Agradecimientos

Quiero manifestar mi reconocimiento a todas las personas que de diferente manera me han ayudado a realizar este estudio. Especial agradecimiento a José Luis Macías por su confianza, apoyo incondicional y revisión crítica del trabajo. A Juan Manuel Espíndola y Gustavo Tolson por los buenos consejos brindados y las discusiones constructivas. Corresponde al Instituto de Geofísica de la UNAM, al Posgrado en Ciencias de la Tierra y al CONACYT, instituciones que me han apoyado a lo largo de estos años.A José Luis Arce, Lucía Capra, Gerardo Carrasco Núñez y Sergio Rodríguez Elizarrarás por sus atinados y constructivos comentarios. Lorenzo Borselli quien me brindó su ilimitada disponibilidad y apoyo en todas las fases de mi trabajo; a su ayuda y consejos, este trabajo le debe mucho. Marcus Bursik, Bruno Capaccioni, Isabelle Charpentier, Kevin Scott, Dino Torri y Kenneth Wohletz cuyas sugerencias contribuyeron a mejorar la validez del trabajo. Abel Cortés, Juan Carlos Gavilanes y Ricardo Saucedo, quienes me proporcionaron invaluable ayuda a lo largo del trabajo de campo. A Ana María Rocha por su asesoría técnica. Por último, pero no en importancia, un profundo agradecimiento a mi esposa Mari Carmen, por su paciencia e insustituible apoyo y a mis familiares y amigos que no han dejado de impulsarme para la obtención de la meta.

Resumen

El 17 de julio de 1999, una fuerte explosión en el volcán de Colima (México), produjo una columna eruptiva que alcanzó 10 km de altura. El colapso parcial de la columna originó un flujo piroclástico de bloques y ceniza (FBC) que se desplazó hacia el sur, a lo largo de las barrancas San Antonio y Montegrande, alcanzando 3.3 km desde la cumbre del volcán. El flujo rellenó las barrancas preexistentes, con un volumen de material estimado en 7.9 x 105 m^3. Este material fue removilizado por intensas lluvias el 18 de Julio, originando un lahar que llegó a la planicie al norte del pueblo de Quesería, en donde se depositó en un amplio abanico. La erosión ocurrida entre 1999 y 2002 produjo excelentes afloramientos longitudinales, que permitieron realizar un estudio textural detallado de los depósitos. El estudio se llevó a cabo mediante técnicas empleadas en la literatura o desarrolladas en este trabajo. Estas técnicas son: 1) intersecciones de Rosiwal, para realizar perfiles granulométricos verticales, 2) análisis granulométricos completos, de -11 a +9 Phi. y 3) análisis de Fourier y geometría fractal para analizar la forma de las partículas. En general los métodos proporcionaron resultados sensibles y confiables. Los parámetros granulométricos y morfométricos obtenidos con estos métodos se utilizaron para identificar patrones de variación vertical y longitudinales en el depósito de FBC, que permitieron reconocer dos unidades deposicionales y variaciones graduales de la granulometría y de la morfología de los clastos, que son justificables por medio de mecanismos físicos y de un modelo reológico. Este modelo considera que el flujo piroclástico, se movió en la parte de mayor pendiente (hasta 40°) con una velocidad elevada y un mecanismo de trasferencia del movimiento por colisiones (régimen colisional). Después del quiebre en pendiente (menor de 29°), el material en el flujo se frenó repentinamente, con un cambio drástico en su reología. Este régimen del flujo se caracterizó por fricciones elevadas en la base, que se propagaron rápidamente hacia la cima causando el congelamiento del material, en menos de 1 km. Este material fue removilizado por lluvias, originando un lahar con una concentración de partículas sólidas, en el rango de los flujos de escombro, que se movió por más de 10 km. En este trayecto, el flujo cambió su régimen reológico en función de su carga sólida, del confinamiento en la barranca y de la pendiente. Las variaciones texturales observadas en el depósito reflejaron estos cambios reológicos. Finalmente, el análisis de Fourier y la geometría fractal aplicados al análisis de la forma de las partículas, permitieron discriminar entre partículas pertenecientes a depósitos de FBC y a depósitos de lahar, lo cual puede ser utilizado en estudios futuros, para discriminar entre estas dos clases de depósitos.

Abstract

On July 17 1999, a strong explosion occurred at Colima volcano (Mexico) that produced a 10 km high eruptive column. The partial column collapse originated a block-and-ash flow (BAF), that flew toward the south, along San Antonio and Montegrande ravines, reaching 3.3 km from the volcano summit. The flow filled the preexisting ravines with a volume estimated in 7.9x105 m^3. This material was removed by intense rain on July 18, originating a lahar that reached the plain at the north of Quesería Village, where it deposited in a wide alluvial fan. The erosion of these deposits occurred between 1999 and 2002 providing excellent longitudinal outcrops that allowed their detailed textural study. The study was carried out by means of textural analysis techniques modified from literature or especially developed. These techniques are: 1) intersections of Rosiwal, to carry out vertical granulometric profiles, 2) complete granulometric analysis, from -11 to +9 phi, and 3) Fourier and fractal analysis to analyze the particle's shape. These methods provide sensitive and reliable data. Granulometric and morfometric parameters obtained with these methods, were used to identify vertical and longitudinal variation patterns in the BAF deposit and the recognition of two depositional units justifiable by means of physical mechanisms and a reologic model. This model considers that in the steeper part of the path (up to 40°) the pyroclastic flow moved fast and the momentum transfer mechanism were based on collisions (colisional regime). After the break in slope (smaller than 29°) the flow disacelerate suddenly and occurred a drastic change in rehology. Afterwards, the flow regime was characterized by high frictions at the base that spread quickly toward the summit causing the freezing of the material in less than 1 km. After a day, this material was reworked by the rain originating a lahar with a sediment concentration in the debris flows range, which moved for about 10 km, changing its rehological regime in function of its solid load, confinement in the ravines and slope. The textural variations observed in the deposit reflected these rehologic changes. Finally, Fourier and fractal analysis applied to particle shape analysis allowed to discriminate among particles belonging to BAF deposits and lahars, method that could be use in the future to discriminate between these two types of deposits.

1. Introducción

1.1. Antecedentes

El estudio de los fenómenos relacionados con la actividad volcánica es muy importante para realizar una evaluación correcta del peligro y riesgo que estos pueden ocasionar. En especial, el estudio de los flujos gravitacionales de origen volcánico (*lahares,* flujos piroclásticos, avalanchas de escombros) es de suma importancia porque éstos constituyen una severa amenaza en amplias áreas alrededor de los volcanes. Dichos fenómenos, difícilmente se pueden observar a corta distancia debido a su elevada peligrosidad y a la rapidez con que se desarrollan. En las raras ocasiones en que se ha podido observar y filmar de cerca estos flujos, no se obtuvo mucha información sobre los procesos que ocurren en su interior, debido a la opacidad de las capas superficiales. Aunque en las ultimas décadas, los avances tecnológicos han proporcionado nuevos instrumentos para monitorear estos fenómenos (satélites, cámaras de alta velocidad y térmicas, sensores infrasónicos, sísmicos y de otro tipo), gran parte de la información que se puede obtener actualmente, proviene del estudio de los depósitos que estos flujos dejan a su paso y de experimentos a escala que simulan su comportamiento.

Un depósito de flujo volcánico, ya sea primario o secundario, conserva una huella de los procesos físicos que ocurrieron en el interior del flujo en movimiento. Esta información, en general, ofrece una vista instantánea de lo que ocurrió algunas fracciones de segundos antes de su deposición final. Algunas características de estos depósitos, son heredadas de procesos ocurridos a lo largo del transporte y permiten obtener información útil para descifrar la cinemática compleja durante el movimiento del flujo volcánico. El estudio de la textura de estos depósitos, conjuntamente con el de la estratigrafía, es de fundamental importancia para obtener información que permita desarrollar modelos cinemáticos confiables de los flujos que los generaron. El poder contar con modelos de estos fenómenos, nos da la posibilidad de simular escenarios futuros y construir mapas de peligros que son extremadamente útiles para las autoridades de protección civil.

El tema principal de este trabajo, es el estudio de un tipo de flujos volcánicos primarios conocido como flujo de bloques y ceniza (FBC), generalmente de volumen pequeño, que han atraído el interés de la comunidad científica apenas en las últimas décadas. Se pueden mencionar algunas razones sobre el escaso interés de la comunidad científica por los FBC: 1) la escasa información petrológica que proporcionan debido a su pequeño volumen (por lo cual muchos investigadores han preferido dedicarse al estudio de las ignimbritas) 2) se creían poco idóneos para estudios sedimentológicos detallados, por su aparente uniformidad en sus texturas, 3) escasez de afloramientos completos y 4) son rápidamente removilizados y destruidos por la acción del agua.

Durante la década de los 90, ocurrieron cuatro importantes erupciones que produjeron FBC (volcán de Colima, Soufriere Hills, Unzen y Merapi). Estas erupciones atrajeron al fin la atención de los vulcanólogos sobre este tipo de flujos piroclásticos.

En los últimos años han proliferado trabajos sobre la génesis de los FBC, su clasificación, estratigrafía, y texturas que han incrementado la comprensión general del fenómeno. Sin embargo, el estudio de sus texturas no ha sido analizado a profundidad dado que existe mucha información que no se ha podido estudiar debido a la falta de métodos apropiados o a su escasa sensibilidad. Efectivamente, son pocos los afloramientos bien conservados de depósitos de FBC, que además sean lo suficientemente extensos y en donde los cambios texturales se puedan apreciar con técnicas tradicionales (Fisher y Heiken, 1982; Boudon y Lajoie, 1989; Boudon *et al.*, 1993). Por lo que concierne a la granulometría de los FBC, el problema consiste en la extrema pobreza de la clasificación de estos depósitos. El espectro ya que varía desde partículas de pocas micras a bloques de varios metros. Hasta hace pocos años, la mayoría de los estudios se limitaban solamente al análisis del espectro granulométrico obtenido mediante el tamizado (Freundt *et al.*, 2000). Sólo recientemente se ha iniciado la utilización de nuevos métodos que incluyen también a los bloques y las partículas finas (Capaccioni y Sarocchi, 1996; Glicken, 1998; Capra y Macías, 2000). Sin embargo, en la mayoría de estos casos, no se seguía un procedimiento estándar correcto, desde un punto de vista estereológico (la estereología es una disciplina de la matemática que permite cuantificar las propiedades de objetos 3-D contenidos en un sólido, a partir de secciones 2-D realizadas a través de ésto). En lo que concierne al estudio de la forma de las partículas, campo de investigación que promete ser muy prolífico, las técnicas clásicas utilizadas en sedimentología (medición directa de los ejes principales o comparación con perfiles de forma conocida) no han resultado suficientemente

sensibles (salvo en raras ocasiones), para evidenciar los sutiles cambios observados vertical y longitudinalmente en los depósitos piroclásticos (Boudon y Lajoie, 1989; Boudon *et al.*, 1993; Capaccioni y Sarocchi, 1996, Gómez-Tuena y Carrasco-Nuñez, 1999). Por lo tanto, es evidente que para explotar esta fuente poco utilizada de información es necesario desarrollar métodos más sensibles y cuantitativos que permitan un estudio estadístico de los datos.

Por lo que concierne al estudio de los lahares (LHR), los problemas son similares a aquellos tratados en el caso de los FBC. La elevada capacidad destructiva de los lahares dificulta mucho la obtención de datos de su interior, por lo que el estudio de los depósitos queda como fuente primaria de información de su naturaleza física. Los problemas metodológicos involucrados en el estudio de las texturas de los depósitos de LHR, son casi idénticos a aquellos que se presentan en los FBC (Vallance y Scott, 1997).

Los depósitos de FBC primarios y los epiclásticos que se originan por removilización de los anteriores, son a veces muy difíciles de reconocer en el campo. Su diferenciación constituye un problema serio en el estudio de áreas en donde los depósitos de FBC son abundantes (Freundt *et al.*, 2000).

1.2. Importancia del trabajo

Como se mencionó en el párrafo anterior, el estudio de las texturas de los depósitos primarios o secundarios, producidos por la actividad piroclástica de muchos volcanes, es un campo de estudio muy prometedor que todavía no ha sido plenamente explotado como por ejemplo, para la investigación granulométrica aplicada a la vulcanología. La razón principal de este problema, es la falta de métodos estándar que sean accesibles a la mayoría de los investigadores.

Existen métodos analíticos idóneos desarrollados en otras disciplinas desde hace décadas, que casi nunca han sido utilizados en vulcanología y en muy pocas ocasiones en otros campos de la geología. La mayoría de estos métodos están basados en el análisis de imágenes, que permiten obtener datos texturales reproducibles y cuantitativos en poco tiempo. Hasta hace poco, el precio del instrumental analítico para realizar análisis de imágenes era sumamente elevado, razón por la cual no era tan fácilmente accesible a todo el público. Hoy en día, el dramático desarrollo en el campo de la informática y fotografía digital, pone a disposición de todos y a precios accesibles el material necesario para efectuar investigación con estas técnicas. A pesar de este avance y de la proliferación de los aparatos para el análisis de imágenes, su empleo para complementar los estudios granulométricos tradicionales y para obtener información cuantitativa precisa de la forma y de la fábrica de las partículas en depósitos volcánicos, ha sido muy escaso en vulcanología. La razón principal de este fenómeno, es que este tipo de investigación todavía requiere de un cierto conocimiento matemático e informático para desarrollar, en la medida de lo necesario, programas que resuelvan problemas específicos que difícilmente pueden obtenerse en el ámbito comercial.

En este trabajo, se utilizó el análisis de imágenes para obtener información complementaria o diferente a aquella obtenida con las técnicas tradicionales. Para el análisis granulométrico, se utilizaron técnicas ópticas que integran la distribución de las partículas en la parte del espectro correspondiente a los clastos mayores (a partir de grava muy gruesa), el cual se obtiene solamente por vía óptica (Sarocchi *et al.*, 2005). Para realizar este tipo de análisis, se exploró el empleo de métodos estereológicos sencillos, confiables y eficientes (método del conteo de puntos y de las intersecciones de Rosiwal), alternativamente a métodos más sofisticados pero de difícil aplicación en los depósitos piroclásticos o epiclásticos (como el método del conteo de píxeles). Las distribuciones granulométricas totales (DGT) así obtenidas, fueron utilizadas para obtener los parámetros estadísticos clásicos (método de Folk y Ward, 1957) y han sido separadas en las componentes granulométricas fundamentales (lognormales), por medio de un programa creado específicamente (DECOLOG r. 2.0). También se exploró el empleo del método de las intersecciones de Rosiwal, el cual fue utilizado a fines del siglo XIX en petrografía; en este caso, se empleó para realizar perfiles granulométricos verticales de depósitos a partir de una fotografía del afloramiento. En lo que concierne el estudio de la forma, se compararon dos métodos alternativos basados en el estudio del perímetro de las partículas por medio del análisis de Fourier y de la geometría fractal. Se utilizaron parámetros morfométricos usados por estas técnicas desarrollándose nuevos parámetros.

Estos métodos fueron aplicados a dos tipos de depósitos del volcán de Colima: un depósito primario de FBC y uno de *lahar* (LHR) producto de la removilización del mismo material, el cual fue transportado por varios kilómetros. Se decidió estudiar el depósito del 17 de julio de 1999, porque se trató de un típico FBC de pequeño volumen, cuyo depósito fue estudiado ya pocos meses después de su formación (Saucedo *et al.*, 2002). Además, la presencia de una barranca profunda que lo cortaba longitudinalmente proporcionó excelentes exposiciones.

Aunque el objetivo original de este trabajo, fuera afinar y desarrollar técnicas basadas en el análisis de imágenes que pudieran proporcionar información adicional sobre los depósitos piroclásticos y epiclásticos, los resultados obtenidos han proporcionado nueva información que permite evaluar la validez de modelos recientemente propuestos sobre FBC e inclusive, proporcionar información adicional sobre esta clase de flujos piroclásticos. La aplicación de estas técnicas al depósito de LHR, también permitió obtener nuevos datos y proponer diagramas de clasificación que prometen ser eficaces para distinguir depósitos piroclásticos primarios de depósitos retrabajados.

1.3. Objetivos

a. Desarrollar y afinar los métodos existentes empleados en el estudio de las texturas volcánicas, los cuales están basados en el análisis de imágenes.

b. Realizar un estudio estratigráfico detallado vertical y longitudinalmente de la textura del depósito de FBC producido el 17 julio de 1999 en el volcán de Colima.

c. Proponer un modelo de transporte de las partículas al interior de los FBC.

d. Estudiar las variaciones granulométricas y de forma de los clastos del depósito de LHR originado el 18 de julio de 1999.

e. Comprobar la sensibilidad de las técnicas utilizadas.

f. Obtener nuevos parámetros para discriminar entre depósitos de FBC primarios y retrabajados (*lahar*).

2. Introducción al volcán de Colima

2.1. Localización geográfica y generalidades

El volcán de Colima (19° 31' N, 103° 37' W, 3860 m snm) se localiza en la porción oeste del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (TMVB), en el límite entre los estados de Jalisco y Colima y a sólo 20 km de la ciudad de Colima (Figura 2.1). Se trata de un estratovolcán andesítico cuyo cono actual tiene una forma cónica casi perfecta. El volcán ha crecido al interior de un cráter en forma de herradura de 5 km de diámetro (Figura 2.2) y que se originó por el colapso de un sector del volcán Paleofuego hace 2500 años (Komorowski *et al.*, 1997; Cortes *et al.*, 2005). El colapso del edificio volcánico ha ocurrido con frecuencia en el pasado. Según Komorowski *et al.*, (1997) este fenómeno se ha presentado en 9 ocasiones desde su formación.

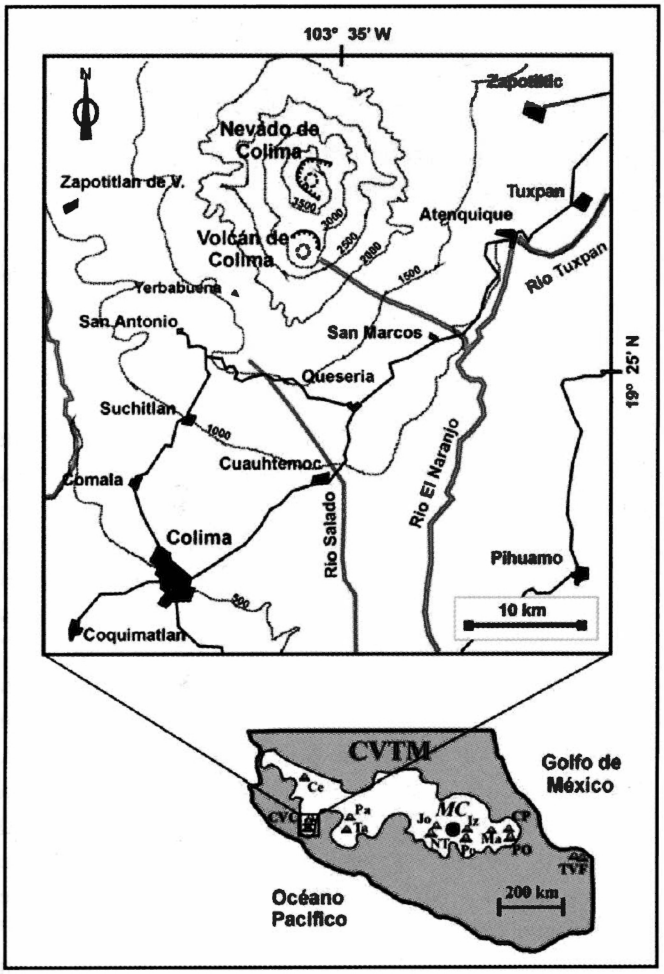


Fig. 2. 1. Ubicación del Volcán de Colima. Abreviaciones: CVTM_Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, CVC_Complejo Volcánico de Colima, TVF_Campo Volcánico Tuxtlas, VC_Volcán de Colima, NC_Nevado de Colima, Ca_Cantaro, Ce_Ceboruco, Ta_Tancítaro, Pa_Parícutin, Jo_Jocotitlán, NT_Nevado de Toluca, Iz_Iztaccíhuatl, Po_Popocatépetl, Ma_Malinche, CP_Cofre de Perote, PO_Pico de Orizaba, MC_Ciudad de México.

El volcán de Colima pertenece al llamado complejo volcánico de Colima (CVC), compuesto también por los volcanes Nevado de Colima (4240 m snm) y Cántaro (2900 m snm). La actividad eruptiva en el CVC empezó hace 1.7 Ma en la parte norte (volcán Cantaro) y ha migrado progresivamente hacia el sur.

El Nevado de Colima, estuvo activo por más de 0.6 Ma (Robin *et al.*, 1987) y actualmente se encuentra en un estado de quietud. El material más joven emitido por el Nevado de Colima, tiene una edad de aproximadamente 0.081 Ma (Robin *et al.*, 1990). La actividad del volcán de Colima empezó aproximadamente hace 50000 años (Robin *et al.*, 1991) y ha estado constantemente activo en tiempos históricos. Se han documentado desde el año de 1560 25 erupciones, de las cuales por lo menos seis (1585, 1606, 1622, 1818, 1890 y 1913) han tenido una intensidad elevada (Medina, 1983; Komorowski *et al.*, 1997). Entre 1919 y 1961, la actividad del volcán estuvo restringida al interior del cráter. Para 1961-1962 el cráter había sido rellenado, por lo que su actividad fue más notoria. Desde entonces han ocurrido diversas erupciones de carácter efusivo (1961-1962, 1975-1976, 1981-1982) y recientemente con la extrusión de domos y erupciones de tipo Merapi (1991-1992, 1998-1999). A partir de 1999, la actividad del volcán de Colima ha consistido en explosiones moderadas asociadas al crecimiento y a la destrucción progresiva de un domo en el interior del cráter por derrumbes del frente de coladas de lava de la orilla del domo o por el desprendimiento de porciones externas del cráter actual. Esta actividad ha originado flujos piroclásticos que han viajado hasta 8 km desde la cima afectando más frecuentemente la ladera sur del volcán.

2.2. Actividad eruptiva 1913-1999

El 20 de enero de 1913, después de tres años de actividad caracterizada por escasa emisión fumarólica y sin señal premonitora alguna, el volcán de Colima entró en actividad (Luhr y Carmichael, 1990; Komorowski *et al.*, 1997; Saucedo., 1997). Se formó una columna eruptiva de 21 km de altura que se sostuvo durante 8 horas. Los vientos transportaron el material hacia el norte provocando la caída de 1 metro de ceniza en las laderas del Nevado de Colima, 7 cm en Ciudad Guzmán

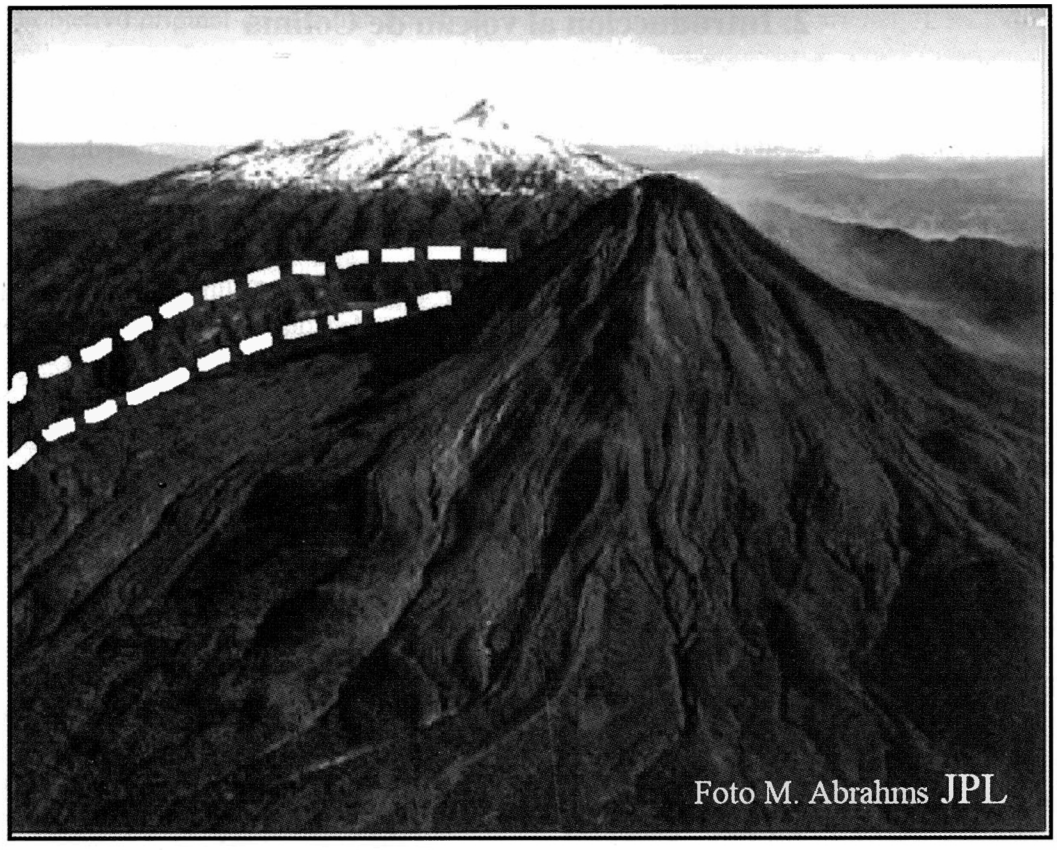


Fig. 2.2. Vista aérea del Volcán de Colima con el Nevado de Colima en el fondo. En la parte izquierda (líneas blancas) se puede observar el cráter en la herradura del antiguo edificio (Paleofuego).

(30 km hacia el norte) y trazas de ceniza en San Luis Potosí (435 km) y Saltillo (720 km). Esta columna se colapsó originando flujos piroclásticos que se deslizaron en las barrancas orientadas hacia SE, S y SO, alcanzando distancias de 15 km y dejando depósitos de hasta 40 m de espesor. Esta erupción cambió la morfología del cono superior que perdió 100 m de altura y quedó con un cráter muy irregular de aproximadamente 450 m de ancho y 350 m de profundidad. A pesar de su intensidad la erupción tuvo una duración de solamente cuatro días. Diez días después, ésta, había terminado por completo (incluyendo la emisión de vapor).

En 1922 se observó en el fondo del interior del cráter la presencia de grandes cantidades de detritos (Luhr y Carmichael, 1990). La profundidad del mismo fue estimada en aproximadamente 300 m. En 1930 hubo reportes de actividad fumarólica y resplandor en el cráter. En 1931, el domo había crecido hasta alcanzar un nivel de apenas 50 metros desde el fondo del cráter tenía un color gris oscuro y aparecía localmente manchado por sublimados de sulfuros de color amarillo (Luhr y Carmichael, 1990). En 1959 el domo alcanzó el borde cratérico y se calculó que desde su formación (~1930), tuvo una tasa de crecimiento promedio de 20 cm por día (Luhr y Carmichael, 1990), correspondiente a una tasa de 1.63×10^{-3} km^3/año. En 1975 empezó un periodo de intensa actividad eruptiva, caracterizado por la emisión de coladas de lava muy viscosa que desbordaron el cráter y bajaron hacia el costado E-SE con longitudes de hasta 4.5 km (Thorpe *et al.*, 1977). En enero de 1977 se observó una fuente de lava que tuvo una duración breve, pero cuyos piroclastos incandescentes alcanzaron varios cientos de metros de altura (Luhr y Carmichael, 1990). Otra colada de lava en bloques, se originó hacia el sur entre 1981 y 1982 y alcanzó longitudes de 1000 m. A partir de 1975 se registraron numerosos flujos de bloques y ceniza pequeños, originados por el derrumbe de porciones del domo o de partes de las coladas. En 1987 ocurrió una erupción freática cuya explosión produjo un cráter en el borde Este del domo de la cima del volcán (Flores, 1987). En febrero de 1991 en la parte SO de la cima del volcán, creció un domo andesítico (59.7 % en peso de SiO_2) que alcanzó una altura de 30-40 metros y un diámetro de 100 metros. Como consecuencia de una serie de temblores superficiales, la porción SO del domo colapsó en abril, originando una serie de flujos de bloques y ceniza tipo Merapi, con alcances de hasta 4 km.

La actividad eruptiva de 1991 terminó con la emisión de un flujo de lava viscosa hacia la ladera sur del volcán que llegó a una longitud de 2.5 km (Rodríguez *et al.*, 1991; Saucedo *et al.*, 2004). En 1994 ocurrió una explosión en el domo que produjo un cráter de 135 metros de diámetro y 50 metros de profundidad. Los proyectiles balísticos expulsados, llegaron hasta 2.5 km del cráter. La misma explosión disparó un derrumbe de una porción parcialmente enfriada del domo que originó un flujo de bloques y ceniza que se extendió 3.7 km hacia el SO (Komorowski *et al.*, 1997).

La erupción de 1998-2000, empezó después de tres años de inactividad con una crisis sísmica que perduró desde marzo hasta noviembre de 1997 (Cortes y Gavilanes, 1998; Saucedo *et al.*, 2002), cuando se observó un sistema de fracturas en el domo apical. Contemporáneamente, se observaron variaciones geoquímicas importantes (Taran *et al.*, 2002) que indicaban una erupción inminente. Un año después, el 19 de noviembre de 1998, se registró tremor armónico, que reportó numerosas caídas de rocas. Al día siguiente, se observó que un nuevo domo había crecido en la parte SO de la cima rellenando parcialmente el cráter producido por la explosión de 1994 (GVN, 1998b). El nuevo domo media 30x50 m de diámetro y tenía una altura de 15 m (volumen estimado 3.8x105 m3). El 21 de noviembre, el domo alcanzó el borde del cráter y empezó a fluir como un flujo de lava en la ladera SSO del volcán hacia la barranca El Cordobán Este. Ese mismo día y debido a la fragmentación del frente de lava, se registraron los primeros flujos de bloques y ceniza de la crisis volcánica hacia la barranca el Cordobán Este. Los FBC continuaron los siguientes días mientras que la lava se deslizaba sobre el flanco (en tres días, la lengua de lava alcanzó una longitud de 370 metros). Una nueva lengua de lava empezó a fluir hacia la barranca El Cordobán Oeste registrándose otros FBC. El flujo más grande de este periodo, se deslizó en la barranca El Cordobán Oeste (Figura 2.3). La avalancha basal del FBC, alcanzó una distancia máxima de 4.5 km desde la cumbre (Saucedo *et al.*, 2002) y la nube de ceniza debió haber continuado su trayecto más abajo, dado que fue observada una caída de material fino a más de 12 km. El día 1 de diciembre de 1998, el flujo de lava en la barranca El Cordobán Oeste se había bifurcado y coexistían tres frentes activos que avanzaban rápidamente a lo largo de los tres diferentes tramos de la barranca El Cordobán (O, C y E). El día 10 de diciembre, se observó un FBC voluminoso, formado por la caída de bloques desde el borde externo del domo o del borde oriental del frente de lava que fluyó pocos cientos de metros más abajo (Figura 2.4). El FBC que se deslizó por las barrancas El Cordobán Este y San Antonio fue bien documentado y estudiado (Saucedo

Fig. 2.3. Vista aérea del flujo de bloques y ceniza del 22 de noviembre de 1998. El flujo piroclástico se originó por colapso de una porción del frente de lava que estaba avanzando en una pendiente muy elevada. Fotografía de Abel Cortés.

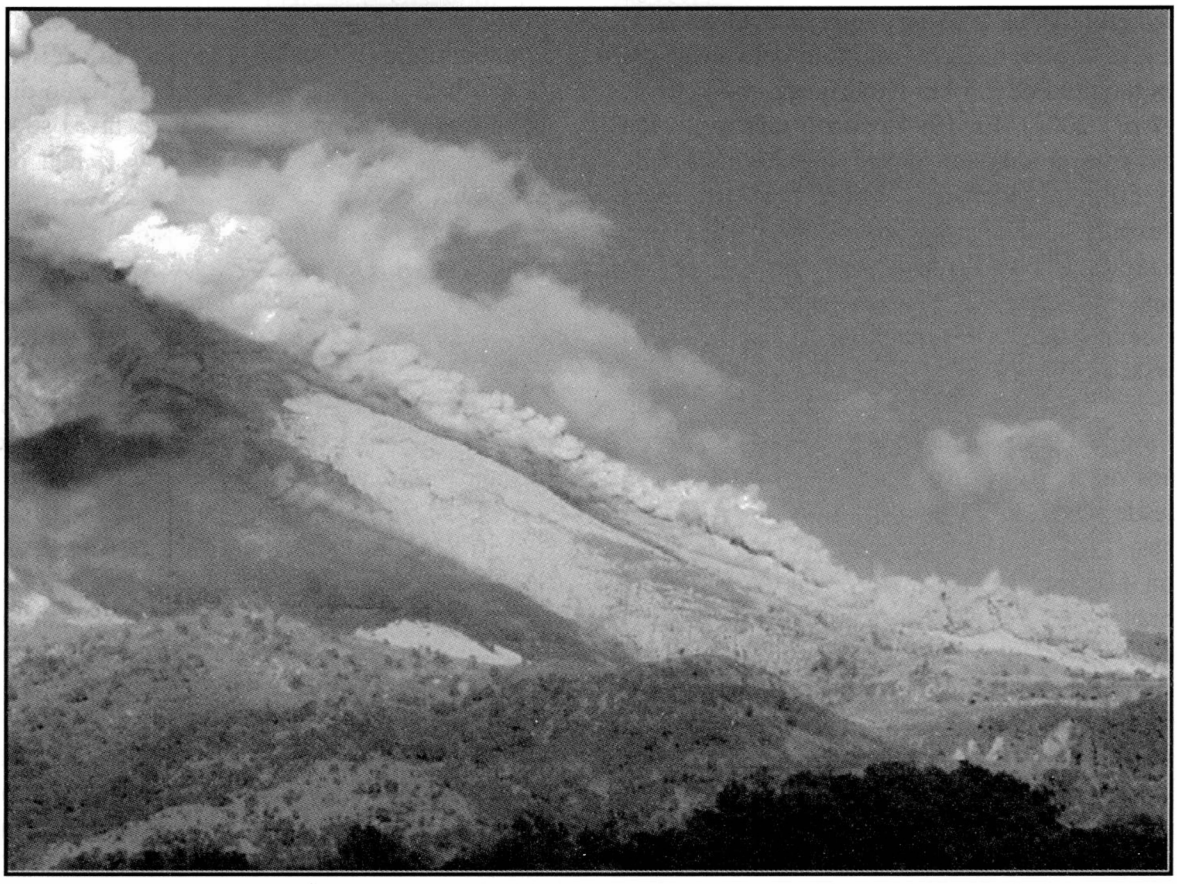


Fig. 2.4. Fotografía del flujo de bloques y ceniza del 10 de diciembre de 1998. El flujo se originó por la caída de bloques en el borde SE del domo. Fotografía de Ricardo Saucedo.

et al., 2002). Los frentes de lava en los primeros días de 1999, habían alcanzado longitudes de 2.8, 3.1 y 2.5 km, con un volumen de $39x10^6$ m^3 de magma emitido (Navarro *et al.*, 2002). El día 10 de febrero de 1999, ocurrió una fuerte explosión en el domo después de una intensa actividad sísmica iniciada el día anterior. La explosión, que fue escuchada hasta la ciudad de Colima, originó una columna eruptiva que alcanzó de 3 a 4 km de altura y proyectó balísticos hasta de 3.5 a 4 km del cráter en dirección N-NE. Durante este evento, se produjo un FBC que se deslizó hacia la barranca San Antonio-Montegrande (GVN, 1999a; Saucedo *et al.*, 2002). La actividad continuó con explosiones moderadas en el domo hasta el día 10 de mayo, día en que tuvo lugar otra explosión que levantó una columna de ceniza de hasta 6.5 km produciendo una caída de balísticos hasta 4.5 km del cráter y FBC hacia las barrancas El Cordobán y La Lumbre (Saucedo *et al.*, 2002). Explosiones pequeñas continuaron hasta el 26 de mayo, fecha en que la actividad del volcán disminuyó unos días. El 3 de junio se observó en un sobrevuelo, que parte del nuevo domo de lava aparecía destruido y en su lugar aparecía un cráter con un diámetro de 180x200 metros y 70 metros de profundidad (Saucedo *et al.*, 2002). La actividad se mantuvo moderada hasta el 2 de julio posteriormente se registró un incremento de sismicidad que disminuyó a valores bajos en los días siguientes hasta el 16 de julio, dando inició a un momento de quietud que duró 11 horas.

2.2.1. La erupción del 17 de Julio de 1999

Después de las 11 horas de quietud, el 17 de julio de 1999 ocurrió la erupción explosiva más fuerte de la crisis 1998-99. Esta erupción fue precedida por un enjambre sísmico de alta frecuencia, con una duración de 13 horas. A las 12:41 (hora local), los habitantes de Colima oyeron un fuerte estallido que hizo vibrar los cristales de las ventanas y percibieron al mismo tiempo, una vibración de baja frecuencia en el terreno. Aproximadamente 20 minutos después de la explosión, una columna sostenida de más de 10 km de altura se había levantado casi verticalmente; la parte de la columna donde ocurrió la convección se extendía por 2/3 partes de la altura total (Figura 2.5) y encima, en la pluma, se desarrolló una sombrilla simétrica. La explosión proyectó balísticos hasta 3.5-4 km de distancia (Saucedo *et al.*, 2002). Pocos segundos después de su formación, la parte sur de la

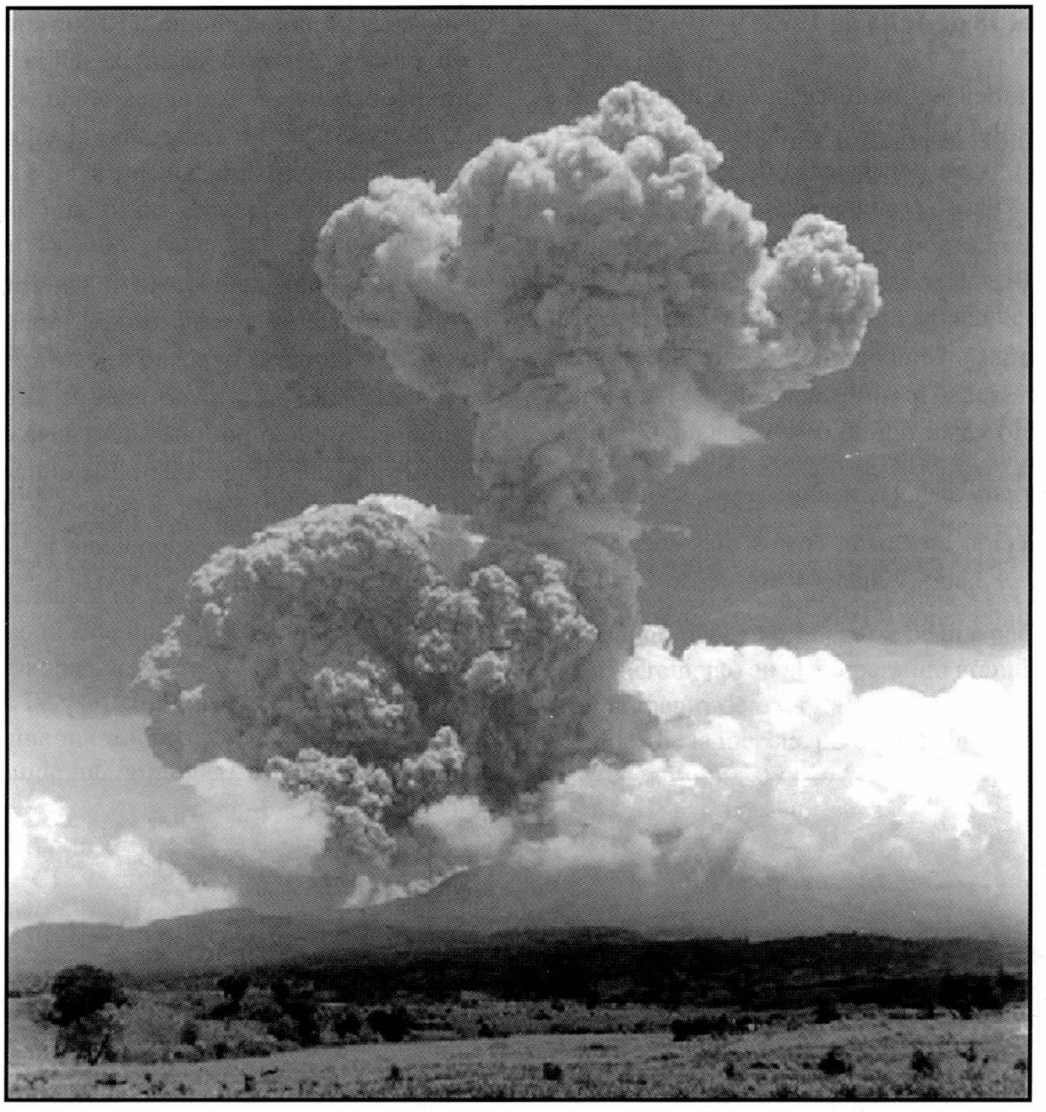


Fig. 2.5. Fotografía tomada desde SE de la erupción del 17 de julio de 1999. La columna eruptiva alcanzó más de 10 km de altura. A la izquierda se observa la pluma asociada al flujo de bloques y ceniza que se deslizó por la ladera sur del volcán. Fotografía de Oscar Huerta.

columna se colapsó (Saucedo *et al.*, 2002) originando flujos piroclásticos en varias direcciones (O, SO y S). Estos tuvieron alcances de hasta 3.3 km y dejaron trazas de quemaduras hasta de 5.5 km de distancia (GVN, 1999b). Las barrancas San Antonio y Montegrande fueron las más afectadas por este evento; allí se depositó un FBC con un volumen estimado de 7.9×10^5 m^3 (Saucedo *et al.*, 2002), que rellenó totalmente las barrancas preexistentes entre las cotas de 2400 y 2500 m snm y alcanzó 3.3 km (H/L = 0.45). Al oriente del volcán se reportó caída de ceniza incandescente (probablemente proveniente de la nube de ceniza del flujo piroclástico), mientras que al O-SO del volcán, la caída de ceniza fue abundante, pero ya fría. La región afectada por la caída de ceniza se extendió hasta casi 30 km del volcán. A 13 km de éste fueron observados espesores de ceniza de 3-5 mm. En Zapotitlán (~ 25 km de distancia), la caída de ceniza molestó a la población y en la ciudad de Colima (~ 30 km de distancia) se depositó sólo una capa muy delgada.

La explosión del 17 de julio de 1999 ensanchó el cráter que se había formado durante la erupción del 10 de mayo de 1999 (GVN, 1999b) con un diámetro de 220-230 m y casi la misma profundidad (aproximadamente 70 m).

En la mañana del día siguiente se reportaron nuevos flujos piroclásticos de menor intensidad (alcance de ~2 km) originados, al parecer, por el colapso lateral de los levees del flujo de lava oriental (C. Navarro, comunicación personal; GVN, 1999b). Estos flujos entraron en las barrancas Montengrande-San Antonio y en los tres brazos de la barranca El Cordoban (GVN, 1999b).

2.2.2. El *lahar* del 18 de Julio de 1999

El 18 de julio de 1999, un día después de la erupción, ocurrieron fuertes lluvias. Alrededor de las 13:00-14:00 horas (hora local), parte del material depositado el día anterior fue removilizado produciendo *lahares* a lo largo de las barrancas La Lumbre, El Cordoban, San Antonio, y Montegrande (Breton *et al.*, 2002; Gavilanes, 2004).

