

## VOLCÁN QUILOTOA -- ECUADOR: VOLCANISMO DACÍTICO JOVEN EN UNA LAGUNA CRATÉRICA

*Minard L. Hall (1) & Patricia A. Mothes (1)*

(1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, [mhall@igepon.edu.ec](mailto:mhall@igepon.edu.ec)

### RESUMEN

El Volcán Quilotoa es un ejemplo de un volcanismo dacítico joven que sucede en una laguna caldérica. Ha tenido una larga serie de erupciones poderosas del tipo pliniano, con magnitudes de VEI= 4 y 5+ a intervalos repetitivos de unos 10-15 mil años. Se reconocen al menos ocho ciclos eruptivos durante los últimos 200 mil años. Cada uno fue caracterizado por un inicio abrupto del estilo freato-magmático, el cual fue seguido por una caída de lapilli de pómez, y luego una serie de surges, flujos de ceniza, y últimamente surges, todos ellos ricos en pómez y cristales, y menos líticos. El flujo piroclástico más distante viajó 17 km aguas abajo en el valle del río Toachi. Los volúmenes de las unidades más jóvenes están en el orden de 4 km<sup>3</sup>, sin embargo el volumen de la caída de ceniza de la última erupción de hace 800 a AP se aproxima a 19 km<sup>3</sup>.

Se identifican tres calderas; la más antigua precedió el ciclo Q-IV, la segunda se formó temprano en el ciclo Q-II, y la presente se formó en el último ciclo Q-I. Domos lávicos de dacita gris son comunes en el filo circundante de la caldera y la mayoría fueron intruídos al final del ciclo Q-II; los domos anteriores de dacita negra pertenecen a los ciclos Q-III y Q-IV. El inicio explosivo del ciclo Q-I, fechado en 800 a AP, voló unos 250 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> de agua de la laguna, lo cual generó grandes flujos de escombros que arrasaron los flancos orientales del edificio al descender hacia el valle del río Toachi. Los productos piroclásticos y los domos lávicos están constituidos principalmente por dacitas porfiríticas de color gris que llevan plagioclasa, anfíbol, biotita, y a veces cuarzo, más magnetita.

**Palabras claves:** volcán Quilotoa, laguna cratérica, volcanismo dacítico, ciclos eruptivos, erupción y tefras plinianas, flujo piroclástico

### ABSTRACT

Quilotoa volcano, an example of young dacitic volcanism in a lake-filled caldera, is found at the southwest end of the Ecuador's volcanic front. It has had a long series of powerful plinian eruptions of moderate to large size (VEI= 4-6), at repetitive intervals of roughly 10-15

thousand years. At least eight eruptive cycles (labeled Q-I to Q-VIII with increasing age) over the past 200 ka are recognized, often beginning with a phreatomagmatic onset and followed by a pumice-rich lapilli fall, and then a sequence of pumice, crystal, and lithic-rich deposits belonging to surges and ash flows. The farthest ash flow having traveled about 17 km down the Toachi valley. The bulk volumes of the youngest flow deposits are on the order of 5 km<sup>3</sup>, but that of Q-I's 800 yr BP ash-fall unit is about 18 km<sup>3</sup>. Three calderas are recognized, the oldest one predates the Q-IV cycle and the others occurred during the Q-II and Q-I cycles. Dacite lava domes occur along the present caldera rim; most were emplaced at the end of the Q-II cycle and older domes of dark dacite belong to the Q-III and IV cycles. The explosive onset of the Q-I cycle expelled as much as 250 million m<sup>3</sup> of the lake's water, resulting in large debris flows that scoured the eastern flanks of the edifice and descended the Toachi River. The pyroclastic material and the domes are composed chiefly of gray porphyritic dacites carrying large phenocrysts of plagioclase, amphibole, biotite, and occasionally quartz.

**Keywords:** Quilotoa volcano, crater lake, dacitic volcanism, eruptive cycles, Plinian eruption and tephra, pyroclastic flow

## INTRODUCCION

Poco se había publicado sobre el volcán Quilotoa, a pesar que su actividad eruptiva ha sido extremadamente fuerte y frecuente durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. Durante los últimos 200 mil años se reconocen al menos ocho ciclos eruptivos aquí designados Q-I a Q-VIII, siendo el más joven el ciclo Q-I. La última erupción del Quilotoa generó una extensa caída de ceniza que cubrió gran parte de la mitad septentrional del Ecuador hace 800 años (Mothes y Hall, 1998), la misma que tuvo un gran impacto sobre la población indígena de entonces. Aquí se presenta la primera vista global de este centro eruptivo y su historia. Estudios anteriores incluyen los de Hall y Mothes

(1992); Mothes y Hall (1997, 1998); Rosi et al. (1997, 2004); Aguilera et al. (2000); y Dimuro et al. (2004).

El volcán Quilotoa (3914 msnm) se ubica hacia el extremo austral del frente volcánico de la Cordillera Occidental de Ecuador. Al Este de la Cordillera Occidental yace el Callejón Interandino, con sus centros volcánicos más viejos, y más al Este se ve la Cordillera Real con sus volcanes andesíticos (Hall y Beate, 1991) (Fig. 1). Quilotoa se encuentra a unos 83 km al Suroeste de Quito y unos 32 km al Oeste de Latacunga. Sus últimas erupciones han cubierto gran parte de la cuenca superior del río Toachi con enormes cantidades de tefra dacítica que constituyen las extensas terrazas y como

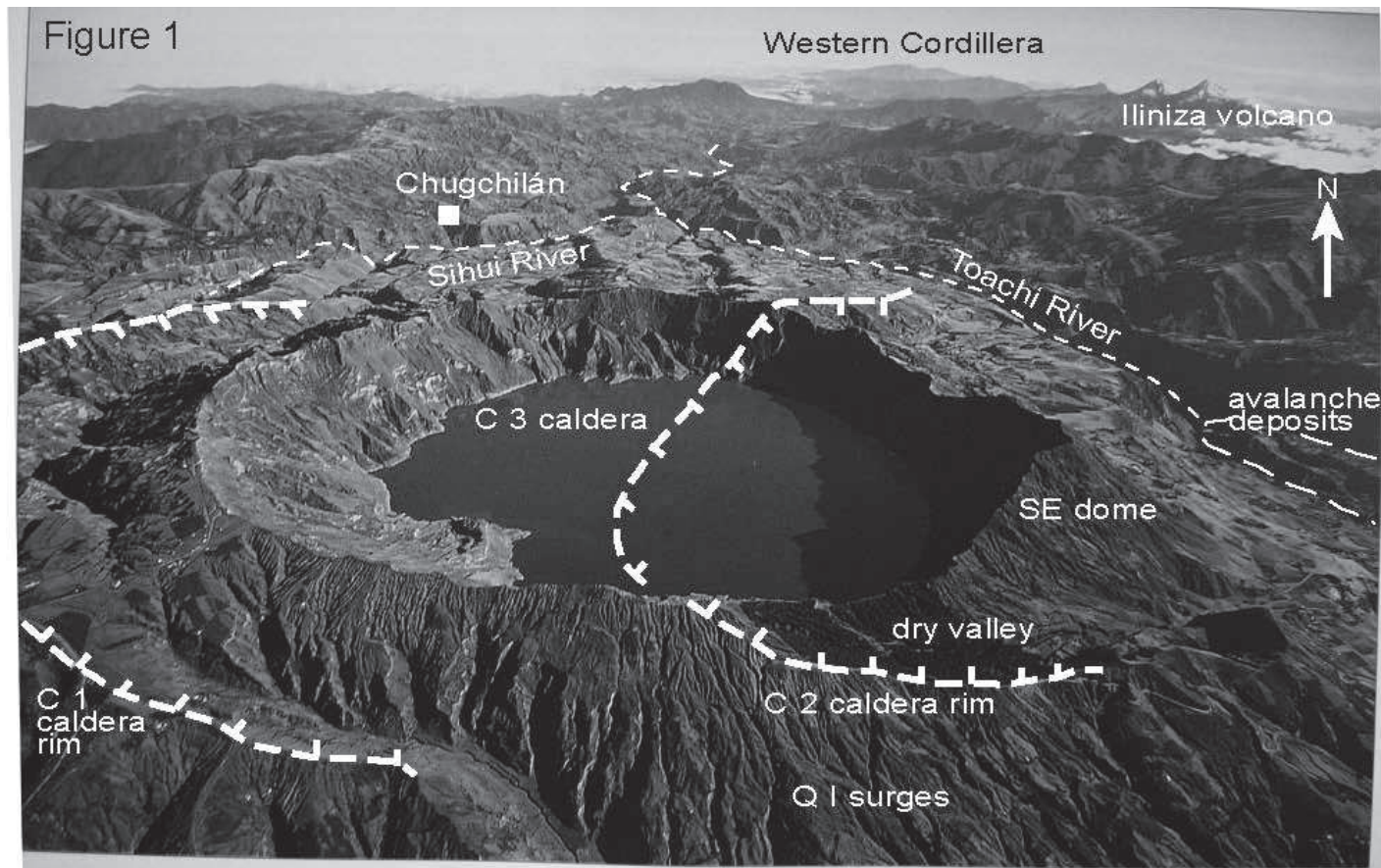


Figura 1. Una foto aérea del edificio del Quilotoa, mirando al Norte por el valle del río Toachi, en la cual se puede apreciar la caldera actual (C-3) con su laguna alcalina. Se destacan la serie de calderas de C-1 a C-3, así como los depósitos de la avalancha de escombros asociados con el deslizamiento del edificio Q-III hacia el río Toachi. Todas las pendientes del edificio se ven cubiertas por capas delgadas de surge del Q-I. Foto de Jorge J. Anhalzer.

planicies utilizadas tanto en la agricultura en la ubicación de los centros poblacionales.

