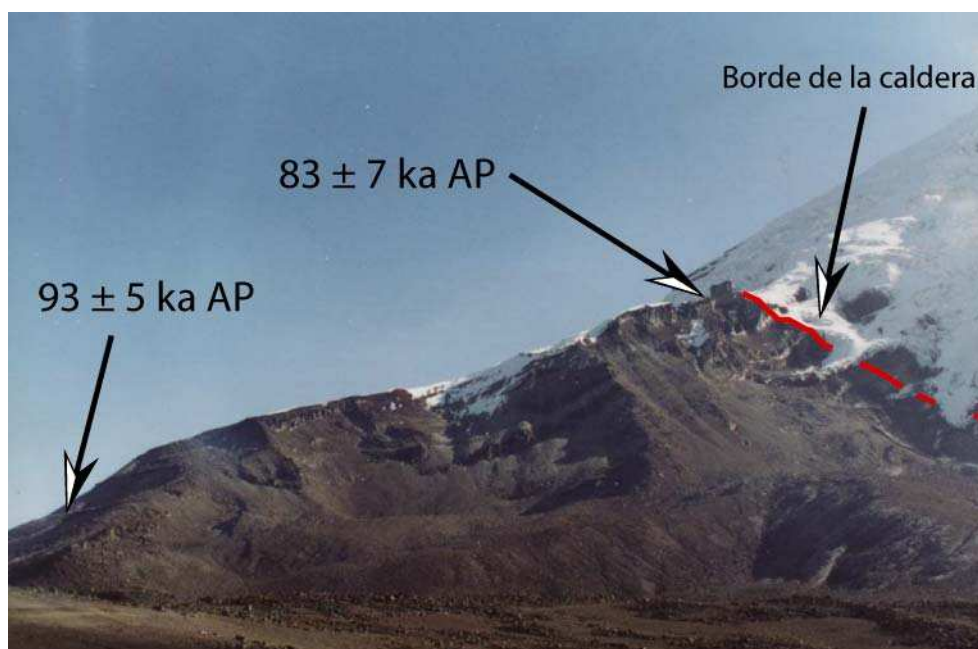


Fig. 3.15 Vista panorámica de la secuencia de lavas de El Castillo, la cuchilla se encuentra en el flanco Oeste del macizo, aquí se han realizado dos dataciones Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>39</sup>.



La mayoría de los flujos de lava presenta una estructura masiva a excepción del flujo de lava de Templo Machay donde se observa una estructura bandeada. En función del tipo de roca se puede observar la profundización de canaletas sub-verticales, en rocas poco porfíricas los canales son pequeños, mientras que en rocas muy porfíricas los canales son profundos hasta el punto de ocultar las estructuras primarias de flujo dando la apariencia de que su emplazamiento fue vertical como si se tratase de un domo volcánico (p.e. flujo de lava de Templo Machay al Suroeste del volcán). Si la roca es muy vesiculada la erosión glacial prácticamente arraza con el depósito y en el mejor de los casos se preserva en forma de escualidas puntas, como es el caso de la llamada “punta Whympner” (Fig. 3.9), que es el relicto de un flujo de lava dacítico muy vesiculado.

Se han realizado 7 dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  con el objeto de conocer la edad de funcionamiento del CH I - superior, las edades obtenidas oscilan entre 93 y 66 ka AP (Tabla 5.1). Dos dataciones radiométricas han sido efectuadas en la localidad tipo, la primera se realizó a la base de la secuencia (CH DB 24) obteniéndose una edad de  $93 \pm 5$  ka AP, una segunda datación se la realizó al tope de la secuencia (CH DB 27) obteniéndose una edad de  $83 \pm 7$  ka AP (Fig. 3.16). Por otro lado, Kilian (1987a) reporta una edad K/Ar de 1.8 Ma para una roca perteneciente al CH I - superior, en este trabajo se procedió a ubicar el mismo flujo de lava para luego proceder a datar la roca por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obteniéndose una edad de  $74 \pm 9$  ka AP. En definitiva, la coherencia observada entre las edades obtenidas nos permite concluir que el CH I – superior funcionó entre 100 y 65 ka AP.

### **Depósito de Ignimbrita de Peñas Blancas**

El depósito se encuentra rellenando el valle del río Colorado, donde forma una terraza homogénea, es decir la altura a ambos lados del valle es la misma (Fig. 3.15). Si bien los depósitos se encuentran bien preservados al lado Norte del macizo, no se ha podido encontrar con certeza sus equivalentes al Oeste ni al Sur del complejo.

La localidad tipo “Peñas Blancas” (UTM 380/536), constituye una pared ubicada en la margen izquierda del cañón del río Colorado (Fig. 3.16). El afloramiento constituye un corte de carretera (vía Flores) junto a una pequeña quebrada que desciende desde la cordillera. El espesor estimado es  $> 50$  m, no ha sido posible observar su base (Fig. 3.15).

Se trata de un depósito masivo con gradación inversa de la pómez. El depósito está soportado por la matriz, cuenta con abundante pómez (15%), más un porcentaje considerable de líticos secundarios (5%) incorporados del basamento por erosión del conducto durante la expulsión del material. También se cuenta con un ligero porcentaje de líticos accidentales (3%) incorporados durante el flujo por erosión del sustrato.

La muestra de pómez (CH DB 006A) es de color blanco, fibrosa, resalta la presencia de cuarzo, hornblenda y biotita. El tamaño medio de la pómez varía entre 4 – 5 cm (Fig. 3.17), algunas pómez alcanzan los 8 cm. La composición química de las pómez es de 70.01 wt-%  $\text{SiO}_2$  y de 2.4 wt-%  $\text{K}_2\text{O}$  correspondiente a una riolita, lo que concuerda con la mineralogía observada en las pómez.

La matriz del depósito está principalmente constituida por pequeñas partículas de vidrio resultado de la fragmentación del magma, más una cierta cantidad de micro-cristales sueltos (cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita) y minúsculos fragmentos líticos. El tamaño máximo de los granos de pómez en la matriz varía entre 3.6 a 7.2 mm.

La emisión del flujo piroclástico habría formado una pequeña caldera de explosión somital posiblemente previa a la extrusión de domos que llenaron parcialmente la depresión y que son descritos a continuación.



**Fig. 3.16** La ignimbrita actualmente forma terrazas de más de 50 m de altura. El depósito se encuentra cubierto por vegetación. El sector recibe el nombre de Peñas Blancas debido al color crema de sus paredes verticales.

**Fig. 3.17** Vista de la localidad tipo (Peñas Blancas). Se trata de un corte de carretera (vía Flores) en la margen izquierda del río Colorado.



**Fig. 3.18** Detalle de la parte media del depósito. Se distingue la abundante pómez dispersa en la matriz más unos pocos líticos secundarios.

### Depósito de flujo de bloques y ceniza

En la margen derecha del río Cóndor Palta al Sur del volcán y a lo largo de ~ 8 km se pueden encontrar varios afloramientos de un depósito de flujo piroclástico, el depósito se extienden desde el inicio de la quebrada Cóndor Palta (UTM 430/330) hasta la actual carretera Riobamba – Cruz del arenal (UTM 430/295). El afloramiento tipo, se encuentra un poco al Sur de la intersección del depósito con la carretera antigua Riobamba – Guaranda (UTM 435/307), aquí se puede apreciar un depósito color gris medio matriz soportado, con abundante cantidad de bloques andesíticos de diferente vesicularidad. La asociación mineral presente en la roca es: plagioclasa > orto + clinopiroxeno > hornblenda > óxidos de hierro. Los bloques de menor vesicularidad corresponden al núcleo del domo, mientras que los bloques de mayor vesicularidad y más oscuros corresponderían a la parte exterior del domo, en todo caso todas las rocas son porfiríticas, variablemente vesiculadas y con una matriz hyalopilítica. Su composición química es 61.7 wt-% SiO<sub>2</sub> y 1.4 wt-% K<sub>2</sub>O, correspondiente a una andesita ácida. La matriz está formada por ceniza gruesa. No se observa gradación ni estratificación. El espesor mínimo que se ha podido observar es de 200 m.



**Fig. 3.19** Depósito de flujo piroclástico de tipo “Block & ash”, se muestra la localidad tipo en la margen derecha de la quebrada Cóndor Palta.

Este depósito se encuentra sobreyaciendo al flujo de La Chorrera datado en  $76 \pm 6$  ka AP y está sobreyacido por unos pocos flujos de lava, los que corresponden a la parte más superior de la secuencia del CH I – superior, adicionalmente tefras asociadas con la actividad más reciente y morrenas sellan la secuencia.

Este depósito rellena un paleo – valle creado entre las lavas de la Chorrera y las lavas de Gabín. Por otro lado, la presencia de flujos de lava sobre el depósito piroclástico, así como la similitud litológica existente con las rocas del Templo Machay demuestra que su emplazamiento ocurrió al final del periodo de emisión de las lavas del CH I basal.

### **3.2.2 AVALANCHA DE ESCOMBROS VOLCÁNICA SURESTE**

Los depósitos correspondientes a esta avalancha de escombros fueron cartografiados por primera vez como un depósito de lahar al que lo llamaron Fm. Riobamba (Randel & Lozada, 1976), posteriormente Clapperton & Smyth (1986) estudiaron su distribución, morfología, características sedimentarias para luego ser interpretando como un depósito de avalancha de escombros volcánica. Finalmente, Clapperton (1990) y posteriormente Alcaraz (2002) realizan una cartografía detallada del depósito y un estudio de las facies sedimentarias presentes. En el presente trabajo se realiza una recopilación bibliográfica de las principales características sedimentarias y morfológicas publicadas por los autores antes mencionados, añadiendo un estudio comparativo entre las principales litologías involucradas en la avalancha con las rocas que forman parte de los diferentes edificios del Chimborazo con el objeto de ubicar estratigráficamente este depósito.

**Distribución.** El depósito cubre una área aproximada de  $260 \text{ km}^2$  (Fig. 3.20), formando un gran abanico que se extiende desde las pendientes más bajas al Sureste del macizo a 3400 m de altura hacia el valle del río Chambo a 2600 m (Clapperton, 1990, Alcaraz, 2002), relleno la cuenca Neógena de Riobamba.

El depósito de avalancha se caracteriza por la presencia de “hummocks” y “rides” con cuencas encerradas contiguas y planicies tipo abanico inclinadas débilmente (Fig. 3.20). Las más grandes colinas “rides” ocurren cerca de la parte proximal del depósito y a lo largo de los límites Norte y Suroeste, su altura oscila alrededor de los 50 m (Clapperton, 1990). Para Alcaraz et al (2002) existen rides longitudinales, transversales y de zonas de borde de compresión y de desaceleración, mientras que los “hummock se encuentran en zonas de menor esfuerzo, en libre disposición (Fig. 3.20).

Tal vez la mayoría de colinas en las cuales su composición interior está expuesta consisten de facies de bloques o de facies de bloques cubiertas por facies de matriz, otras parecen consistir de una mezcla caótica de ambas facies (Clapperton, 1990).

La avalancha de escombros fue canalizada parcialmente por algunas barreras topográficas. Al lado Suroeste por la Fm. Sicalpa, conos de Calpi y el domo de Licán y al lado Noreste por el volcán Igualata (Alcaraz, 2002).

Al lado Este de la cuenca y a la base del depósito se encuentran ~8 m de cangahua, lo que representa que antes de la avalancha hubo un largo periodo de tiempo bajo continuas condiciones frías y áridas (Clapperton, 1990). Al lado Oeste de la cuenca, la sección levantada cerca de Calpi (~20 km al Sur del CVCh), muestra que el depósito más antiguo encontrado corresponde al flujo piroclástico de Chalupas, cuya edad es de ~200 ka AP (Hammersley & DePaolo, 2002) y cuyos depósitos están intercalados con la Cangahua del Pleistoceno tardío (Hall y Beate, 1981). El flujo piroclástico está sobreyacido por 10 m de sedimentos más jóvenes, los lahares implican erupciones del Chimborazo cuando una cobertura de hielo importante estuvo presente y las tefras implicarían poderosas erupciones explosivas (Clapperton, 1990), según este autor la fuente del volcanismo sería el mismo Chimborazo, pero por su ubicación la fuente pudo haber sido cualquiera de los otros volcanes vecinos. La presencia de cangahua inter-estratificada sugiere que los productos volcánicos se acumularon durante condiciones relativamente secas de la última glaciación (Clapperton, 1990).

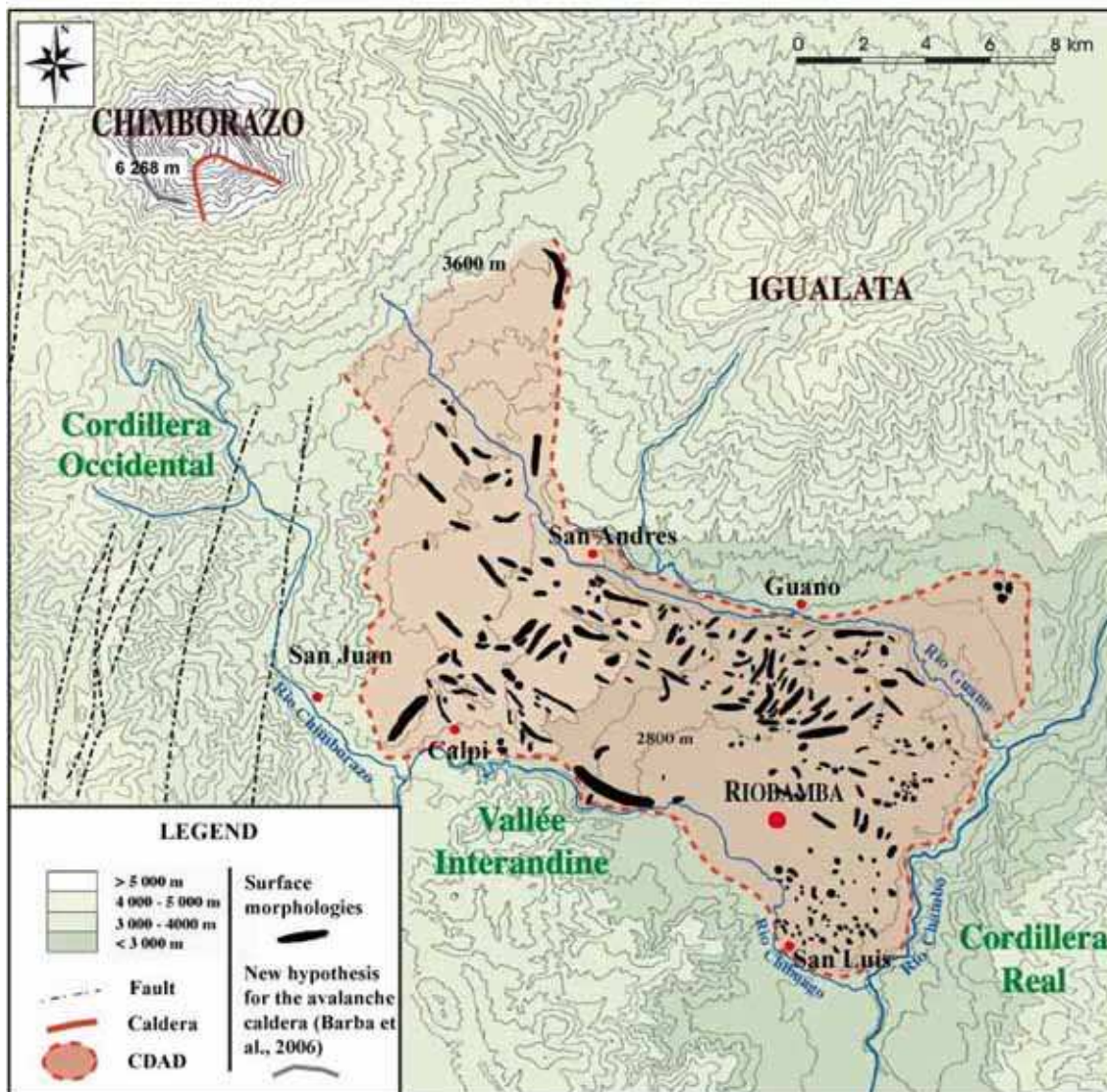


Fig. 3.20 Distribución de los depósitos de la avalancha SE (DAE-SE). El área cubierta es de  $\sim 260 \text{ km}^2$ , relleno prácticamente a toda la parte Norte de la cuenca de Riobamba. Modificado de Alcaraz (2002).



Fig. 3.21 Vista panorámica del DAE-SE en el valle del río Guano. Se observa el depósito de la avalancha de escombros a la largo de la margen derecha del río Guano. El espesor máximo del depósito se encuentra junto a la ciudad de Guano ( $\sim 100 \text{ m}$ ). El depósito se va pinchando hacia el Oeste (Cubijíes), donde el espesor medio varía entre 3 – 10 m.



**Fig. 3.22 Facies de bloque. (Tomado de Alcaraz, 2002)**

**Fig. 3.23 Facies de bloque en curso de homogeneización: mezcla (Tomado de Alcaraz, 2002)**



**Fig. 3.24 Facies de matriz portando bombas vidriosas (material juvenil).**



**Características sedimentarias.** El afloramiento más potente se encuentra junto a Guano (Fig. 3.21), el espesor calculado por Alcaraz (2002) es de ~ 100 m el cual rápidamente se adelgaza hacia sus límites distales en el Sur y Sureste, donde un espesor varía entre 3 – 10 m.

El depósito está caracterizado por dos facies sedimentarias, una facies de bloque (FB) y una facies de matriz (FM).

La **facies de bloque** consiste de grandes unidades mono-litológicas (p.e. CH DB 34 A, B y C), el depósito es clasto – soportado, contiene poca matriz (Fig. 3.22) y tienen varias decenas de metros de espesor. Las litologías más abundantes son: andesita de dos piroxenos, andesitas y dacitas con hornblenda, andesitas negras y estratos alterados hidrotermalmente color brillante.

La **facies de matriz** consiste de una variedad de litologías volcánicas mezcladas en una matriz limo – arenosa. La facies de matriz implica un flujo dispersivo - turbulento, movimiento del cual ocurrió junto con la facies de bloques pero de mayor duración. Así, mientras unas zonas de las facies viajaron grandes distancias con relativamente poca perturbación, otras zonas fueron completamente caóticas (Clapperton, 1990).

Alcaraz (2002) en su estudio faciológico menciona la existencia de facies de mezcla (Fig. 3.23), la que agrupa a estructuras de tipo cebrá, formadas por la trituración, cizallamiento y estiramiento producido por la interacción de bloques los unos con los otros. Por definición, este tipo de facies equivaldría a la facies de matriz propuesta por Clapperton (1990).

Adicionalmente y en el mismo estudio, Alcaraz (2002) señala que la facies de “base” (matriz) se diferencian de las facies de bloques y de mezcla por su aspecto y estructura. Las facies de bloques y de mezcla adoptan colores grises y rojizos mientras que las facies “de base” son principalmente de color crema, se caracterizan por una abundante matriz y esporádicos bloques cuyo tamaño raramente llega a superar el metro, es aquí donde se tiene la presencia de

bombas con una clara fractura radial, los que han sido interpretados como “magma juvenil” (Fig. 3.24). Estas facies están esencialmente presentes a la base de la avalancha.

**Litologías involucradas.** En el depósito de la avalancha se define la existencia de dos grandes grupos de rocas (Tabla 3.1; ver capítulo 4 – sección 4.1.2), siendo el más abundante correspondiente a una andesita anfibólica y el segundo grupo está formado por andesitas de dos piroxenos de color gris a gris oscuro, similar a lo propuesto por Beate & Hall (1989). Estos dos autores interpretaron a las andesitas – dacitas anfibólicas como parte de un criptodomo y las andesitas de dos piroxenos corresponden a la intrusión de un magma más básico que afectó al ya deformado volcán, esta interpretación no es compartida en este estudio debido a que tanto las andesitas anfibólicas como las andesitas de dos piroxenos tienen enormes volúmenes en el depósito y por otro lado, rocas similares se encuentran formando parte del edificio volcánico colapsado.

En base al estudio petrográfico de las rocas que forman parte del DAE-SE, se ha podido discriminar las litologías dominantes (Tabla 3.1; Fig. 4.4), así como se ha podido concluir que más del 85% de las rocas encontradas en el DAE-SE han sido encontradas formando parte del CH I, por lo tanto no queda ninguna duda que el edificio que colapsó fue el CH I.

Alcaraz (2002) propone una segunda agrupación de rocas basada en la consideración del mayor tamaño de los cristales de feldespato respecto a los ferro - magnesinos (grupo 1) y de los minerales ferro – magnesianos respecto a los de feldespato (grupo 2), el segundo grupo es dividido a su vez por el tipo de paragénesis mineral presente, es decir por la presencia o ausencia de hornblenda y olivino, no se ha tomado en cuenta esta clasificación por considerarla demasiado subjetiva.

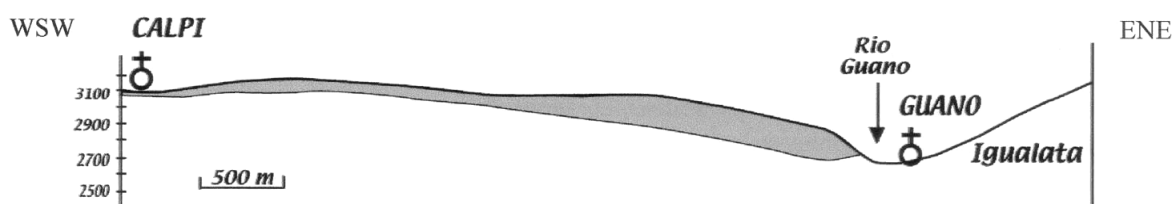
Roca	Ubicación	Facies	Color	Minerales	Textura y Estructura
andesita anfibólica p.e. RIO 70B	A la base de todo el depósito y como bloques dispersos en la facies de matriz	Bloques y ± matriz	gris gris verdoso gris rojizo blanco rosado	Hornblenda (2 – 4 mm) plagioclasa (<2mm) ± piroxeno	Porfírica; Masiva, lineamiento de fenocristales de hornblenda
andesita / dacita p.e. CH DB 36B	Central y distal del depósito. Junto a las andesitas anfibólicas	Bloques y ± matriz	Generalmente blanco; gris oscuro en pocas ocasiones	plagioclasa hornblenda piroxeno opacos	Porfírica; Algo vesicular. <b>Roca tipo Domo</b>
Andesita piroxénica p.e. CH DB 35B	La mayor parte del depósito.	Bloque	Gris oscuro	Plagioclasa (< 4mm) piroxeno (3mm)	Porfírica; Masiva, desordenada
Andesita de grano fino RIO 60	Proximal	Bloque	Gris	Piroxeno Plagioclasa	Porfírica; Masiva, desordenada
andesita vidriosa p.e. CH DB 96	Distal, principalmente en el borde Noreste del depósito	matriz	Negro	Plagioclasa	Porfírica; Masiva, desordenada
Andesita gris de grano homogéneo p.e. RIO 70 A	La mayor parte del depósito.	Bloques y matriz	Gris	Plagioclasa	Porfírica ; Masiva

**Tabla. 3.1 Litologías encontradas en el DAE-SE. Las filas que no han sido sombreadas corresponden a las andesitas anfibólicas - dacitas, mientras que el sombreado gris corresponde a andesitas piroxénicas, estos dos grandes grupos fueron propuestos por Beate & Hall (1989).**

**Volumen del depósito.** El espesor varía de acuerdo al sitio específico de depositación dentro de la cuenca sedimentaria. En el centro de la depresión el espesor alcanza los ~100 m (Alcaraz, 2002), disminuyendo progresivamente hacia el Suroeste (Fig. 3.25). Por otro lado, en las zonas más distales el espesor medio es de 4 - 5 (Clapperton, 1990).

Alcaraz (2002) cálculo del volumen del DAE- SE en 7.8 km<sup>3</sup>, considerando un espesor medio de 30 m. Al recorrer el depósito es posible observar que varios de los afloramientos tienen 30 m de espesor y no se observa aún su base, por que en este trabajo el espesor medio estimado para realizar el cálculo del volumen es

de 40 m. Por lo tanto, el volumen calculado del depósito es de  $10.4 \text{ km}^3$ , si consideramos un factor de expansión de 20%, podemos entonces pensar que el volumen original de la masa deslizada debió haber sido de  $\sim 8.3 \text{ km}^3$ . Este porcentaje de compactación considerado responde a que la mayor parte del depósito presenta mega bloques poco fracturados, indicando así que la masa deslizada se movió en forma laminar, por tanto la incorporación de aire no fue muy importante.



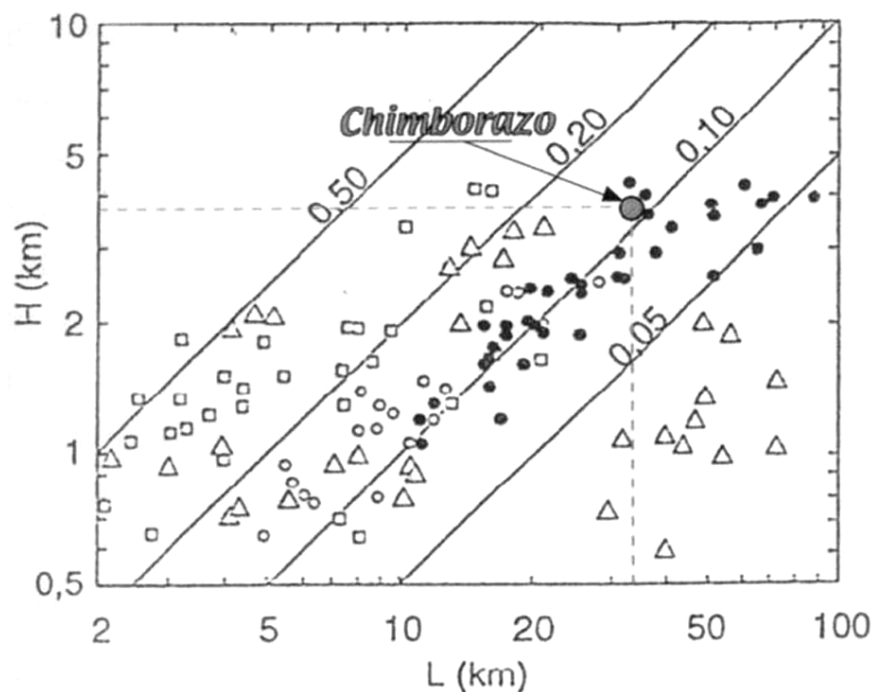
**Fig. 3.25** Corte transversal al depósito de la avalancha de escombros Sureste (DAE-SE). Pone en evidencia la asimetría del depósito, reflejando la paleomorfología existente en la cuenca Neógena de Riobamba. Tomado de Alcaraz (2002).

**Mobilidad.** La movilidad de las avalanchas de escombros está dada por la razón  $H/L$  (Siebert et al., 1987). La diferencia de altura existente entre la máxima altura alcanzada por el cono y la menor altura donde se encuentran los depósitos distales corresponde al valor de  $H$ . La distancia máxima alcanzada por los depósitos, es el valor de  $L$ . Para el caso de la Avalancha Sureste el valor de  $H$  corresponde a 3600 m (3.6 km) de altura al considerar un cono de  $\sim 6200$  m de altura y que el depósito descendió hasta los 2600 m (río Chambo). El valor de  $L$  está determinado en 34 km, correspondiente a la máxima distancia recorrida por el flujo. Por lo tanto,

$$\mu = H / L = 3.6 / 34 = 0.106 = \sim 0.11$$

El valor de  $\mu$  del DAE-SE concuerda perfectamente con otros valores reportados para otras avalanchas de escombros volcánicas (Fig. 4.27) (Siebert et al., 1987).

En el caso del Chimborazo, la alta movilidad puede ser explicada al menos en parte por la considerable altura de caída (~3500 m). El bajo grado de fricción existente entre la masa en movimiento y el substrato, probablemente se debe a la suave paleo-topografía presente al interior de la cuenca de Riobamba (Clapperton, 1990).



**Fig. 3.26** Correlación de la distancia recorrida en función de la altitud perdida según Siebert et al., 1987. Tomado de Alcaraz (2002).

La gran altura del edificio colapsado, permitió que la avalancha tuviese la suficiente energía para ascender sobre los flancos inferiores del volcán Igualata (Beate & Hall, 1989).

La DAE-SE parece haber sido descargada primariamente como una avalancha de bloque deslizante, el cual fue rápidamente seguido por material más fluido compuesto por la misma avalancha de escombros mezclada con agua, hielo glaciario, material incandescente y volátiles (tales como gases juveniles y aire atrapado) (Clapperton, 1990), lo que le permitió fluir por grandes distancias, debido a la gran energía disponible partes del sustrato fueron incorporadas al flujo.

**Edad.** El DAE-SE se encuentra sobreyacido por un depósito de flujo piroclástico (ver anexo 2, columna CH CE 10) que ha sido fechado por  $^{14}\text{C}$  en  $42.6 \pm 0.5$  ka AP (Tabla 5.1). Por lo tanto, pensamos que la edad del colapso estaría entre 50 y 60 ka AP, una estimación similar fue hecha por Beate & Hall (1989), quienes pensaron en una edad de c. 50 ka AP.

**Origen.** Diversos factores influyen en la ocurrencia de avalanchas, a continuación se presentan cada uno de ellos, siguiendo siempre un orden de probabilidad de que cada uno de ellos sean los causantes para la desestabilización del edificio del CHI.

**a) La actividad magmática.** Esta hipótesis fue mencionada anteriormente por otros autores (Beate & Hall, 1989; Clapperton, 1990), quienes atribuyen el fallamiento a la intrusión de un magma viscoso ácido al interior de la parte más superior del edificio volcánico. En este estudio, esta hipótesis ha sido verificada, aunque se discrepa con estos autores en lo que se refiere a las rocas que son asignadas como magma juvenil. Este estudio verificó que las rocas interpretadas como un criptodomo en realidad corresponde a varios flujos de lava bastante densos y espesos que fueron emitidos a la mitad del periodo de crecimiento del CHI.

Sin duda alguna, existió la influencia de un volumen de nuevo magma que afectó la estabilidad del volcán. La presencia de bombas vidriosas con fractura radial en las partes más distales del depósito, indican que el magma fue enfriado rápidamente e incorporado inmediatamente al flujo (Fig. 3.24).

Por otro lado, hasta la fecha no ha sido posible encontrar evidencia de la existencia de un evento explosivo o “blast”. Sin embargo, el no haber encontrado el depósito no significa que este fenómeno explosivo no se haya producido.

**b) Heterogeneidad de la reología de las rocas constituyentes del edificio volcánico.** El desplome del bloque, se produce bajo la existencia de

discontinuidades litológicas y estructurales que afectan al edificio mismo o entre el edificio y el substrato o a nivel mismo del substrato (Leyrit, 2000).

En el caso de la Avalancha Sureste, el deslizamiento ocurrió a una escala masiva, siendo identificado por los “mega bloques” de estratos fracturados de lava que forman las facies de bloque (Clapperton, 1990). Los megabloques corresponden enteramente a rocas del CH I, sin haber evidencia de rocas pertenecientes al basamento geológico (Fig. 3.28).

**c) A los factores mencionados anteriormente, se suman los rasgos tectónicos, naturaleza del substrato y la gravedad.** En el área de estudio predomina el fallamiento con tendencia NNE – SSW (p.e. sistema de fallas Pallatanga) y lineamientos menores de rumbo WNW – ESE (p.e. lineamiento de El Nudo de Sanancajas; Sauer, 1965), estructuras que juegan un rol muy importante para la ubicación y distribución de la superficie de ruptura. Hay que recordar que el CVCh se encuentra localizado en el borde Oeste del Callejón Interandino, constituyendo un desnivel que favorece el colapso del edificio hacia el Este - Sureste. Para Alcaraz (2002) esta sería la causa de la desestabilización del edificio. El desnivel existente entre el punto más alto previo a la avalancha y el punto más bajo del depósito es de aproximadamente de 3500 m, lo que nos da una idea de la energía potencial gravitacional desplegada en el colapso.

Otros factores que pudieron jugar un rol poco importante en el colapso son:

**d) Lluvia e hidrotermalismo** (factor externo e interno, respectivamente). La avalancha coincidentemente se produjo contemporáneamente al último intervalo glacial máximo temprano a medio, el que tuvo su máximo pico entre 45000 – 36000 aAP (Clapperton, 1983), representando una etapa de mayor pluviosidad y de mayor carga de nieve sobre el nevado. En el primer caso, la existencia de mayor cantidad de agua debió haber afectado la porosidad de las rocas, aumentando la presión de poros, facilitando el fallamiento, en segundo lugar, al existir una sobrecarga de nieve, ocasionó un sobre peso al edificio afectando la estabilidad del edificio. La alta movilidad de la avalancha, ocasionada por la

presencia de fluidos, viene a respaldar esta hipótesis, como ya lo notó Clapperton (1990). En algunos lugares es posible encontrar rocas con alteración hidrotermal, en especial al Centro – Norte y Oeste del depósito (p.e. CH DB 67).

**e) La actividad sísmica.** Esta hipótesis de disparo para el colapso fue propuesta como posible hipótesis por Beate & Hall (1989), donde se menciona que la avalancha podría haber sido disparada por la ocurrencia de un terremoto o sismo fuerte, cuyo epicentro se hubiese ubicado cerca al volcán, causando el colapso del volcán por haberse este encontrado fuertemente alterado por la acción hidrotermal y meteórica. Nuevamente se hace referencia a actividad hidrotermal, pero como ya se mencionó este factor no fue de mayor importancia para el fallamiento, por lo que esta hipótesis pierde fuerza.

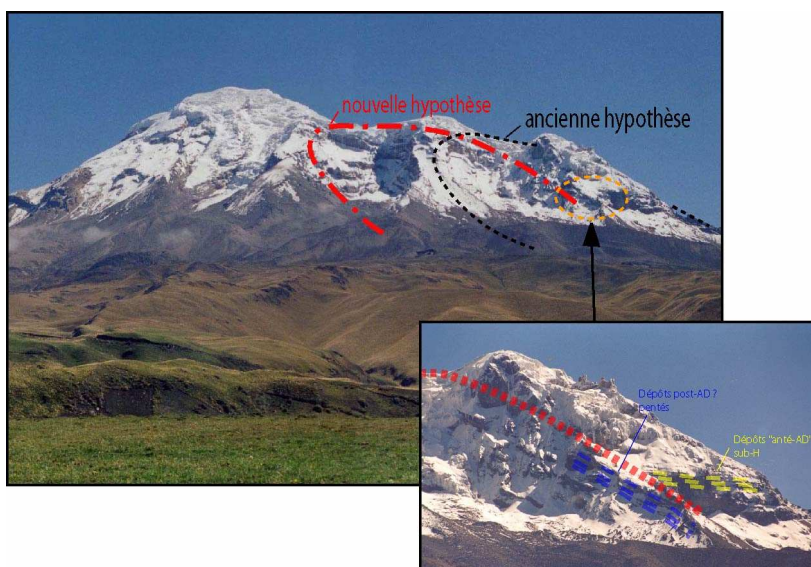
**La caldera de avalancha.** Se ha mantenido una amplia discusión sobre la ubicación del escarpe de avalancha, debido al hecho de que la mayoría de autores pensaban que el edificio que colapsó fue el CH II. Por tal motivo, su trazo fue en muchos casos forzado o apoyado por escasas evidencias.

En los trabajos de Beate & Hall (1989) y Clapperton (1990) se propone que la caldera afectó al CH II (Politécnica) y que la cumbre Nicolás Martínez correspondería a un edificio post-avalancha. El área cartografiada por Beate & Hall (1989) como depósito de avalancha en la planicie de Urbina – Mocha fue corregido ya en el trabajo de Clapperton (1990) y revisado en el trabajo de Alcaraz (2002). Estos dos últimos autores se ven en la necesidad de modificar el trazo del escarpe de la avalancha abriéndolo hacia el S para guardar coherencia entre el volumen del depósito y el volumen faltante, pero considerando siempre que la cumbre N. Martínez es post-avalancha (Fig. 3.27).

Alcaraz (2002) considera que el colapso afectó a la cumbre Nicolás Martínez y que la cumbre Politécnica sería post-avalancha, cerrando así el escarpe al sur de la N. Martínez (Fig. 3.27). Este escarpe ha sido trazado utilizando principalmente criterios morfológicos, para lo cual se buscaron sectores del volcán que presenten superficies cóncavas. El trazo incluye a dos profundos circos glaciares (Fig. 3.27),



sin embargo esta hipótesis pierde validez debido a que en los flancos Noreste y Este también es posible encontrar circos glaciares similares a los observados al interior del trazo. Por otro lado y como ya se mencionó anteriormente, en este trabajo se reconoce que el edificio de la cumbre N. Martínez está sobreyaciendo al edificio de la Politécnica, por lo que esta hipótesis pierde validez.



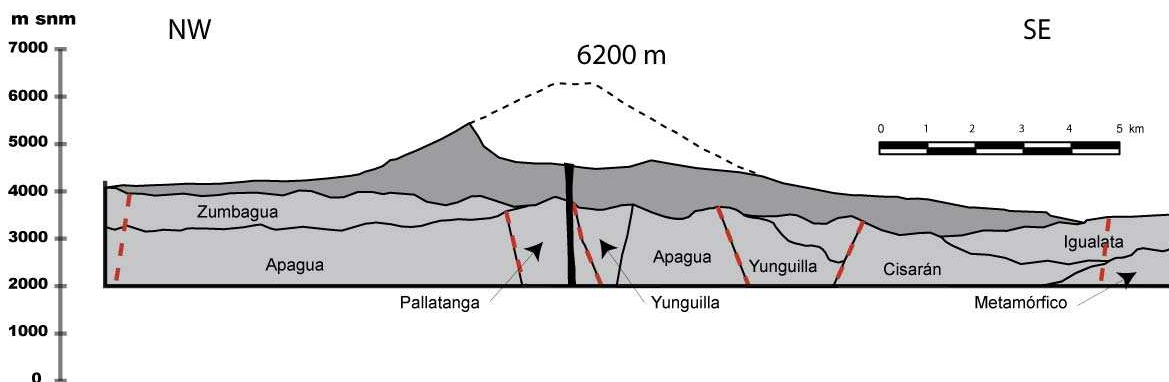
**Fig. 3.27** Esquema que muestra la ubicación del trazo propuesto por Beate & Hall (1989) en color negro y el trazo propuesto por Alcaraz (2002) en color rojo. Tomado de Alcaraz (2002).

Para afrontar este problema, en este trabajo se parte de tres observaciones distintas e independientes que nos permiten tener una idea del lugar donde estaría ubicado el escarpe de avalancha.

- (1) Varias observaciones de campo permiten conocer que tanto la cumbre Politécnica como la cumbre N. Martínez son parte del CH II (ver subcapítulo 3.2).
- (2) Las edades obtenidas para el edificio del CH II (< 40 ka) sugieren que se tratan de rocas post – avalancha de escombros Sureste.
- (3) La mayor parte de litologías encontradas en el DAE-SE se correlacionan con las rocas que forman parte del CH I (Tabla 3.1).

(4) La estructura semi-circular observada por Kilian (1985a) y que fue interpretada como caldera de explosión tiene un diámetro de 3.5 – 4 km, por lo que debió generar un depósito ignimbrítico de gran tamaño, el que no ha podido ser encontrado. Por lo tanto, nuestra interpretación para la estructura en discusión es la de una caldera de avalancha y que se encontraría relacionada con el DAE-SE.

Otro de los aspectos que no se ha podido resolver en los trabajos anteriores ha sido el problema del volumen. El volumen calculado para el DAE-SE es de  $10.4 \text{ km}^3$  ( $\sim 8.3 \text{ km}^3$  en volumen compactado), valor que en ninguna de las dos hipótesis anteriores podría haber sido albergado dentro de los escarpes respectivos.



**Fig. 3.28 Corte esquemático que muestra la reconstrucción del edificio del CH I que fue afectado por el colapso.**

En este trabajo se realiza una reconstrucción del CH I (Fig. 3.28), para posteriormente proceder a calcular el volumen faltante producido durante el colapso, para lo cual se consideran los siguientes parámetros:

Forma Geométrica: Cono truncado

Altura del cono (H): 6200 m snm

Altura de la superficie de ruptura (s): 4500 m snm

Diferencia de alturas ( $h = H - s$ ): 1700 m

Diámetro promedio del borde de la caldera (D): 3.75 km

Diámetro del cráter (d): 1 km

**Volumen faltante:  $\sim 8.4 \text{ km}^3$ .**

El volumen calculado para el depósito concuerda con el valor obtenido para el volumen faltante del edificio colapsado, solucionándose así uno de los mayores problemas existentes hasta la fecha en la geología de este complejo volcánico.

En definitiva las evidencias estratigráficas, petrográficas y estructurales nos permiten concluir que el edificio que colapsó fue el CH I y que un segundo edificio (CH II) se construyó al interior de la caldera de avalancha. Este edificio se encuentra formado por las actuales cumbres Politécnica y Nicolás Martínez.

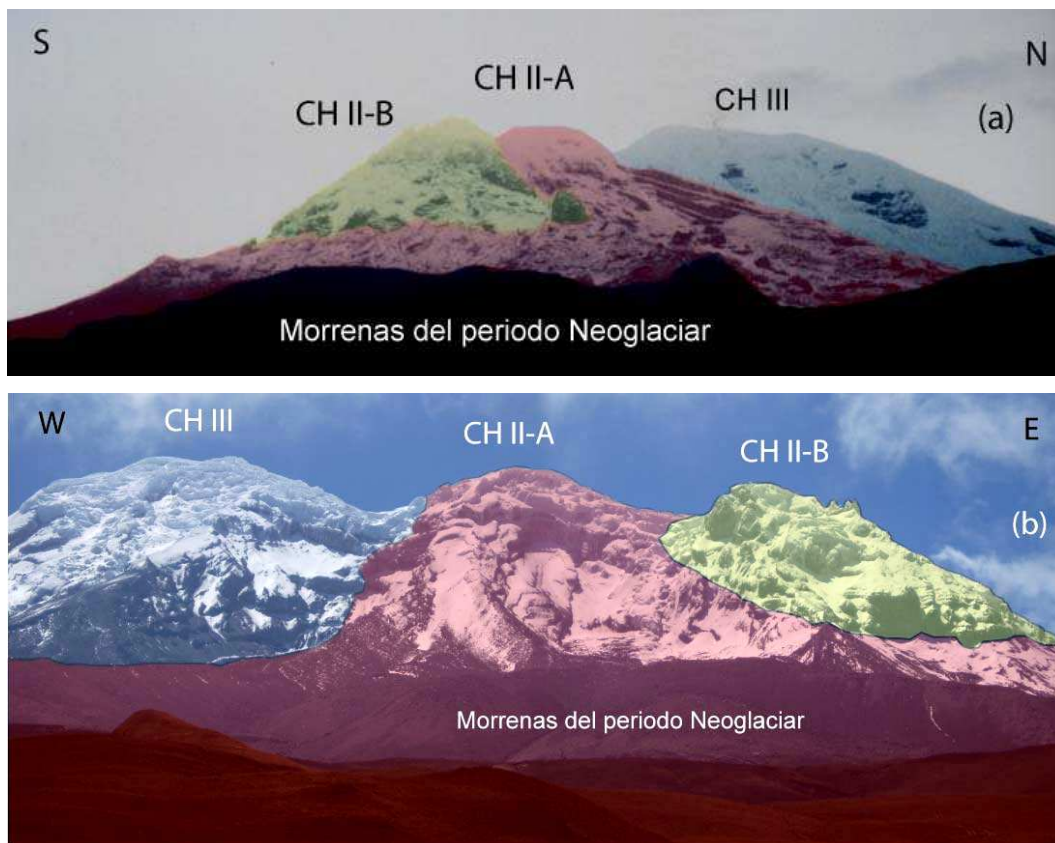
### **3.2.3 CHIMBORAZO II**

El segundo edificio se encuentra formado por un edificio central (CH II-A) y un edificio lateral (CH II-B).

