

CARACTERIZACIÓN DE LOS FLUJOS PIROCLÁSTICOS PRODUCIDOS POR EL VOLCÁN TUNGURAHUA (ECUADOR): EVIDENCIAS DE DICHOS FLUJOS EN LA CIUDAD DE BAÑOS

Patricia Mothes¹
Minard L. Hall¹
Richard P. Hoblitt²
Chris Newhall³

1 Instituto Geofísico/
Departamento de
Geofísica. Escuela
Politécnica Nacional,
Quito.

2 USGS-Hawaiian Volcano
Observatory, PO Box, 51,
Hawaii Natl. Park, HI,
96718

3 USGS, Dept. of Geological
Sciences, PO Box 351310,
Univ. of Washington,
Seattle, WA 98195

Resumen

Los flujos piroclásticos han sido un fenómeno importante durante muchas de las erupciones del volcán Tungurahua. En este estudio se caracteriza los tres tipos de depósitos de flujos piroclásticos identificados en los alrededores del volcán, los cuales han tenido una clara incidencia en el pasado reciente. Al igual que el resto de flancos del volcán, el sitio del actual asentamiento de la ciudad de Baños ha estado expuesto al impacto de estos fenómenos altamente destructivos. Sin embargo, hasta la fecha las evidencias de que el actual Baños ha sido afectado por flujos piroclásticos son escasas, a excepción de un relato histórico relativo a la erupción de 1773, en el cual se menciona que un flujo "caliente" afectó el valle de Río Vascún e inclusive alcanzó el sitio de la antigua iglesia de Baños. Los trabajos en estratigrafía realizados recientemente en la ciudad de Baños muestran claramente la existencia de depósitos de flujos incandescentes en el actual casco urbano de la ciudad, los cuales fueron relacionados con erupciones importantes del Tungurahua.

Abstract

Pyroclastic flows have been an important phenomena produced during many of the eruptions of Tungurahua volcano. In this study the three types of pyroclastic flow deposits identified around the volcano are described. The site of present-day Baños, (pop. 18,000), likewise for the western and northern flanks of the volcano have been exposed to these highly destructive phenomena. However, until recently there was meagre stratigraphic evidence to show that the early city of Baños was exposed to these eruptive products, with the exception of a historical document relating the eruption of 1773 during which a "hot" flow affected the Vascún Valley and arrived to the old church of Baños. Recent stratigraphic studies carried out in the urban area clearly show convincing evidence of deposits of past incandescent flows in the downtown area of this tourist city.

pmothes@igepn.edu.ec

INTRODUCCIÓN

El volcán Tungurahua, cuyos magmas son principalmente andesíticos y algunos de composición dacítica, ha producido alrededor de 70 eventos eruptivos en los últimos 3000 años (Hall, *et al.*, 1999). Estas erupciones, han presentado un dinamismo estromboliano a vulcaniano (VEI 1-2), aunque ocasionalmente han ocurrido erupciones mayores con dinamisismos sub-plinianos (VEI 3+). Casi todas las erupciones mayores produjeron caídas de cenizas regionales, flujos piroclásticos que han bajado por las quebradas del sector norte como las del sur-suroriente, así como flujos de lava y numerosos flujos de escombros (Hall, Beate y von Hillebrandt, 1989). Dada la reciente reactivación del volcán, iniciada a mediados de 1999, y la cercanía de la ciudad de Baños (18.000 habitantes) que posiblemente estaría expuesta a la trayectoria de estos fenómenos, se realizó un estudio con el fin de establecer una secuencia estratigráfica de los flancos inferiores del volcán y de identificar el estilo eruptivo correspondiente a cada depósito. Adicionalmente, se puso especial énfasis en los cortes geológicos encontrados en el casco urbano de Baños y se realizaron varias dataciones radio-

métricas de ^{14}C para establecer la frecuencia de la incidencia de flujos incandescentes en la ciudad de Baños.

CARACTERÍSTICAS DE LOS FLUJOS PIROCLÁSTICOS PRODUCIDOS POR EL VOLCÁN TUNGURAHUA

Basados en las observaciones de las características más notables de los productos juveniles, de los líticos y de la matriz de los depósitos de flujos piroclásticos encontrados en la base del volcán Tungurahua, se ha podido establecer que existen al menos tres tipos diferentes de dichos depósitos. Esta caracterización implica necesariamente que los fenómenos eruptivos responsables de tales depósitos tengan diferentes orígenes y/o mecanismos eruptivos. A continuación se resumen los aspectos más destacables de cada uno de ellos.