El frente volcánico del Ecuador se destaca por un espaciamiento regular (a unos 35 km) entre los centros volcánicos, especialmente en el tramo desde Cuicocha al Norte hasta Iliniza al Sur. Sin embargo, al Sur de Iliniza existe una brecha de 85 km de largo, sin volcanismo reciente, hasta llegar al próximo grupo de volcanes (p.e. Carihuirazo y Chimborazo). Dicha brecha está ocupada sobre todo por unidades sedimentarias plegadas del Terciario Tardío, las cuales están subyacidas por basaltos y sedimentos oceánicos bien tectonizados del Cretácico. Lo interesante es que existe otro tramo paralelo sin volcanismo reciente en la Cordillera Real desde Cotopaxi hasta Tungurahua. El único centro activo en cualquiera de los dos tramos es el del Quilotoa que está desplazado a unos 20 km al Oeste del eje de la Cordillera Occidental. Además, este volcán se localiza cerca de la intersección de un sistema N-S de fallas tectónicas no activas que controla la orientación del río Toachi, y de una serie de lineamientos de orientación NE-SW de importancia regional.

### **MORFOLOGIA Y ESTRUCTURA DEL VOLCAN QUILOTOA**

Básicamente el Quilotoa consiste de una caldera con una laguna situada encima de su edificio volcánico que mide unos 6 km de diámetro y es de bajo relieve (Fig. 2). Su caldera es una depresión circular de 2.9 km de diámetro y de 640 m de profundidad que

contiene una laguna de agua alcalina que es de 2.1 km de diámetro, 240 m de profundidad, y de un volumen de agua estimado en 0.65 km<sup>3</sup> (Aguilera et al., 2000). Estudios batimétricos sugieren que la caldera consiste de un cráter oriental más viejo y otro occidental más profundo y más joven. Las paredes internas de la caldera ascienden unos 400 m sobre el espejo del lago, son bien empinadas, y proveen buenas secciones estratigráficas, especialmente por los lados SW y S. Se encuentran domos lávicos dispersados a lo largo del filo de la caldera y en sus paredes interiores, pero forman una serie continua en el filo oriental de la caldera.

Los flancos exteriores del edificio bajan hacia fuera en todas las direcciones, lo hacen gradualmente al N y al S donde se acumularon potentes depósitos piroclásticos, o bruscamente al E hacia el cañón profundo del río Toachi. Montañas altas compuestas de rocas terciarias al W y al E del centro volcánico han sido efectivas en canalizar los flujos piroclásticos pasados, de tal manera que bajaron al N por el valle del mismo río. Además, flujos de ceniza de las erupciones más grandes rebosaron sobre la cresta topográfica al W de la caldera y bajaron unos kilómetros por el drenaje del río Yanayacu. La última erupción del Quilotoa generó una enorme caída de ceniza que cubrió mucho de la mitad septentrional del Ecuador (Mothes y Hall, 2008). Para claridad, los ocho eventos o ciclos eruptivos del Quilotoa están designados como Q-I a Q-VIII, siendo Q-I el ciclo más joven y Q-VIII el más viejo.



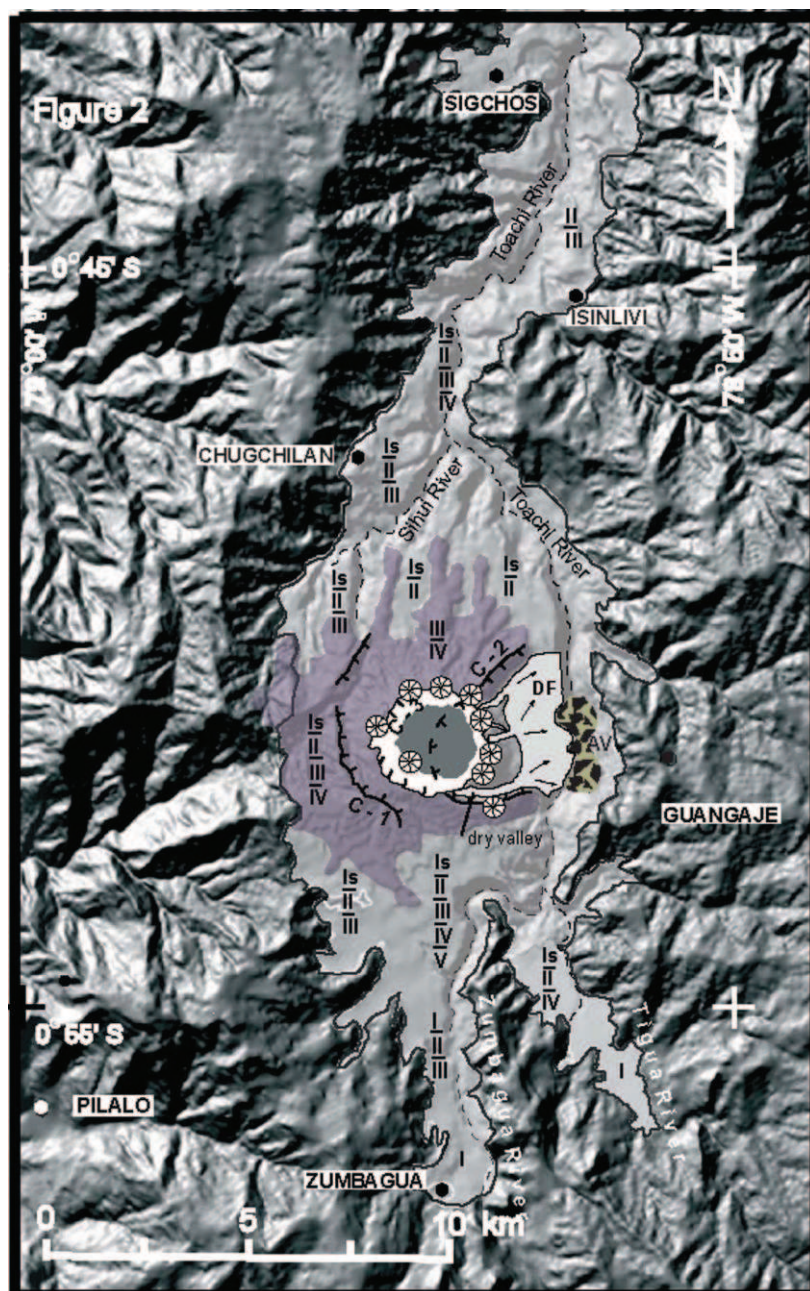


Figura 2. Mapa tipo DEM que muestra el edificio volcánico y el filo de la caldera con sus domos lávicos (símbolo de ruedas), así como la distribución de los depósitos de los flujos piroclásticos. Las líneas aserradas y los símbolos C-1 a C-3 refieren a la sucesión de calderas. DF y AV se refieren a la distribución del lahar Q-I y los depósitos de la avalancha Q-II, respectivamente. La estratigrafía de las unidades de flujos piroclásticos se demuestran con los siguientes símbolos: Is/II/III, por ejemplo, se refiere a los surges de Q-I, subyacidos por los flujos de ceniza de Q-II, y más abajo por los de Q-III. No está indicada la distribución de las capitas delgadas de surge que se extienden a 1-2 km sobre la zona circundante más allá del límite mostrado de los flujos piroclásticos.

No es totalmente clara la estructura del edificio del Quilotoa, pues los productos eruptivos jóvenes esconden mucho de su historia. No obstante, parece que existe una caldera más vieja (C-1) que se manifiesta por una cuchilla (somma) semi-circular ubicada inmediatamente al W de la caldera actual; ésta mide 5-6 km de diámetro, está abierta al este, y precede en tiempo la actividad de Q-IV (Figs. 1 y 2). También existe otra estructura caldérica (C-2) que está centrada sobre la mitad oriental de la caldera actual; está abierta al E, claramente encerrada por dos cuchillas de orientación NE y ESE, y confirmada por la batimetría del lago (Aguilera et al., 2000). Aparentemente se formó en el ciclo Q-II temprano y volvió a cerrarse por el emplazamiento de domos al fin del mismo ciclo. Durante el ciclo Q-I se modificó y ensanchó la caldera C-2, formándose la presente caldera (C-3), cuyo cráter se centra sobre la mitad occidental de la caldera actual.

Existen una serie de domos lávicos a lo largo del filo de la caldera. Ellos forman colinas dominantes, de 250-500 m de diámetro, que afloran cada  $\frac{1}{2}$  - 1 km a lo largo de los filos W y N (Fig. 2). Consisten de dacitas de color gris medio a oscuro con grandes fenocristales. El lado oriental de la caldera está construido por una línea de domos adyacentes, siendo el domo más grande aquel de 1.3 km de diámetro y de 400 m de altura sobre su base, y que está ubicado en el extremo ESE del filo. Comprenden dacitas porfíricas de color gris a rosado y llevan fenocristales grandes de plagioclasa (<2 cm), anfíbol (<1 cm), biotita (<1 cm), cuarzo (<5 mm), magnetita, y apatito. Brechas y escombros de estas dacitas

forman las pendientes empinadas exteriores del lado oriental de la caldera. Actualmente no están presentes los domos ni sus escombros típicos en el interior de la caldera, presumiblemente fueron removidos por las erupciones del ciclo Q-I. Otro domo compuesto de dacitas bien alteradas se ve en la playa al pie SW de la laguna, el cual fue parcialmente destruido y enterrado por los surges (oleadas piroclásticas) del Q-I. Fuera de la caldera, los flancos exteriores del edificio descienden gradualmente al Sur y pasan a formar grandes planicies de flujos piroclásticos, las cuales son solamente unos pocos cientos de metros más bajos en elevación que el filo caldérico. Los dos valles de Tigua y Zumbagua fueron rellenados valle arriba por los depósitos de las últimas cuatro erupciones (Q-I a Q-IV). En algunos lugares las diferentes unidades de flujos de ceniza han sido amontonadas, unas sobre otras, resultando en espesores mayores a 250 m y sobreyaciendo rocas terciarias. Forman superficies planas ricas en material pumítico que han sido cortadas profundamente por los ríos Tigua y Zumbagua. Dado que el río Zumbagua ha podido mantener cortado un cañón profundo en las planicies piroclásticas, los flujos de ceniza más jóvenes han rellenado a menudo el cañón con sus depósitos, resultando en una inversión aparente de la estratigrafía.

