

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**



**ANÁLISIS TEXTURAL DEL DEPÓSITO DE FLUJO DE BLOQUES Y  
CENIZA DEL 17 DE JULIO DE 1999 EN EL VOLCÁN DE COLIMA.**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE  
DOCTOR EN CIENCIAS  
(VULCANOLOGÍA)**

**P R E S E N T A:**

**DAMIANO SAROCCHI**

**CIUDAD DE MÉXICO**

**2006**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero manifestar mi más profundo agradecimiento a todas las personas que, a vario título y de diferente forma, me han ayudado a lograr este objetivo... son tantas que probablemente mis palabras no alcanzaran para todas.

A mi tutor José Luis Macías, por darme la posibilidad de regresar a la geología después de muchos años, por su amistad, confianza y apoyo incondicionado. Le debo mucho por sus atentas críticas y revisión del trabajo.

A mis co-tutores Juan Manuel Espíndola y Gustavo Tolson, por haber seguido con dedicación el desarrollo de mi doctorado, por los buenos consejos brindados y las proficuas discusiones.

A la UNAM, al CONACYT y al Posgrado en Ciencias de la Tierra, por apoyarme a lo largo de estos años. En especial a sus coordinadores Dra. Blanca Mendoza y Dr. Oscar Campos.

A mis sinodales, José Luis Arce, Lucia Capra, Gerardo Carrasco-Nuñez y Sergio Rodríguez-Elizarrarás por sus comentarios constructivos.

A la Mra. Ana Maria Rocha por la atenta revisión del español.

A Araceli, Mónica y René por el apoyo administrativo.

A Lorenzo Borselli, por su grande amistad, comprensión y consejos sabios en los momentos difíciles. Le agradezco su disponibilidad y apoyo sin límites en todas las fases de mi trabajo. A su ayuda y consejos este trabajo debe mucho.

A Bruno Capaccioni y Marco Falorni para haber sido mis primeros maestros en la investigación científica.

A Lucia Capra, por su amistad, apoyo, valiosos consejos y sobre todo su ejemplo.

A Luciano Giannini por sus palabras de estima y motivación que en los momentos difíciles me animaron a volver a empezar con la investigación.

A Marcus Bursik, Kevin Scott, Dino Torri y Kenneth Wohletz, cuyas sugerencias han mejorado mucho la validez del trabajo.

A Abel Cortes, Juan Carlos Gavilanes y Ricardo Saucedo por la invaluable ayuda proporcionada a lo largo del trabajo de campo.

A mis amigos Lilia, Lorenzo, Renato y Marco, por las muchas horas agradables pasadas juntos en estos años, por su ayuda en los momentos difíciles y por sus buenos consejos: extrañaré el “cafecito” con ellos!

A mis compañeros Dmitri, Teresa, Cecilia, Ramón, Rafa, Christian, Lizette, Pati, Beto, Miguel, Isaac, Nacho, Hugo, Hernando, Gabriel, Fabiola, Teo, Katrin, Sergio, Javier, Pia, Silvestre por los momentos de intercambio estudiantil y amistad.

Al final, pero no por importancia...

A Mari Carmen, por apoyarme sin límites en mi superación, por soportar los momentos difíciles y las privaciones de estos años ... sobre todo, por amarme y apreciarme así como soy.

A mis papás que han creído en mí y siempre me apoyaron en mis “extravagantes” *hobbies* y trayectorias profesionales. Su apoyo nunca me ha faltado, a pesar de un océano que nos divide. Si he llegado hasta aquí es también gracias ellos.

Al “gran mago dei motori”, a cuyos genes debo probablemente la pasión por la investigación, las ideas y la justa dosis de ambición.

A mi hermana Francesca y a mi tío Alessandro, que con sus relatos extraordinarios me hizo estar siempre presente en mi tierra Italiana.

A mis suegros, por su cariño, estima sincera y ayuda en los muchos momentos de dificultad.

A México, un gran País que ha hecho realidad mis sueños.

*A Mari Carmen,  
Costanza y Giulia*

“... the mountains *must indeed be examined with the microscope.*”

H.C. Sorby, 1856

<b>ÍNDICE</b>	<b>página</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>V</b>
<b>LISTA DE TABLAS</b> .....	<b>IX</b>
<b>RESUMEN</b> .....	<b>1</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>2</b>
 <b>CAPITULO 1.</b>	
<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>3</b>
 1.1. Antecedentes .....	 <b>3</b>
1.2. Importancia del trabajo .....	<b>5</b>
1.3. Objetivos.....	<b>7</b>
 <b>CAPITULO 2.</b>	
<b>INTRODUCCIÓN AL VOLCÁN DE COLIMA</b> .....	<b>8</b>
 2.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GENERALIDADES.....	 <b>8</b>
2.2. ACTIVIDAD ERUPTIVA 1913-1999 .....	<b>10</b>
2.2.1. La erupción del 17 de Julio de 1999 .....	<b>13</b>
2.2.2. El <i>lahar</i> del 18 de Julio de 1999 .....	<b>14</b>
 <b>CAPITULO 3.</b>	
<b>FLUJOS PIROCLÁSTICOS Y LAHARES</b> .....	<b>16</b>
 3.1. FLUJOS GRANULARES .....	 <b>16</b>
3.1.1. Parámetros adimensionales de Savage y Bagnold .....	<b>17</b>
3.1.2. Procesos de segregación en flujos granulares .....	<b>19</b>
 3.2. FLUJOS DE BLOQUES Y CENIZA .....	 <b>20</b>
3.2.1. Introducción .....	<b>20</b>
3.2.2. Clasificación genética de los FBC .....	<b>25</b>
3.2.3. Modelo reológico de los FBC .....	<b>26</b>
3.2.4. Alcance relativo de los flujos piroclásticos .....	<b>28</b>

3.2.5. Depósitos típicos de FBC .....	30
<b>3.3. LAHARES</b> .....	<b>33</b>
3.3.1. Introducción .....	33
3.3.2. Flujos de escombros .....	33
3.3.3. Flujos hiperconcentrados .....	41
 <b>CAPITULO 4.</b>	
<b>DESCRIPCION DE LOS DEPOSITOS</b>	
<b>ESTUDIADOS</b> .....	<b>44</b>
 4.1. UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS .....	 44
4.2. COLECCIÓN DE LAS MUESTRAS .....	47
 <b>CAPITULO 5.</b>	
<b>METODOLOGÍA</b> .....	<b>57</b>
 5.1. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS .....	 57
5.1.1. Intersecciones de Rosiwal (IR) .....	57
5.1.2. Granulometría total (GT) .....	59
 5.2. MÉTODOS DE ANÁLISIS DE LA FORMA .....	 63
5.2.1. Análisis de Fourier (AF) .....	63
5.2.2. Geometría fractal (GF) .....	66
 <b>CAPITULO 6.</b>	
<b>RESULTADOS</b> .....	<b>70</b>
 6.1. DEPOSITO DE FBC .....	 70
6.1.1. Resultados obtenidos mediante el método (IR) .....	70
6.1.2. Resultados obtenidos mediante el método (GT) .....	75
6.1.3. Resultados de los análisis morfológicos obtenidos por medio del análisis de Fourier (AF) y de la geometría fractal (GF). .....	82
6.2. RESULTADOS DEL DEPÓSITO DE LHR .....	85
6.2.1. Resultados obtenidos mediante el método (GT) .....	85



<b>6.2.2. Resultados de los análisis morfológicos obtenidos por medio del análisis de Fourier (AF) y de la geometría fractal (GF). .....</b>	<b>89</b>
--	-----------

<b>6.3. DISCRIMINACIÓN DE DEPÓSITOS PRIMARIOS Y RETRABAJADOS POR MEDIO DE PARÁMETROS MORFOLOGICOS .....</b>	<b>92</b>
---	-----------

<b>6.3.1. Diagramas de discriminación <math>D_1</math>-<math>D_2</math> .....</b>	<b>92</b>
---	-----------

<b>6.3.2. Diagramas de discriminación <math>MC_{2-8}</math>-<math>D_2</math> y <math>MC_{2-8}</math>-<math>D_1</math> .....</b>	<b>93</b>
---	-----------

## **CAPITULO 7.**

<b>DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS RELATIVOS AL DEPÓSITO DE FBC Y CONCLUSIONES .....</b>	<b>95</b>
--	-----------

<b>7.1. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS .....</b>	<b>95</b>
--	-----------

<b>7.1.1. Presencia de dos unidades deposicionales .....</b>	<b>95</b>
--	-----------

<b>7.1.2. Afloramiento ColSA5: depósito de material retrabajado</b>	<b>98</b>
---	-----------

<b>7.1.3. Interpretación de las observaciones visuales y comparación con otros FBC .....</b>	<b>107</b>
--	------------

<b>7.1.4. Tipos de regímenes reológicos en los flujos granulares .....</b>	<b>119</b>
--	------------

<b>7.1.5. Evidencias de diferentes regímenes reológicos en función de la pendiente .....</b>	<b>112</b>
--	------------

<b>7.1.6. Tipo de depositación del FBC .....</b>	<b>114</b>
--	------------

<b>7.1.7. Gradiente vertical del régimen reológico .....</b>	<b>115</b>
--	------------

<b>7.1.8. Gradiente granulométrico vertical del flujo .....</b>	<b>116</b>
---	------------

<b>7.1.9. Evidencias de incorporación de bloques por parte del FBC</b>	<b>116</b>
--	------------

<b>7.2. MODELO REOLÓGICO DEL FBC .....</b>	<b>117</b>
--	------------

<b>7.3. Conclusiones .....</b>	<b>122</b>
--------------------------------	------------

## **CAPITULO 8.**

<b>DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS POR EL DEPÓSITO DE LHR Y CONCLUSIONES .....</b>	<b>124</b>
--	------------

<b>8.1. Interpretación de los resultados</b>	.....	<b>124</b>
<b>8.2. Discusión de los resultados</b>	.....	<b>127</b>
<b>8.2.1. Depósito ColSA5: representa la fase incipiente del LHR</b>	.....	<b>127</b>
<b>8.2.2. Interpretación del depósito de LHR</b>	.....	<b>128</b>
<b>8.2.3. Conclusiones</b>	.....	<b>130</b>
<b>8.3. DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN BASADOS EN PARÁMETROS MORFOLÓGICOS</b>	.....	<b>131</b>
<b>8.3.1. Diagramas de discriminación <math>D_1</math>-<math>D_2</math></b>	.....	<b>131</b>
<b>8.3.2. Diagramas de discriminación <math>MC_{2-8}</math>-<math>D_2</math> y <math>MC_{2-8}</math>-<math>D_1</math></b>	.....	<b>132</b>
<b>8.3.3. Conclusiones</b>	.....	<b>132</b>
<b>CAPITULO 9.</b>		
<b>CONCLUSIONES GENERALES</b>	.....	<b>133</b>
<b>9.1 SINTESIS DE LOS RESULTADOS METODOLÓGICOS</b>	.....	<b>133</b>
<b>9.2 SINTESIS DE LOS RESULTADOS APLICATIVOS</b>	.....	<b>134</b>
<b>REFERENCIAS</b>	.....	<b>135</b>
<b>APENDICES</b>	.....	<b>144</b>
<b>APÉNDICE I. TABLAS GRANULOMÉTRICAS Y DE CLASIFICACIÓN</b>		<b>145</b>
<b>APÉNDICE II. MÉTODO DEL TAMIZADO</b>	.....	<b>147</b>
<b>APÉNDICE III. MÉTODO FOTOSEDIMENTOGRÁFICO</b>	.....	<b>153</b>
<b>APÉNDICE IV. MÉTODOS GRANULOMÉTRICOS ÓPTICOS</b>	.....	<b>158</b>
<b>APÉNDICE V. DEFINICIÓN Y TIPOS DIFERENTES DE FORMA...</b>		<b>172</b>
<b>APÉNDICE VI. ESTUDIO DE LA FORMA (ANÁLISIS DE FOURIER)</b>		<b>175</b>
<b>APÉNDICE VII. ESTUDIO DE LA FORMA (GEOMETRIA FRACTAL)</b>		<b>186</b>
<b>APÉNDICE VIII. ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD INTERNA</b>	.....	<b>193</b>
<b>APÉNDICE IX. COEFICIENTES MORFOLÓGICOS.</b>	.....	<b>197</b>
<b>APÉNDICE X. COMPROBACIÓN DE COEFICIENTES MORFOLÓGICOS.</b>		<b>201</b>
<b>APÉNDICE XI. PROGRAMAS DESARROLLADOS</b>	.....	<b>206</b>
<b>APÉNDICE XII. CDF Y PARÁMETROS ESTADÍSTICOS</b>	.....	<b>217</b>

# LISTA DE FIGURAS

## Capítulo 2

**Figura 2.1.** Ubicación del Volcán de Colima.

**Figura 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).

**Figura 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.

**Figura 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.

**Figura 2.5.** Fotografía tomada desde el 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.

**Figura 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.

## Capítulo 3

**Figura 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.

**Figura 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).

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

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

**Figura 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 ignimbritas: 0) oleada piroclástica, 1) avalancha proximal, 2a) avalancha basal, 2b) oleada piroclástica, 2c) ceniza de caída. Dibujo de D. Sarocchi (2006).

**Figura 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 (2006).

## Capítulo 4

**Figura 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.

**Figura 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.

**Figura 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.

**Figura 4.4.** Fotografía de la barranca San Antonio-Montegrando tomada hacia el sur en donde se aprecia el depósito de flujo de bloques y ceniza (línea blanca).

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

**Figura 4.6.** Sitio ColSA1, en este como en los demás afloramientos se utilizó rapeles para coleccionar muestras en las paredes.