#### **3.2.3.1 Chimborazo II-A – vento central (Cumbre Politécnica)**

Este edificio se encuentra formado por una secuencia continua de flujos de lava de espesor homogéneo, similar a lo observado en el CH I - superior. Varios flujos de lava han sido identificados y descritos, en lugares poco accesibles se ha procedido a realizar una descripción del grupo de lavas que lo conforman señalando las características del flujo de lava más representativo. La ubicación de los depósitos se ve restringida a los flancos Noreste, Este, Sureste y Sur del volcán. Uno de los flujos de mayor extensión es el flujo de lava de Loma Curiquingue al Sur del volcán y que alcanzando cerca de ~ 9 km de longitud (Anexo 1 – Mapa Geológico). Las rocas que forman este edificio son en su mayoría andesitas de dos piroxenos (57.6 – 64.3 wt-% SiO<sub>2</sub>).

La serie de lavas que forman la arista Sur de la cumbre Politécnica (Fig. 3.29b) constituyen la localidad tipo (UTM 450365). Se trata de una secuencia espesa de varios flujos de lava de espesor homogéneo que descienden directamente del vento (ver Anexo 2) con un buzamiento de ~ 30°. La roca es porfírica y la matriz es intersertal a hyalopilítica, la estructura es masiva algo vesiculada. El espesor total calculado para los depósitos de este periodo constructivos es > 700 m.



**Fig. 3.29 (a) Vista panorámica del complejo desde el Este y (b) desde el Sur. Se muestra la superposición del CH II-B sobre el CH II-A producto de la migración del viento hacia el Sureste.**

Las lavas emitidas durante la construcción del CH I se encuentran subyaciendo a los productos eruptivos del CH II-A, las que a su vez se encuentran sobreyacidas por los productos emitidos por el Chimborazo II-B (cumbre Nicolás Martínez) (Figs. 3.10 y 3.29).

### **Depósito de flujo piroclástico “Río Blanco”**

Este depósito constituye uno de los primeros depósitos relacionados al CH II. El depósito ha sido preservado en dos localidades, ubicadas a aproximadamente 100° una de la otra. El más importante de ellos se encuentra a lo largo de la cuenca alta del río Blanco al Norte del volcán. El segundo depósito de menor importancia en cuanto a espesor pero que resalta por su implicación estratigráfica, en especial por su relación con el DAE-SE (Anexo 3 – CH CE 10).

La localidad tipo (UTM 434/481) constituye un corte de carretera (Ambato – Guaranda), en la margen derecha de la cuenca alta del río Blanco a una distancia de 10 km del viento (Fig. 3. 30). El depósito actualmente constituye la base de la actual cuenca del río del Blanco.

El corte revela una pared de ~ 8 m de altura, donde el depósito de flujo piroclástico se encuentra a la base sobreyacido por un depósito de morrena del periodo maxi-glaciar (Fig. 3.30). Se trata de un depósito soportado por la matriz, está constituido por ceniza y pómez. El espesor mínimo estimado para el flujo piroclástico es de 8 m, no ha sido posible observar su base. La relación matriz/pómez/líticos es 90/5/5. La pómez encontrada en el afloramiento no supera los 2mm, se encuentra bastante redondeada, la matriz está formada por una ceniza fina a media y los líticos accidentales han sido incorporados al flujo por erosión del substrato durante su circulación. El depósito está lleno de carbones formados a partir de pequeñas ramas de arbustos carbonizados. El depósito termina en su parte superior con una capa de ceniza de 10 cm la que cuenta con estratificación paralela a sub paralela. La presencia de madera no carbonizada, sugiere que este depósito es producto de la removilización por agua del flujo piroclástico principal (Columna CH CE 02 – Anexo 3).

La edad del flujo fue obtenida a partir de dos dataciones  $^{14}\text{C}$  en dos lugares diferentes, en ambos casos han sido datados pequeños trazos de carbón. En la localidad tipo se han datado carbones encontrados en el tercio superior del afloramiento (CH DB 120D), en este caso la edad fue de  $42.2 \pm 1.5$  ka AP (Tabla 5.1). El segundo depósito fechado, se localiza unos 13 km en dirección ESE del viento (Anexo 4 - CH CE 10), se trata de un depósito de “surge” de unos 30 cm de espesor, formado por una ceniza fina a media con 10% de pómez milimétricas. El depósito es bastante homogéneo y no posee ningún tipo de estratificación. La edad  $^{14}\text{C}$  para este depósito (CH DB 10G) fue de  $42.6 \pm 0.5$  ka AP.



**Fig. 3.30** Afloramiento tipo del flujo piroclástico de río Blanco ubicado aproximadamente 10 km desde el actual ventó (CH III). La carretera Ambato – Guaranda corta una colina que forma el borde Este de un paleo-valle glaciar (UTM 434/481). El espesor ha sido estimado en ~ 8 m.

### 3.2.3.2 Chimborazo II-B – ventó Sureste (Cumbre Nicolás Martínez)

Se encuentra ubicado el Sureste del complejo, se trata de una espesa pila de lavas andesíticas en cuyo tope se encuentran algunos remanentes de brechas subglaciares (puntas Nicolás Dueñas), esta secuencias de lavas es de al menos 400 m de espesor, la extensión de los flujos de lava es difícil de reconocer debido a que estos se encuentran fuertemente erosionados.

Partiendo de los remanentes encontrados de lo que fue el CH II-B, se ha determinado que el diámetro mínimo del edificio a una altura de 4800 m fue de 2 km. Los productos de sus erupciones ocupan el cuadrante Sureste del complejo y recorrieron sobre los antiguos depósitos del CH II-A, por lo que en sus partes distales poseen el mismo buzamiento, es decir una inclinación de 15 a 25°. Luego si se proyectan los únicos remanentes encontrados del cono terminal

(Piedra Negra, puntas Nicolás Dueñas y Cumbre N. Martínez), se determinó que el cono terminal tuvo una pendiente de  $\sim 35^\circ$ , las que terminaron en un cráter somital ubicado a unos pocos metros al Sur de la actual cumbre N. Martínez, a una altura de  $\sim 5700$  m snm (?). La altura alcanzada por el Chimborazo II-B debió ser un tanto menor a la alcanzada por el Chimborazo II-A, dando lugar a la formación de dos conos separados por un collado, morfología que aún se preserva en la actualidad (Fig. 3.29).

Esta unidad no cuenta con una localidad tipo propiamente dicha debido a su difícil acceso. El espolón de Piedra Negra sería un buen candidato para representar a esta unidad, pero aún no ha sido posible llegar a este lugar.

La brecha subglaciar (puntas "Nicolás Dueñas") se encuentra formada por líticos de andesita vidriosa color verde ( $67.1$  wt-%  $\text{SiO}_2$ ), soportados por una matriz de ceniza gruesa color amarillo, lo que refleja la alta meteorización a la que ha sido expuesta, el cemento que une a cada una de las partes es silíceo. Varios pedazos de estas brechas se encuentran caídos al interior de los circos glaciares ubicados al Sureste del volcán (p.e. circo Nicolás Martínez).

El estrato-cono tuvo un tamaño pequeño en relación a sus antecesores, lo que nos hace pensar que su tiempo de vida fue relativamente corto.

Dos edades absolutas han sido obtenidas para dos flujos de lava pertenecientes al CH II. Una edad de  $37 \pm 9$  ka AP fue obtenida para un flujo de lava ubicado al ENE, este flujo de lava sobreyace con bajo ángulo al paquete de lavas perteneciente al CH I y cuyo tope fue datado en  $72 \pm 10$  ka AP (CH DB 43), mostrando coherencia en las dataciones. Una segunda datación fue obtenida para un flujo de lava ubicado al ESE y que correspondería al tope de la secuencia perteneciente al CH II-A, la edad obtenida fue de  $39 \pm 7$  ka AP (CH DB 59).

Por lo tanto, la edad de funcionamiento del CH II (A y B) ha sido estimada entre  $55$  (?) y  $\sim 33$  ka AP, rango interpretado a partir de las edades radiométricas y de relaciones estratigráficas con morrenas del periodo maxi-glaciar.

### **Depósito de Flujo Piroclástico de Aucacán**

Todos los depósitos de esta etapa están localizados al Sureste del volcán, forman una planicie que se extiende desde la margen derecha de la Quebrada Murochaca hasta el pueblo de Cuatro Esquinas a aproximadamente 11 km de distancia del posible viento (Anexo 1 – Mapa Geológico).

La localidad tipo se encuentra en la quebrada de Aucacán (UTM 436301), el afloramiento está formado por dos gruesos depósitos piroclásticos seguidos en el tiempo y pertenecientes al mismo evento e interpretados como dos pulsos explosivos. El espesor mínimo para estos dos depósitos es de 10 m, no ha sido posible observar su base. En ninguno de los dos depósitos se observa gradación alguna.

El depósito es matriz soportado (55 – 70% de matriz), deleznable y cuenta con una apreciable cantidad de fragmentos líticos volcánicos (15 – 25%). El material juvenil está formado por escorias de color café oscuro (15 - 20%) y bombas de color gris oscuro a negro (5 – 10%), el contenido de SiO<sub>2</sub> varía entre 58.37 – 60.12 wt-%.

Estos depósitos corresponden a una fase explosiva, durante la cual fueron emitidos importantes flujos piroclásticos andesíticos, que dejó una superficie plana sobre la cual fueron depositados los flujos de lava de Guano y que son descritos a continuación.

Fotografías aéreas muestran que el depósito del flujo piroclástico de Aucacán se encuentra sobreyaciendo al DAE-SE, sin embargo no se ha podido encontrar el contacto entre los mencionados depósitos. En la parte proximal se observa que subyaciendo al depósito se encuentra un espeso flujo de lava andesítico de color gris, correspondiente al Chimborazo II-A, mientras que sobre el depósito se desarrolla un suelo amarillo – café, la secuencia finaliza con un suelo arenoso de color gris (Fig. 3.31).





**Fig. 3.31** Detalle del depósito de flujo piroclástico inferior visto en la Quebrada Aucacán cerca de Cuatro Esquinas. El depósito superior no se encuentra presente en esta localidad.

La mayor parte de los bloques que sobresalen en la pared corresponden a bombas vidriosas y a escorias de color café oscuro.

### Flujos de lava de Guano

Comprende la totalidad de los flujos de lava que afloran en las partes medias y distales del complejo en los flancos Sureste y Este. La mayoría de los flujos de este grupo fueron poco viscosos y avanzaron pendiente abajo unos 10 km en promedio (Anexo 1 – Mapa Geológico). El flujo más largo de este grupo recorrió unos 22 km y rellenó un valle que se habría formado al interior del depósito de la avalancha Sureste (Beate & Hall, 1989). La localidad tipo se encuentra a 22 km de distancia del posible ventó, cerca de la ciudad de Guano (UTM 618224), aquí el espesor del flujo de lava es de aproximadamente 40 m (Fig. 4.29). El espesor total de la unidad se estima en más de ~ 300 m. La inclinación de los depósitos en promedio es subhorizontal, variando entre 5 y 10°.

La mayor parte de los flujos de lava presenta una litofacies masiva, aunque es posible observar bandeamiento por flujo de forma local. La litología corresponde a

una andesita porfirítica con plagioclasa y dos piroxenos (p.e. CH DB 105). El contenido de  $\text{SiO}_2$  varía entre 57.6 – 62.9 wt-%.

Los flujos de lava sobreyacen a los depósitos de los flujos piroclásticos de Aucacán, con los que guardan una fuerte relación genética, formando una serie geoquímica coherente (ver capítulo 5).

Después a su emplazamiento, los depósitos fueron intensamente erosionados y glaciados en las partes altas y medias del edificio. Las lavas fueron afectadas por las glaciaciones del Pleni-glaciar y Glaciar-tardío (Clapperton, 1986; 1990).



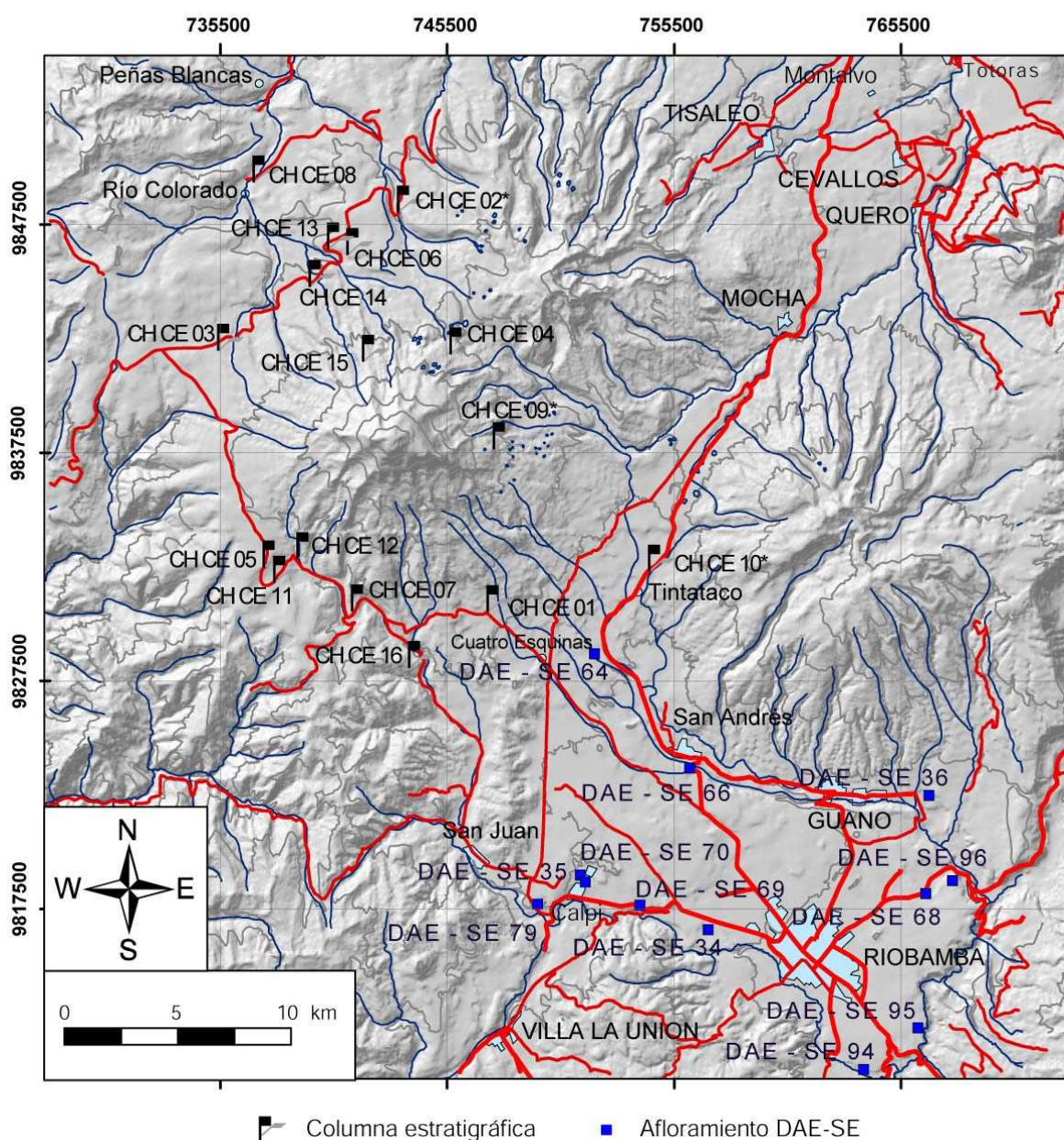
**Fig. 3.32** Localidad tipo del flujo de lava de Guano, ubicada a 22 km de su posible ventó. El espesor máximo estimado para el flujo es de ~ 40m.

Entre los depósitos glaciares correspondientes al periodo maxi-glaciar es posible observar varias cuchillas de flujos de lava que serían parte de los flujos de lava de Guano y permiten conectar los flujos de lava de Guano con los remanentes de la cumbre Nicolás Martínez, es decir forman parte del CH II-B.

La edad relativa estimada para la unidad Guano se estima entre 33 y 37 ka AP, sin embargo la inversión de relieve no es fuerte y no se ha desarrollado cangahua sobre la lava, lo que hace pensar que es más cercana a 33 ka AP.

### 3.2.4 DEPÓSITOS DE TEFRAS

El flanco occidental del complejo volcánico exhibe afloramientos de más de 30 metros en espesor de depósitos de caída de tefra andesítica (escoria) intercalada con unos pocas capas dacíticas (pómez).



**Fig. 3.33** Mapa con la ubicación de las columnas estratigráficas y de los afloramientos visitados del DAE-SE. Con un \* se marca a la columna que cuenta con dataciones  $^{14}\text{C}$ .

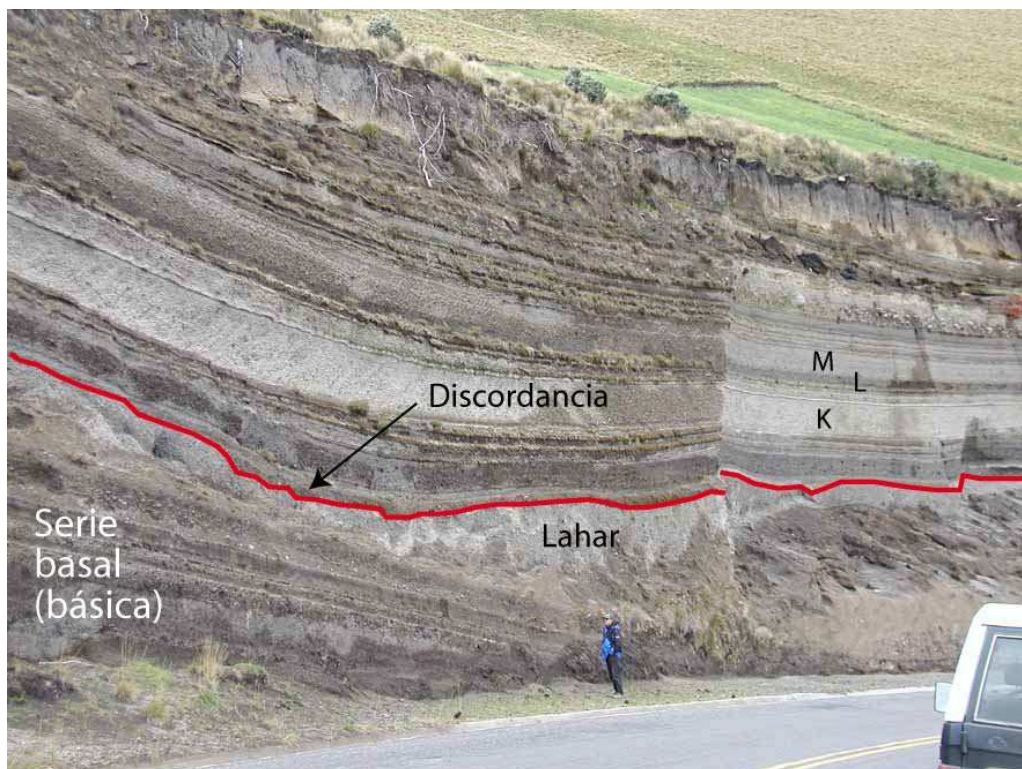


Fig. 3.34 Fotografía de la discordancia que separa las tefras de la serie basal (CH II) y la serie superior (CH III).



Fig. 3.35 Se trata de una pequeña cantera junto a la carretera Panamericana cerca del poblado de Tintatacto. La sección CH CE 10 muestra a la base el DAE-SE sobreyacido por un paquete de tefras (b - j) asignado al CH II y que a sido muestrado para fines geoquímicos. Sobre esta serie se observa un paquete formado por la intercalación de varios estratos de cenizas retrabajadas (Fm. Cangahua superior) con tefras (k - n) pertenecientes al CH III.

De las dieciséis (16) columnas estratigráficas levantadas en los alrededores del complejo, ocho (8) fueron utilizadas para dilucidar la historia eruptiva del CH II y CH III, siete (7) secciones fueron levantadas a lo largo del altiplano formado al occidente del volcán y una (1) en el flanco oriental (Fig. 3.33), esta inequidad se debe a que la mayor depositación de tefras se da al occidente del volcán debido a que los vientos dominantes en la zona tienen una dirección de Este a Oeste.

#### **3.2.4.1 Tefro – estratigrafía del CH II (serie basal)**

Se ha definido una “serie basal” debido a que esta se encuentra separada de la mayor parte de tefras y que pertenecen al CH III por una discordancia, observable en la sección estratigráfica de La Chorrera (Fig. 3.34; Anexo 3 – CH CE 07). No ha sido posible encontrar capas guías para esta serie, debido a que estos depósitos presentan características petrográficas, texturales y de espesor similares. Por lo tanto, nos hemos visto en la necesidad de recurrir al uso de la geoquímica como herramienta auxiliar (ver capítulo 4).

La localidad tipo se encuentra ubicada al Suroeste del volcán donde se levanto la sección CH CE 07 (Fig. 3.33), se trata de un corte de carretera que permite observar la serie basal, el espesor de la serie es de ~ 5 m (Fig. 3.34). Las tefras son escorias de color café oscuro – negro, poco vesiculadas, característica que permite distinguir a esta serie de tefras de las demás. El porcentaje de líticos varía de 5 a 10%.

Esta serie también es posible observarla al Este del volcán, en este caso la secuencia se encuentra sobreyaciendo el DAE-SE e intercalada con el depósito de surge fechado en  $42.6 \pm 0.5$  ka AP (ver flujo piroclástico de Río Blanco), el límite superior de la serie está marcado por el inicio de la depositación de la Formación Cangahua superior (Fig. 3.35; Anexo 3 – CH CE 10).

#### **3.2.4.2 Tefro - estratigrafía del CH III (serie < 33 ka AP)**

A las capas más representativas las hemos nombrado con letras griegas (Fig. 3.39; Anexo 3), con el fin de facilitar su reconocimiento en el campo y asociar rápidamente características típicas de cada capa o secuencia de capas.

De gran importancia resultó la presencia de las tres discordancias erosionales, las que interpretamos como épocas de receso de la actividad volcánica y posiblemente formadas durante los periodos de avance glaciar, estas discordancias constituyen una especie de marco o límite de ocurrencia para determinadas tefras (Figs. 3.34 y 3.36), estas discordancias son:

Discordancia inferior	33 – 27 ka	Separa las tefras del CH II y CH III
Discordancia media	20 – 18 ka	
Discordancia superior	16 – 14 ka	

### Capas guías

En el transcurso de este estudio se determinaron varias capas guías, las que se diferencian del resto por su aspecto, color, potencia de la capa, mineralogía o simplemente por tener una composición química especial. Sin embargo, dada la abundancia de capas con características similares, la opción fue definir “secuencias”, las que agrupan a varias caídas de diferentes características sin que necesariamente involucren un mismo episodio eruptivo.

Por otro lado, las tefras que se encuentran actualmente al tope de la secuencia estratigráfica presentan un color distintivo amarillo – naranja, tefras por su color fueron anteriormente interpretadas como si se tratara de una sola capa guía (Beate & Hall, 1989), posteriormente, Clapperton (1990) concluyen que el color anaranjado de las tefras se debe a procesos de meteorización por el avance glaciar. En este trabajo se ha observado que la tefra cualquiera que sea su composición o posición estratigráfica al ser alcanzadas por la superficie de erosión se meteorizan adquiriendo un color anaranjado, sin que esta sea necesariamente erosión glaciar.

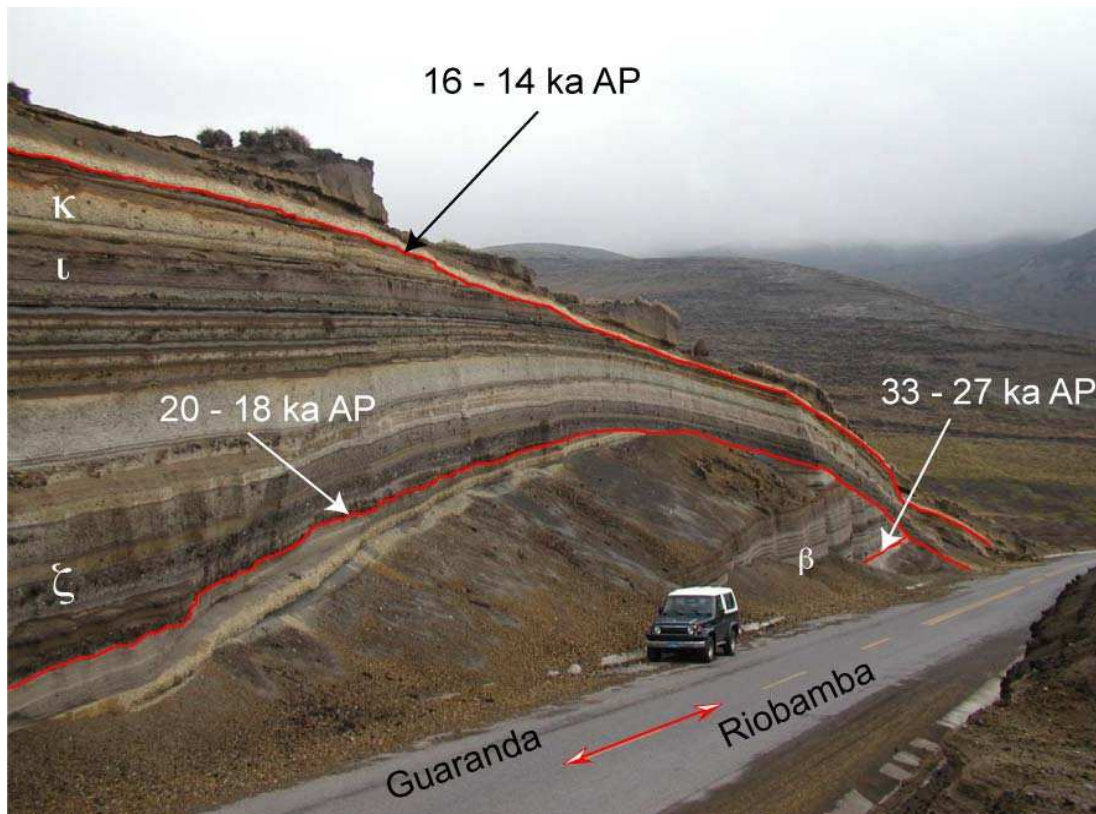


Fig. 3.36 Sección estratigráfica de Totorillas (CH CE 11). Se observa la existencia de 3 discordancias angulares que posiblemente representan a 3 etapas de avance glaciar, la más antigua (~33 – 27 ka), una intermedia (20 - 18 ka AP) y la más reciente (16 - 14 ka AP). Las letras griegas sirven para identificar a ciertas capas que se diferencian por su textura, potencia, tamaño de grano, química, etc.

Se definió cinco series de tefras como “capas guías”, sin las cuales la correlación estratigráfica prácticamente resultaría imposible. De las cinco capas guías tan sólo dos han podido ser identificadas en todos los cortes del plateau occidental (Fig. 3.39).

A continuación vamos a describir, a cada una de las capas guías, desde la inferior a la superior. Realizaremos una breve descripción de sus rasgos y a dar una ubicación aproximada dentro de la secuencia.

1) La primera capa guía ocupa una posición media en la serie de tefras del paquete limitado por las discordancias de ~33 y 18 - 20 ka AP. La capa recibe el nombre de “beta ( $\beta$ )”, se trata de una gruesa erupción de tipo “pliniana”, que se

caracteriza por la transición en color de las escorias que la conforman, el subnivel inferior tiene un color chocolate (55.3 wt-% SiO<sub>2</sub>), mientras que en el subnivel superior adopta un color beige (58.5 wt-% SiO<sub>2</sub>), por tal razón a la capa se la denominó como “bicolor inferior” (Figs. 3.36 y 3.39; Anexo 3 - Columnas CH CE 07 y 11).

2) La segunda capa se caracteriza por la presencia de lapillis con mezcla de magmas, siendo la escoria la fase más dominante (57.99 wt-% SiO<sub>2</sub>). De los ~ 25 m de sección que forman el plateau occidental y cuya edad es más joven que 33 ka, esta es la única capa con esta característica, lo que la hace distinguible y por lo tanto fácilmente identificable en la secuencia. Esta capa la hemos nombrado como “gamma (γ)” (Fig. 3.36; Anexo 3 – Columnas CH CE 10, 11 y 13). El espesor de la capa es de 35 cm al Suroeste (CH CE 11E), al Este es de 40 cm (CH CE 10K) y al Norte de 23 cm (CH CE 13P). La localidad más representativa se encuentra al Suroeste del volcán (Anexo 3 - CH CE 11).

3) La tercera secuencia ocupa una posición estratigráfica clave, se ubica directamente por encima de la discordancia erosional y angular generada en 18 - 20 ka AP (Fig. 3.36). Se trata de una serie de dos caídas, la capa inferior está formada por un nivel de escorias color chocolate (58.01 wt-% SiO<sub>2</sub>), con bombas centimétricas dispersas y líticos de andesita vidriosa negra (58.48 wt-% SiO<sub>2</sub>), mientras que el nivel superior se presenta removido y erosionado al tope, sin embargo a la base se observa que está formado por escorias de color café con tonos grises y verdosos en superficie. La secuencia recibe el nombre de “delta (δ)”, y por su contraste de colores también es conocida como “bicolor superior” (Figs. 3.36 y 3.39; Anexo 3 – Columnas CH CE 05, 11 y 13).

4) La cuarta capa guía, a que la hemos denominado como “capa iota (ι)”, ocupa una posición media entre las discordancias angulares y erosionales formadas durante los avances glaciares en 18 - 20 ka AP y 16 - 14 ka AP (Fig. 3.36 y 3.39). Se trata de una gruesa capa formada por al menos dos caídas de escoria (55.9 wt-% SiO<sub>2</sub>) de color chocolate / café rosáceo (Fig. 3.37; Anexo 3 – Columna CH CE 03). En la sección Totorillas (CH CE 11) se observa a la base de la capa una



caída de 16 cm de espesor de un lapilli denso color gris (56.21 wt-% SiO<sub>2</sub>), el que puede ser interpretado como la destrucción de un tapón intracrático. El mayor espesor observado en el Suroesterefleja que los vientos se dirigían en ese momento hacia el Suroeste y que durante la depositación de las capas subsiguientes durante la fase paroximal los vientos cambiaron de dirección al Noroeste.

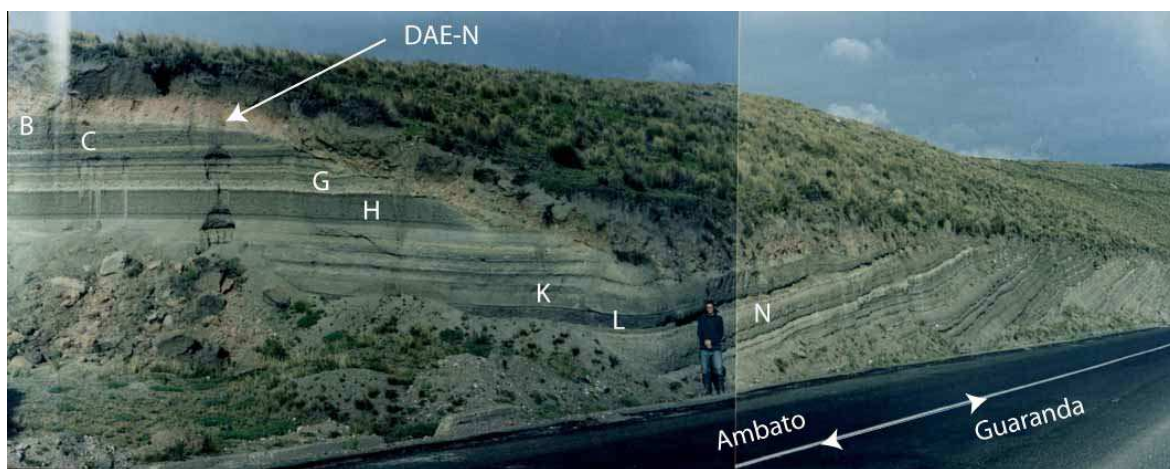
Esta capa presenta una característica geoquímica y petrográfica diferente respecto a la serie media trazada por la mayor parte de las tefras que forman parte del complejo (ver Capítulo 5). Su composición química presenta una tendencia a lo que constituyen los magmas básicos del volcán Puñalica, es decir son andesitas de medio a alto contenido de K<sub>2</sub>O, enriquecidos en MgO y en otros elementos como Th, Rb, Cr, La. Dada su similitud a los magmas del Puñalica, nosotros nos atrevemos a pensar que estas tefras fueron producidas al mismo tiempo o en una época muy cercana a cuando se generaron los magmas de este vecino volcán. Tanto, el espesor de la capa, el tamaño centimétrico de las bombas de escoria, nos lleva a descartar cualquier posibilidad que procedan del volcán Puñalica (Fig. 3.37; Anexo 3 - Columnas CH CE 03, 11 y 13). Esta capa se la puede encontrar en la mayoría de los afloramientos del plateau Occidental del Chimborazo, los máximos espesores encontrados para esta capa son 1.14 y 1.06 m, medidos en las secciones CH CE 03 y CH CE 13, respectivamente, por lo tanto la dirección del eje de la isópaca para esta caída se encuentra hacia el Noroeste.

5) Finalmente, la última capa guía recibe el nombre de “kapa (κ)”, está formada por dos gruesas caídas plinianas separadas por un lente delgado de ceniza fina color café. En la localidad tipo (CH CE 03), ubicada al Noroeste del volcán los espesor de cada caída pliniana es muy similar, por lo que la capa recibe el nombre informal de “gemela” (Fig. 3.37). El estrato está formada por escorias de color habano por fuera y chocolate por dentro (60.33 wt-% SiO<sub>2</sub>), el tamaño de las escorias es de 10 - 15 cm, el contenido de líticos varía de 2 a 5%. El espesor, su color y el número de caídas plinianas que forman parte del paquete es variable de un lugar a otro, por lo que su reconocimiento resulta algo dificultoso. En la sección CH CE 11, el espesor de la capa es de 1 m, sin embargo aquí se

encuentra formada por 3 niveles de pómez separados entre si por dos niveles menores de ceniza (Anexo 3 – CH CE 11), mientras que en la localidad tipo su espesor es de al menos 1 m, dado que la capa se encuentra erosionada (Fig. 3.37).



**Fig. 3.37** En el afloramiento CH CE 03, se encuentran dos de las principales caídas de piroclastos intercaladas entre dos grandes depósitos de retrabajados. El grupo de caídas inferior constituye la capa guía iota ( $\iota$ ) sobreyacida por una gruesa caída pliniana a la que hemos llamado caída kapa ( $\kappa$ ).



**Fig. 3.38** El afloramiento río Colorado es uno de los más completos, ya que permite observar en una sola sección toda la serie de tefras del CH III.

En el afloramiento de río Colorado no se han desarrollado las discordancias observadas en otros lugares (Figs. 3.34 y 3.36), tampoco se han desarrollados suelos por lo que pensamos que desde los últimos 33 ka la actividad volcánica ha sido continua en el tiempo y syn-glaciar (Fig. 3.38).

### **Correlación estratigráfica**

Las capas guías mencionadas anteriormente sirven para correlacionar las tefras cuya edad sea menor a ~ 33 ka AP. Por debajo de este límite la correlación se la ha realizado mediante el uso de la geoquímica, perdiéndonos correlacionar tefras de lugares distantes.

Para la correlación estratigráfica se han usado: 3 columnas del flanco Suroeste, 2 en el flanco Noreste, 2 en el flanco Norte y 1 en el flanco Este (Fig. 3.39). Dos problemas hubo que afrontar durante la correlación estratigráfica: 1) La falta de afloramientos en la parte meridional de la planicie occidental y 2) una fuerte erosión glacial que borró o removió a la mayor parte de las caídas, dificultando la correlación entre las secciones de la parte Sur con las de la parte Norte del plateau occidental.

Desde los 33 ka hasta el presente, se ve una intercalación de caídas básicas con niveles intermedios - ácidos. Durante los últimos 33 ka AP se han depositado alrededor de 46 caídas de tefra con espesores mayores a 10 cm de las cuales 23 superan los 25 cm de espesor. El conteo ha sido realizado en dos secciones ubicadas al SW del viento y a una distancia de 8 km, hay que mencionar que este conteo fue realizado en dos secciones proximales y fuera del eje de la isópaca.

La información de campo sugiere en primera instancia que el eje de la isópaca se ubica al Noroeste del volcán, paralela a la dirección preferencial de los vientos en la región del Chimborazo



**Fig. 3.39** Correlación tefro – estratigráfica de las diferentes caídas que forman el plateau occidental.

Finalmente, en todos los flancos del macizo, se puede observar que las tefras se encuentran removidas por erosión fluvial, es común observar estratificación cruzada producto de la mezcla de estratos (p.e. arena fina con pómez gruesa dispersa y redondeada), este tipo de depósitos los relacionamos con épocas de recesión glaciaria (Anexo 3 - CH CE 03).

### 3.2.5 EL CHIMBORAZO III (CONO JOVEN OCCIDENTAL)

El cono más joven del Chimborazo es el resultado de la acumulación de flujos piroclásticos de tipo “St. Vincent”, tefras, flujos de escoria y de probablemente flujos de lava (Fig. 3.40). A continuación describiremos cada una de las diferentes sub-unidades que forman parte del CH III.

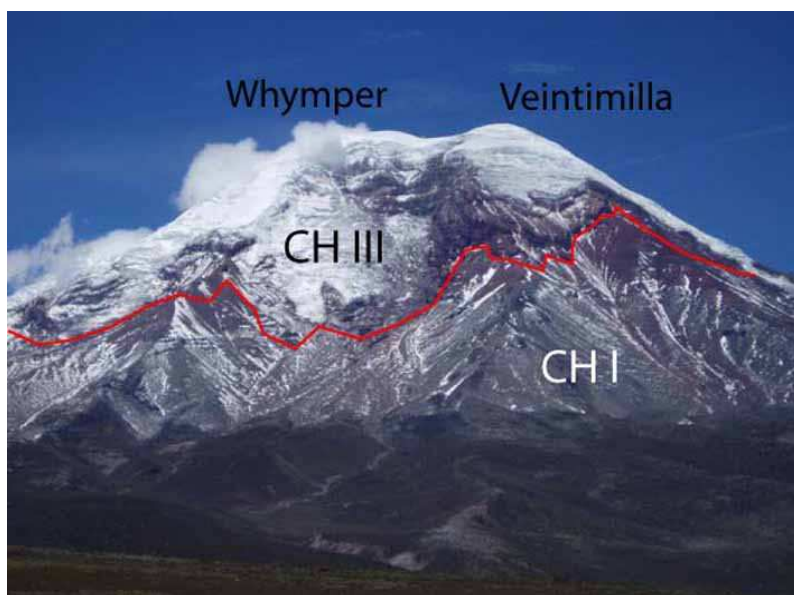


Fig. 3.40 Fotografía tomada desde el flanco Noroeste. Se observa que las lavas del CH III forman un estrato-cono que rellena la caldera del CH I, la totalidad de los depósitos que forman los flancos del cono han sido cortados, formando una especie de gradas o “murallas rojas”. Actualmente el cono del CH III tiene una altura de 6268 m.s.n.m.

#### 3.2.5.1 Murallas Rojas (flujos de escoria, flujos piroclásticos y tefras)

Para estudiar los depósitos que forman el estrato-cono joven del Chimborazo, se realizaron dos cortes, donde se reconocieron los depósitos y se muestrearon para posteriormente ser analizados en el laboratorio, datos que son discutidos en el siguiente capítulo.

Un primer corte se lo realizó en la pared Norte, junto al borde Nor-occidental de la caldera de avalancha Norte, entre las cotas 5440 m (UTM 424 393) y 5490 m (UTM 423 394). Dentro de los depósitos encontrados, observamos siete flujos de escoria, seis caídas y un flujo piroclástico de tipo “St. Vincent”, por la diversidad de depósitos encontrados se ha considerado a este corte como la “localidad tipo”. Los espesores medios observados fueron de 7.5 m para que los flujos de escoria, 1.3 m para las caídas y de ~ 5 m para el flujo piroclástico.

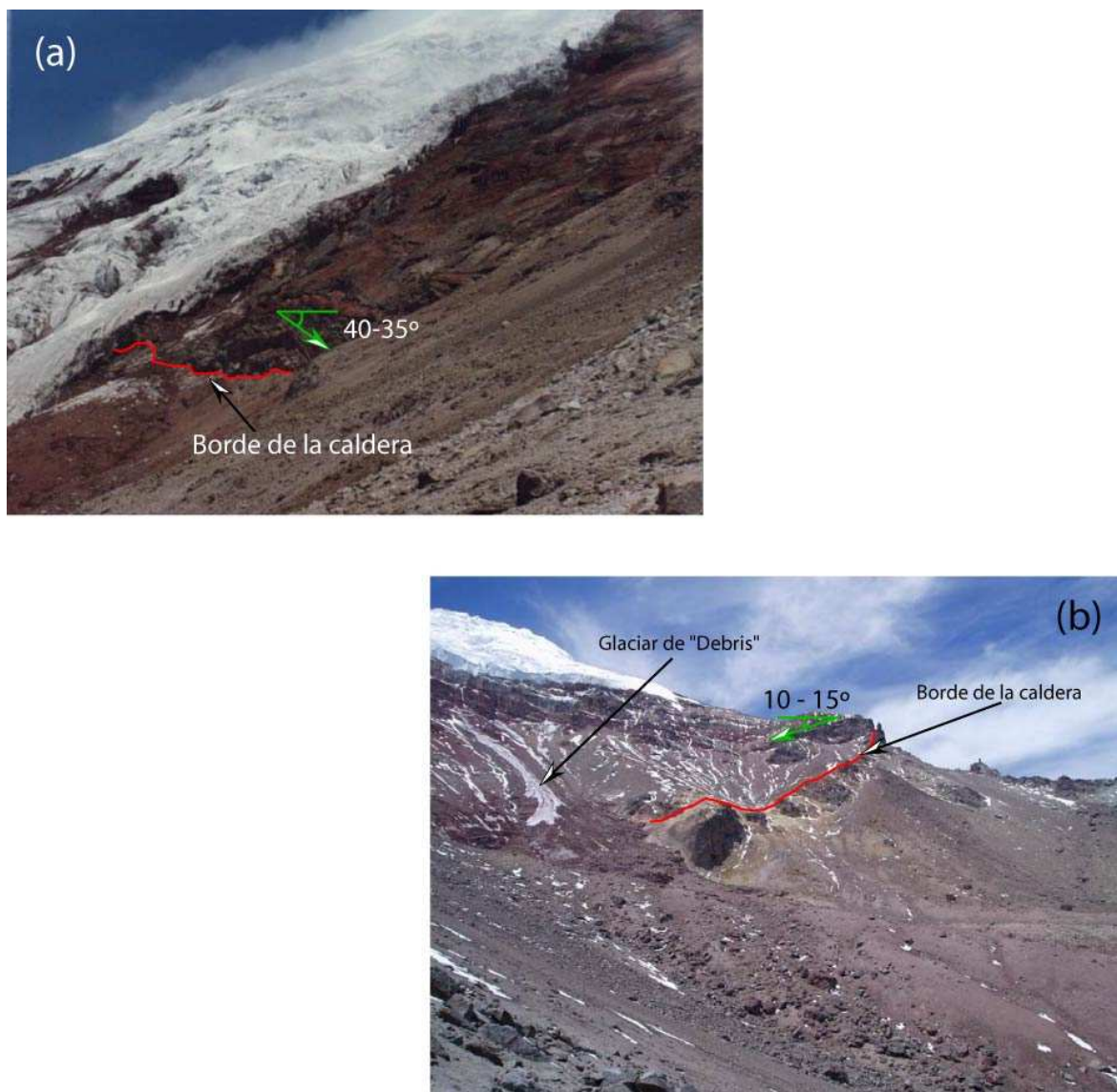
Un segundo corte se realizó en la arista Noroccidental (murallas rojas) varios niveles estratigráficos más arriba, se encontraron varias unidades similares a las ya observadas en el corte del flanco Norte. Este corte se realizó entre las cotas 5760 m (UTM 419387) y 5800 m (UTM 420388). Aquí se encontró cuatro depósitos de flujos de escoria y una caída de tefra, la que desafortunadamente no pudo ser correlacionada con las tefras del plateau occidental. El espesor medio fue de 6 m para los flujos y de 2 m para la caída.