En la barranca Montegrande, algunos testigos oculares indicaron que el *lahar* estaba caliente (se podía observar emanando vapor del flujo) y se canalizó por la barranca.

Una inspección efectuada en los días sucesivos indicó que el *lahar* había viajado 4 km desde la cima en la barranca Montegrande (GVN, 1999b). En realidad, el *lahar* viajó como mínimo 10 km erosionando todo a su paso y depositó hasta la salida de este cauce, aproximadamente 5 km aguas abajo. El mismo *lahar* fue observado por un campesino al salir de la barranca Montegrande, aproximadamente a 7 u 8 kilómetros de la cumbre del volcán (Figura 2.6).

Este *lahar* demuestra la extrema rapidez con la que el material piroclástico es removilizado en el volcán de Colima. El depósito de este *lahar* se encuentra preferentemente en la parte final de la cañada y en un abanico constituido por una alternancia de depósitos de *lahares* y fluviales (Figura 2.6). El volumen de este *lahar* fue calculado en ~ 9.5×10^5 m^3 (considerando un 50% en volumen de agua), correspondiente a ~ 6.3×10^5 m^3 de solo sedimento (Gavilanes, 2004).

Fig. 2.6. Vista aérea de la barranca Montegrande en donde se abre en forma de un abanico, compuesto por una alternancia de depósitos de lahar y fluviales. Se pueden reconocer los postes de la línea de alta tensión que el 18 de julio de 1999 fue interrumpida por el lahar estudiado. Fotografía de C. Navarro.

3. Flujos piroclásticos y *lahares*

3.1. Flujos granulares

Los flujos granulares son procesos geológicos bastante frecuentes, que pueden ocurrir en ambientes diferentes; involucrar distintos volúmenes y tipos de materiales. En estos fenómenos, la gravedad determina un movimiento rápido de la masa de partículas y el fluido intergranular a lo largo de una pendiente (Iverson y Vallance, 2001). En el interior de la masa granular en movimiento, pueden ocurrir: expansión, fricciones internas, colisiones entre partículas, fluidización, segregación de las partículas por tamaño, presión de poro variable etc. A esta categoría de flujos pertenecen, entre otros, las avalanchas de rocas y los flujos de escombros y piroclásticos. Se trata de flujos en los cuales el momento de transporte (*momentum transport*), depende de las colisiones entre las partículas gruesas (> 0.064 mm). Se mueven como una masa única, constituida por una fase granular y un fluido íntergranular (que influye muy poco sobre el movimiento).

Dependiendo de varias condiciones (velocidad, tamaño de las partículas, espesor del flujo, aspereza del sustrato, presencia de un fluido íntergranular viscoso etc), una misma masa de material puede originar un flujo compacto (clastos empaquetados), con comportamiento rígido-plástico o un flujo dilatado, fluidizado, que se comporta como un líquido (Iverson y Vallance, 2001). Las mezclas sólido-fluído pueden existir en diferentes estados e inclusive es posible que ocurran cambios de estado (parecidos a los cambios de estado líquido a sólido). Dos variables de estado condicionan fuertemente a los flujos granulares y son: la presión de poro (p) y la temperatura granular (T). La presión de poro (p) se define como la presión del fluído en el ambiente, menos la presión debida al peso del fluído (Iverson y Vallance, 2001). La temperatura granular (T) es una medida del grado de agitación de las partículas; su nombre deriva por analogía de las vibraciones que sufren las moléculas en los gases y que dependen de la temperatura (a > temperaturas > agitación de las moléculas). La única diferencia entre la temperatura del gas y la granular es que en este segundo caso, para mantener una cierta temperatura de grano, es necesario una transformación continua entre la energía de movimiento del flujo (*translacional energy*) y la energía mecánica interna (colisiones) de las partículas (Crosta *et al.*, 2001).

Datos experimentales y observaciones directas del movimiento de estas mezclas partículas-fluído (típicamente con una fracción de volumen sólido ν_s > 0.4) evidencian una tendencia de los flujos a moverse como un cuerpo plástico-rígido, si la presión de poro -*p*- y la temperatura granular -*T*- son despreciables (régimen friccional). Sin embargo, cuando la presión de poro -*p*- y la temperatura granular -*T*- son suficientemente grandes, la masa en movimiento se comporta como un líquido. Ambas variables (*p* y *T*), tienen un valor cero en condiciones de equilibrio estático, crecen con el movimiento de la masa granular, por conversión de la energía potencial y cinética en energía mecánica interna (colisiones) y pueden convertirse en otras formas de energía (calor, energía acústica, vibraciones etc). Debido a procesos de difusión, ya sea la presión dispersiva o la temperatura granular, pueden propagarse de una parte del flujo a otra. Un incremento en la temperatura granular -*T*- (que refleja un aumento de energía) determina un incremento de la fluidez de la mezcla, pero también aumenta la disipación de la energía, debida a los impactos inelásticos entre las partículas. Para valores bajos de -*T*-, algunas partes del flujo se pueden congelar (la estructura de las partículas se bloquea) y quedan como cuerpos rígidos (Drake, 1990; Iverson y Vallance, 2001). La presión de poro -*p*-, juega un papel casi análogo a la temperatura granular -*T*-, dado que causa una disminución en la rigidéz de la masa granular y facilita la fluidéz de la mezcla. En contraste con -*T*- todavía, -*p*- reduce la disipación de la energía, dado que reduce las tensiones debidas a los contactos entre partículas y facilita la transferencia del esfuerzo de corte -*shear stress*-, a la fase fluida (Iverson, 1997).

3.1.1. Parámetros adimensionales de Savage y Bagnold

Con el fin de establecer las condiciones en que una mezcla partículas-fluido pasa de un estado a otro, se han efectuado estudios dimensionales (comunes en hidráulica), tomando en cuenta la influencia de varios factores como: densidades, tasa de deformación, tamaño de grano, fracción de sólido, espesor del flujo etc. (Crosta, 2001). Estos estudios proporcionan parámetros adimensionales por medio de los cuales se pueden establecer umbrales entre un estado y otro. Uno de los parámetros adimensionales más efectivos es el parámetro propuesto por Savage (1984). Por medio de la formula de Savage, es posible estimar el papel que juegan las fricciones de Coulomb (relacionadas con la gravedad), con respecto a las colisiones entre las partículas en un flujo estacionario y uniforme (Crosta *et al.*, 2001).

$$N_{SAV} = \frac{\rho_s \gamma^2 \delta^2}{(\rho_s - \rho_f) g h} \qquad (1)$$

donde: ρ_s y ρ_f son respectivamente las densidades de la masa de partículas y del fluido intergranular; γ = tasa de deformación *-shear rate-* (du/dy, donde u = velocidad paralela a la pendiente); δ = tamaño de las partículas; g = aceleración de gravedad y h = espesor del flujo. Savage y Hutter (1989) demostraron que cuando $N_{SAV}>0.1$, prevalece el régimen colisional sobre el régimen friccional. La fórmula permite observar también que en las mismas condiciones, el régimen friccional se puede instaurar cuando la relación δ^2/h es muy pequeña, ($h \gg \delta$) o sea, cuando el espesor del flujo es muy grande comparado con la dimensión de las partículas.

Otra fórmula que permite efectuar consideraciones parecidas, es la de Bagnold (1954). Esta fórmula está basada en este importante descubrimiento: $\tau/\sigma \approx \tan\varphi_d$. Donde φ_d es el ángulo de fricción dinámico, τ el esfuerzo de cizalla íntergranular general y σ el esfuerzo normal a los planos de corte. El ángulo de fricción dinámico, se diferencia muy poco del ángulo de fricción estático (Hanes e Inman, 1985), y los esfuerzos τ y σ, son burdamente proporcionales a la tasa de deformación γ

$$N_{BAG} = \frac{\rho_s \gamma \delta^2}{\mu} \lambda^{1/2} \qquad (2)$$

(Iverson y Vallance, 2001).
Donde: ρ_s = densidad de la masa de partículas, γ = tasa de deformación *-shear rate-*; δ = tamaño de las partículas; μ = viscosidad del fluido íntergranular y λ = concentración linear de clastos (que depende de la concentración de los clastos, con respecto a la concentración máxima posible, en condiciones de máximo empaquetamiento). Los valores de $N_{BAG}<40$, indican un régimen macro-viscoso, valores de $N_{BAG}>450$ muestran un régimen colisional (Savage y Sayed, 1984). Entre estos dos valores existe un rango de condiciones transicionales. Se observa que al crecer la viscosidad del fluido íntergranular μ, disminuye el valor de N_{BAG} y el flujo evoluciona hacia un régimen macro-viscoso.

3.1.2. Procesos de segregación en flujos granulares

La segregación de partículas es un proceso común en los flujos granulares. La segregación puede ocurrir por varios factores: tamaño de las partículas, densidad, forma, elasticidad etc. El proceso más común es la segregación por tamaño. Generalmente se observa que las partículas grandes se concentran en el frente y en la parte alta del flujo, mientras que las partículas finas, se acumulan en la parte basal y en la cola (Crosta *et al.*, 2001). Aunque los efectos sean bien conocidos (presencia de gradación inversa y enriquecimiento en finos en la parte posterior), no existe todavía una justificación teórica fuerte para estos fenómenos. Uno de los mecanismos más acreditados es el tamizado cinemático (*kinematic sieving*). Este mecanismo consiste en un proceso de percolación de las partículas finas que es controlado por la gravedad. La probabilidad de que una partícula fina pueda encontrar un espacio vacío por debajo de ella, es obviamente mayor que para una partícula gruesa siendo particularmente válido para el caso de una masa granular, dilatada por una elevada temperatura granular. Esto provoca que las partículas se segreguen (Savage y Lun, 1988; Branney y Kokelaar, 2002). Este mecanismo por sí mismo, no es suficiente para justificar el fenómeno de la gradación inversa. Otro mecanismo que probablemente es activo, es la expulsión por extrusión (*squeeze expulsión*). Este mecanismo no es controlado por la gravedad y depende de la fluctuación de las fuerzas de contacto (intensidades anisótropas de los impactos), que actúan sobre las partículas y las expulsan de una parte a otra entre la masa granular en agitación (Savage y Lun, 1988; Branney y Kokelaar, 2002).

Los próximos párrafos serán dedicados a dos tipos de flujos granulares diferentes que han sido estudiados en esta tesis: Los flujos de bloques y ceniza (FBC) y los *lahares* (LHR).

3.2. Flujos de bloques y ceniza

3.2.1. Introducción

Los Flujos de Bloques y Ceniza (FBC), fueron inicialmente denominados como nubes ardientes (*Nuées Ardentes*). Son fenómenos volcánicos pequeños, tanto en tamaño como en energía, pero con un gran potencial destructivo. Estos flujos pueden ser originados por el colapso de una columna eruptiva, el derrumbe parcial o total de un domo o simplemente la desintegración del frente de flujos de lava viscosa en superficies muy inclinadas. Aunque cualquier tipo de magma pueda originar FBC, son productos típicos de volcanes cuyos magmas son de afinidad calc-alcalina, característicos de ambientes de subducción. A pesar que la formación y el emplazamiento de los FBC hayan sido documentados en muchas ocasiones y de diferentes formas (descripciones oculares, fotografías, películas, imágenes térmicas etc.), poco se conoce de lo que ocurre realmente al interior de estos flujos granulares, cuya física responde sólo parcialmente a las leyes clásicas de la fluidodinámica.

Tabla 3.1

Cuadro sinóptico de las características de los flujos de bloques y ceniza

	Flujos de bloques y ceniza
Definición	**Flujos de bloques y ceniza:** flujos piroclásticos en los cuales la mayoría de los componentes juveniles son bloques densos y lapilli no vesiculados o pobremente vesiculados, asíi como por ceniza sin pómez (pobremente vesiculada) de composición parecida. Sus depósitos son generalmente de volumen pequeño y difieren de las ignimbrítas por no contener pómez, aunque muchos aspectos de su sedimentación son similares (Branney y Kokelaar, 2002).
Clasificación	**Clasificación genética:** Según Sato *et al.*, (1992) los estilos eruptivos de las erupciones que pueden originar flujos de bloques y ceniza, son controlados por la proporción entre la presión de poros en exceso (P_e) y la resistencia interna (*tensile strenght*) del magma (T_s). (ver párrafo 3.2.2). $P_e < T_s$ **Tipo Merapi:** disparado por la caída gravitacional de porciones del domo o coladas de lava viscosa. $P_e > T_s$ **Tipo Pelée:** cuando la cantidad de volátiles en el domo es desigual, y localmente la presión de poro es superior a la resistencia interna de la lava. En este caso ocurren ex $P_e > T_s$ plosiones dirigidas. $P_e > T_s$ **Tipo Soufriere:** cuando la presión de poro es superior a la resistencia interna de la lava en todo el domo o conducto magmático se producen erupciones centrales y los flujos se originan por colapso de la columna.
Petrografía	**Mineralogía:** Poco variable con el tiempo (Roobol y Smith, 1975; Sato *et al.*, 1992). La textura es porfirítica. El mineral más abundante es la plagioclasa; el orto-piroxeno es frecuente; el clino-piroxeno es muy frecuente, pero disminuye en rocas más diferenciadas. El olivino, muestra generalmente evidencias de inestabilidad; el cuarzo es raro entre los fenocristales. Los minerales hidratados son: anfíboles (hornblenda), poca biotita y titanomagnetita. **Densidades:** varían entre 1.4 y 2.7 g/cm^3, con valor promedio de ~2.2 g/cm^3 (Cole *et al.*,2002; Schwarzkopf *et al.*, 2005). **Contenido en volátiles:** La cantidad original de H_2O, varía desde el 3% hasta el 5% en peso (Wallace y Anderson, 2000). Otros componentes volátiles presentes en estos magmas (CO_2, S, Cl, F etc.), se encuentran en abundancia, despreciable desde el punto de vista de la explosividad de la erupción.
Dimensiones	**Volumen:** En la literatura se reportan volúmenes de FBC variables entre 1x10^3 y 1x10^8 m^3, con más frecuencia del orden de 1x10^5-1x10^6 m3 (Mellors *et al.*, 1988; Rodríguez-Elizarrarás *et al.*, 1991; Hayashi y self, 1992; Boudon *et al.*, 1993; Carrasco, 1999; Freundt 2000; Cole *et al.*, 2002; Saucedo *et al.*, 2004; Schwarzkopf *et al.*, 2005). **Área:** Las superficies varían de unos km^2 a decenas de km^2, limitándose a considerar las zonas donde estos flujos producen destrucción total o dejan un depósito significativo. Por ejemplo en el volcán Citlaltépetl (México), han sido documentados depósitos de FBC que cubren 27 y 18 km^2 (Carrasco-Nuñez , 1999). No necesariamente los FBC de gran volumen, determinan grandes áreas de impacto de la nube de ceniza (Cole *et al.*, 2002). El porcentaje de área cubierto por dicha nube con respecto al área cubierta por la avalancha basal varía mucho de un flujo a otro (5% - 90%). **Espesor:** Puede variar entre 1 y 10 metros (Freundt *et al.*, in Sigurdsson, 2000) son más comunes espesores de 2-4 m (Carrasco-Nuñez, 1999; Miyabuchi, 1999; Cole *et al.*, 2002; Schwarzkopf *et al.*, 2005).

Sigue de Tabla 3.1.

Características Físicas	**Aspecto del flujo:** El cuerpo principal es envuelto por una espesa cortina de ceniza, casi de inmediato se desarrolla una nube gris obscura muy parecida a la pluma de una nube eruptiva que acompaña la masa principal a lo largo de su recorrido. En el frente de la nube se pueden ver bloques grandes proyectados balísticamente hacia adelante. El cuerpo de la avalancha es invisible, pero cuando este aparece, se ve muy delgado (pocos metros). Hasta que la pendiente es elevada, el flujo acelera y se desarrolla un frente turbulento que barre el terreno. El flujo se encanala en barrancas preexistentes ramificándose y separándose de la nube turbulenta, que sigue un recorrido más directo hacia el valle. Después del cambio de pendiente, el flujo reduce drásticamente su velocidad y la nube superior sube por convección desarrollándose mucho más rápidamente. **Temperatura:** Los valores varían de 250°C a 800°C. Generalmente se reportan temperaturas superiores a 600°C (Bullard, 1985; Boudon *et al.*, 1993; Cole *et al.*, 1998; Francis, 1992; Macdonald y Alcaraz, 1972; Mellors *et al.*, 1988; Moore y Melson, 1969; Rose, 1973; Stith *et al.*, 1977; Voight y Davis, 2000). **Fenómenos ópticos:** Consisten en luminescencias, rubores, chispas y estrías enfocadas que se observan al interior de los flujos. Testigos hablan de un color más vivo al frente del flujo, bloques incandescentes que emergen con trayectorias balísticas de la cortina de polvo y de estrías. (Moore y Melson, 1969; Bullard, 1985; Fisher *et al.*, 1997; Francis, 1992; Macdonald y Alcaraz, 1972). **Fenómenos eléctricos:** Son rayos globulares en forma de lengua, estrías horizontales alrededor de la nube, *flashes* y chispas verdes provenientes de abajo de la cortina de polvo etc. Los fenómenos eléctricos han sido observados cerca del origen de la pluma y en el flujo piroclástico (Moore y Melson, 1969; Bullard, 1985; Francis 1992). **Fenómenos acústicos:** existen relatos distintos sobre estos fenómenos. Algunos testigos cuentan que el desarrollo de las nubes ocurre en un silencio casi total (Moore y Melson, 1969); otros reportan un ruido continuo (Anderson y Flett, 1903, en Bullard, 1985). Un testigo, describe de esta manera así el sonido durante el pasaje de los flujos *"...el ruido era terrible, una cacofonía de piedras que se derrumbaban y explotaban"* (Fisher *et al.*, 1997). Después del cambio de pendiente, ocurre un incremento drástico de las emisiones acústicas (Yamasato, 1997).
Erosión	Dependiendo de la pendiente considerada, pueden erosionar e incorporar (*bulking*) importantes cantidades de material (Schwarzkopf *et al.*, 2005). La erosión más fuerte ocurre pendiente elevada (>15°) y disminuye hasta cero en el tramo de menor pendiente (<8°). En algunos casos los FBC son muy erosivos y pueden excavar canales profundos (hasta 30 metros de profundidad), en materiales anteriormente depositados. Existe una relación entre la capacidad para erosionar y la magnitud del flujo. Generalmente se observa que en el mismo valle, los flujos de mayor magnitud tienden a erosionar completamente el material depositado por los flujos más pequeños (Cole *et al.*, 2002).

Sigue de Tabla 3.1.

Transporte	**Velocidad:** muy variables dependiendo de varios factores: velocidad inicial, pendientes, características físicas y granulométricas del material, morfología de la ladera, aspereza del sustrato, cantidad y tipo de vegetación etc. Las velocidades varían desde un máximo de 250 km/h (medidas en el volcán Unzen, 1991) y un mínimo de ~25 km/h (medidas en el Mt. Agustine, 1976). Los valores máximos medidos en áreas de elevado gradiente son en promedio ~200 km/h (Moore y Melson, 1969; Bullard, 1985; Stith *et al.*, 1977; Davies *et al.*, 1978; Nairn y Self, 1978; Smith y Roobol, 1990; Cole *et al.*, 1998; Miyabuchi, 1999; Kelfoun *et al.*, 2000; Saucedo *et al.*, 2002). Los FBC están compuestos por diferentes partes que se mueven a diferentes velocidades. La parte más densa (avalancha basal), generalmente se mueve más lentamente con respecto a la parte más diluida sobreyacente. En pendientes >35°, la parte basal acelera y se mueve coherentemente con la parte superior turbulenta sin desacoplarse de ésta. Entre 20° y 6°, la parte basal disminuye su velocidad y la parte superior turbulenta se separa, sigue adelante disminuyendo su componente horizontal y desarrollándose verticalmente (Nairn y Self, 1978). **Alcance:** los FBC, sólo en raros casos pueden alcanzar o rebasar distancias de diez kilómetros, desde la zona de emisión. La mayoría de éstos no se alejan más de 3-4 kilómetros. La razón de este radio de acción se debe muy probablemente a su pequeño volumen (Hayashi y Self, 1992; Nairn y Self, 1978). (ver párrafo 3.2.4). **Alcance relativo (H/L):** los datos de H/L encontrados en la literatura, varían de un mínimo de 0.18 (Merapi '94 e Hibok Hibok '51) a un máximo de 0.45 (Colima '91, Colima '98 y Ngauruhoe '75). El valor promedio es 0.26, del mismo orden de magnitud que las avalanchas de rocas frías (H/L = 0.25 – 0.20) y muy inferiores a las ignimbrítas (H/L = 0.04). **Transformaciones:** Los FBC pueden modificar su reología en función de: pendiente, morfología de la ladera, aspereza del substrato, concentración de clastos, granulometría, espesor etc. En el tramo de elevada pendiente, se mueven en un régimen inercial dominado por las interacciones clasto-clasto; en el tramo de baja pendiente, prevalece un régimen de fricciones y el movimiento es laminar o pseudo-viscoso (Yamasato, 1997; Saucedo *et al.*, 2004; Bursik *et al.* 2005; Schwarzkopf *et al.*, 2005).
Deposición	**Inicio de la depositación:** los FBC no depositan cuando la pendiente es mayor que el ángulo de estabilidad del material granular (~35°); generalmente es necesario un cambio significativo de pendiente para que esto ocurra. En la Isla de Montserrat, ha sido observada una relación sistemática entre la magnitud del flujo (dimensión y alcance) y la pendiente sobre la cual ocurre el cambio erosión-depositación. Pequeños derrumbes de rocas depositan en ángulos próximos a 35°, flujos con alcance de 1-2 km se depositan en pendientes < de 10-15° flujos que alcanzan el mar (>3 km) se depositan en pendientes < de 6-8° (Cole *et al.*, 2002). **Modalidad de deposición:** la deposición puede ocurrir según dos mecanismos principales: 1) agradación progresiva en la base (Lowe, 1982; Branney y Kokelaar, 1992) y 2) deposición en masse (Takahashi, 1978). Es probable que los FBC se depositen de forma intermedia entre estos dos extremos (Schwarzkopf *et al.*, 2005).
Depósitos	**Generalidades:** Los depósitos de bloques y ceniza de diferentes volcanes, muestran una extraordinaria similitud, independientemente del tipo de magma y del estilo eruptivo que los produce. Se trata generalmente de depósitos monolitológicos, constituidos por bloques de material juvenil (comúnmente de composición de andesita o dacita), en una matriz de ceniza de la misma composición cuya abundancia relativa varía a lo largo del depósito. **Morfología:** la morfología del depósito depende de la pendiente en que el FBC ha sido depositado y de la presencia de las barrancas donde se debe encanal. Cuando los FBC se encuentran encanalados, las superficies son planas o cóncavas con bloques emergentes diseminados. Si depositan en espacios libres originan una característica superficie irregular, constituida por lóbulos inter-digitados y elevada con respecto al terreno circundante.

Sigue de Tabla 3.1.

	Presentan levees laterales constituidos por clastos gruesos y frentes lobados convexos, que terminan abruptamente con pendientes de 20°-30° (Nairn y Self, 1978). En la superficie se reconocen alineaciones de clastos, paralelas a la dirección del flujo. En los alrededores del depósito principal, en ocasiones, se preserva un depósito delgado (cm de espesor), constituido por material fino depositado por la nube de ceniza (ash cloud layer). **Estructura:** se trata de depósitos generalmente masivos, que pueden presentar estratificación burda (Freundt, 2000). Es posible observar gradación de los clastos (normal pero más comúnmente inversa) y lentes de material mejor clasificado. En la base o en el techo, pueden aparecer niveles de material más fino y mejor clasificados. Las unidades a veces no son fácilmente reconocibles a simple vista. El contacto entre diferentes unidades de flujo, generalmente es erosivo. Estructuras relacionadas al escape de los gases (pipas de desgasificación) después de la depositación, son comunes, sobre todo en los depósitos voluminosos (Branney y Kokelaar, 2004). **Textura:** los depósitos están constituidos por clastos, cuya dimensión varía desde decenas de micras a varios metros de diámetro. Las partículas más finas de 0.064 mm son escasas (generalmente <5% en peso). Se trata de depósitos muy mal clasificados (σ =3-5 phi). Los depósitos pueden ser sostenidos clasto a clasto, con intersticios rellenos de material fino (*closed framework*) o sostenidos por matriz (Freundt, 2000). La distribución granulométrica del cuerpo principal del deposito es bimodal, con la moda de los clastos gruesos centrada de -5 a -8 phi y la moda de los clastos finos de -2 a 2 phi (Saucedo *et al.*, 2004; Schwarzkopf *et al.*, 2005). La forma de los clastos depende del tamaño, los clastos más grandes son generalmente más redondeados. Se han encontrado variaciones en la forma (párrafo 6.1.3), ya sea verticalmente (más irregulares en la base que en el techo), o longitudinalmente (más regulares en los depósitos proximales que en los distales). **Otra característica:** los depósitos generalmente están sueltos.

3.2.2. Clasificación genética de los FBC

Los flujos de bloques y ceniza, son flujos piroclásticos cuya formación está asociada a la lenta emisión de lavas viscosas en la cumbre de un volcán. Estas lavas pueden acumularse hasta formar domos o fluir como lenguas bajo la acción de la fuerza de gravedad. Tanto los domos como las coladas, pueden volverse inestables por la acción de la gravedad o por la presión de poro en el magma. (Sato *et al.*, 1992), estudiaron la sucesión de eventos que precedían y acompañaban la producción de FBC en las numerosas erupciones del volcán Unzen (Japón), durante la crisis eruptiva que ocurrió al inicio de la década de los 90. Estos autores documentaron casos en donde el desprendimiento de un bloque de la pared, originaba chorros (*jets*) de ceniza y gas a presión, que indicaban sin duda un exceso de presión de poro. También se registraron bloques que al desprenderse aparentemente sólo por la acción de la gravedad, se estrellaban al entrar en contacto con el terreno produciendo instantáneamente una pequeña nube de gas y ceniza a presión. En este caso, la emisión de gas y ceniza se atribuyó a la descompresión de la roca, al choque debido al impacto o a ambos. A veces, el mismo desprendimiento de rocas producía una avalancha de piedras, que se movían pendiente abajo sin transformarse en flujo piroclástico. Una observación importante, mostró que partes de domos recién emitidos (menos desgasificados), originaban emisiones de gas y cenizas más explosivas. Por lo contrario, el derrumbe de bloques de domos más viejos, mostraba generalmente menor explosividad. Estas observaciones y datos bibliográficos, mostraban un exceso de presión de poro en las rocas consideradas (Rose *et al.*, 1977; Sparks, 1978; Self *et al.*, 1979; Fink y Manley, 1989; Fink, 1991 y 1992; Fink *et al.*, 1992), lo que llevó a Sato y sus colegas a proponer un esquema genético de clasificación para este tipo de flujos piroclásticos. En éste, los estilos eruptivos son controlados por la relación entre la presión de poros en exceso (P_e) y la resistencia interna (*tensile strenght*) del magma (T_s). Según este esquema, se producen erupciones tipo Merapi cuando $P_e < T_s$ y la explosión es disparada exclusivamente por la caída por gravedad de porciones del domo. Las erupciones tipo Pelée, ocurren cuando la cantidad de volátiles en el domo es desigual, ($P_e \leq T_s$ y

localmente $P_e > T_s$). En este caso, ocurren explosiones dirigidas. En cambio, cuando se presenta $P_e > T_s$ en todo el domo o conducto magmático, se trata de erupciones tipo Soufriere y ocurre la fragmentación total del magma ya en el conducto. La cantidad variable de volátiles en las diferentes partes del domo o del conducto, justifica las variaciones que ocurren en el estilo eruptivo de un volcán (Figura 3.1).

3.2.3. Modelo reológico de los FBC

Un flujo de bloques y ceniza, es una corriente de densidad piroclástica (*pyroclastic density current*) constituida por tres componentes principales: 1) una avalancha basal (*basal avalanche*) densa, muy caliente y destructiva, que se comporta como un flujo granular y es controlada por la topografía. La avalancha basal transporta la mayor parte de la masa del FBC. 2) una capa fluidizada (*fluidized layer*) de baja densidad que le sobreyace y que puede ser también muy destructiva, puede desacoplarse de la avalancha basal y moverse sin condicionamientos topográficos; 3) una pluma (*plume*) turbulenta, alimentada por el material elutriado del cuerpo principal que sube por convección, (Fujii y Nakada, 1999; Takahashi y Tsujimoto, 2000; Schwarzkopf *et al.*, 2005).

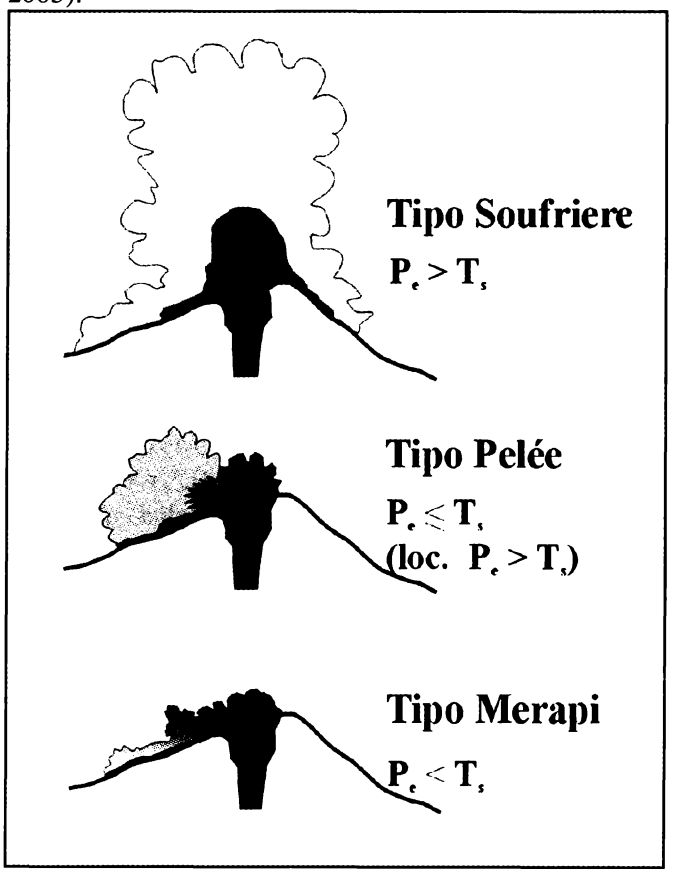


Fig. 3.1. Clasificación genética de los flujos piroclásticos de Sato *et al.*, (1992), basado en la relación entre exceso de la presión de poro (P_e) y la resistencia interna del magma (T_s).

El comportamiento de la avalancha basal, encaja bien con el modelo cinemático de los flujos granulares (Félix y Thomas, 2004; Bursik, 2004; Schwarzkopf *et al.*, 2005). En un flujo granular, la influencia de los fluidos intersticiales es despreciable y el intercambio energético entre las partículas ocurre por medio de contactos clasto-clasto. Existen dos regímenes extremos en los flujos granulares: a) el régimen friccional, caracterizado por contactos duraderos, esfuerzos de corte paralelos a las superficies de deslizamiento y presiones muy elevadas entre las partículas y b) el régimen colisional, en donde la interacción entre las partículas ocurre por impactos individuales y de duración breve (Drake, 1990; Bursik *et al.*, 2005; Schwarzkopf *et al.*, 2005). Generalmente en un flujo granular,en donde el régimen friccional ocurre en las fases iniciales y finales del movimiento. Drake (1990) demostró que la base de un flujo en régimen friccional, puede coexistir con un régimen colisional en un nivel superior. Esto ocurre cuando el flujo encuentra un cambio de pendiente y empieza a frenar en su parte inferior de contacto con el terreno, mientras que las capas que se encuentran inmediatamente arriba, siguen en régimen colisional.

La avalancha basal se comporta como un fluido seudo-viscoso y es condicionada por la topografía. La fuerte disipación de energía debida a las colisiones y a las fricciones entre los clastos, frena el movimiento de la masa, aún en las partes de mayor pendiente del recorrido. En estas condiciones son muy comunes los fenómenos de segregación, que originan gradación inversa de los clastos más gruesos.

La capa fluidizada sobreyace a la avalancha basal, y está constituida por materiales más finos (partículas milimétricas) y en menores concentraciones, aunque su densidad general sea superior a la densidad del aire. En este nivel, la presión de los gases que vienen expulsados por la avalancha basal y la difusión turbulenta de las partículas finas, son suficientes para mantener las partículas flotando (Denlinger, 1987; Takahashi y Tsujimoto, 2000). La capa fluidizada, se mueve arriba de la avalancha basal como una corriente de densidad debido a que la dispersión de energía en este nivel es menor y adquiere velocidades más elevadas. Por esta razón, esta capa fluidizada desborda tanto el frente (*ground surge*), como los lados de la avalancha basal (Figura 3.2), precediéndola durante la depositación (Takahashi y Tsujimoto, 2000). Cuando dicha avalancha se detiene o es desviada rápidamente, la capa fluidizada se desacopla y sigue adelante de manera independiente ya que esta poco condicionada por la topografía. Esta capa no posee gran autonomía debido a la falta de alimentación de partículas finas, por lo que se vuelve más ligera que

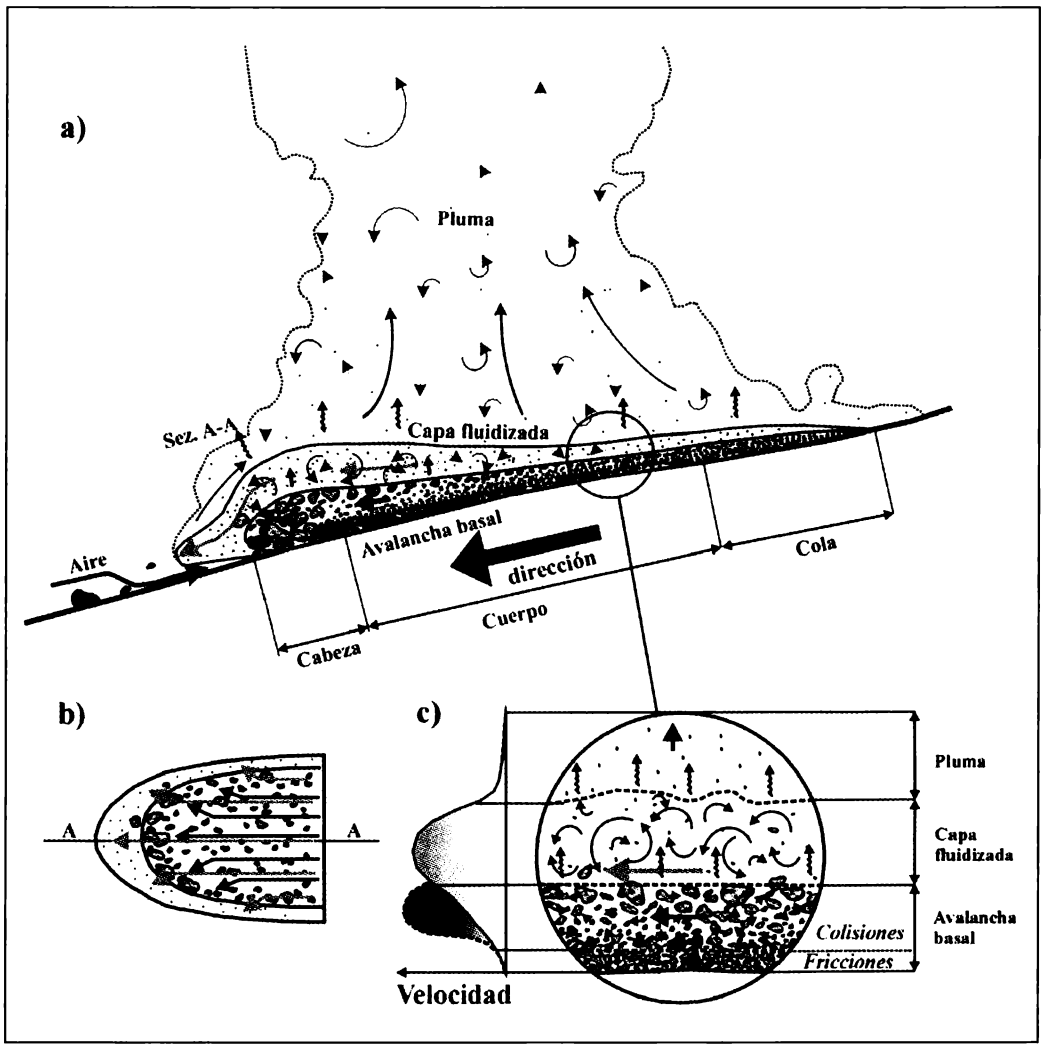


Fig. 3.2. a) Representación esquemática de un flujo de bloques y ceniza. Se puede subdividir longitudinalmente en cabeza, cuerpo y cola; verticalmente en: 1) avalancha basal, 2) capa fluidizada, 3) pluma. b) Los bloques se concentran en la cabeza y los *levees* laterales. c) Generalmente la capa fluidizada, viaja más rápidamente que la avalancha basal (perfil de trazo continuo), tal vez ésta puede adquirir más velocidad que la capa fluidizada (perfil de trazo discontinuo).

el aire, prevaleciendo una componente vertical que la transforma en pluma (Takahashi y Tsujimoto, 2000).

En la Pluma, se concentran las partículas más finas (ceniza) elutriadas del cuerpo principal del flujo. La mezcla turbulenta de estas partículas con el aire y los gases sobrecalentados emitidos por el sedimento incandescente, producen una componente que asciende muy rápidamente casi de manera explosiva. Esta pluma en ciertas ocasiones, puede levantarse varios kilómetros.

3.2.4. Alcance relativo de los flujos piroclásticos

La relación H/L (índice de Heim o coeficiente de alcance relativo), es un concepto que fue desarrollado para las avalanchas de roca fría por Hsü (1975) y que proporciona resultados interesantes al ser aplicado a los flujos piroclásticos (Dade y Huppert, 1998; Francis *et al.*, 1974; Hayashi y Self, 1992; Nairn y Self, 1978; Sheridan, 1979). Si se considera solamente el ángulo de descanso del material piroclástico, la diferencia de elevación (H) y la distancia horizontal (L), recorrida por un flujo constituido por el mismo material, se obtiene la siguiente relación: H/L»0.6 (Hsü, 1975; Hayashi y Self, 1992). Esto significa que, un flujo granular, no podría alcanzar distancias (desde el origen) superiores a una vez y media la diferencia en elevación. Sin embargo, tanto las avalanchas de roca fría como los flujos piroclásticos, pueden alcanzar distancias mayores respecto a las previstas por esta sencilla ecuación. Frecuentemente las avalanchas de roca fría (Figura 3.3), alcanzan distancias que son cuatro o cinco veces superiores a su diferencia en elevación (H/L = 0.20–0.25) y muchos flujos piroclásticos distancias mayores (H/L = 0.04-0.46). Todos los autores coinciden en que la movilidad de los flujos granulares (avalanchas o flujos piroclásticos), es

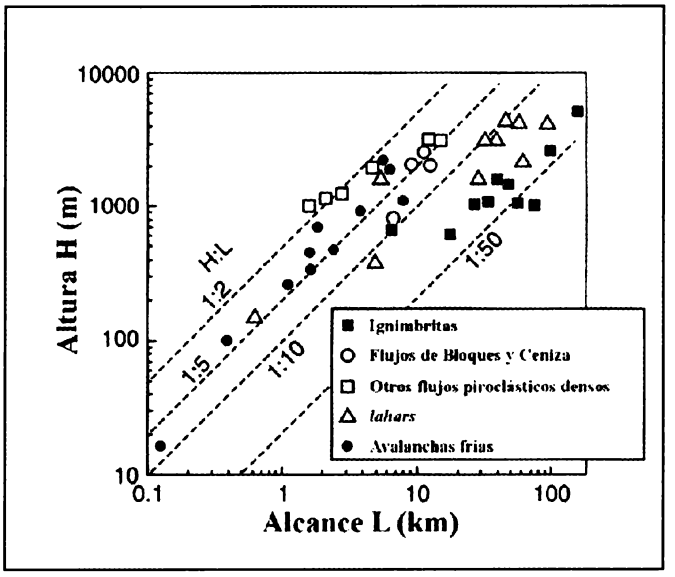


Fig. 3.3. Altura de origen (H) versus distancia recorrida (L) por varios flujos piroclásticos. (Sigurdsson, 2000).

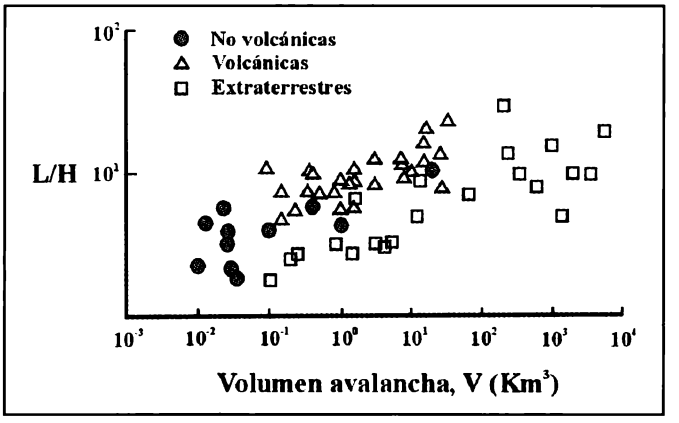


Fig. 3.4. Índice de alcance relativo (L/H) para diferentes tipos de avalancha en función del volumen (Dade y Huppert, 1998).

debida a una reducción de la fricción con el terreno, para lo cual se han propuesto varios mecanismos como: 1) fenómenos de fluidización mecánica, 2) fluidización acústica y 3) auto-lubricación (Hayashi y Self, 1992). En el caso de los flujos piroclásticos, la gran movilidad se atribuye también a sus elevadas temperaturas, presencia de volátiles liberados por el material juvenil y una cantidad elevada de partículas finas presentes (Fisher y Heiken, 1982; Siebert *et al.*, 1987; Ui, 1983). Los valores del alcance relativo de los flujos piroclásticos (H/L ~ 0.26), son similares a los obtenidos para avalanchas de rocas frías, lo que sugiere que los dos fenómenos podrían ser controlados por los mismos mecanismos primarios (Fisher y Heiken, 1982; Francis *et al.*, 1974; Hayashi y Self, 1992; MacTaggart, 1960). Existe una clara relación entre el rendimiento cinemático (H/L) y el volumen de las avalanchas (V): entre más grandes son los volúmenes, más elevado es el rendimiento cinemático (Figura 3.4).

3.2.5. Depósitos típicos de FBC

Los depósitos de FBC muestran diferentes características morfológicas, estratigráficas y texturales, dependiendo de la pendiente en el área de depositación (gradiente), grado de confinamiento, volumen involucrado y distancia a la zona de emisión. (Mellors *et al.*, 1988; Fujii y Nakada, 1999; Schwarzkopf *et al.*, 2005). En la literatura existen varias descripciones de depósitos de FBC de diferentes volcanes, en las cuales se pueden reconocer características sedimentológicas comunes, independientemente del tipo de erupción (Fisher y Heiken, 1982; Mellors *et al.*, 1988, Bourdier *et al.*, 1989; Charland y Lajoie, 1989; Fujii y Nakada, 1999; Lajoie *et al.*, 1989; Miyabuchi, 1999; Abdurachman *et al.*, 2000). A continuación se propone una síntesis (Tabla 3.2 y Figura 3.5) de las variaciones estratigráficas y texturales observadas en un FBC típico, considerando variaciones longitudinales entre *facies* proximales y *facies* dístales (Mellors *et al.*, 1988; Fujii y Nakada, 1999; Schwarzkopf *et al.*, 2005). Las *facies* proximales se encuentran en los alrededores de las paredes del domo o del cráter y pueden extenderse hasta aproximadamente 0.5 km (Mellors *et al.*, 1988); la distancia de las *facies* dístales puede variar de 1 a 2 km hasta más de 10 km, dependiendo del alcance del FBC.