## Capítulo 5

**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).

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

## Capítulo 6

**Figura 6.1.** Perfil granulométrico vertical del afloramiento ColSA1. Los parámetros  $L_p$ , (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.

**Figura 6.2.** Perfil granulométrico vertical del afloramiento ColSA2. La línea discontinua negra, se refiere al dato corregido por la perspectiva. La línea discontinua gris, divide la unidad superior (Us) de la unidad inferior (Ui) 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.

**Figura 6.3.** Perfil granulométrico vertical del afloramiento ColSA3. La línea discontinua negra, se refiere al dato corregido por la perspectiva. La línea discontinua gris, divide la unidad superior (Us) de la unidad inferior (Ui) 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.

**Figura 6.4.** Perfil granulométrico vertical del afloramiento ColSA5. La línea discontinua negra, se refiere al dato corregido por la perspectiva. La línea discontinua gris, divide la unidad superior (Us) de la unidad inferior (Ui) 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.

**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. corresponde a la incertidumbre de la medida (barras de error).

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

**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.

**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. Us (unidad superior), Ui (unidad inferior),  $D_p$  (diámetro promedio),  $\sigma_\phi$  (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.

**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.

**Figura 6.10.** Depósito 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).

**Figura 6.11.** Depósito 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.

**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).

**Figura 6.13.** Depósito de LHR: Variaciones longitudinales de los parámetros estadístico  $\sigma_\phi$ ,  $M_\%$ ,  $L_\%$ , 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).

**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).

**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 re TRABAJADO) 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).

**Figura 6.16.** Comparación de los parámetros morfométricos  $MC_2$ ,  $MC_{3-8}$  y  $MC_{30-34}$ , 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).

**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 reportaron los datos publicados por Carey et al. (2000) de un depósito piroclástico primario constituido por partículas muy irregulares (Carey I) y el mismo material retrabajado (Carey II). La gráfica abajo representa un alargamiento de la gráfica sobreyacente.

**Figura 6.18.** Diagramas de discriminación basados en la contraposición entre el parámetro morfológico  $MC_{2-8}$  y las dimensiones fractales  $D_2$  y  $D_1$ . En ambos casos, los clastos del depósito de LHR que han sufrido un transporte largo se diferencian de los clastos del depósito primario.

## Capítulo 7

**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 sigue 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).

**Figura 7.3.** Flujos piroclásticos del 10 de diciembre de 1998. La imagen a) fue tomada unos segundos antes que b). Se puede observar el inflamiento del FBC al sobrepasar la jaroba 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).

**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, resalta un área donde las texturas finas son muy evidentes.

**Figura 7.5.** a y b) Figuras 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 deslizándose. 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)-.

**Figura 7.6.** Esquema del desarrollo 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, altas presiones y elevados esfuerzos de corte (círculos verdes). La velocidad, inicialmente muy elevada (150-200 Km/h), se redujo drásticamente después del quiebre de pendiente (significado colores flecha: morado = V +elevada; rojo = V -elevada; negro = flujo detenido).

# LISTA DE TABLAS

## Capítulo 3

**Tabla 3.1.** Cuadro sinóptico de las características de los flujos de bloques y ceniza.

**Tabla 3.2.** Síntesis de las características estratigráficas y texturales de un FBC típico.

**Tabla 3.3.** Síntesis de las características de los flujos de escombros no-cohesivos y cohesivos y de sus depósitos.

**Tabla 3.4.** Síntesis de las características de los flujos hiperconcentrados y de sus depósitos.

## Capítulo 4

**Tabla 4.1.** Resumen de la ubicación de las muestras y su posición en el afloramiento.

**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.

**Tabla 4.3.** Descripción de los afloramientos del depósito de *lahar*.

## Capítulo 5

**Tabla 5.1.** Cuadro sinóptico de las relaciones entre los parámetros morfológicos (AF) y los patrones de las irregularidades correspondientes.

**Tabla 5.2.** Cuadro sinóptico de las relaciones entre las dimensiones fractales y los patrones de las irregularidades correspondientes.

## Capítulo 6

**Tabla 6.1.** Parámetros granulométricos ( $L_p$ ,  $S_L$ ,  $P_{95}$ , B/M) obtenidos aplicando el método (IR) al afloramiento ColSA1.

**Tabla 6.2.** Parámetros granulométricos ( $L_p$ ,  $S_L$ ,  $P_{95}$ , B/M) obtenidos aplicando el método (IR) al afloramiento ColSA2.

**Tabla 6.3.** Parámetros granulométricos ( $L_p$ ,  $S_L$ ,  $P_{95}$ , B/M) obtenidos aplicando el método (IR) al afloramiento ColSA3.

**Tabla 6.4.** Parámetros granulométricos ( $L_p$ ,  $S_L$ ,  $P_{95}$ , B/M) obtenidos aplicando el método (IR) al afloramiento ColSA5.

**Tabla 6.5.** Descripción de las variaciones longitudinales, de los parámetros granulométricos ( $D_p$ ,  $P_{95}$ ,  $P_5$ ) en el depósito FBC.

**Tabla 6.6.** Descripción de las variaciones longitudinales, de los parámetros granulométricos ( $\sigma_\varphi$ ,  $M_\%$ ,  $L_\%$ ) en el depósito FBC.

**Tabla 6.7.** Descripción de las variaciones longitudinales, del valor de la mediana de las tres curvas lognormales (Md L1, Md L.2, Md L.3) obtenidas dividiendo cada distribución granulométrica del depósito FBC.

**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.

**Tabla 6.9.** Descripción de los patrones de las medianas (Md L1, Md L.2, Md L.3) observados en el perfil vertical del afloramiento ColSA3 y representado en Figura 6.9.

**Tabla 6.10.** Descripción de las variaciones longitudinales, de los parámetros morfométricos ( $D_T$ ,  $D_1$ ,  $D_2$ ) en el depósito FBC.

**Tabla 6.11.** Descripción de las variaciones longitudinales, de los parámetros morfométricos ( $MC_2$ ,  $MC_{3-8}$ ,  $MC_{30-34}$ ) en el depósito FBC.

**Tabla 6.12.** Porcentajes de arcilla ( $D < 4 \mu m$ ) en la matriz de las muestras del depósito de LHR.

**Tabla 6.13.** Descripción de las variaciones longitudinales, de los parámetros granulométricos ( $D_p$ ,  $P_{50}$ ,  $P_{95}$ ,  $P_3$ ) en el depósito LHR.

**Tabla 6.14.** Descripción de las variaciones longitudinales, de los parámetros granulométricos ( $\sigma_p$ ,  $M\%$ ,  $L\%$ ) en el depósito LHR.

**Tabla 6.15.** Descripción de las variaciones longitudinales, del valor de la mediana de las tres curvas lognormales (Md L1, Md L.2, Md L.3) obtenidas dividiendo cada distribución granulométrica del depósito LHR.

**Tabla 6.16.** Descripción de las variaciones longitudinales, de los parámetros morfométricos ( $D_T$ ,  $D_1$ ,  $D_2$ ) en los depósitos de FBC y LHR.

**Tabla 6.17.** Descripción de las variaciones longitudinales, de los parámetros morfométricos ( $MC_2$ ,  $MC_{3-8}$ ,  $MC_{30-34}$ ) en los depósitos de FBC y LHR.

## Capítulo 7

**Tabla 7.1.** Interpretación de los perfiles granulométricos verticales obtenidos utilizando el método de Rosinál (Figuras y Tablas 6.1-6.4).

**Tabla 7.2.** Interpretación de los patrones observados en el perfil granulométrico vertical del afloramiento ColSA3 (Figura y Tablas 6.8-6.9), obtenidos analizando las DGT de cada muestra del perfil.

**Tabla 7.3.** Interpretación de los patrones longitudinales, de los parámetros granulométricos obtenidos aplicando el método de la granulometría total (GT), a muestras colectadas a distancias progresivamente crecientes del centro de emisión (Figuras y Tablas 6.5-6.7).

**Tabla 7.4.** Interpretación de los patrones de los parámetros morfométricos longitudinales, obtenidos aplicando el método de Fourier (AF) y la geometría fractal (GF) a muestras colectadas, a distancias progresivamente más grandes del centro de emisión (Figuras y Tablas 6.10-6.11).

## Capítulo 8

**Tabla 8.1.** Interpretación de las variaciones longitudinales de los parámetros granulométricos, obtenidos analizando las DGT de las muestras del LHR (Figuras 6.12-6.14 y Tablas 6.13-6.15) según el método de Folk y Ward (1954).

**Tabla 8.2.** Interpretación de las variaciones longitudinales de los parámetros morfométricos (métodos GF y AF), obtenidos por el depósito de LHR y de FBC (Figuras 6.15-6.16 y Tablas 6.16-6.17).



## 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 relleno las barrancas preexistentes, con un volumen de material estimado en  $7.9 \times 10^5 \text{ m}^3$ . 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 transferencia 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 escombros, 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  $7.9 \times 10^5 \text{ m}^3$  (Saucedo et al., 2002). This material was removed by intense rain on July 18, originating a *lahar* that reached the plain at the north of Queseria 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.

# CAPITULO 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 relacionados. En especial, el estudio de los flujos gravitacionales de origen volcánico (flujos piroclásticos, avalanchas de escombros, *lahares*) 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 últimas décadas, los avances tecnológicos han proporcionado nuevos instrumentos para monitorear estos fenómenos (satélites, cámaras de alta velocidad y térmicas, sensores infrasonicos, 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 erupciones importantes 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 sean además 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 granulométrico 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 inició 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 esto). 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 el 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; 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 permite 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.

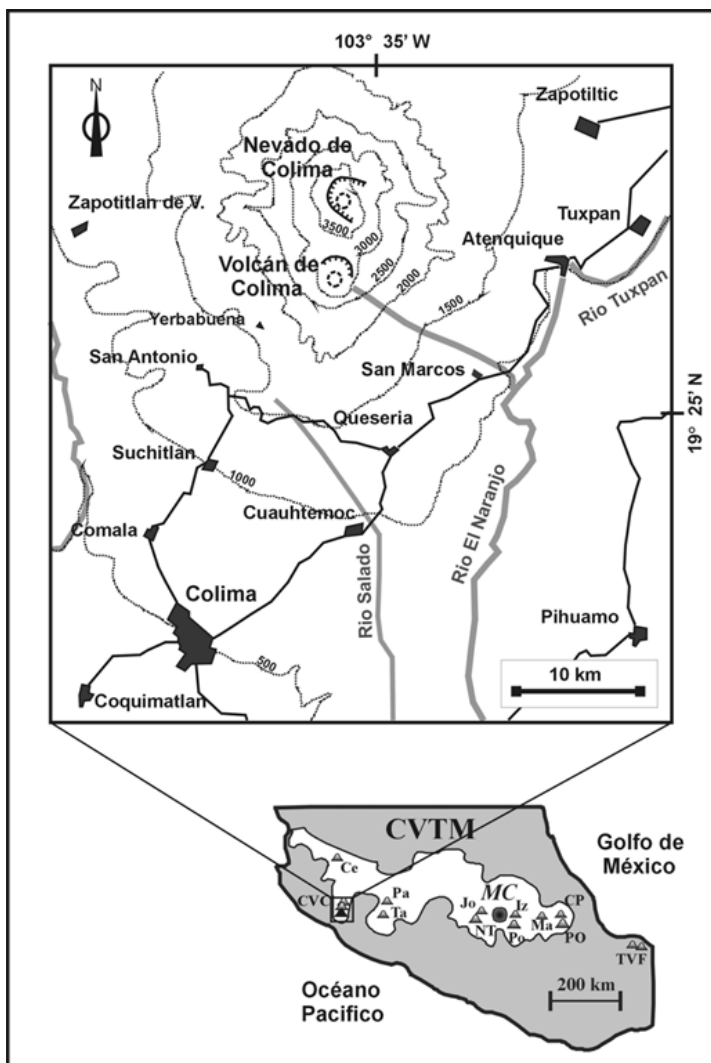
### **1.3. OBJETIVOS**

- 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*).

## CAPITULO 2. INTRODUCCIÓN AL VOLCÁN DE COLIMA

### 2.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GENERALIDADES

El volcán de Colima ( $19^{\circ} 31' N$ ,  $103^{\circ} 37' W$ , 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) 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.



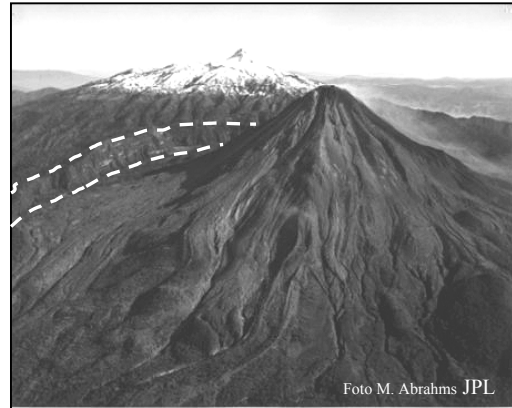
**Figura 2.1.** Ubicación del Volcán de Colima.

Abreviaciones: CVTM\_Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, CVC\_Complejo Volcánico de Colima, TVF\_Campo Volcánico Tuxtla, VC\_Volcán de Colima, NC\_Nevado de Colima, Ca\_Cantaro, Ce\_Ceboruco, Ta\_Tancitaro, Pa\_Parícutin, Jo\_Jocotitlán, NT\_Nevado de Toluca, Iz\_Iztaccíhuatl, Po\_Popocatepetl, Ma\_Malinche, CP\_Cofre de Perote, PO\_Pico de Orizaba, MC\_Ciudad de México.