Hacia el Norte y el Este, sin embargo, los flancos exteriores descienden rápidamente a los ríos Sihui y Toachi, dejando una topografía comprendida de planicies incisas y cuchillas radiales compuestas por los depósitos ignimbríticos de los ciclos Q-III

y Q-IV (Fig. 2). Los valles entre dichas cuchillas se rellenaron con los depósitos de los flujos de ceniza de Q-II, dejando así el fondo del valle plano; luego la erupción de Q-I lo cubrió con una capita delgada de material de los flujos piroclásticos y surges. En el valle del río Toachi los depósitos de los ciclos Q-I a Q-IV rellenaron sucesivamente el cañón, los cuales afloran hoy como terrazas ignimbríticas que se inclinan gradualmente al Norte valle abajo. Los depósitos de Q-III y Q-IV se ven subyaciendo las unidades más jóvenes o a veces como terrazas aisladas y ellas sobreyacen, a su turno, tobas ignimbríticas aún más viejas y más endurecidas que afloran en el cañón del río Toachi cerca de Sigchos, unos 15 km al Norte (Fig. 2).

Un rasgo topográfico inusual es el valle anómalo sin riachuelo que empieza en el filo SE de la caldera y desciende hacia el E, rumbo al río Toachi; está bordeado al S por el filo remanente de la caldera anterior (C-2) y al N por la línea de domos emplazados al fin del ciclo Q-II. Parece que este valle debe su origen al rebosamiento de gran cantidad de agua de la laguna al inicio de la erupción de Q-I; se trata este evento en la próxima sección.

### **LA HISTORIA DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCAN QUILOTOA**

Se reconoce evidencia de al menos ocho ciclos eruptivos importantes, documentados por las secuencias de unidades de caídas

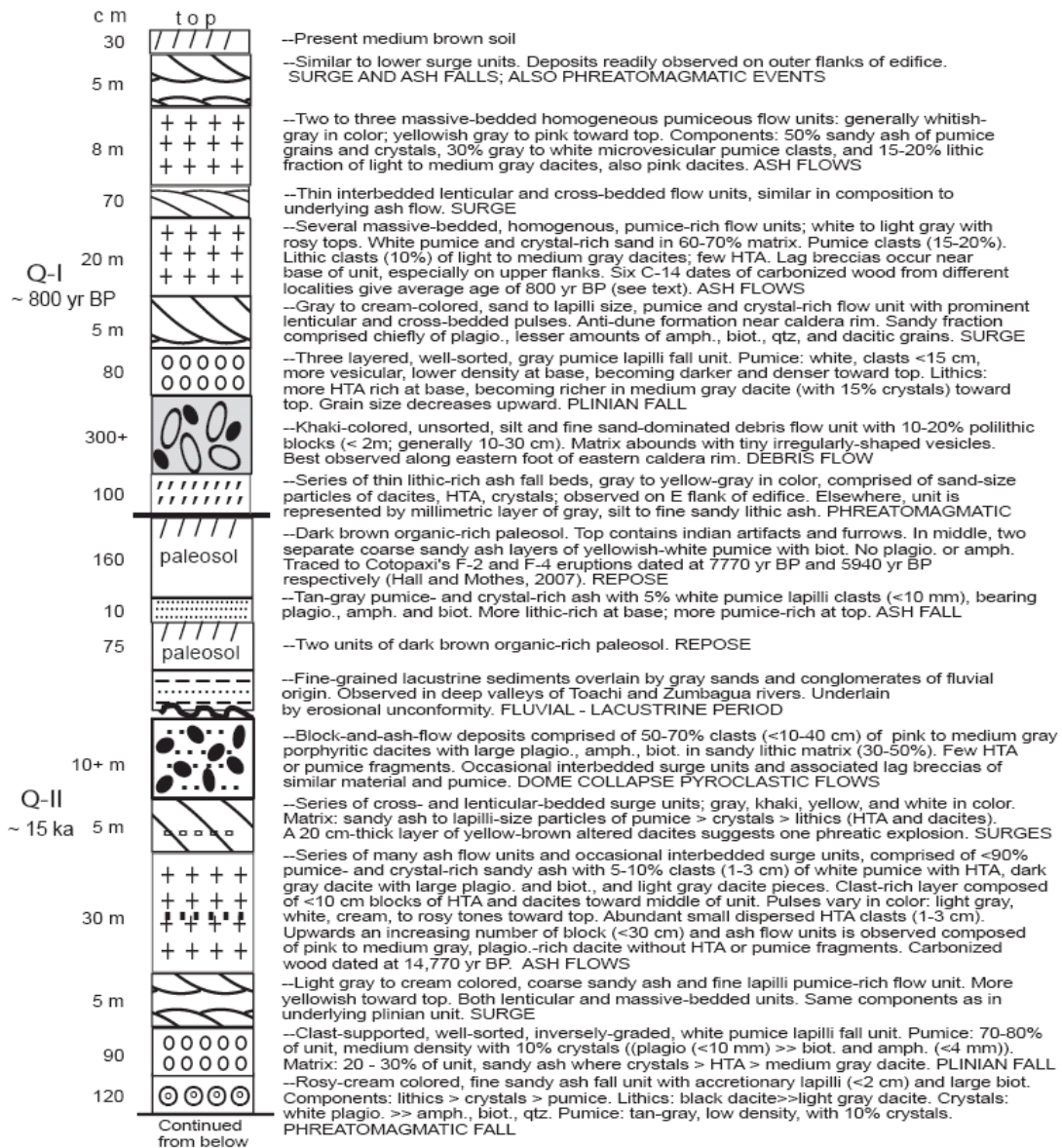
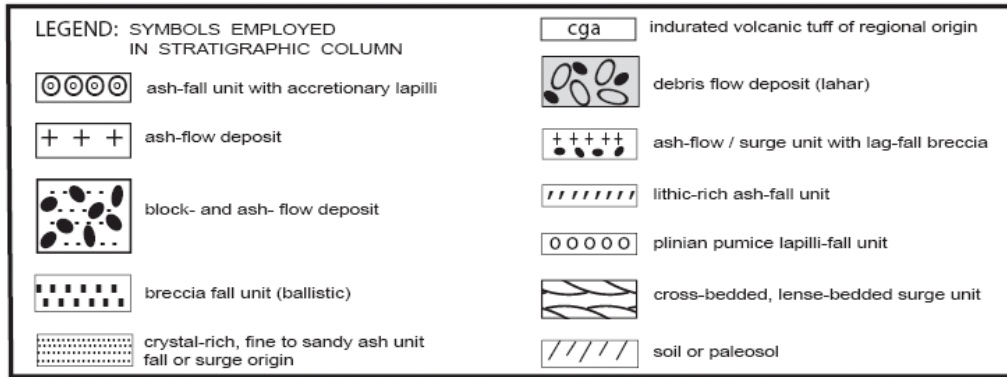
plinianas de tefra y de flujos piroclásticos. Los depósitos de estos ciclos se separan entre sí por suelo o por cangahua con espesores de 0.6 a 4.5 m (p.e. Fm. Cangahua (Hall y Mothes, 1997)). Madera carbonizada o bien preservada encontrada en los flujos de ceniza o en sedimentos fluviales intercalados ha proporcionado unas dataciones de radiocarbón, tales como 800 <sup>14</sup>C a AP (Q-I), 14.770 a AP (Q-II), 33.700 a AP (Q-IV) y >40 ka (Q-V). Vale indicar que el gran flujo piroclástico de Chalupas (Beate, 1989; Hammersley, com. pers., 2006), fechado en 211 ka, subyace la secuencia de Quilotoa por unos 10 m, cerca de Sigchos, indicando que los ocho ciclos reconocidos son posteriores a esta fecha.

Basado en el estudio de más que 50 secciones estratigráficas, se presenta a continuación una descripción breve de los depósitos de los ocho ciclos eruptivos mediante una columna estratigráfica compuesta (Figs. 3a y 3b). Lastimosamente, solamente existen unos pocos afloramientos de las unidades Q-V a Q-VIII, tal como lo observado cerca de Chugchilán, ubicado a unos 6.5 km al N del cráter (Fig. 4); por esto sus descripciones son breves y tentativas.

Empieza el ciclo Q-VIII con una capa de caída arenosa rica en líticos de dacita porfírica y cristales de plagioclasa, pero sin pómez, la cual está bien sorteada y sin estratificación. Hacia arriba está seguida por una unidad de caída pliniana de mucho lapilli de pómez, la cual lleva también los mismos



