

DEVASTADORES FLUJOS DE LODO DISPARADOS EN EL VOLCAN CARIHUAYRAZO POR EL TERREMOTO DEL 20 DE JUNIO DE 1698

Roberto Vásconez (1), Minard Hall (1) y Patricia Mothes (1)

(1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Quito, roberto.vasconez@caminosca.com,
mhall@igepn.edu.ec

RESUMEN

El 20 de Junio de 1698, un sinnúmero de deslaves y consecuentes flujos de lodo fueron disparados de los flancos nororientales del volcán Carihuairazo por un sismo tectónico. Al descender los flancos, dejaron depósitos a lo largo de las quebradas de Chiquicahua, Pataló, Quichibí, Terremoto, Yacutoma, Quintuco, Catequilla, y Olalla. En el valle del río Ambato, arrasaron el primer asentamiento de Ambato (Barrio de El Socavón), donde tuvieron calados de 45 m de profundidad, anchuras de 400 m, un recorrido de al menos 54 kilómetros, y un volumen estimado en 84-87 millones de metros cúbicos. Muchos pueblos fueron afectados. Se reportaron que hubo varios miles de víctimas debidas al flujo y más de 6000 debidas al terremoto.

Los flujos fueron conformados por un 60% de suelo negro, compuesto de arena fina, limos y arcillas, así como de 3% de restos de plantas y un 37% de agua. Su fuente fue la capa de suelo negro del páramo, de 3 m de espesor, aparentemente saturada con agua de lluvia, lo que dio una enorme fluidez a los flujos. Reportes históricos indican que el flujo de lodo arribó a Ambato en "un cuarto de hora" después del sismo, implicando velocidades muy rápidas.

Los potentes suelos de los páramos andinos son sumamente propensos a formar deslaves, si están saturados por agua, poniendo en peligro todo lo que se encuentre aguas abajo a lo largo de los valles y quebradas. No solo los sismos representan un factor desencadenante para formar dichos flujos, sino también lluvias prolongadas, actividad volcánica, deslizamientos, avalanchas, así como altas presiones de agua en los poros de los suelos, además de factores antrópicos.

Palabras claves: volcán Carihuayrazo, flujos de lodo, viscosidad del flujo, velocidad del flujo, sismos tectónicos.

ABSTRACT

On 20 June 1698 a series of devastating mudflows, triggered by a major tectonic earthquake of Intensity X (MSK scale), descended the slopes of Carihuairazo volcano in central Ecuador. These

flows were viscous slurry flows consisting of 50-60% of fine-grained soil material (mainly fine sand, silt, and clay-size particles), 5% of plant remains, and 40-50% water. The source materials were the andisols typical of the 3 m thick soil profile developed upon the high elevation grasslands during the past 10 ka. The flows left deposits up to 4 m thick along 8 principal valleys that head on or near the volcano; the maximum runout was 54 km. Flow depths up to 45 m, channel widths up to 400 m, and peak discharges of 20 to 30 thousand m³/s were typical. Flow velocities are estimated at 10 m/s. which resulted in the mudflows arriving in Ambato in about 45 min. Fatalities were estimated to be several thousands for the mudflows and 6000+ due to the earthquake.

The thick soils that are ubiquitous at the higher elevations (>4000 m) in the western and eastern cordilleras of the Ecuadorian Andes, especially if saturated in water due to heavy rains, snowmelt runoff, or marshy areas, are highly prone to be transformed into slurry mudflows, if perturbed, and consequently they endanger downstream channels for tens of kilometers. Such events can be triggered at any time by volcanic explosions and eruptions, earthquakes, major rock falls, large land slides, and high water pore pressures in soil profiles, since 3 m-thick soils are widespread in the Ecuadorian highlands and prolonged precipitation is not uncommon.

Keywords: Carihuayrazo volcano, mud flows, flow viscosity, flow rate, tectonic earthquakes.

INTRODUCCION

El 20 de Junio de 1698 sucedió un sismo tectónico de intensidad "diez" en la escala de intensidad de MKS en las cercanías del volcán Carihuairazo ubicado en la Cordillera Occidental del Ecuador, lo que dio origen a un sinnúmero de deslaves que inmediatamente se transformaron a destructivos flujos de lodo. Los flujos, puestos en movimiento por deslaves de suelos del páramo muy saturados en agua, dejaron depósitos de hasta 45 m de espesor a lo largo de ocho valles principales que nacen en las cercanías del volcán, y luego viajaron de

hasta 54 km aguas abajo. Los flujos de lodo alcanzaron muchos caseríos y pueblos, tales como Tisaleo, Mocha, y Patate, inclusive al primer asentamiento de Ambato, con la consecuente pérdida de miles de vidas. El propósito de este artículo es describir este evento natural, dar sus características e impacto, dado que esta clase de fenómeno natural podría repetirse nuevamente. Un evento similar en origen y escala constituyen los deslizamientos de suelos bien saturados con agua de lluvia, disparados por el terremoto del 5 de Marzo de 1987 en el nororiente del Ecuador (Hall, 2000).

MARCO GENERAL

El volcán Carihuayrazo (5111 msnm) es un complejo volcánico extinto de la Cordillera Occidental del Ecuador, localizado a unos 17 kilómetros hacia el Suroeste de la actual ciudad de Ambato (Fig. 1). El edificio volcánico ha sido altamente afectado por glaciaciones, muestra de ello son los profundos circos glaciares y los amplios valles en forma de “U”. En cambio, los flancos exteriores del volcán están muy suavizados, con elevaciones que varían desde los 3500 a 4000 msnm, surcados por drenajes que corren hacia fuera, sobre los cuales se ha desarrollado el suelo de páramo o andino. Las áreas fuente de los materiales incluyen en gran parte las laderas de los valles glaciares y de otros pequeños valles y depresiones en las cercanías, que cuentan con poca vegetación arbórea o arbustos. Las laderas localizadas al Norte, Noreste y Sureste del macizo volcánico son las únicas involucradas en la formación de estos flujos de lodo. Las pendientes de estas laderas varían considerablemente, desde los 30 grados hasta solamente 5 a 10 grados.

En la Fig. 1 se muestra la ubicación geográfica del área de estudio con los drenajes por donde transitaban los flujos de lodo; las quebradas involucradas son Chiquicahua, Pataló, Quichibí, Terremoto, Yacutoma, Quintuco, Catequilla y Olalla. Los gradientes de estos cauces son más del 10% en las cabeceras, variando a 7.5% en los tramos intermedios y a 2.5% en los cursos inferiores de recorrido. Los tres primeros drenajes indicados recorren 10 a 15 kilómetros antes de confluir sucesivamente al

Río Ambato, antes de llegar a la ciudad de Ambato. Las restantes cinco quebradas recorren 15 a 25 kilómetros y confluyen al Río Ambato después de la ciudad de Ambato, razón por la cual no la afectaron directamente.