Todos los depósitos buzan con la misma dirección que la pendiente y mantienen una dirección de flujo radial. Los depósitos se encuentran formados por material escoriáceo por lo que son muy susceptibles a la erosión. La mayor parte de los flujos han sido preservados a la altura de la caldera de avalancha que afectó al CH I (Fig. 3.40), pero sin duda se debieron extender varios kilómetros más allá de dicho límite como se observa en los flancos Norte y Sur del volcán (Fig. 3.1).

La mayor parte de los estratos observados en los flancos del edificio del CH III corresponden a flujos de escoria. Aunque la composición química y mineralógica no varía en gran medida, su color sí, p.e. negro, índigo, rojos, anaranjados, variación que se debe principalmente al grado de oxidación que ha sufrido la roca durante y posterior a su emplazamiento.

Los depósitos del CH III rellenan en su totalidad la caldera de avalancha formada al final del CH I (Fig. 3.40). Se ha visto que existe una variación en la disposición espacial de los estratos en los diferentes lugares del edificio, reflejando las imperfecciones existentes en el sustrato (CH I y CH II-A). En el flanco sur-

occidental por ejemplo, se observa que los estratos del CH III buzanan hacia el Noreste con bajo ángulo, mientras que en flanco Noroeste se observa que los estratos buzanan fuertemente ( $\sim 40^\circ$ ) hacia el Sureste, lo que nos hace pensar que la diferencia de buzamiento de los estratos que rellenan la caldera se debe a la presencia de las lavas del CH II-A que rellenan en primera instancia la caldera, en especial hacia el borde Sur de la misma (Fig. 3.41).



**Fig. 3.41 (a)** Los estratos que forman el CH III en la parte Noroccidental muestran un buzamiento de 35-40°; **(b)** en la parte sur-occidente los estratos que rellenan la caldera tienen un buzamiento de 10-15°.



## Flujos piroclásticos de Loma Culebrilla Grande

A lo largo del plateau occidental se han reconocido al menos 13 flujos piroclásticos, de los cuales 6 tienen una edad relativa que sería menor a los ~ 33 ka AP.

La mayor parte de los depósitos son flujos piroclásticos ricos en escoria, están soportados por matriz, son masivos y presentan gradación inversa de la escoria. El tamaño de las pómez/escorias no superan en ningún caso los 50 cm. La localidad tipo se ubica en la parte media del corte del camino que cruza la Quebrada de Cóndor Palta al Sur del volcán (CH DB 127C; UTM 438 308), aquí se puede observar con claridad un depósito de flujo piroclástico con “mezcla de magmas”, donde la facies escoriácea es más abundante, este flujo piroclástico sería el equivalente de la capa guía gamma ( $\gamma$ ). En la localidad tipo, los flujos piroclásticos se encuentran sobreyacidos directamente por una gruesa capa de suelo arenoso, mientras que en el plateau occidental se encuentran intercalados con las gruesas capas de tefras.



**Fig. 3.42** Vista panorámica del Flujo piroclástico de Chinigua (CH CE 16). A simple vista se reconoce la presencia de dos depósitos: 1) a la base y en tono más oscuro tenemos un depósito de flujo piroclástico y 2) en tono claro la unidad superior es un depósito de lahar.

Uno de los productos más jóvenes (Holocénico?) de esta fase seguramente es el flujo piroclástico de Chinihua (UTM 440 290) que relleno un valle erosionado entre los depósitos del CH I y el basamento Paleógeno. En el afloramiento se observa la presencia de dos gruesos paquetes separados por un pequeño nivel de ceniza que contiene milimétricos carbones diseminados en su interior. El depósito inferior es un flujo piroclástico, mientras que el superior posee una matriz endurecida y por lo tanto es interpretado como lahar (Fig. 3.42). El depósito de flujo piroclástico es matriz soportado, contiene fragmentos líticos juveniles que corresponden a andesitas/dacitas de dos piroxenos con hornblenda y olivino (Beate & Hall, 1989). El depósito tiene un espesor > 4 m y presenta diatremas de degasificación, no es posible observar su base.

### **Flujo de escoria de Q. Tarugayacu**

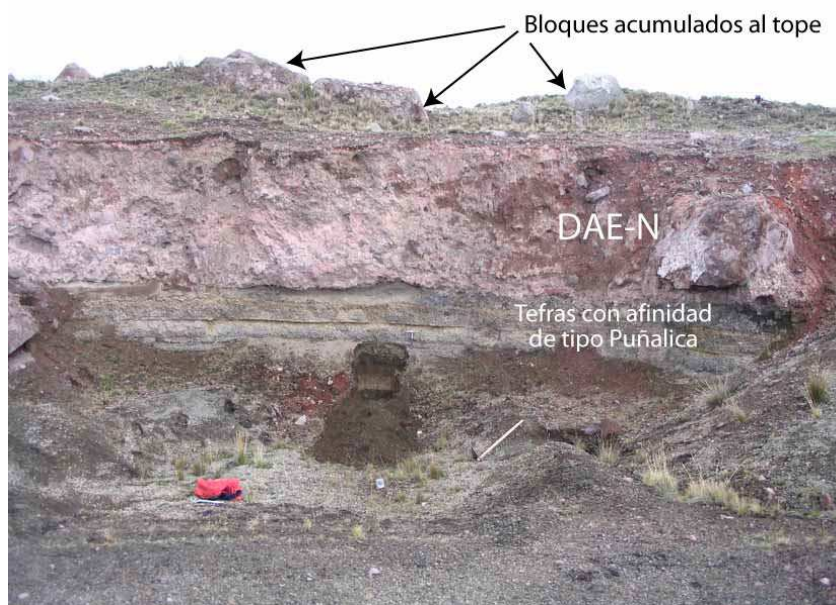
Solamente un flujo de escoria ha sido identificado, el que se encuentra junto a la carretera Ambato – Guaranda a la altura de vía Flores (UTM 308 438), el depósito ha sido preservado a una distancia de ~ 7 km del ventó. El flujo se encuentra sobreyaciendo a lavas del CH I y con menor claridad se observa que se encuentra cubierto con tefras del CH III. El depósito es el resultado de la acumulaci3n de grandes escorias de color negro en forma de “coliflor” de hasta 50 cm de diámetro. El dep3stio est3 soportado por las escorias, es masivo, no estratificado y algo gradado en tamaño. El dep3sito revela que su origen debió ser el resultado de un revosamiento de la lava sobre el borde del cráter y su posterior descenso por los flancos del volcán, actividad de tipo “boiling over”.

### **3.2.5.2 Avalancha de escombros Norte (DAE-N)**

En dep3sito forma parte de las terrazas más recientes que se levantan a lo largo del río Colorado (Fig.3.14). La secci3n tipo est3 ubicada en una pequeña cantera al Norte del volcán junto a la carretera Ambato – Guaranda (Fig. 4.43), a unos pocos metros de la seccion de río Blanco (CH CE 13). El depósito es matriz soportado, presenta parches de color gris oscuro y gris claro dentro de una matriz mayoritariamente rojiza. Los bloques est3n inmersos en la matriz y

presentan gradación inversa, llegando a acumularse al tope del depósito, el depósito en general es masivo, sin embargo se observa una acumulación mayoritaria de bloques al tope del depósito.

El DAE-N ha sido fuertemente erosionado, dos afloramientos han podido ser identificados, en uno de los cuales se puede observar el tope y la base del depósito (UTM 408 451). El espesor medido a una distancia de 7 km es de ~ 6 m (Fig. 3.44). A la base del depósito se encuentran las tefras pertenecientes al CH III. En la localidad tipo se encuentra subyaciendo al depósito la capa guía iota ( $\iota$ ), mientras que en otros lugares se ha observado la presencia de la capa eta ( $\eta$ ) (UTM 408 451). La interpretación fotogeológica indica que el depósito de avalancha ha sido cubierto por las morrenas de 12 - 10 ka AP. Por lo tanto, el evento tendría una edad relativa de entre 14 y 12 ka AP.



**Fig. 3.43 Afloramiento tipo de la avalancha de escombros Norte (DAE-N). Facies de matriz portando escasos bloques en su interior.**

El escarpe de la avalancha corta el flanco Norte del cono joven occidental, inclusive se puede observar parte del cráter (Fig. 3.45). El diámetro de apertura medido de borde a borde es de ~ 750 m. La altura del escarpe es de ~1000 m, se habla de un mínimo ya que el escarpe se encuentra relleno por morrenas del periodo Neo-glaciar y por el glaciar de Spruce. El volumen estimado para el espacio faltante es de 0.11 km<sup>3</sup>. El cálculo del depósito es bastante difícil de

establecer debido a que el depósito se encuentra: 1) fuertemente erosionado, 2) las partes proximales el depósito se encuentra cubiertas por morrenas del periodo Tardi-glaciar y Neo-glaciar y 3) la avalancha se transformó rápidamente en lahar para posteriormente entrar en el cañón del río Ambato donde fue erosionado. En todo caso se ha realizado una estimación del volumen del DAE-N, para lo cual se usó un espesor de 4 m y un área de  $\sim 20 \text{ km}^2$ , por lo tanto el volumen mínimo calculado fue de  $0,08 \text{ km}^3$ .



**Fig. 3.44** La fotografía muestra la siguiente secuencia estratigráfica: (1) flujo de lava datado en  $66 \pm 6 \text{ ka AP}$ ; (2) tefras removidas (capa  $\eta$ ) y (3) DAE - N.

**Fig. 3.45** Se observa que el escarpe de avalancha afecta tanto al CH III como al CH I. La cabeza del escarpe corta una porción del cráter del CH III.



### 3.2.5.3 Flujos de escombros (Norte y Suroeste)

Se han identificado dos flujos importantes, uno descendió por el drenaje Norte (río Colorado) y otro por el drenaje Suroeste (río Totorillas). Varios eventos de tamaño pequeño han sido disparados durante los últimos años, los flujos descendieron por los estrechos valles formados al interior de las morrenas del flanco Noroeste hasta llegar a cortar la carretera Ambato – Guaranda, a la altura de Pogoyos (UTM 368 428).

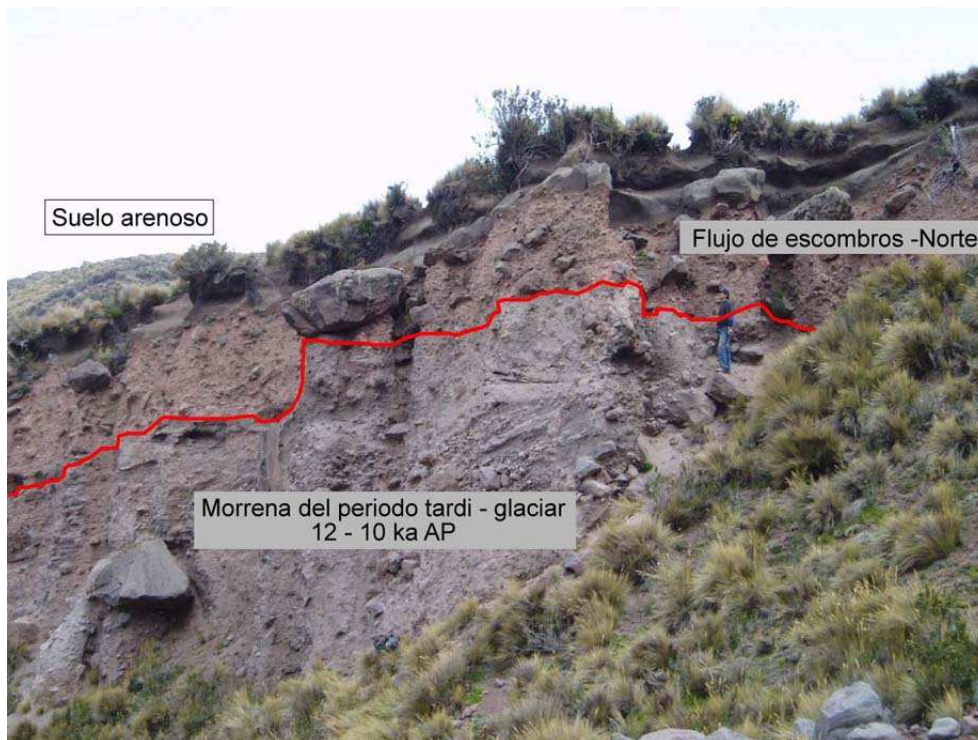
#### Drenaje Norte

Su depósito puede ser fácilmente trazado a través de fotografías aéreas a lo largo del río Colorado, donde se pueden encontrar al menos seis buenos afloramientos. La localidad tipo se encuentra en el límite de las morrenas del periodo Tardiglacial, en la margen derecha del río Colorado, sector de Huayhuayacu (UTM 423 421).

El depósito tiene soporte de matriz, los clastos presentes (5 – 10%) son en su mayoría andesitas grises, negras y rojizas. El sorteo es malo, la mayoría de los clastos son decimétricos ( $\phi = 60$  cm), unos pocos llegan a ser métricos (Fig. 4.40). La matriz ocupa una proporción del 90 - 95% vol., tiene un tamaño de grano de arena media, está formada por escorias rojas, gris – rojizas, lo que da el color rojizo al depósito.

El depósito ocupa una área aproximada de  $8 \text{ km}^2$ , el espesor promedio es de 1 m, por lo que un cálculo del volumen arrojó un valor de  $0.008 \text{ Km}^3$ .

Las rocas saturadas en agua así como la extensa cobertura glaciar presente ocasionó que se produzcan desprendimientos o caídas de “serak”, el desplome de rocas y hielo debió haber liberado el agua almacenada en reservorios subglaciares, lo que desencadenó en la generación de los flujos de escombros de tamaño considerable.

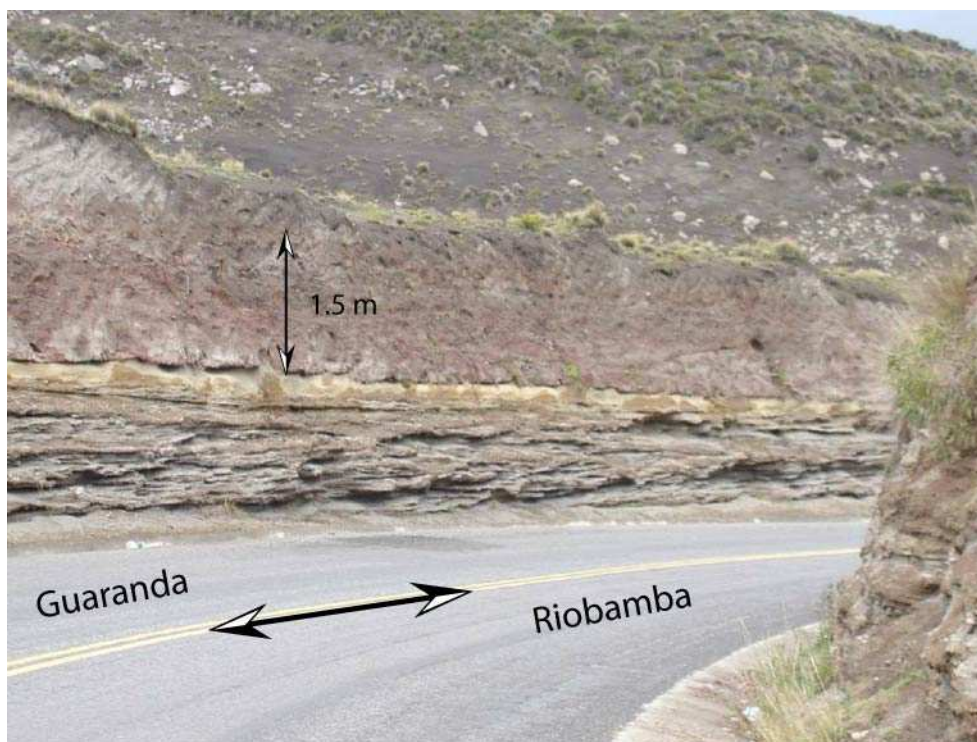


**Fig. 3.46** Localidad tipo del lahar rojo Norte. El depósito se encuentra llenando un valle formado entre las morrenas del periodo Tardi-glacial. Actualmente el lecho del río a profundizado su cause en aproximadamente 10 m.

### **Drenaje Suroeste**

Un segundo flujo de escombros que posiblemente comparte el mismo origen y posiblemente la misma edad, descendió por los valles glaciares de los flancos Oeste y Suroeste del nevado, hasta confluír y formar un solo flujo de escombros (ver Mapa Geológico, anexo 1), depósito que llenó con aproximadamente 1.5 m de sedimentos de color rojizo el valle de Totorillas. El volumen del depósito del flujo Suroeste ha sido estimado en  $0.007 \text{ km}^3$ . La localidad tipo se ubica en un corte de carretera al Suroeste del volcán (Fig. 3.47), junto a la quebrada de Yanausha (UTM 416347). El depósito es masivo, no estratificado, presenta un sorteo medio, está soportado por la matriz, el espesor es muy homogéneo, es lateralmente continuo y no posee estratificación ni laminación. La presencia de clastos es menor al 5% y en ningún lugar del depósito se ha reportado bloques métricos. El depósito está compuesto de una arena gruesa formada por fragmentos milimétricos de escorias, pómez, y fragmentos líticos más o menos

redondeadas. La base del depósito presenta canales producto de la acción erosiva del flujo.



**Fig. 3.47 Flujo de escombros que descendió por la quebrada de Totorillas, se encuentra sobreyaciendo a las morrenas del periodo Tardi-glaciar y subyaciendo a las morrenas del periodo Neo-glaciar.**

Tanto para el flujo del flanco Norte como para el Suroeste se interpreta que su origen es independiente de cualquier manifestación volcánica, ya que en ninguno de los dos casos se han encontrado depósitos que señalen la ocurrencia de actividad volcánica, ni a la base ni al tope del mismo. Entonces la interpretación que proponemos para este evento se relaciona con cambios climáticos abruptos, específicamente con una etapa de calentamiento global muy intenso, mucho más intenso que el actual fenómeno del Niño (ENSO). La literatura pone en evidencia la ocurrencia de un periodo cálido c. 8500 - 6500 aAP, el que separó al Intervalo Glaciar Tardío del periodo Neoglacial (Clapperton, 1983). El depósito del flujo de escombros se encuentra sobrecorriendo a las morrenas del periodo Tardi-glaciar (Fig. 4.40) y a su vez se encuentra sobreyacida por las morrenas del periodo Neoglacial lo que indica que su edad relativa varía entre 10 y 5 ka AP.

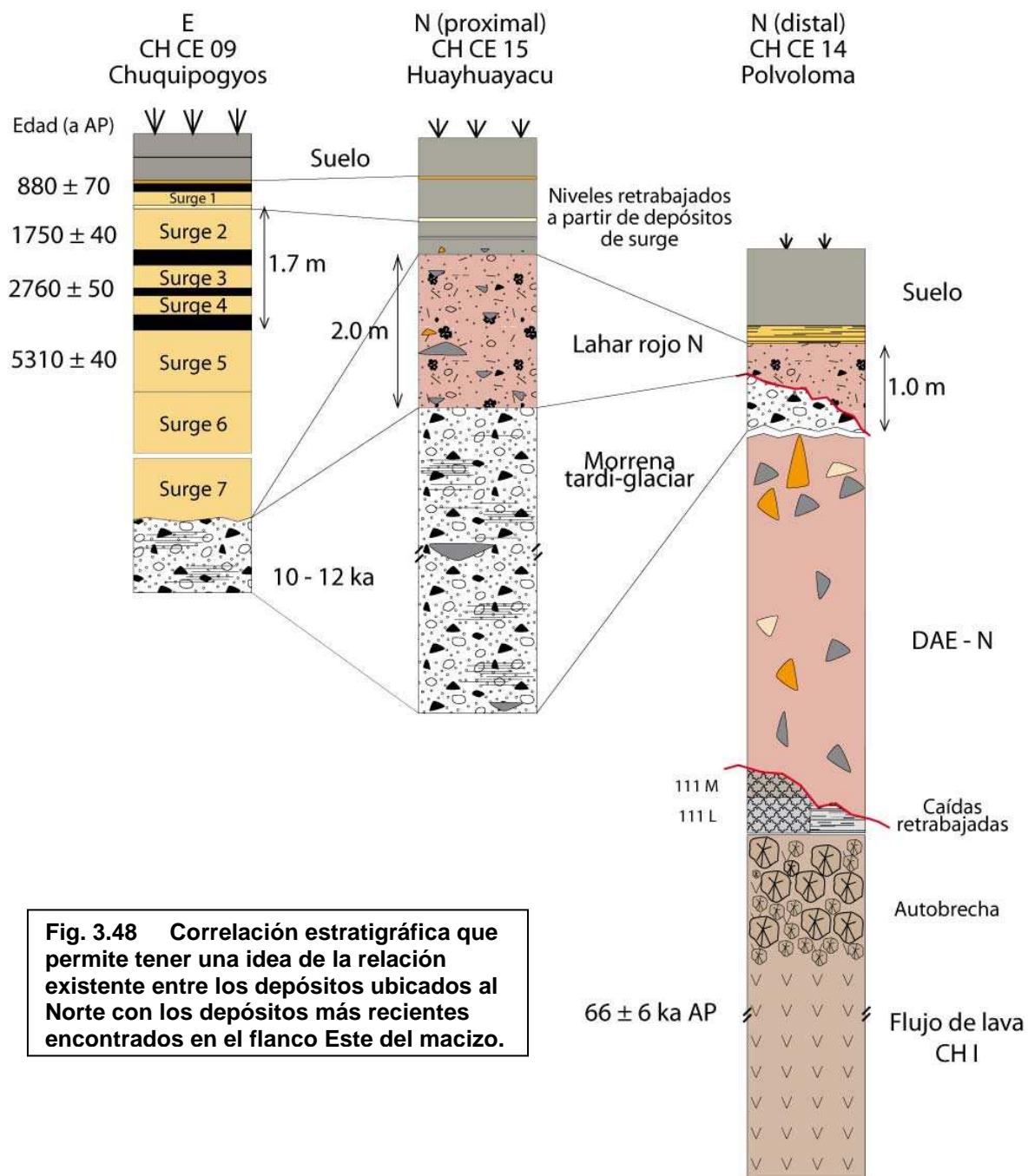
### 3.2.5.4 Actividad Volcánica Holocénica

Se han levantado tres secciones estratigráficas en los flancos Norte, Noreste y Este del macizo, lugares donde ha sido posible la conservación de depósitos recientes. La sección más completa es la de Chuquipogyos (CH CE 09), ubicada al Este del volcán a 6 km del cráter (Fig. 4.48; Anexo 3 - Columna CH CE 09). La localidad tipo muestra siete niveles de ceniza y lapilli separados entre sí por niveles menores de suelo, por lo tanto cada uno de estos niveles corresponde a un episodio eruptivo de carácter explosivo.

Todos los depósitos descritos en esta sección presentan una matriz de ceniza fina a media de color café – naranja son capas finamente bandeadas (Fig. 3.49). Se observa con frecuencia la presencia de lentes de ceniza muy fina de color habano (p.e. nivel 4) o lentes centimétricos de ceniza gruesa (p.e. nivel 6), rara vez se ha observado estratificación paralela (p.e. nivel 5). Finalmente, los niveles 2, 5 y 6 tienen abundante carbón diseminado. Todas estas características sugieren que los depósitos se tratan de surges (oleadas piroclásticas).

Se ha procedido a datar dos niveles que contienen fragmentos de carbón, uno de ellos, el nivel ubicado en la parte media inferior de la sección dio una edad  $^{14}\text{C}$  (AMS) de  $5310 \pm 40$  a AP, también se dató el penúltimo nivel (nivel 4) donde el contenido de pequeños fragmentos de carbón es mayor, la edad  $^{14}\text{C}$  obtenida fue de  $1750 \pm 40$  a AP. Finalmente, a la falta de carbón en el depósito superior (nivel 5), se dató un suelo negro que sobreyace directamente al depósito y que limita el periodo de actividad volcánica del Chimborazo, la edad  $^{14}\text{C}$  obtenida fue de  $880 \pm 70$  a AP. Hay que notar que sobre el suelo se encuentra una caída distal proveniente posiblemente del Tungurahua. En base a la composición química de esta ceniza se propone que puede corresponder a la erupción pliniana de ~ 1200 aAP (Hall et al., 1999; LePennec, en curso), así la edad del suelo estaría rejuvenecida. En resumen, el último evento eruptivo del Chimborazo habría ocurrido ~ 1000 a AP.





**Fig. 3.48** Correlación estratigráfica que permite tener una idea de la relación existente entre los depósitos ubicados al Norte con los depósitos más recientes encontrados en el flanco Este del macizo.

Durante el Holoceno, la actividad volcánica del Chimborazo ha sido caracterizada por al menos siete eventos explosivos de pequeña magnitud, estos depósitos cubrieron los flancos Norte y Este del volcán (Figs. 3.14 y 3.48), pero no se descarta la posibilidad que también se hayan extendido hacia el resto de flancos del volcán. La secuencia sobreyace a las morrenas del periodo Tardi-glaciar.

En base de estos nuevos datos, se concluye que el Chimborazo experimentó al menos un evento eruptivo importante cada mil años durante los pasados 5000 años. Los dos depósitos de surge encontrados a la base de la secuencia y que poseen fragmentos de carbón necesitan ser datados con el fin de confirmar el periodo de recurrencia estimado.

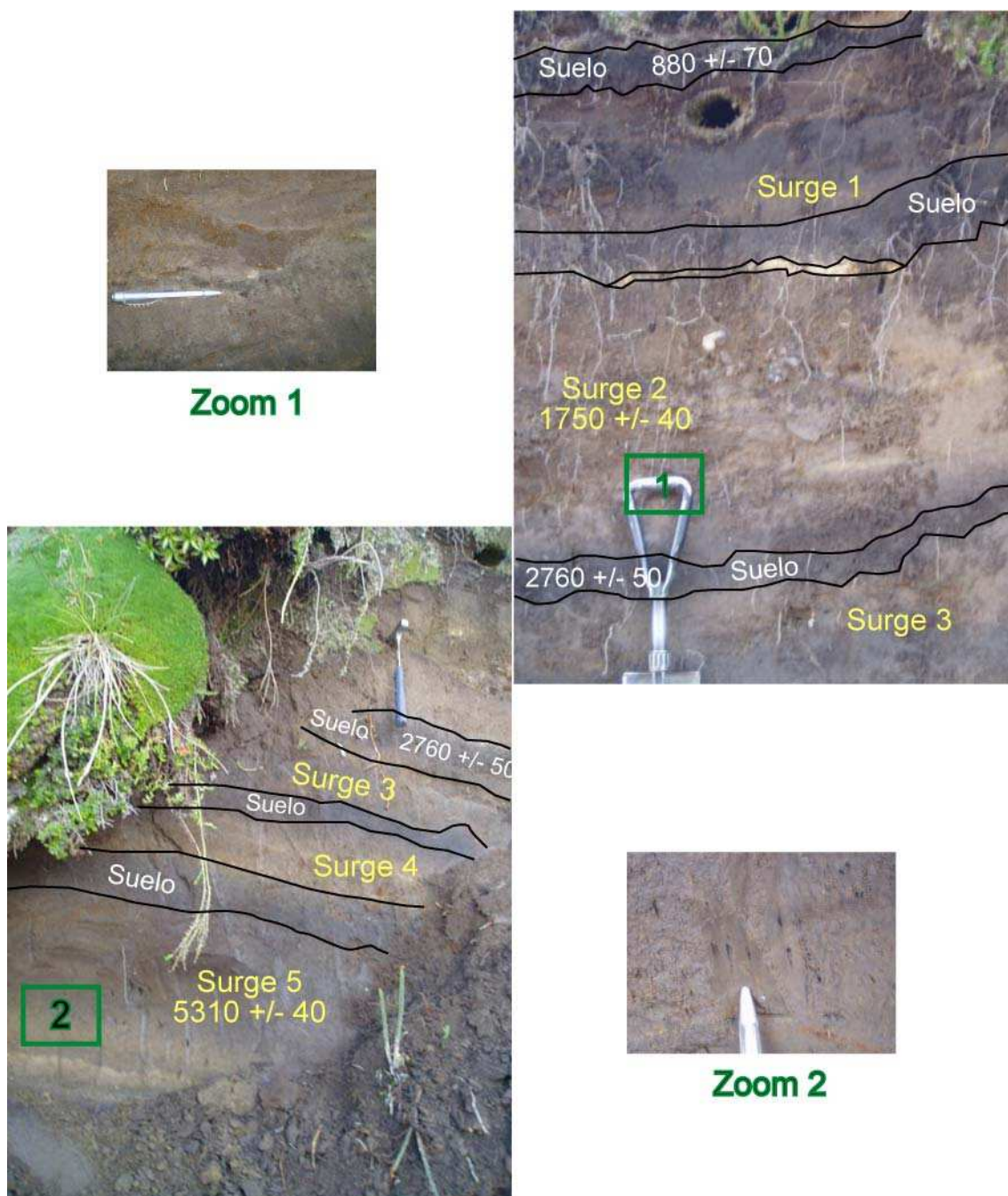


Fig. 3.49 Detalle de los cinco niveles superiores que forman la secuencia de Chuqipogyos. Se señalan los niveles datados por métodos  $^{14}\text{C}$ .



Fig. 4.50 Detalle de los depósitos de surge 5, 6 y 7. Un paleo suelo y una pequeña caída de ceniza separan los depósitos 5 y 6, mientras que una caída de pómez separa los depósitos 6 y 7. La base del depósito 7 no se observa por encontrarse cubierta con escombros.

## **CAPITULO 4**

### **CARACTERIZACION PETROGRAFICA Y GEOQUIMICA**

En el presente trabajo se han recolectado un total de 220 muestras, las que incluyen flujos de lava, caídas de tefra, material orgánico carbonizado y no carbonizado, material juvenil encontrado en los diferentes flujos piroclásticos, así como de las principales litologías involucradas en la avalancha de escombros Sureste.

Adicionalmente, dos investigadores franceses del IRD que colaboran con el tema nos han cedido sus muestras, 48 del Dr. Michel Monzier (†) y 71 muestras al Dr. Claude Robin.

De las 339 muestras disponibles, se han escogido 96 muestras para realizar su estudio petrográfico (Fig. 4.1) y 174 muestras para análisis geoquímicos (Fig. 4.4). Los resultados son presentados a continuación y separados en sub-capítulos para su mejor entendimiento.

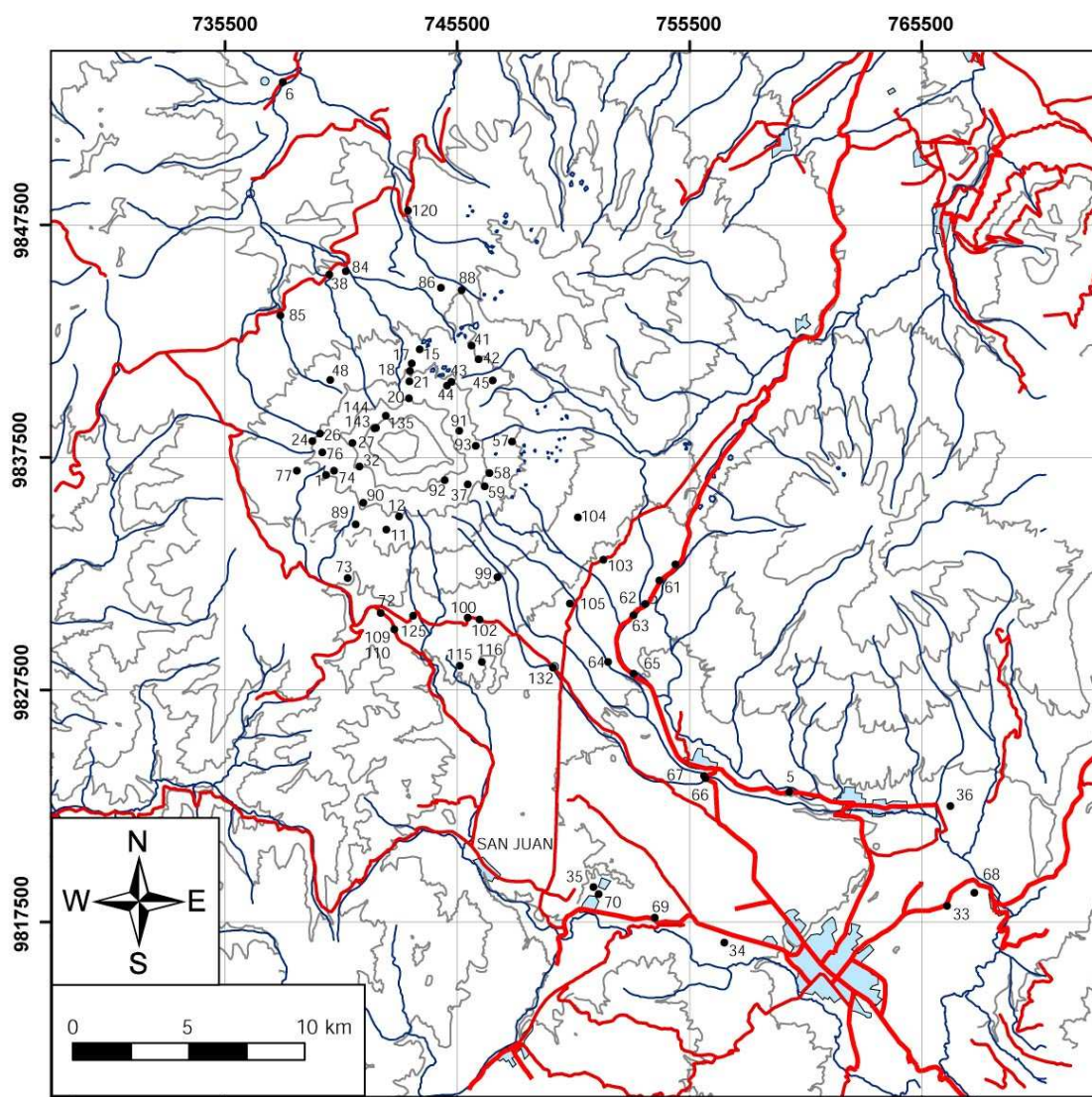
#### **4.1 ESTUDIO PETROGRAFICO**

Como parte de este estudio se analizó al microscopio: 51 muestras de flujos de lava; 31 rocas de las principales litologías del DAE-SE; 12 muestras de material juvenil presente en los depositos de flujo piroclástico; 1 muestra de una caída y 1 bloque de una brecha subglaciar.

Las muestras estudiadas petrográficamente son representativas de los diferentes edificios que constituyen el complejo, ha excepción del CH II-B, cuyo acceso es bastante difícil por lo que su caracterización petrográfica y geoquímica es limitada.

Las láminas delgadas fueron realizadas en el laboratorio “Magmas et Volcans” (URM 6524) de la Universidad Blaise Pascal en Clermont – Ferrand (Francia). El estudio de las láminas se lo realizó en el Departamento de Geofísica de la

Escuela Politécnica Nacional en Quito, utilizando un microscopio petrográfico NIKON Labophot2 – POL de propiedad del IRD.

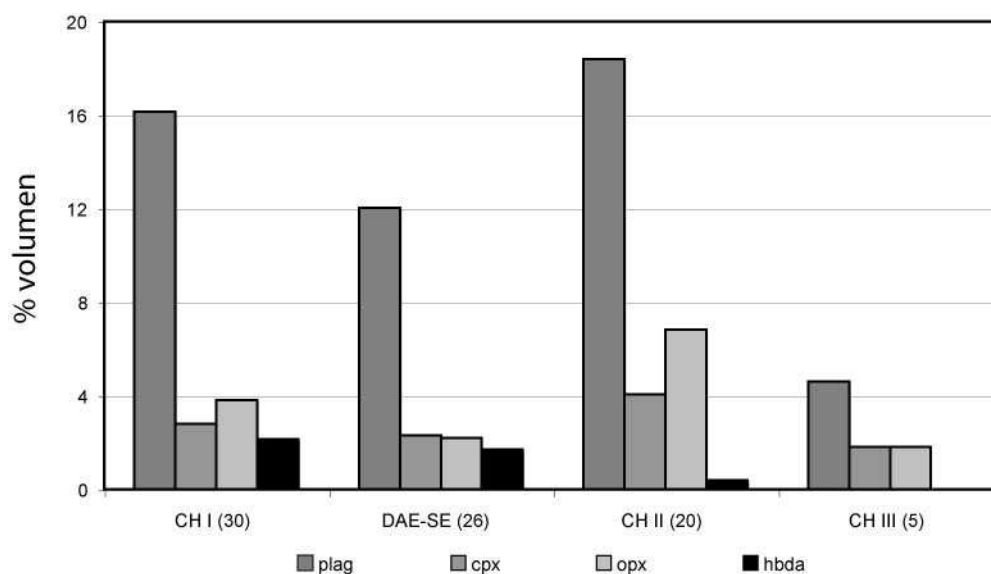


**Fig. 4.1** Mapa del CVCh con la localización de las muestras estudiadas petrográficamente.

Para obtener los porcentajes en volumen de los fenocristales y de la matriz en cada lámina (Anexo 6), se procedió a dividir la lámina en 9 partes iguales, con el fin de que el campo del objetivo 2.5X cubra la totalidad de la lámina, posteriormente se calculó la media aritmética de los porcentajes. Los resultados son presentados a continuación en forma de histogramas de porcentaje promedio obtenido para cada una de las principales facies minerales estudiadas para las respectivas lavas que forman a cada uno de los edificios del complejo (Fig. 4.2).

Una primera evaluación petrográfica fue realizada al observar las muestras de mano en el campo, la primera impresión fue que en las lavas más antiguas (CH I - basal) el tamaño de los cristales era mayor, criterio que fue corroborado posteriormente bajo el microscopio (Fig. 4.3).

El tamaño de los cristales fue medido utilizando la regleta incorporada como escala en el objetivo de 2.5X, luego se transformó la medida a milímetros, los resultados son presentados en la figura 4.3. La variación tanto del porcentaje de fenocristales como del tamaño de los mismos sirvió para la diferenciar entre las lavas de cada uno de los edificios como para relacionar las rocas del DAE-SE con el edificio que debió haber colapsado, aspecto que fue ya discutido en el capítulo anterior.

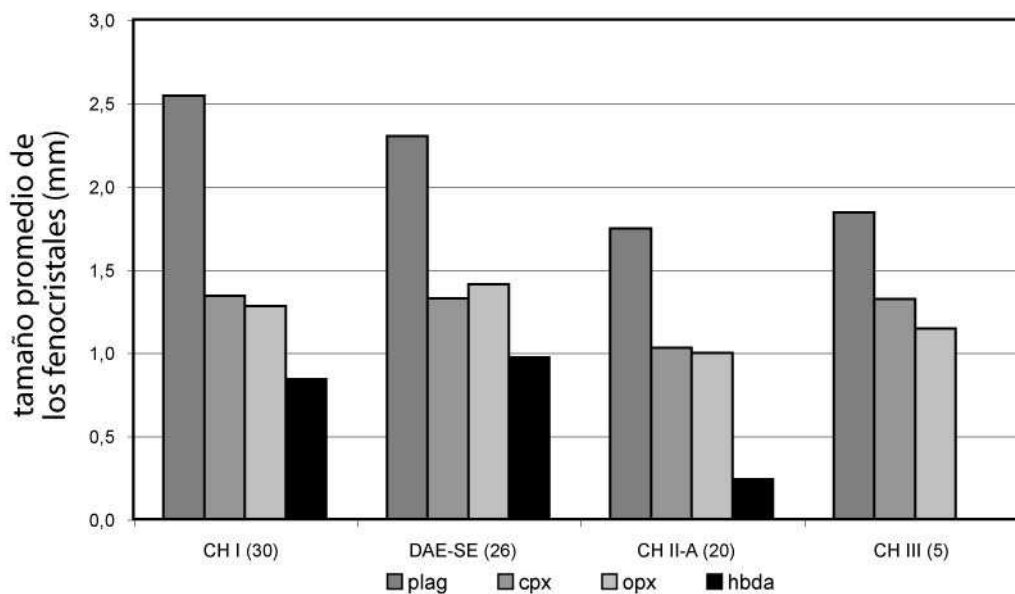


**Fig. 4.2** Histograma de los porcentajes en volumen promedio obtenidos para los principales fenocristales presentes en las lavas del CVCh y de las principales litologías del DAE-SE. Entre paréntesis se anota el número de muestras estudiadas. Es estudio del CH III se lo realizó únicamente en rocas provenientes de los flujos de escoria.

#### 4.1.1 CHIMBORAZO I

Se tomó 26 muestras de los diferentes flujos de lava y 4 muestras correspondientes a los bloques de un flujo piroclástico de tipo "block & ash", dando un total de 30 muestras estudiadas (Fig. 4.2). La ignimbrita de Peñas

Blancas fue estudiada con una muestra de pómez, esta muestra no interviene en el análisis estadístico y cuyos datos son presentados en el histograma de la figura 4.2.



**Fig. 4.3** Histograma que muestra el tamaño máximo de los principales fenocristales que conforman las lavas del CVCh y de las principales litologías presentes en el DAE-SE.

En el CH I se han identificado tres asociaciones minerales que han ido variando en el tiempo. El primer grupo de rocas agrupa a la totalidad de los flujos de lava pertenecientes al CH I – basal y a la mayor parte de flujos de lava del CH I – superior. La paragénesis mineral presente es: **plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro ± apatito ocasional**. Las rocas más representativas de este periodo son: CH DB 88 (localidad tipo), CH DB 17 y CH DB 21.

El segundo grupo de rocas se diferencia del primero por la presencia de cristales de hornblenda, incluso llegando a representar el 12% vol. La paragénesis mineral observada es: **plagioclasa >> hornblenda > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro ± apatito y olivino ocasional**. Las rocas más representativas de este grupo son: CH DB 73; CH DB 89; CH DB 90 y CH DB 32, todas ellas pertenecientes al CH I - superior. La presencia de cristales redondeados de olivino fue observada sólo en el flujo de lava de Polvo Loma (CH DB 84; UTM 407 455).

Por otro lado, para el estudio petrográfico del depósito de ignimbrita de Peñas Blancas se analizó 1 muestra de pómez, material juvenil que se presenta con gran abundancia en la localidad tipo (UTM 380 536). La paragénesis mineral observada es: **plagioclasa > hornblenda > cuarzo + biotita > óxidos de hierro**.

Finalmente, el último grupo de rocas constituye el depósito piroclástico de tipo “block and ash”, para el estudio petrográfico se utilizaron cuatro rocas juveniles provenientes de dos afloramientos distintos, la paragénesis mineral presente es: **plagioclasa >> ortopiroxeno + clinopiroxeno > hornblenda > óxidos de hierro ± apatito**. Esta asociación mineral es similar a la observada durante los últimos periodos de construcción del CH I, lo que nos permite interpretar que existió un complejo de domos albergados en una pequeña caldera somital, todo esto previo al colapso del edificio.

#### **4.1.2 DEPÓSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS SURESTE (DAE - SE)**

En el estudio realizado por Beate & Hall (1989), sobre el depósito de la avalancha, define la existencia de dos grandes grupos de rocas, siendo el primero el más abundante correspondiente a una andesita anfibólica, mientras que el segundo grupo está formado por andesitas gris oscuras de dos piroxenos. En el presente estudio se comparte la idea de la existencia de dos grandes grupos litológicos, pero sin embargo se ha visto la necesidad de ampliarlo un poco más con el fin de identificar a que parte del edificio del CH I corresponden cada una de las rocas involucradas en la avalancha.