FIGURE 3 a: COMPOSITE STRATIGRAPHIC COLUMN





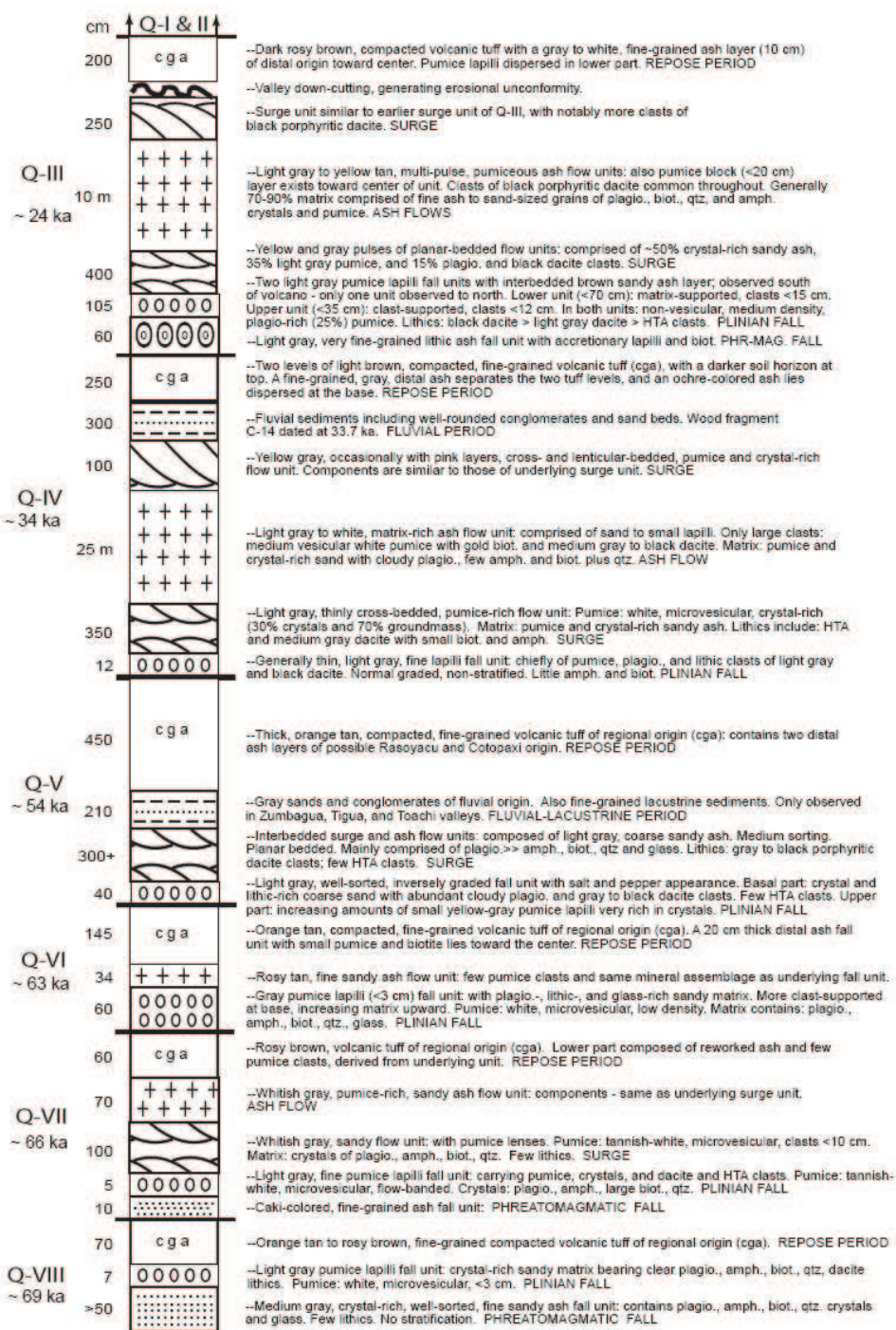


Figura 3. Columna estratigráfica compuesta de los ocho ciclos eruptivos. En la Fig. 3a se trata de la secuencia de Q-II y Q-I, mientras en la Fig. 3b es de Q-VIII a Q-III. Localmente los espesores varían considerablemente; en la columna no están a escala. No siempre están presentes todas las unidades. El símbolo HTA corresponde a clastos hidrotermalmente alterados.

líticos de dacita de color gris medio más cristales sueltos de plagioclasa transparente, anfíbol, biotita, y cuarzo. La pómez es blanca, microvesicular, hasta 3 cm en tamaño, y su abundancia denota que se trata de una erupción magmática, y no freática. Unos 70 cm de toba tipo cangahua sobre- yacen estos depósitos.

El evento Q-VII está representado por una serie de productos eruptivos que se observan repetidamente en los ciclos más jóvenes, es decir, un inicio con unidades de origen freático o freato-magmático (p.e. capas de ceniza muy fina ricas en líticos y cristales sueltos, sin pómez), seguidas por una capa de caída pliniana de lapilli grueso de pómez y entonces muchas unidades de flujos de ceniza y surges, terminando la serie con otras capas de surges. La unidad pliniana lleva pómez algo densa (<1 cm en diámetro), café blanquecino en color, líticos dacíticos oscuros, y cristales sueltos de plagioclasa y en menor cantidad, biotita y anfíbol. Por primera vez se ven clastos de rocas hidrotermalmente alteradas de color amarillento-anaranjado (abreviado HTA) cuya presencia se interpreta como explosiones energéticas más profundas en el conducto o mayor erosión de las paredes interiores del mismo. Después de las unidades de Q-VII sucedió un intervalo de reposo, correspondiente a unos 60 cm de toba volcánica bien endurecida.

La unidad pliniana está precedida por una capa de ceniza fina de 10 cm de espesor de origen freato-magmático (inferido), la cual

está seguida por depósitos de surge y un flujo de ceniza cuya pómez es de color café claro, microvesicular, y con bandeamiento de flujo. Las matrices de estas unidades llevan muchos cristales sueltos de plagioclasa (<5 mm), anfíbol (<2-3 mm), biotita (<10 mm), y cuarzo (<3 mm).

La erupción del ciclo Q-VI parece corresponder a una intrusión magmática más potente, dado que lapilli de pómez, hasta 3 cm en tamaño, es el mayor componente de la caída pliniana. Su matriz arenosa compuesta principalmente de cristales sueltos de plagioclasa, anfíbol, y biotita, más fragmentos de dacita, aumenta progresivamente hacia arriba en la unidad. La capa sobreyacente corresponde a flujos de ceniza ricos en matriz con poca pómez. Vale apreciar que la ausencia tanto de capitas freáticas en el inicio como de clastos tipo HTA sugeriría que el agua no jugó un papel importante en este ciclo.

El ciclo Q-V comenzó con un evento freato-magmático representado por una capa de caída de arena gruesa rica en cristales, clastitos de dacita gris a negro en color, y poca pómez. Lapilli de pómez aumenta hacia arriba y es de color gris amarillento, poco vesicular, y contiene hasta 40-50% de cristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, y cuarzo. Así, se transformó a un evento pliniano y nuevamente demostró una intensificación de la erupción. En Chugchilán se ve principalmente la unidad inferior de la caída, pero en otras partes de la cuenca



**Figura 4.** En este corte en Chugchilán se identifican ocho ciclos eruptivos del Quilotoa, cada uno separado de su vecino por hasta 4.5 m de paleosuelo o cangahua que corresponde quizás a un largo intervalo de reposo. Las líneas muestran la base de cada ciclo, representado por una caída pliniana de lapilli, o otra caída de ceniza, o una capa de surge.

se ven unos depósitos de 3+ m de espesor de flujos de ceniza y surges intercalados. Una potente capa de cangahua de 4.5 m de espesor sobreyace la unidad de Q-V en Chugchilán, lo que sugiere un largo reposo en la actividad. Una fecha de C-14 mayor a 40 ka se obtuvo de madera carbonizada encontrada en estos flujos piroclásticos.

Los depósitos de los eventos de Q-IV abarcan: 1) unidades ignimbríticas que afloran en los cortes más bajos en los valles de los ríos Zumbagua, Tigua, Sihui, y Toachi; 2) capas delgadas de surge sobre las laderas circundantes; y 3) capas de caídas regionales de tefra. Los flujos de ceniza se extienden al menos 4 km aguas arriba en el valle del río Zumbagua y al menos 8 km aguas abajo por el valle del río Toachi. La secuencia eruptiva consiste en una caída pliniana de cristales y lapilli de pómez, seguida por la sucesión característica de surge -- flujos de ceniza -- surge. Los componentes piroclásticos son muy similares a los de los ciclos anteriores. Luego sucedió un



intervalo de erosión regional y la depositación de 3 m de sedimentos fluviales en los valles, desde donde se obtuvo una datación de 33.700  $^{14}\text{C}$  a AP en restos de madera. Una capa de 2,5 m de cangahua sobreyace los sedimentos.

Los depósitos del ciclo Q-III afloran como 1/ rellenos en el fondo de todos los valles

grandes, 2/ cuchillas radiales remanentes de la erosión de las ignimbritas del edificio Q-III, 3/ capas de surge que cubren las colinas del entorno, y 4/ capas de caídas regionales de tefra. El arreglo topográfico de estas cuchillas implica que su viento fue centrado sobre el sitio de la caldera actual y que dicho edificio Q-III también era de bajo relieve similar al actual.



**Figura 5.** Vista del valle del río Toachi al pie oriental del edificio del Quilotoa, donde los depósitos de la avalancha de escombros del Q-II forman una cuchilla anómala, 1.5 km de largo, a lo largo del fondo del cañón. Atrás, se ve una terraza compuesta de la secuencia piroclástica de ciclo pre-Q-II.