Adicionalmente al terremoto que provocó el disparo de los deslaves y en consecuencia la formación de los flujos de lodo, están los suelos de páramo que son otro factor muy importante en este evento. Los suelos en las áreas fuente son andisoles, de 1 a 3 m de potencia, de color café oscuro a negro, están parcialmente consolidados pero porosos, y consisten principalmente de arena muy fina, como también por arena gruesa, limos, y componentes del tamaño de arcillas. La formación de estos suelos empezó a partir de la cesación de las últimas glaciaciones (10,000 a 12,000 años AP), debido principalmente a la adición de cenizas volcánicas, polvo glacial y material vegetal (Clapperton y McEwan, 1985; Clapperton, 1990). No se identifican a menudo horizontes de ceniza volcánica en el perfil. Cabe indicar que las lombrices de tierra que habitan estos suelos la homogenizan muy bien, aumentando enormemente su permeabilidad con sus actividades de bioturbación. Son evidentes en las áreas fuente los escarpes y cicatrices dejados por los deslaves. Las pendientes arriba de los escarpes cuentan con perfiles normales de suelo de 1 a 3 m de espesor, mientras en las pendientes abajo de los escarpes no existe dicho suelo o se preserva solamente unos centímetros del mismo, indicando que fue removido gran parte del perfil del suelo, transformándose en los flujos de lodo de 1698.

Se ve también que el perfil de suelo está subyacente por gruesas unidades de tillita o toba volcánica, las cuales son duras, compactas e impermeables. El contacto entre el suelo y estas unidades es una superficie impermeable, que mantiene los suelos sobreyacentes bien saturados con agua, y

quizás con una alta presión de poros. Además, parece que ésta superficie fue el plano de deslizamiento. Estas condiciones fueron las que favorecieron la formación de deslaves y su rápida transformación a flujos de lodo, así como también la de mantener un nivel viable de fluidez en el flujo (Figs. 2A y 2B).

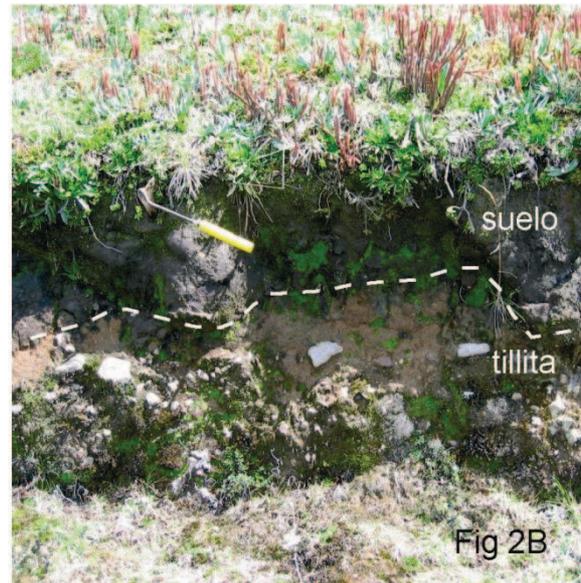


Figura 2: (2A)- Típico perfil de suelo de páramo en la zona de estudio. Consiste de unos 3 m de espesor, homogéneo y masivo, sin estratificación o laminación, y de grano muy fino. (2B)- En sitios afectados por los deslaves el perfil típico consiste de pocos centímetros de suelo, subyacente por una capa dura, impermeable de tillita con cantos o toba volcánica vieja. El tope de la capa consolidada sirvió para mantener altas presiones de poros en el suelo, y fue la superficie de deslizamiento.

EL TERREMOTO DEL 20 DE JUNIO DE 1698

En este día sucedió uno de los terremotos tectónicos más fuertes que ha afectado al Ecuador, cuya intensidad se estima con valor de “diez” en la escala de MSK (Egred, en prep.; 2000). El terremoto afectó la zona

central del Ecuador, región que actualmente ocupan las provincias de Tungurahua, Cotopaxi, parte de Chimborazo y Bolívar, o sea un área de unos 20.000 km². Debido a que todos los deslaves disparados por el terremoto se originaron en un área relativamente limitada, sería muy válido considerarla como el epicentro del sismo.

Esta zona del Callejón Interandino es una región sísmicamente activa, habiendo sido reportados hasta el momento al menos 6 terremotos destructivos con intensidades > IX desde 1541 (Egred, en prep.). Estos sismos son tectónicos y no tienen relación alguna al volcán extinto Carihuayrazo. El terremoto 1698 destruyó muchas aldeas y ciudades y afectó tan fuertemente Ambato y Latacunga que los habitantes de estos pueblos consideraron que era necesario mudar sus asientos a los sitios donde actualmente se encuentran, ya que los consideraban más seguros para afrontar la eventualidad de futuros desastres (Martínez, 1904).

Wolf (1892, 1904) hizo una descripción del evento, en base de los documentos de aquella época, que a continuación se la transcribe:

*"El 20 de junio de 1698, a la una de la mañana, comenzó a moverse el suelo con tanta vehemencia, que ya, a la segunda ondulación, en Ambato no quedó ninguna casa en pie. Familias enteras quedaron enterradas bajo escombros de sus casas y se extinguieron completamente. Los que quedaron con vida bajo las ruinas pidiendo socorro, murieron de otro modo; pues **un cuarto de hora después del terremoto se precipitaron avenidas de agua y lodo sobre la población, de suerte que ya nadie pensó en socorrer á otros y todos huyeron á las alturas. Dichas avenidas tuvieron su origen a más de cuatro leguas (aproximadamente 20 km) más arriba en las faldas del Carihuairazo**".*

Las crónicas de Wolf y los estudios actuales confirman que los flujos de lodo de 1698, que sucedieron inmediatamente después del terremoto, si fueron disparados en toda probabilidad por el sismo del 20 de junio de 1698.

LA FORMACION DE LOS FLUJOS DE LODO

La generación de deslaves de suelo se atribuye a menudo a ciertas condiciones críticas que involucran la naturaleza de los suelos, como son: la inclinación de las pendientes, los eventos disparadores (Takahashi, 1978), que ya fueron discutidos, y la abundancia de agua. Debido a la alta fluidez que tuvieron los flujos de lodo, deducimos que los páramos estuvieron sobresaturados con agua, presumiblemente relacionados con lluvias o nevadas prolongadas durante los días y las semanas precedentes al sismo. Debido a la intensa sacudida de la zona generada por el terremoto, se provocó una licuefacción de los suelos que probablemente estuvieron bien cargados con agua, originándose un sinnúmero de deslaves, que rápidamente se transformaron en los flujos de lodo. Prueba de ellos son los escarpes largos muy obvios a lo largo de la mayoría de las laderas superiores de los valles en las cabeceras del Carihuayrazo (Figs. 3A y 3B). Cabe indicar que no se observan restos de los derrumbes y las colinas deslizadas, rasgos morfológicos muy comunes en terrenos deslizados, lo que