A las andesitas anfibólicas se las divide en dos subgrupos, el primero corresponde a las andesitas anfibólicas ss 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 plagioclasa, andesitas gris claras y de grano homogéneo y finalmente las andesitas vidriosas con fractura radial (Fig. 4.4).



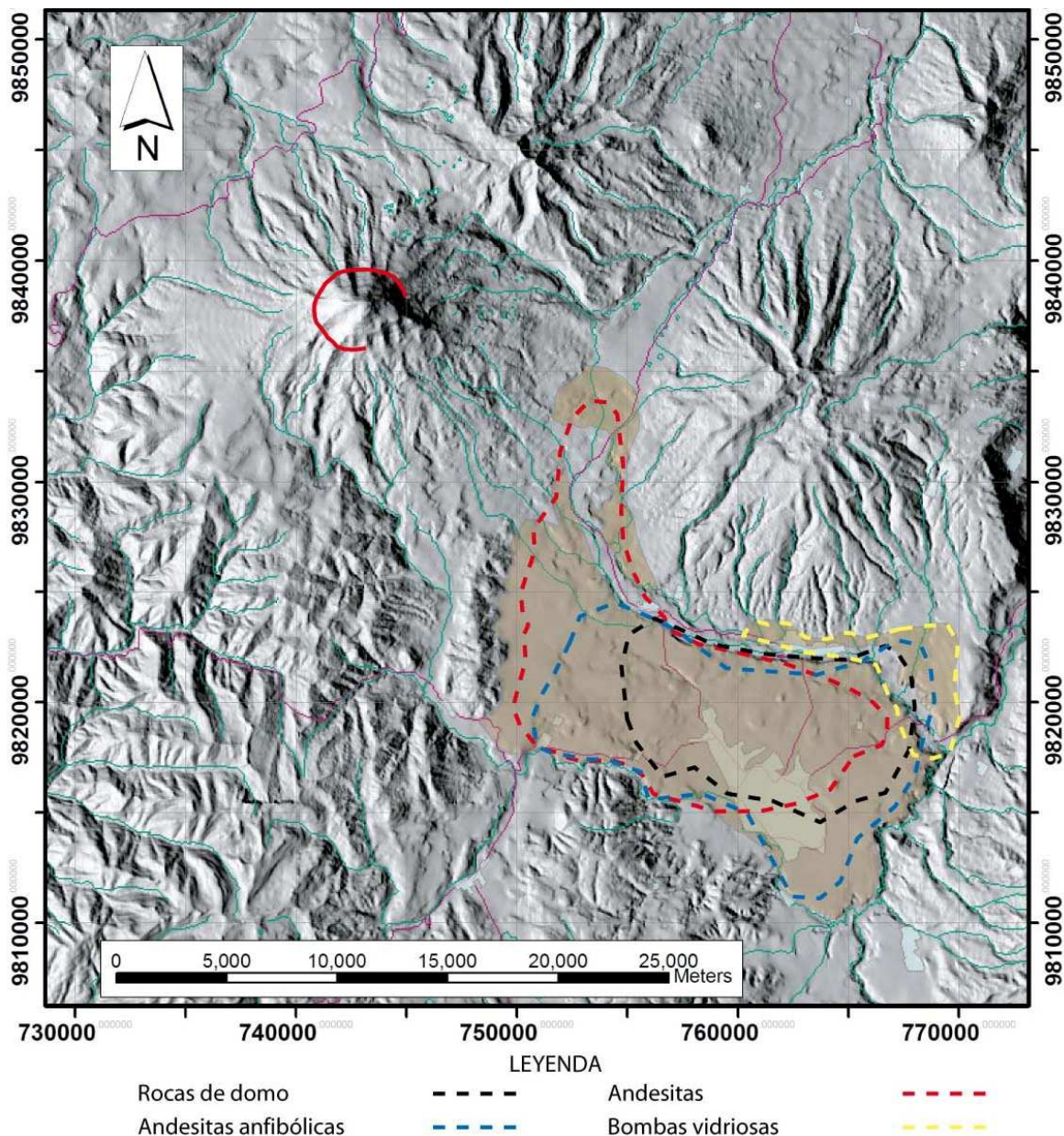


Fig. 4.4 Distribución de las principales litologías encontradas en el DAE-SE.

### Primer grupo.

1. **Andesitas anfibólicas**, corresponde a la litología de mayor abundancia en el depósito, aproximadamente un 40%. La mayor parte de las rocas son grises, en menor porcentaje gris-verdosas y pocas gris rojizas. La característica de estas rocas es la presencia mayoritaria de cristales de hornblenda (4 – 5% vol), los cristales tienen orientación paralela a subparalela (textura pilotaxítica). **La paragénesis mineral observada es: plagioclasa > hornblenda > ortopiroxeno**

**+ clinopiroxeno > óxidos de hierro ± apatito.** La mayoría de las rocas presenta grandes cristales de hornblenda, el tamaño máximo observado fue de 2.8 mm (p.e. CH DB 70B). Un grupo menor de muestras presentan los cristales de apatito bastante desarrollados, alcanzando incluso los 2 mm (CH DB 68D).

Estas rocas formaron parte de los potentes flujos de lavas observados al Suroeste y Noreste del CH I (p.e. Lavas de Chalata; CH DB 73A).

**2. *Andesita/dacita*,** esta es la segunda litología presente en orden de abundancia. **La paragénesis mineral presente es: plagioclasa > ortopiroxeno ± clinopiroxeno > hornblenda > óxidos de hierro > apatito ± biotita.** Las rocas son de color gris claro y de textura porfirítica y con matriz hyalopilítica, todas ellas son asociadas con rocas de domo.

Rocas similares fueron observadas al tope de las cuchillas al Suroeste del volcán (Templo Machay; CH DB 90) y en los depósitos de “block and ash” (CH DB 125).

### **Segundo grupo.**

**4. *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.** Al microscopio presenta una textura pilotaxítica. Todas estas rocas son típicas del CH I - basal (p.e. lavas de Abraspungo; CH DB 88 en el flanco nororiental) o del flanco Norte del CH - superior (p.e. flujo de lava de loma Chuquiragua; CH DB 18 en el flanco Norte).

**5. *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.**

Rocas similares se encuentran formando la mayor parte del edificio del CH I - superior (p.e. flujo de lava de El Castillo; CH DB 27).

**6. Andesita vidriosa**, esta roca forma parte de los pequeños bloques dispersos en la facies de la matriz. **La paragénesis mineral observada es plagioclasa > clinoclasa + ortopiroxeno > óxidos de hierro**. La roca es de color negro. La textura de la roca es porfírica y la matriz es intersertal-hyalopilítica. En muestra de mano, los fenocristales de plagioclasa (~ 2,4 mm) y piroxeno (~ 2,4 mm) sobresalen en la matriz vítrea. Las fracturas radiales de enfriamiento observadas en muestra de mano son el resultado del enfriamiento brusco que sufrió la lava al entrar en contacto con el aire durante el colapso.

#### 4.1.3 CHIMBORAZO II

Se analizó un total de 20 muestras correspondientes a varios flujos de lava distribuidos entre los flancos Sur y Oriental del edificio y 1 muestra perteneciente a un bloque que forma parte de una brecha subglaciar y que proviene de las puntas Nicolás Dueñas (CH II-B). Al igual que en el CH I, no se consideran los depósitos piroclásticos en las estadísticas (Figs. 4.2 y 4.3).

La paragénesis mineral observada en el CH II es: **plagioclasa > ortopiroxeno + clinopiroxeno > óxidos de hierro, apatito y hornblenda ocasional**.

Las rocas del CH II en comparación con las de su antecesor edificio presentan un mayor porcentaje de plagioclasa y piroxeno pero menor porcentaje de hornblenda. Por otro lado, en el CH II el tamaño de grano es más homogéneo.

El bloque de lava que forma parte de una brecha subglaciar (CH DB 37), macroscópicamente es de color gris verdoso, porfírica y llena de vesículas. Al microscopio se observa la siguiente paragénesis mineral: **plagioclasa > ortopiroxeno + clinopiroxeno > óxidos de hierro > hornblenda**. Se distinguen dos familias de plagioclasas, siendo la primera la de mayor importancia correspondiente a andesina (0.8 → 2.8 mm), los cristales de menor tamaño (0.2

mm) son de oligoclasa y pertenecen a la segunda familia. En el microscopio se ha obtenido un porcentaje de vesículas del 39% en volumen, valor que al parecer es muy elevado, pero al tratarse de un bloque de una brecha subglaciar este valor resulta normal.

El flujo piroclástico del río Blanco, se lo ha analizado aparte por su importancia como evento, tanto en volumen como por su significación en la estratigrafía del complejo. Se ha realizado el estudio petrográfico de dos muestras correspondientes a la localidad tipo (UTM 743/481). Al microscopio, se observa que la pómez ha sido triturada liberando varios cristales que han pasado a formar parte de la matriz. La mineralogía presente en la pómez es: **plagioclasa > hornblenda + óxidos de hierro > cuarzo + biotita**. Los cristales de plagioclasa y cuarzo son bastante redondeados, los de hornblenda están rotos y los cristales de biotita se presentan como agujas dispuestas en forma paralela a las fibras del vidrio al interior de la pómez.

### **Flujos Piroclásticos de Aucacán**

Se estudiaron dos litologías relacionadas al magma juvenil, la primera es una escoria densa de color negro (CH DB 132A) con textura vitrofírica, mientras que el segundo fragmento analizado es una bomba vidriosa (CH DB 132B) con una textura porfirítica y una matriz con textura intersertal. **La asociación mineral observada es: plagioclasa > ortopiroxeno + clinopiroxeno > opacos**. El porcentaje de vesículas presentes en la escoria supera en el doble al total de los minerales presentes en la roca, sin embargo el 70% vol. de matriz vítrea hace que esta escoria sea de una densidad apreciable.

### **Flujos de lava de Guano**

Dada la longitud e importancia de los flujos de lava de Guano, se ha decidido hacer un análisis más detallado de las rocas que lo conforman.

Para el estudio de los flujos de lava se realizó tres cortes petrográficos transversales a la dirección del flujo, con lo que se trató de cubrir tanto en longitud como en latitud al área cubierta por los flujos de lava. El flujo de lava en su localidad tipo (ciudad de Guano) presenta un solo lóbulo por lo tanto aquí se analizó una sola muestra (1 muestra; CH DB 05), el segundo corte fue realizado a la altura de la carretera Panamericana (4 muestras) y el tercer corte a la altura de la carretera Urbina – Cuatro Esquinas (3 muestras).

Este grupo de lavas están formadas por andesitas de dos piroxenos de color gris medio a gris oscuro. La textura desarrollada es variable según su ubicación dentro del flujo. En la parte más distal, en la ciudad de Guano, localidad tipo de la unidad, la roca presenta una textura porfirítica con matriz hyalopilítica algo traquítica. En las partes más proximales la textura desarrollada sigue siendo hyalopilítica pero muestra una tendencia intersertal.

Los fenocristales que forman la roca son: **plagioclasa (17 – 30%)**, **ortopiroxeno (7 – 15%)**, **clinopiroxeno (1 – 9%)** y **óxidos de hierro (1 – 4%)**. La mayoría de los microlitos que componen la matriz han sido formados durante el flujo (Beate & Hall, 1989). La gran movilidad de las lavas se debe al alto porcentaje de matriz (60 - 70%).

El porcentaje de matriz y de cristales varía también con la distancia. A mayor distancia, mayor porcentaje de matriz y menor porcentaje de cristales. En la parte media del flujo, presenta menor porcentaje de matriz y mayor porcentaje de cristales, sin embargo la matriz está formada por vidrio más unos pocos microcristales de plagioclasa y piroxeno. En los afloramientos más proximales, nuevamente aumenta el porcentaje de matriz y disminuye la cantidad de cristales, la diferencia está en que la matriz está formada por una mayor cantidad de microcristales, similar a lo observado entre las lavas del CH I.

#### 4.1.4 CHIMBORAZO III

Se estudiaron al microscopio 4 muestras de flujos de escoria y 3 muestras de flujos piroclásticos.

##### Flujos de escoria

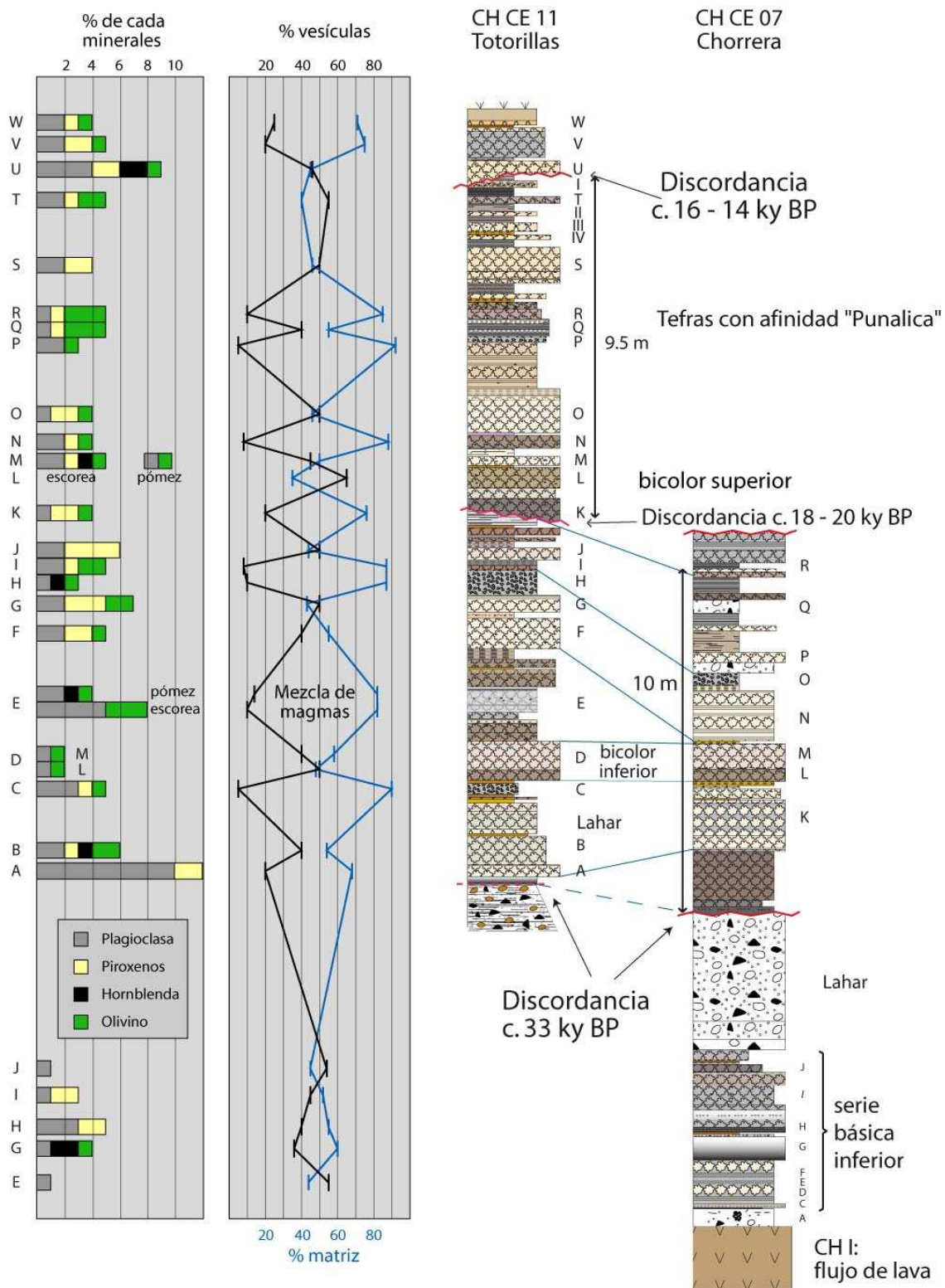
Las escorias de esta unidad son muy vesiculazas (57% vol., en promedio), poco porfíricas y presentan la siguiente paragénesis mineral: **plagioclasa > clino + ortopiroxeno > olivino > óxidos de hierro**. La matriz está formada por vidrio y constituye un 36% vol.

##### Flujos piroclásticos del cono joven occidental

Para el efecto se estudió la petrografía de una bomba (CH DB 137) y dos escorias (CH 117C y RIO 85). La paragénesis mineral presente es: **plagioclasa > clino + ortopiroxeno > óxidos de hierro**. Para el caso de la bomba, la textura es porfírica – hyalopilítica, el porcentaje de matriz es del 82 %vol. Al microscopio se observa la presencia de dos familias de plagioclasas, la andesina junto con el clino y el ortopiroxeno se encuentra formando cúmulos. En el caso de las escorias la textura observada es vitrofírica. El porcentaje de vesículas es alto (65 - 70% vol.).

#### 4.1.5 TEFRAS DEL PLATEAU OCCIDENTAL

El estudio petrográfico para la mayoría de las tefras fue realizado en muestra de mano y unas pocas bajo microscopio (p.e. CH 111A, R, O, K y U). La paragénesis mineral observada para las tefras es: **plagioclasa > orto + clinopiroxeno > olivino > hornblenda**. La textura para todas las tefras es vitrofírica.



**Fig. 4.5** Estudia petrográfico de las tefras del plateau occidental en función de la estratigrafía. Se presenta el contenido de minerales en forma de barras, el porcentaje de vesículas y la cantidad de matriz (vidrio) son presentados en líneas de color negro y azul respectivamente. Note que cuando las curvas se encuentran abiertas representan un lapilli denso y cuando las curvas se cierran o se cruzan representan un lapilli vesiculado (liviano).

Respecto al contenido de minerales no se observa mayor diferencia entre las tefras pertenecientes al CH II respecto a las tefras del CH III. La hornblenda se encuentra presente en cinco niveles, la muestra con mayor contenido de hornblenda es la CH 111U con un 2% vol. Los cristales de plagioclasa, piroxeno y olivino se encuentran presentes en casi todas las muestras, este último adquiere mayor importancia en las muestras CH 111P,Q y R (Fig. 4.5), tanto en abundancia como en tamaño de los cristales. Por otro lado, la muestra CH 111L es la única muestra en la que no se ha podido observar cristales.

Las tefras más diferenciadas, formadas de pómez presentan mayor porcentaje de cristales, alcanzando en la muestra CH 111A un 12% vol. y en la tefra CH 111 U el 9% vol.

La figura 4.5 en su parte central muestra la relación vesículas / matriz como función de la estratigrafía, esta relación es muy variable para las tefras del CH III, mientras que para las tefras del CH II la relación es más homogénea. La muestra CH 111 L presenta el mayor porcentaje de vesículas, mientras que las muestras CH 111C y P son las que menos vesículas contienen (lapillo denso).

La presencia de tefras con bajo contenido de vesículas es frecuente a lo largo de la sección de Totorillas, en la figura 4.5 se observa que alrededor de seis ocasiones las curvas se abren, es decir existe un aumento del contenido de vesículas que se ve compensado con una disminución del contenido del vidrio que forma la matriz. Las erupciones que producen este tipo de lapilli denso generalmente forman columnas eruptivas estrechas, formando también plumas estrechas que se dirigen hacia una dirección determinada, esta es la razón para que este tipo de caídas están presentes sólo en determinadas secciones estratigráficas, en otros lugares las capas equivalentes están formadas únicamente por pequeños niveles de ceniza que en el mejor de los casos no han sido erosionados por el viento.

En dos niveles se reconoció "mezcla de magmas", en la muestra CH 111 E es mucho más evidente la presencia de dos tipos de magmas que en la muestra CH



111M donde las pómez son muy pequeñas y por ende de difícil reconocimiento mineralógico. En ambos casos la fase básica es más abundante que la fase ácida.

## 4.2 CARACTERIZACION GEOQUIMICA

La geoquímica es una herramienta importante que utiliza la Geología para poder diferenciar entre los diversos tipos de rocas que existe en la naturaleza en especial cuando presentan características petrográficas similares.

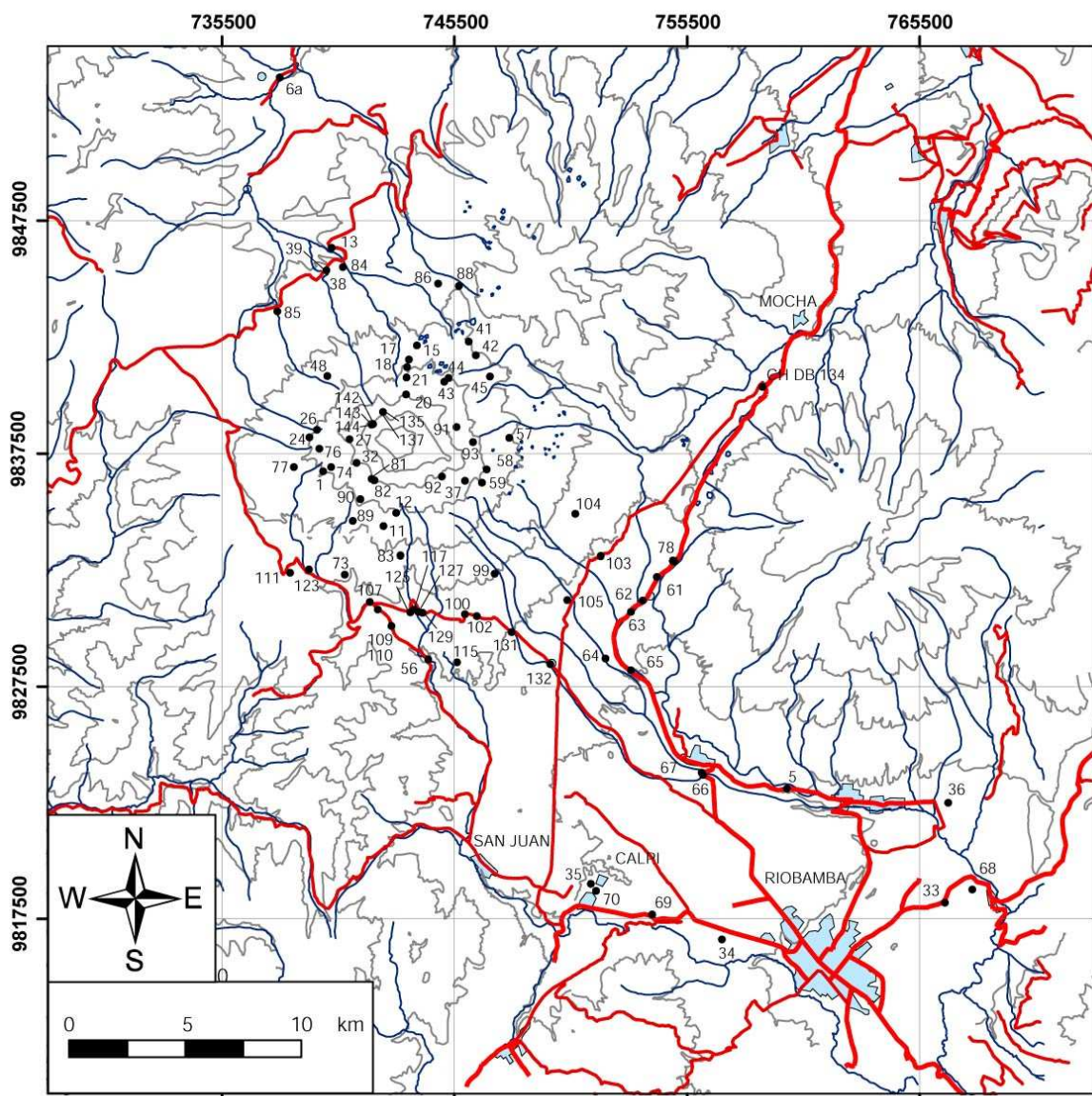


Fig. 4.6 Mapa con la ubicación de las muestras del CVCh que han sido analizadas geoquímicamente.

En los volcanes que tiene un largo periodo de vida y presentan varias etapas de construcción, las rocas que forman parte de cada uno sus edificios presentan características petrográficas y geoquímicas distintas, lo que permite diferenciarlos entre sí (p.e. Cayambe, Mojanda - Fuya Fuya, etc). En el caso particular del Chimborazo su tiempo de vida es relativamente corto, entre los edificios CH I y CH II los cambios petrográficos son sutiles, por lo tanto el uso de la geoquímica fue indispensable para diferenciar si una lava pertenecía a uno u otro edificio.

Para la caracterización geoquímica de CVCh se analizó un total de 174 muestras que involucraron: 35 muestras del CH I, que incluyen flujos de lava, flujos piroclásticos de tipo “block & ash” y una pómez de la ignimbrita de Peñas Blancas; 42 rocas de las principales litologías involucradas en la avalancha de escombros; 26 muestras del CH II, estas incluyen principalmente flujos de lava, 1 bloque de una brecha subglaciar y 4 muestras del material juvenil de los flujos piroclásticos de Aucacán. Adicionalmente se analizaron 72 muestras del Chimborazo III, donde se incluyen principalmente tefras y en menor grado al material juvenil involucrado en diversos depósitos de flujo piroclástico.

<b>Unidad</b>	<b>Depósitos</b>
CH I	Flujo de lava
	Block & ash
	Flujo piroclástico de Río Blanco
DAE-SE	DAE-SE
CH II	Flujo de lava
	Flujo piroclástico de Aucacán
	Brecha sub glaciar
Tefras	Tefras serie basal (CH II)
	Tefras serie superior (CH III)
CH III	Flujo de escoria
	Flujo piroclástico

**Tabla 4.1 En la columna de la izquierda se encuentran las unidades geológicas que han sido cartografiadas y que están representadas en los diagramas Harker. En la columna de la derecha se encuentran los diferentes depósitos que conforman las unidades. Las tefras y las rocas de DAE-SE serán graficados en diagrama independientes.**

Dada la abundancia de depósitos y por ende de análisis, se decidió presentar los datos en dos grupos, en primer lugar serán presentados los análisis geoquímicas por unidades, sin tomar en cuenta las tefras por facilidad de visualización (Tabla 4.1). En dos gráficos adicionales se graficarán los análisis de las tefras desglosado por edificios y en segundo lugar se plotearan los datos de las rocas encontradas en el DAE-SE.

#### 4.2.1 LOS ELEMENTOS MAYORES (ÓXIDOS)

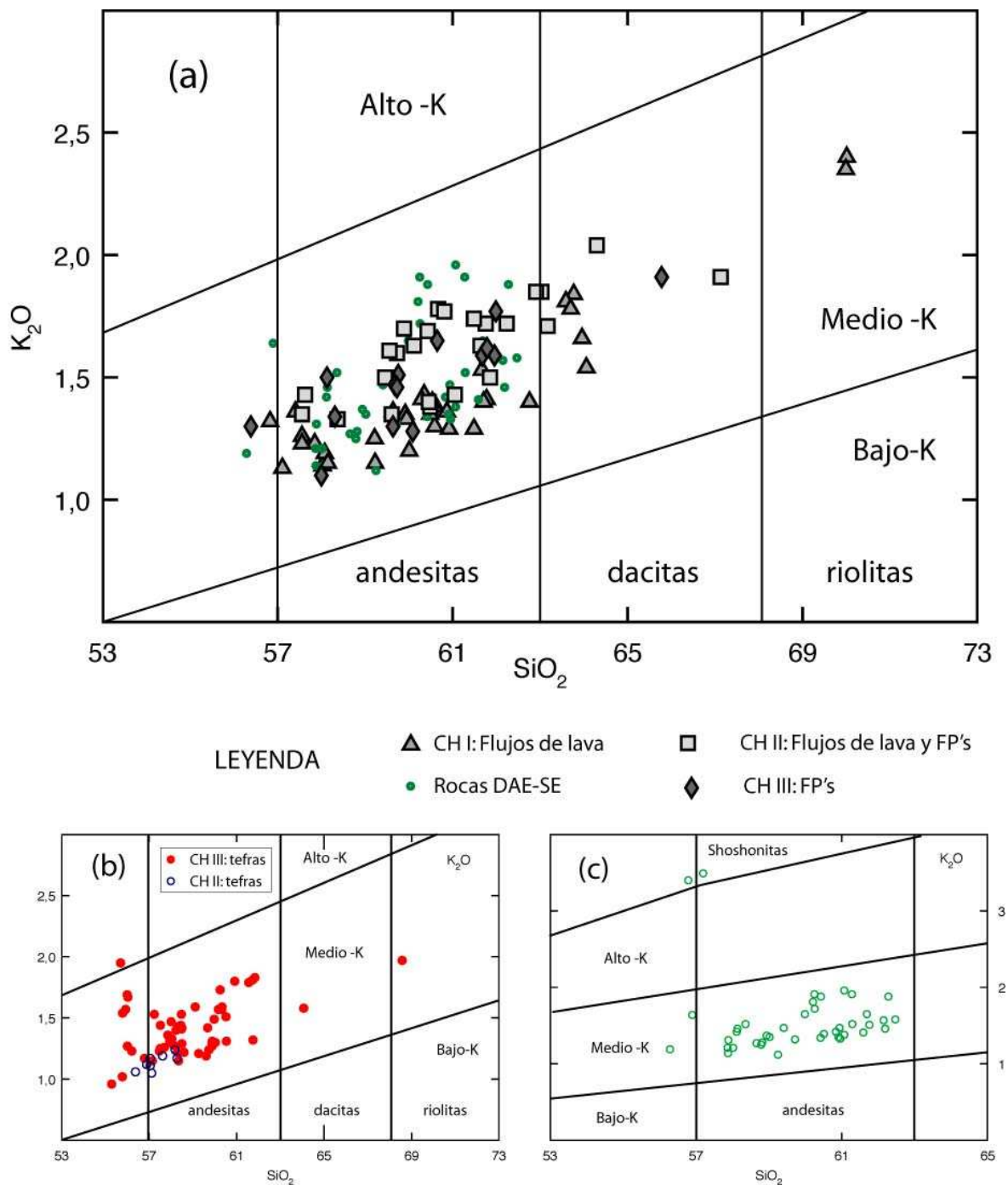
El rango de variación de sílice para la serie completa del complejo es de 55.3 a 70.0 % wt. El límite inferior corresponde a una gruesa caída ubicada en la parte inferior de la secuencia que forma el plateau occidental (CH DB 107L), mientras que el límite superior corresponde a la pómez de la ignimbrita de Peñas Blancas (Tabla 4.2).

% wt SiO <sub>2</sub>	CH I			CH II				CH III		
	Flujos de lava	Block & ash	FP de Peñas Blancas	Flujos de lava	Brecha subglaciar	FP's de Aucacán	Tefras	Flujos de escoria	Tefras	FP's
# muestras	30	4	2	21	1	4	18	5	48	8
Máximo	64.1	61.8	70.0	64.3		60.1	62.9	59.8	68.6	65.8
Mínimo	56.8	59.9	70.0	57.6		58.4	57.6	56.4	55.3	59.6
Promedio	60.2	61.3	70.0	61.1	67.1	59.4	58.9	58.4	59.8	61.7
Promedio general	60.8			60.2				59.0		

**Tabla 4.2 El cuadro muestra el rango de variación y el promedio de SiO<sub>2</sub> para cada una de las unidades descritas, así como el promedio general para cada uno de los edificios propuestos.**

Según el diagrama de clasificación química para rocas volcánicas de Peccerillo & Taylor (1976) (Fig. 4.6), la mayor parte de las rocas del CVCh se encuentran distribuidas al interior de los campos de las andesitas y dacitas, unas pocas muestras caen en el campo de las andesitas basálticas y tan sólo dos muestras caen en el campo de las riolitas, estas muestras corresponden a la ignimbrita de Peñas Blancas y una tefra del CH III (CH CE 111A). La mayor parte de las muestras se encuentran distribuidas en el campo del medio K, a excepción de dos muestras que se ven enriquecidas anormalmente en K alcanzando el campo de

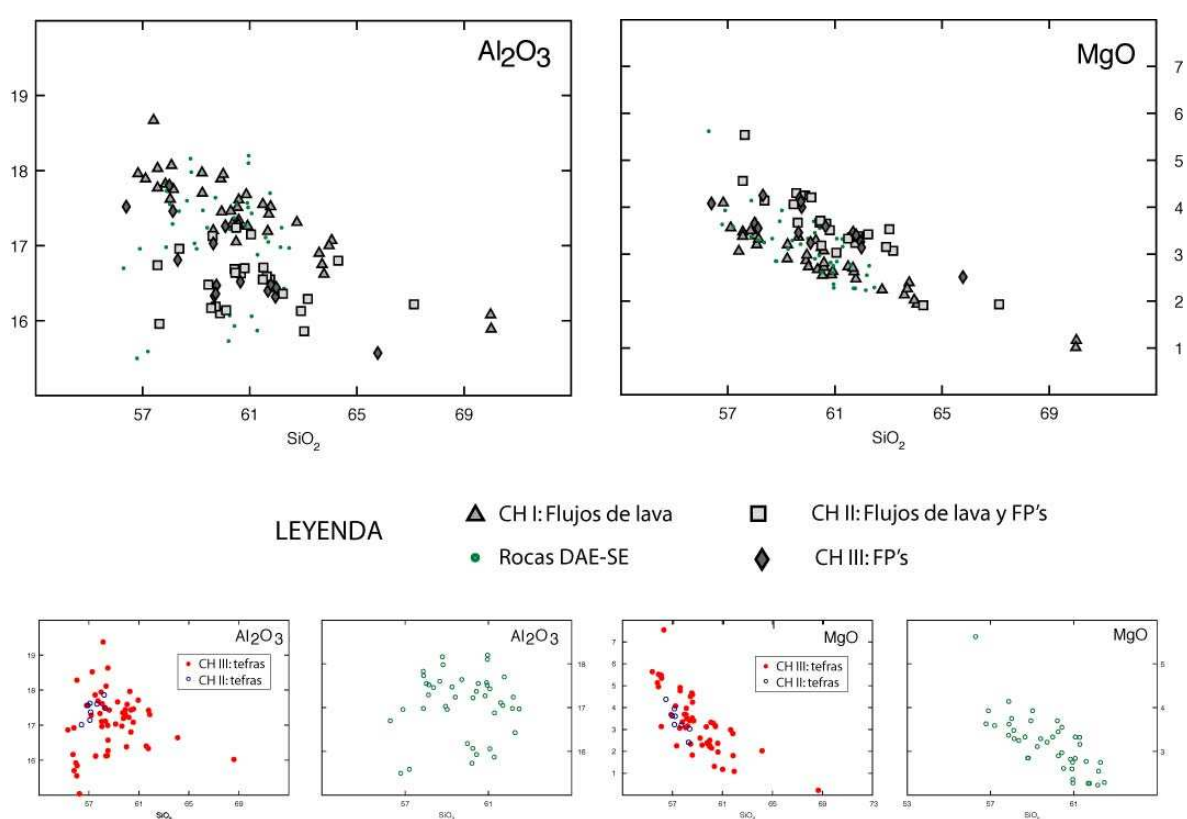
las Shoshonitas, los dos análisis corresponden a una sola roca encontrada en el DAE-SE y que con seguridad pertenece al Chimborazo (Fig. 4.7c).



**Fig. 4.7 Diagrama de clasificación geoquímica de rocas volcánicas según Peccerillo & Taylor (1976).**

El CH I forma una serie volcánica bien definida, los límites de la serie son 56.8 y 64.1 % wt. (Tabla 4.2), la que incluye diversos flujos lavas y depósitos

piroclásticos de tipo “block and ash”, la serie se extiende hasta 70.0 % wt. al incluir la ignimbrita de Peñas Blancas. Al utilizar los diagramas Harker se observa que las lavas del CH I se encuentran enriquecidas en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig. 4.8) y empobrecidas en  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{MgO}$  (Figs. 4.7 y 4.8) respecto a las series del CH II y CH III, quizás este aspecto sea uno de los criterios más fuertes en la distinción de las rocas del CH I respecto al resto de rocas del complejo, ya que como se ha visto en el Capítulo anterior, las diferencias petrográficas entre las lavas del CH I-superior y las lavas del CH II-A son muy escasas.



**Fig. 4.8 Diagramas de Harker para los óxidos mayores. Se observa que para algunos casos ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ) es fácil distinguir entre unidades, en especial la serie del CH I que se separa del resto de unidades posteriores.**

Las rocas analizadas del DAE-SE forman dos series geoquímicas, la serie principal se sobre pone sobre la serie del CH I (Fig. 4.7 y 4.8 -  $\text{MgO}$ ), argumento adicional que sustenta la hipótesis de que las rocas son parte del CH I. En cuanto

a la serie o nube de puntos que se encuentra separada por enriquecimiento (p.e.  $K_2O$ ; Fig. 4.7), pertenecen a rocas cuya petrografía indica que son rocas del CH I.

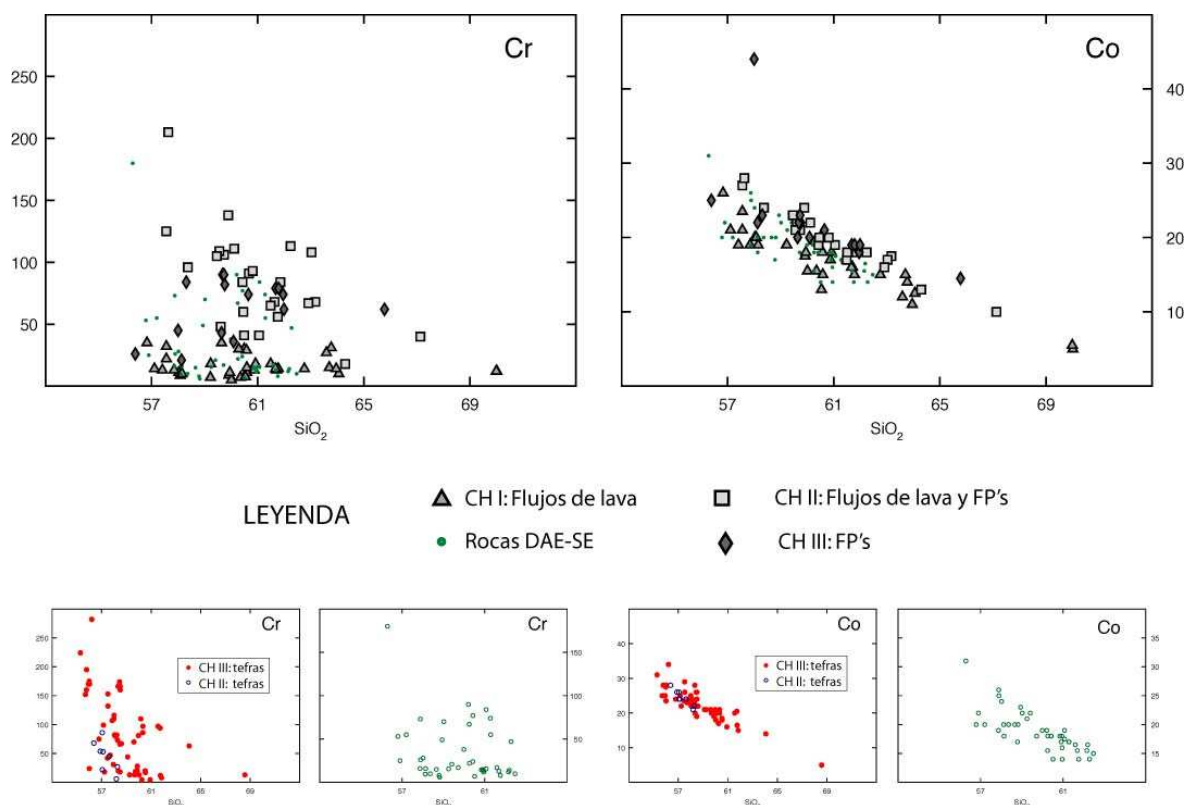
El porcentaje de  $SiO_2$  para el Chimborazo II varía entre 57.6 y 67.1 % wt de  $SiO_2$  (Tabla 4.2). La serie CH II presenta mayor dispersión que la serie CH I. En el gráfico  $K_2O - SiO_2$  varias muestras se sobrepone a la serie del CH I, sin embargo por cartografía conocemos que son rocas que provienen de las aristas que descienden directamente de la cumbre central (CH II).

Para el caso del CH III, se complica la interpretación debido a la gran dispersión de sus datos. El contenido de  $SiO_2$  para la totalidad de la serie varía entre 55.3 y 68.6 % wt. Si consideramos únicamente las muestras correspondientes a flujos piroclástico (Fig. 4.7a), observamos que también existe dispersión pero en menor grado que en el caso de las tefras (Fig. 4.7b). En definitiva, se trata de una serie dispersa que se ubica entre las series CH I y CH II (Fig. 4.7a y 4.8).

#### 4.2.2 LOS ELEMENTOS EN TRAZA

Los diagramas de Harker para los elementos de transición son de gran ayuda para distinguir entre cada una de las series estudiadas. Al igual que en los óxidos mayores, las rocas del CH I forman una serie empobrecida en estos elementos respecto a las otras dos series (Fig. 4.9). Para el caso del Co se puede ver con claridad la presencia de tres series bien definidas (CH I, CH II y CH III), nuevamente la serie CH III se ubica entre las series CH I y CH II (Fig. 4.9 - Co). La mayor parte de las rocas del DAE-SE nuevamente recubren el campo de la serie del CH I. Para el caso del Cr, la serie del CH II se encuentra notablemente enriquecida, lo que permite una diferenciación fácil de esta serie respecto a las lavas del CH I.

Finalmente, las tefras “con afinidad de tipo Puñalica” se encuentran muy enriquecidas en elementos de transición, en especial en Cr que supera los 150 ppm (Fig. 4.8). Para el caso de las tefras del CH II, no se observa un enriquecimiento importante de Cr como el observado con sus lavas.

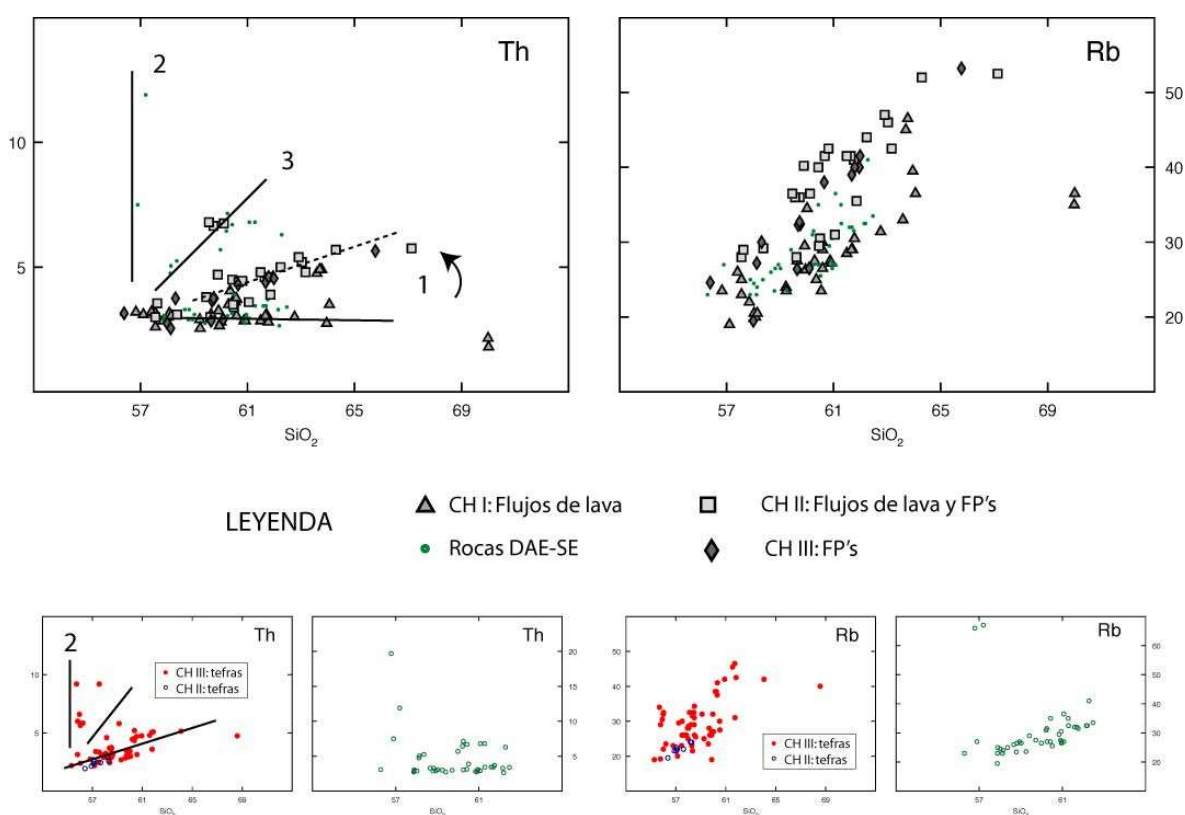


**Fig. 4.9 Diagramas de Harker para los metales de transición Cr y Co. En los diagramas adjuntos se presentan individualizadas las tefras y las rocas del DAE-SE.**

En cuanto a los elementos LILE (Large Ion Lithophile Element), observamos que en el gráfico del Th (Fig. 4.10 - Th) se forman tres tendencias, la más importante formada por la mayoría de las rocas muestran un leve incremento de Th respecto al  $\text{SiO}_2$  (trend 1), en segundo lugar un pequeño pero importante grupo de muestras (trend 2) presenta un rápido incremento de Th respecto el  $\text{SiO}_2$  (afinidad de tipo Puñalica) y finalmente un grupo minoritario de muestras que se ubica intermedio entre las dos (trend 3). Los dos primeros grupos representarían “polos magmáticos” independientes, mientras que el “trend” intermedio puede ser el resultado de la mezcla de los dos polos magmáticos o el resultado de una mayor diferenciación, este aspecto será dilucidado en un futuro cuando se realice la petrología de las lavas del Chimborazo. Hay que notar que estos tres campos están formados por rocas de los diferentes edificios volcánicos, lo que nos indica que las dos fuentes de lava existieron a lo largo de toda la vida del complejo, las

cuales funcionaron la mayor parte del tiempo independientemente pero que en determinadas ocasiones se mezclaron.