3.3. Lahares

3.3.1. Introducción

Lahar es un termino indonesio que se refiere a flujos generados en los flancos de un volcán, los cuales están constituidos por una mezcla de agua, detritos y fragmentos de suelo (Smith y Fritz, 1989). (35-60% en volumen de sedimento). Un flujo de escombros está constituido por un sedimento extremadamente mal clasificado, saturado de agua, con un porcentaje elevado de material sólido, que fluye con una consistencia que se parece. Los *lahares* pueden ser primarios (sin-eruptivos) o secundarios (post-eruptivos) y pueden originarse sin la ocurrencia de erupciones volcánicas. Las condiciones necesarias para la formación de un lahar son: 1) una cantidad importante de agua (agua atmosférica, de poro, hidrotermal, de lagos, de represas, glaciares etc.). 2) una cantidad abundante de sedimento volcánico suelto (material piroclástico, *colluvium*, suelos). 3) pendientes elevadas en el área de origen. 4) un mecanismo de disparo (temblores, lluvias intensas, factores antrópicos).

Tabla 3.2

Síntesis de características estratigráficas y texturales de un FBC típico, según Mellors *et al.*, 1988 y Fujii y Nakada, 1999

ESQUEMA DE UN DEPÓSITO TIPICO DE FLUJO DE BLOQUES Y CENIZA	
Unidad 0	**Depósito de oleada piroclástica:** Se encuentra en la base de la secuencia (unidad 0, siguiendo la clasificación de Mellors *et al.*, 1988), compuesto por ceniza fina muy bien clasificada y con laminaciones. Se pueden encontrar pedazos orgánicos carbonizados. Se trata de una capa muy discontinua, inclusive en un mismo afloramiento (Fujii y Nakada, 1999). El contacto con la unidad (1) superior es erosivo (por esta razón este nivel no siempre se encuentra).
Unidad 1	**Depósito de avalancha proximal:** Su extensión puede alcanzar varios cientos de metros y su espesor varias decenas de metros. Se trata de un depósito masivo muy pobremente clasificado, monolitológico, compuesto por clastos angulosos sostenidos grano a grano. Los bloques pueden variar en dimensiones, desde decenas de centímetros hasta decenas de metros. El contacto con la unidad de flujo piroclástico que le sobreyace, es gradual.
Unidad 2a	**Depósito de avalancha basal:** Se puede encontrar a distancias mucho mayores con respecto a la unidad (1), del orden de varios kilómetros, con espesores variables desde varios metros hasta varios centímetros, en las zonas distantes. Puede ser masivo o gradado, monolitológico y muy mal clasificado. Los clastos tienen en promedio dimensiones variables entre ceniza fina y ceniza gruesa. Son presentes clastos de dimensiones de lapilli y bloques que pueden alcanzar decenas de centímetros hasta metros. La textura varía desde sostenido grano a grano, en la parte cercana, hasta sostenido por matriz en la parte distal. En la base aparece una capa empobrecida de partículas gruesas, de 10 a 15 centímetros (Fisher y Heiken, 1982; Fujii y Nakada, 1999). Esta unidad varía mucho, tanto longitudinal como transversalmente. Generalmente en *facies* proximales muestran una gradación inversa muy desarrollada, menos evidente, alejándose del área de emisión (Schwarzkopf *et al.*, 2005).
Unidad 2b	**Depósito de oleada piroclástica:** La unidad 2a está cubierta por un depósito un poco mejor clasificado de material fino (desde ceniza hasta lapilli), que muestra laminaciones y un contacto inferior gradual. Los espesores varían desde un máximo de unas decenas de centímetros, arriba de la unidad 2a, hasta pocos centímetros alejándose de ésta. Su área se extiende por lo general mucho más allá de la unidad 2a. El grado de clasificación varía desde pobre, hasta moderadamente clasificado, alejándose de la zona de origen. En este nivel, se pueden encontrar lapilli accrecionales y en su base troncos carbonizados.
Unidad 2c	**Depósito de ceniza de caída:** En la cima de todas las unidades se encuentra una capa de caída no consolidada, compuesta de ceniza fina muy bien clasificada cuyo espesor máximo puede ser de unos centímetros. Es posible encontrarla a muchos kilómetros de distancia.

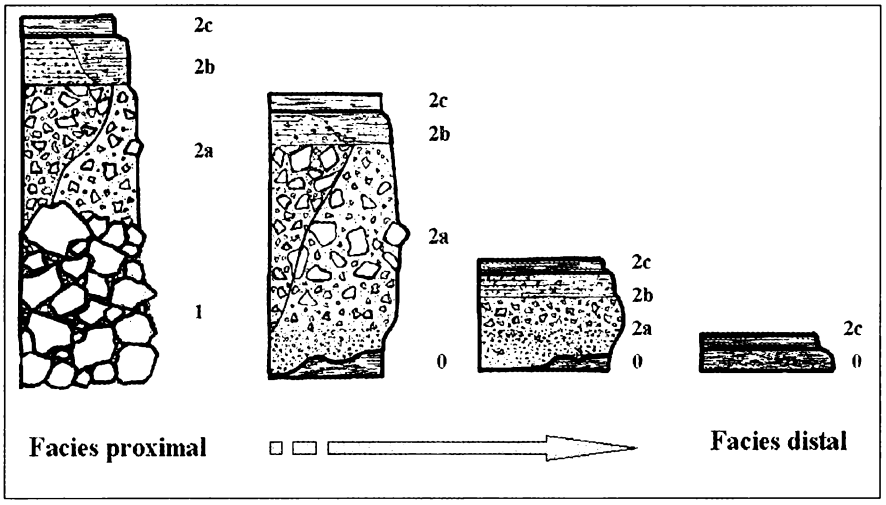


Fig. 3.5. Relaciones estratigráficas características de un depósito de flujo de bloques y ceniza a diferentes distancias del área de emisión. Mellors *et al.* (1988), extendieron a esta clase de flujos la nomenclatura propuesta por Sparks et al.(1973) para las ignimbrítas: 0) oleada piroclástica, 1) avalancha proximal, 2a) avalancha basal, 2b) oleada piroclástica, 2c) ceniza de caída. La línea de separación en el interior de la unidad 2a en las facies proximales, indica que la gradación de los clastos varía lateralmente y que es más común encontrar una gradación inversa en áreas proximales. Dibujo de D. Sarocchi.

Los *lahares* son una categoría particular de flujos gravitacionales, término con el cual se designa a una mezcla de agua y detritos, que fluye pendiente abajo debido a la acción de la gravedad.

Dependiendo de la proporción entre agua-sedimento y de su reología, existen diferentes tipos de flujos gravitacionales: 1) flujos de agua -FA-. 2) hiperconcentrados -FH-. 3) de escombros -FE- y 4) avalanchas de escombro -Av- (Pierson y Costa, 1987). Los *lahares* comprenden la categoría de los flujos de escombros (50-80% en volumen de sedimento con respecto a la masa total) y de los flujos hiperconcentrados mucho a aquella de una colada de concreto. Los flujos hiperconcentrados son más diluidos y constituyen una transición entre un flujo de escombros y otro de agua (Costa, 1988).

3.3.2. Flujos de escombro

El estudio de muchos lahares con características texturales, magnitud y orígenes distintos, llevaron a Pierson y Scott (1985) a una subdivisión empírica entre flujos de escombros cohesivos y flujos de escombros no cohesivos y que está basada en el contenido de arcilla presente en la matriz y que se refleja en su comportamiento reológico. Con base en esta clasificación, se propone un cuadro sinóptico donde se reportan los datos y las características más importantes de cada uno de estos flujos de escombros resaltando sus diferencias (Tabla 3.3).

Tabla 3.3

Síntesis de las características de los FE no-cohesivos y cohesivos asi como de sus depósitos.

	FLUJOS DE ESCOMBRO NO-COHESIVOS	**FLUJOS DE ESCOMBRO COHESIVOS**
Clasificación	**Contenido en arcilla:** el porcentaje de arcilla es < 3-5%, Pierson y Scott (1985).	**Contenido en arcilla:** el porcentaje de arcilla es > 3-5%, Pierson y Scott (1985).
	Fase granular: constituye entre el 70 y el 90% en peso (50-80% en volumen), de la masa total (Costa, 1988).	
Características físicas	**Variabilidad:** las características físicas varían sensiblemente vertical y longitudinalmente el flujo.	**Variabilidad:** las características físicas son bastante constantes en todo el espesor del flu jo; longitudinalmente varían lentamente.
	Densidad: más elevada con respecto a los FE cohesivos, debido a la mayor proporción entre sedimento y agua. Puede alcanzar 2.7 g/cm^3. Varía verticalmente.	Densidad: En condiciones similares, es un poco menor con respecto a los FE no-cohesi vos, debido a la menor proporción sedimento /agua. Es casi constante en todo el espesor.
	Viscosidad: en algunos casos es ligeramente mayor que la viscosidad del agua (Chen, 1987).	**Viscosidad:** elevada, puede rebasar 200 poise (Chen, 1987), cuatro o cinco ordenes de magni tud mayor que el agua.
	Esfuerzo de cizalla: el esfuerzo de cizalla *-shear strenght-* puede ser mayor de 400 dinas/cm^2 (Cos ta, 1988).	
	Presión de poro: baja (casi hidrostática), debido a que el agua circula con facilidad en los intersti-cios entre los clastos (Pierson y Costa, 1987; Iverson, 1997).	**Presión de poro:** elevada, debido a que el fluí do de poro viscoso circula con dificultad entre los in-in tersticios de los clastos (Pierson y Costa, 1987; Iverson, 1997).
Origen	Por la incorporación progresiva de material acumulado en las laderas del volcán o por flujos de agua intensos (Vallance, 2000).	Por la transformación directa de una avalancha (derrumbe que involucra un sector de un edifi cio volcánico alterado por la actividad hidroter mal), en presencia de una cantidad de agua su-ficiente que sature el material colapsado (Carrasco-Nuñez *et al.*, 1993; Vallance, 2000).

Sigue de Tabla 3.3.

	FLUJOS DE ESCOMBRO NO-COHESIVOS	FLUJOS DE ESCOMBRO COHESIVOS
Dimensiones	**Volumen:** inicialmente pequeño, pero puede incrementarse hasta 15-20 veces a lo largo de su recorrido (Gallino y Pierson, 1985; Pierson, 1995). Los volúmenes de los FE no-cohesivos recientes del volcán de Colima, son del orden de $2x10^5$ a $5x10^6$ m^3 (Gavilanes, 2004).	**Volumen:** grande y generalmente se mantiene constantes por largas distancias. Por ejemplo 0.5-1x107 m^3 para el "*Paradise lahar*" y 3.8x109 m^3 para el "Osceo- la *Mudflow*" (Vallance y Scott, i997), Tetelzingo $1.8x10^9$ m^3 (Carrasco-Nuñez *et al.*, 1993).
	Áreas: las áreas cubiertas por FE de este tipo pueden ser muy grandes, pero en la mayoría de los casos son limitadas. Por ejemplo, flujos recientes en el volcán de Colima han ocupado áreas de $1x10^4$ - $1.7x10^6$ m^2 (Gavilanes, 2004).	**Áreas:** las áreas cubiertas por FE de este tipo son muy grandes. Por ejemplo el FE cohesivo "Osceo-la *Mudflow*" cubrió un área de ~$5.5x10^8$ m^2 (Vallance y Scott, 1997).
	Gasto: inicialmente pequeño (descargas de pico de $1x10^2$-$1x10^3$ m^3/s), puede incrementarse rápidamente hasta $1x10^5$ m^3/s (Pierson *et al.*, 1990).	**Gasto:** generalmente grandes volúmenes de material transportado (descarga de pico >$1x10^6$ m^3/s).
	Espesor: en áreas abiertas, el espesor de un solo flujo raramente es mayor de 1 o 2 metros; cuando está canalizado puede alcanzar decenas y tal vez cientos de metros. Generalmente varía entre 1 y 10 metros (Pierson y Scott, 1998).	
Erosión	Los flujos de escombros tienen la capacidad de erosionar e incorporar (*bulking*) grandes cantidades de material a lo largo de su camino (Vallance, 2000). Ocurre principalmente, por el colapso de grandes cantidades de material proveniente de terrazas fluviales erosionadas lateralmente por el flujo. De menor importancia es la erosión progresiva en la base (Pierson y Scott, 1998; Vallance, 2000).	
Transporte	**Reología:** dependiendo de la velocidad, se comportan como flujos granulares dominados por colisiones entre clastos (Scott *et al.*, 1995).	**Reología:** dominados por un comportamiento viscoplástico y por la presencia de partículas limosas y arcillosas (Costa, 1988). Los movimientos relativos de los clastos están condicionados por la viscosidad de la matríz, que reduce las colisiones y el esfuerzo de cizalla (shear stress) cerca de los bordes del flujo (Scott et. al., 1995).
	Velocidad: varía de un mínimo de 5-10 m/s, hasta más de 25 m/s.	
	Movilidad: menor con respecto a los lahares cohesivos sin embargo pueden viajar grandes distancias. Generalmente no rebasan algunas decenas de kilómetros (Scott et. al., 1995).	**Movilidad:** Tienen movilidad elevada y pueden viajar grandes distancias (hasta cientos de kilómetros), sin sufrir transformaciones importantes (Vallance, 2000).
	Transformaciones: Debido al incremento o disminución del material transportado con respecto largo del trayecto por largos tramos y no se tras-al agua, puede ocurrir una transformación gradual f. de escombro ↔ f. hiperconcentrado a lo largo del camino (Vallance, 2000).	**Transformaciones:** La mezcla es coherente a lo forman en flujos hiperconcentrado (Vallance, 2000).

Sigue de Tabla 3.3.

	FLUJOS DE ESCOMBRO NO-COHESIVOS	FLUJOS DE ESCOMBRO COHESIVOS
Deposición	Inicio de la sedimentación: al disminuir la pendiente, esta clase de flujos se empiezan a depositar. En el caso de flujos de volumen pequeño y granulometría gruesa, el umbral puede ser de hasta 25° y más comúnmente 10°-12° (Curry, 1966; Pierson y Scott, 1998).	Inicio de la sedimentación: cuando disminuye la pendiente, esta clase de flujos retrasan su depositación. En el caso de flujos de grandes volúmenes y granulometría fina, el umbral puede ser hasta de 1° (Pierson *et al.*, 1990).
	Modalidad de sedimentación: puede ocurrir mediante diferentes mecanismos: 1) agradación progresiva en la base (Lowe, 1982; Branney y Kokelaar, 1992; Vallance y Scott, 1997), que es el mecanismo más común. 2) la segregación preferencial por densidad o dimensiones con formación de cúmulos, y alineaciones de clastos gruesos -levees- (Pierson *et al.*, 1990). 3) deposición en *masse* (Takahashi, 1978). Estos mecanismos pueden actuar contemporáneamente en el mismo flujo.	Modalidad de sedimentación: puede ocurrir según diferentes mecanismos: 1) la agradación progresiva en la base (Lowe, 1982; Branney y Kokelaar, 1992; Vallance y Scott, 1997) es el mecanismo más común. 2) La segregación preferencial por densidad o dimensiones con formación de cúmulos y alineaciones de clastos gruesos -*levees*-(Pierson *et al.*, 1990). Estos mecanismos pueden actuar contemporáneamente en el mismo flujo.
Depósitos	Morfología: presencia de levees marginales y frentes lobados ricos en clastos gruesos (bloques-cantos), clasto-sostenido.	Morfología: los levees en esta clase de flujos están menos desarrollados, son generalmente bajos, anchos y con superficie superior plana.
	Los espesores son relativamente uniformes (Pierson y Scott,1998).	
	La superficie es suave, con presencia de bloques grandes emergentes (Vallance, 2000).	
	Presencia de canales en el depósito con forma que varía de trapezoidal a forma de "U" con baja relación de aspecto (Pierson y Scott,1998).	
	Estructura: masivos, pobremente estratificados.	**Estructura:** masivos, generalmente sin estructuras.
	Generalmente se reconoce el contacto entre diferentes unidades de flujo (Costa, 1987).	
	Pueden mostrar una gradación normal, inversa y tal vez simétrica -inversa en la base y directa en la parte superior- (Vallance, 2000).	Puede presentarse una gradación normal (Va llance y Scott, 1997)
	Son frecuentes estructuras relacionadas con la rápida expulsión de agua al momento de la compactación (cuencas, pilares). En el techo es común un nivel enriquecido en finos, expulsados por la compactación (Vallance, 2000).	
	Textura: los depósitos están constituidos por clastos cuya dimensión varía, de pocas micras hasta diez metros (Costa, 1988). Son depósitos extremadamente mal clasificados (σ =3.6-12.3 phi).	
	Generalmente soportados clasto a clasto.	Pueden ser soportados clasto a clasto

Sigue de Tabla 3.3.

FLUJOS DE ESCOMBRO NO-COHESIVOS	FLUJOS DE ESCOMBRO COHESIVOS
La distribución granulométrica es generalmente bimodal y puede evolucionar a unimodal al aumentar la distancia.	La distribución granulométrica es bimodal y en áreas proximales puede ser polimodal.
La textura de los depósitos es muy variable, longitudinalmente y transversalmente.	Textura constante por distancias muy grandes.
Los clastos pueden mostrar una orientación preferencial burda (Costa, 1988).	Los clastos están orientados al azar (Lawson, 1982, Costa, 1988).
Otra característica: los depósitos generalmente están bastante compactados, pero menos que los depósitos de la contraparte cohesiva (Pierson y Scott, 1998).	Otra característica: los depósitos son muy compactos, debido a la mayor presencia de material cementante fino (Pierson y Scott, 1998).
Presencia de partículas rotas o con evidencia de impactos (cataclásis).	Es característica la presencia de burbujas milimétricas de aire en la matriz, debidas al aire atrapado en el flujo durante su movimiento.

Modelos físicos de los flujos de escombro

Los flujos de escombro son sistemas complejos, no estacionarios y no uniformes, cuyo comportamiento reológico es todavía materia de estudio.

En muchos casos empiezan y terminan en condiciones casi-estáticas y entre estos momentos extremos, su comportamiento está condicionado por fuerzas inerciales, una combinación de fricciones, colisiones intergranulares e interacción con fluidos de diferente viscosidad.

Según Pierson y Scott (1985), desde el punto de vista del comportamiento físico, se pueden diferenciar dos categorías extremas importantes: flujos de escombros con comportamiento cohesivo y flujos de escombros con comportamiento no cohesivo, entre las cuales existe un *continuum* de condiciones intermedias.

A la primera pertenecen flujos con una resistencia crítica -*yield strength*- más alta, caracterizados por un comportamiento reológico, en donde las interacciones viscosas juegan un papel importante. En la segunda categoría, predominan las interacciones grano-grano de elevada energía (colisiones y fricciones) y el comportamiento es más bien inercial (flujos granulares). A paridad de composición, un flujo de escombros puede pasar de una categoría a otra, simplemente por un cambio en las condiciones en su interior y a su alrededor (pendiente, velocidad, densidad de partículas, irregularidad del substrato, cantidad de agua, etc.). También es probable que existan diferencias longitudinales en la reología (cabeza, cuerpo y cola) de un mismo flujo de escombros (Vallance y Scott, 1997).

Dado que no existe aún una modelación exhaustiva que explique los diversos comportamientos físicos de los flujos de escombros, se ha adoptado un modelo unificado. Este modelo describe un flujo de escombros como un flujo granular sin cohesión, condicionado por la influencia de diferentes variables: granulometría, procesos de clasificación, presión de poro y temperatura granular (Vallance, 2000). Se trata de un modelo muy simplificado, en el que la disipación de la energía incluye una combinación de fricciones de Coulomb, colisiones entre partículas e interacciones viscosas con los fluidos de poro. La influencia combinada de la temperatura granular y de la presión de poro, sobre la resistencia del flujo (fricción), parece ser el factor principal que controla su movilidad. La fricción ejercida entre las partículas, es un factor importante que influye en la movilidad de los FE (velocidad, alcance etc.), que se ve contrastada con la presión de poro.

Características dinámicas de los flujos de escombros

Esta es una sección vertical ideal. Un flujo de escombros (en realidad existe un amplio rango de condiciones) está compuesto por tres capas (Lowe, 1982; Postma *et al.*, 1988): 1) una carpeta de tracción, con una concentración elevada de clastos, un esfuerzo

de cizalla -*shear stress*- elevado y consecuentemente un movimiento laminar. En este nivel, los clastos están sujetos a fuerte abrasión y fracturación. 2) una zona de arrastre con una concentración de sedimento intermedia entre la carpeta de tracción y la zona superior. Esta capa tiene la capacidad de acarrear grandes clastos y, dado que también es la capa que se mueve a la velocidad más alta (Figura 3.6b), empuja estos clastos hacia el frente del flujo. 3) la suspensión de baja densidad, es el nivel más superficial; se trata de una capa diluída y móvil que a lo largo del transporte, alimenta por gravedad la carpeta de tracción de clastos gruesos.

En sección longitudinal ideal, un flujo de escombros se puede subdividir en (Figura 3.6a): 1) cabeza, un frente turbulento caracterizado por una concentración elevada de material grueso, clastos (tamaño de cantos y bloques) y troncos. La presión de poro en el frente es despreciable. A veces la cabeza se mueve con una velocidad ligeramente inferior al resto del flujo y actúa como un freno, lo que causa un incremento del espesor de flujo aguas arriba. 2) cuerpo, una masa de material transportado en un estado de completa o parcial liquefacción (presión de poro >> presión hidrostática) y elevada movilidad que sigue a la cabeza. En el cuerpo del flujo, se pueden establecer inestabilidades cinemáticas (olas), que originan frentes secundarios. 3) cola, parte del flujo con una concentración menor de sedimento. Puede volverse suficientemente diluida, para transformarse en un flujo hiperconcentrado (más turbulento y erosivo que el cuerpo principal).

Cuando existe material grueso que puede ser incorporado al flujo, éste se acumula en el frente por un proceso de segregación interna (Figura 3.6b) que concentra los bloques en la parte alta (tamizado cinético), debido al gradiente vertical de la velocidad (la superficie se mueve más rápidamente que los niveles subyacentes).

Por la misma razón, los bloques pueden ser empujados hacia el margen del flujo donde la velocidad es más baja y por lo tanto, ser desplazados para formar *levees* laterales. La formación de frentes y *levees* ricos en material grueso, es más común en flujos de escombros no cohesivos. Probablemente estas estructuras, juegan un papel importante al frenar el movimiento del flujo (fricción adicional) y detenerlo. Los bloques muy grandes (dimensión de metros) que no pueden ser incorporados (Scott, 1988, Pierson *et al.*, 1990, Pierson y Scott, 1998), son transportados en el fondo rodando y rebotando por decenas de kilómetros.

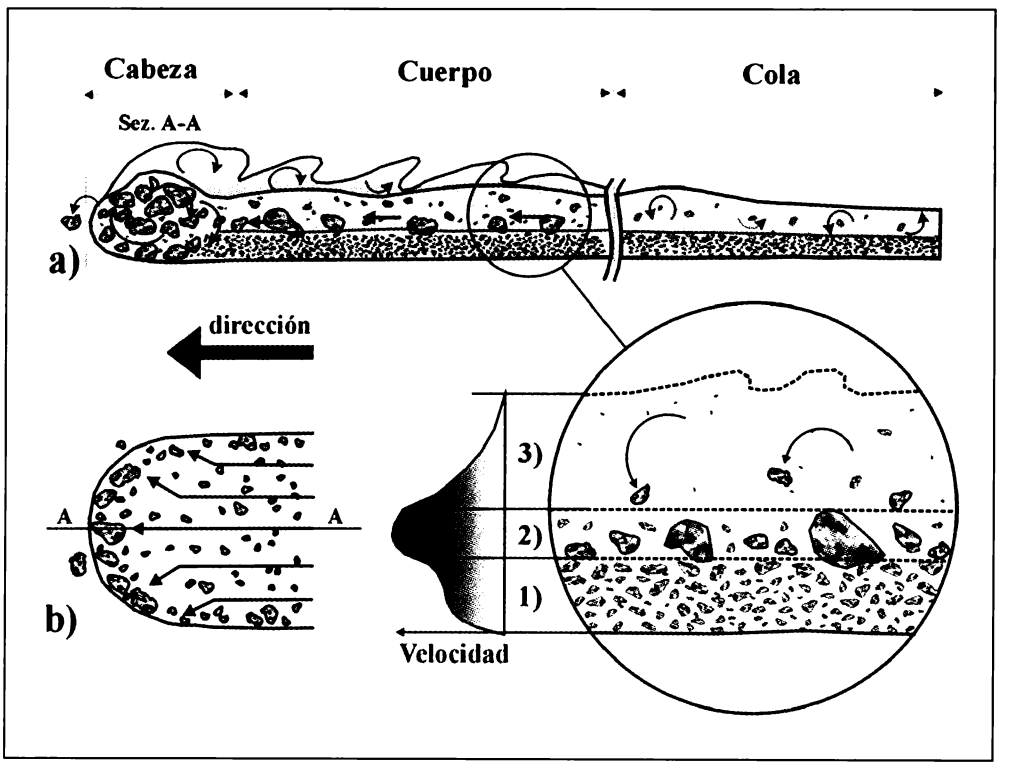


Fig. 3.6. a) Representación esquemática de un flujo de escombros. Se puede subdividir longitudinalmente en cabeza, cuerpo y cola; verticalmente en: 1) carpeta de tracción 2) zona de arrastre, 3) suspensión de baja densidad. b) Los bloques transportados en la zona de arrastre (máxima velocidad), se concentran en la cabeza o son empujados (las flechas indican el movimiento de los bloques) hacia los bordes, para formar *levees* laterales. Bloques muy grandes que no pueden ser incorporados, son transportados en el fondo. Dibujo de D. Sarocchi.

3.3.3. Flujos hiperconcentrados

Los flujos hiperconcentrados se consideran intermedios entre los flujos de escombros no-cohesivos y las corrientes fluviales. Los flujos de escombros no-cohesivos, pueden transformarse en flujos hiperconcentrados por dilución con agua o viceversa. Los flujos hiperconcentrados pueden evolucionar a flujos de escombros por un incremento en la concentración de sedimento. Estos flujos tienen concentraciones bajas de sedimento, por lo que su reología es mucho más parecida a las corrientes fluviales. Sin embargo, si tienen concentraciones altas, su reología se parece a la de los flujos de escombro (también por lo que concierne a la estructura vertical del flujo).

Aunque se trate de fenómenos bastante comunes en muchos volcanes, existen pocos estudios sistemáticos en la literatura y bastante confusión acerca de su clasificación. Por ejemplo, entre flujos hiperconcentrados en *facies* de canal y flujos de escombros no-cohesivos (Pierson y Scott, 1998; Vallance, 2000). A continuación se presenta un cuadro sinóptico de las características típicas de esta clase de flujos y sus depósitos (Tabla 3.4).

Tabla 3.4

Síntesis de las características de los flujos hiperconcentrados y de sus depósitos

	FLUJOS HIPERCONCENTRADOS
Clasificación	**Fase granular:** constituye entre el 55 y el 80% en peso (35-60% en volumen) de la masa total (Fei, 1983; Pierson y Scott, 1985; Major y Pierson, 1992). Este dato es promedio, dado que existe una fuerte variación vertical de la concentración. El límite superior está impuesto por la carga sólida mínima establecida por los flujos de escombros y el límite inferior corresponde a la cantidad mínima de material sólido transportado que produce una resistencia critica que se puede medir (Pierson y Costa, 1987).
Características físicas	**Variabilidad:** las características físicas, varían sensiblemente a lo largo de la vertical y longitudinalmente en el flujo. Son intermedias entre las características de los flujos de escombros y de las corrientes fluviales. **Densidad:** es menor con respecto a la densidad de los flujos de escombros (1.2-1.8 g/cm^3). En el Mt. Pinatubo fueron medidas densidades integradas variables entre 1.20 - 1.35 g/cm^3 (Costa, 1988; Rodolfo *et al.*, 1996). Varia sensiblemente con la altura en el depósito. **Viscosidad:** en algunos casos, es poco mayor que la viscosidad del agua (Chen, 1987), los FH, poseen una resistencia critica -*yield strenght*- baja (Smith y Lowe, 1991). **Esfuerzo de cizalla:** el esfuerzo de cizalla -*shear strenght*-, es pequeño pero mesurable. Varía de 100 a 400 dinas/cm2. Crece en presencia de materiales arcillosos.
Origen	Por dilución de flujos de escombros no-cohesivos o por el incremento de la concentración de corrientes fluviales, en presencia de elevadas cantidades de sedimento.
Erosión	**Capacidad erosiva:** muy elevada, sobre todo cuando se encuentran canalizados y en pendientes elevadas. Son más erosivos que los flujos de escombros. Originan canales con forma trapezoidal o de "U" que cortan el sustrato (Pierson y Scott, 1998).
Transporte	**Reología:** como en el caso de los flujos de agua, el sedimento y el agua son dos componentes separadas del flujo. Al disminuir la velocidad del flujo hiperconcentrado, los clastos gruesos se depositan (Costa, 1988). Se trata de flujos no-newtonianos caracterizados por una turbulencia elevada aunque ésta depende mucho de la concentración y la granulometría del sedimento. Para concentraciones bajas, el sedimento se mantiene en suspensión debido a la turbulencia. Para concentraciones más elevadas de arena, limo y arcilla, además de la turbulencia (que disminuye), se activan otros mecanismos de suspensión del sedimento: 1) colisiones entre partículas (presión dispersiva) y 2) flotación. Para concentraciones de sedimento elevadas, la reología es transicionál con la reología de los flujos de escombros.

Sigue de Tabla 3.4

	Velocidad: el perfil vertical de las velocidades, al igual que el de los flujos de agua, es de tipo logarítmico. La velocidad en promedio, es sólo ligeramente mayor (i.e. 2.75 vs. 2.49 m/s) que la de los flujos normales de agua (Pierson y Scott, 1985). Capacidad de transporte: el transporte en la parte inferior del flujo, es mayor que en el caso de flujos de agua. En la parte baja, pueden ser arrastrados guijarros y cantos (Pierson y Scott, 1998). **Transformaciones:** son flujos en continua transformación. Se modifican en flujos de escombro y de agua al cambiar las condiciones alrededor y la concentración de sedimento.
Depositación	**Modalidad de sedimentación:** Esta ocurre principalmente por agradación progresiva en la base (Lowe, 1982; Branney y Kokelaar, 1992; Vallance y Scott, 1997) y en segundo lugar, por depositación directa desde la suspensión (Pierson y Scott, 1998). **Empobrecimiento de finos:** debido a que las partículas finas (arcilla y limo), tienden a quedarse en suspensión y a no depositarse con la componente más gruesa (arena, grava y guijarros), los depósitos de flujo hiperconcentrados están empobrecidos en estas clases granulométricas, formándose depósitos sostenidos grano a grano, sin partículas finas en los intersticios.
Depósitos	**Morfología:** Los depósitos de flujos hiperconcentrados, se parecen a los depósitos de flujos de agua, forman barras, abanicos y bermas (Costa, 1988; Pierson y Scott, 1998). El espesor de una unidad deposicional, puede variar de decenas de centímetros a algunos metros (Vallance, 2000). Los espesores de los niveles (subset) que constituyen una unidad, pueden variar desde pocos milímetros a algunas decenas de centímetros. **Estructura:** los depósitos originados por flujos hiperconcentrados son típicamente masivos o ligera y burdamente estratificados. Los estratos son característicamente horizontales (más espesos que los de origen fluvial) y pueden continuar lateralmente por varios metros o decenas de metros. Los clastos menos densos o pedazos de madera, se concentran en el techo del flujo y pueden originar lentes al ser cortados por estratos superiores (Scott, 1988). No ocurren ondas, estratificación cruzada ni superficies erosivas (Daag, 2004). Pueden mostrar una gradación directa o inversa, dependiendo de la concentración del sedimento (Costa, 1988; Pierson y Scott, 1998). Una concentración mayor favorece una gradación inversa. Son comunes estructuras relacionadas con la expulsión rápida del agua, al momento de la compactación (cuencas, pilares). En el techo se forma un nivel enriquecido en finos, expulsado por la compactación (Vallance, 2000). **Textura:** el diámetro promedio del sedimento, varia de arena mediana o gruesa, a grava fina. Los depósitos tienen una asimetría positiva -Skewness- (Pierson y Scott, 1998). La distribución granulométrica es generalmente unimodal (curva log-normal). Se trata de depósitos pobremente clasificados (σ =1.1-1.6 phi). El contenido total de finos (arcilla y limo), generalmente varia de 4 a 10%. Los clastos gruesos (grava, guijarros), pueden mostrar cierta imbricación (Costa, 1988). Frecuentemente los clastos están sostenidos grano a grano con los intersticios vacíos. **Otra característica:** Los depósitos son generalmente más compactos que aquellos debidos a transporte fluvial; sin embargo, están menos compactados que los originados por flujos de escombros (Pierson y Scott, 1998).

4. Descripción de los depósitos estudiados

4.1. Ubicación de las muestras

Las muestras se recolectaron en dos áreas, en el flanco sur del volcán de Colima, en donde aflora el depósito de flujo de bloques y ceniza (FBC) del 17 de julio de 1999 y el depósito de *lahar* (LHR) asociado, originado al día siguiente (Figura 4.1). La estratigrafía de los afloramientos estudiados y la correlación entre las unidades deposicionales observadas se encuentran resumidas en la Figura 4.2.

El depósito de FBC aflora después del quiebre de pendiente (Figuras 4.1 y 4.3), a una altura comprendida entre 2590 y 2420 m snm. El depósito tiene una extensión longitudinal inferior a un km y su superficie original no es visible, ya que está completamente cubierta por depósitos de material epiclástico.

El flujo piroclástico niveló la topografía preexistente al rellenar completamente las barrancas de San Antonio y Montegrande. Posteriormente, la erosión produjo una barranca profunda que aquí denominamos San Antonio-Montegrande, a lo largo de la cual se efectuó el muestreo. Esta barranca tenía (ahora está completamente llena con los productos de la actividad más reciente) en promedio 10-15 m de ancho, con paredes casi verticales de más de 15 metros de altura (Figura 4.4).

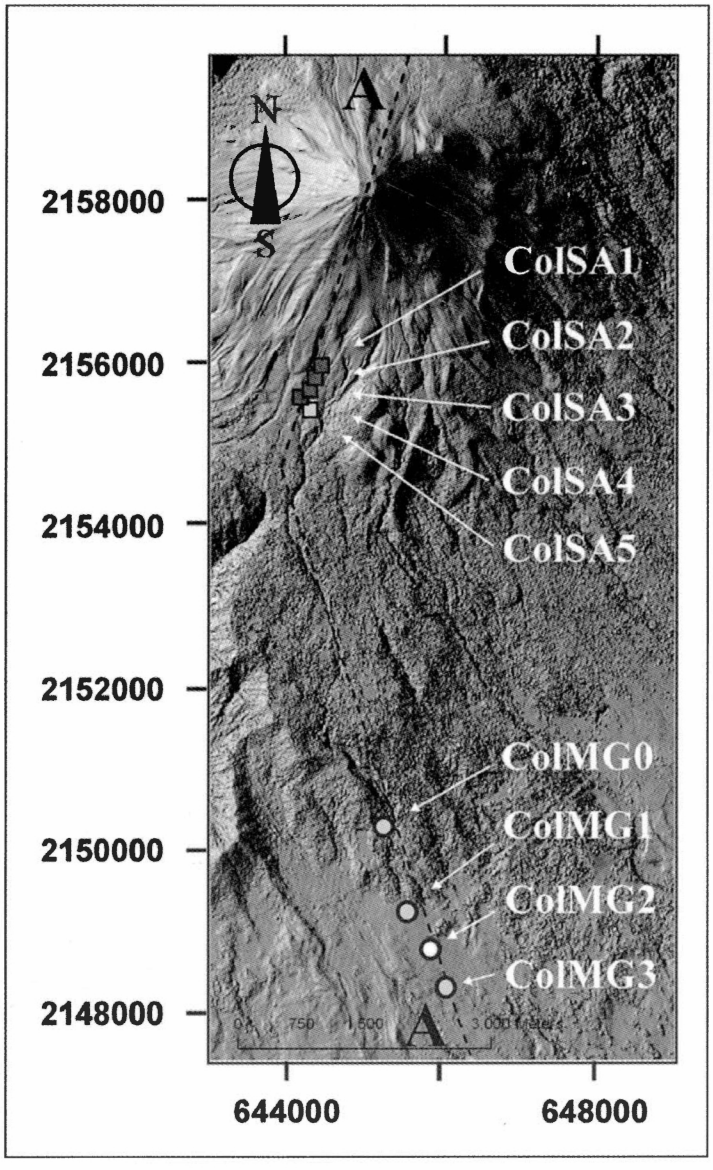


Fig. 4.1. Modelo digital de elevación (MDE) del volcán de Colima con la ubicación de las muestras. Los cuadrados corresponden a las muestras del FBC; los círculos a las muestras del LHR. La línea discontinua representa la traza del perfil de la Figura 4.2. Las coordenadas están en UTM.

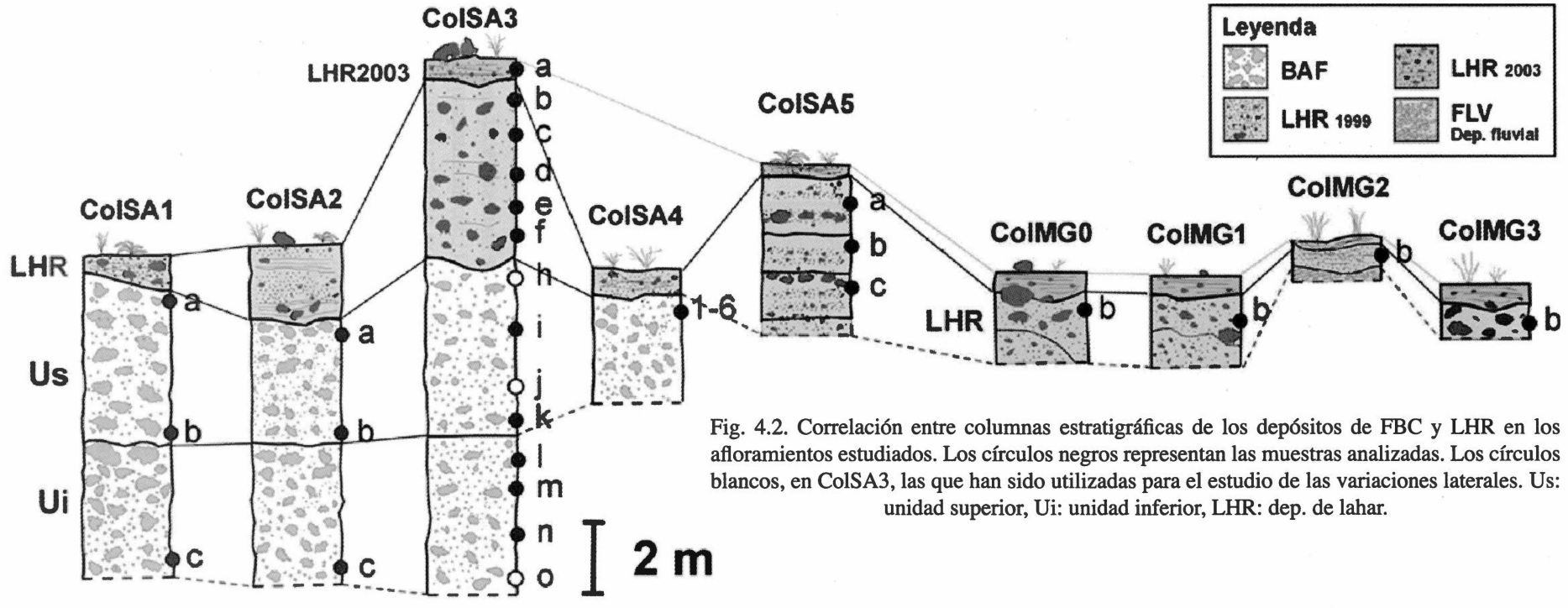


Fig. 4.2. Correlación entre columnas estratigráficas de los depósitos de FBC y LHR en los afloramientos estudiados. Los círculos negros representan las muestras analizadas. Los círculos blancos, en ColSA3, las que han sido utilizadas para el estudio de las variaciones laterales. Us: unidad superior, Ui: unidad inferior, LHR: dep. de lahar.

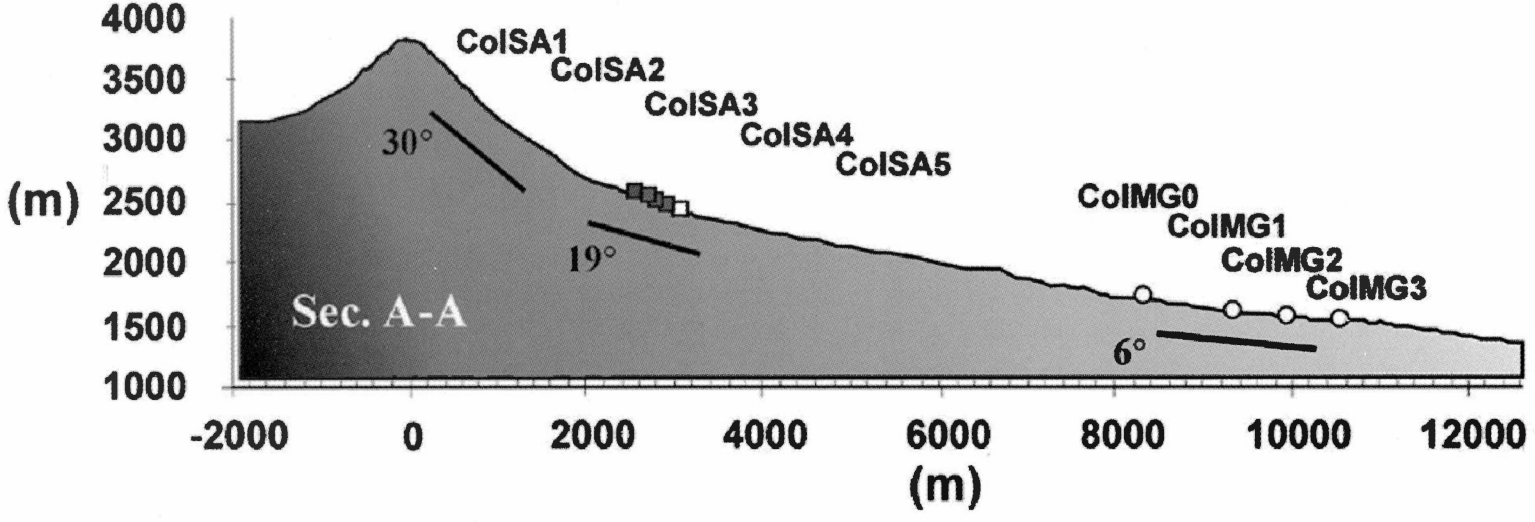


Fig. 4.3. Sección casi N-S de la ladera sur del volcán de Colima, trazada a lo largo de la línea punteada de la Figura 1. Se reporta la ubicación de las muestras y las pendientes.