Tipo 1. Depósito de flujo piroclástico con predominancia de líticos frescos: destrucción de un domo/tapón por actividad eruptiva vulcaniana explosiones discretas)

El depósito de flujo piroclástico más común en los flancos inferiores del volcán está caracterizado por la ausencia de estratificación (masivo), está constituido típicamente por un alto porcentaje de clastos angulares, no alterados, principalmente de un solo tipo petrográfico (depósito monolitológico). El contenido de material juvenil vesiculado es bajo. Uno de los depósitos más destacable de este tipo se encuentra en la cantera de Las Juntas (Hall, *et al.*, 1999), en donde el tamaño promedio de los clastos es menor de 3 cm (Foto 1). La matriz está constituida por líticos de tamaño de arena gruesa o aún más grande (no se observa material fino). Los clastos de líticos son generalmente juveniles, aunque se encuentra frecuentemente clastos ligeramente alterados. Esto puede indicar que el domo/tapón del conducto no estuvo presente mucho tiempo. En el volcán Galeras (Colombia), los depósitos de flujos piroclásticos ricos en líticos están sumamente alterados (Calvache y Williams, 1992), sugiriendo, al contrario de lo observado en el Tungurahua, que el domo permaneció muchos años entre erupciones y además el sistema hidrotermal fue muy activo. En el caso Tungurahua la presencia de clastos juveniles semi-vesiculados puede llegar hasta un 15 a 20%, los cuales representan el magma juvenil que se acumuló en la parte inferior del domo/tapón.

La gran concentración de clastos implica que el origen de estos depósitos probablemente corresponde a erupciones vulcanianas que destruyen un domo/tapón de lava solidificada, el cual obstruye el conducto volcánico. Esta destrucción se debe a un incremento de la presión interna del sistema magmático. El resultado de dicha explosión es una columna eruptiva que colapsa rápidamente, debido a la alta densidad de sus componentes (en es-

pecial fragmentos densos del domo/tapón), así como al bajo contenido en gases que caracteriza este tipo de erupción, en comparación con otros depósitos, en donde se observa que la mayoría de los productos llevan mucho gas asociado, a un magma vesiculado.

La interacción agua-magma (freatomagmatismo) podrían también jugar un rol importante en el incremento de la presión interna previa a la destrucción del domo/tapón. En efecto, muchos bloques muestran huellas de que fueron enfriados rápidamente, posiblemente en el contacto del magma con el sistema freático. Adicionalmente, se cree que su origen podría deberse al colapso de frentes de flujos de lava que descendieron desde el cráter; sin embargo este tipo de depósitos deberían tener una mayor cantidad de bombas de escoria y un menor grado de fracturación de los componentes.

Hall, *et al.*, (1999) los interpretó como resultado de un estilo eruptivo tipo "St. Vincent", el cual fue definido en base al estudio de los depósitos de flujos piroclásticos predominantemente de líticos que resultaron de las erupciones vulcanianas ocurridas en el volcán del mismo nombre en las Antillas (Shepard and Sigurdsson, 1982). Las erupciones vulcanianas del volcán Mayón (Filipinas) producen depósitos similares (Moore and Melson, 1969; C. Newhall, Comm. Pers., 1999).

Tipo 2. Depósito de flujo piroclástico con predominancia de "bombas de coliflor": actividad eruptiva caracterizada por el rebose ("boiling over") de un lago de lava

El segundo tipo de depósito de flujo piroclástico contiene un alto contenido de bombas subredondeadas de escoria semivesiculada, cuya corteza exterior presenta un fracturamiento radial. Por su apariencia se denominan "krumkopf" (KK), "bombas en coliflor" o simplemente bombas con "corteza de pan" ("breadcrust bombs"). Se forman cuando lava viscosa es lanzada del cráter provocando que la cáscara exterior se enfríe rápidamente, mientras que el interior sigue vesiculando y muy caliente, esto genera una expansión interna de la bomba, fracturando la cáscara exterior. Hay que indicar que las bombas KK son las más abundantes en el depósito. La matriz no presenta una compactación importante y no es cohesiva, debido a la ausencia de partículas finas. A veces en ciertos depósitos de este tipo se encuentra un nivel rico en bombas KK, resultado de un proceso de flotación de las mismas, debido a su menor densidad. Otras veces se observa depósitos cuyas bombas son muy numerosas y cuyo aspecto sugiere que han sido aplastadas. Además no es raro observar el efecto de una aglutinación de pedazos de las bombas KK con líticos que están cerrados por la lava que posteriormente se solidificó.