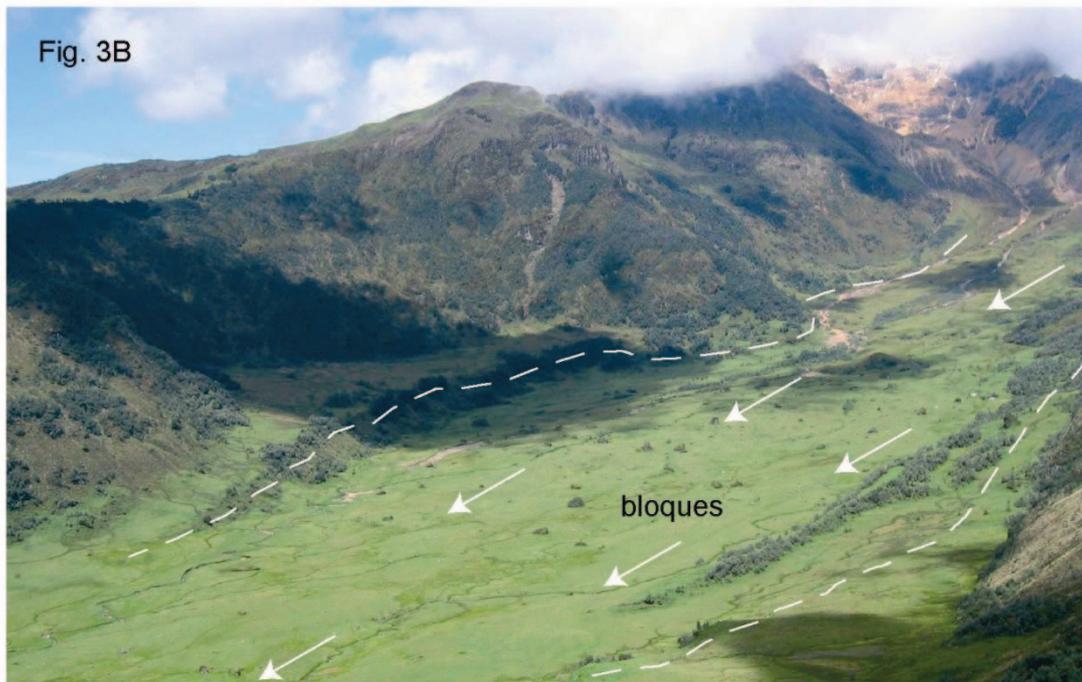


Figura 3: (3A)-- Las cabeceras de la Quebrada Catequilla donde se ve claramente el escarpe largo de los deslaves (línea blanca); las flechas muestran el área de impacto de los flujos de lodo. El ancho del valle involucrado en la formación de los flujos llega a unos 500 m en esta foto. (3B)-- En el valle superior de la Quebrada Olalla se observan claramente los límites de los suelos afectados por los deslaves y los flujos, representados por escarpes largos en los dos lados del valle. Aquí el ancho del valle afectado es de 700 m. Nótese los bloques grandes dejados por los flujos.

nos hace pensar que los suelos fueron tan saturados con agua que se transformaron por

completo en flujos de lodo, y así salieron totalmente de las áreas fuente.

De las numerosas pendientes y laderas de los valles que forman la zona nororiental del volcán Carihuayrazo, los incipientes flujos de lodo siguieron los cauces de los valles de Chiquicahua, Pataló, Quichibí, Terremoto, Yacutoma, Quintuco, Catequilla, y Olalla, que desembocan en el río Ambato (Fig. 2). Sin embargo, solamente los flujos de lodo que descendieron por los valles de Chiquicahua, Pataló, Quichibí, y posiblemente de Quintuco, alcanzaron y destruyeron la primera ciudad de Ambato. La mayoría de los flujos recorrieron de 20 a 40 kilómetros, sin embargo al unirse en el Río Ambato los flujos viajaron por lo menos hasta el antiguo asentamiento de Patate, recorriendo una distancia de 54 kilómetros y destruyendo todo lo que estaba a su paso. El gran volumen de estos flujos rellenó los cauces, produciéndose calados de 10 a 45 m (el calado promedio es de 25.5 m), sin embargo el verdadero volumen de los flujos de lodo no puede ser verificado, pues los flujos no se preservaron aguas abajo. Dado que en la actualidad riachuelos con caudales muy pequeños ($<0.5 \text{ m}^3/\text{s}$) drenan estos cauces (excepto el Río Ambato), se piensa que dichas corrientes no pudieron haber contribuido con grandes volúmenes de agua para aumentar la fluidez de los flujos de lodo, como lo confirma las pequeñas variaciones en la consistencia y composición de los depósitos a lo largo de los recorridos.

CARACTERISTICAS DE LOS DEPOSITOS DE LOS FLUJOS DE LODO

Los depósitos dejados por los flujos de lodo son fácilmente identificados en el campo. A

lo largo de los cursos intermedios e inferiores de cada uno de los ocho cauces transitados por los mismos, los escasos depósitos están adornando orillas de poca altura, curvas abiertas, o rellenando pequeños valles afluentes. Los depósitos nunca se encuentran en los tramos donde los valles son estrechos y con fuertes gradientes. Los depósitos de los flujos son idénticos a los suelos de páramo, en su color y composición, y subyacen directamente a la vegetación y sembríos que actualmente cubren el paisaje. A menudo se encuentra subyaciendo a un estrato de ceniza deleznable de color gris claro y de 10 a 30 cm de potencia, que sirve como guía estratigráfica. Esta ceniza del tamaño de arena fina corresponde a la erupción del volcán Tungurahua de 1640, que se ubica a barlovento, a unos 35 km al Este.

En base a numerosos perfiles realizados en forma perpendicular a los cauces ya mencionados, se ve claramente que los depósitos de los flujos de lodo se traslapan hacia las laderas, formándose así cuñas que descansan conformemente sobre el estrato de la ceniza mencionada. El límite tope y alcance de los flujos fueron controlados, al parecer, por el caudal pico y la velocidad de los flujos.

Los depósitos de dichos flujos son de grano fino, de color negro, forman capas de 1 a 4 m de espesor, y son lo suficientemente consolidados para presentar talúdes verticales en los cortes de caminos y cauces. Los depósitos se caracterizan por ser muy homogéneos desde su tope hasta su base,

en el color, textura, tamaño de grano, y el contenido de restos vegetales; no se tiene estratificación interna ni evidencia que hubiera habido pulsos de flujo. Están conformados por unos 95% de suelo negro de páramo con una pequeña fracción de restos de plantas, más 2-5% de materiales aluviales (rocas más antiguas, a menudo rocas volcánicas alteradas) recogidas en los cauces por las corrientes del flujo. Raramente se encuentran troncos de árbol o ramas incorporados al flujo, de acuerdo con la carencia actual de árboles en el páramo.

Se realizaron análisis granulométricos en veintitrés muestras de los depósitos recogidas en diferentes cauces (Vásquez, 2006). En promedio los depósitos contienen el 2% de clastos (>4 mm), el 12.5% de arena media a gruesa (1.0 - 0.25 mm), el 10.5% de arena fina (0.25 - 0.125 mm), el 50% de arena muy fina (0.125 - 0.063 mm), y el 20% de limos y de partículas del tamaño de arcilla (<0.063 mm); el 5% restante está distribuido entre el material orgánico y las pequeñas vesículas presentes en el depósito. El tamaño mediano de grano de las 23 muestras estudiadas corresponde a una arena muy fina, que es típica de los flujos de lodo ya descritos (Suárez, 2001). Además, se las caracterizan por tener un sorteo muy pobre, con valores en el rango de 1.3 a 3.1.