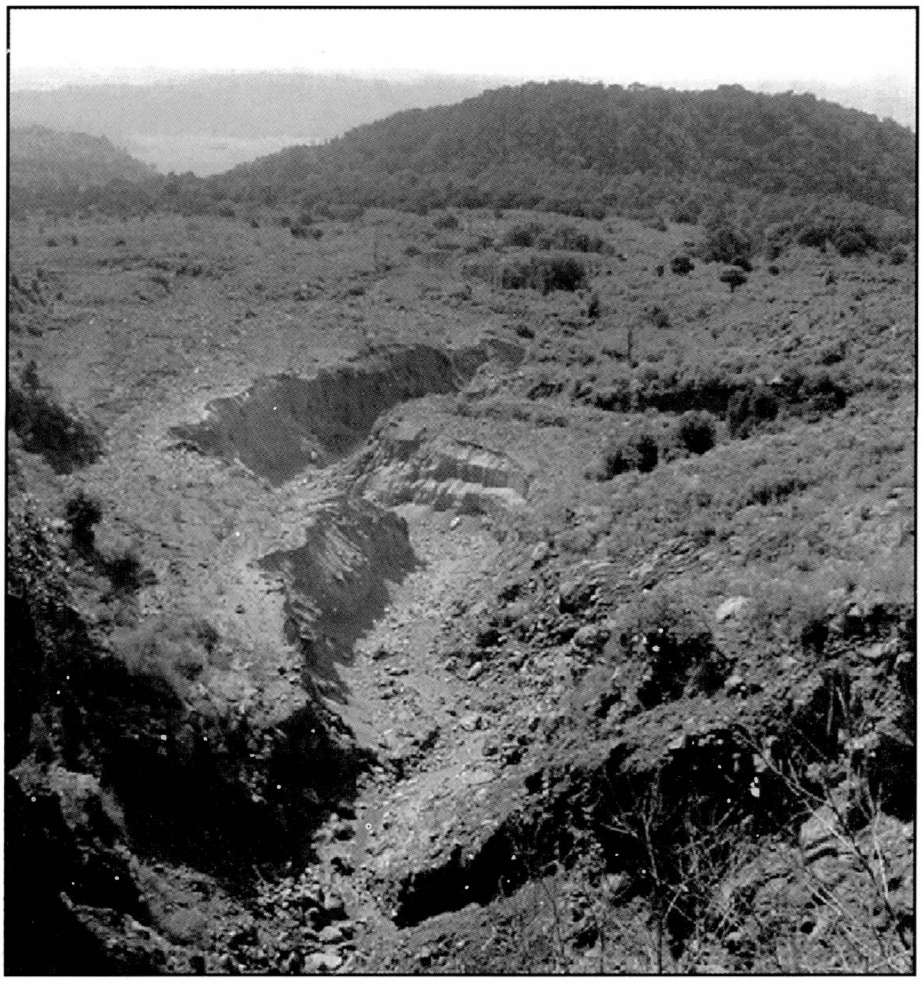


Fig. 4.4. Fotografía de la barranca San Antonio-Montegrande tomada hacia el sur en donde se aprecia el deposito de flujo de bloques y ceniza (línea blanca).

El depósito de *lahar* aflora en otro cambio importante de pendiente, situado ~8 km aguas abajo. En este punto, la barranca Montegrande pasa de ser un cañón profundo y estrecho, a un valle ancho con un abanico de pendiente moderada (Figuras 2.7, 4.1 y 4.5), constituido por una alternancia de depósitos fluviales y de *lahar*. El depósito se ubica a una altura comprendida entre 1750 y 1500 m snm y tiene una extensión longitudinal aproximada de 2 km. Entre las alturas de 2400 y 1750 m snm el depósito de *lahar* no está presente, probablemente debido a que no ocurrió depositación, ni tampoco se encuentra aguas abajo en la planicie de Quesería, debido probablemente, a que no se depositó o que fue erosionado por *lahares* posteriores.

4.2. Colección de las muestras

Las muestras del flujo de bloques y ceniza fueron recolectadas entre diciembre 2002 y octubre 2003 en una barranca nueva originada por la erosión de los depósitos (Figura 4.4).

Esta barranca, se formó entre las antiguas barrancas de San Antonio y Montegrande. Se observó que el depósito estaba constituido por dos unidades deposicionales diferentes. Se muestreó el techo y la base de la unidad superior (Us), mientras que de la unidad inferior (Ui) se tomaron muestras solamente de la base, exceptuando el afloramiento (ColSA3) que fue muestreado de manera más detallada (Figura 4.2).

Para el levantamiento de las muestras fueron escogidos cinco afloramientos idóneos (Figura 4.1 y Tabla 4.1), con una distancia entre una y otra de 130-150 metros. Los primeros cuatro (ColSA1, ColSA2, ColSA3 y ColSA4) tenían el aspecto de depósitos primarios, el quinto (ColSA5), podía tratarse de un depósito retrabajado, debido a que se encontraban trozos de madera no carbonizada, clastos ligeramente subredondeados, alineación de clastos de tamaño parecido y una matriz ligeramente más gruesa.

Fig. 4.5. Fotografía del depósito de LHR tomada aguas arriba en la barranca Montegrande, en el punto en donde el valle estrecho se ensancha y empieza el abanico.

En el afloramiento ColSA4, se recolectaron 6 muestras en un mismo nivel del depósito con la finalidad de efectuar un estudio de la variabilidad interna, de los parámetros granulométricos y morfológicos. Debido a la exposición limitada del afloramiento, pudimos muestrear solamente la parte superior de este depósito. En el ColSA4, al momento del levantamiento, la erosión no había expuesto todavía las partes centrales e inferiores del depósito y las nuevas erupciones impidieron que se volviera a muestrear. Actualmente, el depósito de flujo de bloques y ceniza, está sepultado por los productos de erupciones posteriores.

Para la recolección de estas muestras se realizaron rapeles (Figura 4.6). El muestreo fue complicado dado que se trataba de material muy deleznable con caída de rocas. En todos los afloramientos (incluyendo ColSA5) el depósito es monolitológico, con clastos de composición andesitica y dimensiones que varían entre *ceniza* y *bloque* (ver escala granulométrica, apéndice I). El contacto inferior es visible solamente en ColSA3 y es erosivo sobre un depósito parecido que aflora pocos centímetros. En todos los demás afloramientos, el contacto inferior no es visible. El contacto superior con un depósito de *lahar*, es erosivo. Las características que no son comunes en todos los afloramientos (espesores, estructuras y texturas), se sintetizan en la Tabla 4.2.

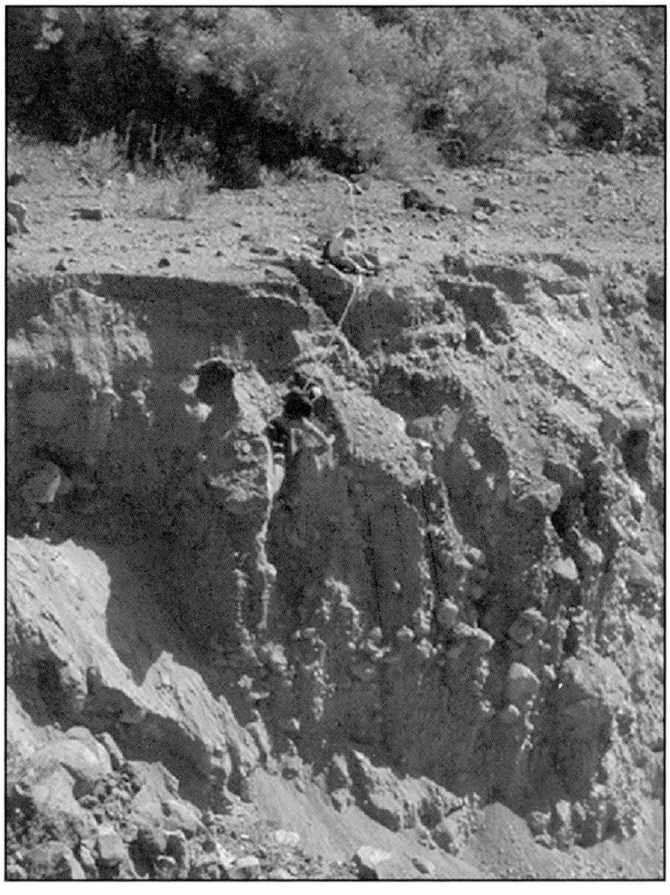
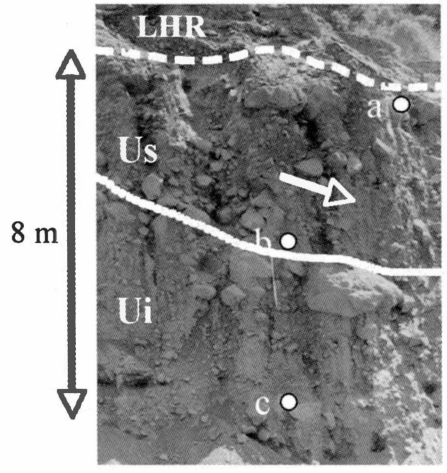
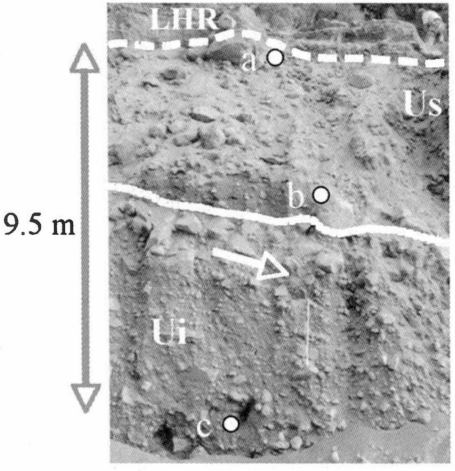
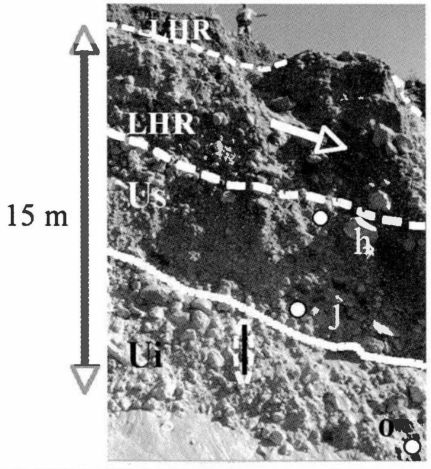
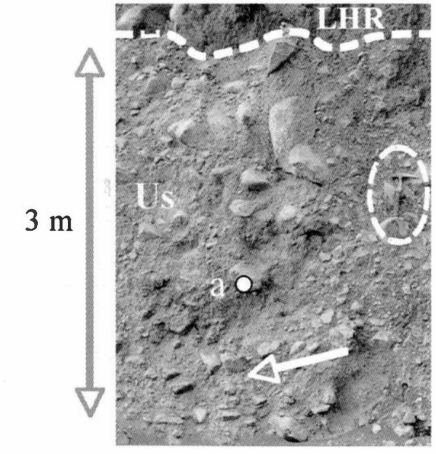


Fig. 4.6. Sitio ColSA1, en este como en los demás afloramientos se utilizó rapeles para colectar muestras en las paredes.

Tabla 4.2

Descripción de los afloramientos del depósito de FBC. La regla blanca utilizada como escala en los depósitos, tiene una longitud de 1 m.

Afloramiento	Estructura y textura	Notas
ColSA1  	Estructura aparentemente masiva, localmente con alineaciones burdas de clastos alargados y alineados, con su eje mayor paralelo a las superficies de deslizamiento. Depósito pobremente clasificado (escala vulcanológica, ver apéndice I), sostenido por matriz (de ceniza gruesa a lapillo muy fino), con concentraciones locales de bloques (diámetro promedio 60-70 cm), en la parte central y el techo del afloramiento. Los clastos del tamaño de lapillo, tienen en general una forma de baja esfericidad y son angulosos. Los clastos del tamaño de bloque muy fino, son de esfericidad baja y redondez desde angulosa, hasta muy angulosa. Los bloques de tamaño mediano y grueso, son de baja esfericidad y redondez desde sub-angulosa, hasta sub-redondeada (Powers, 1953 - apéndice V-).	El depósito estudiado está debajo de la línea blanca discontinua. La línea blanca punteada, separa dos diferentes unidades del depósito FBC (Us, unidad superior, Ui, unidad inferior). Los puntos blancos con letras, identifican la posición de las muestras y la flecha indica la dirección del flujo.
ColSA2  	Estructura aparentemente masiva y localmente con alineaciones de clastos, más definidas que en ColSA1. Los clastos alargados, se observan alineados con el eje mayor paralelo a las superficies de deslizamiento. Depósito pobremente clasificado, sostenido por matriz (de ceniza gruesa a lapillo muy fino), generalmente con concentraciones locales de clastos, de tamaño de bloque (diámetro promedio 40-50 cm) en la parte central y el techo. Los clastos del tamaño de lapillo, son de esfericidad baja y redondez desde muy angulosa a angulosa. Los clastos con dimensiones de bloque muy fino tienen una esfericidad baja y redondez desde angulosa hasta muy angulosa. Los bloques de tamaño mediano y grueso, están caracterizados por una esfericidad baja y redondez desde angulosa hasta sub-angulosa (Powers, 1953).	En algunos puntos de la pared aparecen costras de depósitos más recientes de *lahar*, que no han sido erosionadas por completo.

Afloramiento	Estructura y textura	Notas
ColSA3  	Estructura aparentemente masiva, con alineaciones de clastos gruesos en algunos niveles. Los clastos alargados se observan burdamente alineados con el eje mayor paralelo a las superficies de deslizamiento. Depósito de pobremente a muy pobremente clasificado, por lo general es sostenido por matriz (ceniza gruesa a lapillo muy fino), con concentraciones locales de bloques (diámetro promedio 40-50 cm) en la parte central y el techo. Los clastos del tamaño de lapillo, tienen esfericidad baja y redondez desde angulosa hasta sub-angulosa. Los clastos del tamaño de bloque muy fino, presentan esfericidad baja y una redondez sub -angulosa. Los bloques de tamaño mediano y grueso, muestran una baja esfericidad y redondez desde sub-angulosa hasta sub-redondeada (Powers, 1953).	En la parte alta del depósito, se observan canales de erosión de 3-6 m de ancho, rellenos del mismo material retrabajado. En esta fotografía se reportan solamente las muestras utilizadas para las variaciones laterales.
ColSA4  	La estructura es aparentemente masiva. Depósito pobremente clasificado, que por lo general está soportado por matriz (ceniza gruesa a lapillo muy fino), con concentraciones locales de clastos y dimensiones de bloque mediano (diámetro promedio 30-40 cm). Los clastos del tamaño de lapillo, tienen esfericidad baja y redondez angulosa. Los clastos del tamaño de bloque muy fino, presentan esfericidad baja y una redondez de sub-angulosa a sub-redondeada. Los bloques de tamaño mediano y grueso, tienen una baja esfericidad y redondez desde sub-angulosa hasta sub-redondeada (Powers, 1953).	El martillo en la figura mide 31 cm. En este sitio la erosión no ha cortado suficientemente el depósito. Aflora solamente la parte alta, que corresponde a la unidad superior (Us). La superficie de contacto entre el depósito FBC y el *lahar* tiene irregularidades a escala sub-métrica, rellenadas por el material sobreyacente.

Afloramiento	Estructura y textura	Notas
ColSA5 	La estructura es masiva con alineaciones de clastos bastante seleccionados (grava, guijarros o cantos). Estas alineaciones de clastos, parecen delimitar tres unidades sobrepuestas, caracterizadas por una gradación inversa y burda. Depósito muy pobremente clasificado (escala sedimentológica), sostenido por matriz (de arena media a guijarro fino) y localmente clasto soportado, con concentraciones locales de guijarros y canto s alineados (diámetro promedio 15-20 cm y 30-40 cm). El depósito está un poco más compactado, con respecto a los afloramientos anteriores. Los clastos del tamaño de *grava muy gruesa* tienen baja esfericidad y redondez desde *angulosa* hasta *muy angulosa*. Los guijarros muestran esfericidad baja y redondez *sub-redondeada*. Los cantos presentan esfericidad baja y redondez desde *sub-angulosa* hasta *sub-redondeada*. (Powers, 1953).	El depósito contenía un trozo de madera sin carbonizar, que sugiere podría tratarse de un depósito removilizado. Estudios cuantitativos efectuados sucesivamente, han confirmado que el depósito es retrabajado. Por esta razón se utiliza la escala granulométrica sedimentológica.

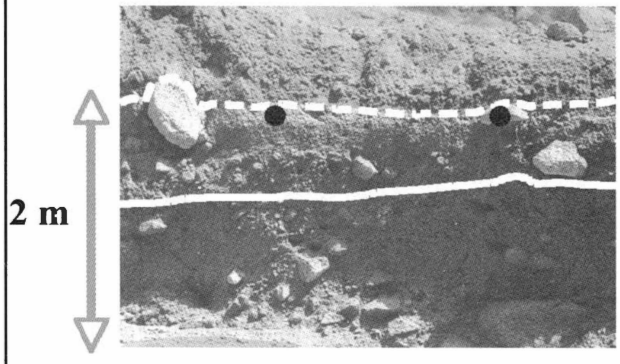
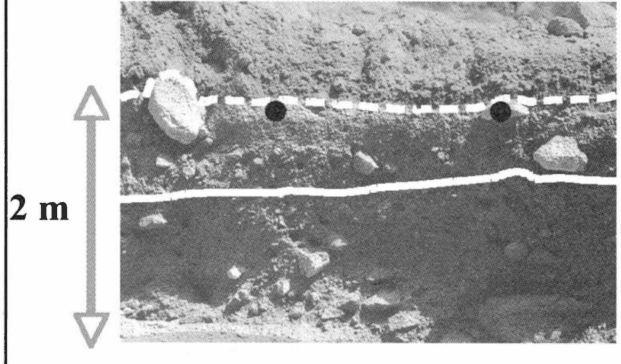
Las cuatro muestras del *lahar* (ColMG0, ColMG1, ColMG2, ColMG3), fueron recolectadas cerca del eje central del abanico, en cortes originados por actividad fluvial reciente (Figura 4.1). La distancia entre las muestras varía aproximadamente entre 500 y 1000 m. Dado que el depósito tiene un espesor pequeño (promedio de 1-1.5 m), una fuerte variabilidad lateral debida al condicionamiento de la morfología preexistente, y que casi nunca se pudo observar la base, se recolectó solamente una muestra en la parte mediana o alta de cada afloramiento.

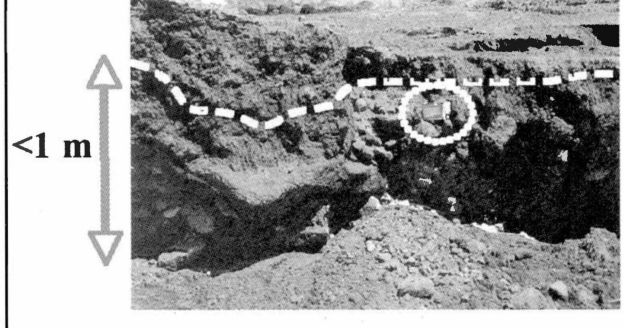
En todos los afloramientos, el depósito está constituido por clastos de andesita gris claro-oscuro, andesita roja y pómez amarilla alterada, cuyas dimensiones varían entre limo y canto. La estructura es masiva y localmente se reconocen dos horizontes distintos muy parecidos. El horizonte superior, contiene una mayor cantidad de cantos gruesos dispersos en la matriz. El contacto inferior no es visible. El contacto superior con otro depósito de *lahar* es erosivo.

Las características que no son comunes por todos los afloramientos (espesores, estructuras y texturas), se sintetizan en la Tabla 4.3.

Tabla 4.2

Descripción de los afloramientos del depósito de FBC. La regla blanca utilizada como escala en los depósitos, tiene una longitud de 1 m.

Afloramiento	Estructura y textura	Notas
ColMG0  	Está extremadamente mal clasificado (escala sedimentológica), con clastos gruesos, tamaño de canto fino a grueso (diámetro promedio 30-60 cm), soportado por matriz (de arena mediana a grava mediana) y localmente sostenido por clastos. Localmente se reconocen dos horizontes diferentes (discontinuos tanto longitudinal como lateralmente) por la presencia de una superficie erosiva. Los clastos del tamaño de grava muy gruesa tienen una forma con esfericidad baja y redondez desde angulosa hasta muy angulosa. Los guijarros tienen esfericidad baja y redondez sub-redondeada. Los cantos tienen esfericidad baja y redondez desde sub-angulosa hasta sub-redondeada (Powers, 1953).	La distancia entre los puntos negros corresponde a 1 m. El depósito estudiado está por debajo de la línea blanca discontinua. Arriba de esta se encuentra el depósito de LHR del agosto de 2003. La línea blanca punteada separa dos horizontes del depósito de LHR y la flecha indica la dirección del flujo.
ColMG1  	Está muy pobremente clasificado, con una mayor concentración de cantos en el horizonte superior (diámetro promedio 30-50 cm), algunos con diámetro >1 m. Los clastos del tamaño de grava muy gruesa tienen una forma con baja esfericidad y redondez desde sub-angulosa hasta angulosa. Los guijarros tienen esfericidad baja y redondez angulosa. Los cantos tienen baja esfericidad y redondez desde sub-redondeada hasta sub-angulosa (Powers, 1953).	La distancia entre los puntos negros de la fotografía corresponde a 1 m. El depósito estudiado está por debajo de la línea discontinua blanca y la flecha indica la dirección del flujo.

Afloramiento	Estructura y textura	Notas
ColMG2 	Está muy pobremente clasificado. Los clastos en promedio son del tamaño de la arena gruesa y gránulo. Los pocos clastos más grandes tienen dimensiones de guijarro. Se observa una gradación directa burda Los clastos del tamaño de grava muy gruesa tienen en general una forma con baja esfericidad y redondez desde sub-angulosa a angulosa. Los clastos del tamaño de guijarro son de esfericidad baja y redondez desde sub-angulosa a sub-redondeada (Powers, 1953).	La cabeza del martillo en la fotografía mide 18 cm. Por su espesor, clasificación y posición, se deduce que fue depositado en un alto morfológico preexistente (barra fluvial).
ColMG3  	Depósito muy pobremente clasificado. Los clastos en promedio son del tamaño de guijarro grueso, con abundante presencia de guijarros y cantos con diámetro de hasta 70 cm. El depósito está localmente sostenido clasto a clasto. Los clastos del tamaño de guijarros gruesos tienen en general una forma con esfericidad baja y redondez sub-angulosa. Los clastos del tamaño de guijas tiene esfericidad baja y redondez desde sub-angulosa a sub-redondeada. Los cantos tienen baja esfericidad y redondez desde sub-redondeada hasta redondeada (Powers, 1953). La estructura es masiva.	El lado ancho de la tarjeta en la elipse blanca punteada mide 8.5 cm. El depósito estudiado está por debajo de la línea discontinua blanca y la flecha indica la dirección del flujo.

5. Metodología

5.1. Análisis granulométricos

Para cuantificar la granulometría en los depósitos estudiados se utilizaron las siguientes técnicas: 1) intersecciones de Rosiwal (IR) y 2) granulometría total (GT), y que se describen a continuación.

5.1.1. Intersecciones de Rosiwal (IR)

Para efectuar este análisis, se coloca sobre una imagen del afloramiento una rejilla de líneas regularmente espaciadas y paralelas a las superficies de discontinuidad de las unidades internas del depósito o a superficies de deslizamiento (si las hubiera). Sobre esta rejilla se miden las intersecciones (rasgos sobresalientes) a lo largo de estas líneas, con lo que es posible reconstruir cuantitativamente, de manera rápida y precisa, el perfil granulométrico vertical del afloramiento (ver Figura 5.1). Este método se encuentra descrito de manera extensa (ver apéndice IV), en el artículo de Sarocchi *et al.*, (2005).

En 1898 Rosiwal, descubrió que sobreponiendo líneas rectas a un corte al azar de material y midiendo las intersecciones (rasgos sobresalientes) a lo largo de estas líneas, la relación entre la longitud total de las intersecciones y la longitud total de las líneas utilizadas, era igual a la relación entre la superficie ocupada por los rasgos y la superficie total medida. La relación entre las intersecciones y las áreas, se puede extender a la relación entre áreas y volúmenes por medio de la ecuación descubierta por Delesse en 1847:

$$\frac{Ll}{Lt} = \frac{Va}{Vt}$$

en donde: Ll = longitud de las intersecciones sobresalientes de los rasgos, Lt = longitud total de la línea analizada, Aa = área ocupada por los rasgos de las partículas, At = área total analizada, Va = volumen ocupado por las partículas y Vt = volumen total analizado. Las relaciones (1), representan una de las ecuaciones básicas de la estereología (Russ, 1990; Mouton, 2002).

Este método ha sido poco utilizado en geología, pero su validez se comprobó al compararlo con el método ampliamente aceptado del conteo de puntos. La comparación se efectuó aplicando ambos métodos a rocas artificiales, formadas por mezclas de partículas con distribución granulométrica conocida (obtenida después de tamizar), endurecidas en una masa de cemento blanco. La comparación de estos métodos, demostró que el método de Rosiwal es más preciso (ver apéndice IV, Sarocchi *et al.*, 2005).

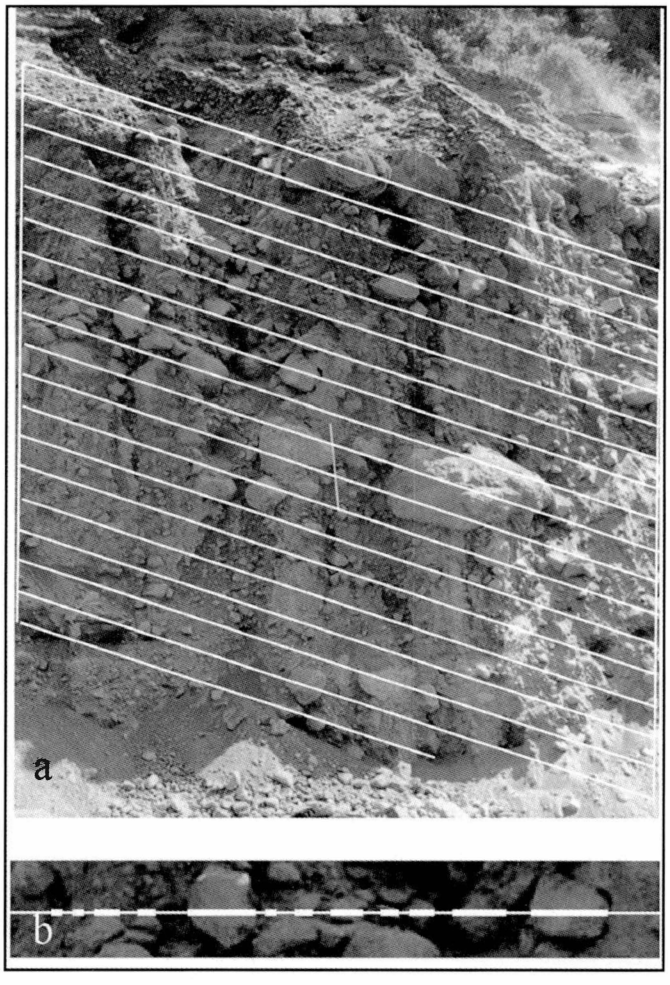


Figura 5.1. a) Ejemplo de un afloramiento al que se le sobrepone la rejilla utilizada por el método de Rosiwal. b) se muestra la intersección entre la línea de medición y los rasgos del afloramiento (clastos).

Se tomó una imagen del afloramiento, utilizando una técnica fotográfica consistente. Las imágenes fueron tomadas desde una distancia de 8-10 m, por medio de una cámara reflex 24x36, con un objetivo de 50 mm de longitud focal. El lado ancho de la fotografía fue orientado paralelamente a las superficies de discontinuidad de las unidades internas con el fin de mantener una distancia constante entre la cámara y las líneas de medición.

El estudio ha sido limitado a clastos gruesos, con una dimensión mínima de guijarro fino, o sea con tamaño superior a 64 mm (-6ϕ). Este límite además de

tener un significado sedimentológico (límite de clase entre grava -o lapilli- y guijarro -o bloques-), permite despreciar las variaciones verticales de resolución, el efecto del tipo de equipo fotográfico utilizado y las dificultades al tomar la fotografía. A lo largo de cada línea de análisis, se obtienen datos estadísticos de los clastos gruesos. Se consideraron líneas con una longitud máxima de 5 a 6 metros, para limitar la deformación lateral de la perspectiva y restringir el tiempo de análisis. Con estas longitudes de línea, se midieron entre 100 y 300 partículas. Se utilizó una distancia interlínea de 300 – 400 mm que, para los espesores analizados, se traduce en medir entre 16 y 20 líneas (90 – 100 metros totales) por afloramiento. Los datos obtenidos fueron corregidos para eliminar la distorsión debida a la perspectiva (Sarocchi *et al.*, 2005).

Los parámetros estadísticos que consideramos fueron: longitud promedio de las intersecciones (L_p), equivalente al diámetro promedio de los bloques medidos, clasificación o sorting (σL), 95° percentil (P_{95}), relacionado con los bloques más grandes y la proporción de bloques/matriz (B/M). En este método, el término matriz se refiere a todo el material, cuyo tamaño es inferior a 64 mm (-6ϕ). El diámetro promedio (L_p) y la clasificación (σL), son parámetros comúnmente aplicados en el análisis textural de depósitos piroclásticos y proporcionan una medida de la tendencia central y dispersión de la distribución granulométrica. El 95° percentil (P_{95}), considera la tendencia general de la distribución y constituye un filtro en el caso de que aparezcan valores extremos anómalos (*outliers*). La razón bloques/matriz (B/M) es una proporción que indica la cantidad de bloques que eran transportados por la matriz, a diferentes alturas del flujo.

5.1.2. Granulometría total (GT)

Generalmente, un sólo método analítico no es suficiente para describir el espectro granulométrico completo de la mayoría de los depósitos piroclásticos, dado que están caracterizados por partículas que abarcan varios órdenes de magnitud. La manera más práctica de solucionar el problema, es utilizar diferentes métodos analíticos, cada uno a una escala diferente que se juntan sucesivamente. Es necesario que los métodos utilizados proporcionen datos comparables. Los métodos de sedimentación (basados en la ley de Stokes) para las partículas más finas de 4 Phi (ver apéndice III), el método de tamizado para tamaños de grano, que varían aproximadamente de 4 Phi a -4 Phi (ver apéndice II), y el método óptico para dimensiones más grandes (ver apéndice IV), proporcionan datos volumétricos que son comparables. En el caso de los depósitos estudiados en esta tesis, que son monolitológicos y caracterizados por una sola densidad, la transformación a datos volumétricos ha sido extremadamente fácil.

A continuación se describen separadamente los métodos analíticos utilizados y los criterios mediante los cuales se unieron los datos obtenidos con los tres métodos.

Análisis granulométricos ópticos

En cada localidad se tomaron fotografías del afloramiento. Cada fotografía fue dimensionada con una medida de referencia (regla de 100 cm). Con estas fotografías se alcanzó una resolución de 10-15 mm. Se utilizó como método granulométrico óptico el de las intersecciones de Rosiwal (ver apéndice IV), aplicado a un área de 3-5 m^2 alrededor de la muestra colectada. La longitud de las intersecciones fue corregida para compensar la deformación debida a la perspectiva de la toma fotográfica (Sarocchi *et al.*, 2005). Con el fin de contar con un dato confiable, se midieron entre 100 y 300 intersecciones por muestra, con clastos de dimensiones comprendidas entre -4 y -10 ϕ.

Análisis granulométricos por tamizado

Las muestras recolectadas fueron analizadas con el método de tamizado en seco (ver apéndice II), en el intervalo granulométrico de -5ϕ a +4ϕ, utilizando tamices estándar ASTM, espaciados a cada 1ϕ. Dado que el material es prácticamente monolitológico, constituido por clastos duros y compactos de andesita, la agitación se realizó durante 12 minutos usando una maquina *Tyler Ro.Tap*. Las fracciones fueron pesadas por medio de una báscula de precisión (±0,001 g). Para realizar los análisis se utilizó un promedio de 800 g de muestra, por lo que las muestras fueron cuarteadas. La muestra, de aproximadamente 800 g, se dividió en dos partes de 400 g cada una (con el fin de facilitar el paso de los granos, a través de las mallas) y se realizaron análisis de cada muestra. Posteriormente se sumaron los pesos de las fracciones hasta obtener la distribución de la muestra completa.

Análisis granulométricos por medio del fotosedimentógrafo

Para realizar los análisis de las partículas más finas (> +4 ϕ), se utilizó el fotosedimentógrafo Fritsch Analysette 20 (ver apéndice III). Como medio de sedimentación se usó agua destilada. La solución de agua destilada y sedimento, fue agitada por medio de ultrasonido durante 5 minutos, sin aplicar algún otro tipo

de dispersante químico. Las pruebas efectuadas con los materiales que analizamos, demostraron que haciendo uso de dispersantes comunes, como amoniaco (NH_3), sosa (NaOH) y ácido clorhídrico (HCl) se obtienen los mismos resultados. El tubo de sedimentación se llenó hasta el 65% de su volumen. La temperatura del agua durante el análisis se mantuvo entre 21 y 23°C. De cada medición se efectuaron dos replicas en las mismas condiciones. Cuando los resultados coincidieron se calculó un promedio de los datos obtenidos; sin embargo, si un resultado se alejó de manera sensible de los otros, se realizaron dos replicas más promediándose los tres resultados más cercanos. A partir de la curva granulométrica continua, proporcionada por el fotosedimentógrafo, se determinaron las fracciones con intervalo de 1ϕ. Con esta técnica fueron medidas fracciones que fluctuaban de arena muy fina a arcilla (+4ϕ y +9ϕ).

Integración de los datos y análisis estadístico

Los análisis se realizaron de tal modo que las distribuciones granulométricas obtenidas con dos métodos diferentes (adyacentes), fueran sobrepuestas por lo menos en una o dos fracciones. El conteo de puntos y el tamizado se sobrepusieron generalmente en la clase -4ϕ, mientras que, el tamizado y el fotosedimentógrafo, en la clase +4ϕ. Al momento de unir las fracciones se escogió el valor más representativo entre las dos fracciones sobrepuestas (coincidió con la fracción obtenida con el método que registró el número más grande de clastos). Cuando los porcentajes proporcionados por los dos métodos eran muy parecidos, los datos se promediaron.

Análisis de los datos granulométricos:

Las distribuciones granulométricas totales fueron analizadas por medio del programa DECOLOG versión 2.0, que se realizó conjuntamente con el Dr. Lorenzo Borselli del CNR-IRPI (Italia) para este trabajo de tesis. El programa separa la distribución granulométrica en las curvas log-normales que más se aproximan a las modas principales de la distribución. Esto se lleva a cabo por medio de un algoritmo genético de optimización llamado "*differential evolution*", desarrollado por Storn y Price (1997a, 1997b). El programa proporciona los parámetros estadísticos principales de cada log-normal, y los parámetros estadísticos de la distribución entera por medio de varios métodos de interpolación (método de Folk y Ward, Montecarlo y del promedio pesado de los componentes). Una descripción más detallada del programa y de los métodos de interpolación utilizados para obtener los parámetros estadísticos se encuentra en el apéndice XI.

Los parámetros estadísticos que fueron utilizados en este trabajo son: diámetro promedio (D_p), grado de clasificación o sorting ($\sigma\varphi$), 95° percentil (P_{95}), 5° percentil (P_5), porcentaje de matriz (M%, porcentaje de partículas con tamaño de grano D <2 mm), porcentaje de limo (L%, porcentaje de partículas con tamaño de grano 3.9 < D < 64 μm). Además, de cada log-normal se consideró el valor mediano (Mdφ) como parámetro de tendencia central.

D_p y $\sigma\varphi$ ofrecen una medida de la tendencia central de la distribución granulométrica y su dispersión. El valor de P_{95} pt y P_5, de las partículas gruesas y de las finas respectivamente, proporcionan la información relativa a los valores extremos de la distribución. La ventaja de utilizar los percentíles para describir la abundancia de las partículas gruesas y finas, es que tienen en cuenta la forma de toda la distribución y entonces son menos afectados por la presencia de valores anómalos (*outliers*). $M_{\%}$, que incluye todas las partículas con diámetro inferior a 2 mm, es un parámetro útil para cuantificar la abundancia de material fino a partir del tamaño de la arena hacia abajo. $L_{\%}$, que incluye todas las partículas con diámetro 3.9 < D < 64 μm es muy útil para cuantificar la abundancia de las partículas muy finas (limo). Por lo que concierne a la descripción de la tendencia central de las curvas log-normales individuales que componen la distribución granulométrica, ha sido utilizado el valor mediano (Mdφ). La posición y las distancias relativas de los componentes log-normales individuales, son parámetros muy útiles para estudiar las variaciones de cada componente granulométrico (moda) con la distancia, y entonces comprender los procesos que ocurren a lo largo del transporte.

5.2. Métodos de análisis de la forma

Para cuantificar la forma de los clastos, se utilizaron en este trabajo dos técnicas diferentes que se basan en el análisis de los perímetros de las partículas en dos dimensiones: 1) análisis de Fourier o análisis armónico (AF) y 2) geometría fractal (GF).

5.2.1. Análisis de Fourier (AF)

El método fue desarrollado en los años 70 (Schwarcz y Shane, 1969; Ehrlich y Weinberg, 1970) y permite cuantificar de manera muy precisa la forma de las partículas a diferentes escalas. Consiste esencialmente en desarrollar el perímetro de una partícula en sección con respecto a las coordenadas polares, y en tratar la firma geométrica de la forma de onda (GSW, *Geometric Signature Waveform*) que se obtiene como una onda periódica cualquiera (ver Figura 5.2). Una función de

este tipo puede ser descompuesta por medio del análisis de Fourier. De los resultados proporcionados por la descomposición, amplitud y fase de la onda de cada armónica, la primera es la que se utiliza en este método. De esta manera se puede imaginar que la forma de un objeto está constituida por un *continuum* de componentes que intervienen a diferentes escalas. Cada una de las amplitudes de las diferentes armónicas está relacionada con una componente de forma diferente. Las armónicas de orden más bajo, se relacionan con las formas básicas (forma general) y las de orden más alto, con las apreciables a una escala más pequeña (redondez). La descomposición es reversible, esto es, volviendo a sumar todas las armónicas obtenidas al descomponer la GSW, mediante el análisis de Fourier (trasformada inversa) se obtiene nuevamente la firma espectral original.

El análisis se realizó a partir de una imagen bidimensional de las partículas, en posición de descanso (superficie de máxima proyección). Se analizaron entre 80 y 120 partículas de cada muestra. Para efectuar este estudio se eligió la clase granulométrica -3 ϕ (8 mm), dado que representa una buena proporción entre un tamaño todavía grande y una cantidad suficientemente elevada de clastos. Las imágenes se transformaron en una forma binaria mediante procesamiento de imágenes. El programa de análisis (Image Pro Plus de Media Cybernetics Inc.) reconoce el perímetro de cada partícula por medio de un algoritmo de detección del borde (*edge detection*) y efectuando un cambio de variable, lo cual desarrolla con respecto a las coordenadas polares. La GSW obtenida se descompone por medio del análisis de Fourier en 64 armónicas. De cada armónica elemental, el programa proporciona los coeficientes a_n y b_n a partir de los cuales se puede calcular la amplitud. En el párrafo siguiente se describe cómo se obtienen los parámetros morfológicos, a partir de la amplitud de las armónicas.

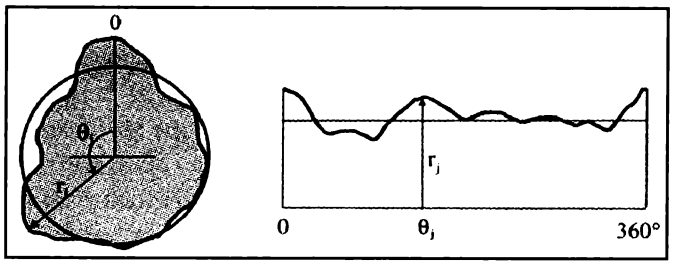


Fig. 5.2. Ejemplo de desarrollo de la firma geométrica de la forma de onda (GSW) del perímetro de una partícula.

Parámetros de forma obtenidos mediante el análisis de Fourier

A partir de la amplitud de las armónicas, se pueden construir parámetros morfológicos sensibles a los diferentes componentes de la forma. De los parámetros que se pueden obtener por medio del análisis de Fourier, han sido utilizados unos coeficientes morfológicos inéditos, de banda estrecha (MC_2, MC_{2-8}, MC_{3-8}, MC_{30-34}) y obtenidos seleccionando armónicas particulares o grupos pequeños de armónicas (con amplitudes normalizadas) sensibles a diferentes componentes de la forma.

En la Tabla 5.1, se resumen las relaciones entre las variaciones de los parámetros morfológicos y las de las irregularidades. A continuación se sintetizan las relaciones entre los parámetros morfológicos utilizados y los parámetros clásicos de forma que se emplean para describir la redondez (Muller, 1967).

Tabla 5.1

Cuadro sinóptico de las relaciones entre los parámetros morfológicos AF y los patrones de las irregularidades correspondientes. ↑ representa crecimiento, ↓ representa disminución

Parámetro FA	Clase de irregularidad	Patrón parámetro	Patrón irregularidad
MC_2	Elipticidad	↑	↑
MC_{2-8}	Irr. gruesas	↑	↑
MC_{3-8}	Irr. gruesas	↑	↑
MC_{30-34}	Irr. finas	↑	↑

El parámetro morfológico MC_2 está relacionado con la elipticidad. Siendo la armónica número 2 una forma perfectamente elíptica, entre más alto sea el valor de MC_2, mayor resultará el alargamiento de las partículas.

El parámetro morfológico MC_{2-8}, está relacionado con la elipticidad y con las irregularidades básicas de las partículas.

El parámetro morfológico MC_{3-8}, está relacionado con las irregularidades básicas de las partículas, que permite discriminar con facilidad entre partículas pertenecientes a las clases, desde *bien redondeado* hasta *sub-anguloso*. Entre más grande sea el valor de MC_{3-8}, mayores serán las irregularidades a la macro escala (forma general).

El parámetro morfológico MC_{30-34}, está relacionado con las variaciones finas de la forma, y permite discriminar muy bien entre las clases desde *anguloso* hasta *redondeado*. Con este parámetro, no se observan diferencias entre las partículas pertenecientes a

las clases *redondeado* y *bien redondeado* (Muller, 1967). Entre más alto sea el valor de $MC_{30\text{-}34}$, mayores serán las irregularidades a la micro escala (redondez).

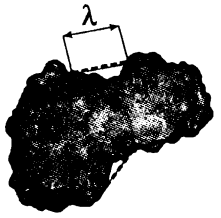
5.2.2. Geometría fractal (GF)

En los 80's, Mandelbrot sintetizó una nueva disciplina de la matemática: la geometría fractal, que ha encontrado muchas aplicaciones en varios campos de estudio relacionados con formas irregulares (Mandelbrot, 1977). La geometría fractal se basa en el concepto de que una línea irregular, como el perímetro de una partícula, está caracterizada por una dimensión topológica fraccionaria comprendida entre 1 y 2, en contraste con la geometría euclidiana, en la cual los objetos geométricos (puntos, líneas y superficies) pueden tener solamente una dimensión topológica entera. La aplicación de la geometría fractal, es muy útil para caracterizar de manera precisa el perímetro de partículas fuertemente irregulares y con profundas muescas, como ocurre en muchas partículas volcánicas (Orford y Whalley, 1983; Kennedy y lin, 1991; Carey *et al.*, 2000).