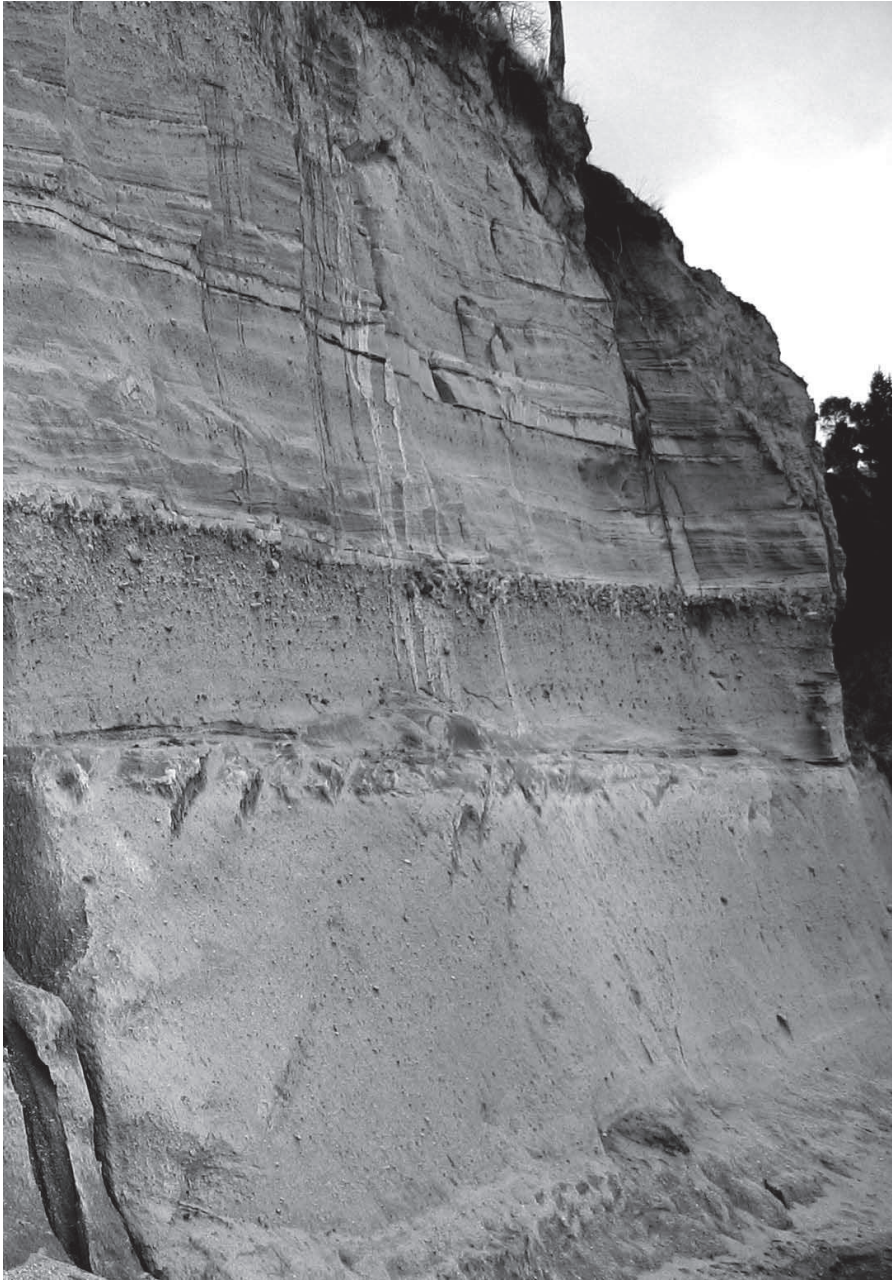
Se pueden trazar los depósitos ignimbríticos y las terrazas asociadas al menos 17 km aguas abajo en el valle del río Toachi y hasta 8 km aguas arriba en el valle del río Zumbagua. Semejanzas en la distribución de sus caídas de ceniza sugieren que el volumen de tefra caída de evento Q-III es del mismo orden de magnitud como el del evento Q-II, el cual es estimado en 4 km<sup>3</sup> (vea la discusión del evento Q-II).

Los depósitos eruptivos de Q-III imitan al modelo estratigráfico observado en el Q-IV, siendo la excepción una capa de ceniza muy fina de material lítico y con lapilli acrecionario de presumible origen freato-magmático, la cual subyace una doble caída pliniana de lapilli de pómez (Fig. 3a). Hacia arriba continua la sucesión típica comprendida de unidades de surge -- flujos de ceniza -- surge. Tal como en los ciclos anteriores se caracterizan las unidades por la presencia de pómez microvesicular rica en cristales, cristales sueltos, y poco líticos. Lo importante es que los clastos de dacita porfírica negra con grandes fenocristales de plagioclasa son los componentes líticos principales y ellos sirven para identificar y distinguir los depósitos de este ciclo.

Después del ciclo Q-III, una intensa erosión dejó solamente remanentes del edificio de Q-III, ahora manifestados por sus cuchillas radiales. No obstante, es claro que hace falta el lado oriental del edificio de Q-III y en su lugar existe la morfología de la caldera C-2 abierta hacia el Este (Figs. 1 y 2). Se piensa que los remanentes orientales del edificio Q-III se deslizaron pendiente abajo y ahora

afloran como los depósitos masivos de materiales alterados ricos en arcillas y de color amarillo a anaranjado, de supuesto origen hidrotermal, que forman la larga cuchilla anómala en el fondo del valle del río Toachi al pie oriental del edificio (Fig. 5). Además, afloramientos de los mismos materiales se encuentran en parches dispersos sobre los flancos orientales actuales. Se estima que el volumen del flanco faltante era de 2,6 km<sup>3</sup>, pero ahora queda solamente 0,3 km<sup>3</sup> del material de avalancha, lo que implica que ya fueron erosionados por el río unos dos kilómetros cúbicos de este material. Parece que la formación de la caldera C-2 hubiera ocurrido durante el inicio del ciclo Q-II, dado que depósitos de los flujos de ceniza de Q-II se encuentran sobre el piso de dicha caldera. Presumiblemente los flancos orientales del edificio Q-III que fueron sujetos a una alteración hidrotermal durante el reposo entre Q-III y Q-II, volvieron a ser inestables, y se deslizaron hacia el fondo del valle del río Toachi al inicio del ciclo Q-II, antes del emplazamiento de los domos lávicos que forman la pared oriental de la caldera actual. La formación de la caldera C-2 quizás fue iniciada por las erupciones de Q-II, o por sismos, o por una sobre-presurización hidrotermal del flanco (Reid, 2004).

Los depósitos del ciclo Q-II son ampliamente dispersos, tanto como rellenos ignimbríticos en los valles, como surges sobre las laderas circundantes, y como una caída regional. Además, la serie de domos lávicos que forma el filo oriental de la caldera actual, entre otros, corresponde al fin de este ciclo.



**Figura 6. Afloramiento típico de los depósitos de los flujos de ceniza y de surge de Q-II en un sitio a 4 km del cráter. Esta sección está sobreyacida por el paleosuelo de Q-II y la caída pliniana de lapilli de Q-I. Se ve aquí: #1- una unidad de un flujo de ceniza rica en finos y pómez; #2- a medio de la secuencia Q-II una capa de flujo de ceniza rica en clastos de dacitas y fragmentos tipo HTA; #3- depósitos de surge crudamente estratificados; #4- unidades de surge bien estratificadas en forma planar.**

La sucesión de unidades eruptivas de Q-II es muy semejante a la de los ciclos anteriores (Fig. 3b). La actividad inicial dejó una capa de 120 cm de ceniza arenosa fina, pobremente sorteada, compuesta de líticos > cristales > pómez con grandes lapillis acrecionarios de origen freato-magmático. Fue seguida primeramente por una caída pliniana de lapilli de pómez microvesicular, cuyos fragmentos son de hasta 10 cm de diámetro y contienen hasta 10% de cristales. La caída es seguida por la sucesión característica de surge -- flujos de ceniza -- surge (Fig. 6). Se calcula que el volumen total de los productos ignimbríticos es unos 7.5 km<sup>3</sup>. Madera carbonizada encontrada en la ignimbrita principal dio una datación de 14.770 <sup>14</sup>C a AP. En la pared interior suroccidental de la caldera el ciclo Q-II está representado por un paquete potente (25+ m) de capas repetitivas de surges y brechas tipo 'lag-fall', compuestas principalmente de bloques tipo HTA de hasta 70 cm de diámetro y de líticos dacíticos de color gris medio a negro, los cuales están intercalados con capas de surge y de caídas de ceniza fina pobremente sorteadas, probablemente generadas por explosiones (Fig. 7). La presencia constante de fragmentos tipo HTA en todos los depósitos de Q-II se atribuye a explosiones y colapsos de las paredes internas del conducto y del cráter, debido en parte al contacto con agua; cada una de ellas generó una serie de surges que bajaron por los flancos exteriores del edificio. Capas de las caídas de ceniza del ciclo Q-II, incluso de ciclos más viejos, están apenas expuestas o poco preservadas. Sin embargo, un mapa preliminar de isópacas de Q-II

basado en 27 secciones sugiere un volumen de ceniza de unos 4 km<sup>3</sup>, empleado la metodología de Fierstein y Nathenson (1992).

Aparecen intercaladas en la serie superior de los flujos de ceniza capas de brechas comprendidas de bloques y ceniza, y ellas dominan progresivamente en la serie hacia el fin del ciclo Q-II. Estos depósitos de bloques y polvo lítico, compuestos casi exclusivamente de dacitas porfíricas de color rosado o gris medio y con grandes fenocristales de plagioclasa, anfíbol, y biotita, se originaron por colapso de los domos que estuvieron creciendo a lo largo de los filos E, W, y N de la caldera. Parece que el domo dacítico ubicado en la playa SW de la laguna también corresponde a este evento. Los lados interiores de los domos fueron severamente erosionados y sus acumulaciones de escombros fueron volados, al parecer, en las erupciones iniciales del ciclo Q-I.

El intervalo subsiguiente de reposo que duró unos 14 ka empezó con erosión y sedimentación fluvio-lacustre, y luego con la formación de un suelo. Fue interrumpida por una erupción pequeña del Quilotoa representada por una sola capa ( $\pm 10$  cm) de caída de ceniza rica en pómez y cristales, la cual subyace directamente a la capa F-2 del Cotopaxi fechada en 7.770 <sup>14</sup>C a AP (Hall y Mothes, 2007), que se encuentra en medio de un potente paleosuelo que cubre los eventos del Q-II (Fig. 3b).

La sucesión de eventos eruptivos de Q-I es otra vez muy similar a las de los ciclos

anteriores, aunque con un principio inusual. Sobreyacente a los depósitos de bloques y ceniza de los domos Q-II en el flanco oriental y a los paleosuelos en otras partes, se encuentran capas de caída de ceniza fina, rica sobretodo en material lítico. Dichas capas freato-magmáticas están cubiertas por depósitos de flujos de escombros (lahares) ricos en matriz que incorporan grandes cantos dacíticos (Fig. 3b). Estas unidades laháricas se relacionan con tres quebradas que descienden de las montañas más bajas en elevación en el filo oriental de la caldera, así como también con el valle anómalo que tiene su cabecera en el filo SE de la caldera. Dichos flujos se dispersaron sobre el fondo de la caldera anterior C-2 en las áreas de Padrerumi y Anchi, donde dejaron una morfología esculpida de quebradas y cuchillas, así como una extensa cobertura de boulders, cantos, y arena (Fig. 2). Se interpretan estos depósitos como el resultado de una expulsión violenta del agua de la laguna caldérica, cuyo volumen se estima en unos  $250 \times 10^6 \text{ m}^3$ , que corresponden al rebosamiento de una capa de agua de unos 50 m de espesor, al inicio de la actividad explosiva. Todos los flujos laháricos bajaron al E hacia el río Toachi. Se presume que este evento fue responsable de arrancar los materiales sueltos asociados con los domos encontrados en el interior del cráter.