En el gráfico Harker del Rb (Fig. 4.10 - Rb) la Ignimbrita de Peñas Blancas del CH I, una muestra del CH II y la muestra CH DB 111A del CH III, todas ellas con un contenido de sílice superior a 67% vol. presentan un comportamiento compatible con el sílice, contrario a la tendencia general y por lo tanto provocando que los diagramas cambien su pendiente bruscamente.



**Fig. 4.10 Diagrama Harker para dos elementos LILE Th y Rb. Observe que en el diagrama de Rb las series CH I, CH II y CH III - tefras cambian abruptamente su pendiente al superar los 67% vol. de SiO<sub>2</sub>.**

Los elementos HFSE (High Field Strength Elements), presentan comportamientos diferentes para cada elemento, es así que para el caso del Zr se puede observar que las series del CH II y CH III forman una serie bastante consistente y con correlación positiva respecto al sílice, no así para la serie del CH I que presenta gran dispersión, observándose incluso una doble tendencia (Fig. 4.11 – Zr). En



cuanto a los elementos HREE (Heavy Rare Earth Elements), vemos que todas las series presentan gran dispersión (Fig. 4.11 – Yb).

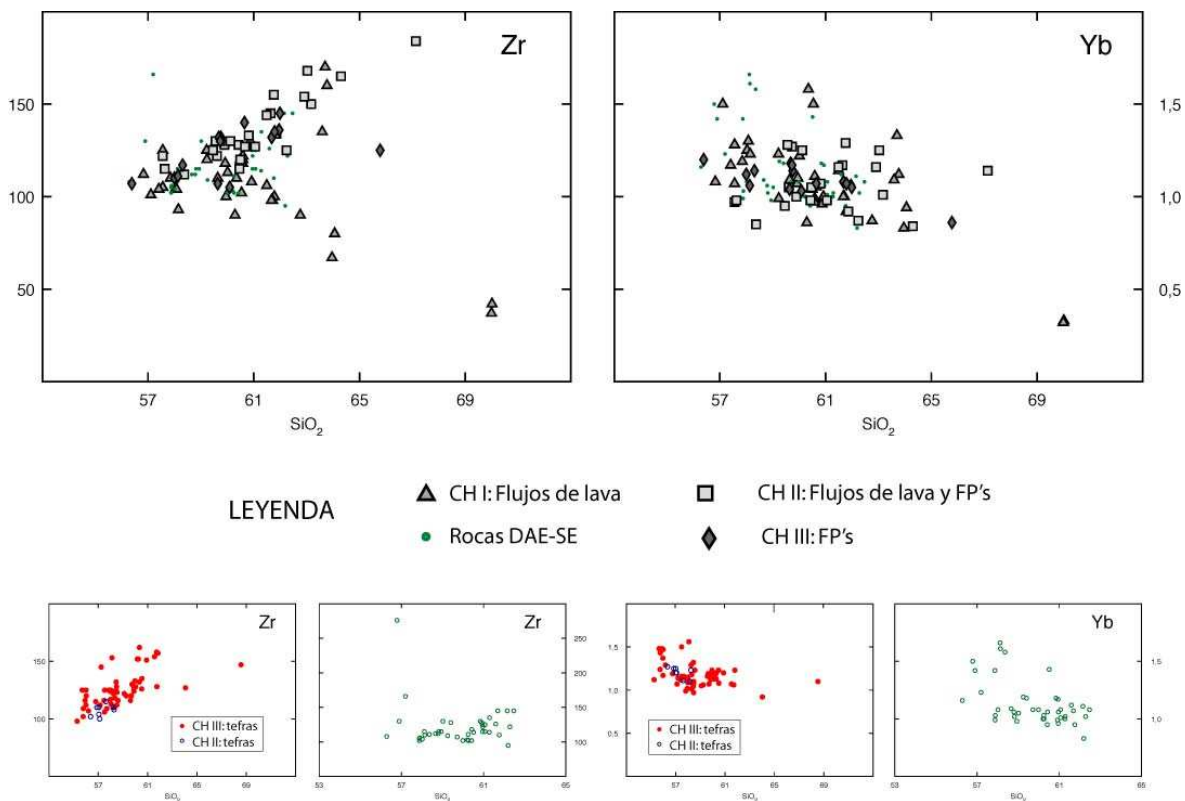


Fig. 4.11 Diagramas Harker para un elemento HFSE (Zr) y un elemento HREE (Yb).

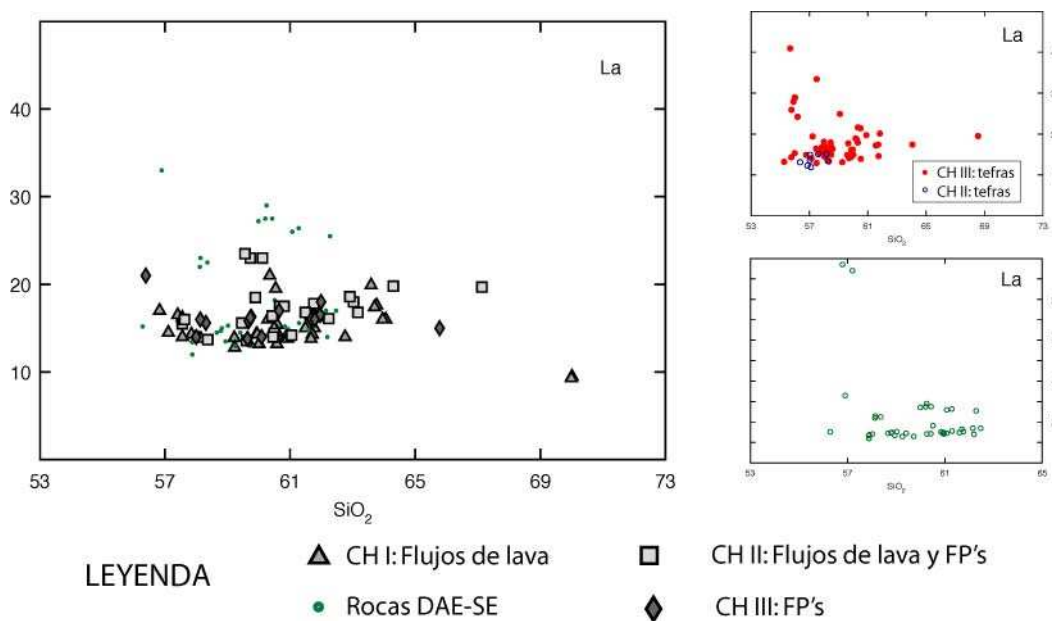


Fig. 4.12 Diagramas Harker de un elemento LREE (La).

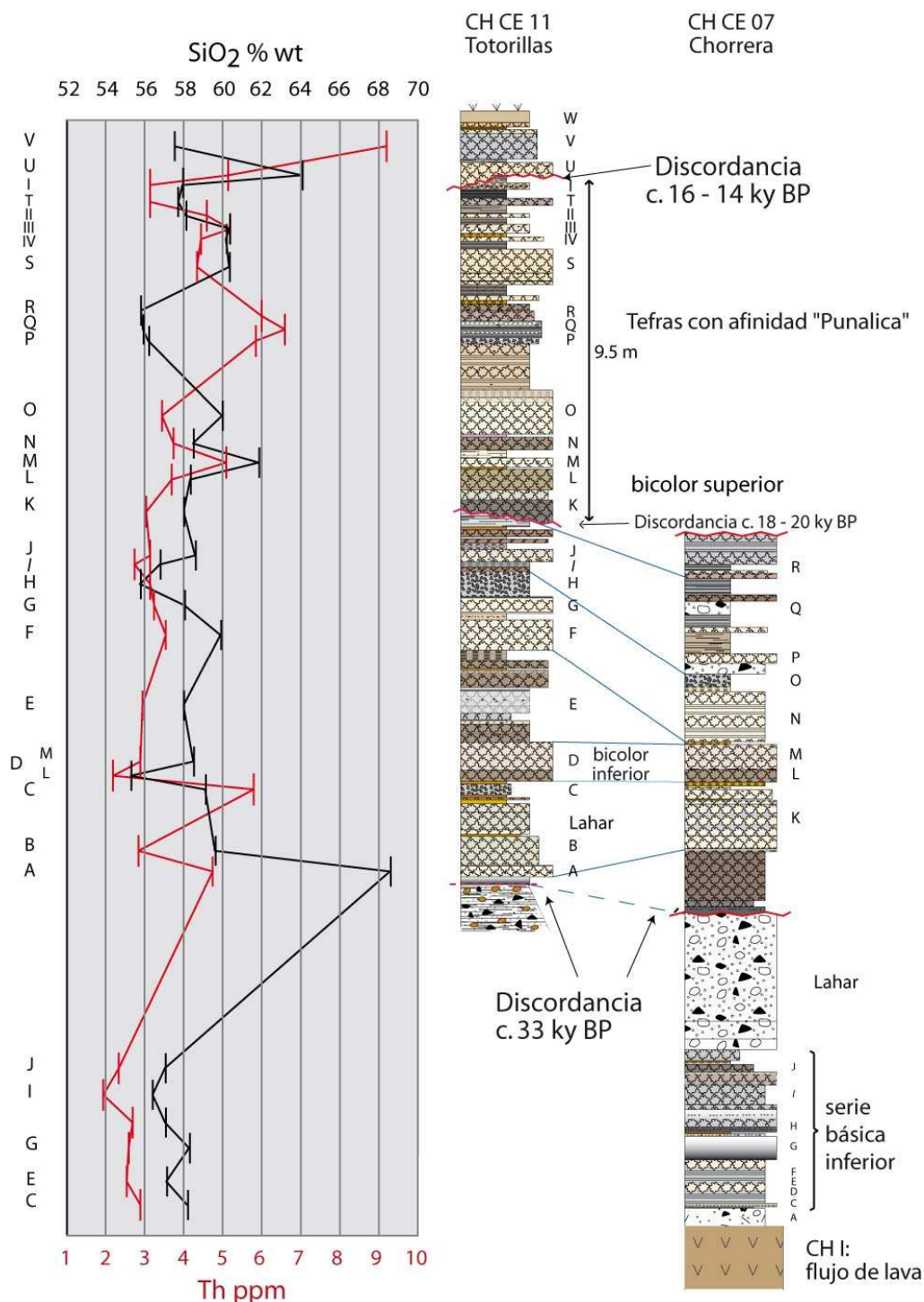
Respecto a los elementos LREE (Light Rare Herat Elements) su comportamiento no es claro y no permite diferenciar una serie de la otra. En la figura 4.12 se aprecia un enriquecimiento para determinadas muestras de las series CH II, DAE-SE y unas pocas tefras del CH III como ya fue observado en el caso del Th, pero en esta ocasión también se observa un enriquecimiento para unas pocas muestras del CH I.

#### 4.2.3 GEOQUÍMICA DE LAS TEFRAS

Para realizar el estudio geoquímica de la tefras se han escogido dos secciones estratigráficas representativas ubicadas al Suroeste del volcán (Fig. 4.13). En el tercio inferior de la serie se ubican las tefras pertenecientes al CH II, mientras que en los dos tercios restantes se ubican las tefras pertenecientes al CH III (Fig. 4.12). En el diagrama  $K_2O$  vs  $SiO_2$  presentado en la figura 4.6 se observa que las tefras del CH III se encuentran más enriquecidas en K respecto a las tefras del CH II. Por otro lado, en la mayoría de los diagramas Harker presentados anteriormente las tefras del CH II se alinean coherentemente, mientras que las tefras pertenecientes al CH III muestran mayor dispersión, en especial las tefras que caen en el campo de las andesitas básicas (ver Figs. 4.6 y 4.9). Para entender de mejor manera la dispersión observada, se ha realizado un gráfico que muestra el contenido de  $SiO_2$  y Th en función de la estratigrafía (Fig. 4.12), se escogió el Th porque es el elemento que mayor variación presenta.

El contenido de Th es directamente proporcional al contenido de  $SiO_2$  en la mayoría de tefras (elemento incompatible), sin embargo hay cuatro tefras pertenecientes al CH III (p.e. CH DB 111C, 111H, 111P y 111D) que muestran un comportamiento distinto y que ocasiona que las dos curvas se crucen (Fig. 4.12), hay que notar que todas las tefras citadas son andesitas básicas enriquecidas en Th y en otros elementos LILE, LREE (p.e. Ba, Sr, La, Ce) y metales de transición (Fig. 4.9). Precisamente, la capa guía iota ( $\iota$ ) se encuentra formada por una serie de tefras cuya relación Th/ $SiO_2$  es "anómala", esta característica geoquímica permitió reconocer a esta capa en otros lugares donde su reconocimiento fue difícil. La presencia de varias capas con características geoquímicas similares a lo largo de la secuencia estratigráfica nos hace pensar que este tipo de magmas es

frecuente durante la construcción del CH III aunque no podemos hablar de ciclicidad por falta de un buen control cronológico.



**Fig. 4.13** Variación de SiO<sub>2</sub> y Th en función de la tefro-estratigrafía, se observa que en general el contenido de SiO<sub>2</sub> y Th se incrementa en el tiempo, obsérvese también que las curvas se cruzan anómalamente en varias ocasiones.

## CAPITULO 5

# HISTORIA GEOLOGICA DEL COMPLEJO VOLCANICO CHIMBORAZO

### 5.1. CHIMBORAZO I

Durante las primeras fases de construcción del edificio volcánico se produce la emisión de potentes flujos de lava emitidos directamente sobre rocas del basamento (Grupo Zumbahua al Oeste y volcánicos basales del Carihuairazo al Este), actualmente es posible observar tan solo unos pocos flujos de lava de este periodo al Noreste del volcán. Posteriormente, la acumulación de decenas de flujos de lava de espesor y textura similar forman un estratocono amplio de ~ 6200 m de altura (Fig. 5.1a). Hacia el final del periodo de construcción del CH I se produce la emisión de flujos de lava más diferenciados, paralelamente se produce un evento explosivo de tamaño moderado donde es emitida la ignimbrita de Peñas Blancas. Al interior de dicha depresión se formó un grupo de domos somitales, asociados a los cuales se emplazaron varios depósitos de flujo piroclástico de tipo “Block & ash” y dos flujos de lava de tipo “domo colada” los cuales representan los únicos vestigios de su existencia (Fig. 5.1b).

Seis dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  se han llevado a cabo con el fin de conocer la edad de funcionamiento del CH I (Tabla 5.1), las edades encontradas fluctúan entre  $93 \pm 5$  y  $66 \pm 6$  ka AP, todas ellas corresponden a la segunda etapa de construcción (CH I – superior), se piensa entonces que las primeras emisiones de lava sucedieron entre (?) 150 ka y 100 ka AP.

Finalmente, el edificio del CH I y sus domos somitales adquiere un tamaño considerable lo que induce la desestabilización del edificio y con la consecuente formación de una caldera de avalancha en forma de herradura de aproximadamente 4 km de diámetro (Fig. 5.1c). La principal causa del colapso es la intrusión de un volumen considerable de magma que habría desestabilizado los flancos superiores del volcán, esta hipótesis se ve respaldada por la presencia de

bombas con fracturas de enfriamiento dispersas en las facies de matriz del DAE-SE. La avalancha descendió hacia el Sureste, donde el Nudo de Sanancajas actuó como barrera para que la avalancha no se derramara hacia el Norte, inmediatamente chocó contra el flanco inferior Oeste del volcán Igualata, para luego ser canalizada entre los volcánicos Sicalpa y el flanco Suroeste del volcán Igualata para posteriormente rellenar la cuenca de Riobamba, la avalancha recorrió cerca de 34 km, lugar donde chocó contra el basamento metamórfico provocando el represamiento del río Chambo formando un embalse, lugar donde se depositaron varios cientos de metros de sedimentos lacustres (Anexo 1 – Mapa geológico).

En base a la datación de un depósito de flujo piroclástico ubicado varios niveles estratigráficos sobre la avalancha la cual dio una edad de  $42.6 \pm 0.5$  ka AP. Por lo tanto se estima que la edad más probable para la avalancha Sureste es de  $\sim 50$  ka AP.

## **5.2 CHIMBORAZO II**

Posterior al colapso del CH I se inicia la construcción de un segundo edificio volcánico. El nuevo ventó (CH II-A) se ubica sobre el borde Este y Sureste de la caldera de explosión. Los flujos de lava que descendieron hacia los flancos Noreste y Sur, sobrecorrieron los flancos de CH I adoptando su misma inclinación, mientras que los flujos de lava que descendieron hacia el lado Oeste ingresaron al interior de la caldera del CH I (Fig. 5.1d) formando un estratocono espigado de aproximadamente 6000 m de altura.

Con el tiempo la actividad magmática sufre una continua migración hacia el Este, un nuevo ventó aparece en el flanco Sureste del edificio central. Los depósitos de flujo piroclástico de Aucacán representan posiblemente la apertura de este nuevo centro eruptivo. El nuevo cono adquiere rápidamente una altura considerable, casi equiparable a su antecesor, desde este ventó son emitidos los flujos de lava de Guano, el más representativo de ellos tiene una longitud de 22 km, dada su gran extensión los flujos de lava de Guano llegaron a sobrecorrier el ya erosionado

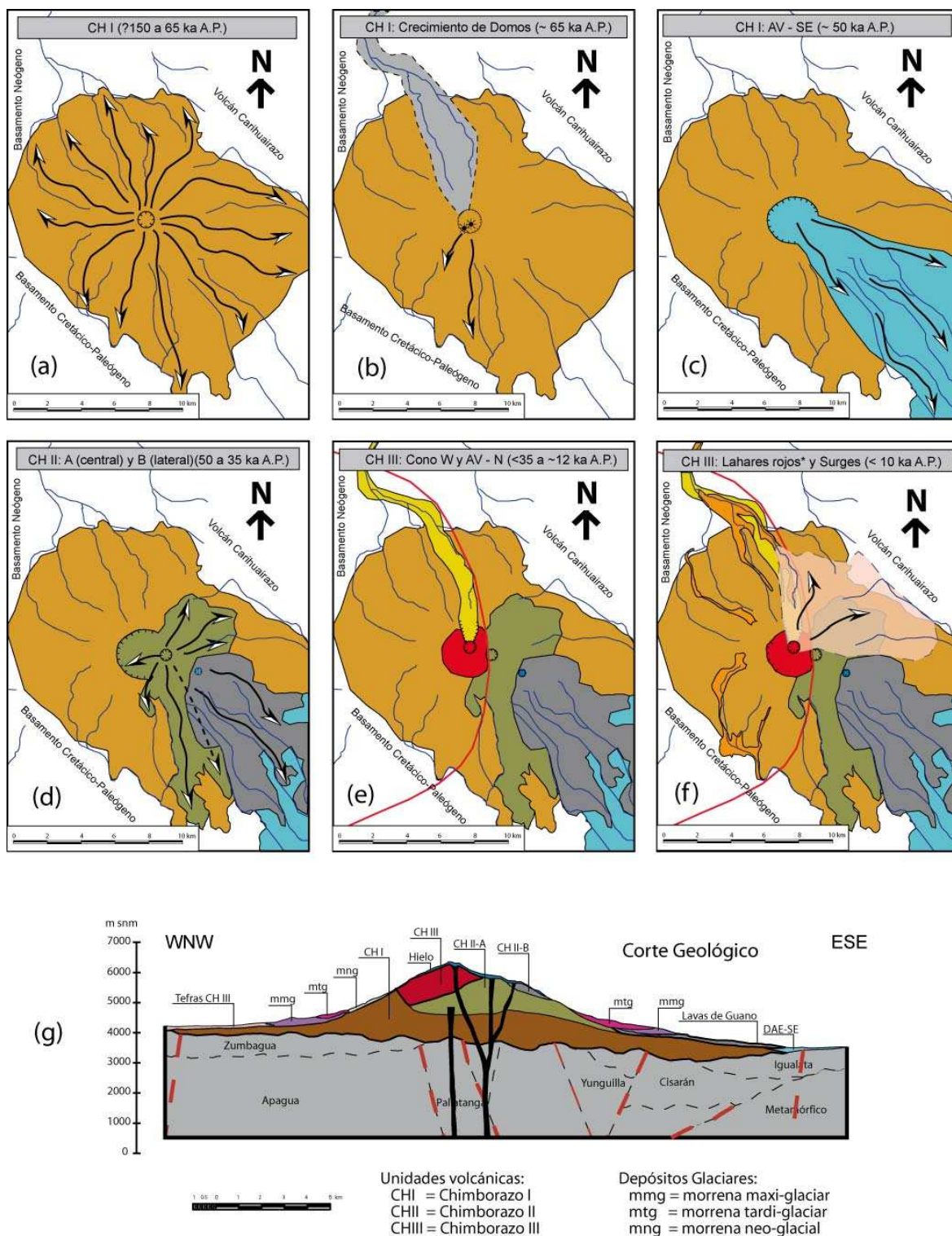
depósito de avalancha, para lo cual siguieron las diferentes quebradas que se desarrollaron en su interior (Fig. 5.1 d).

La edad de funcionamiento de este edificio no es bien conocida, sin embargo se cuentan con dos dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y dos dataciones  $^{14}\text{C}$  de un mismo depósito de flujo piroclástico realizadas en diferentes lugares (Tabla 5.1). Las edades oscilan entre  $42.2 \pm 1.5$  y  $37 \pm 9$  ka AP. Por otro lado, se conoce que sus depósitos se encuentran cubiertos por las morrenas del maxi-glaciar, por lo tanto el funcionamiento del CH II comprende entre  $\sim 50$  y  $\sim 35$  ka AP.

### 5.3 CHIMBORAZO III

El edificio del CH III se construye al interior de la caldera de avalancha del CH I y en forma discordante con el edificio del CH II-A, producto de una nueva migración del volcanismo, en este caso hacia el Oeste (Fig. 5.1e). Se trata de un estratocono simétrico formado por la intercalación de flujos de escoria, flujos piroclásticos de tipo “St; vincent” y gruesas caídas de tefra. La combinación de su gran altura (6268 m), la fuerte inclinación de sus flancos y por contar con una importante cobertura glaciar, lo convierte en uno de los más imponentes volcanes del Ecuador. Durante esta época se formaron importantes columnas eruptivas que generaron abundantes caídas de piroclastos en especial al occidente del volcán (Anexo 1 – Mapa Geológico). El denominado “plateau occidental” es el resultado de la acumulación de varias decenas de tefra que se acumularon desde hace  $\sim 33$  ka hasta hace  $\sim 14$  ka (?).

Este edificio sufrió un pequeño colapso que afectó una parte de su flanco Norte (Fig. 5.1e). Los depósitos de la avalancha de escombros Norte (DAE-N) sobreyacen a las morrenas del periodo maxi-glaciar. Por otro lado, un grupo de morrenas de joven apariencia rellena el profundo valle formado al interior del DAE-N, nosotros interpretamos que estas morrenas pertenecen al periodo tardi – glaciar. Por lo tanto, la avalancha de escombros Norte habría ocurrido entre 14 y 12 ka AP.



**Fig. 5.1** Esquema que muestra la historia geológica del CVCh (a – f). Las flechas indican la distribución de los depósitos. Las edades sugeridas en cada gráfico han sido interpretadas a partir de las edades absolutas disponibles a la fecha (ver tabla 5.1). En la figura g se muestra el corte geológico realizado con un rumbo aproximado NW-SE (ver Anexo 1 – Mapa Geológico).

Otro aspecto importante, es la ocurrencia de varios flujos de escombros (tipo lahar) que por su color distintivo reciben el nombre de lahares rojos. Los depósitos de río Colorado al Norte y Totorillas al Suroeste son los más representativos formando extensas planicies de inundación. La edad en la que ocurrieron estos flujos es desconocida, tampoco se ha identificado si existe relación con actividad volcánica. Durante la última década se han producido varios lahares rojos de poca importancia relacionados a épocas de intenso calor (p.e. fenómeno del niño). En la literatura se reporta una época de calor intenso registrada hace aproximadamente 8500 – 6500 a AP., por lo que nos atreveríamos a pensar que los dos lahares rojos de importancia ocurrieron en esta época.

Nº Muestra	Nº análisis	Edad (AP)	Datación	Laboratorio	Naturaleza	Edificio
CH DB 24	M1755	93 ± 5 ka	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (plateau)	UMR 6526 Geosciences Azur Université Nice, Francia	Flujo de lava	CH I
CH DB 27	M1757	83 ± 7 ka			Flujo de lava	
CH DB 48	M1876	74 ± 9 ka			Flujo de lava	
CH DB 72	M1822	76 ± 6 ka			Flujo de lava	
CH DB 43	M1851	72 ± 10 ka			Flujo de lava	
RIO 84	M1848	66 ± 6 ka			Flujo de lava	
CH DB 10G	GrA-24397	42.6 ± 0.5 ka	$^{14}\text{C}$ - AMS	Centrum voor Isotopen Onderzoek Groningen, Holanda	Surge	CH II
CH DB 120D	GrN-29208	42.2 ± 1.5	$^{14}\text{C}$		Flujo Piroclástico	
CH DB 44	M1797	37 ± 9 ka	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (plateau)	UMR 6526 Geosciences Azur Université Nice, Francia	Flujo de lava	CH III
CH DB 59	M1847	39 ± 7 ka			Flujo de lava	
CH DB 55D	GrA-26338	5310 ± 40 a	$^{14}\text{C}$ - AMS	Centrum voor Isotopen Onderzoek Groningen, Holanda	Surge	CH III
CH DB 55 E	GrN-29335	2760 ± 60 a	$^{14}\text{C}$		Suelo	
	GrN-29479	2760 ± 50 a			Suelo	
CH DB 55C	GrN-28710	1750 ± 40 a			Surge	
CH DB 55B	GrN-28709	880 ± 70 a		Suelo		

**Tabla 5.1** La tabla presenta las edades obtenidas, el tipo de datación realizada y el laboratorio encargado de realizar el análisis para cada uno de los depósitos. Las edades han sido agrupadas por edificios. En tonos de grises se señalan las muestras que pertenecen a un mismo depósito o muestras con doble análisis.

Finalmente, pequeñas erupciones han producido varios flujos piroclásticos de tipo “surge”, eventos restringidos a los flancos mismos del cono y que han sido preservados en los flancos Este y Noreste del volcán (Fig. 5.1f). Al momento se han identificado al menos siete (7) depósitos de surge, dos de los cuales han sido datados en 5310 ± 40 y 1750 ± 40 a AP. El último evento habría ocurrido hace ~



1000 a AP y que el volcán habría experimentado una erupción cada mil años durante los últimos 5000 años.

## **CAPITULO 6**

### **DISCUSIÓN DE LOS PELIGROS VOLCANICOS ASOCIADOS CON EL CVCh**

El “Mapa de Peligros Volcánicos Potenciales Asociados con el Volcán Chimborazo” (Beate et al., 1990) publicado por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional muestra las zonas que serían afectadas por el impacto de diferentes fenómenos volcánicos que ocurrirían si se llega a producir una reactivación de este volcán o simplemente relacionados a la inestabilidad de sus flancos (Fig. 6.1). Los fenómenos volcánicos que se producen durante una erupción son: flujos piroclásticos (FP), flujos de lava (FL), caídas de piroclastos, gases volcánicos, flujos de escombros o lahares y avalanchas de escombros volcánicas (AEV). Los lahares son de dos tipos, los lahares primarios son el resultado de la interacción de flujos piroclásticos o de flujos de lodo con el casquete glaciar, mientras que los lahares secundarios se producen cuando la lluvia removiliza los depósitos volcánicos primarios (FP y tefras). En el caso de las avalanchas de escombros existen diversos parámetros que facilitan la desestabilización del edificio, estos pueden ser relacionados a actividad volcánica o tectónica.

Para el caso del Volcán Chimborazo, Beate et al. (1990) han definido dos zonas de peligro para los flujos piroclásticos y lahares, el límite entre la zona de máximo y menor peligro está basado en el conocimiento de la naturaleza de los fenómenos volcánicos convalidado con el conocimiento geológico del volcán, sin embargo hay que mencionar que los límites no son exactos, por lo tanto pueden variar. La zona de mayor peligro significa que durante una erupción “típica” del volcán, el área representada podría ser devastada por flujos piroclásticos y/o flujos de lodo, además serían afectadas por la caída de rocas, ceniza y polvo. La zona de menor peligro es una extensión de la zona de mayor peligro y es determinada por la ocurrencia de una erupción mayor, que en general tiene una baja probabilidad de ocurrir. Para el caso de las caídas de piroclastos se han delimitado tres zonas con diferente grado de afectación, mientras que para en

caso de avalancha se ha definido una sólo zona de posible afectación. Finalmente, en lo que se refiere a gases volcánicos se define una sólo zona de afectación y que está restringida al cráter del volcán.

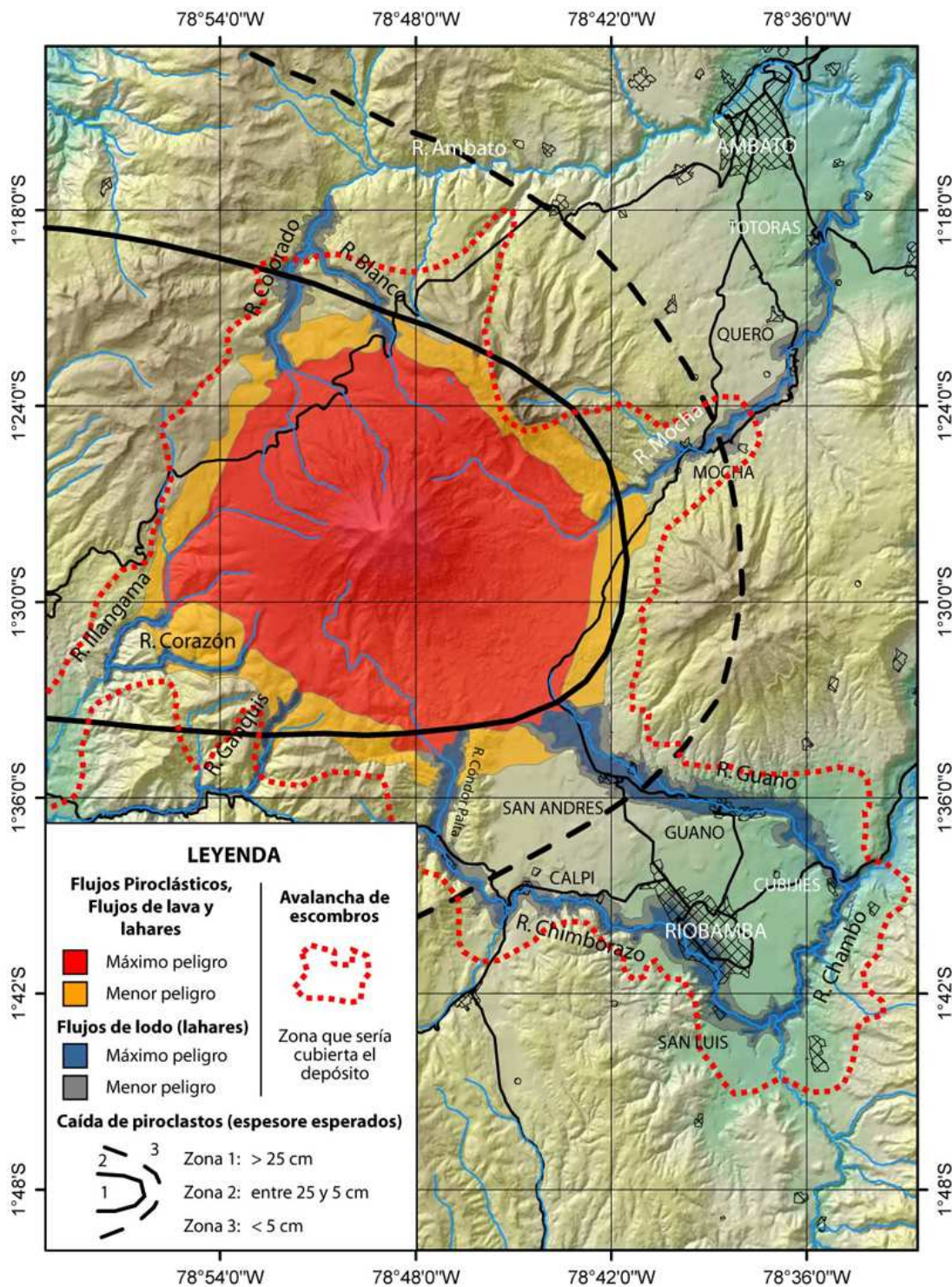


Fig. 6.1 Mapa de los peligros volcánicos asociado al Volcán Chimborazo, Modificado de Beate et al. (1990).

A continuación presentaremos un resumen corto de los aspectos más importantes de cada uno de los fenómenos volcánicos, colocando mayor énfasis en el área que sería afectada.

### **Flujos de lodo (lahares)**

**Explicación:** “Son un fenómenos comunes cuando abunda el agua, ya sea por la fusión del casquete glaciar, por un lago en el cráter, por lluvias fuertes o cuando un flujo piroclástico entra en contacto con un río o laguna... Debido al gran volumen de hielo y nieve cubriendo el volcán Chimborazo, los lahares e inundaciones asociadas son considerados entre los peligros más importantes que presenta el volcán. Existen peligros por lahares en la zona roja del mapa y a lo largo de los ríos que nacen en sus flancos. La franja de mayor peligro por lahares es mostrada en color azul, estos podrían alcanzar hasta 80 m de altura en las partes encañonadas de los ríos. La franja de menor peligro indicada en gris, abarca el área hasta 120 m sobre el nivel del cause actual de los ríos. Los ríos que serían afectados por la ocurrencia de lahares son: Blanco, Ambato, Mocha, Patate, Pastaza, Guano, Chimborazo, Chambo y Guaranda. En el Oriente y la Costa se esperarían crecidas de sólo unos pocos metros...

...El riesgo asociado con este fenómeno es grande debido a que viven muchas personas y existe infraestructura importante en las áreas de mayor y menor peligro. Las poblaciones en mayor peligro son las partes bajas de Riobamba, San Luis, Cubijíes, Guano, San Andrés y Totoras. Solamente en el caso de una erupción o avalancha muy grande podría ser afectada una mayor parte de Riobamba, Calpi, Mocha y Quero. Además de carreteras, el poliducto y algunas plantas hidroeléctricas de baja capacidad, la infraestructura más importante a ser afectada podrían ser los proyectos hidroeléctricos Agoyán y San Francisco, localizados en las cercanías de la ciudad de Baños”.

**Comentario:** En lo que se refiere a los mecanismos de generación de lahares es evidente que la presencia del casquete glaciar es una fuente de agua potencial para la generación de flujos de lodo, sin embargo también se hace referencia a la

presencia de reservorios subglaciares a nivel del cráter como mecanismo teórico de generación de lahares. A continuación presentamos dos evidencias que sustentan la alta probabilidad de que se produzcan flujos de lodo por la liberación de agua desde un reservorio de agua ubicado al interior del cráter. En primer lugar, y durante el proyecto de perforación del casquete glaciar del Chimborazo realizado por glaciólogos Franceses y Suizos (J-D. Taupin, com. per.), se determinó la existencia de un reservorio de agua al interior del cráter actual del volcán, aunque no se conoce el tamaño del reservorio, tampoco si se trata de un reservorio intra o inter - glaciar, es evidente que el agua albergada al ser liberada súbitamente generaría un importante flujo de lodo, la energía potencial combinada con la fuerte inclinación de sus flancos y la abundancia de material suelto (morrenas y tefras) lo convierte en uno de los mecanismos más peligrosos y que puede ser disparado por actividad volcánica o sin ella. En segundo lugar y a lo largo de los últimos 10 000 años, se han identificado dos depósitos de flujo que al parecer no parecen estar relacionados con actividad magmática y que se encuentran rellenando dos de los más importantes valles que nacen del volcán, se trata del valle del río Colorado al Norte y el valle del río Totorillas al Suroeste. Se piensa que estos flujos de lodo están relacionados con épocas de calor intenso que produjo una súbita liberación de agua probablemente desde un reservorio intra – glaciar. Un fenómeno parecido ocurre constantemente cuando se producen veranos intensos y descienden pequeños flujos de lodo que llegan a cerrar la carretera Ambato – Guaranda a la altura de Pogyos.

Aunque no se menciona cual fue la metodología adoptada para delimitar las zonas que serían afectadas por los lahares, nosotros interpretamos que son el resultado de la interpolación y extrapolación de varios cortes geológicos donde se observaron depósitos de lahares. Nosostros sugerimos que en un futuro se realicen barridos con modelos numéricos modernos (p.e. LAHAR-Z) que permiten conocer de mejor manera las zonas que se verían afectadas por el impacto de lahares.

Finalmente, tampoco se menciona en el texto explicativo que las partes bajas de la ciudad de Ambato y de Guaranda también serían afectadas, así como

pequeñas comunidades de indígenas que habital junto y a lo largo de los ríos Colorado, Blanco y Chimborazo.

### **Flujos Piroclásticos**

**Explicación:** “...En base a estudios detallados de erupciones pasadas del Chimborazo, se sabe que tales flujos no son comunes y que en la mayoría de los casos se han restringido al pie del volcán. En el mapa de peligros (Fig. 6.1) se presenta en rojo la zona donde existe el máximo peligro por la ocurrencia de flujos piroclásticos. Se determinó esta zona combinando los límites de los depósitos mapeados con el determinado aplicando el concepto de la línea de energía, para lo cual se asumió sue su origen sería por colapso de la columna eruptiva a los 500 m sobre la cumbre y una línea de energía de 15°. Pa ra la zona de menor peligro, indicada en color naranja, se asumió que el colapso de la columna ocurriría a los 1000 m y una línea de energía de 15°, pero, la posi bilidad de que se produzca una erupción de esta magnitud es remota.

El riesgo asociado con los flujos piroclásticos es bajo, debido a que las zonas que potencialmente podrían ser afectadas se encuentran casi totalmente desplobadas y desprovistas de infraestructura importante. Sin embargo, se podrían generar flujos de lodo al fundirse el hielo y la nieve o al entrar los flujos piroclásticos en los ríos que podrían causar la muerte y destrucción a lo largo de los ríos y quebradas”.

**Comentario:** Durante el presente estudio se ha observado que la ocurrencia de flujos piroclásticos es un fenómeno bastante común en especial durante la construcción del CH III, al contrario de las observaciones realizadas por Beate et al. (1990). Se han encontrado dos tipos de depósitos relacionados con flujos piroclásticos. La mayor parte han formado espesos mantos de escoria los que han sido preservados en los flancos del volcán y tan sólo unos pocos han sido depositados en los pies del volcán a varios kms del vento. Los flujos de escoria han sido formados por el desbordamiento del material piroclástico sobre el borde del cráter (boiling over). Otro tipo de depósito encontrado están formados por

ceniza gruesa portando fragmentos centimétricos de pómez o escoria, más unos cuantos bloques dispersos. Este tipo de depósito es el resultado del colapso de la columna eruptiva la cual colapsa por su propio peso formando flujos piroclásticos que descienden por los flancos del volcán. Para el caso del CH III, todos estos depósitos se encuentran al interior de la zona de máximo peligro, sin embargo se han encontrado varios depósitos de flujo piroclástico que alcanzan mayores distancias, por ejemplo el flujo piroclástico de río Colorado (CH I), cuyos depósitos se encuentran emplazados a ~ 16 km del ventó en la confluencia de los ríos Colorado y Blanco. Si bien este tipo de depósitos no son comunes durante los últimos 33 ka de actividad, son depósitos generados por erupciones de mayor tamaño y por lo tanto deberían servir de límite para fijar el límite de la zona de menor peligro, la cual debe ser reevaluada.

Nosotros estamos de acuerdo con las áreas cartografiada como zonas de máximo y menor peligro, dado que todos los depósitos relacionados con flujos piroclásticos observados en este trabajo se encuentran en su interior. Por otro lado, tanto la altura del colapso de la columna como el ángulo para la línea de energía nos parecen los adecuados.

El aporte central de este trabajo a la mitigación de los peligros volcánicos del Chimborazo, es la identificación de varios depósitos asociados a actividad magmática durante el Holoceno (< 10 000 años). El estudio de estos depósitos nos revela que la actividad volcánica reciente se ha caracterizado por la ocurrencia de explosiones freato-magmáticas y magmáticas de corto alcance. Se han reconocido al menos siete depósitos de flujo piroclástico de tipo "surge". Las dataciones <sup>14</sup>C realizadas nos han permitido determinar un periodo de recurrencia para los últimos 5000 años de actividad del volcán de aproximadamente 1000 años y que la última erupción habría ocurrido hace aproximadamente 1000 años. Si bien, los depósitos recientes son de corto alcance y restringidos al cuadrante Noreste del volcán donde no existe población, la ocurrencia de al menos siete eventos explosivos durante el Holoceno y su extensa cobertura glaciaria hace que este volcán se convierta en un volcanes potencialmente activo y peligroso.

Varias comunidades indígenas que habitan en los alrededores del volcán serían afectadas en su totalidad por flujos piroclásticos, por ejemplo: Totorillas, Cuatro Esquinas, Chuquipogyos y Yacupartina (Malaseyeta), adicionalmente una importante población móvil se alberga en tres refugios de montaña y tres hostales. En caso de una reactivación del volcán estas comunidades indígenas deberán ser reubicadas y mientras dure la crisis la población flotante no podrá acceder al nevado ni a sus alrededores. Por otro lado, una generadora hidroeléctrica de baja capacidad y dos carreteras principales son obras de infraestructura vital que se verían afectadas por la ocurrencia de este tipo de fenómenos.

### **Caída de piroclastos**

**Explicación:** "...Los límites de las zonas que podrían ser afectadas por estas caídas están basados en la distribución mapeada de determinados depósitos de caídas en el Volcán Chimborazo y en otros volcanes del Ecuador, así como en datos sobre direcciones y velocidades del viento proporcionados por la Dirección de Aviación Civil (DAC). Como se puede apreciar en el mapa de peligros (Fig. 6.1), las zonas más cercanas al volcán y al Oeste son las más afectadas. La ubicación de las zonas amenazadas tendría que ser modificada si durante la erupción los vientos vendrían de otra dirección que no fuera del Este-Sureste.