El perímetro irregular de un rasgo, se puede aproximar por medio de un polígono formado por (n) lados de dimensión constante (λ). Si se disminuye la dimensión del lado del polígono (λ), se obtendrán longitudes del perímetro (P_λ) progresivamente más grandes (método del calibre). Construyendo una gráfica cuya abscisa representa el logaritmo base 10 de la longitud del perímetro ($P\lambda$) y la ordenada del logaritmo base 10 de la longitud del lado del polígono (λ), se obtiene un diagrama (log P – log S) llamado de Richardson. En este diagrama la pendiente de las curvas obtenidas se relaciona con la *dimensión fractal* (D) del perímetro analizado.

Para un polígono de (n) lados se tiene la relación:

$$P_\lambda = n \cdot \lambda \qquad (1)$$



Mandelbrot (1977) demostró que:

$$P_\lambda = k \cdot \lambda^{(1-D)} \qquad (2)$$

Donde (k) es una constante, (λ) la longitud del lado del polígono, (1-D) el exponente que corresponde a la pendiente (m) de la curva obtenida en el diagrama de Richardson y (D) la *dimensión fractal.*

$$D = 1 - m \qquad (3)$$

La *dimensión fractal* (D), cuantifica el grado de irregularidad de un perfil. El campo de valores que puede asumir una línea irregular está comprendido entre 1 y 2. Entre más alto sea el valor de (D), más elevada será la irregularidad característica.

Los objetos que son puramente fractales están caracterizados por curvas con una sola pendiente en el diagrama de Richardson (formas autosímiles). En el caso de las partículas naturales, se ha comprobado que la mayoría tiene curvas formadas por varios tramos con pendientes diferentes y por lo tanto, con una dimensión fractal también diferente (formas multifractales). A partir de esta observación Kaye (1978), definió dos elementos fractales que casi siempre están presentes en los perfiles de las partículas naturales: *dimensión fractal textural* (D_1) y *dimensión fractal estructural* (D_2).

Tabla 5.2

Cuadro sinóptico de las relaciones entre las dimensiones fractales y los patrones de las irregularidades correspondientes. ↑ Representa crecimiento, ↓ representa disminución.

Dimensión fractal	Clase de irregularidad	Patrón parámetro	Patrón irregularidad
D_T	Irr. gruesas	↑	↑
D_1	Irr. finas	↑	↑
D_2	Irr. gruesas	↑	↑

En este trabajo se utilizaron tres dimensiones fractales diferentes, como parámetros de forma: la dimensión fractal textural (D_1), se obtiene con la interpolación lineal del tramo de gráfica correspondiente a las longitudes más cortas del lado del polígono (λ), y está relacionada con las irregularidades a una escala más pequeña; la dimensión fractal estructural (D_2), se obtiene con la interpolación lineal del tramo correspondiente a longitudes más grandes del lado del polígono (λ), y proporciona información sobre las irregularidades a escala macroscópica. La dimensión fractal total (D_T), se obtiene efectuando una interpolación lineal de todos los puntos del diagrama de Richardson y es intermedia entre D_1 y D_2.

En las pruebas efectuadas para calibrar el método, utilizando los perfiles de comparación de Russel, Taylor y Pettijohn (Muller, 1967) y de Power (1953), la dimensión fractal total (DT) resultó estar relacionada principalmente con las irregularidades intermedias y

macroscópicas de las partículas, e inclusive proporcionó mejores coeficientes de correlación con respecto a D1 y D2.

De la misma forma que con el análisis de Fourier arriba descrito, este análisis se realizó a partir de una imagen bidimensional de las partículas en posición de descanso (superficie de máxima proyección). Se analizaron entre 80 y 120 partículas de cada muestra pertenecientes a la clase granulométrica -3 Phi (8 mm). Las imágenes fueron transformadas en una forma binaria mediante el procesamiento de imágenes. El programa de análisis (Image Pro Plus de Media Cybernetics Inc.) reconoce el perímetro de cada partícula por medio de un algoritmo de detección del borde (*edge detection*); un módulo morfológico específicamente creado para este fin, realiza el muestreo del perímetro utilizando el método del Calibre (*Caliper method*) y proporciona los datos necesarios ($\log_{10} \lambda$ y $\log_{10} P$), para construir el diagrama de Richardson de cada partícula analizada. Las curvas en el diagrama de Richardson deben ser subdivididas en dos tramos correspondientes a D_1 y D_2. A simple vista la operación es difícil de efectuar, dado que en muchos casos no existe un punto definido en donde ocurre el cambio de pendiente, además de que se trabaja con cientos de partículas, lo que resulta ser una operación muy larga y tediosa. Por esta razón, se realizó un programa (PARTFRACT 0.6) que permite determinar de manera automática y precisa los tramos correspondientes a las componentes textural y estructural de la curva. El programa utiliza un algoritmo genético de optimización llamado "*differential evolution*" desarrollado por Storn y Price (1997a, 1997b). Este programa efectúa una operación de ajuste óptimo (*best fit*) entre la curva observada y dos tramos de recta, utilizando el método de los mínimos cuadrados. El procedimiento se repite decenas de miles de veces (~20000 veces), variando progresivamente el punto en donde cambia la pendiente. Al final, se considera como más representativa la pareja de rectas (entre las aproximadamente 20.000 probadas), que tiene el valor de chi cuadrado (χ^2) más bajo.

6. Resultados

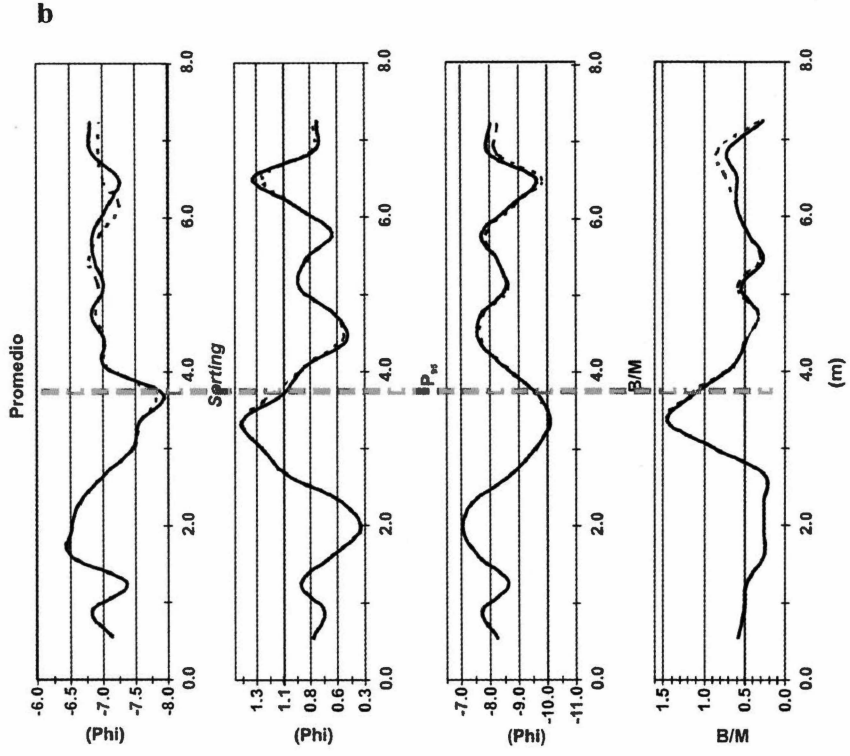
6.1. Déposito de FBC

6.1.1. Resultados obtenidos mediante el método (IR)

El método se aplicó a aquellas partes del depósito en donde se tenía exposición suficiente, de este modo, los patrones observados en los tres primeros afloramientos indican claramente que el depósito estudiado está constituido, por lo menos, por dos unidades deposicionales distintas y que el último afloramiento encontrado (ColSA5) no es primario y debe haber sufrido algún tipo de removilización (pocos cientos de metros). Por esta razón, los tres primeros afloramientos han sido subdivididos en una unidad superior (Us) y una unidad inferior (Ui). ColSA5 está constituido por una sola unidad, aunque se observan indicios de diferentes pulsos. Los resultados se presentan en las Figuras 6.1-6.4 y son descritos de manera resumida en las Tablas 6.1-6.4 de las siguientes páginas.

Simbología de las figuras 6.1-6.4 y Tablas 6.1-6.4.

(Us)	Unidad superior
(Uv))	Unidad inferior
(L_p)	Longitud promedio de las intersecciones >64 mm (≡ Diámetro)
(S_L)	Clasificación de los bloques
(L_{95})	95° percentil
B/M	Proporción entre clastos gruesos (D>64mm) y matriz (D<64mm)
Esp.	Espesor en metros de las unidades



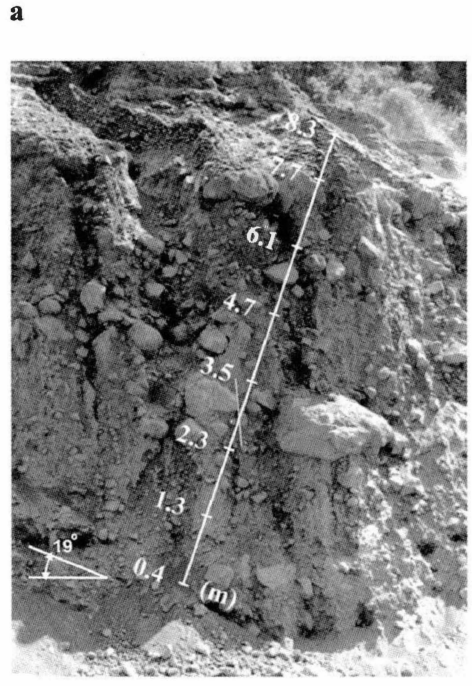
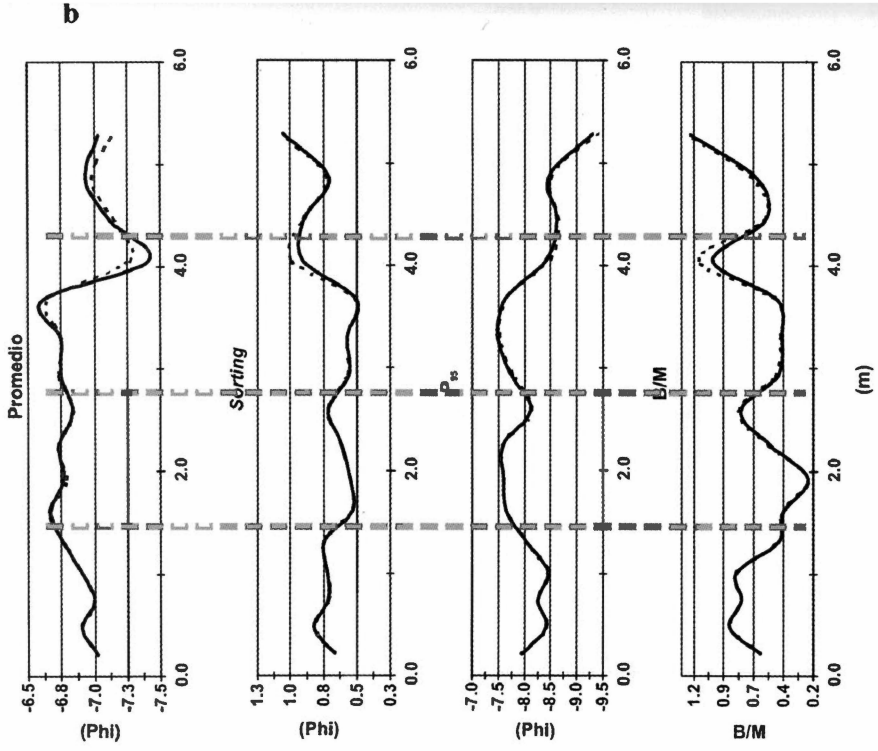


Figura 6.1. Perfil granulométrico vertical del afloramiento ColSA1. Los parámetros Lp, (longitud promedio de las intersecciones) S_L, (clasificación de los bloques) P_{95} (95° percentil de las intersecciones) y B/M (razón bloques/ matriz), han sido calculados utilizando el método de las intersecciones de Rosiwal y son los mismos que en las figuras siguientes. La línea discontinua negra, se refiere al dato corregido por la perspectiva. La escala blanca sobrepuesta al afloramiento, tiene en cuenta la deformación de la perspectiva. El ángulo se refiere a la pendiente de la superficie de deslizamiento, con respecto al plano horizontal.

ColSA1	Esp.	L_p	S_L	P_{95}	B/M	Notas
Us	4.2 m	No se observan variaciones significativas del tamaño de los bloques. La dimensión se mantiene aproximadamente constante (tamaño de *bloque fino*).	Varia fluctuando con un mínimo principal a 4.5 m y un máximo principal a 6.5 m. patrón que, en promedio, sugiere un crecimiento hacia el techo. (alcanza 1.3 Phi).	Los bloques más grandes, varían desde un tamaño de *bloque fino* a *bloque mediano*. Presencia de una gradación inversa burda.	Disminuye rápidamente en los primeros 50 cm de este horizonte. Sucesivamente la proporción se mantiene constante con una cantidad de matriz siempre más grande que la cantidad de clastos gruesos.	Fig. 6.1
Us	3.8 m	Se observan dos picos: uno casi en la base (*bloque fino*) y otro en el techo del horizonte (*bloque fino*) Se puede reconocer una gradación inversa desde 1.1 m hasta 3.7 m.	Aparece un mínimo a una altura de 2m y dos picos a circa 1 m y 3.3 m. El patrón sugiere la presencia de una gradación burda, con valores más elevados hacia el techo (hasta 1.4 Phi).	Se observan dos picos, uno casi en correspondencia con la base (*bloque mediano*) y otro en el techo del horizonte (*bloque grueso*). Se reconoce una gradación inversa, evidente a partir de 2 hasta 3.5 m.	La proporción entre clastos gruesos y matriz, se mantiene constante hasta 2.7 m; después se observa un incremento repentino y considerable (hasta ~ 1.5).	Fig. 6.1



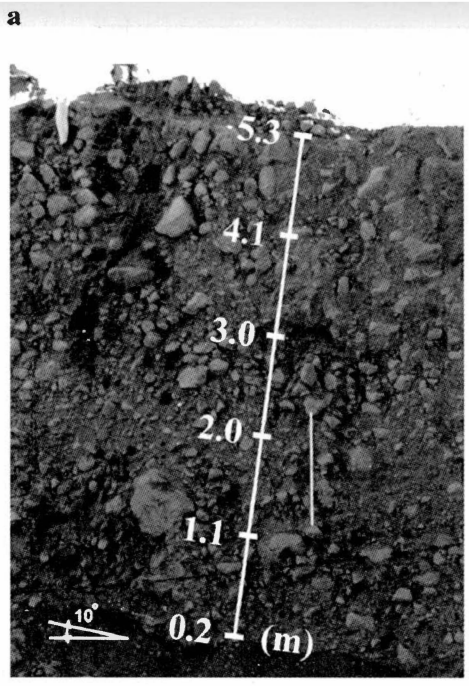


Figura 6.4. Perfil granulométrico vertical del afloramiento ColSA5.

ColSA5 Esp.	L_p	S_L	P_{95}	B/M	Notas
5.0 m	Disminución casi continua del tamaño de los bloques, desde la base (bloque fino) hasta ~3.5 m de altura (bloque muy fino). Más arriba se observa una inversión del patrón con un pico a 4 m de altura que disminuye nuevamente hacia el techo, quedando todavía en la misma clase granulométrica (bloque fino). Se percibe una gradación directa débil.	Se observan variaciones débiles (tres picos a ~ 0.8 phi) del valor de la clasificación hasta ~ 3.5 m de altura. Casi en el techo, a 4 m y 5.3 m de altura se observan dos picos un poco más pronunciados (1 Phi).	Se observan 4 picos del tamaño de los bloques más grandes con el más pronunciado cerca del techo (*bloque mediano*). Entre un pico y otro (*bloque mediano*) se observa un patrón recurrente con una gradación simétrica (de normal a inversa) con el mínimo (*bloque fino*) casi a la mitad del espesor.	La proporción entre clastos gruesos y matriz amplifica el patrón observado por el parámetro P_{95} con gradaciones simétricas (de normal a inversa) entre un pico y otro. Los picos más pronunciados con cantidad de bloques mayores de la cantidad de matriz (1 – 1.2) se observan arriba de 4 m de altura.	Fig. 6.4

6.1.2. Resultados obtenidos mediante el método (GT)

Los datos se presentan en forma de variaciones longitudinales y verticales (solamente en el caso del afloramiento ColSA3). Los datos granulométricos completos se pueden encontrar en el apéndice XII. Conjuntamente con las gráficas, se reporta una descripción sintética de los patrones observados. Como se hizo anteriormente, el depósito ha sido subdividido en una unidad superior (Us) y otra unidad inferior (Ui). En ColSA5, el depósito se consideró como una sola unidad. Los resultados se presentan en las Figuras 6.5-6.9, y se describen en las Tablas 6.5 y 6.9.

Simbología de las Figuras 6.5-6.9 así como de la Tabla 6.5-6.9.

(DGT)	Distribución granulométrica total
(Ust)	Techo de la unidad superior
(Usb)	Base de la unidad superior
(Uib)	Base de la unidad inferior
(D_p)	Tamaño promedio de los clastos en la DGT
(P_{95})	95° percentil en la DGT
(P_{5})	5° percentil en la DGT
($\sigma\varphi$)	Clasificación en la DGT
($M_{\%}$)	% de partículas de tamaño <2mm (matriz)
($L_{\%}$)	% de partículas de tamaño $4\mu m < D < 31\mu m$ (limo)
(V.I.)	Variabilidad interna determinada en ColSA4 (análisis de 6 muestras)
(Md L.1)	Mediana de la lognormal relacionada con la componente gruesa (bloques) de la DGT.
(Md L.2)	Mediana de la lognormal relacionada con la componente intermedia (lapilli) de la DGT.
(Md L.3)	Mediana de la lognormal relacionada con la componente fina (ceniza) de la DGT.

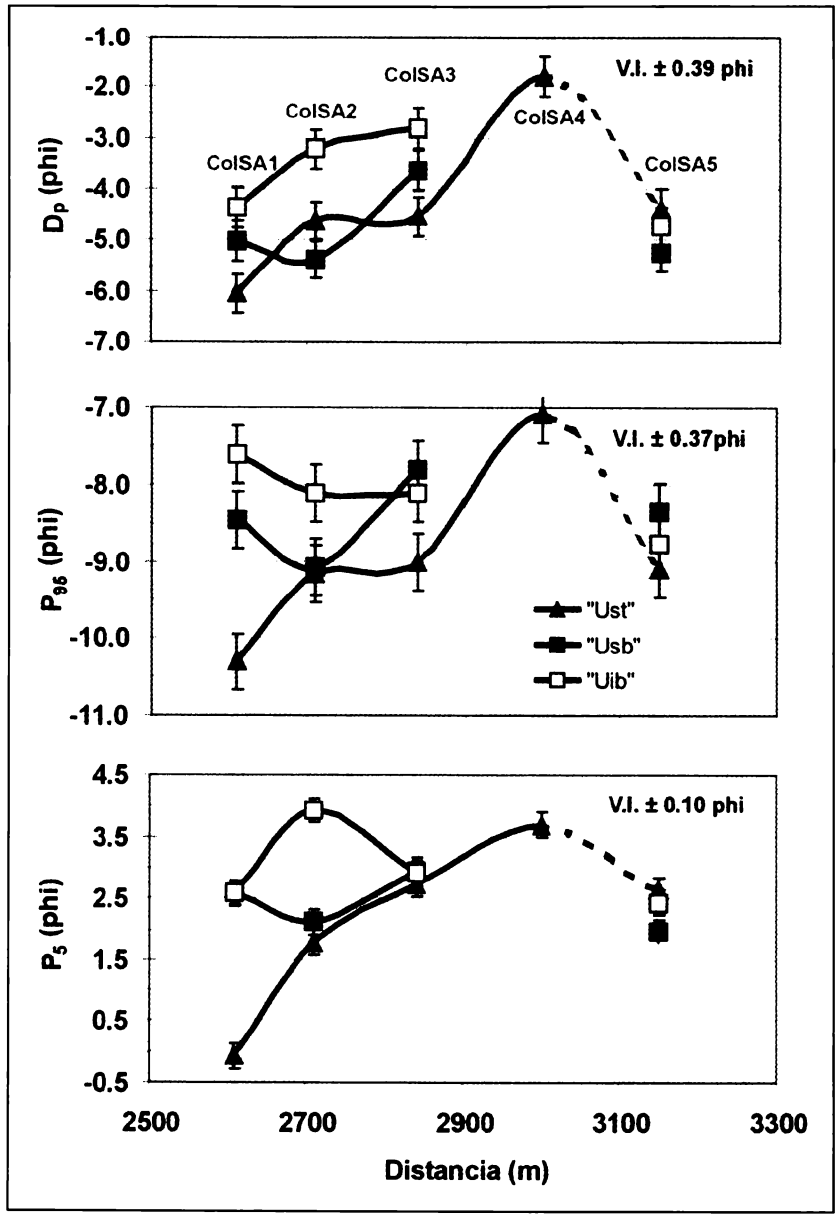


Figura 6.5. Depósito de FBC: Variaciones longitudinales al crecer de la distancia del cráter de los parámetros estadísticos D_p P_{95} y P_5 determinados, utilizando el método de la granulometría total (GT). V.I. correspondiente a la incertidumbre de la medida (barras de error).

Tabla 6.5	Descripción
D_p	**Techo (Ust):** entre los afloramientos ColSA1 y ColSA4, se observa una disminución importante del tamaño promedio de las partículas (abarca 4 unidades de phi, de bloque muy fino a lapillo fino). **Base (Usb):** el tamaño promedio de las partículas (lapillo muy grueso) después de un ligero incremento entre los afloramientos ColSA1 y ColSA2 vuelve a disminuir (a lapillo mediano). **Base (Uib):** el tamaño promedio de las partículas (lapillo grueso) disminuye de manera progresiva (a lapillo fino). En **ColSA5** (depósito secundario), el tamaño promedio de las partículas varía poco en todos los niveles (lapillo grueso a lapillo muy grueso).
P_{95}	**Techo (Ust):** el tamaño de los clastos más gruesos (bloque grueso) disminuye rápidamente entre los afloramientos ColSA1 y ColSA2, se mantiene constante en ColSA3 y vuelve a disminuir (bloque fino) en ColSA4. **Base (Usb):** el tamaño de los clastos más grandes (bloque mediano) se incrementa media unidad de phi en ColSA2 y vuelve a disminuir (bloque fino) en ColSA3. **Base (Uib):** el tamaño de los clastos más grandes (bloque fino) crece (a bloque mediano) y se mantiene constante.
P_5	**Techo (Ust):** entre los afloramientos ColSA1 y ColSA4 se observa una disminución importante del tamaño de las partículas finas (lapillo muy fino a ceniza mediana). **Base (Usb):** Después de un ligero incremento entre los afloramientos ColSA1 y ColSA2, el tamaño de las partículas finas (ceniza gruesa) vuelve a disminuir (ceniza mediana). **Base (Uib):** el tamaño de las partículas finas (ceniza gruesa) disminuye rápidamente entre ColSA1 y ColSA2. Entre ColSA2 y ColSA3, disminuye casi imperceptiblemente (ceniza mediana). En **ColSA5**, el tamaño de las partículas finas es parecido en todos los niveles (ceniza gruesa).

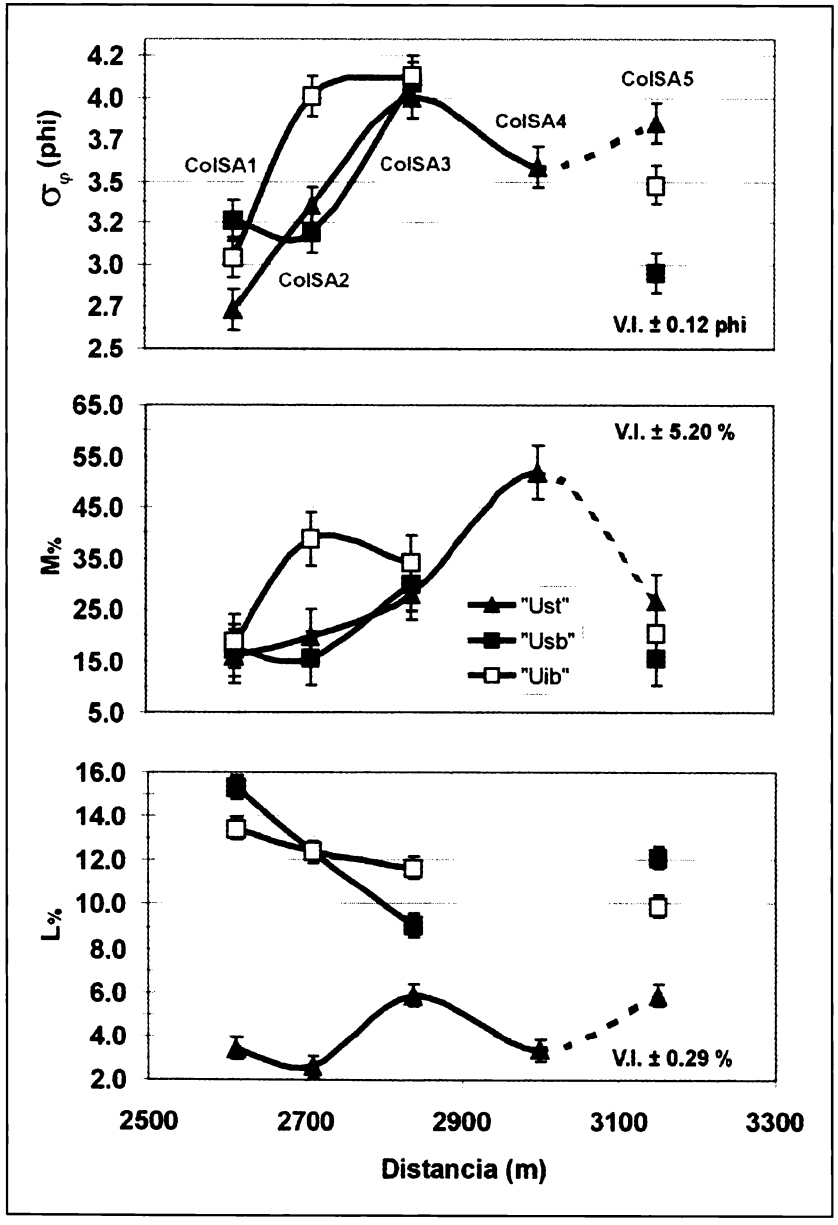


Figura 6.6. Depósito de FBC: Variaciones longitudinales al crecer de la distancia del cráter de los parámetros estadístico σ_φ, $M_{\%}$ y $L_{\%}$ determinados, utilizando el método de la granulometría total (GT). V.I., correspondiente a la incertidumbre de la medida.

Tabla 6.6	Descripción
σ_φ	**Techo (Ust):** crece linealmente entre ColSA1 y ColSA3 disminuye nuevamente en ColSA4 (se mantiene en la clase de *pobremente clasificado*). **Base (Usb):** entre ColSA1 y ColSA2 se mantiene casi constante (*pobremente clasificado*) y crece rápidamente en ColSA3 (a *muy pobremente clasificado*). **Base (Uib):** crece rápidamente entre ColSA1 y ColSA2 (de *pobremente clasificado* a *muy pobremente clasificado*) y se mantiene casi constante en ColSA3. En **ColSA5**, peor en la parte alta del afloramiento que en la parte central y baja (todas las muestras corresponden a la clase de *pobremente clasificado*).
$M_{\%}$	**Techo (Ust):** entre los afloramientos ColSA1 y ColSA4, se observa un incremento importante (de ~15% a ~55%). **Base (Usb):** se mantiene casi constante entre ColSA1 y ColSA2 y crece hasta ~30% en ColSA3, con un patrón que se parece a aquél observado en el techo de la misma unidad. **Base (Uib):** sigue un patrón distinto, crece rápidamente entre ColSA1 y ColSA2 (de ~15% a ~40%) y vuelve a disminuir ligeramente en ColSA3 (~35%). En **ColSA5** no varía significativamente entre los diferentes niveles (de ~15% a ~25%).
$L_{\%}$	**Techo (Ust):** en un principio disminuye (de ~3% a ~2%) y vuelve a aumentar progresivamente entre ColSA2 y ColSA4 (hasta ~6%). En la parte alta del afloramiento ColSA5 el valor es casi igual que en la (Ust) de ColSA4. **Base (Usb):** inicialmente muy elevado, va disminuyendo linealmente (de ~15% a ~9%). **Base (Uib):** inicialmente elevado, disminuye linealmente (de ~13.5% a ~12%) con una pendiente menor con respecto a Usb. En **ColSA5**, parte central y baja del afloramiento, los valores son bastante elevados (respectivamente ~10% y ~12%).

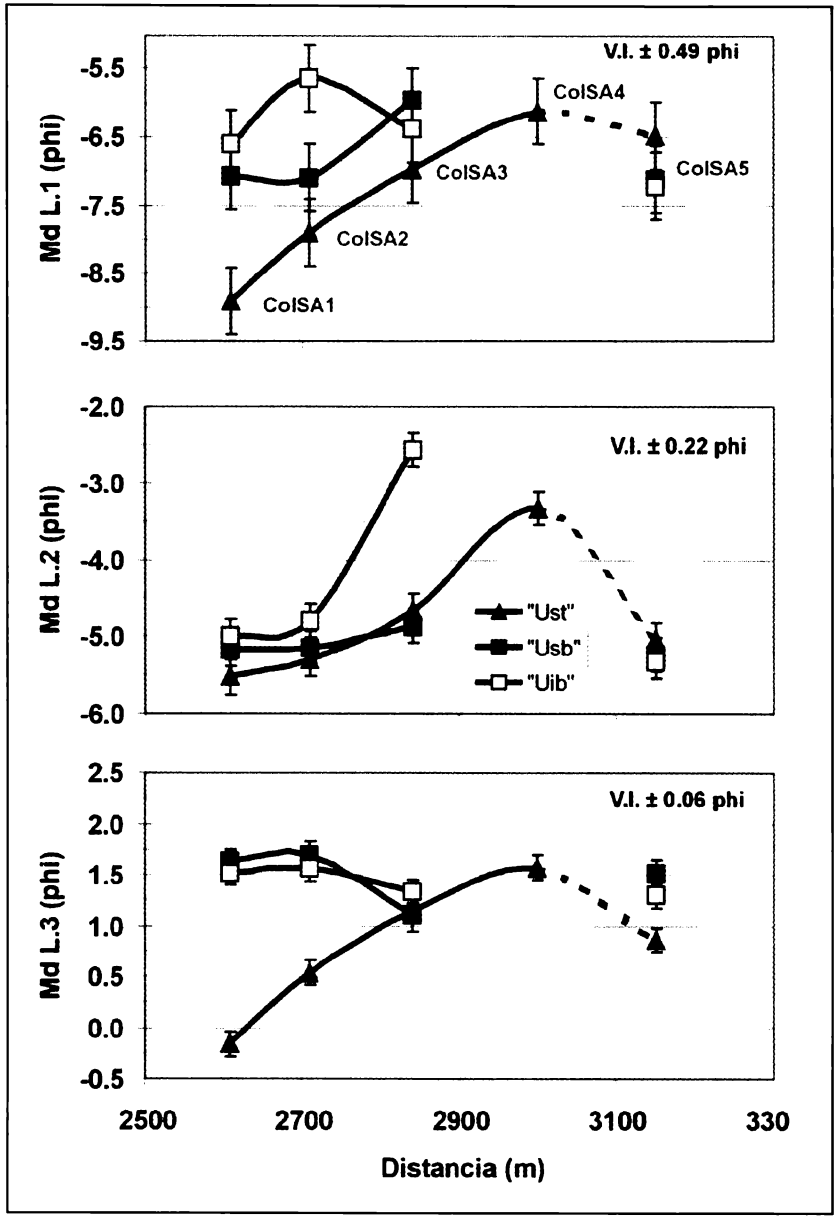


Figura 6.7. Depósito de FBC: Variaciones longitudinales, al crecer de la distancia del cráter de las lognormales que componen cada DGT. Md L.1 es la mediana de la lognormal que corresponde a los clastos gruesos, Md L.2 corresponde a los clastos intermedios y Md L.3 corresponde a los clastos finos. V.I. corresponde a la incertidumbre de la medida.

Tabla 6.7	Descripción
Md L.1 (Bloques)	**Techo (Ust):** su tamaño disminuye progresivamente (de ~3 unidades de phi) entre ColSA1 y ColSA4 (de bloque mediano a muy fino). **Base (Usb):** entre ColSA1 y ColSA2 su tamaño se mantiene prácticamente constante y disminuye en ColSA3 (de bloque fino a muy fino). **Base (Uib):** disminuye de ~1 phi entre ColSA1 y ColSA2 (de bloque muy fino a lapillo muy grueso) y regresa prácticamente al valor inicial en ColSA3. En **ColSA5** las dos bases tienen un valor prácticamente idéntico al tamaño de los clastos gruesos (lapillo muy grueso), en el techo el tamaño es más grande (bloque muy fino).
Md L.2 (Lapilli)	**Techo (Ust):** disminuye exponencialmente (de lapillo muy grueso a mediano). **Base (Usb):** se mantiene prácticamente constante entre ColSA1 y ColSA2 (lapillo muy grueso) y disminuye de manera apenas perceptible en ColSA3 (a lapillo grueso). **Base (Uib):** Entre ColSA1 y ColSA2 la disminución del tamaño es apenas perceptible (lapillo grueso), en ColSA3 disminuye rápidamente de más de 2 phi (a lapillo fino). En **ColSA5** los valores de los clastos intermedios son casi idénticos (lapillo muy grueso) en todos los niveles, siendo ligeramente más finos en el techo.
Md L.3 (Ceniza)	**Techo (Ust):** el patrón crece progresivamente de ColSA1 a ColSA4. (de ceniza muy gruesa a ceniza gruesa). **Base (Usb):** disminuye imperceptiblemente de ColSA1 a ColSA2 e incrementa de ~0.5 phi en ColSA3 manteniéndose en la clase de la ceniza gruesa. **Base (Uib):** El patrón y el tamaño (ceniza gruesa) son parecidos a Ust. En el techo de **ColSA5**, las partículas son más gruesas (ceniza muy gruesa) que en las bases (ceniza gruesa).

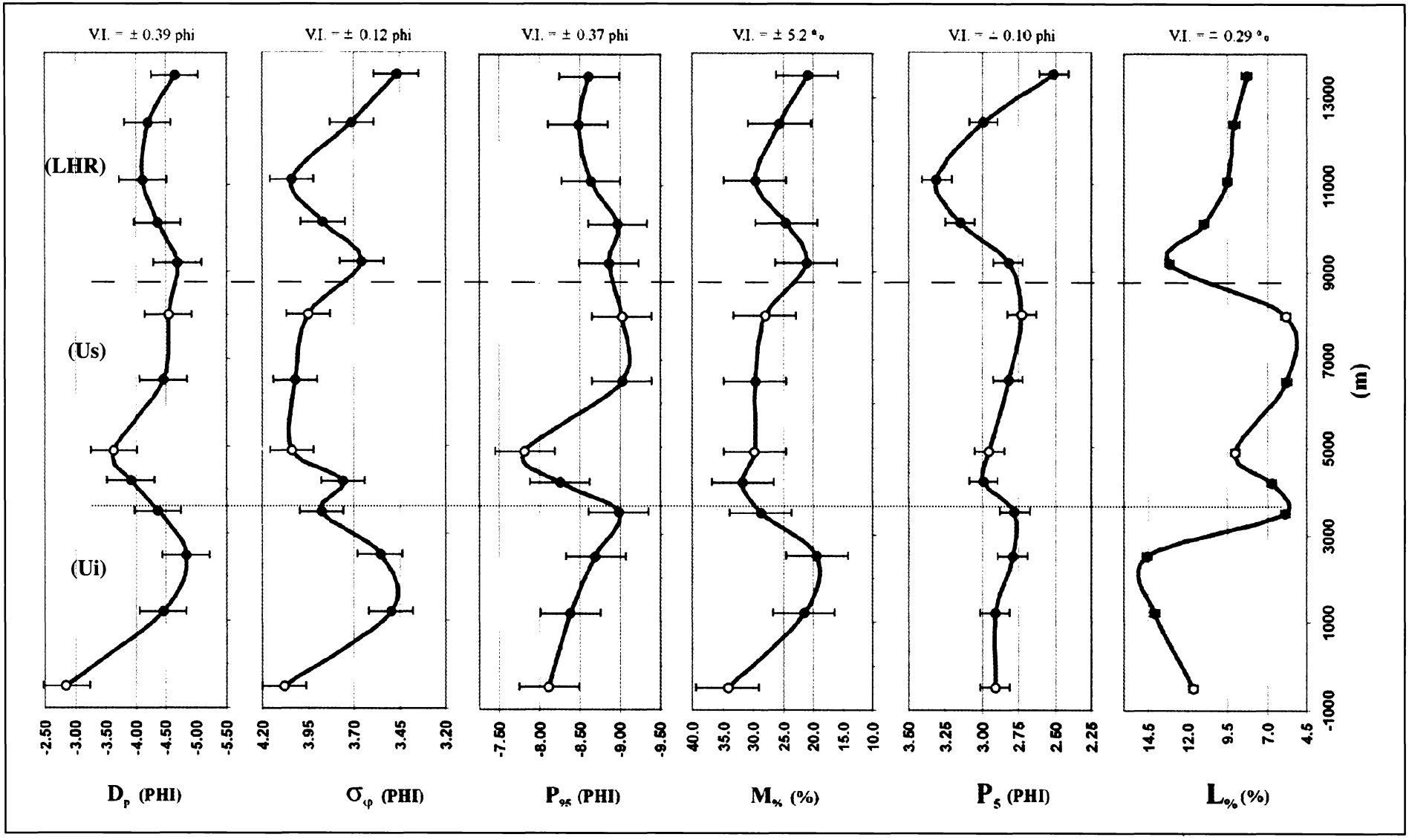


Figura 6.8. Perfil granulométrico vertical realizado en el afloramiento ColSA3, por medio del método de la granulometría total (GT) aplicado a muestras colectadas en una pared vertical mediante técnicas de rapel. LHR (lahar), Us (unidad superior), Ui (unidad inferior), D_p (diámetro promedio), σ_φ (clasificación), P_{95} (95° percentil), $M_{\%}$ (porcentaje de matriz), P_5 (5° percentil), $L_{\%}$ (porcentaje de limo). V.I. corresponde a la incertidumbre de la medida (barras de error). Los puntos blancos corresponden a las muestras de este afloramiento utilizadas para representar las variaciones longitudinales. La línea de trazo discontinuo corresponde al techo de Us, la línea de puntos al techo de Ui.

Tabla 6.8. Descripción de los patrones de los parámetros granulométricos observados en el perfil vertical del afloramiento ColSA3 y representado en Figura 6.8.

Parámetro	Descripción
D_p	**Us:** D_p disminuye gradualmente de la base (~3.5 m) hasta 5 m de altura (lapillo mediano) y vuelve a crecer (débil gradación inversa) hacia el techo (lapillo grueso) que se ubica a ~8-9 m. **Ui:** el diámetro promedio de los clastos calculado por la DGT, evidencia la presencia de una gradación inversa de la base hasta aproximadamente 3-3.5 m (de lapillo fino a muy grueso).
$\sigma\varphi$	**Us:** arriba de 3.5 m, se observa un mínimo de la clasificación (pobremente clasificado) en la base; en las demás muestras, la clasificación (muy pobremente clasificado) no muestra patrones confiables. **Ui:** varía de muy pobremente clasificado en la base, a pobremente clasificado a ~ 2m. Vuelve a empeorar nuevamente hacia 3-3.5 m de la base (permanece en la clase de pobremente clasificado).
P_{95}	**Us:** después de una disminución del tamaño de los clastos mayores de la DGT (de bloque mediano a bloque fino) de la base hasta 5 m el tamaño vuelve a crecer (gradación inversa burda) hacia el techo (bloque mediano). **Ui:** gradación inversa de los clastos gruesos (bloque mediano) de la base hacia el techo (~3.5 m).
$M_{\%}$	**Us:** No se observan variaciones significativas (~30%). **Ui:** se observa un patrón parecido a aquél observado por D_p y $\sigma\varphi$, en la misma unidad. Ocurre un máximo en la base (34%) disminuye hasta ~ 2 m (19.5%) y vuelve a crecer hasta ~ 3.5-4 m (31.8%).
P_5	**Us**: se observa una gradación inversa clara de los clastos finos (tamaño ceniza mediana) de la base al techo (~8.5 m). **Ui:** Se observa una débil gradación inversa de los clastos finos (tamaño ceniza mediana) de la base al techo (~3.5-4 m).
$L_{\%}$	**Us:** El porcentaje de limo es mucho más bajo en esta unidad. Apenas arriba de la base el valor es máximo (9.1%) y disminuye hacia el techo (5.8%). **Ui:** El porcentaje es muy alto (> 12%) a dos terceras partes del espesor desde la base. Se observa un incremento desde la base hasta ~2-2.5 m (alcanza 14.5%). En el techo de la unidad, el porcentaje baja drásticamente (5.8%).