El volcán de Colima pertenece al 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. Desde el año de 1560 se han documentado 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



**Figura 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).

rellenado, por lo que la 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.

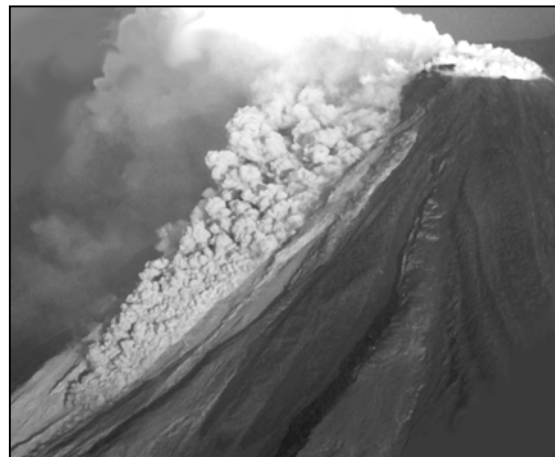
## **2.2. ACTIVIDAD ERUPTIVA 1913-1999**

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 (30 km hacia el norte) y trazas de ceniza en San Luis Potosí (435 km) y Saltillo (720 km). Esta columna 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 interior del cráter la presencia de grandes cantidades de detritos en el fondo (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  $1.63 \times 10^{-3} \text{ km}^3/\text{año}$ . 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, en 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  $\text{SiO}_2$ ) 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, produciendo 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 y 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



**Figura 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.

variaciones geoquímicas importantes (Taran et al. 2002) que indicaban una erupción inminente. Un año después, el 19 de noviembre de 1998, se registró temblor armónico, reportándose 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  $3.8 \times 10^5 \text{ m}^3$ ). 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 días siguientes, 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 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 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  $39 \times 10^6 \text{ m}^3$  de magma emitido (Navarro et al, 2002). El día 10 de febrero de



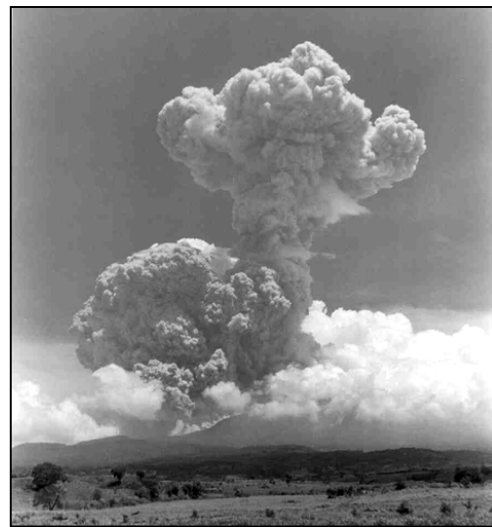
**Figura 2.4.** Fotografía del flujo de bloques y ceniza del 10 de diciembre de 1998. El flujo se originó por la caída de bloques en el borde SE del domo. Fotografía de Ricardo Saucedo.

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 3-4 km de altura y proyectó balísticos hasta 3.5-4 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, cuando tuvo lugar otra explosión que levantó una columna de ceniza de hasta 6.5 km, produjo 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, cuando 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, cuando se registró un incremento de la sismicidad, que disminuyó a valores bajos en los días siguientes hasta el 16 de julio, cuando inició 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 en 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



**Figura 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

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 columna colapsó (Saucedo et al., 2002), originando flujos piroclásticos en varias direcciones (O, SO y S), que tuvieron alcances de hasta 3.3 km y dejaron trazas de quemadura hasta 5.5 km de distancia (GVN, 1999b). Las barrancas San Antonio y Montegrando fueron las más afectadas por este evento; allí se depositó un FBC con un volumen estimado de  $7.9 \times 10^5 \text{ m}^3$  (Saucedo et al., 2002), que rellenoó 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 la

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 Montengrande (Breton et al., 2002; Gavilanes, 2004).

En la barranca Montengrande, 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 Montengrande (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 Montengrande, aproximadamente a 7-8 kilómetros de la cumbre del volcán (Figura 2.6). El campesino relata que salió de la barranca porque, aunque en ese momento no estuviese lloviendo donde él se encontraba (aguas arriba del poste de alta tensión, cerca del pueblo de Queseria), se podían oír truenos que avisaban que había una tormenta en la parte alta del volcán. Dado que él ya conocía el peligro por haber observado

otros *lahares* en la zona, decidió salir del cauce. El mismo campesino cuenta que tuvo apenas tiempo de salir de la barranca con sus vacas, cuando de repente de la boca de la barranca salió la masa de rocas y troncos, que fue invadiendo el valle. El testigo vio como el *lahar* se dispersó en el abanico y como destruyó una torre de alta tensión, que en este entonces estaba en el centro de la barranca y comentaba como los cables de alta tensión, chicoteaban y producían un ruido que asustaba, con la corriente viva y los chispazos que se generaban al tocar todo a su alrededor (Navarro, comunicación personal, 2006).

Sobre la fecha de la ocurrencia de este *lahar* y de la destrucción de la torre de alta tensión, había cierta duda pero una inspección en los registros de la Comisión Federal de Electricidad (Breton et al., 2002; C. Navarro,



**Figura 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.

comunicación personal) confirmó que el *lahar* que destruyó la torre se originó el día 18 de julio de 1999, aproximadamente a las 14:00 horas (hora local). Datos de sismicidad (RESCO), también confirman que en esta fecha y a esta hora, se verificó un *lahar* voluminoso. Esta fecha 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  $\sim 9.5 \times 10^5 \text{ m}^3$  (considerando un 50% en volumen de agua), correspondiente a  $\sim 6.3 \times 10^5 \text{ m}^3$  de solo sedimento (Gavilanes, 2004).

## CAPITULO 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 intergranular (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 intergranular 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-fluido 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; la presión de poro ( $p$ ) y la temperatura granular ( $T$ ). La presión de poro ( $p$ ) se define como la presión del fluido en el ambiente, menos la presión debida al peso del fluido (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-fluido (típicamente con una fracción de volumen sólido  $v_s > 0.4$ ) 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 rigidez de la masa granular y facilita la fluidez 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 fórmula 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).

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

donde:  $\rho_s$  y  $\rho_f$  son respectivamente las densidades de la masa de partículas y del fluido intergranular;  $\gamma$  = tasa de deformación *-shear rate-* ( $du/dy$ , donde  $u$  = velocidad paralela a la pendiente);  $\delta$  = 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  $\delta^2/h$  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:  $\tau/\sigma \approx \tan\phi_d$ . Donde  $\phi_d$  es el ángulo de fricción dinámico,  $\tau$  el esfuerzo de cizalla intergranular general y  $\sigma$  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  $\tau$  y  $\sigma$ , son burdamente proporcionales a la tasa de deformación  $\gamma$  (Iverson y Vallance, 2001).

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

donde:  $\rho_s$  = densidad de la masa de partículas,  $\gamma$  = tasa de deformación *-shear rate-*;  $\delta$  = tamaño de las partículas;  $\mu$  = viscosidad del fluido intergranular y  $\lambda$  = 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 intergranular  $\mu$ , 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-alkalina, característicos de ambientes de subducción (Indonesia, Filipinas, Japón, Antillas, Centro América, Norte América, Kamchatka). 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.

En las páginas siguientes se presenta en forma sintética (Tabla 3.1), la información esencial acerca de los flujos de bloques y ceniza. Esta tabla está organizada según los siguientes argumentos principales: definición, petrografía, características físicas, dimensión, erosión, transporte, deposición y características de los depósitos.

**Tabla 3.1.** Cuadro sinóptico de las características de los flujos de bloques y ceniza.

<b>FLUJOS DE BLOQUES Y CENIZA</b>							
<b>Definición</b>	<b>Flujos de bloques y ceniza:</b> flujos piroclásticos en los cuales la mayoría de los componentes juveniles, son bloques densos y lapilli no vesiculados o pobremente vesiculados, y ceniza sin pómez (pobremente vesiculada) de composición parecida. Sus depósitos son generalmente de volumen pequeño y difieren de las ignimbritas por no contener pómez, aunque muchos aspectos de su sedimentación son similares (Branney y Kokelaar, 2002).						
<b>Clasificación</b>	<p><b>Clasificación genética:</b> 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 (<math>P_e</math>) y la resistencia interna (<i>tensile strenght</i>) del magma (<math>T_s</math>). Ver párrafo 3.2.2.</p> <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 20%; text-align: center;"><math>P_e &lt; T_s</math></td> <td><b>Tipo Merapi:</b> disparado por la caída gravitacional de porciones del domo o coladas de lava viscosa.</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;"><math>P_e \leq T_s</math> y localmente <math>P_e &gt; T_s</math></td> <td><b>Tipo Pelée:</b> 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 explosiones dirigidas.</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;"><math>P_e &gt; T_s</math></td> <td><b>Tipo Soufriere:</b> 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.</td> </tr> </table>	$P_e < T_s$	<b>Tipo Merapi:</b> disparado por la caída gravitacional de porciones del domo o coladas de lava viscosa.	$P_e \leq T_s$ y localmente $P_e > T_s$	<b>Tipo Pelée:</b> 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 explosiones dirigidas.	$P_e > T_s$	<b>Tipo Soufriere:</b> 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.
$P_e < T_s$	<b>Tipo Merapi:</b> disparado por la caída gravitacional de porciones del domo o coladas de lava viscosa.						
$P_e \leq T_s$ y localmente $P_e > T_s$	<b>Tipo Pelée:</b> 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 explosiones dirigidas.						
$P_e > T_s$	<b>Tipo Soufriere:</b> 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.						
<b>Petrografía</b>	<p><b>Mineralogía:</b> Poco variable con el tiempo (Roobol y Smith, 1975; Sato et al., 1992). La textura es porfirítica. El mineral más abundante es la <u>plagioclasa</u>; el <u>orto-piroxeno</u> es frecuente; el <u>clino-piroxeno</u> es muy frecuente, pero disminuye en rocas más diferenciadas. El <u>olivino</u>, muestra generalmente evidencias de inestabilidad; el <u>cuarzo</u> es raro entre los fenocristales. Los minerales hidratados son: <u>anfíboles</u> (hornblenda), poca <u>biotita</u> y <u>titanomagnetita</u>.</p> <p><b>Densidades:</b> varían entre 1.4 y 2.7 g/cm<sup>3</sup>, con valor promedio de ~2.2 g/cm<sup>3</sup> (Cole et al., 2002; Schwarzkopf et al, 2005).</p> <p><b>Contenido en volátiles:</b> La cantidad original de H<sub>2</sub>O, varía desde el 3% hasta el 5% en peso (Wallace y Anderson, 2000). Otros componentes volátiles presentes en estos magmas (CO<sub>2</sub>, S, Cl, F etc.), se encuentran en abundancia, despreciable desde el punto de vista de la explosividad de la erupción.</p>						
<b>Dimens.</b>	<p><b>Volumen:</b> En la literatura se reportan volúmenes de FBC variables entre 1x10<sup>3</sup> y 1x10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>, con más frecuencia del orden de 1x10<sup>5</sup>-1x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> (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).</p> <p><b>Área:</b> Las superficies varían de unos km<sup>2</sup>, a decenas de km<sup>2</sup>, 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<sup>2</sup> (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%).</p> <p><b>Espesor:</b> 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).</p>						

Sigue de **Tabla 3.1.**

<b>Caract. físicas</b>	<p><b>Aspecto del flujo:</b> El cuerpo principal es envuelto por una espesa cortina de ceniza, casi de inmediato se desarrolla una nube gris oscura 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.</p>
	<p><b>Temperatura:</b> 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).</p>
	<p><b>Fenómenos ópticos:</b> 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).</p>
	<p><b>Fenómenos eléctricos:</b> Rayos globulares, en forma de lengua, estrías horizontales alrededor de la nube, <i>flashes</i> 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).</p>
	<p><b>Fenómenos acústicos:</b> 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 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).</p>
<b>Erosión</b>	<p>Dependiendo de la pendiente considerada, pueden erosionar e incorporar (<i>bulking</i>) importantes cantidades de material (Schwarzkopf et al, 2005). La erosión más fuerte ocurre pendiente elevada (&gt;15°) y disminuye hasta cero en el tramo de menor pendiente (&lt;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).</p>

Sigue de **Tabla 3.1.**

<b>Transporte</b>	<p><b>Velocidad:</b> 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.</p>
	<p>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. Augustine, 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).</p>
	<p>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.</p>
	<p>En pendientes <math>&gt;35^\circ</math>, la parte basal acelera y se mueve coherentemente con la parte superior turbulenta sin desacoplarse de ésta. Entre <math>20^\circ</math> y <math>6^\circ</math>, la parte basal disminuye su velocidad y la parte superior turbulenta se separa, sigue adelante, disminuye su componente horizontal y se desarrolla verticalmente (Nairn y Self, 1978).</p>
	<p><b>Alcance:</b> 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 limitado se debe muy probablemente a su pequeño volumen (Hayashi y Self, 1992; Nairn y Self, 1978). Ver párrafo 3.2.4.</p>
	<p><b>Alcance relativo (H/L):</b> 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 ignimbritas (H/L = 0.04).</p>
	<p><b>Transformaciones:</b> Los FBC pueden modificar su reología en función de: pendiente, morfología de la ladera, aspereza del sustrato, 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).</p>
<b>Deposición</b>	<p><b>Inicio de la depositación:</b> los FBC no depositan, cuando la pendiente es mayor que el ángulo de estabilidad del material granular (<math>\sim 35^\circ</math>); 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 <math>35^\circ</math>, flujos con alcance de 1-2 km depositan en pendientes <math>&lt;</math> de <math>10-15^\circ</math>, flujos que alcanzan el mar (<math>&gt;3</math> km) depositan en pendientes <math>&lt;</math> de <math>6-8^\circ</math> (Cole et al., 2002).</p>
	<p><b>Modalidad de deposición:</b> la deposición puede ocurrir según dos mecanismos principales: 1) agradación progresiva en la base (Lowe, 1982; Branney y Kokelaar, 1992) y 2) deposición <i>en masse</i> (Takahashi, 1978). Es probable que los FBC depositen de forma intermedia entre estos dos extremos (Schwarzkopf et al, 2005).</p>