En el mapa de peligros se señalan tres zonas principales de peligro por caída dada una erupción de magnitud intermedia y cuyo punto de emisión esté localizado en o cerca de la cumbre máxima. La zona de mayor peligro tendría la probabilidad de recibir más de 25 cm de piroclastos, mientras que la de peligro intermedio de 5 a 25 cm y la de menor peligro menos de 5 cm. En el mapa es posible apreciar que viven muy pocas personas en la zona de máximo acumulación. En la zona de peligro intermedio están Mocha y San Andrés, mientras que Riobamba, Guano y Ambato están la zona de menor acumulación".

**Comentario:** Nosotros estamos de acuerdo con las tres zonas de peligro propuestas en el mapa de peligros, únicamente quisieramos recalcar que durante los últimos 33 ka, la caída de piroclastos ha sido un fenómeno que siempre ha



estado presente. Por otro lado, evidencia de campo indica que fragmentos balísticos de 20 – 30 cm han alcanzado distancias de 8 – 10 km desde el ventocón con facilidad (p.e. Anexo 3 - CH CE 11), es decir actualmente caerían sobre la carretera Ambato – Guaranda y sobre la carretera San Juan – El Arenal, obligando al cierre de las mismas.

En la explicación del mapa se hace referencia a las poblaciones que serían afectadas por la caída de piroclastos, nuevamente se mencionan únicamente las ciudades principales, sin tomar en cuenta que las tres provincias involucradas, Bolívar, Chimborazo y Tungurahua son zonas netamente agrícolas y ganaderas, actividades que sustentan la economía local y que se verían íntegramente afectadas por la caída de ceniza.

Finalmente, hay que mencionar que la ceniza suelta es una de las principales materias primas que forman los flujos de lodo secundarios. Hay que tomar en cuenta que la zona de mayor depositación está al Occidente del volcán, por lo tanto la ocurrencia de lahares secundarios se podría dar incluso tan lejos como a 20 o 25 km de distancia, debido a la morfología irregular presente en la Cordillera Occidental y a la presencia de fuertes lluvias en este sector.

### **Avalanchas de escombros**

**Explicación:** "...El flanco oriental del Volcán Chimborazo sufrió un colapso en el pasado y la avalancha resultante alcanzó hasta Guano, Riobamba y Mocha. Dado que los flancos del volcán son escarpados y comprenden mucho material no consolidado, no se puede descartar la posibilidad de que en el futuro ocurran otras avalanchas que no necesariamente estarían relacionadas con actividad volcánica, sino que también podrían ser iniciadas por fuertes sismos. En la figura 6.1 se encuentra indicada el área, una parte de la cual, probablemente sería afectada en caso de suceder tal fenómeno. Para determinar esta área, se convino el límite de la avalancha mapeada con el determinado aplicando el concepto de la línea de energía, para lo cual se escogió un ángulo de 7°.

**Comentario:** El área que podría ser afectada por una avalancha de escombros la que requiere mayor trabajo para ser mejorada. Por un lado se ha observado que existe diferencia entre el trazo presentado en el mapa de peligros y en el mapa regional adjunto, en el primero se observa que la zona de afectación se extiende hasta Totoras, mientras que en mapa regional el límite llega a Mocha, existe entonces 13 km de diferencia. Es claro que el borde Este, Sureste y Sur de la posible zona de afectación está basado en el trabajo de Beate & Hall (1989), donde se mapea el depósito de avalancha hasta Mocha y no en Tototas, por lo tanto nosotros pensamos que se trata de un error involuntarios de los autores.

En segundo lugar, el trazo en los flancos Norte y Oeste se ha utilizado el concepto de línea de energía para fijar la ubicación del mismo, sin embargo si se produjera un colapso de tamaño similar al experimentado por el volcán al final del periodo de construcción del CH I y que produjo un depósito de ~ 8 km cúbicos y cubrió la cuenca de Riobamba al Sureste del volcán, es claro que la zona de peligro está totalmente subestimada. Una implicación importante si se produce un evento de este tipo es el taponamiento de los ríos que descienden desde la Cordillera Occidental cuyo destape formaría una creciente que destruiría varias de las ciudades ubicadas aguas abajo, por ejemplo, si se llega a taponar el río Calamaco tributario del río Ambato, la ciudad de Ambato sería arrasada.

La fuerte inclinación de sus flancos, la gran cantidad de agua saturada en las rocas, una zona sismogénica activa y la evidencia de dos colapsos sectoriales en el pasado indican la potencialidad que tiene este volcán a sufrir avalanchas. El estudio de campo revela que la ocurrencia de las avalanchas generó actividad magmática posterior, representada por erupciones altamente explosivas, flujos piroclásticos y gruesas caídas de ceniza. Por lo tanto, hay tener en cuenta que hay dos fenómenos a ser tratados simultáneamente en los mapas de peligros, avalanchas de escombros y erupciones explosivas mayores o la combinación de ambas, fenómeno conocido como explosión dirigida o “blast”.

El edificio formado por el Chimborazo III, es el más propenso a sufrir un avalanchamiento, debido a que sus flancos presentan fuertes pendientes (> 30°),

las paredes que forman su edificio son poco consolidadas debido a la diversidad litológica desarrollada, el debilitamiento del edificio por encontrarse alterado por fluidos hidrotermales y gases volcánicos. Otro aspecto a ser considerado es que el Chimborazo está construido sobre el sistema de fallas Pallatanga, uno de los más activos del país y cuyo funcionamiento contribuiría a la deestabilización del edificio. Este ramal de fallas cruza por debajo de la cumbre del CH III siguiendo una dirección SSW – NNE, por lo que se piensa que serían los flancos Norte y Suroeste los más propensos a colapsar, como lo demuestra el escarpe de avalancha del flanco Norte y el profundo escarpe del flanco suroccidental donde pequeñas pero continuas avalanchas ocurren todo el tiempo por lo que fue nombrado como glaciar de escombros o “debris” por Edward Whymper en 1892.

La existencia de una gran cantidad de agua presente, ya sea formando un reservorio de agua al interior del cráter o saturando las rocas porosas más superficiales del edificio constituye un factor adicional que juega un papel importante en la generación de flujos de lodo syn-avalancha.

En resumen, el mapa de peligros volcánicos puede ser mejorado si se añade una zona de mayor peligro o más propensa a ser afectada por la ocurrencia de avalanchas, zona que en nuestro criterio se restringe a los flancos Norte, Oeste y Suroeste del volcán.

### **Flujos de lava**

**Explicación:** “...En el pasado reciente, los flujos de lava han sido uno de los fenómenos más comunes asociados con las erupciones del Volcán Chimborazo. Estos han sido de composición andesítica y emitidos desde el cráter Occidental y de fisuras localizadas en el flanco Oriental desde donde han descendido alcanzando el pie del cono.

En el mapa de peligros (Fig. 6.1) se ha indicado en rojo la zona que podría ser afectada por flujos de lava. Afortunadamente no viven muchas personas en esta

zona y la infraestructura es mínima, comprendida principalmente por algunos caminos carrozables”.

**Comentario:** En el presente estudio se observó que los flujos de lava fueron muy importantes en la construcción de los edificios de I CH I y CH II, sin embargo, durante la construcción del CH III su ocurrencia fue muy poco común, tampoco se han reconocido flujos de lava fisurales en ningún flanco del volcán.

El viento más joven del Chimborazo, se encuentra entre las cumbres Whymper y Veintimilla, si ocurriesen flujos de lava es por este lugar por donde serían emitidos, para posteriormente extenderse pocos kilómetros ladera abajo, o debido a la pendiente colapsar su frente y formar flujos piroclásticos. La presencia de los vestigios del Chimborazo II forma una barrera natural que evitaría que los flujos de lava se dirijan hacia el sureste. Uno de los peligros secundarios asociados con los flujos de lava serían los lahares que se podrían formar por la fusión local del casquete de hielo, la cantidad de agua fundida depende de la tasa de emisión de lava y del área del glaciar cubierta el flujo de lava. Los lahares resultantes bajarían por los flancos del volcán, iniciándose en el lugar por donde los flujos de lava descendieron en principio y rápidamente entrarían en los profundos valles glaciares hasta alcanzar la red de drenaje principal.

### **Gases volcánicos**

**Explicación:** “...En el Volcán Chimborazo este peligro es mínimo debido a que es casi inaccesible la cumbre del volcán, lugar donde el peligro es mayor. Por otro lado, existen elementos tóxicos como el fluor y el azufre que se adhieren a la ceniza y producen la contaminación del suelo y del agua. También los gases en la columna eruptiva pueden ser lavados por las lluvias que generalmente acompañan a las erupciones, provocando lluvias ácidas que podrían impactar seriamente en el medio ambiente; este fenómeno puede ocurrir hasta decenas de kilómetros del volcán”.

**Comentario:** Nosotros estamos de acuerdo con la explicación dada por los autores, simplemente se debería mencionar a otros gases que son nocivos para la salud como el  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$  y  $\text{SO}_2$  que tienden a ser acumulados en las partes bajas y depresiones, como es el caso de Guaranda donde se debería tener cierto cuidado en caso de una reactivación del volcán.

## CAPITULO 7

# CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 7.1 CONCLUSIONES

- La combinación de datos estratigráficos y geocronológicos evidencian que el Complejo Volcánico Chimborazo tendría una edad de funcionamiento de al menos ~ 150 Ka AP, es decir 10 veces más joven de lo que se pensaba anteriormente. Se encuentra sobreyaciendo a los volcánicos pre-caldera del Carihuairazo al Noreste, a los volcánicos Zumbahua de edad Mioceno al Norte y Oeste, a los volcánicos Cizarán de edad Mioceno al Sur y a los volcánicos Igualata de edad Plioceno al Este.
- Los datos estratigráficos, geoquímicos y geocronológicos revelan que el Complejo Volcánico Chimborazo se encuentra conformado por tres edificios volcánicos principales. Los edificios del CH I y CH II se encuentran separados por una caldera de avalancha cuya abertura se encuentra hacia el borde Sureste. Por otro lado, el paso del CH II al CH III es producto de la reactivación tectónica a nivel cortical que facilitaría el ascenso de los magmas hacia una posición cercana a la ocupada en primera instancia por el ventó del CH I.
- Los flujos de lava más antiguos se encuentran al Noreste del volcán, esta serie de flujos de lava reciben el nombre de CH I - basal debido a que se encuentran sobreyaciendo a las lavas del Carihuairazo y por encontrarse totalmente cubiertos por varios flujos de lava pertenecientes al CH I – superior. Los depósitos más jóvenes del CH I se encuentra al Sur del volcán, aquí destacan: un potente flujo de lava de tipo “domo colada” (Templo Machay), varios depósitos piroclásticos de tipo “block & ash” y cerrando la secuencia se encuentran unos pocos flujos de lava.

- Se han obtenido seis (6) dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de diferentes flujos de lava pertenecientes al CH I (Tabla 5.1), las edades obtenidas oscilan entre 93 y 66 ka AP. Todas las edades corresponden al CH I – superior y serían pre domos. La edad más antigua corresponde a la base de la serie de lavas de El Castillo ubicada al Oeste del volcán, mientras que la edad más reciente pertenece al flujo de lava de Polvo Loma que recorrió aproximadamente 8 km desde el viento y sobrecorrió a un edificio plenamente constituido.
- El estudio petrográfico de las rocas pertenecientes al Depósito de Avalancha de Escombros Sureste (DAE-SE) demuestra que las rocas involucradas en el colapso pertenecen o se encuentran cercanamente emparentadas con las rocas que conforman el edificio del CH I.
- El edificio formado posterior a la avalancha de escombros se ubicó al extremo Sureste de la caldera, inicialmente rellenó la depresión dejada para luego formar un espigado cono denominado CH II-A (cumbre Politécnica), seguidamente la actividad volcánica migró hacia el Sureste dando lugar a la formación de un viento lateral, lugar por donde habrían sido emitidos los flujos de lava de Guano, el relicto de este viento se encuentra reprensado por la actual cumbre oriental llamada Nicolás Martínez a la que hemos denominado CH II-B.
- Dos dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  fueron realizadas en dos diferentes flujos de lava pertenecientes al CH II-A, la edades obtenidas son de 39 y 37 ka. Ambos flujos de lava se ubican al tope de la secuencia de lavas del CH II-A y se encuentran sobreyacidos por los flujos de lava que descienden desde la cumbre Nicolás Martínez. Adicionalmente, se obtuvieron dos dataciones  $^{14}\text{C}$  de un mismo flujo piroclástico pero en dos lugares diferentes, la edad de  $42.6 \pm 0.5$  ka obtenida del depósito de flujo piroclástico de río Blanco convalidada con evidencia estratigráfica indica que el CH II habría iniciado su actividad aproximadamente a los 55 ka AP. Por otro lado, los últimos flujos de lava del CH II se encuentran enterrados bajo espesos depósitos

pertencientes a las morrenas del maxi-glaciar (c. 33 ka AP), por lo tanto el CH II habría finalizado su actividad aproximadamente a los 35 ka AP.

- El CH III inició su construcción a la par con el avance glaciar del Maxi-glaciar, puesto que al Noroeste del volcán es posible observar la intercalación de varios niveles de morrenas con menores estratos de caídas de piroclastos del CH III. Por lo tanto, la edad estimada de funcionamiento para el CH III va de c. 35 ka AP hasta ~ 1 ka AP.
- Al momento que el edificio del CH III adquirió un tamaño considerable el edificio sufrió un colapso de flanco, el que afectó el lado Norte del volcán y cuyos depósitos se encuentran distribuidos a lo largo del río Colorado, la edad estimada para este evento está entre 14 y 12 ka AP.
- La presencia de flujos de escombros tanto del flanco Norte, Oeste y Suroeste representan épocas de receso en la actividad volcánica, lo que permitió que el edificio se erosione profundamente. Se conoce que los lahares rojos sobreyacen a las morrenas del periodo Tardi-glaciar y subyacen a las morrenas del periodo Neo-glaciar.
- El registro estratigráfico de la secuencia volcánica post Tardí-glaciar (< 10 ka AP) encontrada en el sector de Chuquipogyos al Este del volcán (Anexo 3 - CH CE 09), muestra la sucesión de al menos 7 flujos piroclásticos de tipo “surge”, evidencia clara de la existencia de actividad Holocénica en el Chimborazo.
- En la sección de Chuquipogyos se realizaron cuatro (4) dataciones  $^{14}\text{C}$ , dos correspondientes a fragmentos de carbón dispersos en dos depósitos de surge y dos suelos con el fin de conocer la tasa de recurrencia de las erupciones. En definitiva, se conoció que el volcán experimentó al menos cinco (5) eventos explosivos de pequeña magnitud durante los últimos 5000 años, por lo tanto la tasa de recurrencia calculada a groso modo es de 1 erupción cada 1000 años.



- El reconocimiento de actividad reciente, el registro de señales sísmicas relacionadas al movimiento de fluidos magmáticos, la amplia cobertura glaciar, la presencia de posibles reservorios de agua subglaciar y la gran altura del volcán convierten al Chimborazo en un volcán potencialmente peligroso. Por otro lado, la fuerte inclinación de sus flancos, los 2000 metros de relieve existente, la presencia de un sistema de fallas importante bajo el volcán, su ubicación cercana a un nido sísmico activo permiten catalogar al Chimborazo como un volcán vulnerable a sufrir un colapso no necesariamente disparado por actividad volcánica, este aspecto convalidado a la gran cantidad de agua disponible trascendería en la generación de importantes flujos de lodo que arrasaría poblaciones asentadas a lo largo de los ríos que nacen del volcán. En consecuencia se deben establecer planes de mitigación y se deben mejorar los mapas de peligros. Adicionalmente, al menos un sistema de monitoreo mínimo debe ser instalado en este volcán.

## **7.2 RECOMENDACIONES Y ESPECTATIVAS**

- Es necesario complementar el trabajo de campo en el sector Sureste del volcán con el fin de mejorar la estratigrafía del CH II, así como se necesita mejorar la caracterización petrográfica y geoquímica de las lavas pertenecientes al CH II - B. Varias dataciones adicionales están en proceso con el fin de conocer de mejor manera el tiempo en el que el CH II estuvo en funcionamiento.
- Dado que el vecino volcán Carihuairazo se encuentra estratigráficamente bajo el Chimborazo, es interesante conocer la edad de los flujos de lava del Carihuairazo que entran al valle de Abraspungo y que subyacen a las rocas más antiguas del Chimborazo, con el objeto de constreñir mejor la edad de en la que inicio el volcanismo en el Chimborazo.

- Realizar un estudio detallado de los depósitos de tefra asociados a los edificios CH II y III. Este estudio debería incluir estratigrafía, mapas de isópacas, isopletras, granulometría y caracterización geoquímica y petrográfica.
- Realizar los estudios petrológicos de las lavas que forman el CVCh y en particular del CH III con el objeto de establecer la existencia de ciclos eruptivos utilizando la tefro-estratigrafía.
- Mejorar la cartografía de los depósitos Holocénicos, ya que hasta el momento se los han encontrado únicamente al Noreste y Este del volcán, sin embargo es posible que se encuentran también distribuidos en otros flancos del volcán. Por otro lado, al momento, se encuentran enviadas tres nuevas muestras para ser datadas con el fin de conocer de manera más precisa cuando ocurrieron las últimas erupciones del Chimborazo y así definir en forma más precisa el tiempo de recurrencia entre cada erupción durante los últimos 10 ka.
- Se mejorará la descripción de los depósitos Holocénicos mediante el uso de fotografía microscópica (MEB) y análisis granulométricos. En un futuro cercano se contará con un análisis geoquímico de una pequeña caída de pómez intercalada en la secuencia de surges.
- No se conoce muy bien el origen y la dinámica de los flujos de escombros Holocénicos o “lahares rojos”, para lo cual se necesita afinar la cartografía, realizar estudios granulométricos, establecer secciones transversales para determinar calados, etc.
- Para la actualización del nuevo mapa de peligros volcánicos se deben emplear modelos digitales actualizados que simulen eventos anteriores y así tener una idea clara de que lugares serían impactados por la ocurrencia de uno u otro fenómeno volcánico en el caso de que el volcán se reactive.

## CAPITULO 8

### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

**Alcaraz S (2002)** Etude de l'avalanche de Débris du Chumborazo, 35000 BP (Equateur). Memoire d'aptitude a la géologie; N° 2 66; Institut Géologique Albert-de-Lapparent; pp. 105.

**Alcaraz S., Leyrit H., Eissen J.-P., Beate B., & Robin C. (2002)** L'avalanche de débris du Volcan Chimborazo , Equateur : caractéristiques faciologiques et morphologiques. Réunion Sci. Terre. Nantes – Francia. pp. 48.

**Andrade D (2002)** Estudio geovolcanológico del Complejo Volcánico Pululahua. Tesis Inédita de Ing. Geólogo; Escuela Politécnica Nacional; Quito; pp. 183.

**Baldock (1982) J. W. (1982)** Geología del Ecuador (Boletín de la explicación y mapa geológico de la República del Ecuador, escala 1:1000000). Dirección General de Geología y Minas, Quito, pp. 71.

**Barba D (2003)** Los glaciares del volcán Chimborazo (6310 m). Resúmenes de las V Jornadas en ciencias de la Tierra; EPN – DRMG; Quito; pp.

**Barberi F, Coltelli M, Ferrara G, Innocenti F, Navarro J & Santacroce R. (1988)** Plio – Quaternary volcanism in Ecuador. Geological Magazine; Vol. 125; No. 1; pp. 1 – 14.

**Beate B & Hall M L (1989)** Informe final de Volcanología: Tungurahua, Cotopaxi, Chimborazo. INECEL – Consultora San Francisco; No Publicado; Parte C; pp. 1 – 79.

**Beate B, Hillebrandt C & Hall M L (1990)** Mapa de los Peligros Potenciales asociados con el Volcán Chimborazo. Escala 1:25000. Instituto Geofísico; Proyecto UNDRO – USAID – EPN.

**Beate B, Monzier M, Spikings R, Cotten J, Silva J, Bourdon E & Eissen J P (2001)** Mio – Pliocene adakite generation related to flat subduction in Southern Ecuador: The Quimsacocha volcanic center. *EPSL*; Vol. 192; N°4; pp. 499- 508.

**Boland M, Pilatasig L, Ibadango C, McCourt W, Aspden J, Hughes R & Beate B (1999)** Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0° y 1° N. *PRODEMINCA*; Report No. 10; CODIGEM – BGS; pp. .

**Bourdon E, Eissen J P, Monzier M, Robin C, Martin H, Cotten J & Hall M L (2002)** *Journal of Petrology*; Vol. 43; N°2; pp. 199 – 217.

**Clapperton Ch (1983)** The Glaciation of the Andes. *Quaternary Science review*; Vol. 2; pp. 83 – 155.

**Clapperton Ch (1986)** Glacial Geomorphology, Quaternary Glacial Sequence and Palaeoclimatic Inferences in the Ecuadorian Andes. *International Geomorphology, Part II*; Edited by V. Gardiner; pp. 844 – 870.

**Clapperton Ch (1990)** Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo – Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. *Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences*; Vol. 81; pp. 91 – 116.

**Clapperton Ch (1993)** Glacier readvances in the Andes at 12500 – 10000 yr BP: implications for mechanism of Late – glacial climatic change. *Journal of Quaternary Science*; Vol. 8; pp. 197 – 215.

**Clapperton Ch & McEwan C (1985)** Late Quaternary Moraines in the Chimborazo Area, Ecuador. *Arctic and Alpine Research*; Vol. 17; No. 2; pp. 135 – 142.

**Clapperton Ch & Smyth M A (1986)** Late Quaternary Debris Avalanche at Chimborazi, Ecuador. *Revista CIAF*; Vol. 11; pp. 1 – 12.

**Clapperton Ch & Vera R (1986)** The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer. *Journal of Quaternary Science*; Vol. 1; pp. 45 – 56.

**Collot J, Charvis P, Gutscher M & Operto S (2002)** Exploring the Ecuador – Colombia Active Margin and interplate seismogenic Zone. *EOS, Transactions, AGU*; Vol. 83; No. 17; pp. 185 y 189 - 190

**Cosma L, La Pierre H, Jaillard E, Laubacher G, Bosch D, Desmet A, Mamberti M & Gabrielle P (1998)** Pétrographie et géochimie des unités magmatiques de la Cordillère occidentale d'Equateur (0°30' S): implications tectoniques. *Bulletine de la Société Géologique de France*; Vol. 169; No. 6; pp. 739 – 751.

**Cotten J, Le dez A, Bau M, Caroff M, Maury R, Dulski P, Fourcade S, Bohn M & Brousse R (1995)** Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*; No. 119; pp 115 – 138.

**Dunkley P & Gaibor H (1997)** Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°S y 3°S. *PRODEMINCA*; Report No. 2; CO DIGEM – BGS; pp. .

**Egüez A & Aspdén J (1993)** The Meso - Cenozoic Evolution of the Ecuadorian Andes., *Mem. Second International Symposium Andean Geodynamics*; Ext. Abstract; Oxford – UK; pp. 179 - 181.

**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; Quito; pp. 19-22

**Graf K (1981)** Zum Höhenverlauf der Subnivalstufe in der tropischen Anden, insbesondere in Bolivien und Ecuador: *Zeitschrift für Geomorphologie*; Supplementband 37; pp. 1 – 24.

**Hall M L (1977)** El volcanismo en el Ecuador. IPGH; Sección Nacional del Ecuador; Quito; pp. 95 – 96.

**Hall M L & Beate B (1991)** El Volcanismo Plio – Cuaternario en los Andes del Ecuador. Estudios de Geografía: El Paisaje Volcánico de la Sierra Ecuatoriana; pp. 5 – 13.

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

**Hammersley L & DePaolo D (2002)** Oxygen isotope evidence for the role of the crustal contamination in the evolution of the Chalupas caldera system, Northern Andes, Ecuador. Abstract American Geophysical Union.

**Hoffmann G (2003)** Taking the Pulse of the Tropical Water Cycle. Science Magazine: Climate; Vol. 301; pp. 776 – 777.

**Hungerbühler D, Steinmann M, Winkler W, Seward D, Eguez A, Peterson D, Helg U & Hammer C (2002)** Neogene stratigraphy and Andean geodynamic of southern Ecuador. Earth Sci Rew; Vol. 57; pp. 75 - 124.

**Hastenrath S (1981)** Glaciation of the Ecuadorian Andes; Rotterdam, A.A. Balkema Publishers; pp. 159.

**Hidalgo S (2001)** Estudio geovolcanológico del Complejo Volcánico Iliniza. Tesis Inédita de Ing. Geóloga; Escuela Politécnica Nacional; Quito; pp. 140.

**Jaillard E, Soler P, Caelier G & Mourier T (1990)** Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. Journal of the Geological Society of London; Vol. 147; pp. 1009 - 1022.

**Jaillrad E, Laubacher G, Bengtson P, Dhondt A & Bulot L (1999)** Stratigraphy and evolutions of the Cretaceous forearc Celica – Lancones basin of southwestern Ecuador. *Journal South American Earth Sciences*; Vol. 12; pp. 51 - 68.

**Jaya D, Troncoso L & Egeuz A (1999)** Geochemical Characteristic of the Cretaceous Basement of Western Ecuador. Extended abstract of the 5<sup>th</sup> ISAG, Toulouse – Francia; pp. 327-330.

**Jordan E & Hastenrath S (1998)** Glaciers of South America – GLACIERS OF ECUADOR. Satellite Image Atlas of Glaciers of the World, edited by Williams R & Ferrigno J; U.S.G.S. Professional Paper 1386 – I – 3; pp.131 - 150

**Kilian R (1987a)** Der Chimborazo (6310 m) und Carihuairazo (5102 m) in Ecuador – Aufbau und Entwicklung eines großen Stratovulkan – Komplexes. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Tübingen, West Germany; pp. 243

**Kilian R (1987b)** The Development of the Chimborazo (6310 m), Carihuairazo (5106 m) and other Volcanoes of Ecuador. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*; pp. 955 – 965.

**Kilian R, Fortier S, Hegner E & Satir M (1995)** Magma evolution within the accretionary mafic basement of Quaternary Chimborazo and associated volcanos (Western Ecuador). *Revista Geológica de Chile*; Vol. 22; No. 2; pp. 203 – 218.

**Lavenu A (1994)** La Neotectónica. Ejemplos en el Ecuador. *Estudios de Geografía*; Vol. 6; Corporación Editora Nacional – Colegio de Geógrafos del Ecuador, pp. 5 – 30.

**Leyrit H (2000)** Flank collapse and debris avalanche deposits – In *Volcanic rocks from magma to sediment*. Edited by Leyrit H & Montenat C; Gordon and Breach Science Publishers; Gran Bretania; pp. 111 – 129.

**Litherland M, Aspden J & Jemielita R (1994)** The Metamorphic Belts. British Geological Survey; Overseas Memory 11; pp. 53 - 63; 76 - 80.

**Lonsdale P (1978)** Ecuadorian Subduction System. AAPG; Vol. 62; No. 12; pp. 2454 – 2477.

**Lonsdale P & Klitsgort K. (1978)** Structure and tectonic history of the eastern Panama basin. Geol. Soc. of America; Bull. 89; pp. 1 – 9.

**McCourt W, Duque P & Pilatasig B (1997)** Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1° S y 2° S. PRODEMİNCA; Report No. 3; CODIGEM – BGS; pp. 68.

**Monzier M, Robin C, Hall M L, Cotten J & Samaniego P (1999)** Geochemistry and Tectonics at the southern termination of the Northern Volcanic Zone (Riobamba Volcanoes, Ecuador); Preliminary Results. Resúmenes de Fourth ISAG; pp. 516 – 518.

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

**Monzier M., Bourdon E., Samaniego P, Eissen J.P., Robin C., Martin H. & Cotton J. (2003)** Slab melting and Nb-enriched mantle beneath NVZ. EUG-AGU-EGS Joint Assembly, Nice, France, April 2003, Abstr. EAE03-A-02087.

**Mothes P & Hall M L (1994)** Revisión de la Historia Glaciar del Ecuador. Resúmenes de las Terceras Jornadas en Ciencias de la Tierra; EPN – FGMP; pp. 37 – 38.

**Pardo – Casas F & Molnar P (1987)** Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. Tectonics; Vol. 6; pp. 233 – 248.



**Pennington W (1981)** Subduction of the Eastern Panama Basin and Sismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*; Vol. 86; No. B11; pp. 10753 – 10770

**Pilger R (1984)** Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Geol. Soc. London*; Vol. 141; pp. 793 – 802.

**Pratt W, Figueroa J & Flores B (1997)** Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3° S y 4° S. PRODEMİNCA; Report N o. 1; CODİGEM – BGS; pp. .

**Randel R P & Lozada F (1976)** Mapa Geológico del Ecuador, Hoja 69, Chimborazo. MRNE – DGGM, Quito.

**Ribadeneira M & Baby P (1999)** La Cuenca Oriente: Estilo tectónico, etapas de deformación y características geológicas de los principales campos de Petroproducción – IRD (ex – ORSTOM). Petroecuador S.A.; Quito – Ecuador; pp. 88.

**Robin C, Hall M L, Jiménez M, Monzier M & Escobar P (1998)** Mojanda volcanic complex (Ecuador): development of two adjacent contemporaneous volcanoes with contrasting eruptive styles and magmatic suites. *Journal of South American Earth Sciences*; Vol. 10; N°5 – 6; pp. 345 - 359

**Ruiz A (2003)** Estudio Geovolcanológico del Complejo Volcánico Imbabura. Tesis inédita de Ing. Geólogo; Escuela Politécnica Nacional; Quito; pp. 317.

**Ryraud C, Jaillard E, Lapierre H, Mamberti M & Mascle G (1999)** Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*; Vol. 307; pp. 235 – 254.

**Samaniego P, Monzier M, Robin C & Hall M (1998)** Late Holocene eruptive activity at Nevado Cayambe Volcano, Ecuador. *Bull Volcanol*; Vol. 59; pp. 451 – 459.

**Sauer W (1965)** Geología del Ecuador. Primera edición; Editorial del Ministerio de Educación; Quito; pp. 383.

**Schotterer U, Grosjean M, Stichler W, Ginot P, Kull C, Bonnaveira H, Francou B, Gäggeler H W, Gallaire R, Hoffmann G, Pouyaud B, Ramirez E, Schwikowski M & Taupin J D (2003)** Glaciers and Climate in the Andes between the Equator and 30° S: What is recorded under extreme environmental conditions? *Climatic Change*; Vol. 59; Kluwer Academic Publishers; pp. 157 - 175

**Siebert L, Glicken H & Ui T (1987)** Volcanic Hazards from Bezymianny – and Bandai – type eruptions. *Bull. of Volcanology*; Vol. 49; pp. 435 – 459.

**Spikings R, Seward D, Winkler W & Ruiz D (2000)** Low - temperature thermochronology of the Northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics*; Vol. 19; pp. 649 - 668.

**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 Planet. Sci. Letters*; Vol. 186 (1); pp. 1 - 17.

**Steimann M, Hungerbühler D, Seward D & Winkler W (1999)** Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission – track approach. *Tectonophysics*; Vol. 307; pp. 255 – 276.

**Thalmann H (1946)** Micropaleontology of upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bull. Of the American Association of Petroleum Geologists; Vol. 30; N°3; pp. 337 – 347.

**Thorpe R, Francis P, Hamill M & Baker MC (1982)** Andesites: orogenic andesites and related rocks. (R. Torpe, ed.) Chichester: Wiley; pp. 697.

**Tilling R (1989)** Apuntes para un Curso Breve sobre LOS PELIGROS VOLCANICOS - Traducido al español por Bernardo Beate (1993). Internacional association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI); New Mexico, USA; pp. 125

**Trenkamp R, Fellogg 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; Vol. 15; No. 2; pp. 157 – 171.

**Villacís M (2001)** Influencia de El Niño – Oscilación del Sur – ENOS sobre la precipitación en los Andes Centrales del Ecuador. Tesis inédita de Ing. Civil; Escuela Politécnica Nacional; Quito; pp. 105.

**Winkler W., Spikings R., Villagómez D., Egüez A., Abegglen P., Tobler S. (2002)** The Chota Basin and its significance for the formation of the Inter-Andean Valley in Ecuador. Fourth ISAG; Toulouse; France; pp. 705 - 708.

## **ANEXO 1**

# **Resumen de las principales características descriptivas de las subunidades volcánicas del CVCH.**

Unidad	Subunidad	Depósitos	Ubicación	Localidad tipo	Extensión (km)	Dirección de flujo Buzamiento	Espesor (m)	Naturaleza Litología Litofacies	Meteorización	Textura (Matriz) Estructura	Petrográfica Asociación mineral	Composición Química	Edad
CHI	Basal	Loma Cusnicpaccha	Flanco Norte Cuenca alta del río Colorado	Pared vertical junto al río (430422)	~ 5.0.0	S a N < 10°	> 30	Flujo de lava andesita masiva		Porfírica masiva; desordenada	CH BB 42 (Beate & Hall, 1989) plagioclasa > pxos > óxidos de hierro	59.15 % SiO2 1.68% K2O (no normalizados)	Relativa: por morfología > 100 ka
		Loma Huañuna	Flanco Norte Valle del río Huayhuay	Piquipeña (444431)	~ 5.0	S a N < 10°	~ 280	Flujo de lava andesita masiva	Oxidación	porfírica (matriz: hyalopilitica) masiva; desordena	CH DB 15 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro ± hornblenda	64.1 % SiO2 1.5 % K2O	Relativa: por morfología > 100 ka
		Abraspungo	Flanco NE Borde N del valle de Abraspungo	Pared junto al camino al Carihuairazo (448448)	~ 8.0	SW a NE, luego de S a N < 5°	> 40	Flujo de lava andesita masiva	Oxidación	Porfírica (matriz: hyalopilitica) masiva; desordenada	CH DB 88 plagioclasa > clino + ortopiroxeno > óxidos de hierro	58.2 % SiO2 1.2 % K2O	Relativa: por morfología > 100 ka
	Superior	Serie de lavas Loma Chuquirahua	Flanco N	Borde E del escarpe de AV - N (434408)	> 3.0	S a N < 15°	> 400	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva	Oxidación	Porfírica (matriz: traquítica) masiva; desordenada	CH DB 21 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > hornblenda > óxidos de hierro	60.6 % SiO2 1.4 % K2O	Relativa: por estratigrafía 100 y 70 ka
		Pampa Murocucho	Flanco NE	Arista de lava entre dos lenguas del glaciar Hans Meyer (452407)	~ 4.0	SW a NE < 15°	~ 100	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva		Porfírica (matriz: traquítica) masiva; desordenada	CH DB 43 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > hornblenda > óxidos de hierro	57.6 % SiO2 1.2 % K2O	72 ka
		Gavilán Machay	Flanco E	Arista al N del la Q. Gavilán Machay (470408)	> 5.0	W a E < 5°	> 100	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva	Oxidación	Porfírica (matriz: hyalopilitica) masiva; desordenada	CH DB 45 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro	59.2 % SiO2 1.3 % K2O	Relativa: por morfología > 100 ka
		Chuquipogyos	Flanco E	1.5 km al W de Portal Andino (479382)	> 5.0	W a E < 5°	> 20	Flujo de lava andesita masiva		Porfirporfírica (matriz: hyalopilitica) masiva; desordenada	CH DB 57 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro	63.8 % SiO2 1.8 % K2O	Relativa: por estratigrafía 100 y 70 ka
		Loma Tamboloma	Flanco SSE Al N de los Sicalpas	Pared pequeña de roca junto a la quebrada Aucacán (440291)	~ 11.5	NNW a SSE Subhorizontal	~ 80	Flujo de lava andesita masiva		Porfírica (matriz: hyalopilitica) masiva; desordenada	CH DB 102 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro ± hornblenda	63.0 % SiO2 1.9 % K2O	Relativa: por morfología 100 – 70 ka
		Gabín	Flanco SSE Al N de los Sicalpas	Pared pequeña de roca junto a la quebrada Aucacán (440291)	14.0	N a S Subhorizontal	> 10	Flujo de lava andesita masiva	Oxidación	Porfírica (matriz: pilotaxítica) masiva; desordenada	RIO 71 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro > hornblenda	MM 65.2 % SiO2 1.8 % K2O	Relativa: por morfología 100 – 70 ka
		Tigre Saltana	Flanco S	Pared de roca sobre un pequeño escarpe (424344)	~ 4.0	N a S < 10°	> 15	Flujo de lava andesita masiva		Porfírica (matriz: traquítica) masiva; desordenada	CH DB 11 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro	63.7 % SiO2 1.8 % K2O	Relativa: por estratigrafía 65 – 50 ka
La Chorrera	Flanco SW Entre la carretera y el río	Pared bajo la carretera (422308)	~ 8.0	N a S Subhorizontal	60	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva	Oxidación	Porfírica (matriz: hyalopilitica) masiva; desordenada	RIO 72 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro	57.9 % SiO2 1.2 % K2O	76 ka		

Unidad	Subunidad	Depósitos	Ubicación	Localidad tipo	Extensión (km)	Dirección de flujo Buzamiento	Espesor (m)	Naturaleza Litología Litofacias	Meteorización	Textura (Matriz) Estructura	Petrografía Asociación mineral	Composición Química	Edad
CHI	Superior	Cerro Chalata	Flanco SW	Pared vertical junto a la carretera (408323)	~ 6.0	NE - SW	~ 300	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva algo masiva		Porfírica (matriz: traquítica) masiva ordenada	RIO 73 plagioclasa > hornblenda > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro	63.6 % SiO2 1.8 % K2O	Relativa: por morfología 70 – 60 ka
		Templo Machay	Flanco WSW	En la pared S de las grandes puntas (415355)	< 4.0	NE a SW	~ 500	Flujo de lava viscoso andesita vesiculada bandeada	Propilitización Oxidación	Porfírica (matriz: pilotaxítica) vesiculada desordenada	CH DB 90 plagioclasa > hornblenda > óxidos de hierro	61.5 % SiO2 1.3 % K2O	Relativa: por estratigrafía 70 – 60 ka
		Debris	Flanco SW	Junto al borde SW de la caldera (421363)	> 2.0	NE a SW <15°	> 30	Flujo de lava andesita 2 pxos bandeado	Oxidación	Porfírica (matriz: traquítica) masiva desordenada	CH DB 82 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > hornblenda > óxidos de hierro	60.9 % SiO2 1.3 % K2O	Relativa: por estratigrafía >100 ka
		Serie de lavas de El Refugio	Flanco W	Cuchilla S del refugio E. Whymper (402369)	< 6.0	E a W <10°	~ 500	Flujo de lava andesita/ tope dacita masiva		Porfírica (matriz: hyalopilitica) masiva desordenada	RIO 74 plagioclasa > hornblenda > orto + clinopiroxeno > hornblenda > óxidos de hierro	60.3 % SiO2 1.4 % K2O	Relativa: por morfología > 100 ka
		Serie de lavas de El Castillo	Flanco W	Espolón de El Castillo (410381)	~ 4.5	E a W <15°	< 800	Flujo de lava andesita 2 pxos (base) y andesita con hornblenda (tope) masiva	Oxidación	Porfírica (matriz: pilotaxítica) masiva desordenada	CH DB 27 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro > hornblenda	60.5 % SiO2 1.4 % K2O	base = 93ka tope = 83 ka
		Serie de lavas de Mechahuasca	Flanco NW	Lava de Kilian (400408)	~ 5.0	SE a NW <15°	200	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva		Porfírica (matriz: traquítica) masiva desordenada	CH DB 48 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro	57.6 % SiO2 1.3 % K2O	74 ka
		Pogyos	Flanco NW	Junto a la carretera (379436)	~ 8.5	SE a NW <5°	> 10	Flujo de lava andesita masiva	Oxidación	Porfírica (matriz: intersertal) masiva desordenada	RIO 85A plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro > hornblenda	59.8 % SiO2 1.3 % K2O	Relativa: por morfología 90 – 80 ka
		Polvo Loma	Flanco NNW	Junto a la carretera (407455)	~ 8.0	SSE a NNW <5°	> 50	Flujo de lava andesita masiva	Oxidación	Porfírica (matriz: traquítica) masiva desordenada	RIO 84 plagioclasa > clino + ortopiroxeno > óxidos de hierro > olivino y hornblenda	57.4 % SiO2 1.4 % K2O	66 ka
		Huahuayacu	Flanco NNW	Borde W del escarpe de AV - N (421406)	< 3.0	S a N <25°	200	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva	Oxidación	Porfírica (matriz: traquítica) masiva desordenada	CH DB 47 plagioclasa > pxos > óxidos de hierro		Relativa: por estratigrafía <100 - >80
		Peñas Blancas	Flanco N	Peñas Blancas Cuenca Alta del río Ambato (3805360)	> 16.0	radial desde el viento	> 50	Flujo de pómez y ceniza Ignimbrita Matriz soportado		Pómez: vitrofírica fibrosa	CH DB 06 plagioclasa > cuarzo > biotita > óxidos de hierro > hornblenda	70.0 % SiO2 2.4 % K2O	Relativa: por estratigrafía ~ 65 ka
Block & Ash	Flanco S	Valle de Cóndor Palta (436307)	~ 8.0	N a S Rellena el paleo valle	~ 8.0	Flujo piroclástico de tipo Block & ash Andesita matriz soportado		Porfírica (matriz: hyalopilitica) vesiculada desordenada	CH DB 125A plagioclasa > orto + clinopiroxeno > hornblenda > óxidos de hierro	61.7 % SiO2 1.4 % K2O	Relativa: por estratigrafía ~ 65 ka		

Unidad	Subunidad	Depósitos	Ubicación	Localidad tipo	Extensión (km)	Dirección de flujo Buzamiento	Espesor (m)	Naturaleza Litología Litofacies	Meteorización	Textura (Matriz) Estructura	Petrografía Asociación mineral	Composición Química	Edad ka
CH I	DAE-SE		Flanco SE Cuenca de Riobamba	Cantera en la vía Riobamba - Cubijies (666182)	~ 33.0	NW a SE	~ 35 m en promedio	Facies de bloques: andesita anfibólica; dacita; andesitas 2 pxos					Relativa: por estratigrafía ~ 50 ka
CH II	CH II-A	FP del Río Blanco	Flanco N	Q. Río Blanco (434481)	Toda la cuenca del río Blanco	S a N	~ 8	Flujo piroclástico estratificado matriz soportado		Pómez: vitrofírica algo fibrosa	CH DB 120 plagioclasa > cuarzo > biotita- óxidos de hierro > hornblenda		42.2 ka
		Cocha Colorada alto	Flanco NE	Arista de lava entre dos lenguas del glaciar de Hans Meyer (452407)	~ 3.0	SSW a NNE < 10°	> 15	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva		Porfírica (matriz: hyalopílica) masiva; desordenada	CH DB 44 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro	59.5 % SiO2 1.5 % K2O	37 ka
		Serie de lavas de Nido de Cóndores	Flanco E	Arista de la loma Ayañán (456387)	~ 2.5 km	SW a NE < 20°	200	Flujo de lava andesita masiva		Porfírica masiva; desordenada	CH DB 91 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro ± hornblenda	64.3 % SiO2 2.0 % K2O	Relativa: por estratigrafía 50 - 40 ka
		Cascajal	Flanco SE	Arista formada por una secuencia de flujos de lava	> 2.0	NW a SE	> 100	Flujo de lava Andesita vidriosa masiva		Porfírica (matriz: Pilotaxítica) masiva	CH DB 59 Plagioclasa >> orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro	62.2 % SiO2 1.7 % K2O	39 ka
		Serie de lavas de la Politécnica	Flanco S	Arista S que baja directamente de la cumbre Politécnica (450365)	> 1.0	N a S < 30°	>400	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva		Porfírica (matriz: intersertal) masiva desordenada	CH DB 92 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro	59.6 % SiO2 1.4 % K2O	Relativa: por estratigrafía 50 - 40 ka
		Loma Curiquingue	Flanco S	Bloques de un flujo de lava (459304)	~ 9.0	N a S Subhorizontal	~ 80	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva		Porfírica (matriz: hyalopílica) masiva desordenada	CH DB 100 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro > hornblenda	60.5 % SiO2 1.4 % K2O	Relativa: por morfología y estratigrafía 50 - 40
	CH II-B	Aucacán	Flanco SE	Q. de Aucacán (436301)	< 10.0	NW a SE	> 10	Flujo piroclástico estratificado matriz soportado		escoria: vitrofírica bomba: intersertal	CH DB 132A plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro	59.7 % SiO2 1.6 % K2O	Relativa: por morfología y estratigrafía 40 - 35 ka
		Guano	Flanco SE	Carretera San Andres - Guano (618224)	~ 22	WNW a ESE <10°	~30.0	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva		porfírica (matriz: traquítica) masiva desordenada	CH DB 05 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro ± hornblenda	61.8 % SiO2 1.7 % K2O	Relativa: por morfología y estratigrafía 40 - 35 ka
		Yanacocha	Flanco SSE	Frente de la lava Pucachaguilla (472323)	~ 7.0 km	NNW a SSE Subhorizontal	> 200	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva		Porfírica (matriz: traquítica) masiva desordenada	CH DB 99 plagioclasa > orto + clinopiroxeno >> óxidos de hierro	60.5 % SiO2 1.4 % K2O	Relativa: por morfología y estratigrafía 40 - 35 ka
		Piedra Negra	Flanco E	Espolón de Piedra Negra	> 2.5	SW a NE < 35°	> 200	Flujo de lava andesita 2 pxos masiva					Relativa: por morfología y estratigrafía 40 - 35 ka
Brechas Sub-glaciares		Flanco E	Puntas Nicolás Dueñas	< 1.0	SW a NE < 30°	>100	Brecha subglaciar andesita	Oxidación	Porfírica (matriz: hyalopílica) masiva desordenada	CH DB 37 plagioclasa > orto + clinopiroxeno > óxidos de hierro ± hornblenda	67.1 % SiO2 1.9 % K2O	Relativa: por morfología y estratigrafía 40 - 35 ka	