Uno de los rasgos más notables de los depósitos es la frecuente presencia de grietas verticales, paralelas y muy repetitivas que cortan los depósitos, separadas entre si de 5 a 40 cm, formándose bloques, y con una apertura de cada grieta de 2 a 5 cm (Figs. 4A,

4B, y 4C). Dichas grietas atraviesan o cortan los depósitos desde su tope hasta su base, pero no pasan a los depósitos subyacentes como la ceniza u otras unidades; de esta manera las grietas son un rasgo intrínseco sólo de estos depósitos. La orientación predominante de las fracturas está asociada, al parecer, con la inclinación del terreno subyacente, es decir, la intersección de la base de las grietas con la unidad subyacente aparece definir una línea hipotética del contorno dibujado sobre el tope de esta unidad, y por ello parece controlada por su superficie inclinada. El apareamiento o formación de estas fracturas puede deberse a la desecación del depósito cuya consistencia hubiera sido similar a una masa de gelatina o miel espesa cubriendo una superficie levemente inclinada, donde la gravedad pudiera haber impuesto una pequeña fuerza lateral sobre el depósito, así abriendo las grietas.

Debido a la gran distancia que recorrieron estos flujos, lo que implica una alta fluidez y movilidad de los mismos, es obvio que el agua jugó un rol sumamente importante. Para determinar la cantidad mínima de agua requerida para dar fluidez a un volumen cualquiera de suelo de páramo, se realizaron varios experimentos que al mezclar los dos ingredientes determinaron que el porcentaje de agua requerida debe ser del orden del 35 al 40% del volumen total del flujo para iniciar el primer movimiento o fluidez de la muestra, pero para obtener una mínima movilidad sostenida, se requiere de 40-45% de agua en la mezcla.

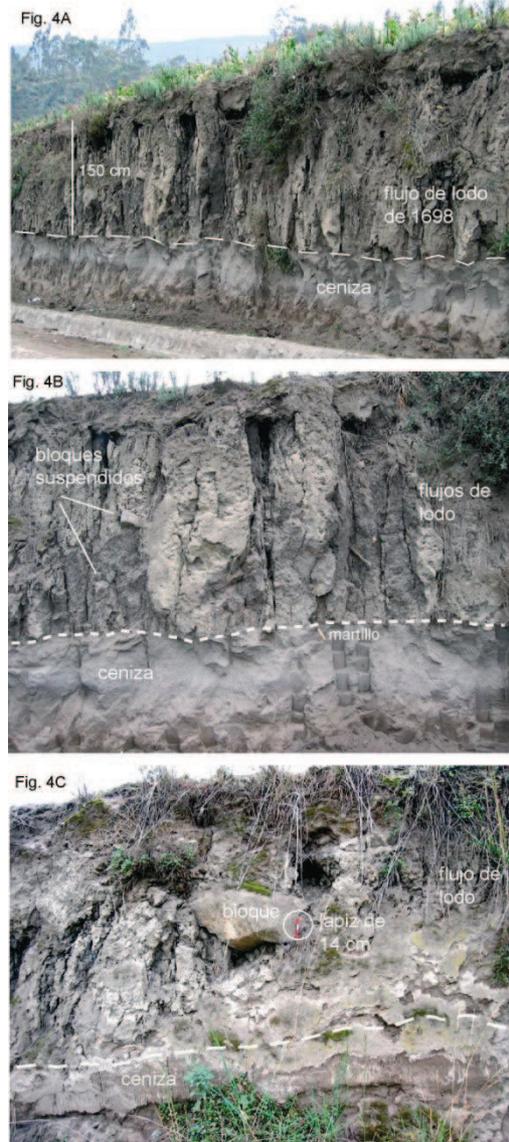


Figura 4: (4A)-- Típico afloramiento del depósito del flujo de lodo, visto aquí cerca de Tisaleo. Nótese que éste depósito está sobreyacido por el suelo actual con sembríos, y subyacido por una capa frecuente de la ceniza de la erupción de 1640 de Tungurahua, así como el carácter agrietado típico de su depósito. **(4B)--** Vista de cerca de la foto de 4A, en la cual se ve el contacto nítido, sin mayor perturbación, del depósito con la capa de ceniza. También note varios cantos líticos de hasta 15 cm de largo suspendidos por dentro del depósito. Además se debe apreciar que las grietas, que son muy repetitivas, paralelas, y siempre verticales, no se extienden hacia abajo, y más bien son restringidas al depósito. Martillo sirve como escala cerca de la palabra “ceniza”. **(4C)--** En el mismo corte se ve un bloque de roca densa, de 50 cm de diámetro, completamente suspendido en el interior del depósito, indicando que al parar el flujo, el peso específico de la matriz del depósito fue igual a la del bloque.

Considerando que en las áreas fuente, no hay evidencia morfológica de la presencia pasada de glaciares ni lagos, es evidente que las lluvias fueron la más probable fuente del agua. El promedio de la precipitación en la región actualmente es de 43 mm/mes en el año, con mayores incrementos en la estación invernal que se presenta en los meses de febrero a mayo (un promedio de 54 mm/mes), que coincidentemente corresponden a fechas muy cercanas al momento de suceder el terremoto de 1698. Dado que ya concluimos que los suelos fueron bien saturados en agua, aspecto requerido para producir la licuefacción total de los suelos por el terremoto, es lógico responsabilizar a la lluvia, más bien a lluvias prolongadas, y menos a una fuerte lluvia repentina que se escurriría rápidamente.

De lo ya expuesto se desprende que el flujo involucró mucha agua y por ende tuvo una cierta fluidez, sin embargo también aparenta haber sido espeso y viscoso. Prueba de ello son los bloques de roca incorporados y suspendidos dentro del flujo, los cuales son grandes, masivos que a veces superan los 50 cm de diámetro; una vez que se detuvo el movimiento del flujo, estos bloques no se sedimentaron o hundieron al fondo del depósito, sino que permanecieron en suspensión (Fig. 4C). Esto implicaría que el material de flujo tenía una alta fuerza de cohesión (“high yield strength”) y que su peso específico era equivalente a las rocas densas suspendidas (Coussot, 1997). Además, dado que los flujos no perturbaron ni erosionaron al estrato subyacente de ceniza, también sugiere

que la consistencia de los flujos fue de una mezcla espesa, que Pierson y Costa (1987) clasifican como un flujo viscoso (“viscous slurry flow”).

En los estudios reológicos de flujos de lodo, Coussot (1997) encontró que en mezclas de dos componentes, tales como sólidos y agua, fragmentos de roca densa (i.e. guijarros, cantos, etc.) se separarían y se hundirían en la mezcla hasta cuando la fracción total de sólidos alcanza un 68% de la mezcla, siempre y cuando se mantenga un porcentaje bajo de los componentes muy finos (partículas < 0,04 mm) en dicha fracción sólida. Más específicamente, en una mezcla semejante a los depósitos de los flujos de lodo del Carihuayrazo, en los cuales el componente fino está entre el 10-20% de la fracción total de los sólidos, Coussot encontró que el hundimiento de fragmentos densos en tales mezclas solo ocurriría cuando la fracción total de sólidos no exceda el 60% y el porcentaje de agua en la mezcla no esté menos que el 40%. El hecho de que muchos guijarros, cantos, inclusive bloques hasta los 50 cm de diámetro permanecieron en suspensión, y no se hundieron, al detenerse los flujos de lodo, implicaría que las mezclas sólidos-agua del Carihuayrazo excedieron este límite de concentración, y por lo tanto comportaron como fluidos tipo Hershel-Bulkley según Coussot (1997; ver su Fig. 6.9).