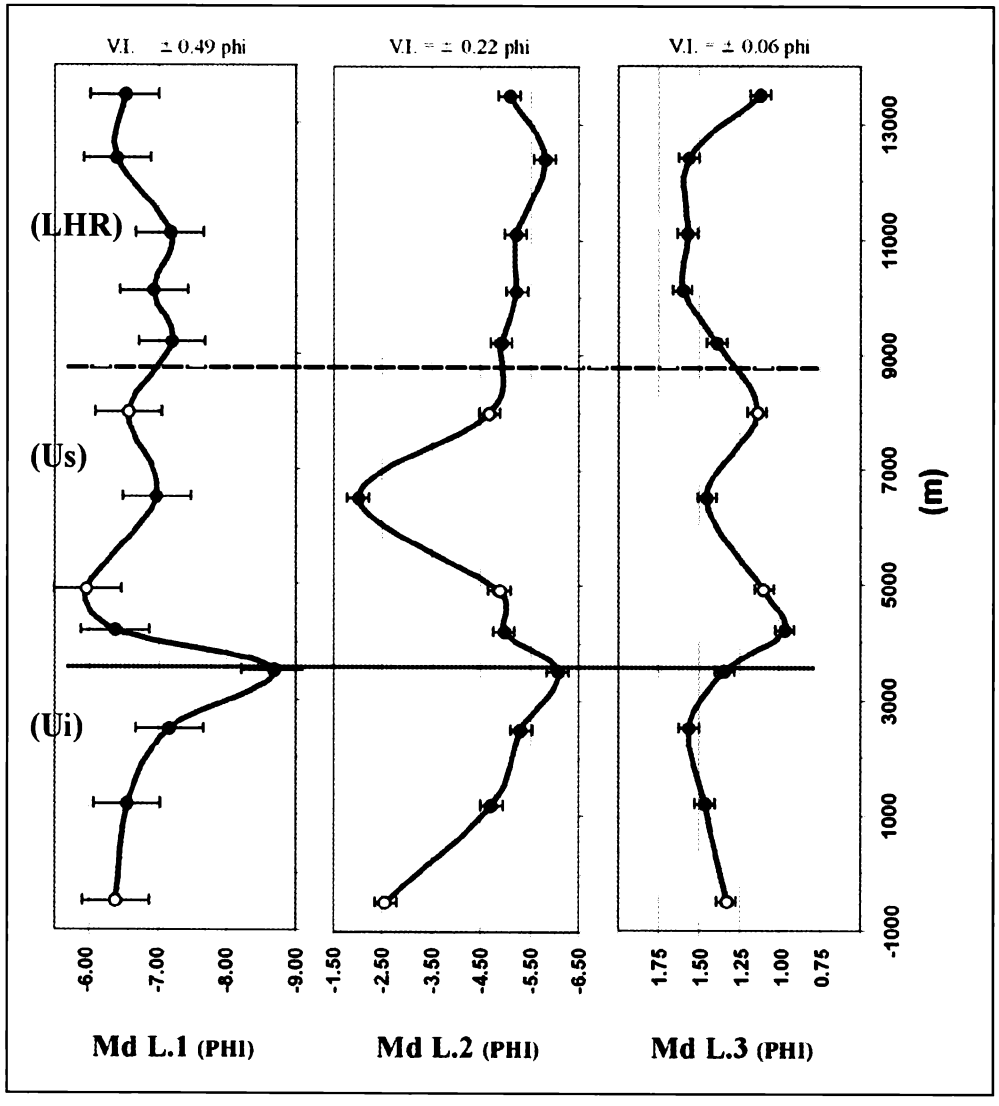


Tabla 6.9	Descripción
Md L.1 (Bloques)	**Us:** La variación del tamaño de los clastos gruesos (bloque fino) no muestra un patrón confiable. **Ui:** El patrón de los clastos gruesos evidencia una muy clara gradación inversa (bloque fino a mediano).
Md L.2 (Lapilli)	**Us:** Presencia de una gradación simétrica de los clastos de tamaño intermedio: directa hasta ~6 m (lapillo grueso a fino) e inversa hasta el techo (lapillo fino a grueso). **Ui:** gradación inversa evidente de los clastos de dimensión intermedia (lapillo fino a lapillo muy grueso).
Md L.3 (Ceniza)	**Us:** El patrón se parece un poco a cuanto se observa en la Ui, inicialmente disminuye (ceniza muy gruesa a gruesa) y vuelve a crecer en el techo (permanece todavía en la clase de ceniza gruesa). **Ui:** El tamaño de las partículas finas (ceniza gruesa) disminuye hasta ~2.5 m (dos terceras partes del espesor) y vuelve a crecer en el último metro (confrontar con el patrón del $L_{\%}$).

Figura 6.9. Perfil granulométrico vertical realizado en el afloramiento **ColSA3** por medio del método de granulometría total (GT) aplicado a muestras colectadas en pared, mediante técnicas de rapel. Us (unidad superior), Ui (unidad inferior), Md L.1 (mediana de la lognormal correspondiente a clastos gruesos), Md L.2 (mediana de la lognormal correspondiente a clastos intermedios), Md L.3 (mediana de la lognormal correspondiente a clastos finos). V.I. corresponde a la incertidumbre de la medida (barras de error). Los puntos blancos corresponden a las muestras de este afloramiento utilizadas para representar las variaciones longitudinales. La línea de trazo discontinuo corresponde al techo de Us, la línea de puntos al techo de Ui.

6.1.3. Resultados de los análisis morfológicos obtenidos por medio del análisis de Fourier (AF) y de la geometría fractal (GF).

Se seleccionaron seis coeficientes morfológicos que, por lo general, proporcionan datos complementarios uno del otro (ver apéndices IX y X). Los datos se presentan en forma de variaciones longitudinales. Los resultados se presentan en las Figuras 6.10-6.11 y son descritos de manera sintética en las Tablas 610-6.11 de las siguientes páginas.

Simbología de las Figuras 6.10-6.11 y Tablas 6.10-6.11.	
(Ust)	Techo de la unidad superior
(Usb)	Base de la unidad superior
(Uib)	Base de la unidad inferior
(D_T)	dimensión fractal total
(D_1)	dimensión fractal textural
(D_2)	dimensión fractal estructural
(MC_{3-8})	Coef. Morfológico de las armónicas 3-8 (irr. gruesas)
(MC_{30-34})	Coef. Morfológico de las armónicas 30-34 (irr. finas)
(MC_2)	Coef. Morfológico de la armónica 2 (elipticidad)
(V.I.)	Variabilidad interna determinada en ColSA4 (análisis de 6 muestras)

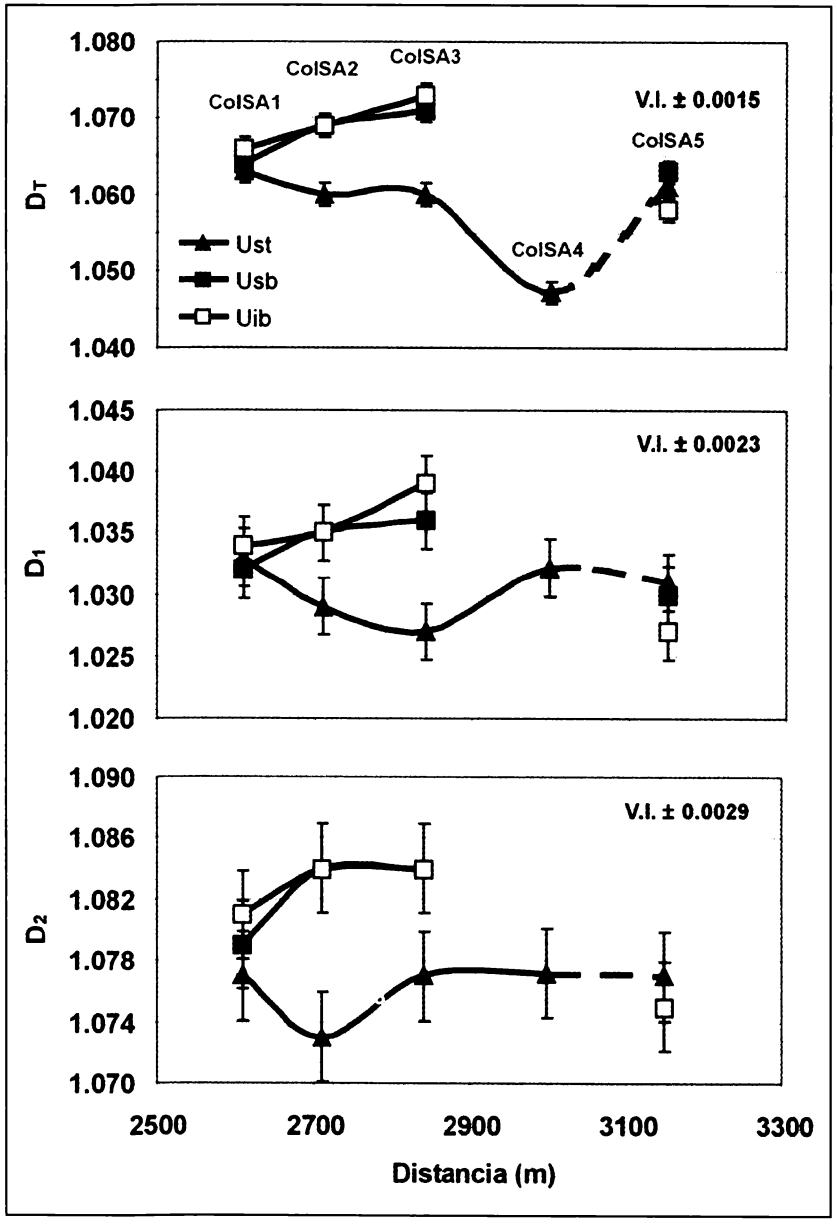


Figura 6.10. Deposito de FBC: variaciones morfométricas longitudinales de las dimensiones fractales D_T D_1 y D_2 obtenidas aplicando el método del calibre a partículas de la clase granulométrica -8 phi. V.I. corresponde a la incertidumbre de la medida (barras de error).

Tabla 6.10	Descripción
D_T	**Techo (Ust):** las partículas se vuelven progresivamente más regulares alejándose del área de origen. Se observa una disminución muy leve pero confiable entre los afloramientos ColSA1 y ColSA2. El valor se mantiene constante hasta ColSA3 y disminuye sensiblemente en ColSA4. **Base (Usb):** crece progresiva y significativamente; las partículas se vuelven más irregulares. **Base (Uib):** prácticamente idéntico que en (Usb). En **ColSA5** los valores en todos los niveles son comparables a aquéllos observados para (Ust) entre ColSA1 y ColSA3.
D_1	**Techo (Ust):** las irregularidades finas disminuyen constantemente (alisamiento de las partículas) entre ColSA1 y ColSA3. En ColSA4 vuelven a aumentar hasta el valor que tenían inicialmente en ColSA1. **Base (Usb):** crece entre ColSA1 y ColSA3 con un patrón convexo (crece rápidamente y después se mantiene casi constante). **Base (Uib):** entre ColSA1 y ColSA3 crece con un patrón cóncavo (crece despacio inicialmente y después exponencialmente). En **ColSA5** las partículas tienen valores bastante bajos (partículas alisadas), particularmente en la parte baja de Ui.
D_2	**Techo (Ust):** Disminuye entre ColSA1 y ColSA2, vuelve a subir a los mismos valores en ColSA3 y se mantiene prácticamente constante en los afloramientos sucesivos. **Base (Usb):** Se observa un incremento sensible entre ColSA1 y ColSA2 y se mantienen constante en ColSA3. **Base (Uib):** Patrón y valores casi idénticos que en la base (Usb). **Nota:** La variabilidad interna de este parámetro es un poco más elevada y las pequeñas variaciones observadas están en el límite de confiabilidad. En **ColSA5**, considerando la incertidumbre de los datos, no se observan variaciones significativas entre los diferentes niveles.

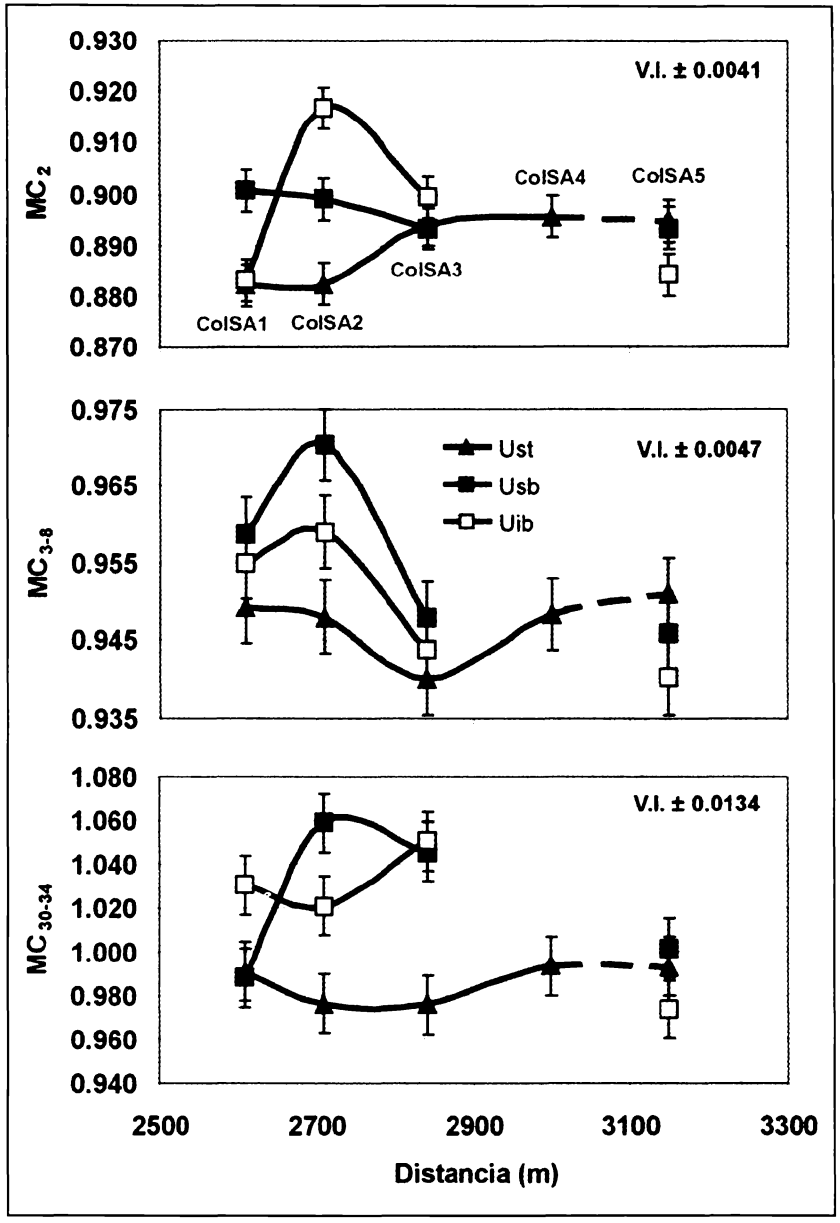


Figura 6.11. Deposito de FBC: variaciones morfométricas longitudinales de los coeficientes morfológicos MC_2 MC_{3-8} y MC_{30-34} obtenidos estudiando los perfiles de las partículas pertenecientes a la clase granulométrica -3 phi mediante el análisis de Fourier.

Tabla 6.11	Descripción
MC_2	El alargamiento de las partículas que se están relacionando con la fracturación muestran patrones distintos en el techo y en cada una de las bases. **Techo (Ust):** Cambia solamente entre ColSA2 y ColSA3 en donde aumenta. **Base (Usb):** Entre ColSA1 y ColSA3, las partículas se vuelven progresivamente menos alargadas. **Base (Uib):** El patrón es más complejo entre ColSA1 y ColSA2, el valor de MC_2 crece rápidamente (partículas más alargadas); en ColSA3 el valor disminuye nuevamente. En **ColSA5** es idéntico en el techo y en la parte central. En la base las partículas están menos alargadas. **Nota:** en **ColSA3** los valores son parecidos en las bases y en el techo.
MC_{3-8}	**Techo (Ust):** disminución rápida que indica que las partículas se vuelven progresivamente más redondeadas. El patrón se invierte después de ColSA3. **Base (Usb):** el valor crece entre ColSA1 y ColSA2 lo que indica que la forma general de las partículas se vuelve más irregular, después se observa una evidente inversión del patrón. **Base (Uib):** mismo patrón que en (Usb) pero con partículas constantemente más redondeadas. En **ColSA5** en todos los niveles las partículas tienen una forma general bastante redondeada (más en el techo que en la base).
MC_{30-34}	**Techo (Ust):** Entre ColSA1 y ColSA3, las irregularidades finas disminuyen y las partículas se vuelven más alisadas; después, el patrón se invierte. **Base (Usb):** Crece rápidamente entre ColSA1 y ColSA2, en ColSA3 vuelve a disminuir (patrón convexo). **Base (Uib):** disminuye entre ColSA1 y ColSA2 y crece sensiblemente en ColSA3 igualando el valor observado en (Usb) el mismo afloramiento (patrón cóncavo). Las partículas se vuelven más rugosas alejándose del área de origen si se consideran Usb y Uib. En **ColSA5**, en todos los niveles la rugosidad se mantiene bastante baja.

6.2. Resultados del depósito de LHR

6.2.1. Resultados obtenidos mediante el método (GT)

Los datos granulométricos completos se pueden encontrar en el apéndice XI. Por su importancia en discriminar entre diferentes tipos de lahar, en la Tabla 6.10 se reporta el porcentaje de arcilla calculado con respecto a la totalidad de la matriz (partículas con tamaño < 3.9 μm) por cada una de las muestras. El dato proporcionado por la muestra ColMG2 colectada en un alto topográfico (barra fluvial), no es representativo del depósito por lo que no será utilizado y se reporta en las gráficas solamente para completar la información. Los resultados se presentan en las Figuras 6.12 y 6.14, y son descritos de manera sintética en las Tablas 6.12 y 6.15 de las siguientes páginas.

Abreviaciones de las Figuras 6.12-6.14 y Tablas 6.12-6.15.

(DGT)	Distribución granulométrica total
(Ust)	Techo de la unidad superior
(Usb)	Base de la unidad superior
(Uib)	Base de la unidad inferior
(D_p)	Tamaño promedio de los clastos en la DGT
(P_{95})	95° percentil en la DGT
(P5)	5° percentil en la DGT
(σ_φ)	Clasificación en la DGT
($M_{\%}$)	% de partículas de tamaño <2mm (matriz)
($L_{\%}$)	% de partículas de tamaño 4μm < D < 31μm (limo) en la matriz
($A_{\%}$)	% de partículas de tamaño D < 4μm (arcilla) en la matriz
(V.I.)	Variabilidad interna determinada en ColSA4 (análisis de 6 muestras)
(Md L.1)	Mediana de la lognormal relacionada a la componente gruesa (bloques) de la DGT.
(Md L.2)	Mediana de la lognormal relacionada a la componente intermedia (lapilli) de la DGT.
(Md L.3)	Mediana de la lognormal relacionada a la componente fina (ceniza) de la DGT.

Contenido en arcilla

Tabla 6.12.
Porcentajes de arcilla (D <4 μm) en la matriz de las muestras del deposito de LHR.

Muestra	ColMG0	ColMG1	ColMG2	ColMG3
A%	0.23	0.00	0.02	0.31

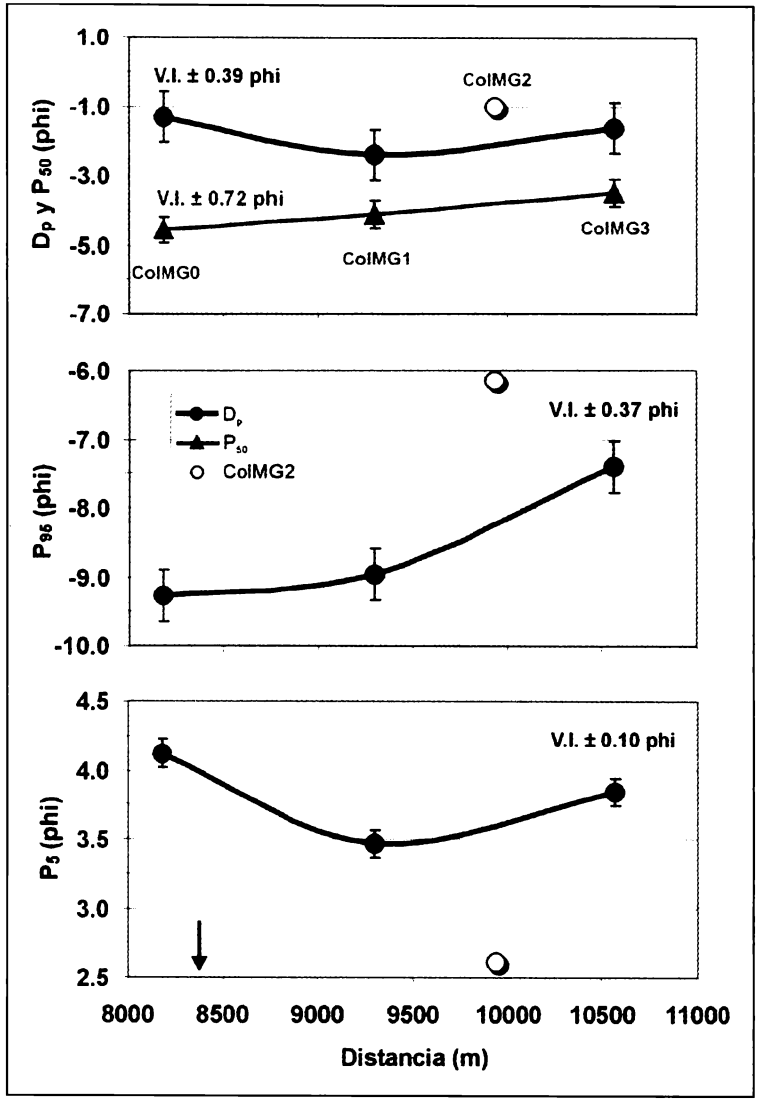


Tabla 6.13	Descripción
D_p & P_{50}	D_p crece (de granulo a grava fina) entre ColMG0 y ColMG1 y sucesivamente vuelve a disminuir hasta un valor intermedio entre los dos precedentes (granulo). La mediana (P_{50}) disminuye linealmente (grava gruesa a grava mediana) alejándose aguas abajo en el depósito.
P_{95}	El diámetro de los clastos mayores (cola positiva de la DGT), disminuye exponencialmente aguas abajo (de canto mediano a guijarro grueso).
P_5	El diámetro de los clastos finos (cola negativa de la DGT) crece (de limo grueso a arena muy fina) entre ColMG0 y ColMG1. Entre ColMG1 y ColMG3 vuelve a disminuir (a limo grueso nuevamente).

Figura 6.12. Depósito de LHR: Variaciones longitudinales de los parámetros estadístico D_p, P_{50}, P_{95} y P_5, al aumentar la distancia recorrida por el LHR. Los parámetros fueron determinados utilizando el método de la granulometría total (GT). La flecha indica el punto donde el valle se ensancha. V.I. corresponde a la incertidumbre de la medida (barras de error).

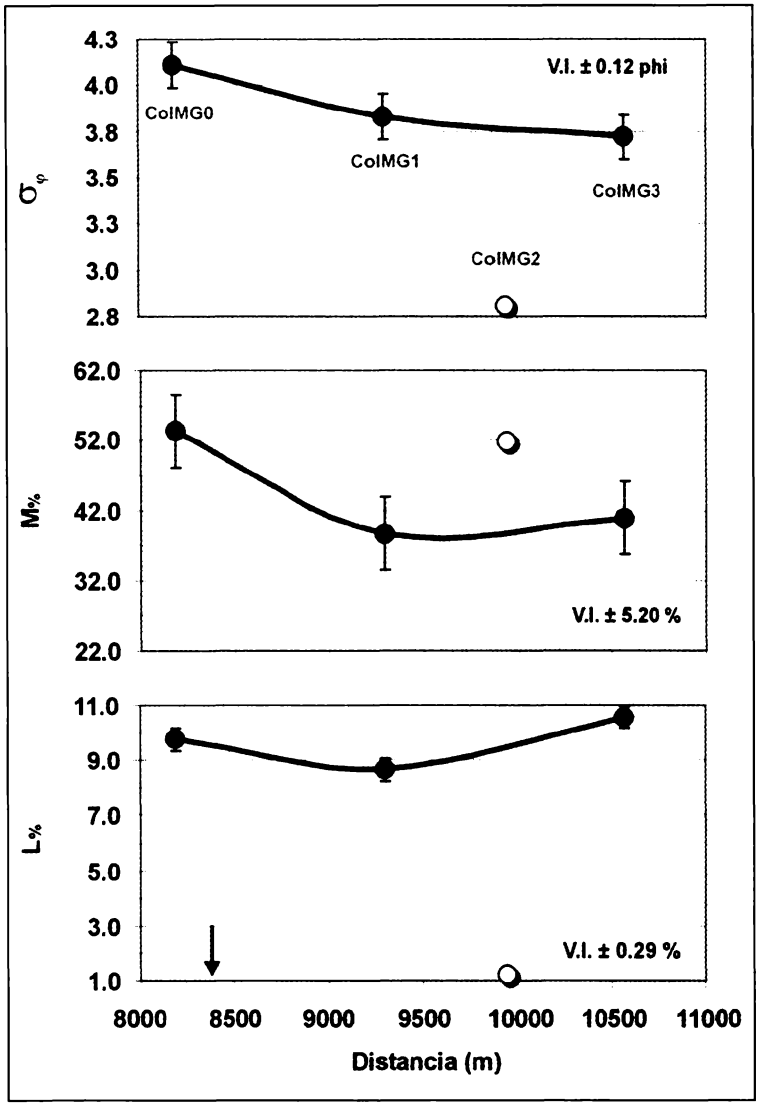


Tabla 6.14	Descripción
σ_{φ}	La clasificación del depósito mejora progresivamente alejándose aguas abajo de *extremadamente mal clasificado* a muy pobremente clasificado (escala sedimentológica).
$M_{\%}$	El porcentaje de matriz (clastos D < 2 mm) disminuye rápidamente (de 53.3% a 38.6%) entre ColMG0 y ColMG1 y vuelve a crecer imperceptiblemente aguas abajo (40.8%).
$L_{\%}$	Las variaciones son muy pequeñas pero confiables dada la muy pequeña variabilidad interna de este parámetro. El porcentaje de limo (clastos con 4 μm < D < 31 μm) disminuye de ColMG0 a ColMG1 (de 9.7% a 8.7%), entre ColMG1 y ColMG3 vuelve a crecer (10.5 %).

Figura 6.13. Depósito de LHR: Variaciones longitudinales de los parámetros estadístico σ_{φ}, $M_{\%}$, $L_{\%}$, al aumentar la distancia recorrida por el LHR. Los parámetros fueron determinados utilizando el método de la granulometría total (GT). La flecha indica el punto donde el valle se ensancha. V.I. corresponde a la incertidumbre de la medida (barras de error)

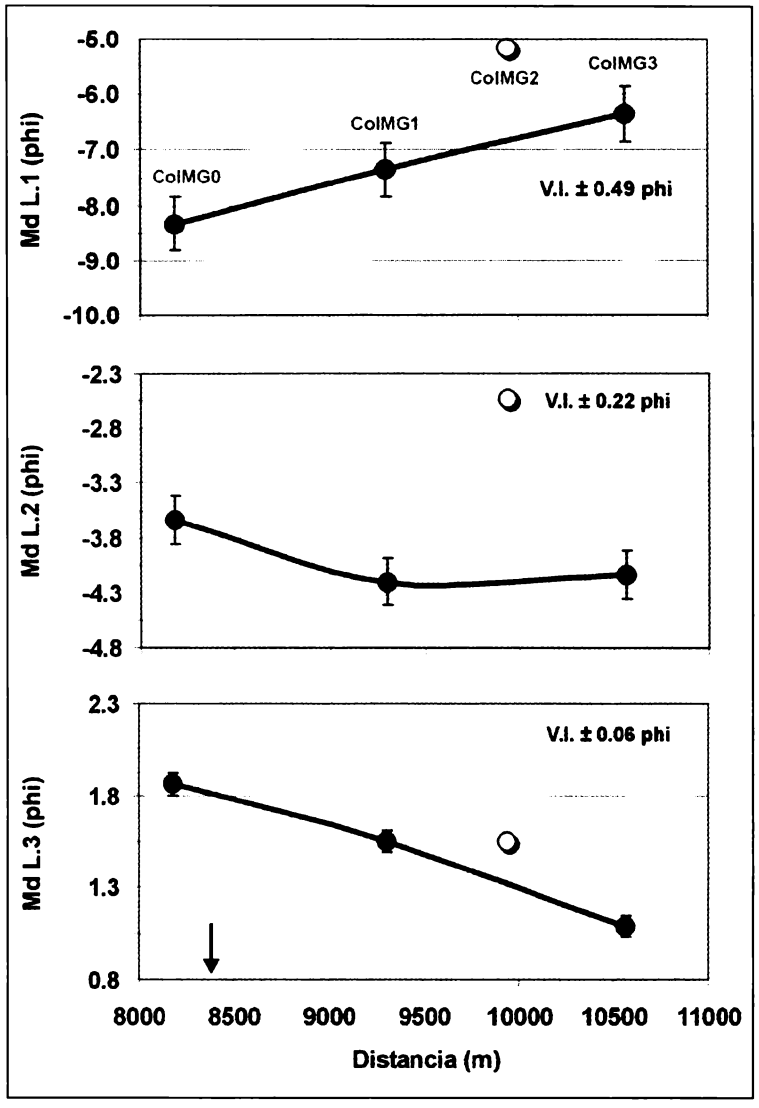


Tabla 6.15	Descripción
Md L.1 (Guijarro)	Disminuye linealmente aguas abajo en el depósito (de canto fino a guijarro fino).
Md L.2 (Grava)	Incrementa entre ColMG0 y ColMG1 (de grava mediana a gruesa) y después se mantiene prácticamente constante.
Md L.3 (Arena)	Crece progresivamente (se mantiene en arena gruesa) aguas abajo en el depósito.

Figura 6.14. Depósito de LHR: Variaciones longitudinales de las lognormales que componen cada DGT al crecer la distancia recorrida. Md L.1 es la mediana de la lognormal que corresponde a los clastos gruesos (guijarros), Md L.2 corresponde a los clastos intermedios (grava) y Md L.3 corresponde a los clastos finos (arena). La flecha indica el punto donde el valle se ensancha. V.I. corresponde a la incertidumbre de la medida (barras de error).

6.2.2. Resultados de los análisis morfológicos obtenidos por medio del análisis de Fourier (AF) y de la geometría fractal (GF).

Se seleccionaron seis coeficientes morfológicos que por lo general proporcionan datos complementarios uno del otro. Los datos se presentan en forma de variaciones longitudinales de los parámetros morfométricos. A comparación, en las mismas gráficas, se reportan también los datos (promedios de cada afloramiento) obtenidos para el depósito de FBC. Los resultados se presentan en las Figuras 6.15 y 6.16, y que son descritos de manera sintética en las Tablas 6.16 y 6-17 de las siguientes páginas.

Abreviaciones de las Figuras 6.15 y 6.16 de Tablas 6.16 y 6-17.

(Us)	Unidad superior
(Ui)	Unidad inferior
(D_T)	Dimensión fractal total
(D_1)	Dimensión fractal textural
(D_2)	Dimensión fractal estructural
(MC_{3-8})	Coef. Morfológico de las armónicas 3-8 (irr. gruesas)
(MC_{30-34})	Coef. Morfológico de las armónicas 30-34 (irr. finas)
(MC_2)	Coef. Morfológico de la armónica 2 (elipticidad)
(V.I.)	variabilidad interna determinada en ColSA4 (análisis de 6 muestras)

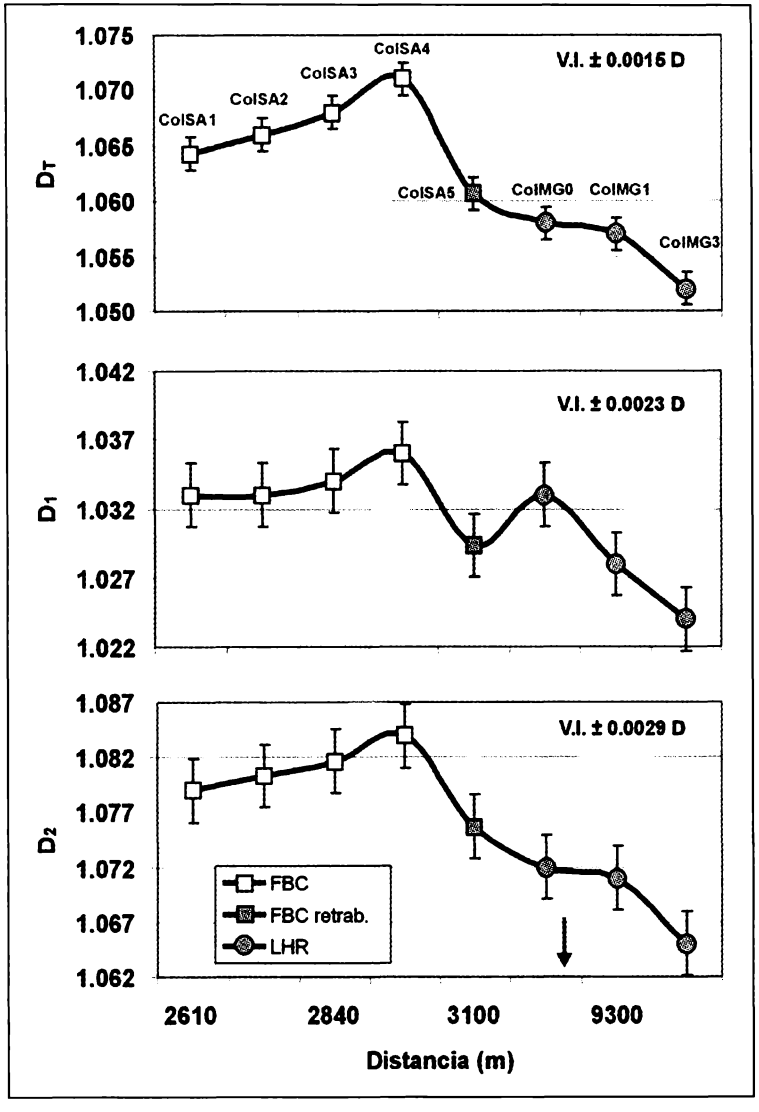


Tabla 6.16	Descripción
D_T	En el FBC, los clastos entre ColSA1 y ColSA4 se vuelven más irregulares, que es opuesto al patrón de las muestras del LHR. Se observa una disminución progresiva de la dimensión fractal total. Los clastos se vuelven progresivamente más regulares aguas abajo. En el afloramiento ColSA5 la forma de los clastos es discordante con el patrón del FBC, encajando mejor con el patrón de las muestras del LHR.
D_1	Se observa un incremento exponencial en las irregularidades de las partículas finas del FBC. En las tres muestras del LHR la dimensión fractal textural disminuye linealmente o sea los clastos se vuelven progresivamente más alisados aguas abajo. En el afloramiento ColSA5 las partículas son más alisadas que en ColMG0 (a la salida del cañón, a ~8 km del cráter).
D_2	En el depósito de FBC las irregularidades gruesas crecen alejándose del centro de emisión. Por lo contrario, en las muestras del LHR se observa una disminución progresiva de la dimensión fractal estructural (irregularidades gruesas), más fuerte entre ColMG1 y ColMG3. Los valores de D_2 del afloramiento ColSA5 encajan perfectamente en el patrón del material removilizado.

Figura 6.15. Comparación de los parámetros morfométricos D_T, D_1 y D_2, obtenidos por el depósito primario (FBC) y aquél del *lahar* (LHR). Se puede notar como la muestra ColSA5 (FBC retrabajado) se aproxima más al patrón del LHR. La flecha indica el punto donde el valle se ensancha. V.I. corresponde a la incertidumbre de la medida (barras de error).

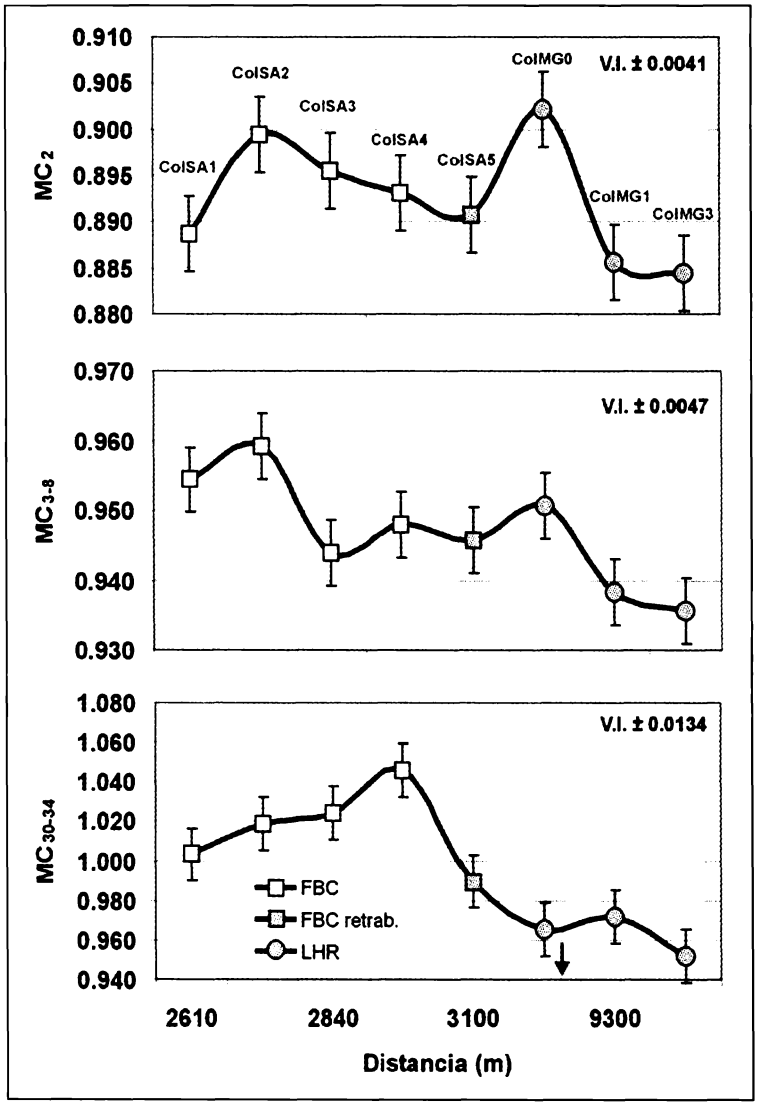


Tabla 6.17	Descripción
MC_2	En el depósito de FBC, el afloramiento proximal ColSA1 tiene clastos muy poco alargados. El alargamiento crece mucho entre ColSA1 y ColSA2 y vuelve a disminuir progresivamente alejándose del centro de emisión hasta el ingreso al cañón (~4 km del cráter). En la parte proximal del depósito de LHR, en correspondencia de la salida del cañón, los clastos están muy alargados. En el tramo entre ColMG0 y ColMG1 el alargamiento se reduce drásticamente y se mantiene constante hasta ColMG3.
MC_{3-8}	En el depósito de FBC las irregularidades gruesas crecen rápidamente entre ColSA1 y ColSA2 y vuelven a disminuir en ColSA3. En ColSA4 el valor crece nuevamente (se conoce solamente el valor de clastos colectados en el techo, es de esperar que el promedio del afloramiento sea sensiblemente más bajo considerando las bases). En el depósito de LHR las irregularidades gruesas disminuyen exponencialmente entre ColMG0 y ColMG3.
MC_{30-34}	En el depósito de FBC las irregularidades finas crecen casi linealmente alejándose del centro de emisión. A la salida del cañón (ColMG0) los clastos son bastante alisados. Entre ColMG0 y ColMG1 se vuelven más rugosos pero aguas abajo se alisan nuevamente.

Figura 6.16. Comparación de los parámetros morfométricos MC_2, MC_{3-8} y MC_{30-40}, obtenidos por el depósito primario (FBC) y aquél del *lahar* (LHR). La flecha indica el punto donde el valle se ensancha. V.I. corresponde a la incertidumbre de la medida (barras de error).

6.3. Discriminación de depósitos primarios y retrabajados por medio de parámetros morfológicos

6.3.1. Diagramas de discriminación D1-D2

Con el fin de discriminar entre depósitos primarios y depósitos retrabajados utilizando los parámetros morfométricos, se procesaron los datos de forma obtenidos de las 16 muestras analizadas. Estos datos fueron graficados en un diagrama D_1-D_2 que contrapone la dimensión fractal estructural D_2 (ordenada) y la dimensión fractal textural D_1 (abscisa) originalmente propuesto por Carey *et al.*, (2000). El diagrama de discriminación obtenido para las muestras del FBC y del LHR, se reporta en la Figura 6.17, conjuntamente con los valores obtenidos por Carey *et al.* (2000) estudiando un depósito piroclástico primario (Carey I) y uno retrabajado (Carey II), se puede observar que existe una evidente diferencia entre las partículas primarias (*tephra* basáltico muy irregular) analizadas por Carey y las partículas de las muestras analizadas en este trabajo. Como se puede observar en la parte inferior del diagrama (que corresponde a las partículas de forma más regular), las partículas del depósito retrabajado (Carey II), caen en el área ocupada por las partículas del LHR. Las partículas del depósito piroclástico primario FBC caen con más frecuencia en el extremo opuesto. Sin embargo, por lo que concierne la discriminación entre FBC y LHR, existe una excesiva sobreposición en los valores que no permite situarlos en dos campos bien diferenciados. Por esta razón se utilizarán otros parámetros.

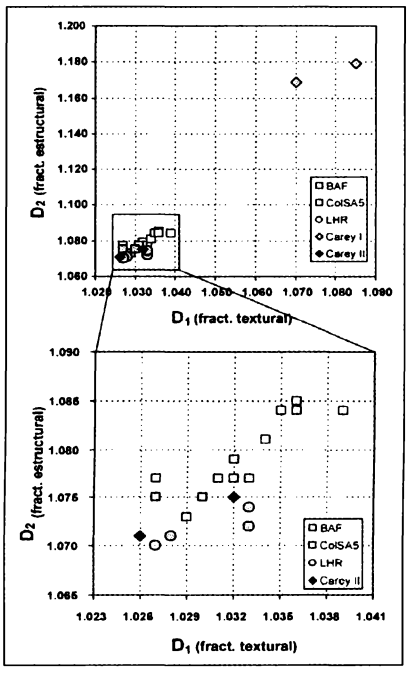


Figura 6.17. Diagrama de discriminación D_2-D_1 que se basa en la contraposición de la dimensión fractal estructural (D_2) y la dimensión fractal textural (D_1). Como ejemplo, conjuntamente a los datos de este trabajo, se reportan los datos publicados por Carey et al. (2000) de un depósito piroclástico primario constituido por partículas vidriosas muy irregulares (Carey I) y el mismo material retrabajado (Carey II).

6.3.2. Diagramas de discriminación $MC_{2\text{-}8}$-D_2 y $MC_{2\text{-}8}$-D_1

Dos de las combinaciones más efectivas para discriminar entre estos tipos de depósitos fue utilizar el parámetro $MC_{2\text{-}8}$ contrapuesto a las dimensiones fractales D_2 y D_1.

En el primer caso, ambos parámetros morfológicos son sensibles a irregularidades gruesas del perímetro de los clastos: $MC_{2\text{-}8}$, obtenido mediante el análisis de Fourier y D_2 la dimensión fractal estructural. El diagrama de discriminación obtenido se reporta en la Figura 6.18[a], donde se aprecia claramente que los depósitos de FBC caen en un campo comprendido entre 0.99 para $MC_{2\text{-}8}$ y 1.073 para D_2, mientras que el campo que contiene los depósitos del LHR cae entre 0.95 para $MC_{2\text{-}8}$ y 1.075 para D_2. Los dos parámetros son independientes uno de otro, dado que el parámetro $MC_{2\text{-}8}$ está relacionado también con el alargamiento de la partícula (armónica n.2) y el otro solamente a las irregularidades gruesas del perímetro.

Resultados parecidos se obtienen utilizando la combinación de MC2-8 con D1 (Figura 6.18b). Este último parámetro es sensible a las irregularidades finas.

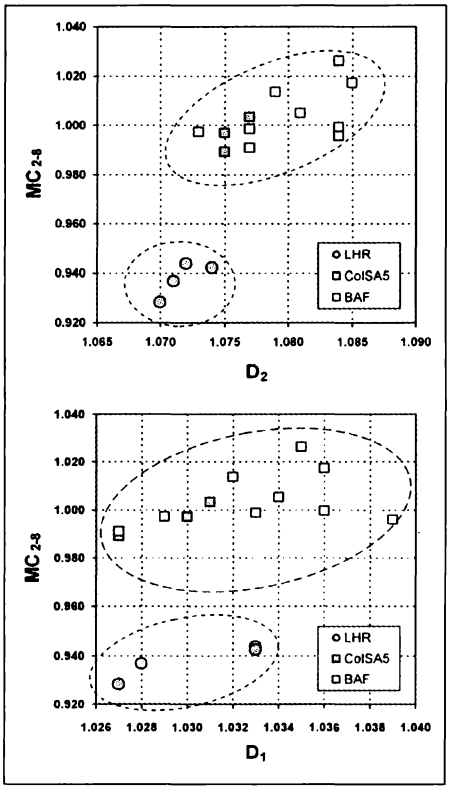


Figura 6.18. Diagramas de discriminación basados en la contraposición entre el parámetro morfológico MC2-8 y las dimensiones fractales D2 y D1. En ambos casos, los clastos del depósito de LHR que han sufrido un transporte largo se diferencian de los clastos del depósito primario.