Sigue de **Tabla 3.1.**

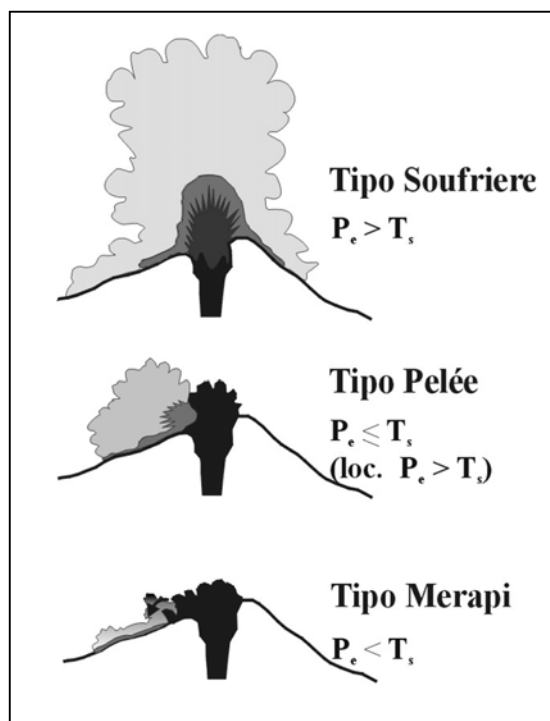
<b>depósitos</b>	<p><b>Generalidades:</b> Los depósitos de bloques y ceniza de diferentes volcanes, muestran una extraordinaria similitud, independientemente del tipo de magma y del estilo eruptivo que los produce. Se trata generalmente de depósitos monolitológicos, constituidos por bloques de material 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.</p>
	<p><b>Morfología:</b> la morfología del depósito depende de la pendiente en que el FBC ha sido depositado y de la presencia de barrancas donde encanalarse. Cuando los FBC se encuentran encañalados, 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.</p>
	<p>Presentan <i>levees</i> 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.</p>
	<p>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 (<i>ash cloud layer</i>).</p>
	<p><b>Estructura:</b> 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.</p>
	<p>Las unidades a veces no son fácilmente reconocibles a simple vista. El contacto entre diferentes unidades de flujo, generalmente es erosivo.</p>
	<p>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).</p>
	<p><b>Textura:</b> 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 &lt;5% en peso). Se trata de depósitos muy mal clasificados (<math>\sigma = 3-5 \phi</math>).</p>
	<p>Los depósitos pueden ser sostenidos clasto a clasto, con intersticios rellenos de material fino (<i>closed framework</i>) o sostenidos por matriz (Freundt, 2000).</p>
	<p>La distribución granulométrica del cuerpo principal del depósito es bimodal, con la moda de los clastos gruesos centrada de -5 a -8 <math>\phi</math> y la moda de los clastos finos de -2 a 2 <math>\phi</math> (Saucedo et al., 2004; Schwarzkopf et al, 2005).</p>
<p>La forma de los clastos depende del tamaño; 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).</p>	
<p><b>Otras características:</b> los depósitos generalmente están sueltos.</p>	



### 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



**Figura 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

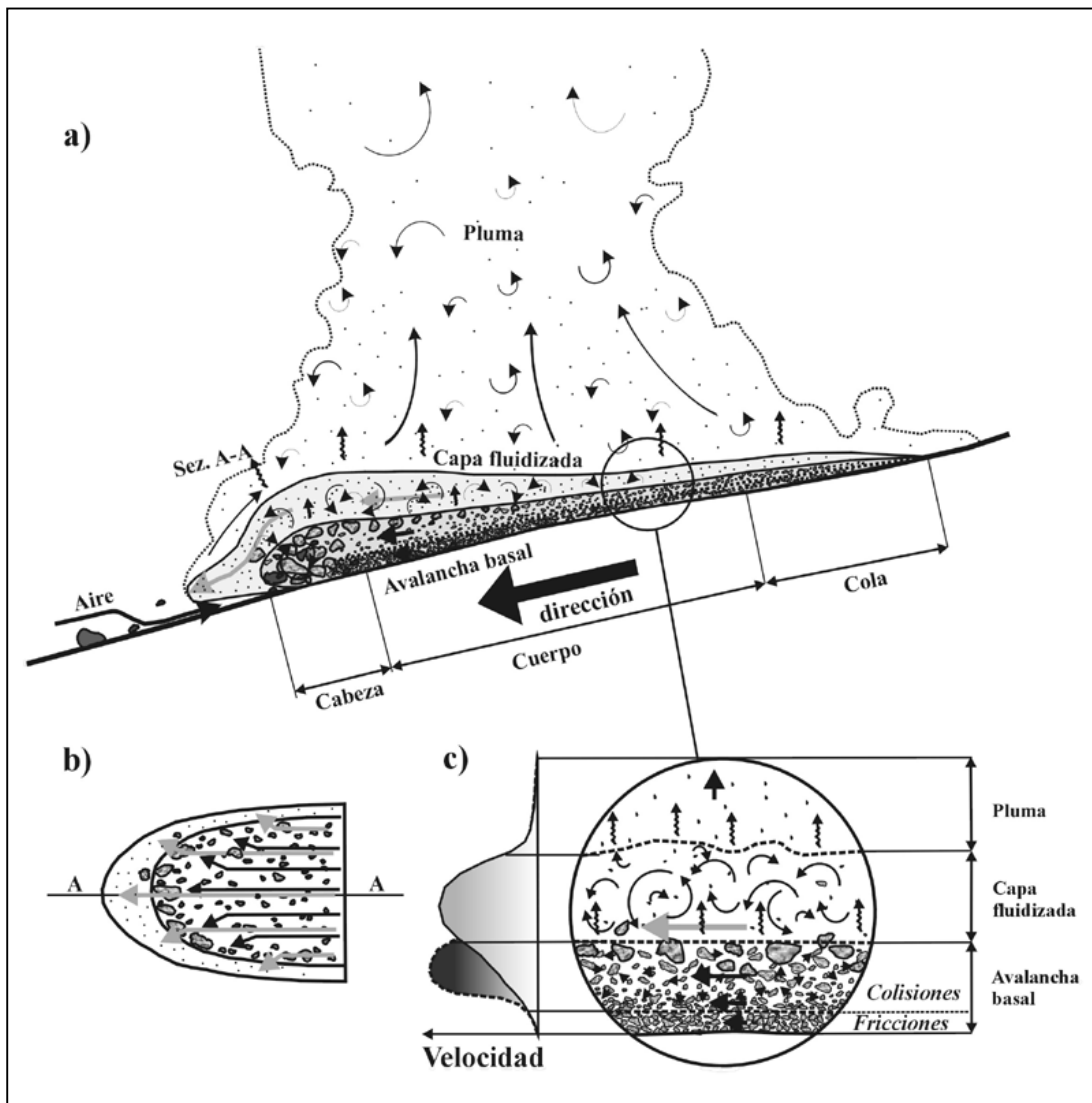
al. 1992), lo que llevó a Sato y sus colegas, a proponer un esquema genético de clasificación, para este tipo de flujos piroclásticos. En éste los estilos eruptivos son controlados por la relación entre la presión de poros en exceso ( $P_e$ ) y la resistencia interna (*tensile strenght*) del magma ( $T_s$ ). 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  $P_e > T_s$  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, también muy destructiva, que 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).

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, 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.



**Figura 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). Dibujo de D. Sarocchi.

La avalancha basal se comporta como un fluido pseudo-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 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, 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 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:  $H/L \gg 0.6$  (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

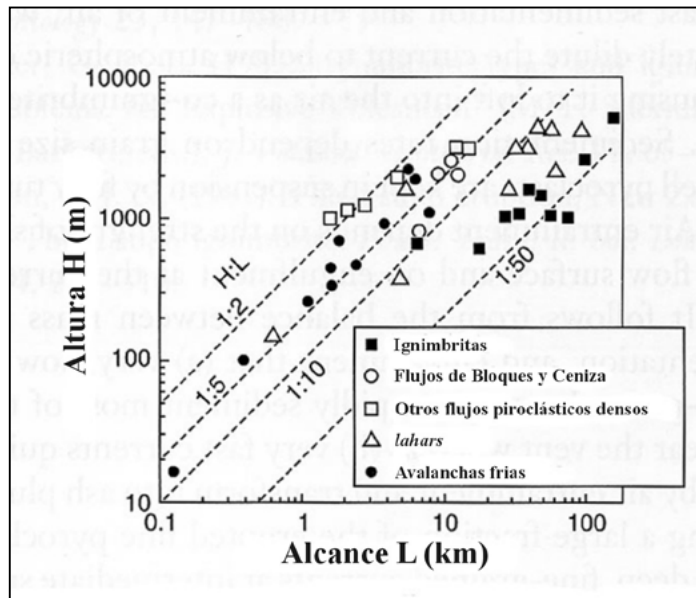
avalanchas de roca fría (Figura 3.3), alcanzan distancias que son cuatro o cinco veces superiores a su diferencia en elevación ( $H/L =$

$0.20-0.25$ ) y muchos flujos piroclásticos distancias mayores ( $H/L = 0.04-0.46$ ). Todos los autores coinciden en que la

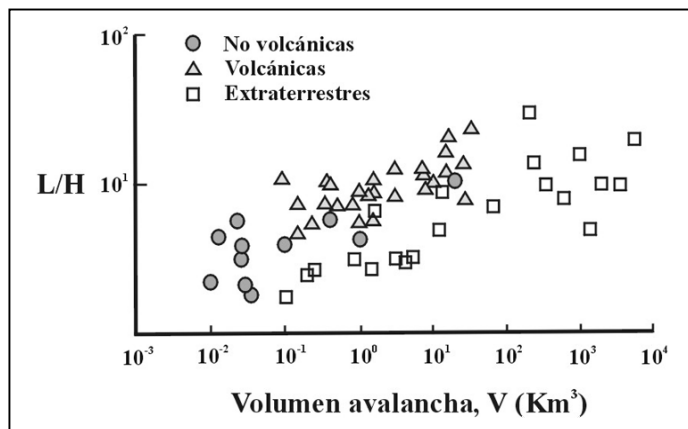
movilidad de los flujos granulares (avalanchas o flujos piroclásticos), es debida a una reducción de la fricción con el terreno, para lo

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



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



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

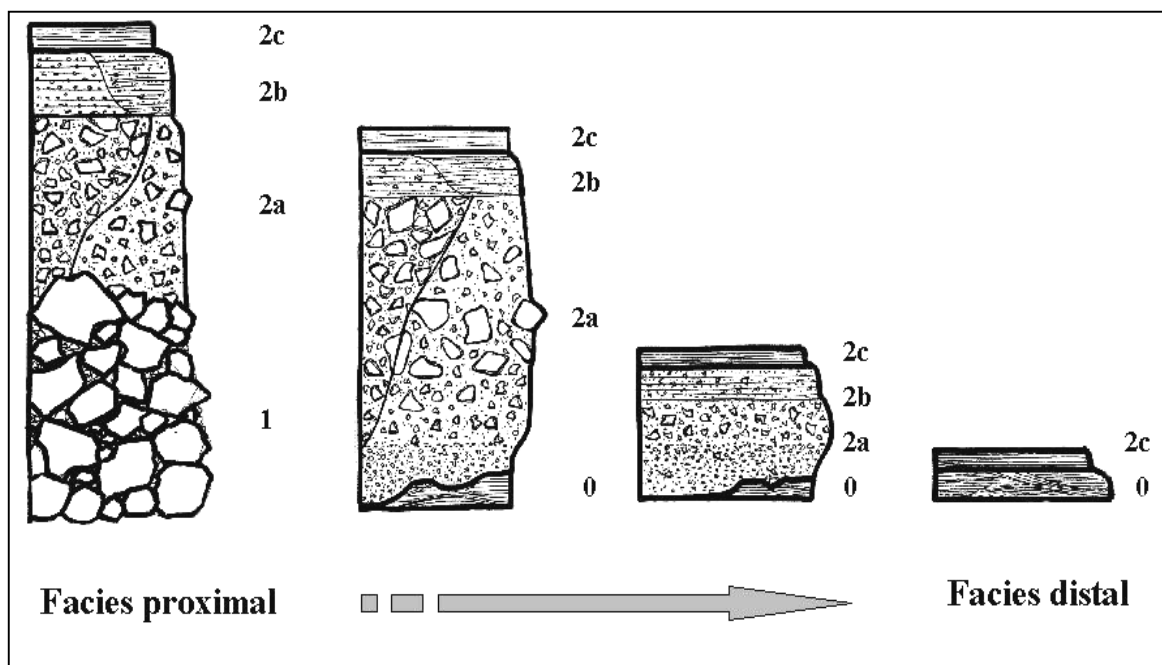
de volátiles liberados por el material juvenil y una cantidad elevada de partículas finas presentes (Fisher y Heiken, 1982; Siebert et al., 1987; Ui, 1983). Los valores del alcance relativo de los flujos piroclásticos ( $H/L \sim 0.26$ ), son similares a los obtenidos para avalanchas de rocas frías, 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* distales (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* distales puede variar de 1-2 km hasta más de 10 km, dependiendo del alcance del FBC.