Coussot también divulgó que las mezclas sólidos-agua desarrollarían fracturas cuando la concentración total de sólidos alcanza el orden del 63-73% (o sea que el agua llega a

27-37% del flujo) y la concentración de los finos (< 0.04 mm) esté en el rango de 0-80%. Es decir, parecería que los flujos de lodo del Carihuayrazo pertenecen a un volumen restringido de viscosidad dentro del gráfico de la mezcla sólidos-agua (Fig. 5); dicho volumen está por encima del límite del hundimiento de los granos ya discutido, pero por debajo o cerca al límite de la formación de fracturas, nuevamente sugiriendo que los flujos de 1698 se comportaron en forma

similar a los fluidos tipo Hershel-Bulkley. Aunque grietas ocurren comúnmente en los depósitos, se considera que su formación no se debe al mecanismo señalado por Coussot, más bien parece a relacionarse con la desecación de los depósitos, lo que fue discutido anteriormente. De todos modos parecería que la viscosidad de los flujos de lodo se debió acercar a este campo especial en el gráfico de la viscosidad.

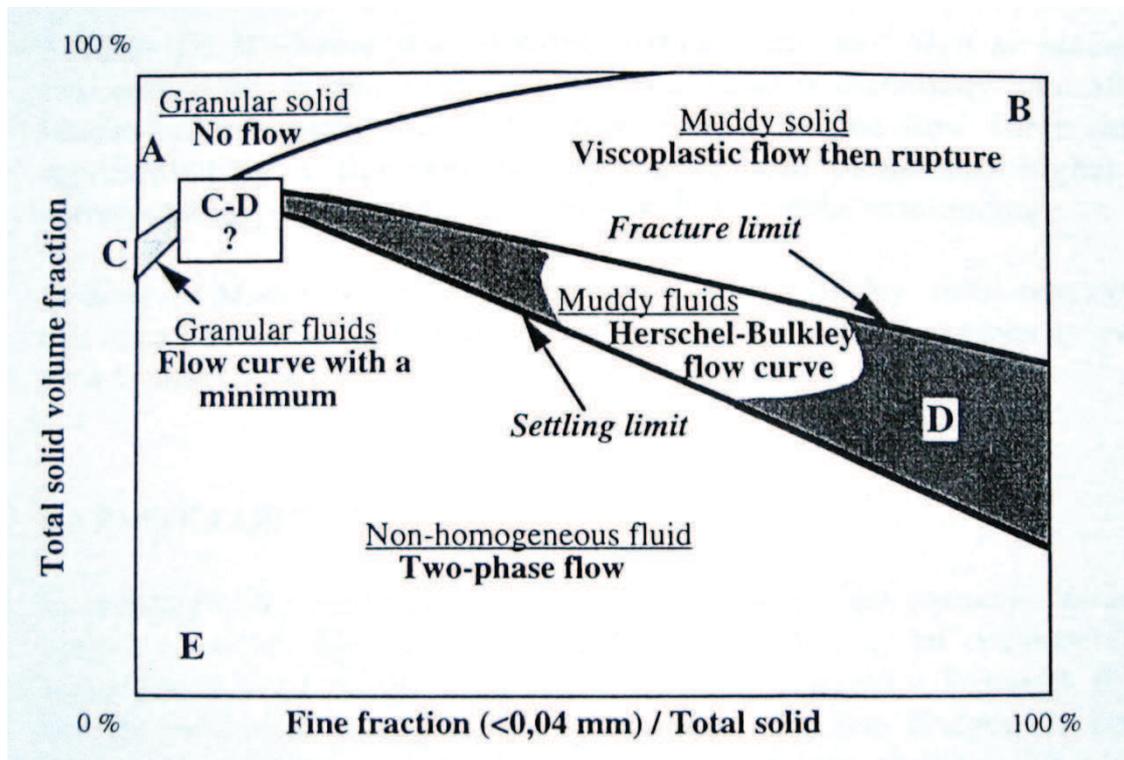


Figura 5: Diagrama mostrando el comportamiento de mezclas de sólidos y agua. En el eje Y se grafica toda la fracción sólida del depósito, y en el X se da solamente la fracción de los sólidos finos que comprenden a menos de 0,04 mm de diámetro. Todas las muestras del depósito analizadas caen cerca de la cuadra señalada "C-D", justo en el límite de la suspensión de bloques ("settling limit") y lo de fractura. Por lo tanto los flujos comportaron en general como fluidos tipo Herschel-Bulkley, siendo graficados en el extremo izquierdo de este campo. Diagrama tomado de Coussot (1997; Fig. 6.9).

LOS VOLUMENES Y VELOCIDADES DE LOS FLUJOS

Con el objetivo de determinar el área afectada y el volumen de los flujos, como también sus velocidades, se mapearon los depósitos de los flujos en todos los drenajes afectados y también se construyeron 28 perfiles perpendiculares a los cauces (Vásquez, 2006). Los perfiles demuestran una variedad de tamaños y formas, dependiendo de la topografía de cada valle, sin embargo los valles pequeños y en forma de V son los más típicos. Las áreas cubiertas por el lodo en cada perfil levantado varían de 200 a 8800 m², la más grande estando en el Río Ambato. La altura media alcanzada por los flujos sobre el cauce actual es cerca de 26 m; en casos excepcionales los flujos alcanzaron alturas mucho mayores, por ejemplo en el valle estrecho de Quichibí los flujos alcanzaron 45 m sobre el cauce actual. Más notablemente, en el cañón del Río Ambato dentro de la ciudad actual de Ambato, el flujo viscoso alcanzó 38 m sobre su lecho donde el cañón tiene un ancho de 400 m (Figs. 6A y 6B).

Para obtener una estimación de la velocidad de los flujos, aprovechando la técnica de “sobre-elevación del flujo en una curva del cauce” empleada por Johnson y Rodine (1984), se requiere un tramo del río que cumple con ciertas condiciones topográficas para aplicar dicha metodología. Desafortunadamente se encontró un solo sitio que reúne tales condiciones, el mismo que se localiza en una curva en el curso inferior del río Pachanlica (UTM: 7703-8575), donde el

flujo ya había viajado 20 km en un valle cuyo gradiente medio es de 7.5%. Allí el valor calculado para la velocidad del flujo fue de 12.8 m/s (Vásquez, 2006).

Los valles de Pataló y de Chiquicahua, afluentes del río Ambato, tienen gradientes cerca de 10% y después de sus confluencias con el río Ambato, este último tiene un gradiente de solamente 2.8% hasta el Socavón. Si estos flujos tenían velocidades proporcionales a la estimada por el río Pachanlica, entonces estimaríamos velocidades en el orden de 18 m/s para los gradientes escarpados y 5 m/s para el tramo transitado del río Ambato hasta el Socavón; como promedio aceptamos una velocidad de cerca de 10 m/s. Estas velocidades parecen demasiado altas para un flujo viscoso tipo jarabe. Sin embargo, una vez que los flujos se mezclaron con la mayor descarga de agua limpia del río Ambato, el cual tiene un promedio de 2 m³/s (mucho más cuando hay lluvia), los flujos diluidos habrían sido algo más rápidos.