7. Discusión de los resultados obtenidos y conclusiones

7.1. Interpretación de los resultados obtenidos por el flujo de bloques y ceniza

7.1.1. Presencia de dos unidades deposicionales

Pocos meses después de la depositación del FBC, antes que la erosión excavara la nueva barranca, el depósito fue descrito e interpretado como una sola unidad deposicional (Saucedo *et al.* 2002). Sin embargo, los parámetros granulométricos estudiados en varios perfiles verticales, en diferentes afloramientos y con métodos diferentes (Párrafos 6.1.1 y 6.1.2), denotan un cambio significativo a ~3-3.5 m de la base y la repetición burda de los patrones (Figuras y Tablas 6.1-6.3 y. 6.8-6.9). Estos patrones y la presencia en campo de un nivel enriquecido en bloques (dimensión de bloque mediano y grueso) alrededor de la parte central, sugieren que el depósito está constituido por dos unidades deposicionales sobrepuestas, de aproximadamente 3.5 metros de espesor. El espesor de cada unidad deposicional, es similar a lo reportado por otros FBC en la literatura (Schwarzkopf *et al.*, 2005).

Aunque en términos generales estas dos unidades son parecidas, existen diferencias importantes, si se realiza un análisis detallado de sus parámetros. Se encuentran diferencias en las estructuras y texturas originadas por cambios en las condiciones cinemáticas, entre la primera y la segunda unidad de flujo.

Las diferencias más importantes encontradas son las siguientes:

1) -Ui- tiene una gradación inversa más marcada en todos los afloramientos, lo que sugiere una temperatura granular más elevada.
2) -Ui- tiene variaciones texturales entre ColSA1 y ColSA2 que sugieren que en este tramo hubo una mayor fragmentación de los clastos con respecto a -Us-. Entre estas evidencias, las más importantes son: a) mayor producción de clastos finos, b) los clastos gruesos reducen su tamaño más rápidamente, c) las partículas se vuelven más alargadas, y d) presenta partículas con superficie más áspera.
3) -Ui- presenta evidencias de que el proceso de trituración fue más energético y empezó más tarde, debido a que el régimen friccional también inició más tarde (debido a mayor energía y/o a la presencia de un substrato más irregular).

Estas diferencias sugieren que el flujo que generó la primera unidad deposicional, tuvo una fragmentación más intensa probablemente debido a:

1) mayor energía del primer impulso (relacionada con una mayor velocidad del frente).
2) presencia de un substrato más irregular, sobre el cual se deslizó el primer impulso (incrementa la temperatura granular).

Formación de la Unidad Superior

El origen de las dos unidades deposicionales, puede deberse al colapso de la columna en dos pulsos sucesivos o a inestabilidad cinemática en el cuerpo del flujo. La segunda hipótesis es bastante probable, dado que esta clase de inestabilidades cinemáticas han sido observadas en varias ocasiones, en flujos de este tipo en el volcán de Colima (Figuras 7.1 y 7.2) y en otros volcanes (Hoblitt, 1986; Cortés, comunicación personal, 1998). Además, este tipo de inestabilidades se forman espontáneamente y con frecuencia bajo diferentes condiciones en experimentos de laboratorio (Huppert *et al.*, 1986). Las inestabilidades cinemáticas causan la formación de frentes secundarios (concentración de material localizado) que siguen a la cabeza del flujo a una cierta distancia (Figura 7.1). En el momento en que el material del primer impulso se detiene, el segundo frente se sobrepone al primero (Figura 7.2) originando la unidad superior (Us).

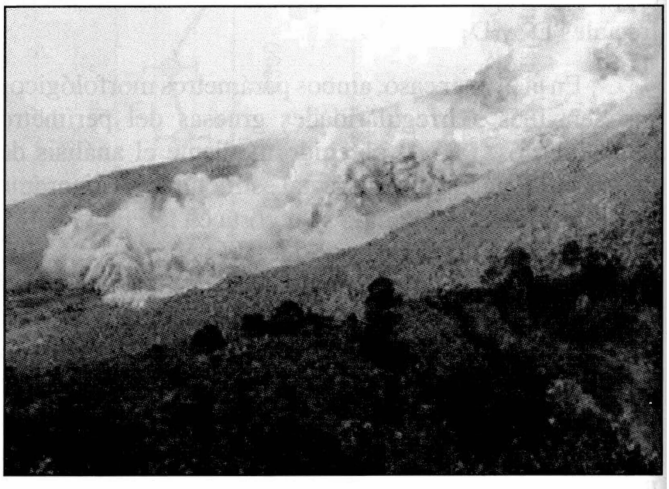


Figura 7.1. Detalle del FBC ocurrido en la ladera sur del volcán de Colima, el 10 de diciembre de 1998. Se puede reconocer un frente secundario, que es seguido por la cabeza del flujo piroclástico. Estas inestabilidades cinemáticas, se originan frecuentemente en la naturaleza o experimentos de laboratorio. Foto J.C. Gavilanes.

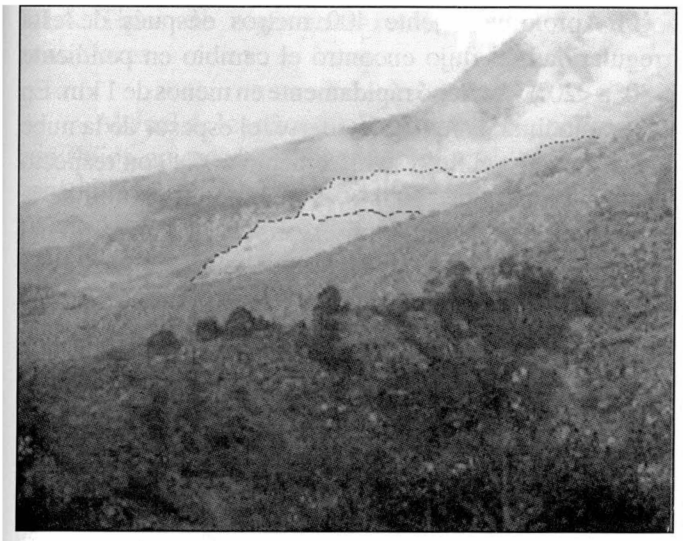


Figura 7.2. Detalle del FBC ocurrido en la ladera sur del volcán de Colima el 10 de diciembre de 1998. Se puede reconocer el instante en que el frente secundario alcanza el material depositado por el primer pulso y lo sobrepasa originando una segunda unidad deposicional (foto J.C. Gavilanes).

7.1.2. Afloramiento ColSA5: depósito de material retrabajado

Durante el levantamiento, el afloramiento más distal del depósito ColSA5, generó algunas dudas acerca de su origen primario. Las razones de estas dudas se basaban en:

1) trozos de madera sin carbonizar en su interior
2) alineación de clastos
3) lentes de clastos mejor clasificados
4) clastos más redondeados con respecto a los afloramientos anteriores
5) mayor compactación del depósito con respecto a los demás afloramientos del FBC

Al estudiar las variaciones longitudinales de los parámetros granulométricos y morfométricos de este afloramiento, se observó que éstos diferían de los encontrados en los primeros cuatro afloramientos del FBC (Figuras y Tablas 6.5-6.7 y 6.10-6.11). Por el contrario, estos parámetros se parecen más a los datos morfométricos obtenidos para las muestras del LHR (Figuras 6.15-6.16 y Tablas 6.16-6.17).

La variación vertical del tamaño de los bloques (representado por la longitud promedio de las intersecciones de Rosiwal -L_p-), muestra una gradación directa burda de los clastos (Figura y Tabla 6.4) hasta ~3.5 metros, lo que podría indicar la presencia de dos unidades deposicionales. Todavía, aún las variaciones cíclicas que se observan para los parámetros P_{95} y B/M, separan 3-4 niveles de ~ 1 m de espesor, que sugieren la presencia de un número igual de unidades deposicionales. Es probable que la gradación directa observada, se deba a errores sistemáticos del muestreo (*aliasing*) al aplicar el método de Rosiwal.

Con base en las observaciones de campo y los datos texturales cuantitativos obtenidos, se interpretó a esta unidad como un depósito retrabajado. La removilización del material fue de pocos cientos de metros, como se puede deducir por su ubicación en el terreno y porque los parámetros estudiados tienen características intermedias entre el FBC y el LHR (Figuras 6.17-6.18), estudiados varios kilómetros aguas abajo.

7.1.3. Interpretación de las observaciones visuales y comparación con otros FBC

El flujo de bloques y ceniza del 17 de julio de 1999, fue originado por una explosión fuerte que produjo una columna de 10 km de altura (Figura 2.6). Pocos segundos después de su emisión, una parte de la columna colapsó hacia la ladera sur del volcán, originando un flujo de bloques y ceniza tipo Soufriere de volumen pequeño, estimado en 7.9x105 m3 (Saucedo *et al.*, 2002).

Los testigos que observaron la formación del FBC, relataron que casi enseguida se desarrolló una nube de ceniza ascendente y un frente de nubes turbulentas que se deslizaban a velocidades elevadas, en el tramo de fuerte gradiente del volcán (≥ 35°). Velocidades medidas en varios FBC en condiciones similares en otros volcanes, eran del orden de 150-200 km/h (Stith *et al.*, 1977; Cole *et al.*, 1998; Miyabuchi, 1999; Kelfoun *et al.*, 2000;) o inclusive más elevadas (Saucedo, 2001). En este mismo tramo de pendiente elevada, en donde el flujo acelera, se han observado ocasionalmente bloques muy gruesos (~5 m), que sobresalen del frente, rodando y saltando sobre el substrato y que son sucesivamente alcanzados e incorporados por el cuerpo principal de la avalancha basal (Saucedo, 2001; Saucedo *et al.*, 2002). Por lo tanto, en estas condiciones la avalancha basal adquiere una velocidad superior a la capa fluidificada sobreyacente. Tanto en el caso del FBC del 17 de julio de 1999, como en otros flujos del volcán de Colima originados por el colapso parcial de columnas eruptivas, no se han encontrado restos de depósitos antes del quiebre en pendiente (Saucedo *et al.*,2002; Varley, comunicación personal, 2006). Sin embargo, es interesante notar que, por el contrario, en el caso de FBC tipo Merapi como los que se originaron el 16 y 17 de abril de 1991 (Rodríguez-Elizarrarás, 1991; Saucedo *et al.*, 2004) y el 10 de diciembre de 1998 (Saucedo, 2001; Saucedo *et al.*, 2002), ocurrió depositación antes del quiebre en pendiente.

Esta observación sugiere que los FBC originados por colapso parcial de la columna, podrían ser más rápidos y energéticos (no depositan sino erosionan), que los FBC originados por colapso de una parte del domo.

El flujo piroclástico a 1.9 km del cráter, antes del quiebre en pendiente, encontró un montículo que ocasionó que el flujo se inflara (en el flujo del 10 de diciembre de 1998 el espesor de la nube creció ~30%), probablemente debido a un aumento de la turbulencia (Figura 7.3a). La presencia de este promontorio topográfico, condicionó sensiblemente el desarrollo de estructuras y texturas en el depósito por las siguientes razones:

1) ocurrió una disminución de la concentración de clastos en la carpeta de tracción y en las demás partes del flujo.
2) disminuyeron las interacciones entre los clastos y consecuentemente las colisiones, las fricciones y los fenómenos de segregación.
3) se redujo la velocidad del flujo.
4) la ingestión de aire en el frente fue más efectiva.

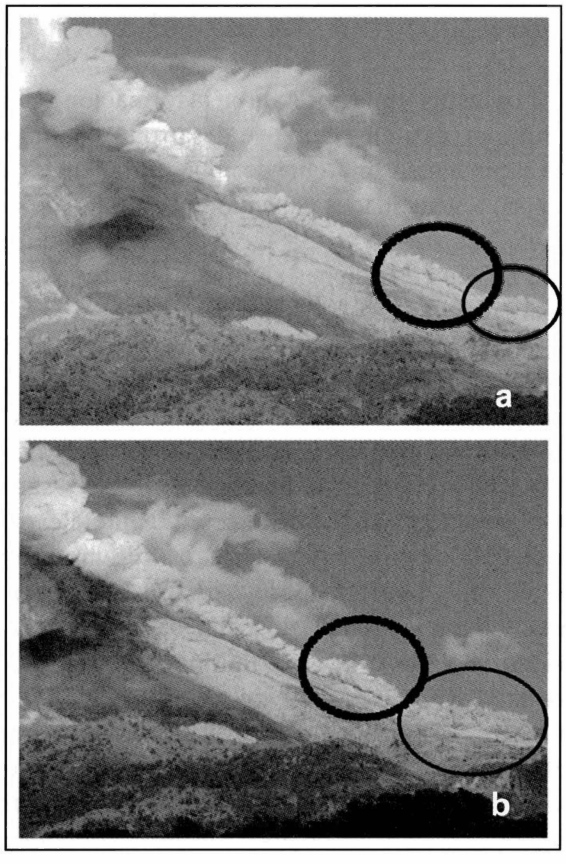


Figura 7.3. Flujos piroclásticos del 10 de diciembre de 1998. La imagen a) fue tomada unos segundos antes que b). Se puede observar la inflación del FBC al sobrepasar la joroba ubicada a 1.9 Km del cráter (elipses punteadas). La elipse de línea continua delimita el área en donde empezó la depositación (foto R. Saucedo).

Aproximadamente 400 metros después de esta irregularidad, el flujo encontró el cambio en pendiente (>30° a <20°) y se frenó rápidamente en menos de 1 km. En este tramo final, antes de detenerse, el espesor de la nube que circundaba al flujo se incrementó 60%, con respecto al valor inicial. Por ejemplo, el cambio en textura de la parte externa de la nube, observado en la fotografía del FBC del 10 de diciembre de 1998 (Figura 7.4b), sugiere que la capa externa visible se volvió más densa (material más grueso en las partes externas y una textura más fina de las sombras). Esto se interpreta, como el efecto de un incremento casi explosivo de la temperatura granular (por lo menos en la capa fluidizada), al momento de frenar. Casi enseguida y en toda la extensión del flujo (un tramo de aproximadamente 1 km), se levantó una nube turbulenta de ceniza que ascendió verticalmente por convección.

Contemporáneamente, otra nube de unos cientos de metros de altura (capa fluidizada del flujo), se desacopló y extendió pendiente abajo siguiendo un recorrido recto, aproximadamente a lo largo de las barrancas San Antonio y Montegrande.

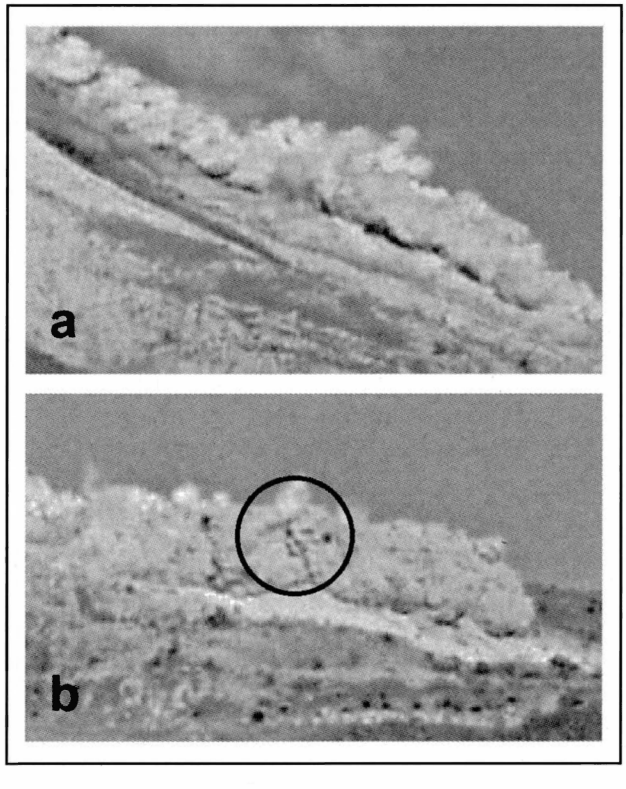


Figura 7.4. Detalles de la cabeza del FBC del 10 de diciembre de 1998. Se pueden notar las variaciones de volumen y textura descritas en el texto. El círculo negro, evidencia un área donde las texturas finas son muy evidentes.

7.1.4. Tipos de regímenes reológicos en los flujos granulares

Al final de los años 80, Drake realizó experimentos con flujos granulares utilizando flujos bidimensionales, constituidos por miles de esferas de plástico deslizándose en una canaleta del ancho de una esfera y suficientemente profunda. La canaleta se podía inclinar a diferentes ángulos y los experimentos fueron filmados con una cámara de alta velocidad (1440 tomas por segundo), lo que permitió efectuar observaciones y mediciones sobre la interacción y los movimientos relativos de las partículas a diferente profundidad (Drake, 1990). Aunque estos experimentos eran simples flujos bidimensionales de esferas de un solo tamaño, fueron muy importantes para entender a los flujos granulares reales.

Drake observó que los flujos granulares básicamente se pueden deslizar según dos regímenes cinemáticos: 1) *régimen colisional*: donde la interacción entre esferas es relativamente breve (impactos rápidos y de baja energía) y trayectorias libres (*free path*), bien definidas entre un contacto y otro, y 2) *régimen friccional*: en donde la mayoría de las esferas está en contacto casi continuo con las esferas a su alrededor, con esfuerzos de cizalla elevados, paralelos a la dirección del flujo y presiones elevadas. Estos regímenes pueden afectar partes diferentes del flujo, coexistir en el mismo flujo y esfumarse uno en el otro, pero siguiendo una jerarquía muy estricta.

En sus experimentos, Drake observó que debido a su baja velocidad inicial, los flujos granulares empiezan con un régimen friccional y evolucionan a un régimen colisional cuando la temperatura granular de las esferas alcanza un determinado umbral. Los flujos terminan nuevamente con un régimen friccional cuando las fricciones reducen suficientemente la velocidad de las esferas o el espesor del flujo se incrementa lo suficiente, para ahogar el movimiento en los estratos inferiores.

Un descubrimiento importante fue que en los flujos granulares, frecuentemente coexisten una región inferior dominada por un régimen friccional, donde las esferas se quedan casi estáticas debido a que los movimientos relativos entre ellas, se dificultan por el peso de los niveles *sobreyacentes*, y un nivel más superficial que se mueve mucho más rápidamente, en el que prevalece un régimen colisional, en donde las esferas se mueven impactando y saltando sobre los niveles inferiores (Figura 7.5).

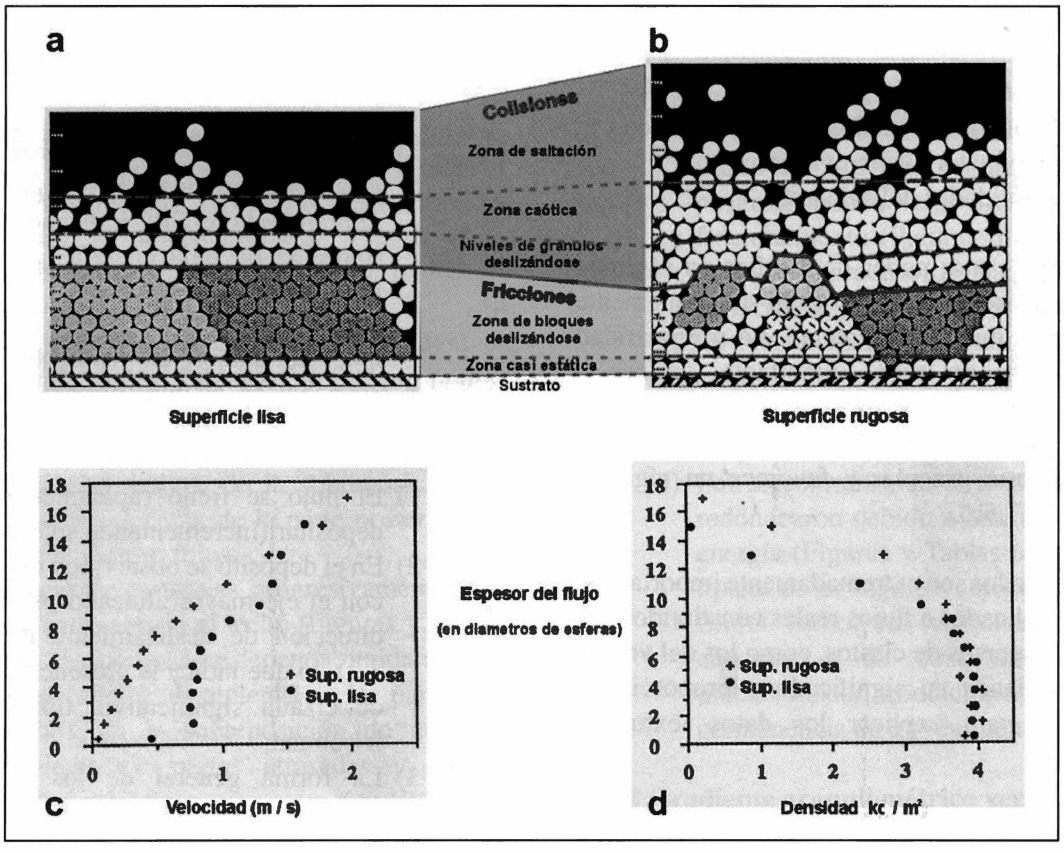


Figura 7.5. Figuras (a y b) esquemáticas que muestran que en los flujos granulares, pueden coexistir un régimen friccional en la base y colisional en el techo. Estos dos dominios cinemáticos principales, se subdividen en sub-regiones que obedecen a un orden jerárquico muy estricto. La presencia de un sustrato liso favorece la instauración de un régimen friccional y un sustrato irregular, causa la expansión del área de saltación e impide la formación de una zona compacta de bloques deslizandose. (c y d) Perfiles de velocidad y densidad, medidos en una superficie de deslizamiento lisa y otra irregular. La región de fricciones es más densa que la región de colisiones. -Dibujo modificado de Drake (1990)-.

La zona donde prevalece el régimen friccional puede comprender: a) una zona casi estática, en que la deformación ocurre como si se tratara de un cuerpo rígido y b) una zona donde el movimiento ocurre entre bloques de esferas empaquetadas. Estos bloques generalmente se mueven pendiente abajo, con una velocidad de casi el doble con respecto a la zona casi-estática, pero son mucho más lentos que los niveles sobreyacentes (Figura 7.5c). La zona donde prevalecen las colisiones puede comprender: a) una zona donde los estratos de esferas se deslizan relativamente uno con respecto al otro (el movimiento de estos estratos consiste esencialmente en colisiones, ya sea entre las partículas de un mismo nivel, o entre partículas de niveles diferentes), b) una zona caótica (donde las esferas se mueven esencialmente como un gas denso, con trayectorias libres del orden de un diámetro de esfera) que constituye la base de la zona dominada por las colisiones, c) una zona de saltación (en que las esferas se mueven como las moléculas de un gas, con una trayectoria libre del orden de cientos de diámetros de esfera). Estas zonas no son estacionarias y varían continuamente de espesor.

De estos estudios se dedujo que los siguientes factores, son muy importantes para controlar el tipo de régimen en un flujo granular:

- la velocidad del flujo
- su densidad (relacionada con el peso o con el espesor del material sobreyacente)
- las irregularidades del substrato

Por ejemplo, para poder desarrollar un régimen friccional, se requiere que el flujo sea lo suficientemente profundo o que se mueva lentamente. La irregularidad del substrato juega un papel importante, ya que a paridad de otras condiciones, un substrato liso favorece la instauración de un régimen friccional y uno rugoso, eleva la temperatura granular y favorece un régimen colisional (Figura 7.5b).

Estos resultados son extremadamente importantes, dado que al ser aplicados a flujos reales constituidos por sistemas multi-dispersos de clastos, como los del volcán de Colima, mantienen su significado y proporcionan una base física para explicar los datos texturales encontrados.

Los regímenes cinemático colisional y friccional, implican diferentes formas de transferencia del movimiento (*momentum transfer*), distintas energías involucradas en los impactos y diversos efectos mecánicos sobre los clastos. El régimen colisional consiste en impactos rápidos y de menor energía entre clastos, lo que causa principalmente un redondeamiento de los clastos cuyo desgaste produce partículas muy finas; el régimen friccional consiste en contactos duraderos entre clastos, presiones elevadas y causa la fragmentación de dichos clastos. Esto trae consigo una reducción sensible del tamaño original y la producción de clastos más finos y de diferentes tamaños. El proceso de fragmentación, provoca un cambio radical en la forma de los clastos (se originan clastos más alargados e irregulares).

7.1.5. Evidencias de diferentes regímenes reológicos en función de la pendiente

Existen varias evidencias grabadas en la textura del depósito que emplazó el flujo piroclástico, indicando regímenes reológicos diferentes en función de la pendiente del terreno. La información de lo que ocurrió en el tramo de elevada pendiente, se puede deducir solamente de forma indirecta, dado que no hubo depositación antes del quiebre en pendiente. El flujo en este tramo se debió de haber movido en un régimen casi exclusivamente colisional. Las razones de esta hipótesis son las siguientes:

1) El flujo tenía velocidades y temperaturas granulares elevadas (presencia de gradación inversa).
2) No depositó, sino por el contrario erosionó a lo largo de su recorrido.
3) Los clastos del afloramiento proximal (ColSA1) están más redondeados que en cualquier otro afloramiento del FBC indicando que ocurrieron impactos de baja energía (Figuras y Tablas 6.10-6.11).

Después del quiebre en pendiente, se instauró un régimen friccional en el flujo piroclástico, posibilidad favorecida por los siguientes indicios:

1) El flujo se frenó rápidamente y empezó a depositar (incrementando su espesor).
2) En el depósito se observaron clastos alargados, con el eje mayor alineado paralelamente a la dirección de deslizamiento del flujo (Tabla 4.2), lo que indica la presencia de un esfuerzo de cizalla significativo, típico del régimen friccional.
3) La forma general de los clastos es más irregular alejándose del cráter mostrando un fracturamiento progresivo (Figuras y Tablas 6.10-6.11).
4) Los clastos en el primer tramo del depósito se vuelven más alargados, señalando la presencia de fracturamiento (Figuras y Tablas 6.10-6.11).

5) La dimensión de los clastos gruesos (tamaño de bloque y lapillo), se redujo progresivamente (Figuras y Tablas 6.5 y 6.7).
6) La cantidad de clastos finos (ceniza fina a lapillo muy grueso) es más abundante en la base, lo que indica que ocurrió fracturamiento (Figuras y Tablas 6.5-6.7).

7.1.6. Tipo de depositación del FBC

Después del quiebre en pendiente, el flujo piroclástico empezó a depositarse. La depositación ocurrió rápidamente, en menos de 40 segundos, extendiéndose no más de 1 km. La masa del flujo (calculada por Saucedo et al, 2002 en $7.9x10^5$ m^3), se frenó repentinamente al entrar al quiebre en pendiente y dado que fluía con una velocidad de 150 a 200 km/h, la desaceleración fue muy fuerte. Es poco probable que la depositación haya ocurrido con un mecanismo clásico de agradación progresiva en la base (Branney y Kokelaar, 1992), debido al tiempo extremadamente breve y al espacio limitado. A pesar de esto, se supone que la depositación tampoco ocurrió en *masse* (Takahashi, 1978).

Existen varios indicios que sugieren que hubo una deposición parcialmente diacrónica entre la base y la parte alta del flujo:

1) Presencia de clastos alargados, con el eje mayor alineado paralelamente a la dirección de deslizamiento del flujo, que indican la presencia de esfuerzos de cizalla y de movimiento relativo entre capas contiguas (Tabla 4.2)
2) Incremento de las partículas finas hacia el techo (Figuras y Tablas 6.5-6.9), que podría depender, conjuntamente con otros factores (difusión vertical y mayor alisamiento de las partículas al techo), de la sobreposición de material proveniente de la parte posterior del flujo, más rico en finos.
3) Presencia de partículas progresivamente más redondeadas, hacia el techo (Figuras y Tablas 6.10-6.11) que tal vez dependa, unida a otros factores (mayor alisamiento de las partículas al techo), de la sobreposición de material proveniente de partes atrasadas y menos energéticas del flujo.

Es probable que la traslación de las capas contiguas (depositación diacrónica), haya sido casi insignificante en la parte baja de la avalancha basal densa (donde la depositación fue prácticamente "*en masse*") y progresivamente más importante en los niveles superiores, caracterizados por una concentración menor de clastos y velocidad mayor (Figura 7.5c). De esta forma, se prevee un incremento progresivo del desplazamiento de material, desde la base hasta llegar a la parte fluidizada del flujo, que se desacopló completamente de la avalancha basal, moviéndose independientemente. Esto coincide con la hipótesis de Schwarzkopf *et al.* (2005), quienes concluyeron que los FBC de pequeño volumen, se depositan con un mecanismo intermedio entre depositación "*en masse*" y agradación progresiva en la base.

7.1.7. Gradiente vertical del régimen reológico

Después del quiebre de pendiente, en el momento que en la base del FBC se instauró un régimen friccional y empezó la depositación, es muy probable que (análogamente a lo observado por Drake en sus experimentos), en la parte superior del flujo haya continuado un régimen colisional, en tanto que las capas más superficiales, se desplazaban aguas abajo con respecto a las capas inferiores. Existen varios indicios, de la presencia de un gradiente vertical de condiciones reológicas:

1) La velocidad de las capas inferiores disminuyó hasta anularse en el momento de la depositación
2) En la base las partículas, originariamente de forma bastante redondeada (adquirida en el tramo de elevada pendiente), se volvieron progresivamente más irregulares debido al fracturamiento (Figuras 6.10-6.11; Tablas 6.8 y 7.4). El proceso de fracturamiento es más efectivo en un régimen friccional.
3) La presencia de fracturamiento en la base, es evidenciada también por la presencia de una elevada cantidad de material fino (Figuras 6.8-6.9; Tablas 6.6 y 7.2)
4) Por lo contrario, en el techo las partículas se redondearon debido a interacciones de menor energía (Figuras y Tablas 6.10-6.11), que son típicas de un régimen colisional.
5) En el techo, las velocidades eran todavía elevadas y la concentración de clastos mucho menor, condiciones que favorecen la permanencia de un régimen colisional.

7.1.8 Gradiente granulométrico vertical del flujo

Existen evidencias de un gradiente granulométrico vertical en el FBC. En (Ui), la gradación es más evidente (Figuras y Tablas 6.1-6.3 y 6.8-6.9) que en (Us), lo que se atribuye a que el primer impulso fue más energético. En ambos casos la gradación granulométrica es inversa,

independientemente del tamaño de los clastos (de bloques a ceniza) y disminuye sensiblemente entre ColSA1 y ColSA2, en el tramo inicial del depósito (Figuras y Tablas 6.5-6.7), que atestiguan una disminución rápida de velocidad y temperatura granular. La gradación granulométrica en este depósito, se podía deducir a simple vista por la acumulación de bloques, en la parte alta de cada unidad. Contrariamente a depósitos de FBC de mayor volumen, elevado gradiente y elevada energía (Nevado de Toluca, México; Mt. Pelée, Martinica; Merapi, Indonesia) donde la gradación de bloques y lapilli se puede distinguir muy fácilmente, la gradación en el depósito estudiado, se evidenció solamente efectuando el estudio cuantitativo de las texturas. Las razones de esta gradación poco desarrollada podrían ser:

1) El FBC estudiado (pequeño volumen) tuvo una energía menor y una menor eficacia de los mecanismos de segregación granulométrica (menor temperatura granular).
2) La presencia de un montículo ~ 400 m antes del quiebre de pendiente, pudo haber causado una interrupción de los mecanismos de segregación y una mezcla anticipada de los diferentes componentes granulométricos.

7.1.9. Evidencias de incorporación de bloques por parte del FBC (bulking)

Los indicios más importantes de la incorporación de bloques (bulking) por parte del FBC, se observan en los patrones de los perfiles granulométricos verticales (Figuras y Tablas 6.1-6.3 y 6.8-6.9). En estos perfiles (L_p, B/M, D_p, P_{95}, Md L.1, Md L.2), los picos secundarios y las áreas de incertidumbre (a ~1 m y entre 3.5-4.0 m de altura) en la base de ambas unidades, se atribuyen a bloques extraños incorporados a lo largo del camino. Aunque en ningún afloramiento se pueda observar la base de la Ui, es probable que el depósito subyacente esté constituido por un material parecido (FBC o LHR).

7.1.10. Un modelo reológico para el FBC

Las observaciones visuales y los datos texturales medidos en el depósito, sugieren que el flujo estuvo caracterizado por dos comportamientos reológicos diferentes. En los primeros 2 km, prevaleció al interior del FBC un régimen colisional con impactos rápidos y de baja energía entre las partículas. Después del quiebre en pendiente, de manera progresiva pero rápidamente, se instauró un régimen friccional de la base hacia el techo. En un tramo de aproximadamente 1 km, entre el frenado y su "congelamiento" completo, ocurrieron una serie de transformaciones graduales a través de los dos regímenes diferentes que quedaron grabados en la textura del depósito.

Condiciones en el tramo de elevada pendiente

En el tramo de mayor pendiente (≥ 30°), de 2300 m de largo, la avalancha basal se deslizó como un flujo granular no cohesivo, bajo la influencia de la gravedad (Figura 7.6a). Debido a la pendiente elevada, velocidad elevada del frente, volumen pequeño del material involucrado y rugosidad alta del terreno, se puede postular que al interior del flujo, predominó la transferencia de momento por la colisión entre los clastos (algo parecido al movimiento de las moléculas de un gas). En la base del flujo, los clastos se deslizaban sobre el substrato con un mecanismo de saltación (Drake, 1990). La interacción entre las partículas estaba caracterizada por impactos individuales y de duración breve. Estos impactos no eran lo suficientemente energéticos para fracturar a los clastos (el mecanismo más eficiente de fracturación de los clastos, es la fricción en presencia de elevadas presiones y esfuerzos de cizalla), lo que produjo más bien redondeo de las partículas. Los clastos se pudieron fracturar por impactos muy fuertes (como los que ocurren al frente del flujo), con otros clastos del mismo tamaño o de tamaño mayor y con el substrato. Los impactos de los clastos más pequeños, generaron redondeo y pulimento en las caras de los clastos más grandes. Esto explica porque, con el aumento del tamaño de los bloques, se observan formas progresivamente más redondas y lisas.

Debido a su energía cinética elevada, el flujo no depositó en este tramo con elevada pendiente del recorrido, sino más bien erosionó e incorporó material preexistente. Este hecho, favorece la hipótesis de que en el flujo, tenia lugar un mecanismo de transporte con un régimen puramente colisional. La presencia de un régimen friccional presupone que exista en la base un nivel, en donde una parte mínima de las partículas se detiene y es depositada (Drake, 1990). La temperatura granular era elevada y el tamizado cinemático efectivo, lo que determinó la concentración de los bloques más grandes, hacia la parte alta del flujo y consecuentemente, las clases granulométricas más finas hacia la base. Indicios de esta primera fase del flujo piroclástico, se pueden encontrar en el primer afloramiento estudiado después del cambio de pendiente (ColSA1), el cual presenta: 1) gradación inversa de los clastos, con concentración de bloques en la cima, 2) mejor clasificación en todos los niveles, y 3) partículas de forma más redondeada y homogénea en todos los niveles.

Cuando el flujo piroclástico encontró el montículo a 1.9 km del cráter, poco antes del quiebre de pendiente

(ver Figuras 7.1 y 7.2), se desplazaba a una velocidad elevada (otros flujos en pendientes parecidas, han tenido velocidades promedio de 150-200 km/h o mayores). En estas condiciones, el flujo estuvo sujeto a una aceleración vertical que infló su cabeza e incrementó la turbulencia, como se describió anteriormente. Este fenómeno pudo haber reducido sensiblemente la acción del tamizado cinemático en el flujo y consecuentemente, haber favorecido la precipitación de los bloques hacia las partes inferiores del flujo.

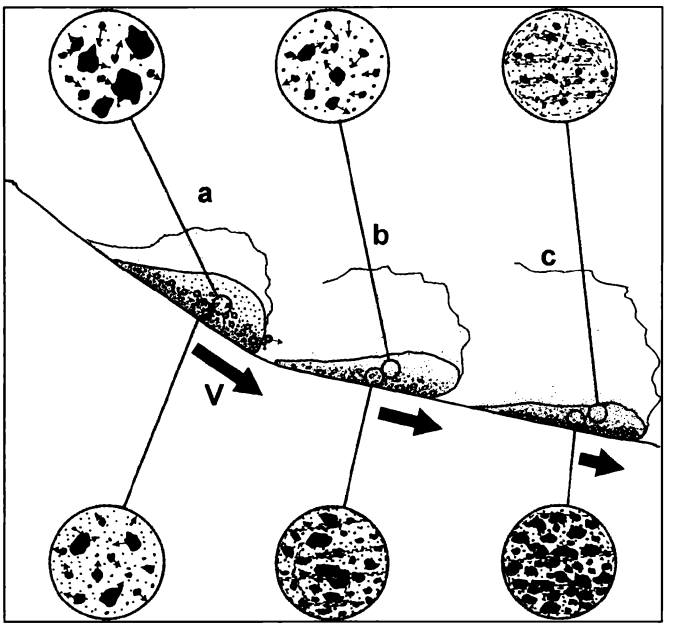


Figura 7.6. Modelo del desarrollo de un pulso de la avalancha basal del FBC del 17 de julio de 1999. El flujo tenía dos comportamientos reológicos diferentes: 1) en la parte de pendiente elevada actuó un régimen colisional caracterizado por una transferencia del movimiento entre partículas debida a colisiones rápidas y de energía moderada (círculos rojos). 2) en la parte baja del recorrido, después del quiebre de pendiente, actuó un régimen friccional caracterizado por contactos duraderos, presiones elevadas y elevados esfuerzos de corte (círculos verdes). La velocidad, inicialmente muy elevada (150-200 Km/h), se redujo drásticamente después del quiebre de pendiente

Condiciones en el tramo de pendiente moderada

En el cambio repentino de pendiente (de ≥ 30° a < de 20°), el primer impulso de la avalancha basal llegó con un momento inercial elevado. En menos de 1 km, el flujo desaceleró bruscamente para detenerse completamente. Este proceso, debió de haber involucrado mecanismos muy eficientes de disipación de la energía, con la subsecuente fracturación y abrasión de los clastos, producción de calor, de ondas infrasónicas y ondas sísmicas (Yamasato, 1997). Por el contrario, la parte superior del flujo piroclástico, constituida por material más fino, se desacopló de la avalancha basal y continuó moviéndose de manera mucho menos condicionada, por la topografía preexistente (*overbank deposits*).

Después del quiebre de pendiente, las condiciones reológicas en la base del flujo cambiaron rápidamente, desde un régimen colisional a un régimen friccional, caracterizado por contactos duraderos de los clastos, esfuerzos de corte paralelos a las superficies de deslizamiento y presiones muy elevadas entre las partículas (Drake, 1990; Bursik *et al.*, 2005; Schwarzkopf *et al.*, 2005). Contemporáneamente, en la parte superior del flujo, continuó una transferencia del momento debido a las colisiones (ver Figura 7.4b), con una variación gradual de las condiciones verticales (Drake, 1990). En esta fase ocurrió, muy probablemente, una depositación diacrónica con la sobreposición en el mismo afloramiento, de material perteneciente a partes progresivamente más atrasadas del flujo. Mediante evidencias infrasónicas y sísmicas, Yamasato (1997) afirmó que la trituración de los clastos en los FBC, ocurre sobre todo en el frente del flujo y que la energía involucrada brinca a valores mucho más elevados, después del cambio de pendiente. Esto comprueba que, la fragmentación de los clastos en la base del flujo, crece mucho después del cambio de pendiente, en el momento en que el régimen friccional se vuelve predominante. La fragmentación de los clastos, es favorecida por las tensiones mecánicas que se originan en su interior, como consecuencia de la elevada y rápida disminución de la temperatura (probablemente del orden de unos cientos de grados), que sufren a lo largo del recorrido.

La perdida de competencia de los niveles superiores, debida a la disminución del tamizado cinemático, originó una precipitación progresiva de los bloques más grandes, hacia las partes inferiores del flujo en donde actuaba un régimen friccional. Esta región activa sobre todo en la cabeza del flujo (Yamasato, 1997; Bursik *et al.*, 2005), debió comportarse como una enorme trituradora, capaz de moler clastos de todos los tamaños. En esta región se produjo una gran cantidad de material fino (ceniza), que progresivamente se propagó en todo el cuerpo del flujo, homogeneizándose y alimentando la nube de ceniza sobreyacente. Se supone que, en la región basal del flujo afectada por el régimen friccional, los espacios entre las partículas disminuyeron sensiblemente y las partículas finas producidas, fueron expulsadas hacia regiones superiores. Este mecanismo, conjuntamente con los movimientos de convección debidos al calor, favoreció la homogenización del material fino en el cuerpo del flujo.

Por lo tanto en esta región, las partículas que

habían adquirido una cierta redondez en el tramo, dominado por las colisiones, fueron molidas volviéndose progresivamente más irregulares. Al disminuir la velocidad por el engrosamiento del flujo, la región caracterizada por el régimen friccional, se extendió verticalmente hasta completar el congelamiento del flujo. En la última fase del movimiento de dicho flujo, cerca de la base, ocurrió un movimiento relativo entre bloques casi rígidos de material empaquetado, con regímenes de presión elevados, entre un bloque y otro (Drake, 1990). También en el techo, en donde continuaba el proceso de saltación de las partículas y el redondeo progresivo, se instauró un régimen friccional débil que provocó un incremento leve en las irregularidades a escala intermedia y finas en las partículas, sofocando el régimen colisional (ver Figura 7.6c).

7.1.11. Conclusiones sobre el FBC

La explosión del 17 de julio de 1999, produjo una columna eruptiva de 10 km de altura cuyo colapso parcial hacia la ladera sur del volcán, originó un flujo de bloques y ceniza de pequeño volumen. Este FBC se deslizó a lo largo de las barrancas San Antonio y Montegrande, rellenándolas completamente con un volumen de material estimado de $7.9x10^5$ m^3 (Saucedo *et al.*, 2002). El depósito se encuentra solamente después del quiebre en pendiente y en una extensión longitudinal muy limitada (<1 km). Su estudio por medio de métodos cuantitativos de análisis de las texturas, ha proporcionado nueva información que ha permitido descifrar su estratigrafía y efectuar conjeturas sobre los cambios cinemáticos ocurridos, vertical y longitudinalmente a lo largo de su trayectoria. Los datos obtenidos, en especial los datos morfométricos, no sólo han permitido efectuar conjeturas acerca de cómo ocurrió la depositación, sino que las huellas texturales encontradas en los primeros afloramientos, han constituido una base para deducir lo que ocurrió en el flujo, en el tramo de pendiente elevada donde no depositó.