Se cree que estos flujos con bombas "KK" tienen su origen en el rebose ("boiling over") de un lago de lava intra-cratérico formado de magma semi-desgasificado.

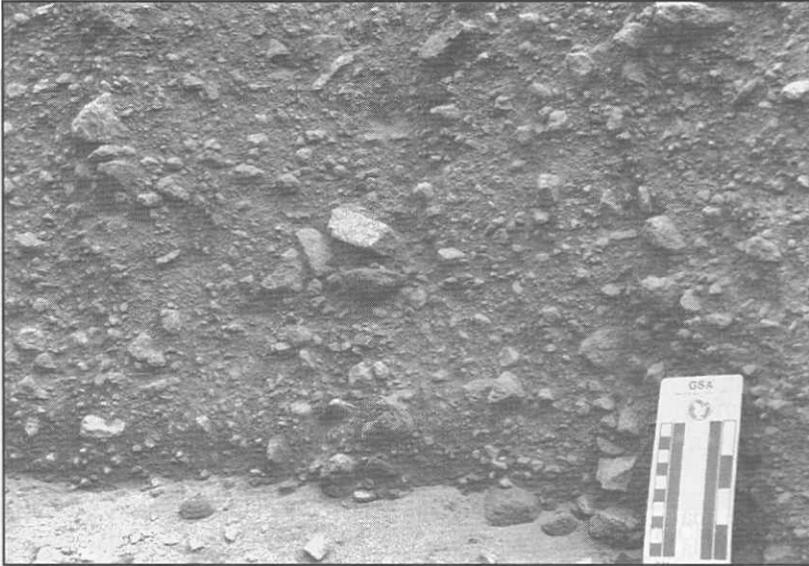


Foto 1. Depósito del flujo piroclástico "Tipo 1" en el corte de la cantera Las Juntas (Hall et al., 1999). Notar la abundancia de líticos. Su origen está atribuido a la destrucción de un domo/tapón en el conducto ó cráter.

Quizás este fenómeno estaría disparado por un pulso de magma nuevo rico en gases. En estas condiciones, el conducto se encuentra mayormente abierto. Los líticos presentes en el depósito son homogéneos en composición, frescos, vidriosos y frecuentemente con fractura concooidal, sugiriendo que no se trata de fragmentos del conducto ni de un antiguo domo/tapón, sino que se trata de la misma lava enfriada rápidamente. La continuidad y la duración del flujo piroclástico depende del volumen de magma y su continuo suministro. En el caso de la erupción del volcán Cotopaxi en junio de 1877, se produjeron depósitos idénticos a los del Tungurahua descritos arriba. En esa ocasión, habitantes del pueblo de Mulaló, al suroccidente del volcán, vieron como los flujos piroclásticos rebosaron el borde del cráter del Cotopaxi, como "una olla de arroz en ebullición" (Wolf, 1878). Los depósitos de la erupción de 1918 del Tungurahua, observados en un corte en la cantera de Juive, corresponden a esta categoría, y también en un corte en la cantera de Las

Juntas (Foto 2).

Otro tipo de flujo piroclástico cuyos depósitos son muy similares a los descritos, fue observado en el volcán Arenal (Costa Rica), asociado al colapso de una parte de la pared del cráter y el consiguiente vaciado del lago de lava existente en él (Alvarado y Soto, 2002). La similitud más destacable entre este tipo de depósito y los observados en el Tungurahua, y a la vez los del

Cotopaxi, (especialmente los depósitos de tipo 2) son las bombas semiredondeadas de escoria con textura costra de pan. Sin embargo el depósito del Arenal tiene un porcentaje importante de bloques no-juveniles, alterados que tiene su origen en el colapso de la pared del cráter. No hay evidencias de que éste fenómeno haya ocurrido en los volcanes Tungurahua o Cotopaxi.