Empleando estas velocidades, calculamos el tiempo de recorrido de los flujos hasta el Socavón en unos 43 minutos y 63 minutos para las rutas de los valles de Pataló y de Chiquicahua, respectivamente, lo que representa una diferencia considerable con el “cuarto de hora” indicada por los testigos de la época. Para llegar en el Socavón en 15 minutos, los flujos habrían tenido que viajar con una velocidad media de 29 m/s, o sea con una velocidad cerca de 100 km/hora. Según lo ya expuesto, flujos compuestos de mezclas

sólidos-agua tipo Hershel-Bulkley tendrían viscosidades relativamente altas, al parecer cerca de los límites de convertirse en inmóviles, lo que exigirían velocidades muy

lentas para los flujos (Coussot, 1997). En hecho, en experimentos realizados en este estudio, empleando fluidos de 60% sólidos y 40% agua, se encontró que flujos

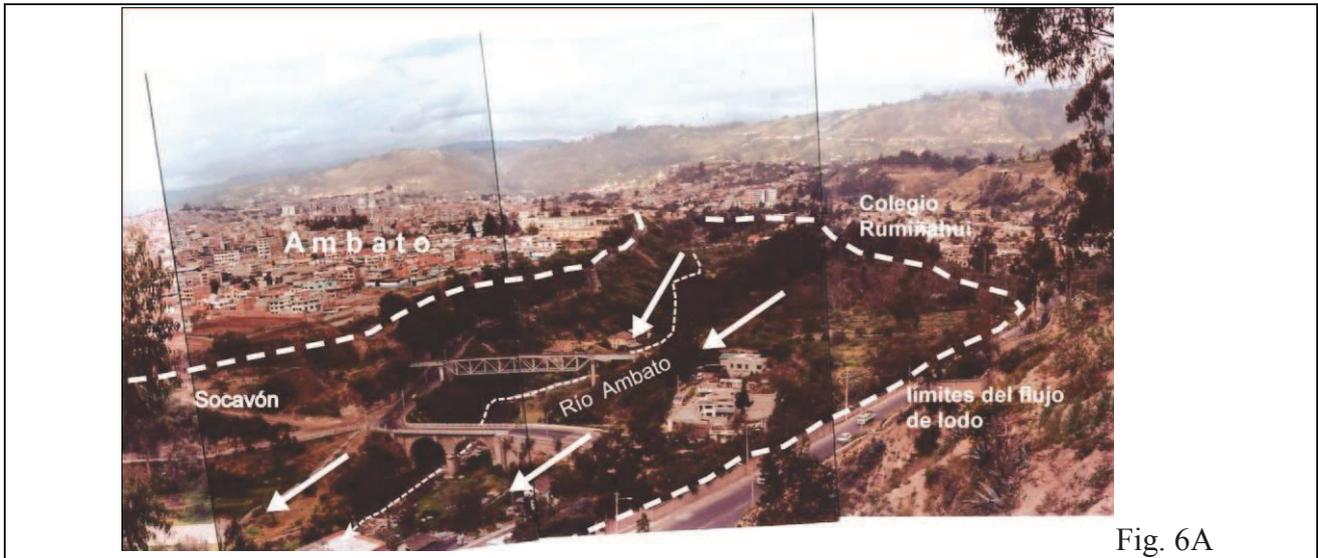


Fig. 6B

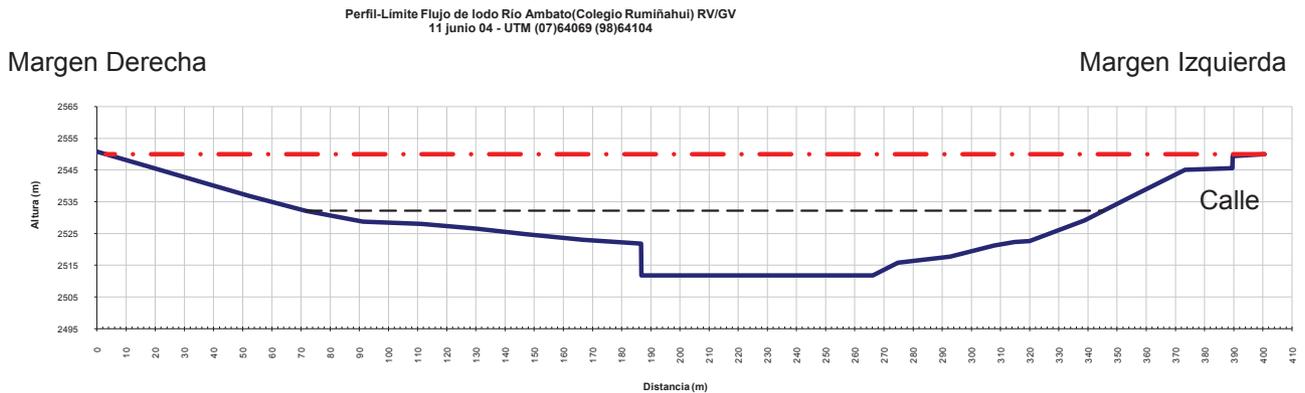


Figura 6: (6A)-- Vista panorámica del cauce del río Ambato en el sector de El Socavón y el Colegio Rumiñahui en Ambato. Se presentan los límites del flujo de lodo de 1698 (línea blanca) de acuerdo con los depósitos encontrados. Las flechas indican el rumbo del flujo. Foto por A. Holguin en 2004. **(6B)**-- Perfil transversal del mismo cauce en el sector del Colegio Rumiñahui mostrando el calado de 38 m y la anchura de 400 m del flujo de lodo. La línea punto-rayada corresponde al límite superior del flujo mapeado causado por el represamiento del mismo; la línea discontinua representa el límite estimado del flujo si no hubiera ocurrido dicho represamiento.

descenderían una superficie lisa inclinada a 11% con una velocidad equivalente a 1.2 km/hora, mientras sobre la superficie inclinada a 22% la velocidad llega a 2 km/hora. Estos valores parecen confirmar lo más lógico, o sea que un flujo espeso tipo jarabe debe viajar despacio.

Mientras nosotros especulamos con bajas velocidades para los fluidos viscosos, Pierson y Costa (1987) precisaron que fluidos viscosos (“viscous slurry flows”) pueden alcanzar velocidades respetables, si el desplazamiento inicial de los sólidos sea muy rápido, por ejemplo cuando un flujo está generado por un deslizamiento brusco. Según ellos, un mayor grado de fluidez ocurre cuando: 1.- las presiones de poro dentro de la mezcla sólidos-agua permanecen altas y no pueden disminuirse debido a la abundante cantidad de partículas finas y al pobre sorteo existe en la fracción sólida; y 2.- una vez en movimiento, la fricción entre los granos del flujo disminuye al mínimo. Bajo estas circunstancias, puede mantenerse indefinidamente una condición altamente fluida. El movimiento del flujo se detiene, una vez que se disipan las presiones de poros, y así se incrementa notablemente la fricción interna entre las partículas (Major, 1997).

Debido a que los flujos de lodo transitaron y luego salieron del valle del río Ambato, dejando solamente depósitos ocasionales, el volumen verdadero de los flujos no es claramente determinable. Pero podemos estimar un volumen total en función del volumen de suelo removido de las cabeceras

de los valles ubicados en las zonas altas del Carihuayrazo. En base de mapas topográficos a escala de 1:25.000, fueron medidas las áreas encerradas por las cicatrices de los escarpes en las áreas fuente (Tabla 1). En aquellas laderas y valles donde no se observa evidencia morfológica de deslaves, pero si estas áreas están rodeadas por las zonas donde ocurrieron deslizamientos, entonces se presume que los deslaves se llevaron todo el suelo hasta la cresta de las laderas y se asume que la cresta representa el límite del deslave; en este caso se utilizó toda el área de la ladera para calcular el volumen removido del suelo.