Unidad	Subunidad	Depósitos	Ubicación	Localidad tipo	Extensión (km)	Dirección de flujo Buzamiento	Espesor (m)	Naturaleza Litología Litofacies	Meteorización	Textura (Matriz) Estructura	Petrografía Asociación mineral	Composición Química	Edad ka
CH II	Tefras CH II	Serie básica inferior	Plateau occidental	CH CE 07 (419311)			~ 6.0	Caída de piroclastos				56.4 % SiO <sub>2</sub> 1.1 % K <sub>2</sub> O	Relativa: por estratigrafía 50 – 35 ka
CH III	Plateau Occidental	Tefras CH III	Plateau occidental	CH CE 11 (384324)			~ 18.0	Caída de piroclastos					Relativa: por estratigrafía 35 – 10 ka
		FP's de Loma Culebrilla Grande	Flanco S	Loma Culebrilla Grande, corte de carretera (438308)		N a S	> 40.0	Flujo piroclástico estratificado matriz soportado	Oxidación	porfírica (matriz: vitrofírica) vesiculada	CH DB 127 plagioclasa > piroxenos > óxidos de hierro	61.7 % SiO <sub>2</sub> 1.6 % K <sub>2</sub> O	Relativa: por estratigrafía 35 – 10 ka
	Murallas Rojas	Flujo de escoria	Flanco N	Junto a la carretera (379436)	~ 7.0	S a N	Varios metros	Flujo de escoria andesítico Clasto soportado		porfírica (matriz: vitrofírica) vesiculada	RIO 85C plagioclasa > orto + clinopiroxenos > óxidos de hierro	58.0 % SiO <sub>2</sub> 1.1 % K <sub>2</sub> O	Relativa: por estratigrafía 35 – 10 ka
			Paredes del edificio	Murallas rojas Flanco Norte (420388)	Limitado al cono	radial desde el viento < 35°	1000	Flujos de lava bien vesiculados Flujos piroclásticos Tefras					Relativa: por estratigrafía 35 – 10 ka
	DAE-N		Q. Río Colorado	Cantera en la vía Ambato - Guaranda (408451)	Toda la cuenca del río Colorado	S a N	> 6.0	Predomina la Facies de matriz					Relativa: por estratigrafía 14 – 12 ka
	Flujos de escombros (lahares rojos)	Norte	Río Colorado	Huayhuayacu (423421)	> 15.0	N a S	1,5	Flujo de escombros matriz soportado					Relativa: por estratigrafía 10 – 5 ka
	Flujos de escombros (lahares rojos) Surges	Sur	Río Totorillas	Q. Yanausha (416347)	~ 10.0	E a W luego de N a S	1,0	Flujo de escombros matriz soportado					Relativa: por estratigrafía 10 – 5 ka
		Flanco E	Portal Andino (481382)			W a E	~ 5	7 Flujos piroclásticos tipo "surge" intercalados con niveles de caída de ceniza y pómez matriz soportados					En base de edades absolutas y estratigrafía: (?) 10 – 1 ka

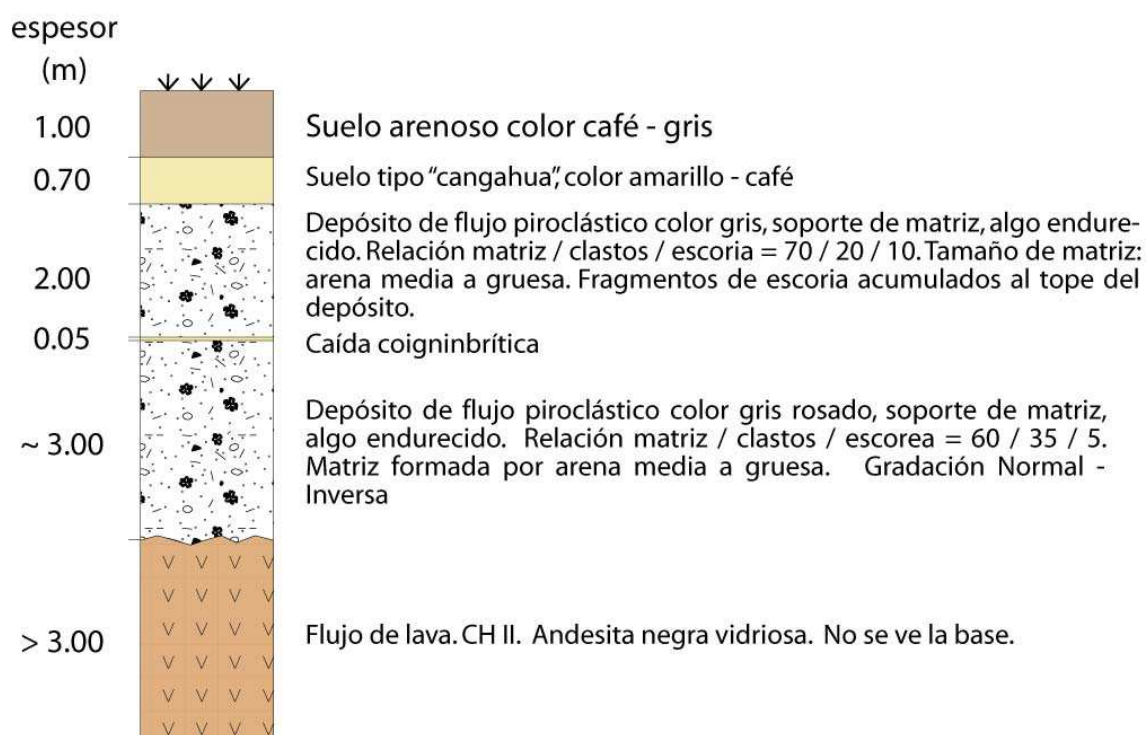


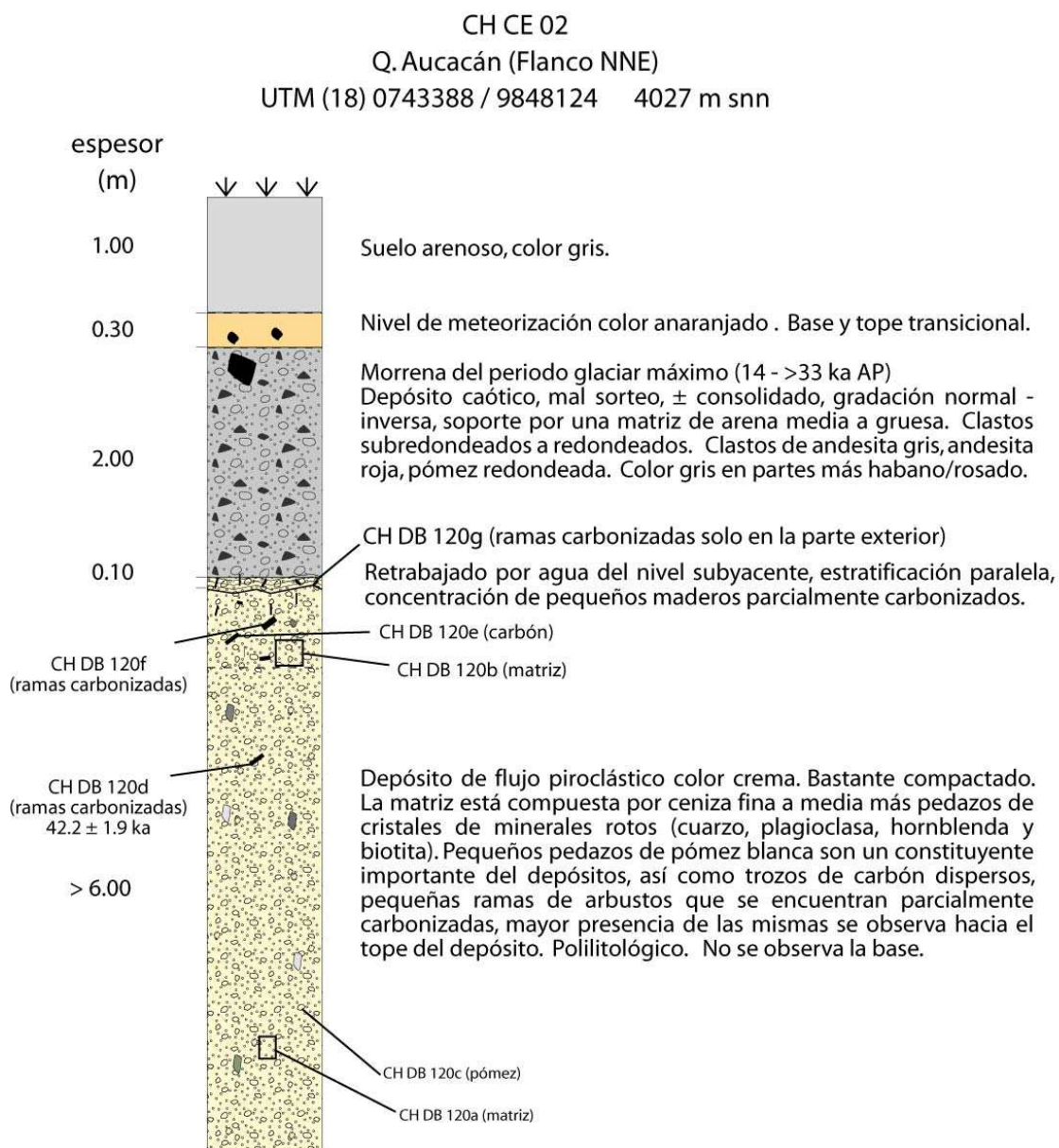
## **ANEXO 2**

# **Columnas Estratigráficas detalladas**

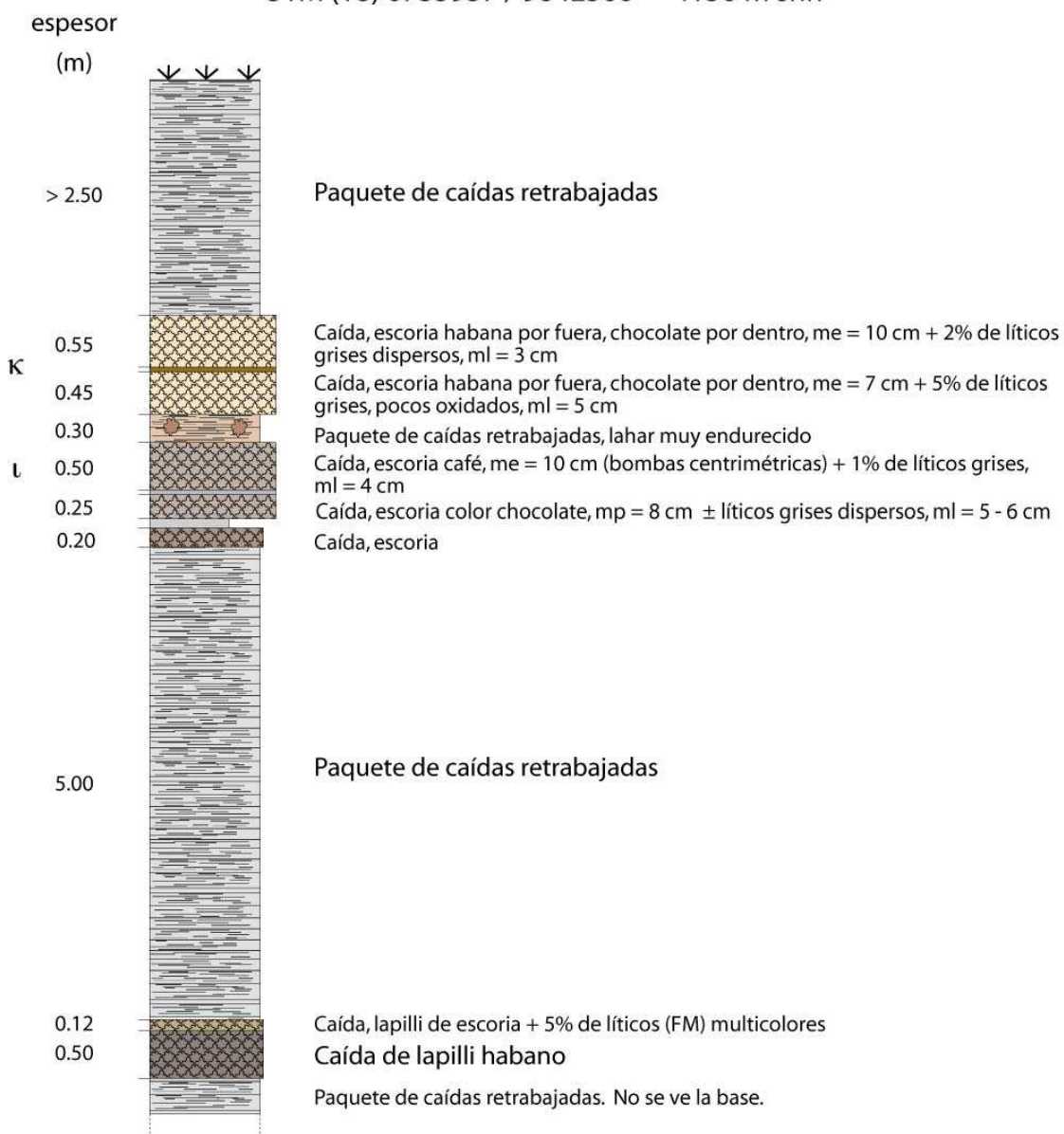
<b>Columna</b>	<b>Lugar</b>	<b>Flanco</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	<b>Muestras</b>
CH CE 01	Queb. Aucacán (hieleros)	SE	747924	9830267	3609	
CH CE 02	Río Blanco: corte de carretera (Ambato – Guaranda)	NNE	743388	9848124	4027	120 A - D
CH CE 03	Potreros (3 cruces): corte de carretera (Ambato – Guaranda)	NNW	735957	9842566	4150	
CH CE 04	Abrasungo - Cocha negra	NE	746200	9842400	4375	
CH CE 05	Atacruz: corte de carretera (San Juan – El Arenal)	WSW	737976	9833048	4254	
CH CE 06	Ñucahuagsha (Tefras sobre la morrena 33 ka AP)	NNW (distal)	737531	9849946	3838	
CH CE 07	Chorrera: corte de (carretera San Juan – El Arenal)	WSW	741863	9831138	3760	107 A - M
CH CE 08	Huayhuayacu (Q. Colorada)	N (proximal)	742346	9842070	4265	
CH CE 09	Chuquipogyos - Portal Andino	E	748114	9838245	4370	55 A - F
CH CE 10	Cantera junto a la carretera Ambato - Riobamba (Panamericana)	E (distal)	754965	9832878	3483	10 A - J
CH CE 11	Totorillas: corte de carretera (San Juan – El Arenal)	SW	738430	9832395	4150	111 A – W & I -IV
CH CE 12	Queb. Yanausha: corte de carretera (San Juan – El Arenal)	WSW	741553	9834685	4481	
CH CE 13	Río Colorado: corte de carretera (Ambato – Guaranda)	NNW	740213	9846343	4053	13 A- Z & I - XX
CH CE 14	Polvoloma	NW	740002	9845365	4048	84 & 147 A & B

CH CE 01  
 Q. Aucacán (Flanco SSE)  
 UTM (18) 0747924 / 9830267 3609 m snn

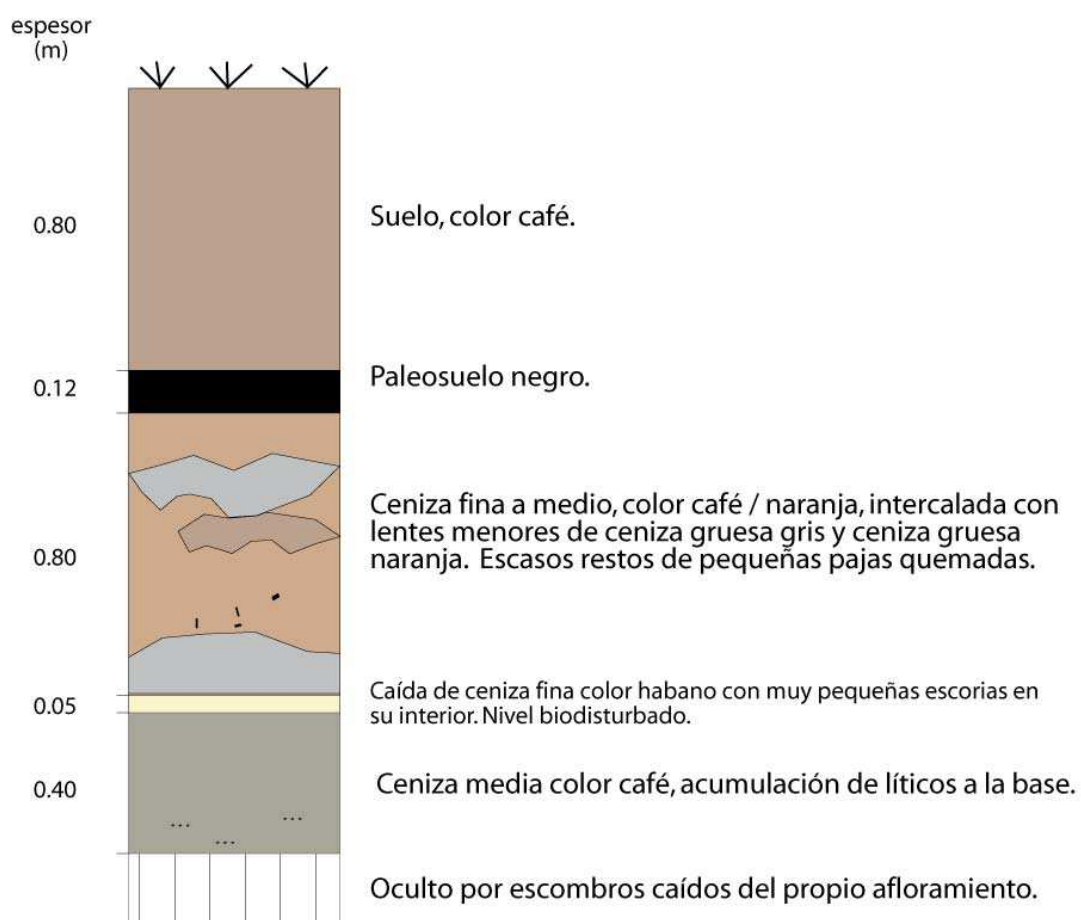




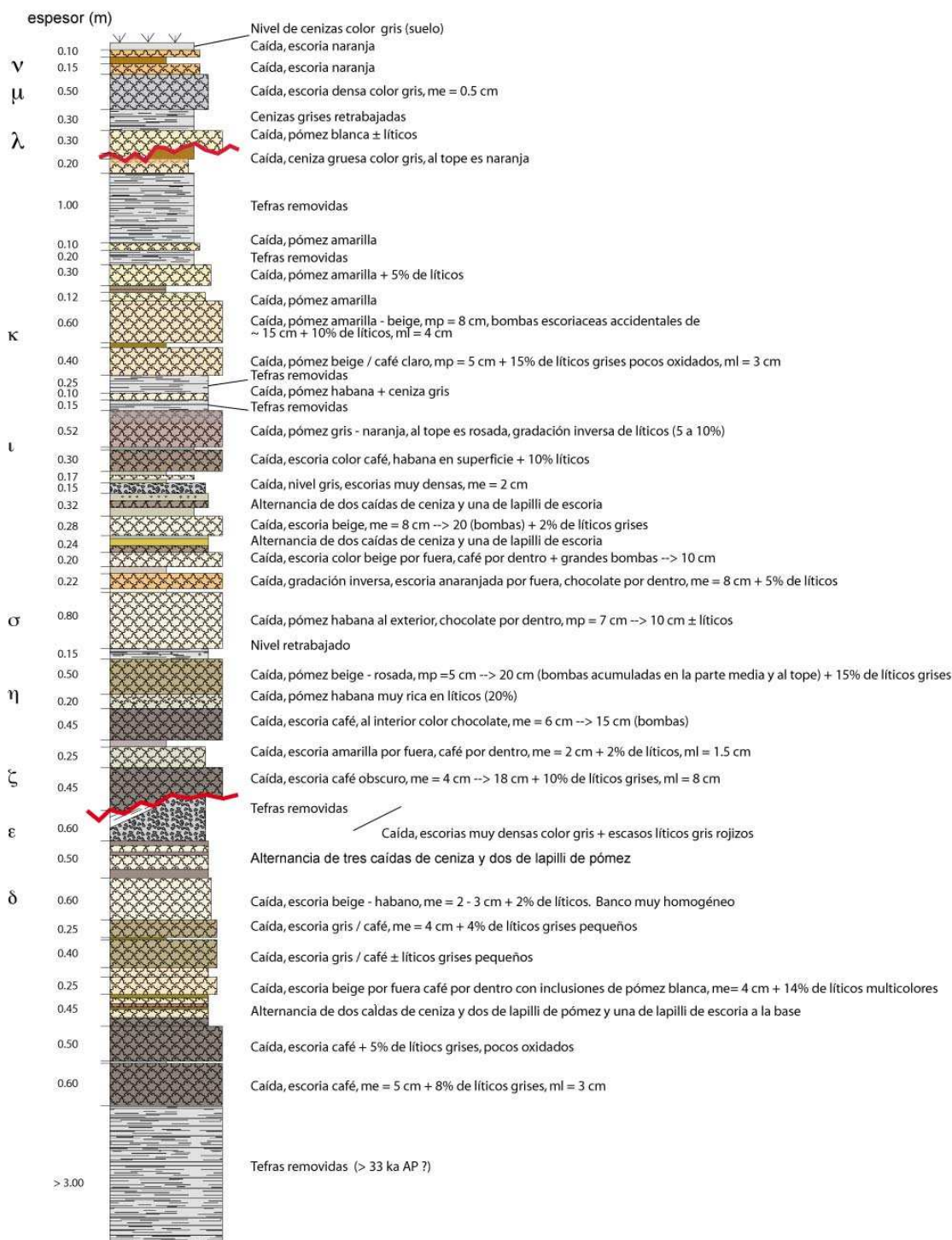
CH CE 03  
 Potrerillos (Flanco NW)  
 UTM (18) 0735957 / 9842566 4150 m snn



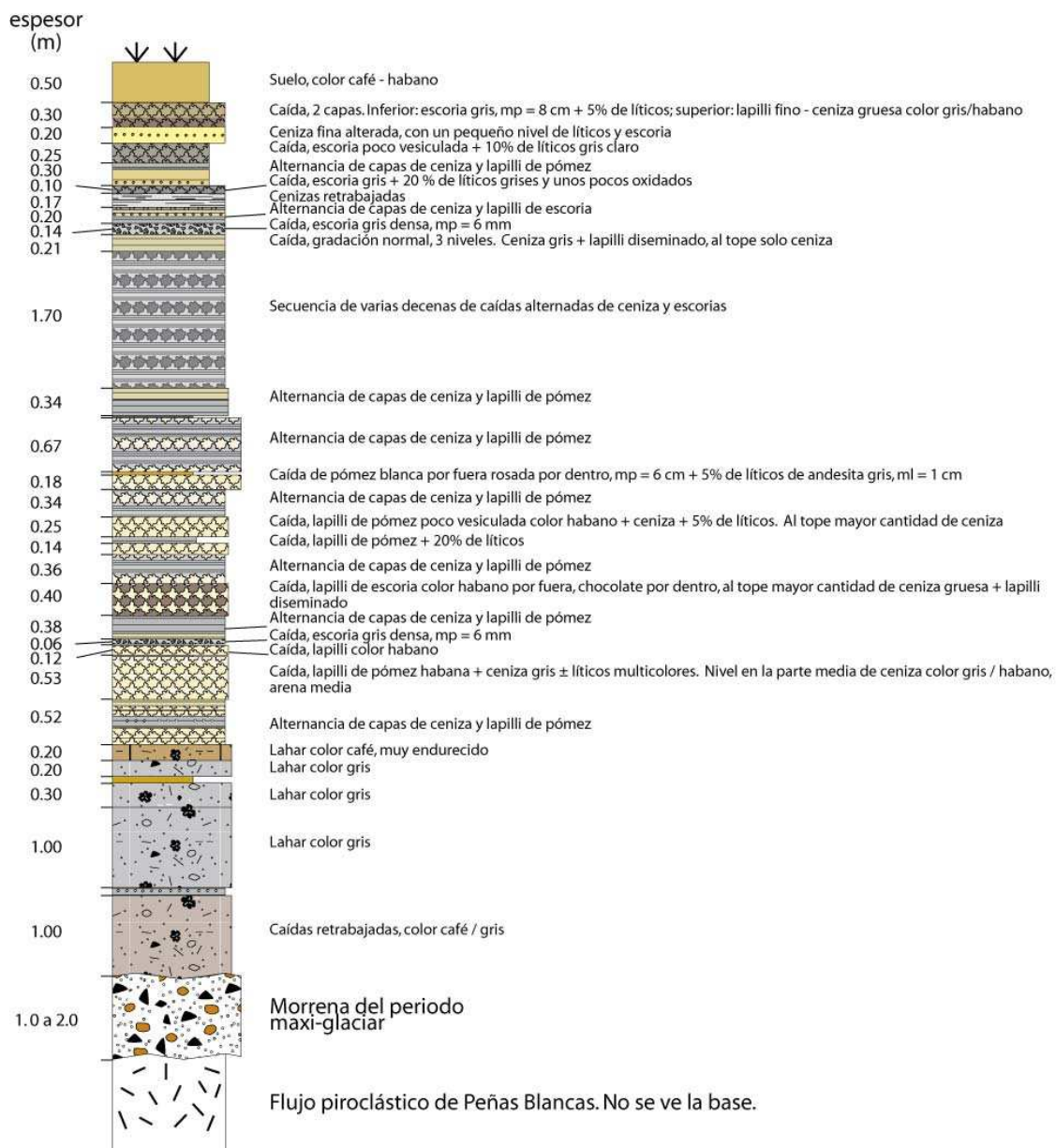
CH CE 04  
 Abraspungo (Flanco NE)  
 UTM (18) 0746200 / 9842400 4375 m snn



CH CE 05  
 Atacruz (Flanco WSW)  
 UTM (18) 0737976 / 9833048 4254 m snn

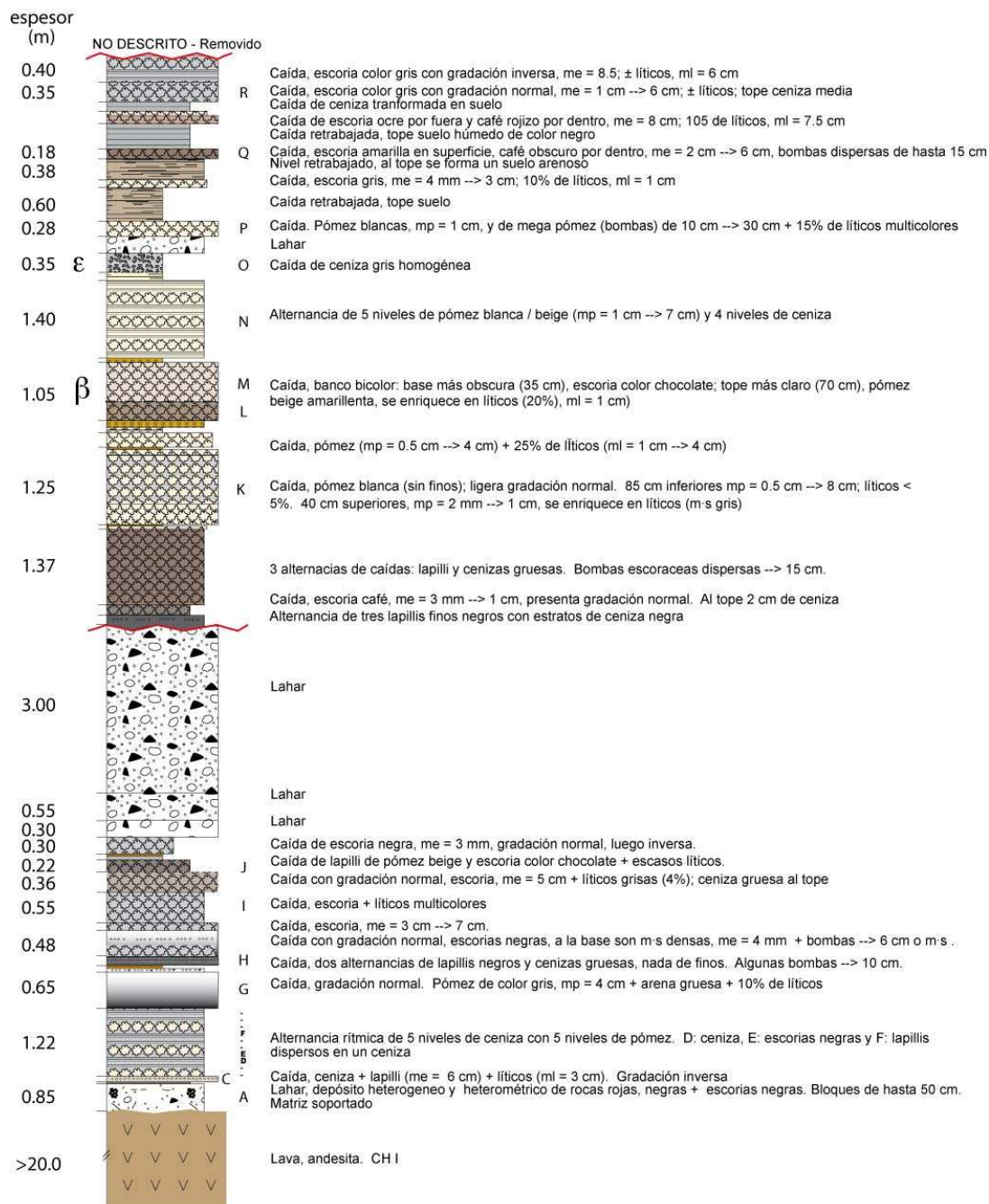


CH CE 06  
 Ñutuhuagsha (Flanco NNW)  
 UTM (18) 0737531 / 9849946 3838 m snn



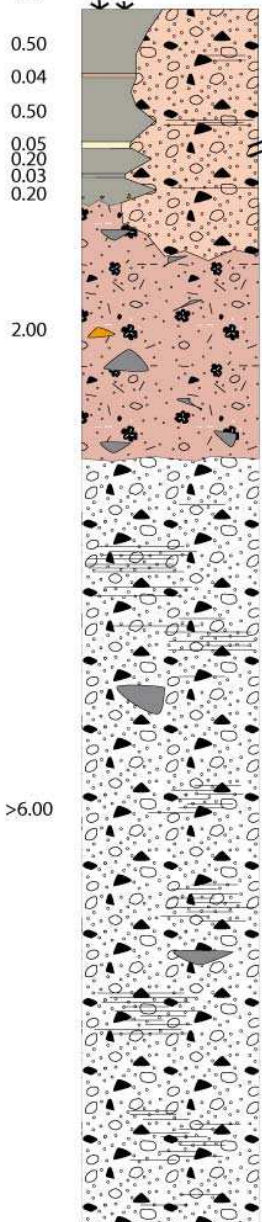


CH CE 07  
Chorrera (Flanco SSW)  
UTM (18) 0741863 / 9831138 3760 m snn



CH CE 08  
 Huayhuayacu (Flanco N)  
 UTM (18) 0742346 / 9842070 4265 m snn

espesor  
(m)



Suelo gris arenoso

Caída de ceniza gruesa, color naranja

Suelo gris arenoso

Caída de ceniza fina color habano, nivel biodisturbado

Suelo gris arenoso

Caída de ceniza gruesa, color gris/naranja

Suelo gris arenoso, material removillado del lahar subyacente

Morrena Neo-glacial

< 5000 a AP

Caótico, matriz soportado.

Color ladrillo. Poli-litológico.

Relación

bloques/grava/arena =

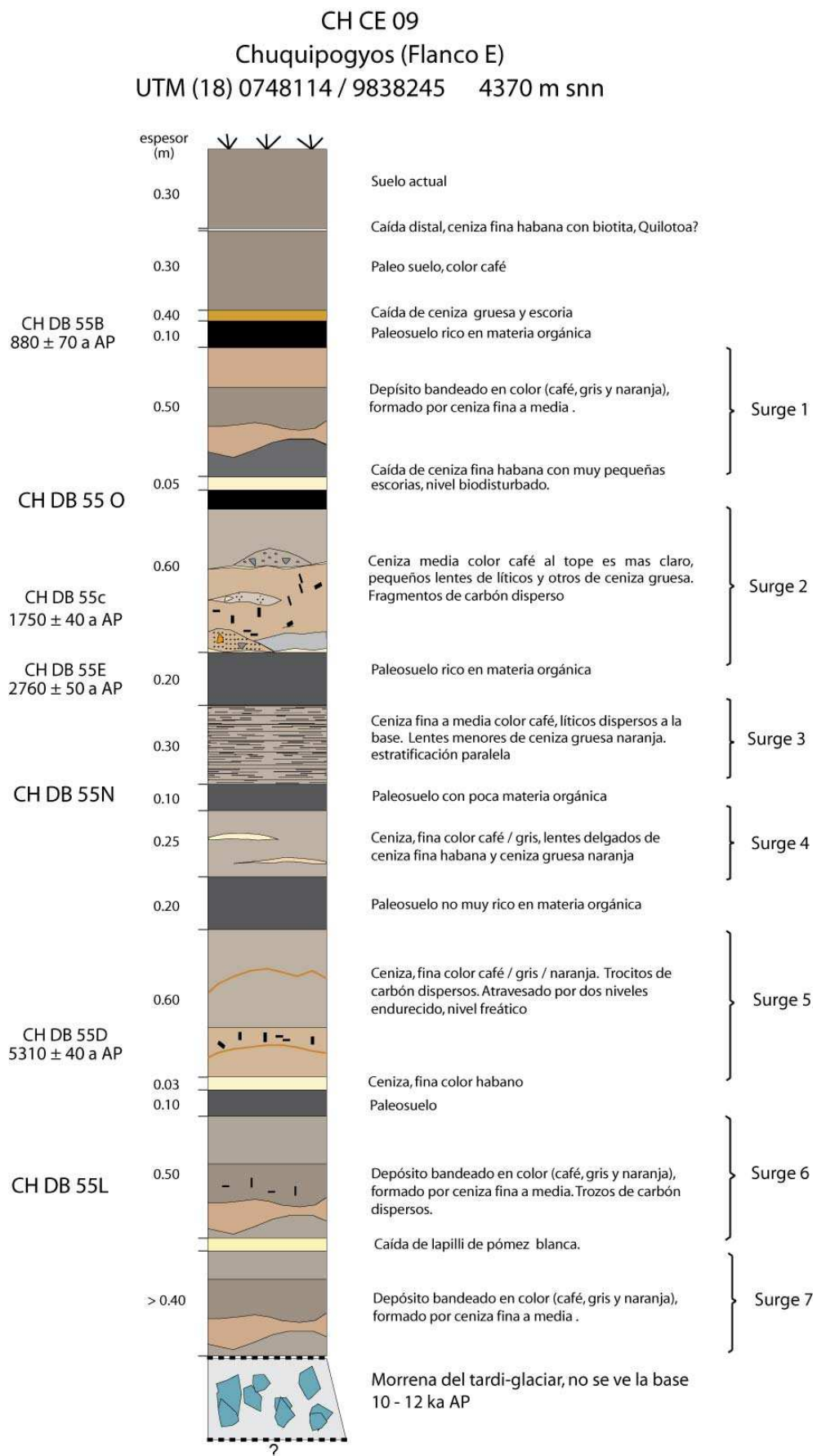
15-20/45-40/40. El espesor

> 10 m.

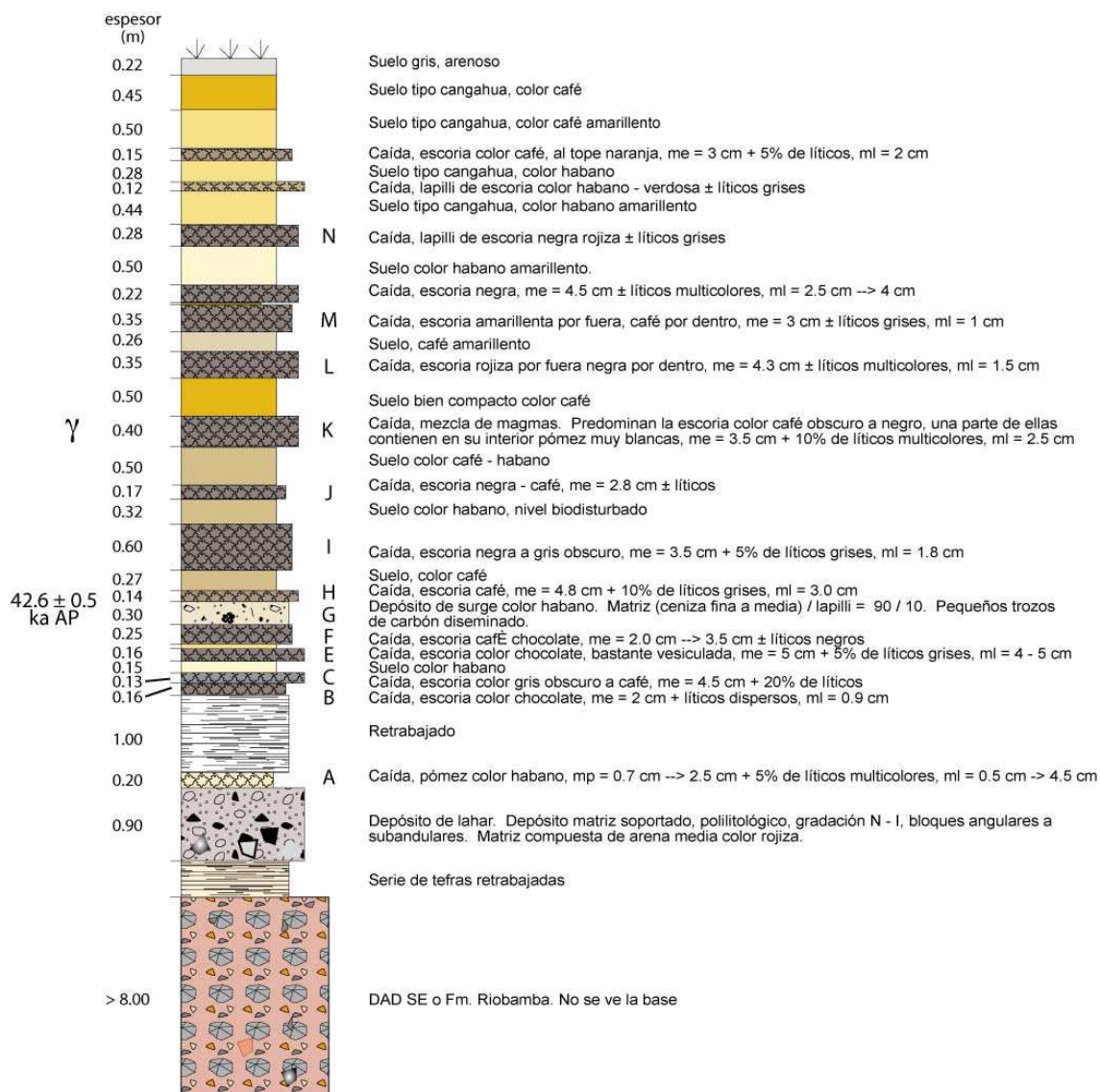
Depósito de lahar color rojo. Matriz soportado. Matriz arena gruesa, bloques centimétricos, md = 30 cm --> 1.5 m. Relación bloques/matriz = 20/80. Poli-litológico: andesita vidriosa gris oscura, andesita escoriacea, andesitas oxidadas. Bloques subredondeados, pocos subangulares. ± compactado, lleno de vesículas.

Morrena del tardi-glacial (10 - 12 ka AP).