**Tabla 3.2.** Síntesis de las características estratigráficas y texturales de un FBC típico, según Mellors et al., 1988 y Fujii y Nakada, 1999.

	<b>ESQUEMA DE UN DEPÓSITO TÍPICO DE FLUJO DE BLOQUES Y CENIZA</b>
<b>Unidad 0</b>	<b>Depósito de oleada piroclástica:</b> está en la base de la secuencia (unidad 0, siguiendo la clasificación de Mellors et al.1988), compuesto por ceniza fina muy bien clasificada, 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).
<b>Unidad 1</b>	<b>Depósito de avalancha proximal:</b> 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.
<b>Unidad 2a</b>	<b>Depósito de avalancha basal:</b> 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 10-15 centímetros (Fisher y Heiken, 1982; Fujii y Nakada, 1999). Esta unidad varía mucho, tanto longitudinal como transversalmente. Generalmente en <i>facies</i> proximales muestran una gradación inversa muy desarrollada, menos evidente, alejándose del área de emisión (Schwarzkopf et al, 2005).
<b>Unidad 2b</b>	<b>Depósito de oleada piroclástica:</b> 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.
<b>Unidad 2c</b>	<b>Depósito de ceniza de caída:</b> 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.



**Figura 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 ignimbritas: 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.



### 3.3. LAHARES

#### 3.3.1. Introducción

*Lahar* es un término 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). 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).

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 escombros -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 (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 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 escombros

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, 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 y resaltando sus diferencias (Tabla 3.3).

**Tabla 3.3.** Síntesis de las características de los FE no-cohesivos y cohesivos y de sus depósitos.

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

Sigue de **Tabla 3.3.**

	<b>FLUJOS DE ESCOMBRO NO-COHESIVOS</b>	<b>FLUJOS DE ESCOMBRO COHESIVOS</b>
<b>Dimens.</b>	<b>Volumen:</b> 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 $2 \times 10^5$ a $5 \times 10^6$ m <sup>3</sup> (Gavilanes, 2004).	<b>Volumen:</b> grande y generalmente se mantiene constantes por largas distancias. Por ejemplo $0.5-1 \times 10^7$ m <sup>3</sup> para el “ <i>Paradise lahar</i> ” y $3.8 \times 10^9$ m <sup>3</sup> para el “ <i>Osceola Mudflow</i> ” (Vallance y Scott, 1997), Tetelzingo $1.8 \times 10^9$ m <sup>3</sup> (Carrasco-Nuñez et al., 1993).
	<b>Áreas:</b> 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 $1 \times 10^4$ - $1.7 \times 10^6$ m <sup>2</sup> (Gavilanes, 2004).	<b>Áreas:</b> las áreas cubiertas por FE de este tipo son muy grandes. Por ejemplo el FE cohesivo “ <i>Osceola Mudflow</i> ” cubrió un área de $\sim 5.5 \times 10^8$ m <sup>2</sup> (Vallance y Scott, 1997).
	<b>Gasto:</b> inicialmente pequeño (descargas de pico de $1 \times 10^2$ – $1 \times 10^3$ m <sup>3</sup> /s), puede incrementarse rápidamente hasta $1 \times 10^5$ m <sup>3</sup> /s (Pierson et al., 1990).	<b>Gasto:</b> generalmente grandes volúmenes de material transportado (descarga de pico $> 1 \times 10^6$ m <sup>3</sup> /s).
	<b>Espesor:</b> 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).	
<b>Erosión</b>	Los flujos de escombros tienen la capacidad de erosionar e incorporar ( <i>bulking</i> ) 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).	

Sigue de **Tabla 3.3.**

	<b>FLUJOS DE ESCOMBRO NO-COHESIVOS</b>	<b>FLUJOS DE ESCOMBRO COHESIVOS</b>
<b>Transporte</b>	<b>Reología:</b> dependiendo de la velocidad, se comportan como flujos granulares, dominados por colisiones entre clastos (Scott et al., 1995). Los clastos de todos los tamaños, se mueven libremente sin enlaces viscosos. Poseen una menor movilidad, con respecto a la contraparte cohesiva (Scott et al., 1995).	<b>Reología:</b> 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 matriz, que reduce las colisiones y el esfuerzo de cizalla ( <i>shear stress</i> ) cerca de los bordes del flujo (Scott et. al., 1995).
	<b>Velocidad:</b> varía de un mínimo de 5-10 m/s, hasta más de 25 m/s.	
	<b>Movilidad:</b> menor con respecto a los <i>lahares</i> cohesivos sin embargo pueden viajar grandes distancias. Generalmente no rebasan algunas decenas de kilómetros (Scott et. al., 1995).	<b>Movilidad:</b> Tienen movilidad elevada y pueden viajar grandes distancias (hasta cientos de kilómetros), sin sufrir transformaciones importantes (Vallance, 2000).
	<b>Transformaciones:</b> Debido al incremento o disminución del material transportado con respecto al agua, puede ocurrir una transformación gradual f. de escombros ↔ f. hiperconcentrado a lo largo del camino (Vallance, 2000).	<b>Transformaciones:</b> La mezcla es coherente a lo largo del trayecto por largos tramos y no se transforman en flujos hiperconcentrados (Vallance, 2000).
<b>Deposición</b>	<b>Inicio de la sedimentación:</b> al disminuir la pendiente, esta clase de flujos 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).	<b>Inicio de la sedimentación:</b> 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).
	<b>Modalidad de sedimentación:</b> 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 <i>-levees-</i> (Pierson et al., 1990), 3) deposición <i>en masse</i> (Takahashi, 1978). Estos mecanismos pueden actuar contemporáneamente en el mismo flujo.	<b>Modalidad de sedimentación:</b> 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 <i>-levees-</i> (Pierson et al., 1990). Estos mecanismos, pueden actuar contemporáneamente en el mismo flujo.

Sigue de **Tabla 3.3.**

	<b>FLUJOS DE ESCOMBRO NO-COHESIVOS</b>	<b>FLUJOS DE ESCOMBRO COHESIVOS</b>
<b>depósitos</b>	<b>Morfología:</b> presencia de <i>levees</i> marginales y frentes lobados ricos en clastos gruesos ( <i>bloques-cantos</i> ), clasto-sostenido.	<b>Morfología:</b> los <i>levees</i> 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).	
	<b>Estructura:</b> masivos, pobremente estratificados	<b>Estructura:</b> 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 (Vallance 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).	
	<b>Textura:</b> los depósitos están constituidos por clastos cuya dimensión varía, de pocas micras hasta diez metros (Costa, 1988). Son depósitos extremadamente mal clasificados ( $\sigma = 3.6-12.3 \phi$ ).	
	Generalmente soportados clasto a clasto.	Pueden ser soportados clasto a clasto
	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).
	<b>Otras características:</b> los depósitos generalmente están bastante compactados, pero menos que los depósitos de la contraparte cohesiva (Pierson y Scott, 1998).	<b>Otras características:</b> 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 escombros***

Los flujos de escombros 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).

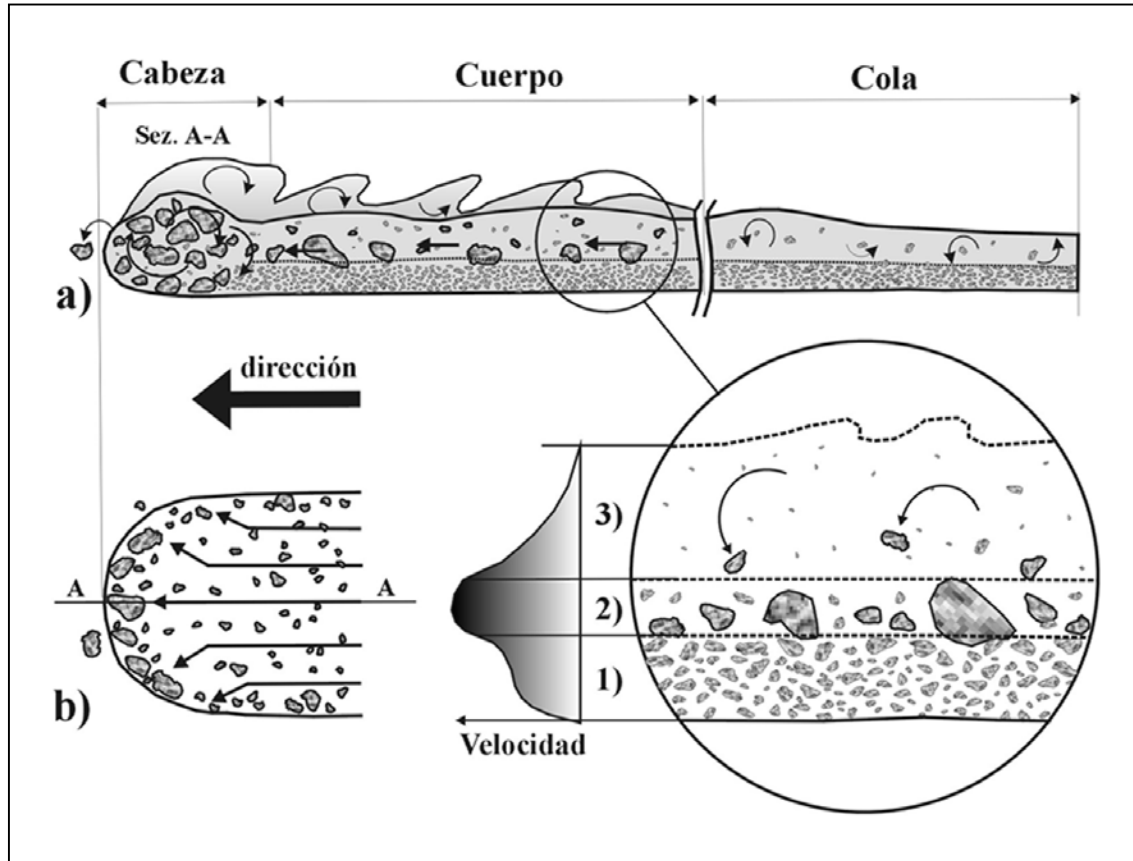
Dado que no existe aún una modelación exhaustiva que explique los diversos comportamientos físicos de los flujos de escombros, se ha adoptado un modelo unificado. Este modelo describe un flujo de escombros como un flujo granular sin cohesión, condicionado por la influencia de diferentes variables: granulometría, 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.), la que se ve contrastada con la presión de poro.

### ***Características dinámicas de los flujos de escombros***

En 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 carpetas 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 carpetas 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) suspensión de baja densidad, es el nivel más superficial; se trata de una capa diluida y móvil que a lo largo del transporte, alimenta por gravedad la carpetas 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  $\gg$  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), y debido al gradiente vertical de la velocidad (la superficie se mueve más rápidamente que los niveles subyacentes).



**Figura 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.

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.



### 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, 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 escombros (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.

	<b>FLUJOS HIPERCONCENTRADOS</b>
<b>Clasificación</b>	<p><b>Fase granular:</b> 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.</p> <p>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 crítica que se puede medir (Pierson y Costa, 1987).</p>
<b>Características físicas</b>	<p><b>Variabilidad:</b> 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.</p> <p><b>Densidad:</b> es menor con respecto a la densidad de los flujos de escombros (1.2-1.8 g/cm<sup>3</sup>). En el Mt. Pinatubo fueron medidas densidades integradas variables entre 1.20 - 1.35 g/cm<sup>3</sup> (Costa, 1988; Rodolfo et al., 1996). Varía sensiblemente con la altura en el depósito.</p> <p><b>Viscosidad:</b> en algunos casos, es poco mayor que la viscosidad del agua (Chen, 1987), los FH, poseen una resistencia crítica <i>-yield strenght-</i> baja (Smith y Lowe, 1991).</p> <p><b>Esfuerzo de cizalla:</b> el esfuerzo de cizalla <i>-shear strenght-</i>, es pequeño pero medible. Varía de 100 a 400 dinas/cm<sup>2</sup>. Crece en presencia de materiales arcillosos.</p>

Sigue de **Tabla 3.4.**

	<b>FLUJOS HIPERCONCENTRADOS</b>
<b>Origen</b>	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.
<b>Erosión</b>	<b>Capacidad erosiva:</b> 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).
	<b>Modalidad de erosión:</b> la erosión ocurre tanto en la base como lateralmente. La erosión lateral es particularmente activa, y causa el colapso de los bordes de los cauces y su incorporación masiva (Pierson y Scott, 1998).
<b>Transporte</b>	<b>Reología:</b> 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 transicional con la reología de los flujos de escombros.
	<b>Velocidad:</b> el perfil vertical de las velocidades, 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).
	<b>Capacidad de transporte:</b> 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).
	<b>Transformaciones:</b> son flujos en continua transformación. Se modifican en flujos de escombros y de agua, al cambiar las condiciones alrededor y la concentración de sedimento.
<b>Deposición</b>	<b>Modalidad de sedimentación:</b> 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).
	<b>Empobrecimiento de finos:</b> 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; forman depósitos sostenidos grano a grano, sin partículas finas en los intersticios.

Sigue de **Tabla 3.4.**

	<b>FLUJOS HIPERCONCENTRADOS</b>
<b>Depósitos</b>	<b>Morfología:</b> 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 ( <i>subset</i> ) que constituyen una unidad, pueden variar desde pocos milímetros a algunas decenas de centímetros.
	<b>Estructura:</b> 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).
	<b>Textura:</b> el diámetro promedio del sedimento, varia de arena mediana o gruesa, a grava fina. Los depósitos tienen una asimetría positiva <i>-Skewness-</i> (Pierson y Scott, 1998).
	La distribución granulométrica es generalmente unimodal (curva log-normal).
	Se trata de depósitos pobremente clasificados ( $\sigma = 1.1-1.6 \phi$ ).
	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.
	<b>Otras características:</b> 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).