A continuación del inicio freato-magmático, la secuencia eruptiva de Q-I prosigue con una caída pliniana de lapilli de pómez de hasta 1 m de espesor que consiste en tres capas poco distinguibles entre sí, caracterizadas hacia arriba por un tamaño de grano decreciente y

una variación desde una pómez blanca más vesicular en la base hacia una pómez gris menos vesicular hacia arriba. Rosi et al (2004) reportó los detalles de esta pómez. Clastos tipo HTA son más comunes en la base del depósito pliniano y están reemplazados progresivamente hacia arriba por líticos dacíticos grises y más densos.

La caída pliniana está seguida en turno por la sucesión típica, o sea los depósitos de surge -- flujos de ceniza -- surge. Las unidades de surge ocurren primeramente como depósitos de canal que rellenan las quebradas que bajan desde la caldera y luego como amplios mantos que cubren las planicies y terrazas de los valles de Zumbagua, Tigua, Sihui, y Toachi. En todas partes los depósitos de surge muestran estratificación cruzada, lenticular, o de dunas. En cambio los flujos de ceniza sobrecorrieron a las planicies de los depósitos anteriores, dejando una capa de pocos metros de espesor, y luego depositándose en los cañones y zonas bajas de los ríos (Figs. 2 y 8). Las unidades ignimbríticas son trazables solamente hasta 10 km al N por el río Toachi, lo que implica que no fueron tan voluminosas como las de los ciclos Q-II y Q-III. En total el volumen global de los flujos piroclásticos asociados con Q-I es cerca de  $2.5 \text{ km}^3$ . Sin duda alguna el depósito más notable del evento Q-I corresponde a la caída de ceniza blanca de grano muy fino (tamaño de limo), compuesta solamente de vidrio y cristales, el cual cubre gran parte del Ecuador septentrional ( $>10^6 \text{ km}^2$ ) y cuenta con un volumen estimado en  $18.3 \text{ km}^3$  (Mothes y Hall, 2008).



En las paredes interiores superiores de la caldera (Fig. 7), se ven claramente los depósitos proximales de este ciclo, los cuales tienen un espesor total de unos 35 m y terminan en el suelo actual. Sobreyacente al paleosuelo Q-II, el inicio de la erupción Q-I está indicado por una capa pliniana de 1.2 m de espesor que consiste en una caída de lapilli de pómez y fragmentos HTA y de líticos cuyos componentes son similares a los de otros ciclos anteriores. Está seguida por una ignimbrita de 4 m de espesor, pobre en finos, y más arriba por una brecha de bloques gruesos de dacita y con una matriz rica en cristales, líticos, y pómez. La parte superior de la sección de Q-I consiste en una serie monótona, finamente estratificada a escala milimétrica, que está compuesta de ceniza fina de pobre sorteo, a veces con lapilli acrecionario; esta serie se originó aparentemente por surges y caídas casi continuos. Están intercaladas de vez en cuando con brechas de bloques tipo ‘lag fall’, ricas en líticos y rocas HTA. También se notan depresiones pequeñas causadas por los impactos de bombas de trayectoria balística. Todo esto está de acuerdo con una interpretación de un origen de explosiones repetitivas y colapsos parciales de la columna eruptiva, resultando en la secuencia observada. En adición, se encuentran capas de surges, 10-100 cm de espesor, que ascendieron a las paredes interiores de la caldera. Los depósitos del ciclo Q-I se tratan en mayor detalle en Mothes y Hall (2008).

La edad del evento Q-I ha sido bien

controlada. Fragmentos de carbón obtuvieron de las ignimbritas han proporcionado dataciones de  $750 \pm 150$ ,  $840 \pm 50$ , y  $900 \pm 150$   $^{14}\text{C}$  a AP, y una datación tipo AMS de  $785 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  a AP. En adición, una edad de  $820 \pm 80$   $^{14}\text{C}$  a AP se obtuvo de un suelo que subyace la caída pliniana (Barberi et al, 1995). Dos dataciones adicionales de tipo AMS suministradas por carbón en los suelos subyacente y sobreyacente de la ceniza pliniana en Zuleta, Imbabura, dieron edades de  $780 \pm 40$  y  $770 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  a AP, respectivamente (Currie, 2001). Por lo tanto hemos adoptado la edad de 800 a AP para identificar esta erupción.

Durante los últimos 800 años no ocurrió otra actividad volcánica del Quilotoa, sin embargo sí hubo una actividad freática anómala probablemente disparada por el terremoto de Riobamba en 1797, que al parecer acabó con toda la vegetación adentro de la caldera. Otra interpretación es que hubo una exolución masiva del gas  $\text{CO}_2$  que ha venido atrapado en las aguas profundas de la laguna, liberado por el sacudón del terremoto.

## PETROGRAFIA Y GEOQUIMICA

Todas las tefras de los ciclos Q-I a Q-VIII parecen a ser idénticas en su textura, mineralogía, y geoquímica. Por ejemplo, la pómez de los ocho ciclos es en general microvesicular, de densidad media, y homogénea en su estructura, aunque la pómez de las caídas plinianas iniciales cuenta a menudo con una vesicularidad

Figure 7: STRATIGRAPHIC COLUMN OF INNER CALDERA WALL

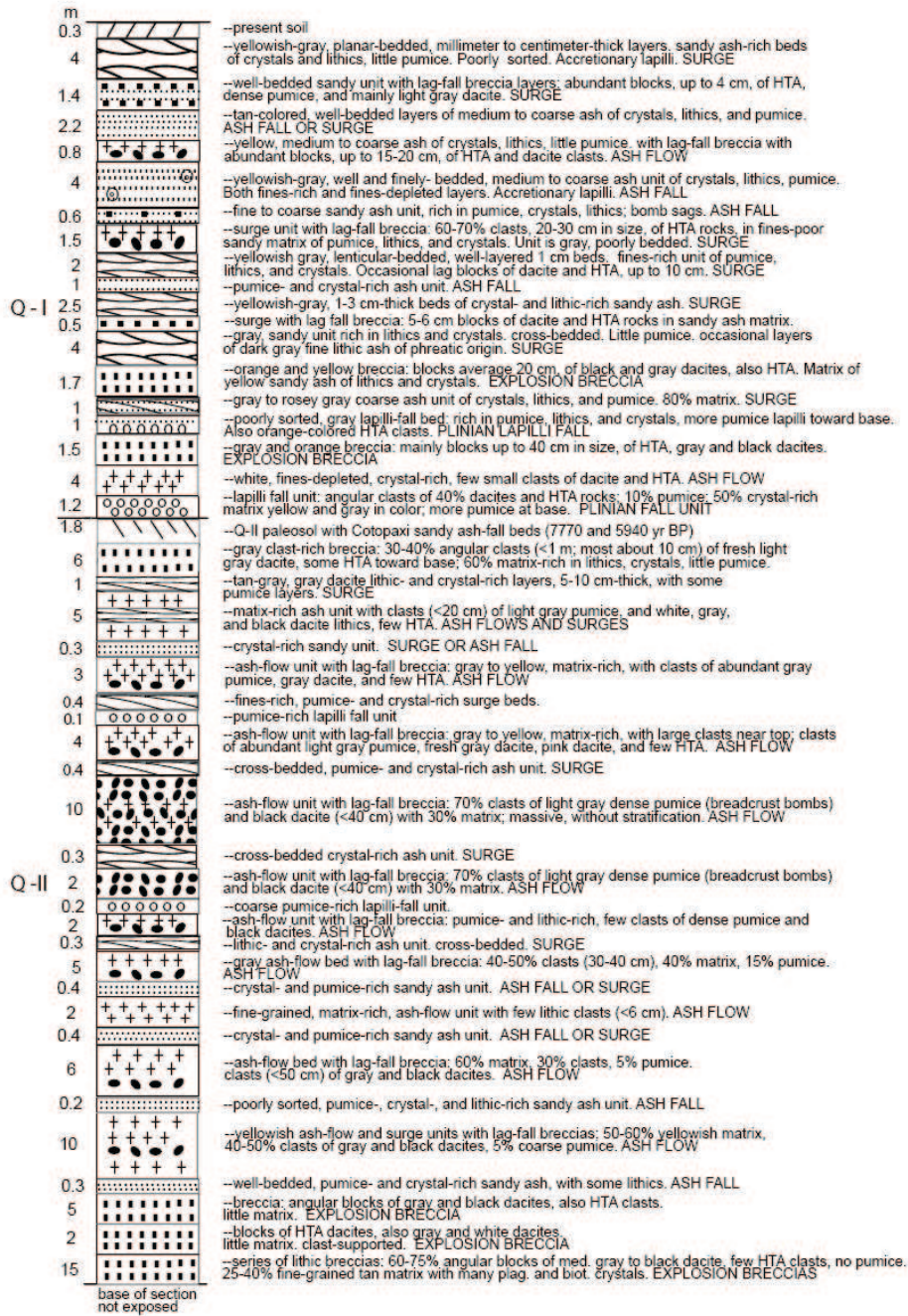


Figura 7. Columna estratigráfica observada en la pared interior occidental de la caldera a lo largo del sendero turístico. Allí se ven solamente las unidades proximales de los ciclos Q-I y Q-II. Vale destacar el gran número de eventos explosivos tipo freato-magmático que dejaron muchas capas de brechas y de surge, consecuencia del contacto explosivo del magma y el agua freática.



algo mayor. La pómez siempre contiene fenocristales de plagioclasa >> anfíbol > biotita, y magnetita, a menudo cuarzo, siendo el volumen total de los fenocristales entre 10 y 50% del volumen de pómez; los porcentajes mayores ocurren en los eventos de ciclos Q-III, IV, y V. El color de la pómez varía de blanco a gris medio, siendo más oscura la pómez más densa. Microlitos de los mismos

minerales se observan también en la matriz que varía de vítrea a microcristalina. Franjitas de colores distintos, que siempre sugieren la posibilidad de una mezcla de magmas, no se observan nunca en la pómez de cualquier ciclo. Plagioclasa de color blanco o transparente, hasta 1.5 cm en tamaño, y visiblemente zonada, es dos veces más abundante que el anfíbol y biotita juntos.