Las conclusiones más importantes son:

- Se reconoció que el depósito está constituido por dos unidades deposicionales, la primera de las cuales fue probablemente relacionada, con un impulso más energético. La depositación de la segunda unidad ocurrió probablemente con unos 10-15 segundos de retrazo.
- El flujo se comportó como un típico flujo granular y estuvo caracterizado por dos comportamientos reológicos diferentes, en función de la pendiente: a) en el tramo de elevada pendiente (hasta > 40°), se deslizó como flujo granular expandido, con velocidad y temperatura granular elevada y no depositó; b) en el tramo de pendiente moderada (< 29°), el flujo se movió <1 km y depositó en pocas decenas de segundos. En este tramo, la reología se modificó radicalmente. En la base, debido a la disminución de la velocidad se incrementaron la resistencia y el espesor, el movimiento relativo de los clastos se ahogó y se instauró un régimen reológico con fricciones elevadas (régimen friccional). Al mismo tiempo, los niveles sobreyacientes (con menor concentración de clastos y mayor velocidad), se trasladaban aguas abajo provocando una depositación blandamente diacrónica. El régimen de fricciones se extendió progresivamente desde la base hacia el techo, hasta que el flujo se detuvo por completo.
- La depositación del flujo ocurrió en dos pulsos diferentes debidos a inestabilidades cinemáticas. El mecanismo de depositación quedó entre una depositación masiva (*en masse*) y una por agradación progresiva. Es probable que existiera una gradación vertical del tipo de depositación: a) casi masiva en la base, donde la concentración de los clastos era mayor y la velocidad menor, b) progresiva en los niveles más superficiales, caracterizados por concentraciones menores y velocidades más altas.
- Basándose en los datos texturales cuantitativos y en las observaciones de campo, fue posible comprobar que el depósito más distal (ColSA5), no es primario.
- Los métodos texturales afinados y desarrollados en este trabajo, han demostrado ser suficientemente sensibles y confiables, para reconocer variaciones mínimas de textura tanto verticales como longitudinales.

Los datos obtenidos en el estudio de este depósito de FBC y las interpretaciones efectuadas, encajan perfectamente en las observaciones efectuadas por otros investigadores que han estudiado depósitos similares y con los modelos reológicos recientemente propuestos (Yamasato, 1997; Fujii y Nakada, 1999; Saucedo *et al.*, 2002; Bursik, 2004; Saucedo *et al.*, 2004; Bursik *et al.*, 2005; Schwarzkopf *et al.*, 2005).

7.2. Interpretación de los resultados obtenidos por el lahar

7.2.1. Depósito ColSA5: representa la fase incipiente del LHR

Inicialmente el depósito ColSA5 semejaba un depósito primario, monolitológico, masivo y con granulometría parecida a aquélla de los depósitos de

FBC. Sin embargo, un estudio detallado y cuantitativo (Figuras y Tablas 6.4-6.7, 6.10-6.11 y Figuras 6.15-6.16 y Tablas 6.16-6.17), ha probado que se trata de un depósito retrabajado (ver capitulo 7, párrafo 7.1.2). Este depósito es muy interesante, dado que probablemente representa las fases iniciales de la formación del LHR, que fue estudiado en este trabajo.

Las características estructurales y texturales de LHR son peculiares. En general, sus rasgos son parecidos a los depósitos de flujo de escombros no-cohesivos: 1) estructura masiva, 2) distribución granulométrica bimodal, 3) presencia de niveles muy pobremente clasificados y con gradación inversa, 4) diámetro promedio de los clastos, correspondiente a grava gruesa o muy gruesa y presencia de clastos grandes (tamaño de canto mediano y grueso), 5) depósito por lo general compacto. Sin embargo, este depósito tiene algunos niveles que muestran aspectos típicos de un flujo transicional, entre un flujo de escombros y un flujo hiperconcentrado (Vallance, 2000): 1) alineación e imbricación burdas de clastos, 2) mejor clasificación, 3) granulometría más fina -grava mediana-. Este aspecto heterogéneo del LHR se debe a la sobreposición de dos o tres pulsos distintos, caracterizados por una gradación granulométrica y reológica longitudinal. Cada pulso se distingue por una cabeza y una parte delantera del cuerpo ricas en clastos gruesos (*facies* de flujo de escombros), una parte posterior del cuerpo y una cola con concentración progresivamente menor de clastos que se esfumaba, a condiciones más parecidas a aquellas de los flujos hiperconcentrados (facies de flujo transicional). Esto explica la presencia de niveles, con características típicas de flujos de escombros en la base e hiperconcentrados en la parte superior. Este aspecto transicional, es típico de los flujos de escombros no cohesivos en una fase incipiente, cuando la cantidad de agua es muy elevada y el flujo, debido al recorrido muy breve, no se ha cargado suficientemente de clastos.

7.2.2. Interpretación del depósito de LHR

Las muestras del depósito de LHR que han sido utilizadas, están ubicadas a la salida de una estrecha barranca a lo largo de un amplio abanico, donde el LHR se esparció (Figuras 2.7, 4.1, 4.2 y 4.4). El depósito tiene las características típicas de un flujo de escombro no-cohesivo (masivo, con presencia de grandes bloques en suspensión, extremadamente pobre en arcilla, distribución granulométrica bimodal, textura sostenida clasto a clasto y por matriz). El flujo se relaciona con el material removilizado del FBC, observado en ColSA5. Es evidente, que el flujo inició aguas arriba de este sitio, incorporando material sólido, hasta adquirir las características típicas de un flujo de escombros no-cohesivo.

En los primeros afloramientos (ColMG0 y ColMG1), se reconocen dos horizontes muy parecidos, separados por un contacto erosivo. En los afloramientos más lejanos el espesor se reduce de ~2 m a ~1 m y desaparece la división entre los horizontes. Esto se atribuye a la dispersión del flujo en el abanico y a su transformación después de ColMG0 (el flujo disminuyó de espesor y aumentó su ancho). Los datos granulométricos evidencian que ocurrió una depositación selectiva (*debulking*), de material de tamaño progresivamente menor, aguas abajo en el abanico, que se atribuye a una disminución progresiva de la competencia del flujo. Durante los primeros afloramientos, ocurrió una perdida del componente más fino, debido a que estas partículas se quedaron en suspensión y fueron extraídas selectivamente por el agua. De hecho en ColMG1, se observa una disminución de estas partículas finas. Sin embargo, aguas abajo estas partículas se volvieron a encontrar en el depósito, lo que se puede atribuir a dos razones posibles: 1) la depositación ocurrió más rápidamente (masiva), atrapando los finos en el depósito, 2) se incrementó el desgaste de las partículas debido al incremento de la concentración (y a los impactos) de los clastos, produciendo más partículas finas. Probablemente ambas razones fueron importantes.

La depositación y la suspensión selectiva actuaron simultáneamente en el flujo de LHR, que se justifica por la disminución progresiva de σ_φ (mejora la clasificación). Estas variaciones observadas, sugieren que las partículas en el flujo de escombros eran bastante móviles y que existía un movimiento relativo entre agua intersticial y el componente sólido. Las razones que se invocan para explicar la pérdida de competencia, a lo largo del flujo son: 1) dispersión del flujo en el abanico, 2) disminución sensible de la velocidad, y 3) cambio de un régimen turbulento a otro laminar.

Por lo que concierne a la forma de los clastos, la información obtenida es muy interesante. Se observa que las partículas a la salida de la barranca son muy alargadas (MC_2 >0.9), más alargadas que en ColSA5. Es probable que esto se deba a que actuaron mecanismos suficientemente energéticos, que fracturaron los clastos, cuando el flujo pasó por el cauce estrecho. Es interesante notar, que el grado de alargamiento encontrado en LHR a la salida de la barranca, es parecido al encontrado para el FBC (MC_2 ~0.9 en ColSA2), entre el primero y el segundo afloramiento (donde fue más intensa la fracturación). Esto puede significar que el valor de MC_2 encontrado es característico, a la escala considerada (clastos de la clase -3 Phi), para materiales recién fracturados. Mientras que a lo largo de la barranca estrecha hubo fracturación, a la salida las partículas sufrieron un redondeo progresivo,

debido a un desgaste continuo. Se observa que el desgaste mayor, ocurrió en el tramo entre ColMG1 y ColMG3, en donde también ocurre el incremento de partículas finas. Esto se debe probablemente, a un aumento en la concentración de los clastos y al número de interacciones entre ellos. En este caso, los contactos entre los clastos no fueron lo suficientemente energéticos para fracturarlos. Sin embargo, desgastaron progresivamente las partículas, dándoles formas más regulares.

7.2.3. Conclusiones sobre el LHR

El estudio del LHR del 18 de julio de 1999, permitió concluir lo siguiente:

- El LHR fue originado por lluvias, que removilizaron parcialmente el depósito de FBC, formado un día antes en la parte alta del volcán.
- El LHR en su fase inicial, tenia características transicionales entre flujo de escombros y flujo hiperconcentrado.
- En el tramo comprendido entre ColSA5 y ColMG0, el flujo se deslizó en un cauce estrecho, en donde erosionó e incrementó su concentración, adquiriendo las características típicas de un flujo de escombros no-cohesivo. La forma de los clastos analizados (clase -3 Phi) se volvió más alargada debido a la fracturación. Esta información sugiere que en este tramo, el flujo tenía una energía y velocidad elevadas, en un régimen turbulento.
- A la salida de la barranca (donde empieza el abanico), ~5 km aguas debajo de ColSA5, el LHR sufrió una transformación sensible. Esta se debió a que se esparció en una superficie amplia, disminuyendo su espesor, velocidad e incrementando su concentración.
- Las variaciones granulométricas evidencian que con la distancia ocurrió una depositación selectiva (*debulking*) de clastos progresivamente más pequeños (de cantos a arena). Al mismo tiempo, las partículas finas fueron extraídas selectivamente de la mezcla, por el agua intersticial circulante. Esta información sugiere, que las partículas en el flujo de escombros se movían libremente.
- A partir de ColMG0 y en secciones posteriores, la forma de las partículas se vuelve más regular, lo que indica que ocurrió un desgaste progresivo de los clastos, debido a interacciones de energía baja. El desgaste se incrementó en el tramo entre ColMG1 y ColMG3, en donde también aumentó la concentración de los clastos mostrando una mayor interacción entre estos.

Los datos obtenidos en el estudio del depósito LHR, permitieron reconocer que en su fase inicial, se comportó como un flujo con características intermedias entre flujo de escombros y un flujo de agua normal (flujo transicional e hiperconcentrado). Posteriormente incorporó clastos (*bulking*), evolucionando a un flujo de escombros típico. La nueva información adquirida (análisis cuantitativo de la forma), concuerda con los modelos recientes encontrados en la literatura (Scott *et al.*, 1995; Pierson y Scott, 1995; Vallance y Scott, 1997; Pierson y Scott, 1998).

7.3. Diagramas de discriminación basádos en parámetros morfológicos

El material retrabajado del depósito de FBC del 17 de julio de 1999, se investigó para averiguar si las diferencias texturales entre depósitos primarios y secundarios, podían reconocerse por medio de las técnicas de análisis de imágenes, refinadas en este trabajo. Reconocer depósitos piroclásticos primarios del material retrabajado por el agua y redepositado, es muchas veces difícil o imposible, sobre todo en áreas proximales donde el transporte generalmente ha sido muy breve y las transformaciones estructurales y texturales muy limitadas. Esta clase de estudios fueron utilizados, para discriminar entre clastos que habían sufrido diferente tipo de retrabajo (Carey *et al.*, 2000). De esta forma, se aplicaron los parámetros morfométricos obtenidos en este trabajo, a las muestras analizadas para investigar si el método era lo suficientemente sensible para discriminar entre partículas de FBC y LHR. Se utilizaron todos los datos morfométricos disponibles para el FBC primario, en el depósito que se tenían dudas (ColSA5) y el depósito de LHR que se originó por removilización del FBC. Con ese fin, se construyeron diagramas de discriminación binarios, con varios parámetros morfométricos.

7.3.1. Diagramas de discriminación D1-D2

Se empleó un diagrama de discriminación basado en la dimensión fractal textural (D_1), contra la dimensión fractal estructural (D_2), mediante el cual Carey *et al.* (2000), habían logrado diferenciar entre material piroclástico producido por erupciones sub-glaciales y transportado a la costa Sur de Islandia por grandes *jökulhlaups* y el material piroclástico más antiguo, que había sido retrabajado por el mar. En el caso estudiado por Carey *et al.* (2000), las diferencias de forma entre las partículas del depósito primario y del depósito retrabajado eran macroscópicas (Figura 6.17). El resultado que se obtuvo con nuestros depósitos, evidencia que todas las partículas resultan mucho más redondeadas con respecto al depósito primario estudiado por Carey *et al.*, (2000),

debido a las interacciones entre partículas. Observando el detalle de la gráfica en la parte de las partículas más regulares, se observa que las muestras de FBC se ubican de preferencia en la parte superior derecha y los depósitos retrabajados, en la parte opuesta, donde caen también las muestras de Carey II (Figura 6.17). Las muestras de la sección ColSA5, de las que se tenía duda sobre el origen del depósito, se ubicaron en una posición intermedia. Sin embargo, se aprecia una sobreposición de los campos que nos incentivó a experimentar otros parámetros, que habían sido obtenidos mediante el método del análisis de Fourier (AF).

7.3.2. Diagramas de discriminación MC2-8-D2 y MC2-8-D1

Entre las mejores combinaciones de parámetros morfológicos, para diferenciar los depósitos de origen primario del material retrabajado, resultó el parámetro morfológico (MC_{2-8}) contrapuesto con las dimensiones fractales D_1 y D_2. En estos diagramas de discriminación, se diferencia muy bien entre las muestras primarias del FBC y las muestras del LHR que sufrieron un transporte bastante largo (Figura 6.18a y 6.18b). Se puede notar como, las muestras del afloramiento ColSA5 que fueron retrabajadas pocos cientos de metros, se ubican en el extremo inferior del área en donde caen las muestras de origen primario, alejadas de las muestras del LHR (mucho más redondeadas).

7.3.3. Conclusiones sobre los diagramas de discriminación

Los resultados obtenidos, aunque muy preliminares, muestran que el empleo de estos diagramas de discriminación, de manera especial del diagrama D_2-MC_{2-8}, tiene mucha potencialidad. Es recomendable que la investigación se amplíe a diferentes tipos de depósitos piroclásticos y epiclásticos, para llegar a construir diagramas de discriminación más confiables. Además, se pueden utilizar combinaciones de parámetros texturales de diferente naturaleza (granulometría, forma y fábrica) que con un procedimiento estadístico apropiado (análisis multivariado) podrían mejorar la eficacia de la discriminación.

8. Conclusiones Generales

El estudio textural de los depósitos piroclásticos y epiclásticos, realizado por medio de técnicas de análisis de imágenes, proporcionó resultados nuevos y confiables, que tienen un gran potencial. En los siguientes párrafos, se sintetizan los resultados metodológicos y prácticos obtenidos.

8.1 Síntesis de los resultados metodológicos

El trabajo de investigación, comparación, verificación y optimización de métodos granulométricos y morfométricos, arrojó los siguientes resultados:

- Se refinó el método de la granulometría total (GT), que es útil para obtener una distribución granulométrica completa (de arcilla a bloques), de los depósitos piroclásticos y otros depósitos sedimentarios muy mal clasificados.
- Se elaboró un programa para descomponer la distribución granulométrica total (DGT) en componentes lognormales individuales y para calcular de forma automática, los parámetros estadísticos por medio del método de Folk y Ward optimizado (programa DECOLOG 2.0).
- Se desarrolló un método basado en las intersecciones de Rosiwal, para realizar perfiles granulométricos verticales de depósitos, a partir de una fotografía, tomando en cuenta los errores debidos a la perspectiva (Sarocchi *et al.*, 2005).
- Se afinó y experimentó el método para estudiar la forma de las partículas, por medio de la geometría fractal (método del calibre).
- Se creó un programa (PARTFRACT 0.6) que utiliza el perímetro (P_λ) y el paso de muestreo (λ), obtenidos con el método del calibre (ver párrafo 5.2.2). Este programa proporciona el diagrama de Richardson, calcula automáticamente la dimensión fractal total (D_T), estructural (D_2), textural (D_1) y otros parámetros.
- Se afinó el método de Análisis de Fourier, del perímetro de las partículas. Fueron utilizados parámetros morfológicos encontrados en la literatura y se desarrollaron otros coeficientes morfológicos (MC_{xx}).

8.2 Síntesis de los resultados aplicativos

El análisis textural proporcionó nueva información sobre los flujos de bloques, ceniza y *lahares*. Los resultados obtenidos concuerdan con modelos recientemente propuestos.

Resultados más importantes obtenidos en el depósito de FBC

- Se encontró que el depósito está constituido por dos unidades deposicionales, formadas por dos frentes.
- Se detectaron patrones verticales y longitudinales de los parámetros texturales, que muestran variaciones graduales confiables, justificables con modelos reológicos recientes.
- El flujo estuvo caracterizado por dos distintos regímenes reológicos en función de la pendiente y del tipo de terreno sobre el cual se deslizó. De manera especial, los datos morfométricos totalmente inéditos, comprueban los modelos propuestos recientemente para esta clase de FBC.
- Se propuso un modelo reológico discutiendo modelos recientes.

Resultados más importantes obtenidos en el depósito de LHR

- Se comprobó que el depósito del sitio ColSA5 no es primario y que los datos granulométricos y morfométricos, indican que está relacionado con el *lahar* (LHR).
- Se realizaron diagramas de discriminación, que pueden ser muy útiles para diferenciar depósitos piroclásticos primarios y retrabajados.
- Se corroboró que en el tramo en donde el LHR se deslizó en una barranca estrecha, el régimen cinemático tenía energía elevada y probablemente movimiento turbulento.
- Los datos morfométricos indican que al momento de la depositación del *lahar*, la forma de las partículas evolucionó de manera diferente con respecto al FBC. Esto sugiere que en estos flujos, actuaron mecanismos y energías diferentes.
- Se encontraron evidencias de que en el tramo de baja pendiente en el abanico, donde el *lahar* se depositó, ocurrió una pérdida progresiva de la competencia, debida a la dispersión del flujo en una superficie mayor y a una disminución de la velocidad y turbulencia.

Referencias

Abdurachman, E.K., Bourdier, J.L. y Voight, B., 2000. Nuées ardentes of 22 November 1994 at Merapi volcano, Java, Indonesia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 100: 345-361

Bagnold, R.A., 1954. Experiment on a gravity-free dispersion of large solid sphere in a Newtonian fluid under shear. Proceedings of the Royal Society, London. A225, 49-63.

Boudon, G., Camus, G., Gourgaud, A. y Lajoie, J., 1993. The 1984 nuée-ardente deposits of Merapi volcano, Central Java, Indonesia: stratigraphy, textural characteristics, and transport mechanisms. Bulletin of Volcanology, 55: 327-342.

Boudon, G. y Lajoie, J.,1989. The 1902 Peléean deposits in the Fort Cemetery of St. Pierre, Martinique: a model for the accumulation of turbulent nuées ardentes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 38: 113-129.

Bourdier, J.L., Boudon, G. y Gourgaud, A., 1989. Stratigraphy of the 1902 and 1929 nuée-ardente deposits, Mt. Pelée, Martinique. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 38: 77-96.

Branney, M.J. y Kokelaar, P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. Bulletin of Volcanology, 54: 504-520.

Branney, M.J. y Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society Memoir No.27. The Geological Society, London. 143 pp.

Bretón, M., Ramírez, J.J. y Navarro C., 2002. Summary of the historical eruptive activity of volcán de Colima, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 117: 21-46.

Bullard, F.M., 1985. Volcanoes of the earth. St Lucia Univ. Queensland Press.

Bursik, M., 2004. Block and Ash Flows: Volcanic Granular Flows. Proceedings of the GSA Penrose Conference at Metepec, Puebla. Publicación especial N.2, Instituto de Geología UNAM (México).

Bursik, M., Patra, A., Pitman E.B., Nichita, C., Macias J.L., Saucedo, R., Girina O., 2005. Advances in studies of dense volcanic granular flows. Reports on Progress in Physics, 68: 271-301.

Capaccioni, B. y Sarocchi, D., 1996, Computer-assisted image analysis on clast shape fabric from the Orvieto-Bagnoregio ignimbrite (Vulsini District, central Italy): implications on the emplacement mechanisms: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 70, 75-90.

Capra, L. y Macías, J.L., 2000, Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central México: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102, 149-168.

Carey, S., Maria, A., Sigurdsson H., 2000. Use of fractal analysis for discrimination of particles from primary and reworked jökulhlaup deposits in SE Iceland. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 104: 65-80.

Carrasco-Núñez, G., Vallance, J.W., y Rose, W.I., 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexicoimplications for hazard assessment: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 59: 35-46.

Carrasco.Nuñez G., 1999. Holocene block-and-ash flows from summit dome activity of Citlaltépetl volcano, Eastern Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 88: 47-66.

Cas, R.A., Wright, J.V., 1988. Volcanic Successions: Modern and Ancient. Allen and Unwin, London, 528 pp.

Charland, A. y Lajoie, J., 1989. Characteristics of pyroclastic deposits at the margin of Fond Canonville, Martinique, and implications for the transport of the 1902 nuées ardentes of Mt. Pelée. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 38: 97-112.

Chen, C., 1987. Comprehensive review of debris flow modeling concepts in Japan. In: Debris flows/ Avalanche Process, Recognition and Mitigation (eds Costa, J.E and Wiezczorek, G.F.). Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, Vol. VII.

Cole, P.D., Calder, E.S., Druitt, T.H., Hoblitt, R., Robertson, R., Sparks, R.S.J., Young, S.R., 1998. Pyroclastic flows generated by gravitational instability of the 1996-97 lava dome of Soufriere Hills Volcano, Montserrat. Geophysical Research Letters, 25: 3425-3428.

Cole, P.D., Calder, E.S., Sparks, R.S.J., Clarke, A.B., Druitt, T.H., Young S.R., Herd, R.A., Harford, C., Norton, G., 2002. Deposits from dome-collapse and fountain-collapse pyroclastic flows at Soufriere Hills, Volcano, Montserrat, In: Druitt, T.H.,& Kokelaar, B.P. (eds) The Eruption of Soufriére Hills Volcano, Montserrat, From 1995 to 1999.Geological Society, London, Memoirs, 21: 231-262

Cortés, A., Garduño-Monroy, V.H., Navarro-Ochoa, C., Komorowski, J.C., Saucedo, R., Macías, J.L., Gavilanes, J.C., 2005. Carta geológica del Complejo Volcánico de Colima: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de geología, cartas Geológicas y Mineras 10, escala 1:100,000, mapa con texto explicativo. 37 pp.

Cortés, A. y Gavilanes, J.C., 1998. Evolución morfoestructural de la cima del volcán de Colima (1997-1998). GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jal, pp. 38-39.

Costa, J.E., 1988. Rheologic, Geomorphic and Sedimentologic Differentiation of Water Floods, Hyperconcentrated Flows, and Debris Flows. . In: V.R. Baker, R.C. Kochel and P.C. Patton (Editors), Flood geomorphology. John Wiley & Sons, pp. 113-122.

Crosta, G.B., Calvetti, F., Imposimato, S., Roddeman, D., Frattini, P., Agliardi, F., 2001. Granular Flows and Numerical Modelling of landslides. Damocles Project (C. No. EVG1-CT-1999-00007). 62 pp.

Curry, R.R., 1966. Observation of alpine mudflows in Tenmile Range, central Colorado: Geological Society of America Bulletin, 77: 771-776.

Daag, A.S., 2004. Modelling the Erosion of Pyroclastic Flow Deposits and the Occurrences of Lahars at Mt. Pinatubo, Philippines. Unpublished Phd Thesis, Utrecht University (Holland), 238 pp.

Dade, W.B. y Huppert, H.E., 1996. Emplacement of the Taupo ignimbrite by a dilute, turbulent flow. Nature, 381:509-512.

Davies, D.K., Quearry, M.Q. y Bonis, S.B., 1978. Glowing avalanches from the 1974 eruption of volcano Fuego, Guatemala. Geological Society of America Bulletin, 89: 369-394.

Denlinger, R.P., 1987. A model for generation of ash cloud by pyroclastic flows, with application to the 1980 eruptions at Mount St. Helens, Washington. Journal of Geophysical Research, B92, 10284-10298.

Diepenbroek, M., Bartholomä, A. e Ibbeken, H., 1992. How round is round? A new approach to the topic "roundness" by Fourier grain shape analysis. Sedimentology, 39: 411-422.

Drake, T.G.,1990. Structural Features in Granular Flows. Journal of Geophysical Research, 95 (B6): 8681-8696.

Ehrlich, R. y Weinberg, B., 1970. An exact method for characterization of grain shape. Journal of Sedimentary Petrology, 40(1): 205-212.

Fei, X., 1983. Grain composition and flow properties of heavily concentrated suspensions, Proceeding of the Second International Symposium on River Sedimentation, Water resources and Electrical Power Press, China, 307-309.

Felix, G. y Thomas N., 2004. Relation between dry granular flow regimes and morphology of deposits: formation of levées in pyroclastic deposits. Earth and Planetary Science Letters, 221, 197.

Fink, J. H., 1991. Volcano warning needed. Nature, 351, 611.

Fink, J. H., 1992. Mount Unzen rumbles on. Nature, 357, 119.

Fink, J. H., Anderson, S. W. y Manley, C. R. J., 1992. Textural constraints on effusive silicic volcanism-beyond the permeable foam model. J. Geophys. Res, 97, 9073–9083.

Fink, J. H. y Manley, C. ,1989. IAVCEI Proc. Volcanol, 1, 169–179.

Fisher, R.V. y Heiken G., 1982. Mt Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 13: 339-371.

Fisher, R.V., Heiken, G., y Hulen, J.B., 1997. Volcanoes, crucibles of change. Ed. Princeton, USA, 317 pp.

Flores, J.A., 1987. Las erupciones del volcán de Colima. Colección –Cuaderno de difusión científica- 10: 7-52. Serie Instituto de Geografía y Estadística (II), Universidad de Guadalajara.

Folk, R.L. y Ward, W., 1957. Brazos River bar: à study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, 27:3-26.

Francis, P.W., Roobol, M.J., Walker, G.P.L., Cobbold, P.R. y Coward, M.,1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. Geol. Rundschau, 63: 357-388.

Francis, P.W.,1992. Volcanoes: a planetary perspective. Clarendon Press, 443 pp.

Francis, P. y Oppenheimer, C., 2004. Volcanoes, (second edition), Oxford University Press, Oxford, 521 pp.

Freundt, A., Wilson C.J.N., Carey S.N., 2000. Ignimbrites and Block-And-Ash Flow Deposits. In: H. Sigurdsson (Editor), Encyclopedia of volcanoes. Academic Press, San Diego. pp. 581-599.

Fujii, T. y Nakada, S., 1999. The 15 September pyroclastic flows at Unzen Volcano (Japan): a flow model for associated ash-cloud surges. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 89:159-172.

Gallino, G.L. y Pierson T.C., 1985. Polallie Creek debris flow and subsequent dam-break flood of 1980, East Fork Hood River Basin, Oregon: U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2273. pp.22

Gavilanes, J.C., 2004. Simulación de escenarios eruptivos del Volcán de Colima y aportaciones a plan de contingencias del estado de Colima. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad de México. 123 pp.

Glicken, H., 1998. Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington. Bulletin of the Geological Survey of Japan, 49(2/3): 55-106.

Gómez-Tuena, A. y Carrasco- Núñez, G., 1999. Fragmentation, transport and deposition of a low-grade ignimbrite: The Citlaltépetl Ignimbrite, Eastern México. Bulletin of Volcanology, 60: 448-464.

GVN, (1998b). Bulletin of Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C. 23 (10):9.

GVN, (1999a). Bulletin of Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C. 24 (1): 3-5.

GVN, (1999e). Bulletin of Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C. 24 (8): 2.

Hanes, D.M. e Inman, D.L., 1985. Experimental evaluation of a dynamic yield criterion for granular fluid flows: Journal of Geophysical Research, 90 (B5), 3670-3674.

Hayashi, J.N. y Self, S., 1992. A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. Journal of Geophysical Research, B97: 9063-9071.

Hoblitt, R.P.,1986. Observations of the eruptions of 22 July and August 7, 1980, Mount St. Helens, Washington. Spec. Pap. .U.S. Geol. Surv. 1335, 1-44.

Hsü K.J., 1975. Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rock falls. Geol Soc. Am. Bulletin. 86:129-140.

Huppert, H.E., Turner, J.S., Carey S.N., Sparks, R.S.J., Hallworth, M.A.,1986. A laboratory simulation of pyroclastic flows down slopes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 30: 179-199.

Iverson, R.M., 1997. The physics of debris flows. Reviews of Geophysics, 35: 245-296.

Iverson, R.M. y Vallance J.W., 2001. New views of granular mass flows. Geology, 29: 115-118.

Kaye, B.H., 1978. Specification of ruggedness and/ or texture of a fine particle profile by its fractal dimension. Powder technology, 21: 207-213.

Kelfoun, K., Legros, F., Gourgaud A., 2000. A statistical study of trees damaged by the 22 November 1994 eruption of Merapi volcano (Java, Indonesia): relationships between ash-cloud surges and block-and-ash flows. Journal of Volcanol. Geoth. Research. 100 (1-4): 379-393

Kennedy, S.K. y Lin, W.H., 1991. A comparison of Fourier and fractal techniques in the analysis of closed forms. Journal of Sedimentary Petrology, 62: 842-848.

Komorowski, J-C., Navarro, C., Cortés, A., Saucedo, R., y Gavilanes, J-C., 1997. The Colima Complex: Quaternary multiple debris avalanche deposits, historical pyroclastic sequences (pre-1913, 1991 and 1994). Excursion guidebook, 1-38 IAVCEI 1997 especial publication.

Lajoie, J., Boudon, G. y Bourdier, J.L., 1989. Depositional mechanics of 1902 pyroclastic nuée-ardente deposits of Mt. Pelée, Martinique. Journal of Volcanology and Geothermal Research 38: 131-142.

Lowe, D., 1982. Sediment Gravity Flows; II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity current. Journal of Sedimentary Petrology, 52 (1): 279-297.

Lawson, D.E., 1982. Mobilization, movement, and deposition of active subaerial sediment flows, Matanuska Glacier, Alaska. Journal of Geology, 90 : 279-300.

Luhr, J.F., y Charmichael, I.S.E., 1981. History and cyclicity of eruptions. Volcano News, 7: 1-3.

Luhr JF, y Carmichael I.S.E., 1982. The Colima Volcanic Complex, México. III. Ash and Scoria-Fall Deposits from the Upper Slopes of Volcán de Colima. Contrib Mineral. Petrol. 80: 262-275.

Luhr, J.F., y Charmichael, I.S.E., 1990. Geology of Volcán de Colima. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Boletín 107. México DF

Luhr, J.F., y Prestegaard, K.L., 1985. Caldera formation at Volcán de Colima, México: A large, Mount St. Helens-type avalanche event 4,300 years ago. EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 66 (18): 411.

Macdonald, G.A. y Alcaraz, A., 1956. Nuées ardentes of the 1948-1953 eruption of Hibok-Hibok. Bulletin of Volcanology 18: 169-78.

Mandelbrot B.B., 1977. Fractals: form, chance and dimension. W.H. Freeman, San Francisco. 361 pp.

Major, J. y Pierson, T.C., 1992. Debris flow rheology: experimental analysis of fine grained slurries. Water Res. Research., 28 (3): 841-857.

McTaggart, K.C., 1960. The mobility of nuées ardentes. American Journal of Science. 258: 369-382.

Medina-Martinez, F., 1983. Analysis of the eruptive history of the volcán de Colima, Mexico (1560-1980). Geofís. Internacional (México), 22: 157-178.

Mellors, R.A., Waitt, R.B. and Swanson, D.A., 1988. Generation of pyroclastic flows and surges by hot-rock avalanches from the dome of Mount St. Helens volcano, USA. Bulletin of Volcanology 50: 14-25.

Middleton, G., 1970. Experimental studies related to the problem of flysch sedimentation. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 7: 253-272.

Miyabuchi, Y (1999) Deposits associated with the 1990-1995 eruption of Unzen volcano, Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research 89: 139-158.

Moore, J.G. y Melson, W.G., 1969. Nuées Ardentes of the 1968 Eruption of Mayon Volcano, Philippines. Bulletin of Volcanology 33: 600-20.

Mouton, P.R., 2002, Principles and Practices of Unbiased Stereology: Baltimore and London, The John Hopkins University Press, 214 pp.

Muller, G., 1967. Methods in sedimentary petrology. E. Schweitzerbartsche verlagsbuchhandlung-Stuttgart. Hafner publishing company. New York-London. 100 p.

Nairn, I.A. y Self, S., 1978. Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975. Journ. of volcanol. and Geothermal Res. 3: 39-60.

Navarro, C., Gavilanes, J-C., Cortés, A. 2002. Movement and emplacement of lava flows at Volcán de Colima, México: November 1998-February 1999. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 117: 155-167.

Neri A., Esposti Ongaro T., Macedonio G., Gidaspow D., 2003. "Multiparticles simulation of collapsing volcanic columns and pyroclastic flows", J. Geoph. Res. 108(B4), 2202, doi:10.1029/2001JB000508.

Orford, J.D. y Whalley, B., 1983. The use of fractal dimension to quantify the morphology of irregular-shaped particles. Sedimentology, 30: 655-668.

Pierson, T.C., 1995. Flow characteristics of large eruption-triggered debris flows at snow-clad volcanoes: constraints for debris-flow models: Journ. of Volc. and Geoth. Res., 66: 283-294.

Pierson, T. y Costa, J., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In: J. Costa and G.E. Wieczorek (Editors), Debris flows/Avalanches: Process, recognition, and mitigation. Reviews in engineering geology. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 1-12.

Pierson, T.C., Janda, R.J., Thouret, J.C. y Borreo, C.A., 1990. Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow, and deposition of lahars. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41: 17-66.

Pierson, T.C., Janda, R.J., Umbal, J.V. y Daag, A.S., 1992. Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow, and deposition of lahars: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41: 17-66.

Pierson, T. y Scott, K., 1985. Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. Water Resources Research. 21 (10): 1511-1524.

Pierson, T.C. y Scott, K.M., 1998. Surficial hydrologic hazards al volcanoes. U.S. Geological Survey, Open-File Report n.98. Vancouver, Washington.

Postma, G., Nemec, W. y Kleinspehn, K., 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. Sedimentary Geology, 58: 47-61.

Powers, M.C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology, 23 (2): 117-119.

Robin, C., Camus, G. y Gourgaud A., 1991. Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (Mexico). J Volcanol. Gotherm. Res. 45: 209-225.

Robin, C., Komorowski, J-C., Boudal, y Mossand. P., 1990. Mixed-magma pyroclastic surge deposits associated with debris avalanche deposits at Colima volcanoes, México. Bulletin of Volcanology, 52, 391-403.

Robin C., Mossand P., Camus G., Cantagrel J.M., Gourgaud A., Vicent P.M., 1987. Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico). J. Volcanol. Gotherm. Res., 31: 99-113.

Rodolfo, K.S., 1989. Origin and Early Evolution of Lahar Channel at Mabinit, Mayon Volcano, Philippines. Geological Society of America Bulletin, Vol. 101, No. 3, pp. 414–426.

Rodolfo, K.S., Umbal, J.V, Alonso, R.A., Remotigue, C.T., Paladio-Melosantos, M.L.O., Salvador, J.H.G., Evangelista, D. y Miller, Y., 1996. Two Years of Lahars on the Western Flank of Mount Pinatubo. In Newhall, C.G and Punongbayan, R.S. (eds), Fire and Mud, Eruptions and Lahars of Mt. Pinatubo, Philippines, Quezon City/Seattle, PHIVOLCS/ University of Washington Press, p. 989-1013.

Rodriguez-Elizarrarás, S.R., Siebe, C., Komorowski, J-C., Espíndola, J.M., y Saucedo, R. 1991. Field observation of pristine block-and-ash-flow deposits emplaced April 16-17, 1991 at Volcán de Colima, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 48: 399-412.

Roobol, M.J. y Smith, A.L., 1975. A Comparison of the Recent Eruptions of Mt. Pelée, Martinique and Soufriere, St. Vincent. Bulletin of Volcanology 39: 215-237.

Rose, W.I., 1972. Santiaguito Volcanic Dome, Guatemala. Geol. Society of America Bulletin 83: 1413-1434.

Rose, W.I., Pearson, T. y Bonis, S., 1977. Nuée Ardente Erution from the foot of a Dacite Lava Flow, Santiaguito Volcano, Guatemala. Bulletin of Volcanology 40(1): 23-38.

Rosiwal, A., 1898. Über geometrische Gesteinsanalysen usw: Verhandl. K.K. Geol. Reichsanst, Wien, 5, 143-175.

Rupp, B., Bursik, M., Patra, A., Pitman, B., Bauer, A., Nichita, C., Saucedo, R., Macias, J.L, 2003. Simulation of pyroclastic flows of Colima volcano, Mexico, using the Titan2D program. Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 12857.

Russ, J.C., 1990. Computer-assisted microscopy., 1. Plenum Press, New York. pp. 453

Sarocchi, D., Borselli, L. y Macías, J.L., 2005. Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas; Vol. 23 (2), pp. 371 - 382.

Sato, H., Fujii, T. y Nakada, S., 1992. Crumbling of dacite dome lava and generation of pyroclastic flows at Unzen volcano. Nature 360: 664-666.

Saucedo, R., 1997. Reconstrucción de la erupción de 1913 del Volcán de Colima. Tesis de maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México. 185 p.

Saucedo, R., 2001. Erupciones de 1991 y 1998-1999 del volcán de Colima: Mecanismos de transporte y depositación de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza. Tesis de Doctorado de la Universidad Nacional Autónoma de México. 131 pp.

Saucedo, R., Macías, J.L., Mora, J.C., Gavilanes, J.C., Cortés, A., 2002, Emplacement of pyroclastic flows during the 1998-1999 eruption of volcán de Colima, México: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 117: 129-154.

Saucedo, R., Macías, J.L., Bursik, M. 2004. Pyroclastic flow deposits of the 1991 eruption of Volcán de Colima, Mexico. Bull. Volcanol. 66:291-306.

Savage, S.B., 1984. The mechanics of rapid granular flows. Advances in Applied Mechanics, 24. 289-366.

Savage, S.B. y Hutter, K., 1989. The motion of a finite mass of granular material down a rough incline. Journal of Fluid Mechanics. 199: 177-215.

Savage, S.B. y Lun C.K.K., 1988. Particle size segregation in inclined chute flow of dry cohesionless granular solids. Journal of Fluid Mechanics, 189, 311-335.

Savage, S.B. y Sayed, M., 1984. Stresses developed in dry cohesionless granular materials sheared in a annular shear cell. J. Fluid Mech., 142: 391-430.

Schwarcz, H.P. y Shane, K.C., 1969. Measurement of particle shape by Fourier analysis. Sedimentology, 13: 179-212.

Schwarzkopf, L.M., Schminke H.-U., Cronin S.J., 2005, A conceptual model for block-and ash flow basal avalanche transport and deposition, based on deposit architecture of 1998 and 1994 Merapi flows: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 139, 117-134.

Scott, K.M., 1988. Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in Toutle-Cowlitz River system: U.S. Geological Survey Prof. Paper 1447-A, 74 p.

Scott K.M., Vallance, J.W., Pringle, P.P., 1995. Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainer, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 1547. 56 pp.

Self, S., Wilson, L., Nairn, I.A. ,1979. Vulcanian eruption mechanisms. Nature 277, 440–443.

Sheridan, M.F., 1979. Emplacement of pyroclastic flows: A review, Geological Society of America, Special Paper 180, 10 pp.

Sheridan, M.F. y Kover, T., 1996. Flow-3D: A computer code for simulation rapid open-channel volcanic flow. Proc. UIST Workshop on the technology of disaster prevention against local Severe Storms, Norman OK.

Siebert, L., Glicken, H., Ui, T., 1987. Volcanic hazards from Bezimianny and Banday-type eruptions, Bulletin of Volcanology, 49, 435-459.

Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., y Stix, S. (Edits.), 2000. Enciclopedia of volcanoes. Academic Press. 1417 pp.

Smith, G.A. y Fritz, W.J., 1989. Volcanic influences on terrestrial sedimentation. Geology, 17: 375-376.

Smith , G.A. y Lowe D.R., 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. In: Fisher, R.V., Smith, G.A. (Eds), Sedimentation in Volcanic Settings, v. 45. SEMP Special Publication, 59-70.

Smith, A.L., y Roobol, M.J., 1990. Mt. Pelee, Martinique; A study of an active island-arc volcano: Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 175, 105 pp.

Sohn, Y.K., 1997. On traction-carpet sedimentation. Journal of Sedimentary Research, 67: 502-509.

Sohn, Y.K., Hwang, I.G., Bahk, J.J., Choe, M.Y., y Chough, S.K., 1997. Characteristics and depositional processes of large-scale gravely Gilbert-Type foresets in Miocene Doumsan fan delta, Pohang Basin, SE Korea. Journal of Sedimentary Research, 67: 130-141.

Sparks, R.S.J. ,1978. The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 3: 1-37.

Stith, J.L., Hobbs, P.V. and Radke, L.F.,1977. Observations of nuée ardente from the St. Augustine volcano. Geophysical Research Letters, 4: 259-262.

Storn, R. y Price, K., 1997a. Differential Evolution: Numerical Optimization Made Easy, Dr. Dobb's Journal, April 97, 18 - 24.

Storn, R. y Price, K., 1997b. Differential Evolution-a simple and efficient heuristic for global optimization over continuous spaces. Journal of Global Optimization, 11: 341-359.

Takahashi, T., 1978. Mechanical characteristics of debris flows: Journal of Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers, 106: 1153-1169.

Takahashi, T. y Tsujimoto, H., 2000. A mechanical model for Merapi-type pyroclastic flow. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 98: 91-115.

Taran, Y., Gavilanes-Ruíz, J.C., Cortés Cortés A., 2002. Chemical and isotopic composition of fumarolic gases and SO2 flux from Volcán de Colima, méxico, between 1994 and 1998 eruptions. J. Volcanol. Geotherm. Res. 117, 105-119.Thorpe, R. S., Gibson,

I. L., and Vizcaíno. J. S., 1977. Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano: Nature, 265: 724-725.

Thorpe, R. S., Gibson, I. L., y Vizcaíno. J. S., 1977. Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano: Nature, 265: 724-725.

Ui T. ,1983. Volcanic dry avalanche deposits: identifications and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. J Volcanol Geotherm Res 18:135–150.

Vallance, J., 2000. Lahars. In: H. Sigurdsson (Editor), Encyclopedia of volcanoes. Academic Press, San Diego. pp. 601-616.

Vallance , J. y Scott, K., 1997. The Osceola Mudflow from Mount Rainer: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flows. Geological Society of America Bulletin, 109 (2): 143-163.

Voight, B. y Davis, M.J., 2000. Emplacement temperatures of the November 22, 1994 nuées ardente deposits, Merapi Volcano, Java. J. Volcanol. Geotherm. Res., 100: 371-377

Wallace, P. y Anderson, A.T., 2000. Volatiles in Magmas. In: Encyclopedia of Volcanoes. :Sigurdsson, H.: Houghton, B.F.:Mcnutt, S.R.:Rymer, H.:Stix, J.: (Editors), Academic Press, San Diego. 149-170.

Yamasato, H., 1997. Quantitative analysis of pyroclastic flows using infrasonic and seismic data at Unzen Volcano, Japan. Journ. of Phys. Earth, 45: 397-416.