## CAPITULO 4. DESCRIPCION DE LOS DEPOSITOS ESTUDIADOS

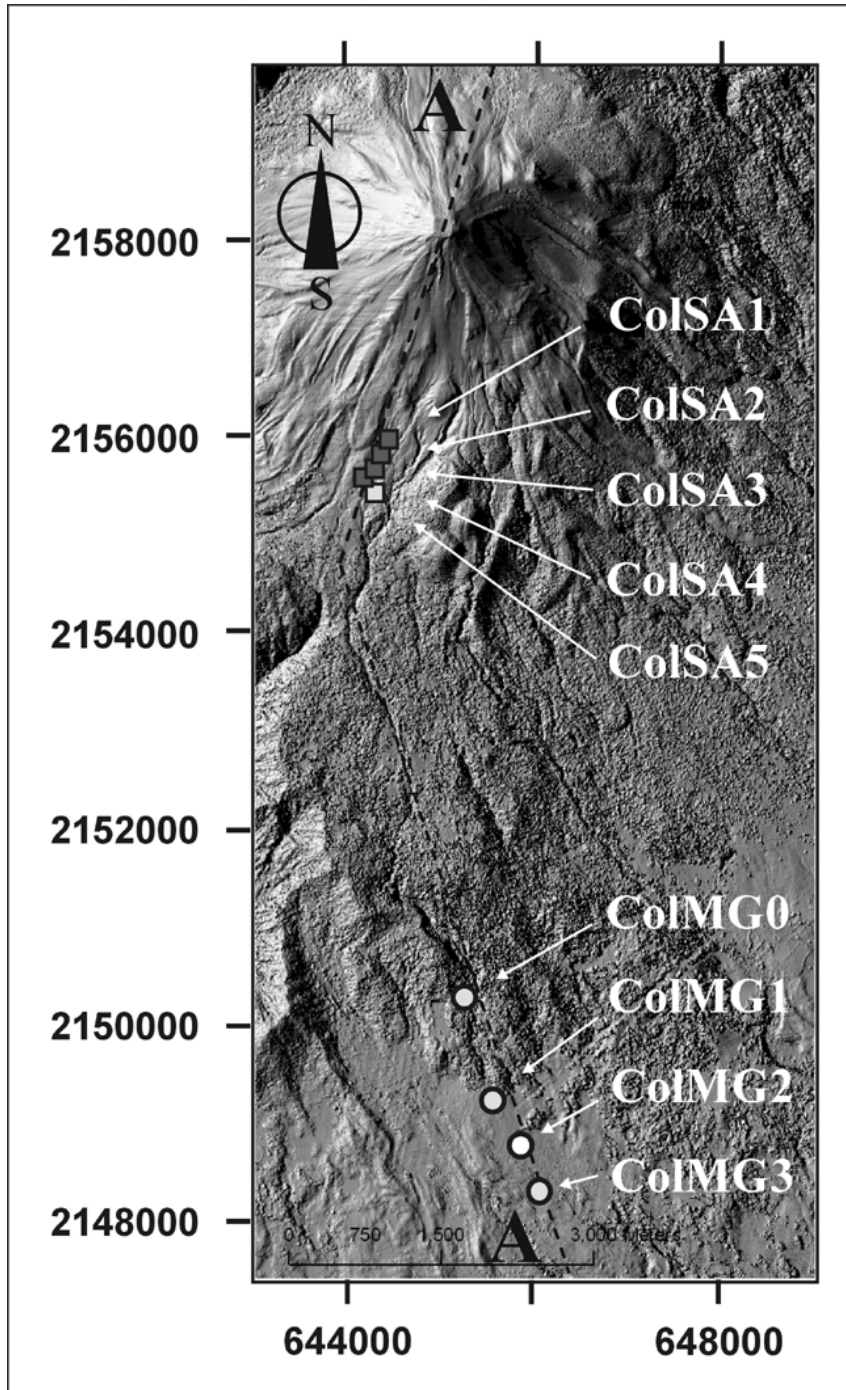
### 4.1. UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS

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.

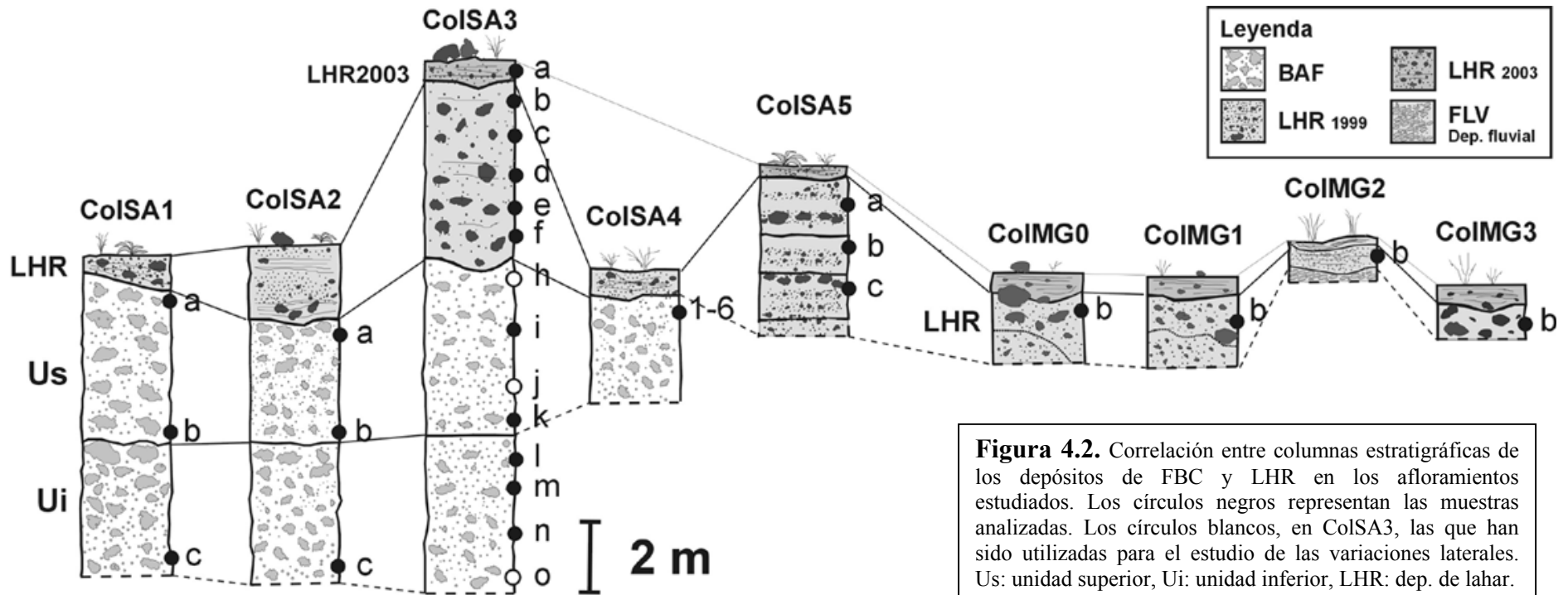
El depósito de FBC aflora después del quiebre de pendiente (Figuras 4.1 y 4.3), a una altura comprendida entre 2590 y 2420 m snm. El depósito tiene una extensión longitudinal inferior a 1 km y su superficie original no es visible, ya que está completamente cubierta por depósitos de material epiclástico.

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).

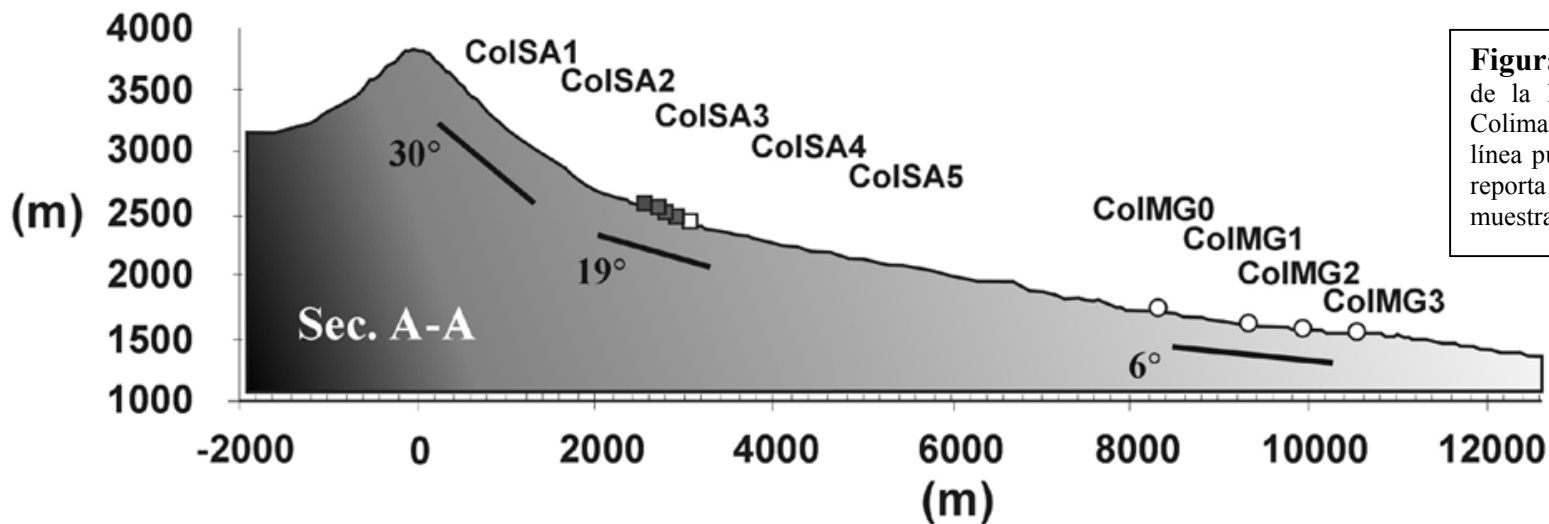
El depósito de *lahar* aflora en otro cambio importante de pendiente, situado ~8 km aguas abajo. En este punto, la barranca Montegrande pasa de ser un cañón profundo y estrecho, a un valle ancho con un abanico de pendiente moderada (Figuras 2.7, 4.1 y 4.5), constituido por una alternancia de depósitos 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.



**Figura 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.



**Figura 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 CoISA3, las que han sido utilizadas para el estudio de las variaciones laterales. Us: unidad superior, Ui: unidad inferior, LHR: dep. de lahar.



**Figura 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.

## 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. Por esta razón, aquí llamaremos a esta barranca San-Antonio-Montegrande.

El criterio adoptado para la recolección, fue tomar tres muestras por afloramiento: una en la cima, la segunda en el centro y la última en la base de cada unidad. Considerando estudios previos (Saucedo et al., 2002), y por falta de evidencias de campo se consideró al depósito, al momento del muestreo, como una sola unidad deposicional. Al realizar sucesivamente los estudios de los perfiles granulométricos

verticales, se observó que en realidad, el depósito estaba constituido por dos unidades deposicionales diferentes. No fue posible volver a recolectar nuevas muestras, debido a que otro flujo piroclástico, ocurrido en julio de 2003, ya lo había sepultado. Con esta nueva estratigrafía y conociendo la posición de las muestras, se ubicó a las muestras tomadas en el centro, en la base de la unidad superior en todos los afloramientos. Por lo tanto, 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).



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



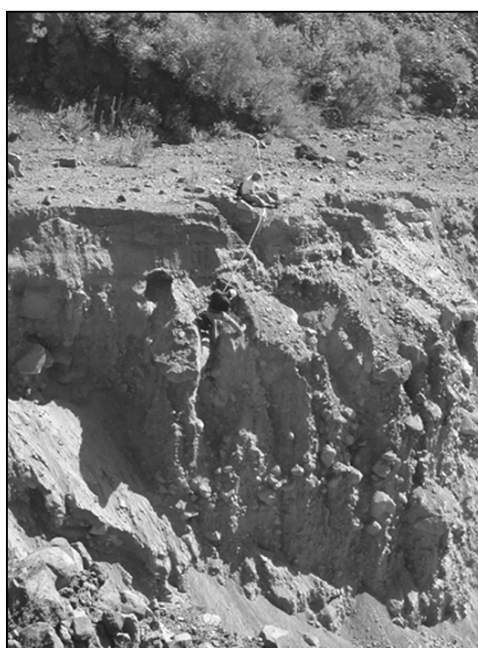
**Figura 4.5.** Fotografía del depósito de LHR tomada aguas arriba en la barranca Montegrande, en el punto en donde el valle estrecho se ensancha y empieza el abanico.

Fueron escogidos cinco afloramientos idóneos para el levantamiento de las muestras (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 sub-redondeados, alineación de clastos de tamaño parecido y una matriz ligeramente más gruesa.

En el afloramiento ColSA3, se efectuó un levantamiento detallado y se recolectaron 14 muestras en la pared vertical, a intervalos de 80-100 cm. 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 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.

De cada afloramiento se tomaron fotografías con una cámara reflex 24 x 36 y un objetivo de 50 mm de longitud focal, a una distancia de 10 metros. Con la finalidad de efectuar un estudio granulométrico por medio del método de las intersecciones de Rosiwal (IR), se tomaron también fotografías con la misma óptica y desde la misma posición, pero con el ancho de la imagen, orientado paralelamente a las discontinuidades observadas en el depósito (que también son paralelas al techo del mismo). Como escala dimensional se



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



incluyó una regla de 1 m de longitud, a la misma altura del objetivo de la cámara, para que no fuera afectada por las deformaciones de la perspectiva.