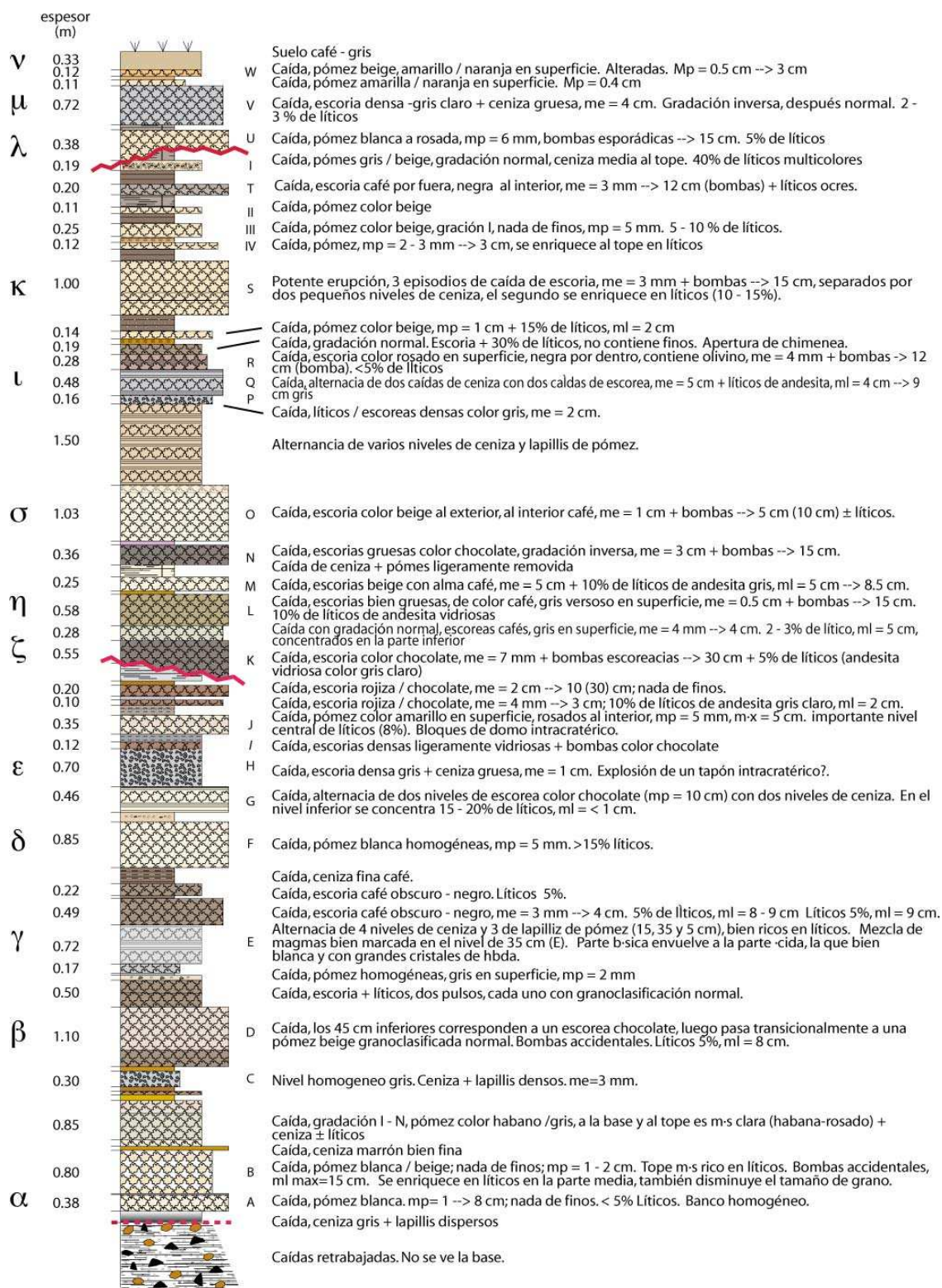
Depósito caótico, matriz soportados, estratificación bastante grosera, paquetes de bloques intercalados con paquetes de gravas. Relación bloques/grava/arena gruesa = 30/10/60. Color gris. Poli-litológico. Bloques centimétricos, med = 30 - 50 cm --> 1.20 m. A la base y en la parte media muy compactado, en la parte superior delesnable. No se ve la base.



**CH CE 10**  
**Panamericana (Flanco E)**  
**UTM (18) 0754965 / 9832878 3483 m snn**



CH CE 11  
Totorillas (Flanco SW)  
UTM (18) 0738430 / 9832395 4150 m snn

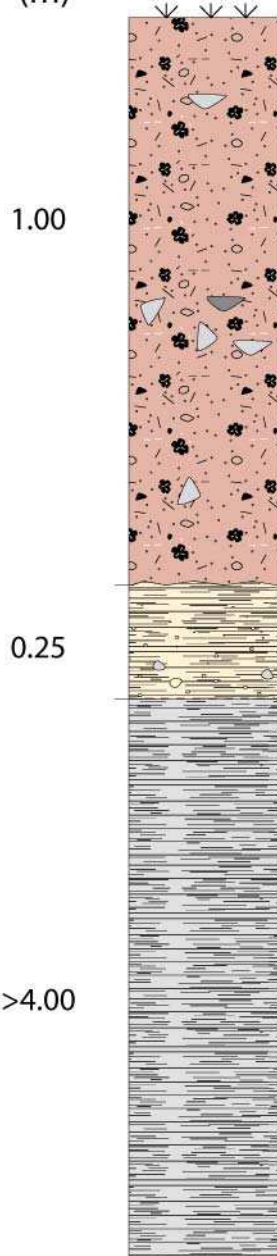


## CH CE 12

Q. Yanausha (Flanco SSW)

UTM (18) 0738700 / 9833010 4081 m snn

espesor  
(m)



1.00

Depósito de lahar color rosado con tonos grises. Depósito matriz soportado, polilitológico. Matriz formada por arena media. Relación matriz/clastos: 90/10. Tamaño de los clastos: 15 cm --> 30 cm. Los clastos son subredondeados, se concentran en la parte media del depósito. Base erosiva.

0.25

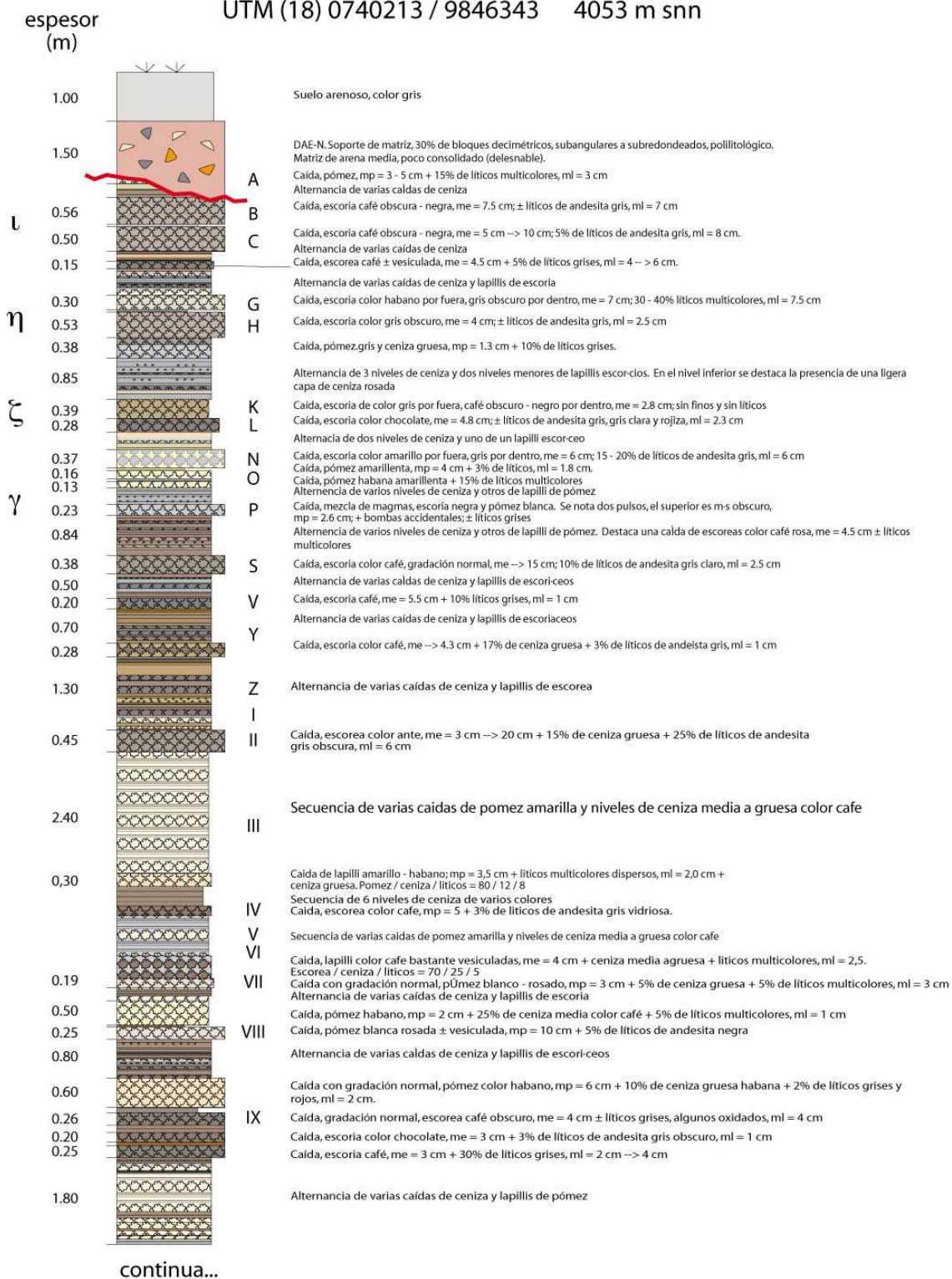
Nivel retrabajado. Depósito color habano, formado por una ceniza fina a media con pocos clastos dispersos. Transicional con el inferior.

&gt;4.00

Paquete de tefras retrabajadas. No se ve la base.

## CH CE 13 R. Colorado (Flanco N)

UTM (18) 0740213 / 9846343    4053 m snn



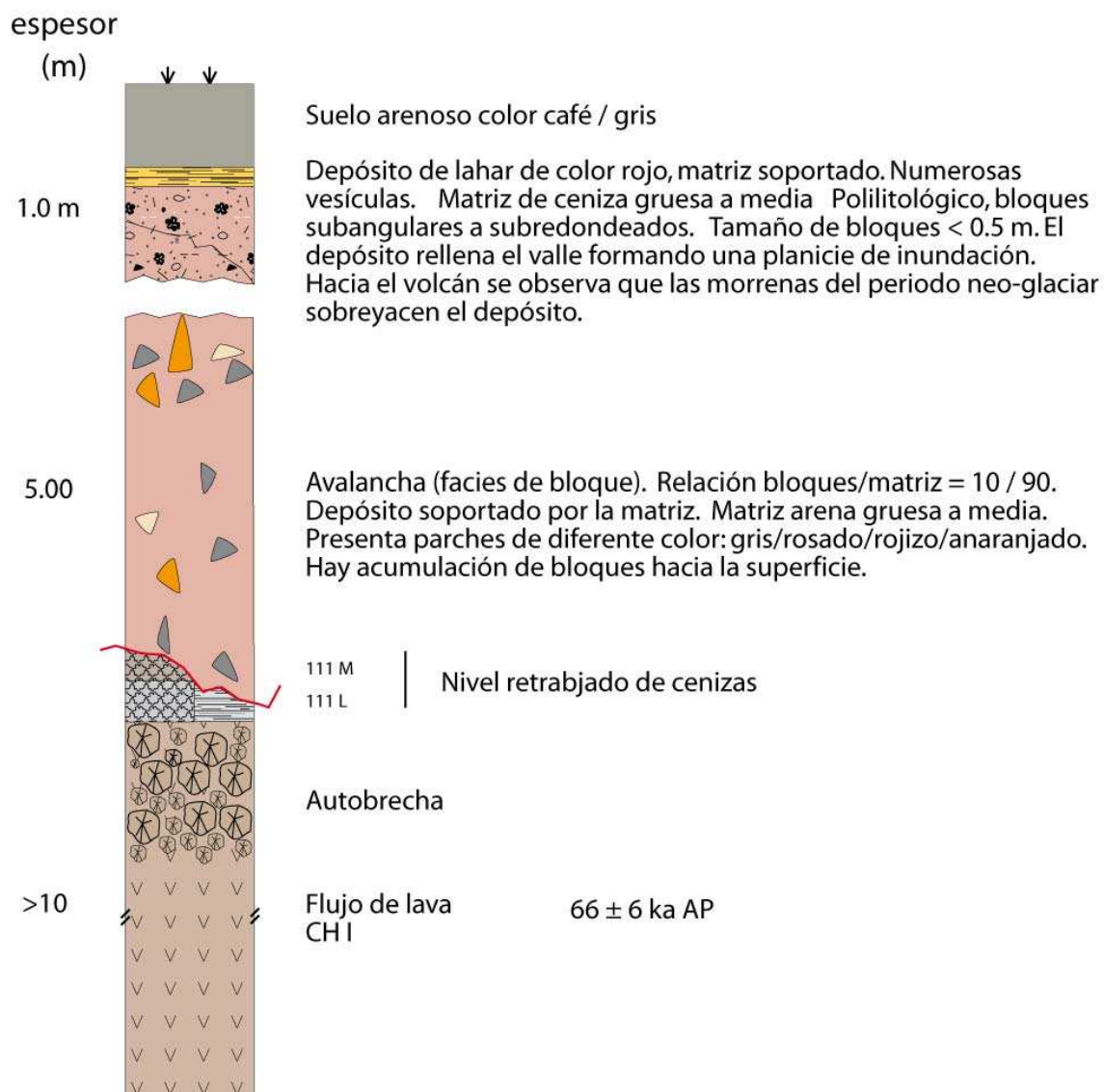
CH CE 13  
R. Colorado (Flanco N)  
UTM (18) 0740213 / 9846343 4053 m snn

(continuacion)



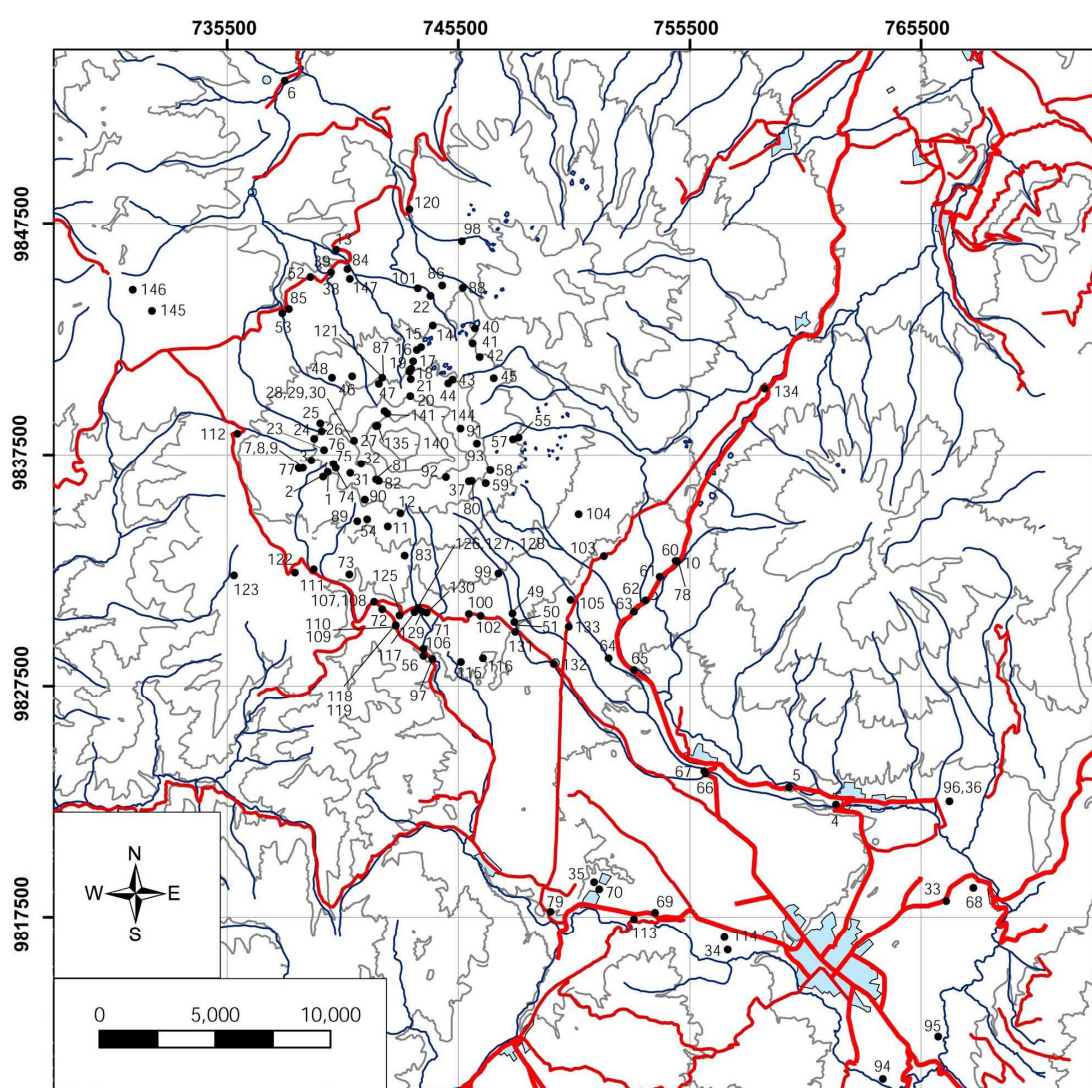


CH CE 14  
 Polvoloma (Flanco N)  
 UTM (18) 0740700 / 9845500 3650 m snn



## ANEXO 3

### Mapa de ubicación de muestras



**Anexo 4**  
**Lista de Muestras estudiadas**  
**petrograficamente**

Muestra	Roca	% vol para cada una de las fases minerales presentes, matriz y vesículas											textura	Tamaño de XX (mm)			
		Plag	cpx	opx	hbda	Opacos	olivino	apatito	cuarzo	biotita	matriz	vesículas		Plag	cpx	opx	hbda
RIO 072	andesita 2 pxos	20	3	7	0	2	0	0	0	0	68	0	hyalopilitica	3,6	2,8	2,4	0,0
RIO 085a	andesita 2 pxos	20	4	8	<1	2	0	trazas	0	0	65	0	hyalopilitica	3,8	2,8	1,8	0,6
RIO 086c	andesita 2 pxos	20	6	2	0	2	0	0	0	0	70	0	traquítica	2,4	1,4	2,0	0,0
RIO 088	andesita 2 pxos	20	8	4	0	3	0	0	0	0	65	0	hyalopilitica	2,2	1,8	1,4	0,0
CH DB 41	andesita 2 pxos	7	2	2	0	1	0	0	0	0	88	0	pilotaxítica	2,4	0,8	0,8	0,0
CH DB 042	andesita	20	7	2	<1	2	0	0	0	0	68	0	hyalopilitica	2,8	3,5	2,0	1,0
CH DB 015	andesita 2 pxos	20	2	3	1	3	0	trazas	0	0	71	0	hyalopilitica	2,4	0,8	0,8	1,6
CH DB 45	andesita 2 pxos	12	3	4	0	3	0	0	0	0	78	0	hyalopilitica	2,4	2,0	2,0	0,0
RIO 077	andesita 2 pxos	15	4	2	<1	2	0	0	0	0	70	6	hyalopilitica	2,2	1,6	2,2	0,8
CH DB 001	andesita de 2 pxos	25	5	7	<1	3	0	0	0	0	59	0	hyalopilitica	2,4	0,6	0,8	0,4
CH DB 024	andesita	25	0	5	0	2	0	1	0	0	67	0	hyalopilitica	1,4	1,0	0,8	0,0
CH DB 026	andesita	29	1	4	1	2	0	0	0	0	63	0	hyalopilitica	2,6	1,0	0,8	1,4
CH DB 027	andesita con hbda	30	2	8	3	5	0	trazas	0	0	52	0	pilotaxítica	2,4	1,0	0,8	1,4
CH DB 057	andesita 2 pxos	15	2	4	0	2	0	0	0	0	77	0	hyalopilitica	1,3	2,0	1,4	0,0
CH DB 017	andesita 2 pxos	15	4	3	0	3	0	0	0	0	75	0	traquítica	2,8	1,6	1,8	0,0
CH DB 018	andesita 2 pxos	15	3	7	0	2	0	0	0	0	73	0	traquítica	2,0	1,0	1,0	0,0
CH DB 021	andesita 2 pxos	17	5	5	0	3	0	trazas	0	0	70	0	hyalopilitica	3,2	1,4	1,6	0,0
CH DB 48	andesita	5	2	2	0	1	0	0	0	0	90	0	traquítica	1,8	2,4	0,6	0,0
RIO 084	andesita 2 pxos	11	4	2	<1	1	trazas	0	0	0	81	0	traquítica	1,6	0,6	1,2	2,8
CH DB 43	andesita con hbda	7	5	2	3	1	0	0	0	0	82	0	traquítica	1,6	2,4	1,6	0,0
RIO 074	andesita con hbda	19	2	6	4	1	0	0	0	0	68	0	hyalopilitica	2,4	0,3	1,4	2,4
RIO 073a	andesita con hbda	13	0	1	12	3	0	trazas	0	0	71	0	traquítica	2,8	0,0	0,4	2,8
CH DB 089	andesita de 2 pxos	20	2	4	<1	2	0	0	0	0	71	0	hyalopilitica	2,6	1,0	1,6	0,6
CH DB 11	andesita 2 pxos	16	2	4	0	3	0	0	0	0	75	0	traquítica	1,2	1,6	2,0	0,0
CH DB 006a	pómez	4	trazas	0	2	1	0	trazas	2	1	85	5	vitrofirica	1,6	0,4	1,2	0,6
CH DB 006b	Toba	7	1	0	0	1	0	0	3	1	84	3	vitrofirica	1,6	0,4	1,2	0,6
CH DB 090	andesita / dacita	14	0	0	10	1	0	0	0	0	72	3	pilotaxítica	4,0	0,0	0,0	2,4
CH DB 032	andesita / dacita	14	1	5	15	3	0	0	0	0	62	0	intersertal	5,2	0,2	1,2	2,0
CH 109	andesita con hblda	14	2	3	2	1	0	trazas	0	0	68	10	hyalopilitica	2,0	1,4	0,8	2,0
CH 110	andesita con hblda	13	1	3	2	1	0	0	0	0	80	0	hyalopilitica	3,2	0,4	1,0	1,6
CH DB 125a	andesita con hblda	8	1	3	3	1	0	trazas	0	0	84	0	hyalopilitica	1,4	0,8	1,2	0,6
CH DB 125b	andesita con hbda	10	2	5	2	1	0	trazas	0	0	70	10	hyalopilitica	4,0	2,0	1,0	0,8
CH DB 034a	andesita con hbda	11	3	1	3	2	0	0	0	0	80	0	hyalopilitica	0,8	0,6	1,2	2,4
CH DB 035a	andesita con hbda	5	trazas	trazas	3	1	0	0	0	0	91	0	traquítica	1,6	0,2	0,2	2,0
CH DB 035b	andesita de 2 pxos	9	2	3	0	1	0	0	0	0	85	0	hyalopilitica	1,6	1,6	1,2	0,0
CH DB 036b	andesita / dacita	6	0	0	5	2	0	0	0	0	87	0	pilotaxítica	3,2	0,0	0,0	1,2
RIO 060	andesita	0	2	1	0	2	0	0	0	0	95	0	traquítica	0,0	1,4	1,2	0,0
RIO 064a	andesita con hbda	5	1	1	5	1	0	0	0	0	87	0	hyalopilitica	3,2	1,0	0,6	1,6
RIO 064b	andesita con hbda	6	1	1	2	2	0	0	0	0	88	0	traquítica	3,6	0,8	1,0	0,6
RIO 064c	andesita con hbda	13	3	1	2	1	0	0	0	0	80	0	traquítica	1,2	0,8	2,8	2,8
RIO 066a	andesita	13	4	1	0	2	0	0	0	0	80	0	hyalopilitica	3,2	0,8	2,6	0,0
RIO 066b	andesita con hbda	15	trazas	1	7	1	0	0	0	0	76	0	hyalopilitica	1,2	0,2	1,4	1,6
RIO 066c	andesita	8	1	4	0	2	0	0	0	0	85	0	pilotaxítica	3,0	3,0	2,0	0,0
RIO 066d	andesita 2 pxos	20	3	3	<1	2	0	0	0	0	71	0	hyalopilitica	3,2	1,6	0,8	0,6

CHIMBORAZO

AVALANCHA - SE

Muestra	Roca	% vol para cada una de las fases minerales presentes, matriz y vesículas											textura	Tamaño de XX (mm)			
		Plag	cpx	opx	hbda	Opacos	olivino	apatito	cuarzo	biotita	matriz	vesículas		Plag	cpx	opx	hbda
RIO 066e	andesita 2 pxos	10	2	2	0	1	0	0	0	0	85	0	pilotaxítica	2,8	1,8	1,4	0,0
RIO 066f	andesita 2 pxos	5	2	2	0	1	0	0	0	0	90	0	hyalopilitica	2,4	3,0	2,4	0,0
RIO 066g	andesita	10	1	2	1	2	0	0	0	0	84	0	hyalopilitica	2,0	0,8	1,2	0,6
RIO 066h	andesita 2 pxos	11	2	2	0	2	0	0	0	0	83	0	pilotaxítica	4,0	1,0	1,4	0,0
RIO 068a	andesita con hbda	8	trazas	2	7	2	0	trazas	0	0	81	0	pilotaxítica	1,2	0,4	0,8	2,2
RIO 068b	andesita 2 pxos	17	6	4	0	3	0	0	0	0	70	0	hyalopilitica	2,8	1,8	1,2	0,0
RIO 068c	andesita con hbda	20	2	1	5	1	0	1	0	0	70	0	hyalopilitica	1,0	1,4	1,8	3,2
RIO 068d	andesita con hbda	3	2	0	4	2	0	2	0	1	86	0	hyalopilitica	1,0	1,6	0,0	3,2
RIO 068e	andesita con hbda	12	1	4	3	2	0	0	0	0	78	0	hyalopilitica	3,0	0,4	1,0	1,6
RIO 068f	andesita 2 pxos	10	2	3	0	2	0	0	0	0	83	0	pilotaxítica	3,0	1,8	3,8	0,0
RIO 068g	andesita 2 pxos	25	5	3	1	5	0	trazas	0	0	61	0	hyalopilitica	1,2	2,0	1,2	0,6
RIO 068h	andesita con hbda	24	5	2	3	3	0	trazas	0	0	63	0	hyalopilitica	3,2	1,6	0,6	2,0
RIO 069a	andesita 2 pxos	7	3	3	0	2	0	0	0	0	85	0	hyalopilitica	2,8	1,0	1,4	0,0
RIO 069b	andesita 2 pxos	18	2	3	1	1	0	0	0	0	75	0	hyalopilitica	4,0	0,8	1,4	0,6
RIO 069c	andesita 2 pxos	23	2	3	1	1	0	0	0	0	70	0	pilotaxítica	2,4	0,8	0,8	0,6
RIO 069d	andesita 2 pxos	8	2	3	1	1	0	0	0	0	85	0	intersertal	2,6	2,4	1,4	0,6
RIO 070a	andesita 2 pxos	14	2	3	0	1	0	0	0	0	73	7	pilotaxítica	1,0	1,0	1,4	0,0
RIO 070b	andesita con hbda	8	4	trazas	4	2	0	1	0	0	81	0	pilotaxítica	0,8	1,2	1,0	2,8
CH DB 96	andesita vidriosa	5	1	3	0	2	0	0	0	0	89	0	traquítica	1,2	1,0	1,2	0,0
CH DB 120a1	Toba	5	1	0	0	1	0	0	1	1	91	0	vitrofirica	1,6	0,4	1,2	0,6
CH DB 120b	Toba	8	1	0	0	1	0	0	1	0	89	0	vitrofirica	1,6	0,4	1,2	0,6
CH DB 12	andesita 2 pxos	12	3	3	0	2	0	0	0	0	77	3	hyalopilitica	1,0	1,0	1,0	0,0
CH DB 91	andesita	13	1	4	<1	2	0	0	0	0	79	0	porfirítica	0,8	0,8	0,6	0,8
CH DB 92	andesita 2 pxos	15	3	2	0	2	0	0	0	0	78	0	intersertal	1,2	0,8	0,8	0,0
CH DB 93	andesita	6	4	1	0	1	0	0	0	0	85	3	traquítica	0,8	0,8	0,6	0,0
CH 100	andesita 2 pxos	15	5	10	1	2	0	trazas	0	0	62	5	hyalopilitica	1,4	0,8	0,8	1,8
CH 102	andesita 2 pxos	20	8	10	0	2	0	trazas	0	0	59	1	hyalopilitica	2,0	2,2	2,0	0,0
CH 115	andesita con hbda	21	8	12	2	2	0	trazas	0	0	53	2	hyalopilitica	1,2	0,4	1,0	1,6
CH 116	andesita con hbda	21	1	9	2	2	0	0	0	0	63	2	hyalopilitica	2,4	0,4	0,8	0,6
CH DB 058	andesita 2 pxos	15	5	5	0	1	0	0	0	0	74	0	hyalopilitica	2,2	1,4	2,0	0,0
CH DB 059	andesita 2 pxos	13	2	4	0	1	0	0	0	0	78	2	pilotaxítica	1,2	1,0	1,0	0,0
CH DB 44	andesita 2 pxos	7	4	3	0	1	0	0	0	0	85	0	hyalopilitica	1,2	1,2	0,8	0,0
CH DB 132a	escoria	5	1	3	0	1	0	0	0	0	70	20	vitrofirica	1,6	0,8	1,4	0,0
CH DB 132b	andesita vidriosa	7	2	3	0	1	0	0	0	0	87	0	intersertal	0,8	1,0	1,2	0,0
RIO 005	andesita 2 pxos	18	2	7	0	3	0	trazas	0	0	68	2	traquítica	2,4	0,8	1,4	0,0

AVALANCHA - SE

CHIMBORAZO II

Muestra	Roca	% vol para cada una de las fases minerales presentes, matriz y vesículas											textura	Tamaño de XX (mm)			
		Plag	cpx	opx	hbda	Opacos	olivino	apatito	cuarzo	biotita	matriz	vesículas		Plag	cpx	opx	hbda
RIO 061	andesita 2 pxos	20	4	9	0	2	0	trazas	0	0	65	0	hyalopilitica	3,2	1,4	0,8	0,0
RIO 062	andesita 2 pxos	25	9	15	0	1	0	0	0	0	49	1	hyalopilitica	3,8	1,8	1,0	0,0
RIO 063	andesita 2 pxos	25	3	8	0	4	0	0	0	0	58	2	traquítica	3,2	1,2	0,3	0,0
RIO 065	andesita 2 pxos	24	1	9	0	1	0	trazas	0	0	64	1	traquítica	0,0	0,0	0,0	0,0
CH 103	andesita 2 pxos	30	8	10	0	2	0	trazas	0	0	50	0	hyalopilitica	2,0	0,8	0,8	0,0
CH 104	andesita 2 pxos	24	3	3	0	2	0	trazas	0	0	68	0	hyalopilitica	2,4	1,0	0,8	0,0
CH DB 37	andesita	5	1	2	1	2	0	0	0	0	50	39	hyalopilitica	0,8	1,4	1,8	0,2
CH 099	andesita 2 pxos	18	5	10	0	2	0	0	0	0	65	0	pilotaxítica	2,0	1,4	1,6	0,0
CH DB 020a	escoria	5	3	1	0	1	1	0	0	0	34	55	vitrofrica	1,4	0,8	1,2	0,0
CH DB 135	escoria	5	2	1	0	2	1	0	0	0	30	59	vitrofrica	0,8	3,2	1,5	0,0
CH DB 143	escoria	3	1	3	0	1	0	0	0	0	40	52	vitrofrica	3,6	1,2	0,8	0,0
CH DB 144	escoria	5	2	2	0	1	0	0	0	0	30	60	vitrofrica	2,4	0,8	1,2	0,0
RIO 085c	escoria	5	1	2	0	1	0	0	0	0	26	65	vitrofrica	1,0	0,6	1,0	0,0
CH DB 137	bomba	10	3	3	0	2	0	0	0	0	82	0	hyalopilitica	2,2	1,4	1,0	0,0
CH DB 142	escoria	4	1	2	0	1	0	0	0	0	47	45	vitrofrica	1,6	2,0	1,4	0,0

CHIMBORAZO II

CH III

## ANEXO 5

### Elaboración de análisis químicos

De cada una de las muestras se obtuvo ~ 20 g de roca pulverizada, para lo cual se procedió a triturar la muestra manualmente usando un mortero "Abish", el material granulado fue pulverizado mediante la utilización de un molino Retsch RMO de muelas de ágata por un periodo ~ 25 minutos. La preparación de la muestra fue realizada en el Departamento de Geofísica de la Escuela Politécnica Nacional. La totalidad de las muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Petrología de la Universidad de Bretaña Occidental, Brest (Francia), por Joseph Cotten. Los contenidos de óxidos mayores y elementos en traza fueron obtenidos por ICP-AES, siguiendo la metodología descrita por Cotten et al. (1995), excepto para el Rb, concentración obtenida mediante espectrometría a la llama. La precisión de este método para óxidos mayores es del 2%, mientras que para los elementos en traza es del 5%.

Para cada una de las 174 muestras enviadas a analizar se obtuvo el contenido en wt-% de 10 óxidos mayores, así como también de los contenidos en ppm de 21 elementos en traza.

Los análisis incluyen a cinco metales de transición (Sc, V, Cr, Co, Ni); cuatro elementos LILE (large ion lithophile elements), los elementos de ión grande (Th, Rb, Ba, Sr) tienen un comportamiento incompatible, para el caso del Sr su comportamiento puede ser incompatible o compatible; tres elementos HFSE (high field-strength elements), los elementos de campo fuerte (Zr, Nb, Y) tienen un comportamiento incompatible, a excepción del Y que se comporta como un HREE es decir como compatible; cinco elementos LREE (light rare earth elements), los elementos de tierras raras livianas (La, Ce, Nd, Sm, Eu) tienen un comportamiento general incompatible; cuatro elementos HREE (heavy rare earth elements), los elementos de tierras raras pesadas (Gd, Dy, Er, Yb) tienen un comportamiento compatible.

Sample No.	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Sc	V	Cr	Co	Ni	Th	Rb	Ba	Sr	Zr	Nb	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
RIO 88	58,15	0,83	17,75	7,54	0,11	3,32	6,78	4,13	1,15	0,24	12,3	180	10,0	19	3,05	20,5	530	700	93,0	4,0	13,8	13,8	28,5	17,2	3,45	1,10	3,5	2,45	1,30	1,23	
CH DB 24	60,01	0,73	17,95	6,49	0,10	2,73	6,06	4,51	1,20	0,23	11,1	170	5,0	15,5	11	2,80	34,5	548	650	113,0	4,9	13,0	13,2	29,5	16,5	3,55	1,00	3,0	2,35	1,20	1,22
CH DB 27	60,54	0,69	17,51	6,62	0,11	2,55	6,05	4,28	1,40	0,24	11,5	135	7,5	13,0	10	3,60	23,5	600	889	102,0	4,7	16,0	19,5	40,0	22,0	4,25	1,14	3,8	2,80	1,50	1,50
CH DB 048	57,56	0,86	17,77	7,66	0,11	3,47	6,91	4,15	1,26	0,24	14,0	188	22,0	23,5	37	3,15	25,0	625	698	105,0	4,7	13,4	14,0	29,0	16,6	3,65	1,10	3,6	2,50	1,20	1,07
CH-DB-43	57,56	0,85	18,03	7,23	0,11	3,38	6,88	4,44	1,23	0,29	14,5	178	32,0	21,0	25	2,60	23,0	650	765	125,0	5,9	14,8	16,2	33,0	18,8	4,15	1,19	3,5	2,60	1,40	1,28
RIO 73A	63,59	0,56	16,90	5,18	0,09	2,13	4,73	4,78	1,81	0,22	8,0	100	27,0	12,0	22	4,75	33,0	800	740	135,0	5,8	12,2	19,9	40,0	20,0	3,70	1,00	3,2	2,10	1,15	1,09
RIO 84	57,41	0,87	18,67	7,07	0,10	3,06	6,52	4,65	1,36	0,29	11,8	179	13,0	19,0	22	3,20	26,0	681	827	104,0	5,0	13,6	16,5	34,0	19,0	3,70	1,19	3,5	2,50	1,25	1,17
CH DB 32	63,96	0,54	17,00	4,99	0,08	2,02	4,96	4,58	1,66	0,20	8,0	70	14,0	11,0	16	2,75	39,5	675	628	67,0	4,7	10,5	16,0	32,5	18,0	3,60	0,92	3,3	2,00	0,90	0,83
CH DB 006	70,01	0,33	15,89	2,42	0,04	1,16	3,43	4,20	2,40	0,12	4,0	60	12,0	5,0	6	1,80	36,5	646	550	42,0	1,8	4,8	9,5	19,5	10,3	2,05	0,52	1,5	1,15	0,40	0,33
CH DB 125A	61,78	0,67	17,52	5,67	0,08	2,47	5,61	4,58	1,41	0,21	10,0	124	14,0	15,0	22	2,80	30,5	652	700	100,0	4,4	11,0	15,0	28,5	16,2	3,10	0,93	2,7	2,05	1,00	0,92
CH DB 125B	59,95	0,76	17,45	6,60	0,10	2,98	6,32	4,28	1,33	0,22	13,0	158	11,0	18,0	25	2,65	26,3	620	790	100,0	4,0	12,8	14,3	29,0	16,5	3,65	0,98	3,1	2,30	1,15	1,10
CH DB 33A	61,07	0,68	17,43	6,05	0,09	2,84	5,81	4,44	1,38	0,21	12,0	142	15,5	17,5	26	2,95	27,0	650	650	115,0	4,4	12,5	14,5	29,5	17,0	3,30	0,96	2,9	2,25	1,20	1,08
CH DB 33B	62,15	0,74	16,98	6,11	0,07	2,23	5,41	4,52	1,57	0,23	10,0	133	12,0	15,5	21	3,30	32,5	730	612	145,0	5,5	13,4	17,0	35,5	19,7	3,85	1,09	3,6	2,45	1,20	1,11
CH DB 33C	62,28	0,58	16,43	5,84	0,09	2,75	5,68	4,19	1,88	0,29	10,4	134	47,0	14,0	41	6,30	41,0	834	1049	122,0	4,4	11,6	25,5	49,0	25,0	4,30	1,18	3,2	2,10	1,10	1,02
CH DB 33D	60,84	0,75	17,27	6,38	0,10	2,82	5,96	4,25	1,42	0,21	12,5	152	14,5	18,0	26	2,85	29,5	685	634	130,0	4,6	13,4	15,2	31,5	17,5	3,30	1,01	3,1	2,45	1,25	1,18
CH DB 33E	60,94	0,70	17,51	6,02	0,09	2,75	6,05	4,26	1,47	0,20	12,0	142	14,0	18,0	24	3,00	30,5	670	647	125,0	4,7	13,0	14,9	30,5	17,0	3,30	1,02	2,9	2,35	1,25	1,17
CH DB 33F	59,41	0,83	17,24	7,03	0,10	3,29	6,44	3,97	1,47	0,22	14,0	174	21,0	22,0	34	2,75	29,0	625	612	128,0	5,0	14,2	14,5	30,0	17,2	3,85	1,05	3,3	2,65	1,30	1,18
CH DB 33G	56,79	0,97	15,50	7,34	0,10	3,63	7,67	3,89	3,40	0,71	16,3	191	53,0	20,0	45	19,70	66,0	1950	2090	276,0	7,8	22,6	97,0	185,0	92,0	15,40	3,95	9,7	4,50	2,00	1,50
CH DB 96	59,25	0,82	17,47	6,95	0,10	3,11	6,67	4,28	1,12	0,22	13,5	170	15,5	21,0	21	3,00	23,6	530	605	109,0	4,1	14,0	13,0	27,0	15,7	3,50	1,05	3,5	2,55	1,30	1,19
CH-DB-92	59,61	0,72	17,13	6,54	0,10	3,67	6,40	4,24	1,35	0,23	15,0	164	48,0	22,0	56	3,00	28,0	640	681	122,0	4,4	12,0	13,6	28,5	16,0	3,55	0,99	2,8	2,15	1,10	1,05
CH 115	61,05	0,72	17,15	6,12	0,09	3,03	5,90	4,29	1,43	0,22	11,5	138	41,0	19,0	33	3,60	31,0	610	620	127,0	5,0	12,4	14,2	30,5	17,0	3,70	0,99	3,1	2,20	1,10	0,98
CH-DB-44	59,46	0,81	16,48	6,99	0,10	4,06	6,23	4,13	1,50	0,23	14,5	170	105,0	23,0	66	3,80	36,5	690	632	125,0	4,9	11,9	15,6	32,0	17,0	3,90	1,06	3,1	2,20	1,10	0,95
CH DB 59	62,24	0,69	16,36	5,74	0,08	3,42	5,24	4,32	1,72	0,19	12,5	137	113,0	18,0	61	5,00	44,0	730	580	125,0	4,6	10,1	16,1	30,5	16,8	3,40	0,95	3,2	1,95	1,05	0,87
CH DB 132A	59,73	0,72	16,19	6,69	0,10	4,25	6,59	3,92	1,60	0,21	17,0	170	106,0	21,0	48	6,65	36,0	753	725	130,0	4,9	14,7	23,0	44,0	22,8	4,40	1,14	3,5	2,50	1,30	1,27
RIO 5	61,76	0,71	16,55	6,03	0,09	3,24	5,48	4,22	1,72	0,20	13,0	141	56,0	18,0	37	4,60	41,0	750	585	155,0	5,5	14,5	17,8	37,0	20,0	4,20	1,03	3,6	2,50	1,30	1,29
CH 99	60,46	0,72	16,64	6,32	0,10	3,71	6,32	4,11	1,40	0,21	15,0	145	60,0	20,0	51	3,50	29,5	630	660	115,0	4,8	12,0	14,0	30,5	17,0	3,70	1,01	3,0	2,20	1,10	1,05
CH-DB-37	67,13	0,64	16,22	4,08	0,06	1,93	4,17	3,73	1,91	0,14	10,0	108	40,0	10,0	19	5,75	52,5	890	522	184,0	6,2	13,8	19,7	39,5	20,5	3,90	1,00	3,1	2,40	1,20	1,14
CH 107I	56,38	0,86	17,03	8,03	0,12	4,83	7,48	3,97	1,06	0,24	19,6	198	68,0	28,0	60	1,95	19,5	550	685	102,0	4,4	14,8	13,2	28,0	16,0	3,55	1,05	3,4	2,70	1,40	1,27
CH 107L	55,29	0,90	16,88	8,47	0,12	5,93	7,55	3,69	0,96	0,20	18,6	180	224,0	31,0	110	2,20	19,0	505	634	98,0	4,7	13,5	13,3	27,0	16,0	3,65	1,06	3,3	2,60	1,35	1,12
CH 107M	58,50	0,81	16,59	7,09	0,11	4,71	6,56	4,12	1,29	0,22	14,9	160	160,0	24,0	82	2,90	26,0	610	636	112,0	4,7	12,9	15,0	31,0	17,5	3,75	1,04	3,6	2,45	1,30	1,10
CH 111A	68,57	0,38	16,04	3,48	0,08	1,19	3,42	4,66	1,97	0,20	4,7	41	13,0	5,0	7	4,75	40,0	880	545	147,0	5,9	11,6	19,6	38,0	19,0	3,50	0,85	2,8	2,05	1,10	1,10
CH 111H	55,78	0,93	16,94	8,24	0,12	5,33	7,69	3,72	1,02	0,23	17,5	195	160,0	28,0	85	3,15	19,2	520	650	102,0	4,6	14,4	14,4	29,0	17,5	3,60	1,16	3,9	2,75	1,40	1,24
CH 111K1	58,01	0,86	16,98	7,07	0,10	4,47	6,47	4,31	1,47	0,27	13,5	164	116,0	25,0	82	3,05	28,5	730	790	125,0	5,5	13,0	18,2	37,5	21,5	4,20	1,15	3,8	2,40	1,30	1,09
CH 111L1	58,34	0,82	16,14	7,34	0,11	4,94	6,68	3,95	1,43	0,24	16,3	168	166,0	28,0	89	3,70	31,5	710	676	124,0	5,3	12,6	16,5	34,0	18,5	3,70	1,10	3,6	2,40	1,20	1,01
CH 111O	59,98	0,77	16,40	6,44	0,10	3,91	6,44	4,24	1,49	0,22	15,2	155	81,0	21,0	56	3,45	32,0	660	624	133,0	5,1	14,2	16,3	34,0	19,0	3,85	1,03	3,5	2,60	1,35	1,23
CH 111P	56,21	0,75	15,06	7,89	0,12	7,60	7,48	3,44	1,23	0,22	20,0	181	282,0	34,0	184	5,85	23,5	595	760	106,5	3,8	15,0	24,3	48,0	26,0	4,80	1,26	3,9	2,80	1,50	1,29
CH 111R	55,79	0,75	15,72	8,11	0,13	5,83	8,32	3,55	1,54	0,25	22,8	192	195,0	28,0	48	6,00	29,0	615	1000	109,0	4,1	15,8	26,0	50,0	27,0	5,00	1,35	3,7	2,85	1,55	1,43
CH 111U	64,07	0,62	16,66	5,01	0,07	2,77	5,12	3,94	1,58	0,17	9,6	104	63,0	14,0	37	5,15	42,0	690	514	127,0	5,6	10,8	17,5	36,0	18,0	3,65	0,87	3,3	2,10	1,10	0,92