Tipo 3. Depósito de flujo piroclástico con predominancia de pómez y/o escoria vesiculada: actividad eruptiva subpliniana con columna sostenida

El tercer tipo de depósito es el de menor ocurrencia en los alrededores del volcán. Éste presenta un mayor porcentaje de clastos semi-redondeados de escoria o pómez, generalmente de coloración clara. Se observa también niveles que contienen un porcentaje importante de escoria muy vesiculada, cuyos clastos son livianos y no presentan una corteza como en los depósitos descritos anteriormente. La presencia de clastos de líticos accesorios no-juveniles es mínima y la matriz está constituida por arena y material más fino, la cual se encuentra semi-compactada, debido a la mayor cantidad de material fino. Los clastos pumíticos presentan una importante vesicularidad y una baja densidad. La parte basal del depósito podría tener una concentración más importante de clastos de líticos, los mismos que representan la destrucción de un domo/tapón en el conducto.



Foto 2. Depósito del flujo piroclástico "F" en la cantera de Las Juntas (Hall et al, 1999). Notar la abundancia de bombas de escoria "coliflor ó breadcrust".

Sin embargo, su incidencia en el volumen del depósito es mínima en comparación con el volumen mucho más notable de material juvenil vesiculado.

Muchas veces la pómez presenta un bandeamiento composicional, indicativo de un proceso de mezcla de magmas. Este fue el caso de la erupción subpliniana de 1886 cuyo magma tiene un contenido en sílice entre 61 y 64%wt (porcentaje en peso) SiO_2 (Hall, *et al.*, 1999). Otras erupciones con magmas dacíticos ocurrieron hace 1230 ± 30 aAP (Hall *et al.*, 1999), 1370 ± 40 aAP y 1450 ± 40 aAP (este estudio), cuyos depósitos formaron un abanico en el sector comprendido entre Inés María y Pititig, paralelo al río Vazcún, cerca de su desembocadura en el cañón del río Pastaza.

Este tipo de depósito se origina por el colapso de una columna eruptiva producida por una erupción sostenida de tipo subpliniano, propia de un magma rico en gases. La columna eruptiva sube en la atmósfera varios kilómetros, produciendo caídas de tefra regionales, por acción de los vientos, y debido a la fuerza de la gravedad y a fluctuaciones en la energía de la erupción, la columna puede colapsar, generando una nube de material que desciende violentamente por los flancos del volcán. Comúnmente se describe estos fenómenos como nuées ardentes o flujos piroclásticos. Debido a la alta movilidad de este tipo de flujo, es capaz de cubrir grandes extensiones y no restringirse solamente al fondo de las quebradas

Flujos piroclásticos con un alto contenido de pómez con contenidos de sílice entre 60 y 64%wt SiO_2 fueron comúnmente producidos por las erupciones explosivas del volcán Santa Helena entre 1980-1983 (Rowley, *et al.*, 1981) y hay varios ejemplos de este tipo de fenómeno en los alrededores del volcán Cotopaxi (particularmente el depósito denominado "L" que aflora en los cortes en el sector de Limpio-pungo; Hall y Mothes, notas de campo inéditas.).

EVIDENCIAS DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS EN EL CASCO URBANO DE LA CIUDAD DE BAÑOS

Depósitos de flujos piroclásticos observados en el abanico del río Vazcún

El río Vazcún nace en el sector norte de la cumbre del volcán y tiene una longitud de 10 km entre su nacimiento hasta su desembocadura en el río Pastaza. Dado el enorme relieve (3200 m) y la corta distancia que existe entre la cumbre y el río Pastaza, cualquier flujo piroclástico (o flujos de escombros) que descienda por este valle, alcanzaría altísimas velocidades (> 100 km/hr). No obstante, ésta es una estimación mínima dado que los flujos incandescentes producidos por colapsos

de domos en el volcán Montserrat (Antillas), cuyo relieve es apenas 800 m, han presentado velocidades superiores a los 100 km/hr (Cole *et al.*, 1998).