En cada punto se recolectó una muestra de aproximadamente 2.5 Kg de material, tomándose fotografías con un objetivo de 50 mm de longitud focal para efectuar el análisis óptico de detalle, a una distancia de aproximadamente 50 - 60 cm. De cada afloramiento se registraron las coordenadas GPS y la altura, mediante un altímetro barométrico Thommen (precisión  $\pm 5$ m), calibrado 4-5 horas antes en un punto de altura conocida. La posición precisa de cada muestra, fue tomada con cinta métrica a partir de la parte más baja del depósito. Estos datos se sintetizan en la Tabla 4.1.

En todos los afloramientos (incluyendo ColSA5) el depósito es monolitológico, con clastos de composición andesítica y dimensiones que varían entre *ceniza* y *bloque* (ver escala granulométrica, apéndice I). El contacto inferior es visible solamente en ColSA3; 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 para todos los afloramientos (espesores, estructuras y texturas), se sintetizan en la Tabla 4.2.

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 (Tabla 4.1). En este caso, la dificultad no consistió en alcanzar las muestras para su recolección, dado el espesor limitado del depósito, sino encontrar afloramientos caracterizados por una superficie, lo suficientemente extensa para efectuar el análisis óptico.

De cada afloramiento se tomaron fotografías, utilizando una cámara reflex 24x36 y un objetivo de 50 mm de longitud focal a una distancia de 2-4 metros.

En forma análoga a como se prosiguió con el depósito de flujo de bloques y ceniza, en cada punto de muestreo se recolectó una muestra de aproximadamente 2.5 Kg de material, tomándose fotografías con un objetivo de 50 mm de longitud focal, a una distancia de

aproximadamente 50-60 cm para efectuar el análisis óptico de detalle. De cada afloramiento se registraron las coordenadas GPS y la altura, mediante un altímetro barométrico Thommen (precisión  $\pm 5$ m). Estos datos se sintetizan en la Tabla 4.1.

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.

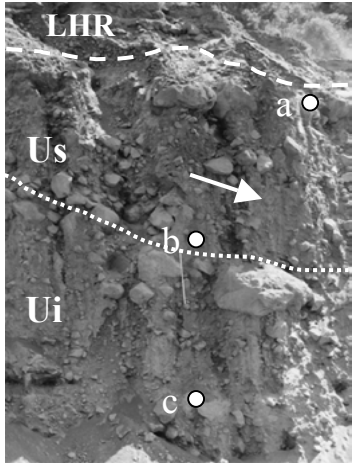
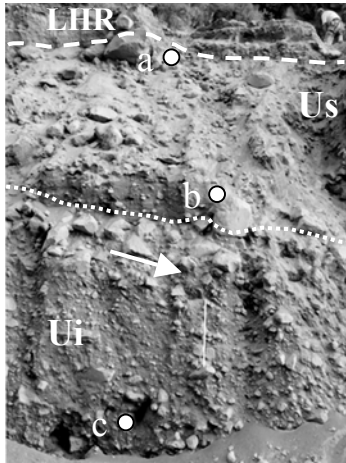
Las características que no son comunes por todos los afloramientos (espesores, estructuras y texturas), se sintetizan en la Tabla 4.3.

**Tabla 4.1.** Resumen de la ubicación de las muestras y su posición en el afloramiento.

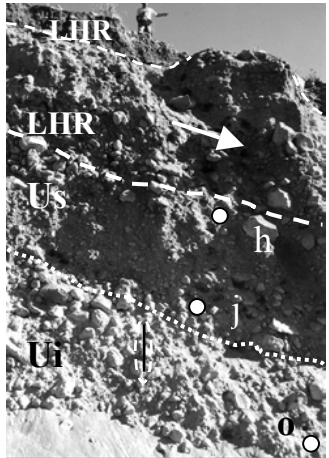
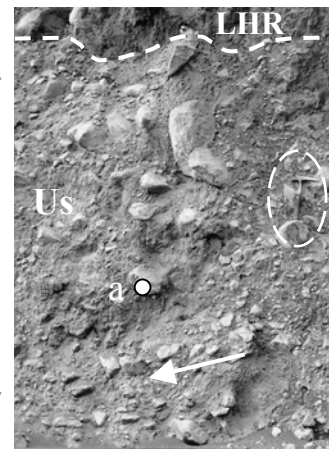
Afloramiento	Coordenadas geográficas		Muestra	Cota (m) s.n.m	Dist. Desde el cráter (m)	Posición en el afloramiento
	Norte	Oeste				
ColSA1	19° 29' 30.0"	103° 37' 23.0"	ColSA1a	2590	2610	parte alta
ColSA1	19° 29' 30.0"	103° 37' 23.0"	ColSA1b	2590	2610	parte central
ColSA1	19° 29' 30.0"	103° 37' 23.0"	ColSA1c	2590	2610	parte baja
ColSA2	19° 29' 28.9"	103° 37' 24.0"	ColSA1a	2550	2710	parte alta
ColSA2	19° 29' 28.9"	103° 37' 24.0"	ColSA1b	2550	2710	parte central
ColSA2	19° 29' 28.9"	103° 37' 24.0"	ColSA1c	2550	2710	parte baja
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1a	2495	2840	14.6 m *
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1b	2495	2840	13.5 m*
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1c	2495	2840	12.4 m*
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1d	2495	2840	11.1 m*
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1e	2495	2840	10.1 m*
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1f	2495	2840	9.2 m*
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1h	2495	2840	8.0 m**
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1i	2495	2840	6.5 m
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1j	2495	2840	4.9 m**
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1k	2495	2840	4.2 m
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1l	2495	2840	3.5 m
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1m	2495	2840	2.5 m
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1n	2495	2840	1.2 m
ColSA3	19° 29' 24.4"	103° 37' 23.7"	ColSA1o	2495	2840	0.3 m**
ColSA4	19° 29' 23.0"	103° 37' 29.1"	ColSA4n1	2480	3000	parte alta
ColSA4	19° 29' 23.0"	103° 37' 29.1"	ColSA4n2	2480	3000	parte alta
ColSA4	19° 29' 23.0"	103° 37' 29.1"	ColSA4n3	2480	3000	parte alta
ColSA4	19° 29' 23.0"	103° 37' 29.1"	ColSA4n4	2480	3000	parte alta
ColSA4	19° 29' 23.0"	103° 37' 29.1"	ColSA4n5	2480	3000	parte alta
ColSA4	19° 29' 23.0"	103° 37' 29.1"	ColSA4n6	2480	3000	parte alta
ColSA5	19° 29' 19.4"	103° 37' 30.4"	ColSA5a	2420	3150	parte alta
ColSA5	19° 29' 19.4"	103° 37' 30.4"	ColSA5b	2420	3150	parte central
ColSA5	19° 29' 19.4"	103° 37' 30.4"	ColSA5c	2420	3150	parte baja
ColMG0	19° 26' 30.6"	103° 36' 53.8"	ColMG0b	1750	8181	parte alta
ColMG1	19° 25' 57.8"	103° 36' 43.7"	ColMG1b	1636	9298	parte central
ColMG2	19° 25' 41.4"	103° 36' 30.8"	ColMG2b	1580	9938	parte central
ColMG3	19° 25' 25.1"	103° 36' 17.8"	ColMG3b	1520	10567	parte central

- Muestras que pertenecen al LHR sobreyacente, \*\* Muestras del afloramiento ColSA3, utilizadas para construir los patrones longitudinales.

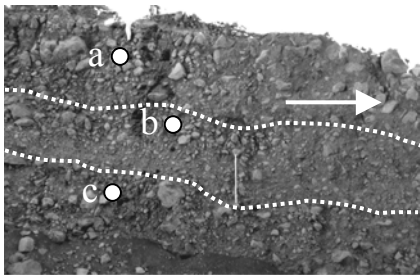
**Tabla 4.2.** Descripción de los afloramientos del depósito de FBC. La regla blanca utilizada como escala en los depósitos, tiene una longitud de 1 m.

Afloramiento	Estructura y textura	Notas
<p style="text-align: center;"><b>ColSA1</b></p> 	<p>Estructura aparentemente masiva, localmente con alineaciones burdas de clastos alargados y alineados, con su eje mayor paralelo a las superficies de deslizamiento.</p> <p>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.</p> <p>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-).</p>	<p>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).</p> <p>Los puntos blancos con letras, identifican la posición de las muestras y la flecha indica la dirección del flujo.</p>
<p style="text-align: center;"><b>ColSA2</b></p> 	<p>Estructura aparentemente masiva y localmente con alineaciones de clastos, más definidas que en ColSA1.</p> <p>Los clastos alargados, se observan alineados con el eje mayor paralelo a las superficies de deslizamiento.</p> <p>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.</p> <p>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).</p>	<p>En algunos puntos de la pared aparecen costras de depósitos más recientes de <i>lahar</i>, que no han sido erosionadas por completo.</p>

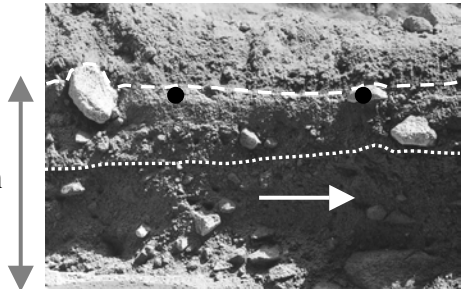
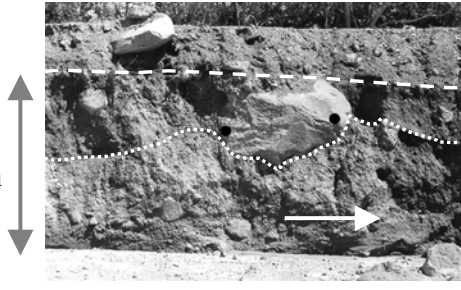
Sigue de **Tabla 4.2.**

Afloramiento	Estructura y textura	Notas
<p style="text-align: center;"><b>ColSA3</b></p> 	<p>Estructura aparentemente masiva, con alineaciones de clastos gruesos en algunos niveles.</p> <p>Los clastos alargados se observan burdamente alineados con el eje mayor paralelo a las superficies de deslizamiento.</p> <p>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.</p> <p>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).</p>	<p>En la parte alta del depósito, se observan canales de erosión de 3-6 m de ancho, rellenos del mismo material retrabajado.</p> <p>En esta fotografía se reportan solamente las muestras utilizadas para las variaciones laterales.</p>
<p style="text-align: center;"><b>ColSA4</b></p> 	<p>La estructura es aparentemente masiva.</p> <p>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).</p> <p>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).</p>	<p>El martillo en la figura mide 31 cm.</p> <p>En este sitio la erosión no ha cortado suficientemente el depósito. Aflora solamente la parte alta, que corresponde a la unidad superior (Us).</p> <p>La superficie de contacto entre el depósito FBC y el <i>lahar</i> tiene irregularidades a escala sub-métrica, rellenas por el material sobreyacente.</p>


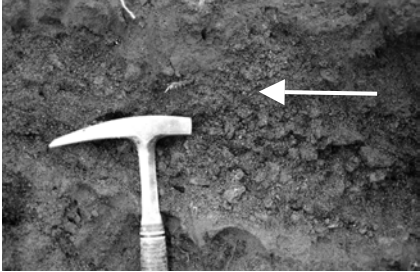


Sigue de **Tabla 4.2.**

Afloramiento	Estructura y textura	Notas
<p style="text-align: center;"><b>ColSA5</b></p> 	<p>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.</p> <p>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 cantos alineados (diámetro promedio 15-20 cm y 30-40 cm). El depósito está un poco más compactado, con respecto a los afloramientos anteriores.</p> <p>Los clastos del tamaño de <i>grava muy gruesa</i> tienen baja esfericidad y redondez desde <i>angulosa</i> hasta <i>muy angulosa</i>. Los guijarros muestran esfericidad baja y redondez <i>sub-redondeada</i>. Los cantos presentan esfericidad baja y redondez desde <i>sub-angulosa</i> hasta <i>sub-redondeada</i>. (Powers, 1953).</p>	<p>El depósito contenía un trozo de madera sin carbonizar, que sugiere podría tratarse de un depósito removilizado.</p> <p>Estudios cuantitativos efectuados sucesivamente, han confirmado que el depósito es retrabajado. Por esta razón se utiliza la escala granulométrica sedimentológica.</p>

**Tabla 4.3.** Descripción de los afloramientos del depósito de *lahar*.

Afloramiento	Estructura y textura	Notas
<p style="text-align: center;"><b>ColMG0</b></p> 	<p>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.</p> <p>Localmente se reconocen dos horizontes diferentes (discontinuos tanto longitudinal como lateralmente) por la presencia de una superficie erosiva.</p> <p>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).</p>	<p>La distancia entre los puntos negros corresponde a 1 m.</p> <p>El depósito estudiado está por debajo de la línea blanca discontinua. Arriba de esta se encuentra el depósito de LHR del agosto de 2003.</p> <p>La línea blanca punteada separa dos horizontes del depósito de LHR y la flecha indica la dirección del flujo.</p>
<p style="text-align: center;"><b>ColMG1</b></p> 	<p>Está muy pobremente clasificado, con una mayor concentración de cantos en el horizonte superior (diámetro promedio 30-50 cm), algunos con diámetro &gt;1 m.</p> <p>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).</p>	<p>La distancia entre los puntos negros de la fotografía corresponde a 1 m.</p> <p>El depósito estudiado está por debajo de la línea discontinua blanca y la flecha indica la dirección del flujo.</p>

Sigue de **Tabla 4.3.**

Afloramiento	Estructura y textura	Notas
<p style="text-align: center;"><b>ColMG2</b></p> <div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 10px;"> <p style="font-size: 24px; font-weight: bold;">0.6 m</p>  </div>  </div>	<p>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.</p> <p>Se observa una gradación directa burda</p> <p>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).</p>	<p>La cabeza del martillo en la fotografía mide 18 cm.</p> <p>Por su espesor, clasificación y posición, se deduce que fue depositado en un alto morfológico preexistente (barra fluvial).</p>
<p style="text-align: center;"><b>ColMG3</b></p> <div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 10px;"> <p style="font-size: 24px; font-weight: bold;">&lt;1 m</p>  </div>  </div>	<p>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.</p> <p>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).</p> <p>La estructura es masiva.</p>	<p>El lado ancho de la tarjeta en la elipse blanca punteada mide 8.5 cm.</p> <p>El depósito estudiado está por debajo de la línea discontinua blanca y la flecha indica la dirección del flujo.</p>



## CAPITULO 5. METODOLOGÍA

En este capítulo se introducen de manera sintética, los métodos analíticos utilizados en este trabajo y el significado de los datos que serán presentados y discutidos, en los próximos capítulos.