**Figura 8.** Vista al Norte desde el lado sur del edificio volcánico, mostrando el domo grande del extremo SE de la caldera y la secuencia ignimbrítica que rellena el valle. El ciclo Q-I está representado por una unidad de surge de 3-5 m de espesor en la superficie, la cual sobreyace la unidad potente (15-20 m) de Q-II superior y la unidad inferior (20-30 m) de Q-II. A medio de la sucesión Q-II ocurre un horizonte rico en clastos de dacita y bloques tipo HTA.

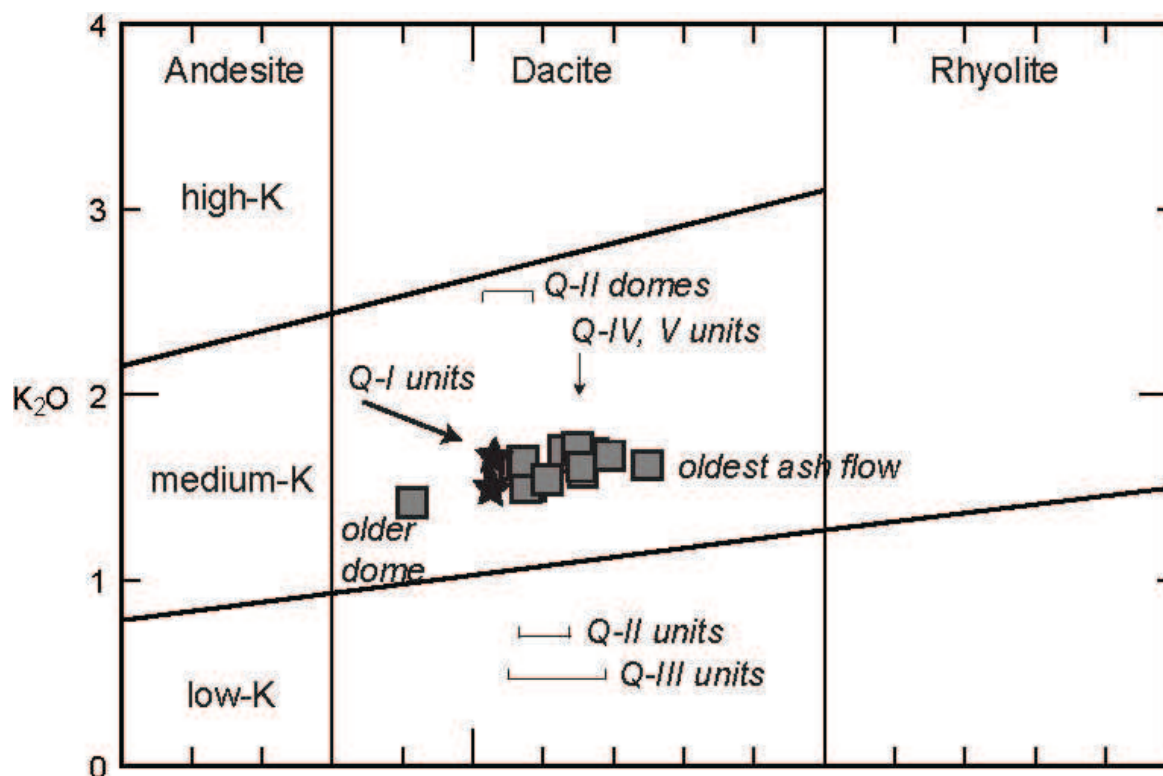
Anfibol de forma prismática domina a biotita con tasas de 4:1 a 10:1, y los dos varían en tamaño de 4 a 10 mm. Óxidos de hierro y apatito euhedral llegan a 1% del volumen. Las matrices arenosas de muchas de las ignimbritas contienen cantidades grandes (20-80%) de estos minerales como cristales sueltos.

En los depósitos de caídas y de flujos los fragmentos líticos son importantes; en general son de dacitas porfíricas de color gris claro a medio con grandes fenocristales de los mismos cinco minerales indicados arriba, dispersos en una matriz afanítica a microcristalina (50-70%). Los clastos de dacita tienden a estar 1) menos abundantes y de color gris claro en los ciclos Q-VIII a Q-VI; 2) más abundantes y de color gris a negro en ciclos Q-V y Q-IV; 3) notablemente más negro en color en ciclo Q-III; y 4) en los ciclos Q-II y Q-I son más abundantes y de color gris claro a medio, o rosado. Fragmentos accidentales y de dacitas hidrotermalmente alteradas (HTA) de colores brillantes amarillentos o anaranjados comprenden típicamente a 3-15% de la población de líticos en las unidades piroclásticas, son más abundantes en las capas iniciales de cada ciclo, y mucho más abundantes en todas las unidades del ciclo Q-II. En lámina delgada de las dacitas de domos pertenecientes al ciclo Q-II, se ve que los fenocristales de plagioclasa tienen una zonación compleja, el cuarzo está reabsorbido, y los anfíboles cuentan a veces con un filo oscuro de reacción. La zonación

oscilatoria de las plagioclasas y sus tamaños inusualmente grandes sugieren que originaron de una cámara magmática relativamente somera y a veces abierta.

Se llevaron a cabo análisis químicos para unos productos de los eventos de Q-I a Q-V, expresados aquí en base de 100% sin agua. Las tefras y las rocas de domos se grafican en la parte inferior del campo de las dacitas de medio K en un ploteo  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  (Fig. 9). Los domos dacíticos del ciclo Q-II ubicados en los lados E, SE, y W del filo de la caldera comparten composiciones similares (65.4-66.1%  $SiO_2$ ; 1.5-1.6%  $K_2O$ ), sin embargo una dacita oscura con una apariencia media antigua, perteneciente a un domo del sector NW de la caldera, es menos evolucionada y algo más rica en los elementos menores tipo compatibles (64.2%  $SiO_2$ ; 1.4%  $K_2O$ ). La pómez de todos los flujos piroclásticos tiene valores constantes de  $K_2O$  de 1.6 a 1.8%, mientras los valores de  $SiO_2$  varían de 65.2 a 66.9%. No se nota variación alguna en las concentraciones de los elementos menores o de REE a través del tiempo. Las tobas ignimbríticas más viejas encontradas cerca de Sigchos son en general algo más ricas en  $SiO_2$  (e.g. 66.7-67.5%  $SiO_2$ ; 1.6-1.7%  $K_2O$ ). Todos los productos del Quilotoa demuestran una tendencia adakítica, como fue indicada anteriormente por Monzier et al. (1997), así como una sutil disminución en  $SiO_2$  a través del tiempo, mientras queda constante el valor de  $K_2O$ .





**Figura 9:** En este ploteo de  $K_2O$  vs  $SiO_2$  la pómez obtenida de los flujos de ceniza, de surge, y de caídas plinianas de lapilli correspondientes a los ciclos Q-I a Q-V muestra valores constantes de  $K_2O$  de 1.5 - 1.8% y de  $SiO_2$  de 65.0 - 66.9%. Flujos de ceniza mucho más viejos del sector de Sigchos son algo más ricos en  $SiO_2$  (67.5%  $SiO_2$ ; 1.6%  $K_2O$ ). El domo más viejo en el filo NW de la caldera es menos evolucionado (64%  $SiO_2$ ; 1.4%  $K_2O$ ).

En conclusión, los productos eruptivos de los ciclos Q-I a Q-V muestran poca variación en su química y mineralogía a través de más que 40 ka. Estudios de las relaciones entre las fases mineralógicas llevados a cabo por Rutherford y Devine (1996) implican que la asamblea de equilibrio consistiendo de plagioclasa, anfíbol, biotita, y cuarzo correspondería a condiciones físicas muy restringidas, tales como, un contenido de  $H_2O$  > 6% (por peso), una  $T > 700 < 900$  °C, y  $P_{H_2O}$

>200-300 MPa (p.e. 6-10 km de profundidad). En este caso parece que el magma de Quilotoa probablemente experimentaría condiciones físicas similares durante muchas de sus erupciones. El carácter uniforme de los productos eruptivos podría ser el resultado 1) del escape periódico de un magma homogéneo desde un cuerpo somero y no zonado, o como explicación alternativa, 2) de la repetición fiel de los mismos procesos petrogénicos, resultando en un magma

uniforme en su carácter. Fraccionamiento de cristales dentro del cuerpo magmático está sugerido solamente por la zonación visible en la plagioclasa y anfíbol. Hasta ahora no es evidente que haya sucedido un proceso de mezcla de magmas.