El geólogo y andinista ambateño Nicolás Martínez (1932), como testigo presencial de las erupciones de Abril de 1918 del Tungurahua, realizó una descripción de los depósitos de los flujos piroclásticos que rellenaron el cauce del río Vazcún y cubrieron las fuentes de aguas termales. Además, Martínez mencionó que algunas casitas de campesinos fueron quemadas en dicha ocasión y que el nivel de quema fue *hasta cien metros sobre el fondo de la quebrada*. Sin embargo, aparentemente ni el flujo principal ni su nube de cenizas finas entraron en la pequeña ciudad de Baños de aquel entonces. Hoy en día, hay muy poca evidencia de los depósitos del flujo piroclástico de 1918, pues seguramente fueron erosionados por las aguas del río y la vegetación. Las dataciones (^{14}C) de troncos carbonizados que se encontraron en dos potentes capas de flujos piroclásticos que afloran en la cantera El Salado (directamente por encima del Bañerío El Salado) dieron edades de 1370 ± 40 aAP y 1130 ± 40 aAP respectivamente (Figura 1, Foto 3).

Estas nuevas dataciones muestran que la secuencia de la Cantera El Salado, la misma que fue considerada histórica, pertenece en realidad a erupciones más antiguas. La mayor parte de los depósitos de la cantera El Salado presentan una abundante presencia de bombas de escoria en una matriz de arena, que los caracteriza como depósitos del tipo 2 ("boiling over").

Depósitos de la erupción de 1773

Durante la erupción del Tungurahua de 23 Abril de 1773, basándose en las descripciones del mismo autor (Martínez, 1923), se puede inferir que se produjo un flujo de escombros caliente, pues se describe a este evento como un "Mar del Fuego", el cual llegó hasta la iglesia de la antigua ciudad de Baños, la que se ubicaba donde actualmente se encuentra la Alcaldía de Baños. Debido a que esta zona se encuentra completamente edificada, no ha sido posible confirmar, por medio de la estratigrafía, la validez de esta descripción.

Sin embargo a 100 m al norte del cementerio, en un corte estratigráfico cercano al cauce del río Vazcún, se encontraron cuatro ramas carbonizadas, asociadas a los primeros 50 cm de un depósito de ceniza fina. Dos dataciones (^{14}C) de dichas ramas dieron edades de 180 ± 40 aAP y 190 ± 40 aAP (Figura 2), las mismas que concuerdan con la erupción de 1773. En el nivel de ceniza datado se nota unos pocos y pequeños clastos de pómez y líticos y una litología típica de flujo piroclástico. Debido a su contenido granulométrico, de arena fina, se cree que este depósito está asociado con un "ash-cloud", el mismo que habría estado relacionado con un flujo piroclástico que debió haber descendido por el valle del río Vazcún. Este fenómeno debió sobrepasar el borde orien-

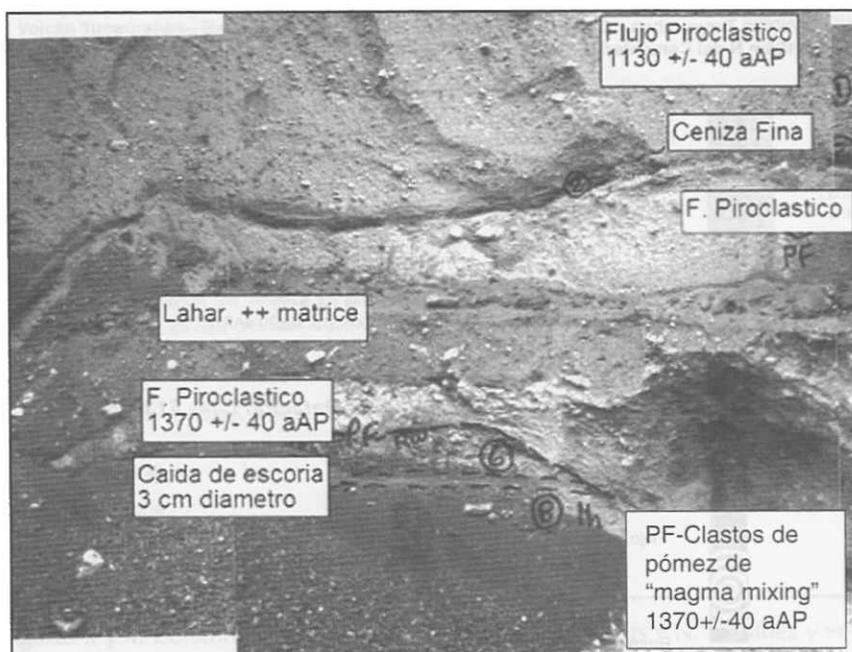


Foto 3. Depósito de un flujo piroclástico de una erupción subpliniana de hace 1370 ± 40 aAP, con productos de mezcla de magma, en la Cantera El Salado (Quebrada Vascún).