Al sumar todas estas áreas de deslaves confirmadas, y asumiendo que en promedio se removieron 2 m de suelo de estas áreas, y al añadir un volumen de agua comprendido entre el 40-45% del volumen total del suelo involucrado, calculamos un volumen máximo de todos los flujos de lodo en unos 84-87 millones de metros cúbicos.

Nos interesa estimar el volumen total del flujo que llegó al río Ambato y luego a El Socavón. Tomando en cuenta los volúmenes que originaron en las queb. Chiquicahua, Pataló y Quichibí, se llega a una posible suma de $38.3 - 39.7 \times 10^6 \text{ m}^3$. No se sabe si los volúmenes de los tres afluentes llegaron al río Ambato en forma simultánea o separada en tiempo.

Desde su desembocadura hasta el Socavón, una distancia de 4 km, el valle del río Ambato se ensanchó notablemente (Figs. 6A y 6B), demostrado por los depósitos cuyos perímetros transversales mojados aumentan

Tabla 1

Cabeceras de las quebradas	Área (km²)	Volumen h = 2 m (x 10⁶ m³)	Volumen 40% de agua (x 10⁶ m³)	Volumen 45% de agua (x 10⁶ m³)	Volumen total del flujo 40% agua (x 10⁶ m³)	Volumen total del flujo 45% agua (x 10⁶ m³)
Olalla	11,3	22.60	9.04	10.2	31.6	32.8
Catequilla	0,65	1,30	0.52	0.59	1.82	1.89
Chusalongo	0,18	0,36	0.14	0.16	0.50	0.52
Terremoto	2,33	4,66	1.86	2.10	6.52	6.76
Yacutoma	1,88	3,76	1.50	1.69	5.26	5.45
Quichibí	4,6	9,20	3.68	4.14	12.88	13.34
Pataló	4,07	8,14	3.26	3.66	11.40	11.80
Chiquicahua	5,02	10,04	4.02	4.52	14.06	14.56
Total	30,03	60,06	24.02	27.1	84.04	87.12

desde 705 hasta 2540 m², o sea perímetros 3 a 4 veces más grandes rumbo aguas abajo, mientras que los calados también aumentan en forma inusual doblando su altura desde 20 hasta 38 m sobre el cauce actual del río en el mismo tramo. Dado que las dimensiones del flujo se estaban aumentando grandemente en este segmento, y no disminuyendo como sería más esperado, se concluye que un obstáculo represó el flujo, y dado esto, su ubicación estaría cerca del punto de mayor calado (40 m) que estaría poco aguas abajo del Socavón (Fig. 7).

Lo más probable es que el flujo de lodo se haya contenido por derrumbes de las paredes escarpadas del cañón del río Ambato en este

tramo, ya que la sacudida generada por el terremoto fue muy intensa por ahí. Otra posible explicación sería que la masa espesa del flujo comenzó a consolidarse en esta sección del río, debido a la mayor anchura y menor pendiente de su cauce, así amontonándose y formando un depósito cada vez más grueso. Sin embargo, dado que el flujo fue probablemente más diluido debido a la adición de agua limpia del río Ambato y entonces más fluido y rápido que los otros flujos, y dado que el flujo permaneció suficientemente fluido para vaciar por completo este segmento poco después, implicaría que la explicación más aceptable sería aquella que involucra deslizamientos que represaron al río Ambato.

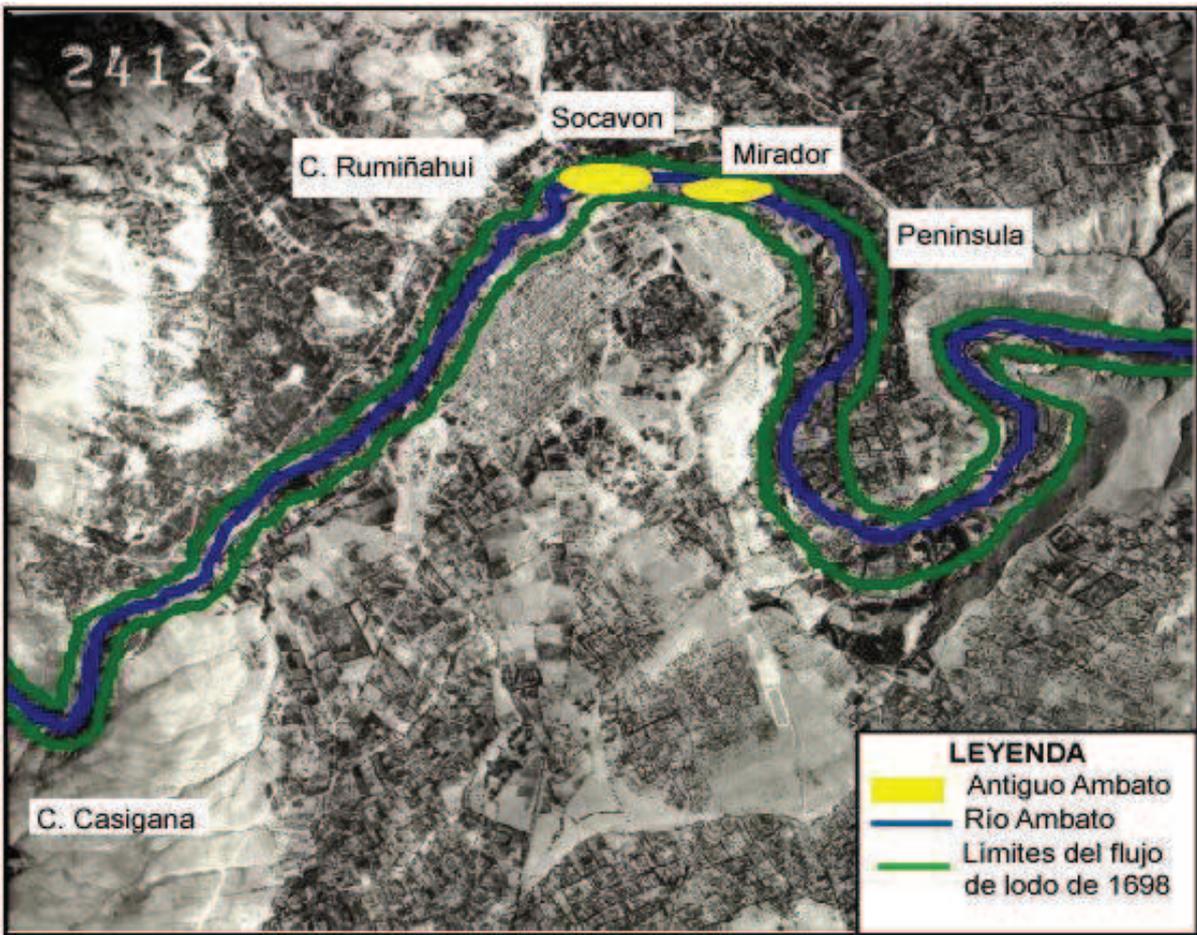


Figura 7: En esta fotografía aérea de Ambato se ven el cauce y el cañón del río Ambato, la ubicación actual de la ciudad de Ambato, el sitio del entonces El Socavón, y los límites de los flujos de lodo del 20 de junio de 1698, según los afloramientos aún visibles.