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

Quilotoa ha experimentado una larga serie de erupciones plinianas de intensidad grande a muy grande (VEI= 4-6), la que está basada en una comparación con el tamaño de la de Q-I (Mothes y Hall, 2008). Sus erupciones han sucedido a intervalos repetitivos, estimados en 10-15.000 años durante los últimos seis ciclos. Se han reconocido al menos ocho ciclos sobre los últimos 211 ka. Cada ciclo se caracteriza por un breve inicio freato-magmático, seguido por caídas de lapilli rica en pómez y una sucesión de flujos de ceniza y surges. Dichos flujos son de granos sueltos, a veces pobre en granos finos, y nunca están soldados. Los depósitos son dominados siempre por pómez dacítica, cristales sueltos, y fragmentos líticos. La presencia común de cristales sueltos en la matriz implica una fuerte fragmentación del magma, producto de erupciones muy energéticas (Morrissey et al., 2000). La ocurrencia de capas de surge rico en pómez depositadas sobre las altas laderas circundantes o en los lados opuestos de grandes valles sugería colapsos de columnas eruptivas desde gran altura. La abundancia de clastos líticos especialmente en las unidades de Q-II sugiere explosiones grandes y frecuentes, en comparación a otros ciclos, posiblemente relacionadas con la mayor disponibilidad de agua. La presencia de agua

está indicada en el ciclo Q-I por su inicio freato-magmático, por la expulsión del agua de la laguna que generó grandes flujos de escombros, así como por las capas de lapilli acrecionario en las unidades tardías. Además, los depósitos locales de las caídas plinianas contienen solamente granos de los minerales, con poca ceniza vítrea, lo que sugiere que dicha ceniza había sido separada y llevada a gran altura y distancia por vapor y gases ascendentes. Con la excepción de los de Q-I, en general no se encuentran depósitos de caídas de cenizas a gran distancia. El registro estratigráfico implica que la mayoría de las erupciones tenía: 1) inicios muy rápidos, dado que hay una ausencia de muchos productos eruptivos antes de la caída pliniana, 2) duraciones cortas, pues hace falta evidencia de retrabajamiento, formación de suelos, o erosión dentro de la secuencia de capas eruptivas de los ciclos más jóvenes, y 3) fueron cíclicos, pues a cada episodio eruptivo siguió un intervalo de reposo largo (estimado en 10-15 ka).

Para explicar el comportamiento típico del Quilotoa, el carácter del magma es fundamental. Un comportamiento uniforme estaría de acuerdo con la inferida homogeneidad química y mineralógica de un cuerpo magmático tanto grande como estable, probablemente a poca profundidad, aspecto sugerido por las presuntas condiciones físicas de estabilidad química de su conjunto mineralógico típico, así como la abundancia de plagioclasas grandes. Al terminar un ciclo eruptivo se requeriría un cierto reposo de tiempo, antes de que la diferenciación magmática produjera un nuevo pulso de

magma dacítico rico en volátiles. No existe duda que los volátiles han sido abundantes y disponibles, pues los minerales hidratados, anfíbol y biotita, son abundantes en todos los ciclos. El alto porcentaje de cristales en la pómez y la presencia de vidrio rico en sílice en la matriz (Rosi et al., 2004) implican que los magmas habrían tenido viscosidades relativamente altas, lo que detendrían la exolución de gases y la expansión de burbujas en el magma, y esto resultaría en altas sobrepresiones en las burbujas presentes en el conducto superior (Cashman, 2004;

Cashman et al., 2000). La abundancia de cristales sueltos en las tefras de muchos ciclos implica una alta fragmentación del magma, de acuerdo con altas sobrepresiones de volátiles magmáticos o alternativamente con la intervención de agua superficial. La pómez de las caídas iniciales de lapilli tiene una vesicularidad intermedia, mientras que la de los flujos piroclásticos subsiguientes son de densidad mediana y son microvesiculares con un sinnúmero de vesículas esféricas en una matriz afanítica a microcristalina; dichos rasgos sugerirían un extrusión de magma muy rápida (Cashman, 2004). Dado este escenario, se espera un nivel de explosividad mucho mayor en sus erupciones futuras, así como una fragmentación mucho más completa del magma, lo que resultaría en una mayor producción de ceniza fina, como sucedió en la erupción Q-I.

Con respecto a las amenazas volcánicas dadas por futuras erupciones del Quilotoa, sus reposos largos sugieren que no es inminente la próxima erupción. No obstante, la futura erupción, cuando suceda, tendría un tremendo impacto en el país, dado que los siguientes eventos podrían acompañar tal erupción: 1) la posible rotura de la caldera con el rebosamiento de su agua, lo que generaría enormes lahares que podrían llegar hasta las cercanías de Sto. Domingo de los Tsáchilas, 2) la afectación de la zona circundante del volcán por flujos de ceniza y surges, y 3) la posibilidad de una caída de ceniza que cubriría una región amplia del país (Mothes y Hall, 1991).

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean reconocer los conocimientos extraordinarios, el razonamiento claro, y el entusiasmo maravilloso del George P. L. Walker durante la etapa temprana de esta investigación. Agradecemos también a Dennis Geist y el Institut de Recherche pour le Développement de Francia por los análisis químicos, a Silvius Breitenfeld por ayuda en la preparación del mapa, y a Jorge Aguilar y Marisol León por asistencia en computación. Se reconoce la colaboración del Jorge J. Anhalzer para muchas fotos y Bernardo Beate para una revisión constructiva del manuscrito.

## REFERENCIAS

- [1] AGUILERA, E., CHIODINI, G., CIONI, R., GUIDI, M., MARINI, L. Y RACO, B., 2000. Water chemistry of Lake Quilotoa (Ecuador) and assessment of natural hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 97, pp. 271-285.
- [2] BARBERI, F., COLTELLI, M., FRULLANI, A., ROSI, M. Y ALMEIDA, E. 1995. Chronology and dispersal characteristics of recently (last 5000 years) erupted tephra of Cotopaxi (Ecuador): implications for long-term eruptive forecasting. *J. Volcan. Geothermal Res.* 69, pp. 217-239.
- [3] BEATE, B., 1989. "The Chalupas ignimbrite." Abs. IAVCEI General Assembly, New Mexico. New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources, Bull. 131.
- [4] BEATE, B., HAMMERSLEY, E., DEPAOLO, D., DEINO, A., 2006. La Edad de la Ignimbrita de Chalupas, Prov. De Cotopaxi, Ecuador, y Su Importancia como Marcador Estratigráfico. 6° Jornadas en Ciencias de la Tierra, EPN, Quito, pp. 68-71.
- [5] CASHMAN, K., 2004. Volatile Controls on Magma Ascent and Eruption. En: *The State of the Planet: Frontier and Challenges in Geophysics.* AGU Monograph 150, pp.1-16.
- [6] CASHMAN, K., STURTEVANT, B., PAPALE, P., Y NAVON, O., 2000. Magmatic Fragmentation. En Sigurdsson, H. (Ed), *Encyclopedia of Volcanoes.* Academic Press, pp. 421-430.
- [7] CURRIE, E., 2001. A late period Caranqui chiefdom in the northern highlands of Ecuador. *Internet Archaeology*, Issue 10.
- [8] DI MURO, A., NERI, A. Y ROSI, M., 2004. Contemporaneous convective and collapsing eruptive dynamics: The transitional regime of explosive eruptions. *Geophys. Res. Letters* 31, L10607.
- [9] FIERSTEIN, J. Y NATHENSON, M., 1992. Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bull Volcanol* 54, pp.156-167.
- [10] HALL, M. Y BEATE, B., 1991, Plio-Quaternary Volcanism in the Ecuadorian Andes. En: Mothes, P. (ed), *The Volcanic Landscape of the Ecuadorian Sierra.* Studies in Geography. 4, pp.5-18. Editorial Nacional, Quito.
- [11] HALL, M. Y MOTHEs, P., 1992. La Historia eruptiva del Volcán Quilotoa. II Jornadas de la Tierra, Escuela Politécnica Nacional, Quito. Abs. 52-3.
- [12] HALL, M. Y MOTHEs, P., 1997. El Origen y Edad de la Cangahua Superior, Valle de Tumbaco, Ecuador. En Zebrowski, C., Quantin, P., Trujillo, G., *Memoirs--Suelos Volcánicos Endurecidos.* III Simposio Internacional (ORSTOM--Quito. Dic. 1996, pp. 19-28.



- [13] HALL, M. Y MOTHESES, P., 2007. The Rhyolitic - Andesitic Eruptive History of Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Bull. Volcanol.* DOI 10.1007/s00445-007-0161-2.
- [14] MONZIER, M., ROBIN, C., HALL, M., COTTON, J., MOTHESES, P., EISSEN, J.-P., Y SAMANIEGO, P., 1997. Les adakites d'Equateur; modèle préliminaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 324, pp.545-552.
- [15] MORRISSEY, M., ZIMANOWSKI, B., WOHLLETZ, K., Y BUETTNER, R., 2000. Phreatomagmatic Fragmentation. En Sigurdsson, H. (Ed), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, pp.431-445.
- [16] MOTHESES, P. Y HALL, M., 1991. Mapa de los peligros volcánicos asociados con el Volcán Quilotoa, Provincia de Cotopaxi (1:50.000). Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Quito.
- [17] MOTHESES, P. Y HALL, M., 1997. Quilotoa Caldera, Ecuador. A Young Eruptive Center in the Western Cordillera. *Abst. IAVCEI Gen. Assem. Proceedings, Puerto Vallarta, Mexico*, 49.
- [18] MOTHESES, P. Y HALL, M., 1998. Quilotoa's 800 yBP Ash: A Valuable Stratigraphic Marker Unit for the Integration Period. En Mothes, P. (Ed.), *Actividad Volcánica y Pueblos Precolombinos en el Ecuador*. Ed. Abya-Yala, Quito, pp.111-138.
- [19] MOTHESES, P. Y HALL, M., 2008. The Plinian Fallout Associated with Quilotoa's 800 yr BP Eruption, Ecuadorian Andes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (Ecuadorian Special Issue).
- [20] REID, M., 2004. Massive collapse of volcano edifices triggered by hydrothermal pressurization. *Geology* 32, pp. 373-76.
- [21] ROSI, M., BARBIERI, R. Y MASSA, G., 1997. The transition fallout/surge/flow during the 800 yBP eruption of Quilotoa caldera (Ecuador). *Abst., IAVCEI Gen. Assem. Proceedings, Puerto Vallarta, Mexico*.
- [22] ROSI, M., LANDI, P., POLACCI, M., DI MURO, A. Y ZANDOMENEGHI, D., 2004. Role of conduit shear on the ascent of the crystal-rich magma feeding the 800-year-BP Plinian eruption of Quilotoa volcano (Ecuador). *Bull. Volcan.* 66, pp. 307-321.
- [23] RUTHERFORD, M. Y DEVINE, J., 1996. Preeruption pressure-temperature conditions and volatiles in the 1991 dacitic magma of Mount Pinatubo. In: Newhall, C. and Punongbayan, R. (Ed.), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philipines*. Univ. Wash. Press., pp. 751-766.