tal del valle, afectando los asentamientos actuales de los Barrios Cinco de Junio y San Francisco ubicados en la parte occidental de Baños y bajando posiblemente hasta el parque de la iglesia. Finalmente, las ramas carbonizadas, la poca o nula compactación del depósito y el color rosado de la ceniza son algunas de los indicadores que demuestran que el flujo estuvo caliente durante su deposición.

Recientemente (Julio de 2001) se estudió el corte estratigráfico de una excavación ubicada en la intersección de las calles T. Halflants y N. Martínez, una cuadra al sur del parque que fue supuestamente inundado por un flujo de escombros durante la erupción de 1773. La excavación tuvo una profundidad de 370 cm (Figura 3) y presentó evidencias de un flujo piroclástico retrabajado con clastos de escoria fracturados en su base. En la parte superior de la secuencia, se observaron principalmente capas de cenizas finas retrabajadas, lentes de ceniza fina con presencia de carbón y dos capas primarias de caídas de ceniza y lapilli escoriáceo con espesores de 15 y 13 cm respectivamente. Hacía el tope de la secuencia, pero por debajo del suelo reciente, se encontró una capa de 50 cm de espesor de un flujo de escombros con cantos de hasta 15 cm de diámetro en una matriz rica en ceniza. Sobreyaciendo esta capa se encuentra un lente de 40 cm con el mismo material primario del nivel inferior, mezclado con cerámica colonial y el diente de un bovino. Esta última capa corresponde probablemente al flujo de escombros de la erupción de 1773. Las tejas antiguas fueron rotas y había evidencia de un ligero desgaste producido por el flujo. No se observó rastros de material vegetal carbonizado. Sin embargo, la capa inmediatamente por debajo del flujo de escombros es rica en ceniza y su origen podría ser el retrabajamiento de un depósito distal de un flujo piroclástico.

En Abril de 2002, se estudió una excavación ubicada junto al terminal terrestre de Baños. En esta sección se encontró un depósito de un flujo de lodo, así como otros depósitos de origen fluvial. Además se encontró una capa cuyo origen muy probablemente es un flujo piroclástico con evidencias de posterior retrabajamiento por agua (Figura 4). Sin embargo, se estima que su edad es superior a 800 aAP, dado que este depósito se encuentra sobreyacido por una capa de ceniza biotítica, cuyo origen es probablemente la última erupción del volcán Quilotoa (Mothes, *et al.*, 1999). La presencia de estos depósitos en el terminal terrestre de Baños, así como en otros tres cortes ubicados hacia el valle del río Vascún, muestra que la zona del Terminal Terrestre corresponde a la parte distal del abanico del río Vascún.

Depósitos de las erupciones de hace ~ 1000-1400 aAP

En el corte estratigráfico junto al Cementerio se observa otro nivel con carbón por encima de una capa de caída de pómez, cuya edad es aproximadamente 1200 aAP (Hall, *et al.*, 1999). La capa más gruesa constituye el depósito de un flujo piroclástico rico en clastos de escoria de hasta 10 cm de diámetro y pequeños clastos de rocas (Figura 2), indicativo de un colapso de columna eruptiva cargada con ceniza, bombas y gases volcánicos (Tipo 3 previamente definido). Su afloramiento en un corte de una calle vecina (Rocafuerte) que baja hasta al centro urbano, muestra sin duda alguna la ocurrencia de flujos incandescentes en Baños (Foto 4). Vale mencionar que el suelo que existía, anterior a la iniciación de esta actividad eruptiva tiene gran cantidad de pedazos de cerámica, indicando la presencia de asentamientos humanos pre-incásicos en este sector.