DESTRUCCION DEL PRIMER ASIENTO DE AMBATO.

El asiento del Ambato original, entonces llamado Hambatu, fue probablemente creado por el Inca Huaynacpac como un lugar de descanso y de abastecimiento de víveres, para luego proseguir su camino de conquista hacia los pueblos del Norte (Reyes, 1928). El lugar escogido fue una pequeña terraza aluvial (El

Socavón; ver Fig. 7) ubicada a 40 m sobre el río Ambato. Después de la conquista española en 1534, Ambato se convirtió en un paso obligado para todos los viajeros, debido a que en este lugar se encontró el cruce del camino principal o real que conducía de Quito a Lima, Capital del Virreinato, con el que conecta Guayaquil con el Oriente, lo que motivó que algunos españoles se establezcan en el lugar. Los flujos de lodo apenas

alcanzaron la terraza del Socavón, sin embargo fue suficiente para destruir y borrar totalmente la villa. En este sitio los depósitos del flujo de lodo se componen del mismo suelo negro de páramo, pero también contienen restos de cerámica colonial tipo española, restos de carbón que quizás fueron de los fogones de las cocinas, y huesos de seres humanos y animales domesticados.

CONCLUSIONES

El sismo del 20 de junio de 1698 provocó muchos deslaves del horizonte suelo, que cubría las cabeceras de los valles del volcán Carihuairazo. Al estar tan saturado con agua de lluvia, los deslaves se transformaron en flujos de lodo que descendieron muy rápidamente por las quebradas de Chiquicahua, Yacutoma, Quintuco, Pataló, Quichibí, Terremoto, Catequilla, Cullochaqui y Olalla, lo que resultó en la pérdida de vidas y la destrucción de todo lo que se encontró al paso (pueblos, puentes, animales, etc.). Fue el primer asentamiento de Ambato en el sector conocido actualmente como El Socavón que fue totalmente arrasado por el flujo, cuando el mismo alcanzó un calado de 40 m debido al represamiento del río.

Este evento histórico sirve como lección sumamente importante, pues muestra claramente que todos los suelos de páramo que cubren la Cordillera de los Andes Ecuatorianos corren un cierto riesgo de sufrir deslaves similares a estos, especialmente

cuando no existe una cobertura arbolada apreciable que sirva para anclar los suelos y minimizar los deslizamientos. Los suelos de páramo están sujetos a lluvias prolongadas casi todos los años, y aún más durante la estación lluviosa del invierno. Aunque los terremotos son muy infrecuentes, esta región del Ecuador es propensa para fuertes sismos con sacudones intensos. Vale enfatizar que no solamente son los sismos que pueden disparar los derrumbes, sino también las lluvias fuertes o prolongadas en los páramos, así como las obras civiles mal diseñadas que no toman en cuenta esta clase de fenómeno. Además, este riesgo se hace cada vez mayor, pues hoy en día existe un mayor número de habitantes y asentamientos poblados ubicados junto a los cauces o en los fondos de los valles, los cuales son las rutas que seguirían los flujos de lodo. Todo lo que se encuentre en su ruta corre un alto riesgo de destrucción. Es prioritario que todas las autoridades encargadas de la planificación del uso de las tierras entiendan y tomen en cuenta esta clase de peligro.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer especialmente al Dr. Adolfo Holguín y el Sr. José Egréd por el apoyo y gran interés en el tema del evento natural del 20 de Junio de 1698, investigado en este estudio. Además agradecemos al Ing. Bernardo Beate por la revisión del manuscrito.

REFERENCIAS

- [1] CLAPPERTON, C., 1990. Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo-Carihuayrazo Massif, Ecuadorian Andes. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, V. 81, p. 91-116.
- [2] CLAPPERTON, C. Y MCEWAN, C., 1985. Late Quaternary Moraines in the Chimborazo area, Ecuador. Artic Alpine Res. 17, p. 135-142.
- [3] COUSSOT, P., 1997. Mudflow Rheology and Dynamics. Int. Assoc. Hydraulic Res. Monograph. A. Balkema, Róterdam, 255 pp.
- [4] EGRÉD, J., en prep. El Terremoto de Ambato de 1698., Inst. Geofísico, Esc. Politecn. Nac., Quito.
- [5] EGRÉD, J., 2000. El Terremoto de Riobamba. Ilustre Municipio de Riobamba. vol. II, Editorial Abya-Yala.
- [6] HALL, M. (ED.), 2000. Los Terremotos del Ecuador del 5 de Marzo de 1987. Trad. de "The March 5, 1987 Ecuador Earthquakes - Mass Wasting and Socioeconomic Effects", por Nat. Acad. Sci. en 1999. En Español: por Esc. Politecn. Nac. y Corp. Editora Nac., Quito, 144 pp.
- [7] JOHNSON, A. Y RODINE, J., 1984. Debris Flow. Slope Stability. In: Brunsden, D. y Prior, D. (Ed.). Wiley, New York, p. 257-361.
- [8] MAJOR, J., 1997. Depositional processes in large-scale debris-flow experiments: Jour. Geology 105, p. 345-66.
- [9] MAJOR, J. Y PIERSON, T., 1992. Debris Flow Rheology: Experimental analysis of fine-grained slurries. Water Resources Res. 28, p. 841-57.
- [10] MARTÍNEZ, A., 1904. Ensayo sobre las causas probables de los acontecimientos sucedidos en el Carihuairazo durante el terremoto del 20 de junio de 1698. Archivo Histórico del Banco Central, Fondo Martínez 56 0065.1.18.
- [11] MOTHEs, P., 1992. Lahars of Cotopaxi Volcano, Ecuador: hazard and risk evaluation. In: McCall GJH, Laming DJC, Scott SC (Ed.) Geohazards: natural and man-made. Chapman and Hall, London, pp. 53-64.
- [12] PIERSON, T. Y COSTA, J., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flow: En Costa, J. y Wieczorek (Ed.). Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation. Geol. Soc. Amer. Reviews in Engineering Geology, Vol. VII., p. 1-12.
- [13] REYES, O., 1928. La Provincia de Tungurahua en 1928. Empresa Editorial Raza Latina, Ambato.
- [14] SUÁREZ, J., 2001. Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales. Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos. Bucaramanga, Colombia.

[15] TAKAHASHI, T., 1978. Mechanical characteristics of debris flows. Jour. Hydraulics Div., Amer. Soc. Civil Engineers 104, p. 1153-69.

[16] VÁSCONEZ, R., 2006. Estudio Geológico de los Flujos de Lodo Asociados al Terremoto del 20 de Junio de 1698, que destruyeron la Primera Ciudad de Ambato.

Tesis de Grado, Fac. Geología, Esc. Politecn. Nac., 306 pp.

[17] WOLF, T. 1892. Geografía y Geología del Ecuador. Leipzig, Brockhaus, 671 pp.

[18] WOLF, T. 1904. Crónica de los Fenómenos Volcánicos y Terremotos en el Ecuador. Imprenta de la Universidad Central, Quito. 167 pp.