### 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), como se describe 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:

$$\boxed{\frac{Ll}{Lt} = \frac{Aa}{At} = \frac{Va}{Vt}} \quad (1)$$

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).

Se toma 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 ( $-6\phi$ ). 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



**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).

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* ( $\sigma_L$ ), 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 ( $-6\phi$ ). El diámetro promedio ( $L_p$ ) y la clasificación ( $\sigma_L$ ), 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<sup>2</sup> 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  $\phi$ .

#### ***Análisis granulométricos por tamizado***

Las muestras recolectadas fueron analizadas con el método de tamizado en seco (ver apéndice II), en el intervalo granulométrico de -5 $\phi$  a +4 $\phi$ , utilizando tamices estándar ASTM, espaciados a cada 1 $\phi$ . 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 ( $\pm 0,001$  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 ( $> +4 \phi$ ), 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 amoníaco ( $\text{NH}_3$ ), sosa ( $\text{NaOH}$ ) y ácido clorhídrico ( $\text{HCl}$ ), 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  $1\phi$ . Con esta técnica, fueron medidas fracciones que fluctuaban de arena muy fina a arcilla ( $+4\phi$  y  $+9\phi$ ).

### ***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  $-4\phi$ , mientras que el tamizado y el fotosedimentógrafo en la clase  $+4\phi$ . 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* ( $\sigma_\phi$ ), 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  $3.9 < D < 64$   $\mu\text{m}$ ). Además, de cada log-normal se consideró el valor mediano ( $Md\phi$ ) como parámetro de tendencia central.

$D_p$  y  $\sigma_\phi$  ofrecen una medida de la tendencia central de la distribución granulométrica y su dispersión. El valor de  $P_{95}$  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 percentiles 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  $3.9 < D < 64$   $\mu\text{m}$  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 ( $Md\phi$ ). 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.

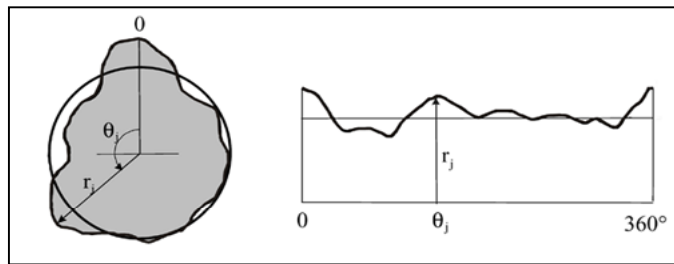
## 5.2. MÉTODOS DE ANÁLISIS DE LA FORMA

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). Los aspectos teóricos y metodológicos de estas técnicas, se explican más detalladamente en los apéndices VI y VII.

### 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



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

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.

Con fines prácticos, el análisis se realizó a partir de una imagen bidimensional de las partículas, en posición de descanso (superficie de máxima proyección), obtenida mediante

un escáner plano, utilizado a 800 dpi (puntos por pulgadas). Se analizaron entre 80 y 120 partículas de cada muestra. Para efectuar este estudio, se eligió la clase granulométrica  $-3 \phi$  (8 mm), dado que representa una buena proporción entre un tamaño todavía grande y una cantidad suficientemente elevada de clastos. Las imágenes fueron tratadas de manera ligera mediante un filtro numérico “*median*” para eliminar el ruido y sucesivamente 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 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.

#### ***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 ( $MC_2$ ,  $MC_{2-8}$ ,  $MC_{3-8}$ ,  $MC_{30-34}$ ), obtenidos seleccionando armónicas particulares o grupos pequeños de armónicas (con amplitudes normalizadas) sensibles a diferentes componentes de la forma. Una descripción más detallada del cálculo de los coeficientes morfológicos utilizados se encuentra en el apéndice IX.

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).

El parámetro morfológico  $MC_2$ , está relacionado con la elipticidad. Siendo la armónica número 2 una forma perfectamente elíptica (ver apéndices VI y IX), 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* (ver apéndices X). 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* (ver apéndices X). 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  $MC_{30-34}$ , mayores serán las irregularidades a la micro escala (redondez).

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	↑	↑

**Tabla 5.1.** Cuadro sinóptico de las relaciones entre los parámetros morfológicos AF y los patrones de las irregularidades correspondientes. ↑ representa crecimiento, ↓ representa disminución.

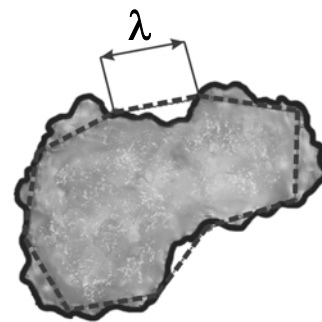
### 5.2.2. Geometría fractal (GF)

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 (ver apéndice VII) 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 ( $\lambda$ ). Si se disminuye la dimensión del lado del polígono ( $\lambda$ ), se obtendrán longitudes del perímetro ( $P_\lambda$ ) 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 ( $\lambda$ ), 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:

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



Mandelbrot (1977) demostró que:

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

Donde ( $k$ ) es una constante, ( $\lambda$ ) 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*.

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

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 pendiente diferente 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* ( $D_2$ ).

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

<b>Dimensión fractal</b>	<b>Clase de irregularidad</b>	<b>Patrón parámetro</b>	<b>Patrón irregularidad</b>
<b><math>D_T</math></b>	<b>Irr. gruesas</b>	↑	↑
<b><math>D_1</math></b>	<b>Irr. finas</b>	↑	↑
<b><math>D_2</math></b>	<b>Irr. gruesas</b>	↑	↑

**Tabla 5.2.** Cuadro sinóptico de las relaciones entre las dimensiones fractales y los patrones de las irregularidades correspondientes. ↑ representa crecimiento, ↓ representa disminución.

longitudes más cortas del lado del polígono ( $\lambda$ ), 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 ( $\lambda$ ), 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 (ver apéndice X), utilizando los perfiles de comparación de Russel, Taylor y Pettijohn (Muller, 1967) y de Power (1953), la dimensión fractal total ( $D_T$ ) resultó estar relacionada principalmente con las irregularidades intermedias y macroscópicas de las partículas, e inclusive proporcionó mejores coeficientes de correlación con respecto a  $D_1$  y  $D_2$ .

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), obtenida mediante un escáner plano utilizado a 800 dpi (puntos por pulgadas). Se analizaron entre 80 y 120 partículas de cada muestra, pertenecientes a la clase granulométrica -3 Phi (8 mm). Las imágenes se trataron mediante un filtro numérico “*median*” para eliminar el ruido y sucesivamente, 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 en conjunto con el Dr. Lorenzo Borselli del CNR-IRPI (Italia), 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 (ver apéndice XI). 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 ( $\chi^2$ ) más bajo. El programa, además de los valores de dimensión fractal total ( $D_T$ ), dimensión fractal textural ( $D_1$ ) y dimensión fractal estructural ( $D_2$ ), ofrece otros parámetros que no han sido aplicados al estudio de los depósitos de la Barranca San Antonio-Montegrando (ver apéndice XI).

## CAPITULO 6. RESULTADOS

### 6.1. DEPOSITO DE FBC

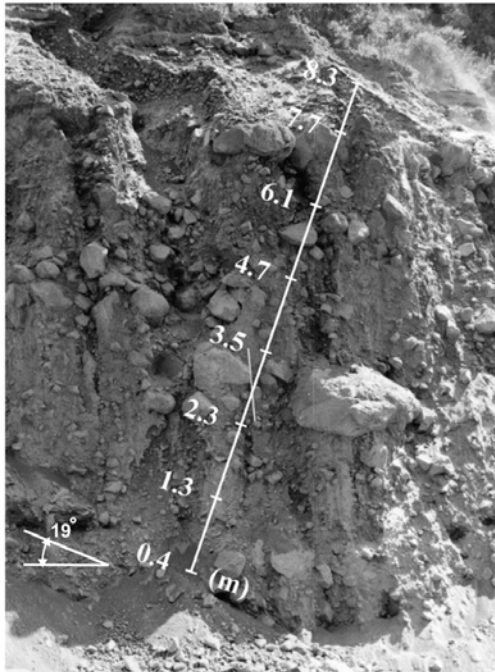
#### 6.1.1. Resultados obtenidos mediante el método (IR)

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 ultimo 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. La escala granulométrica y de clasificación se encuentran en el apéndice I.

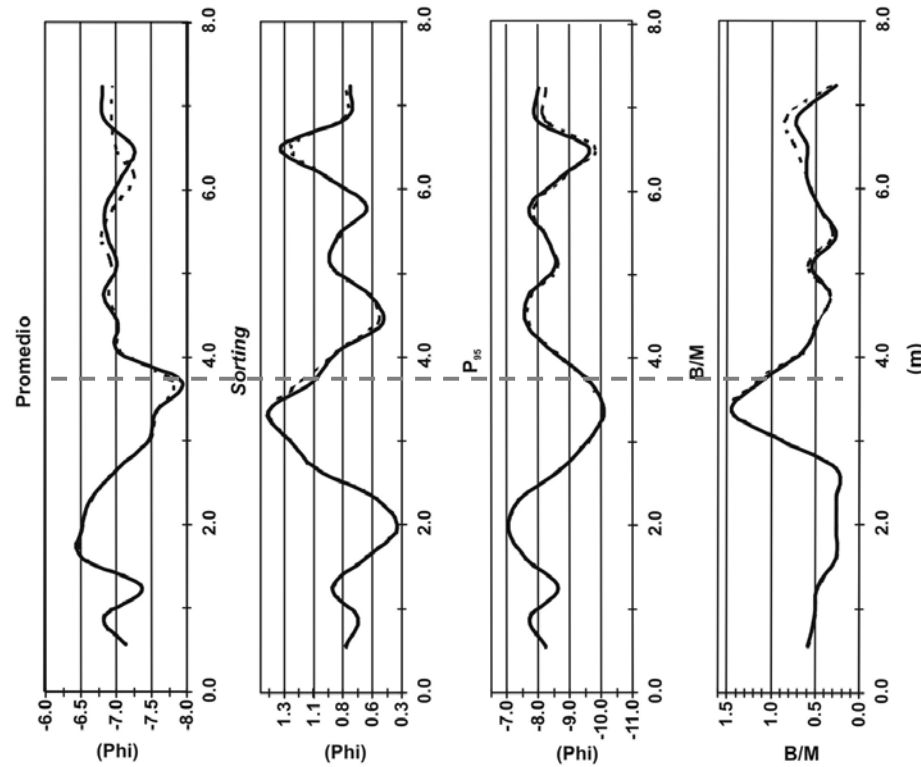
#### Simbología de las figuras 6.1-6.4 y Tablas 6.1-6.4.

<b>(Us)</b>	Unidad superior
<b>(Ui)</b>	Unidad inferior
<b>(L<sub>p</sub>)</b>	Longitud promedio de las intersecciones >64 mm ( $\equiv$ Diámetro)
<b>(S<sub>L</sub>)</b>	Clasificación de los bloques
<b>(P<sub>95</sub>)</b>	95° percentil
<b>B/M</b>	Proporción entre clastos gruesos (D>64mm) y matriz (D<64mm)
<b>Esp.</b>	Espesor en metros de las unidades

a



b

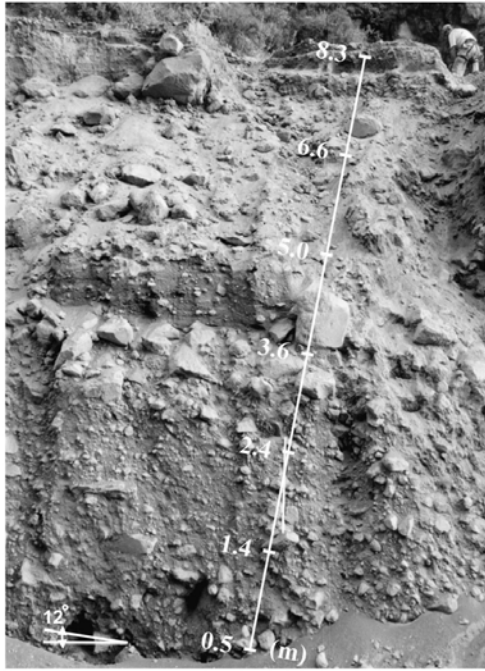


**Figura 6.1.** Perfil granulométrico vertical del afloramiento ColSA1. Los parámetros  $L_p$ , (longitud promedio de las intersecciones)  $S_L$ , (clasificación de los bloques)  $P_{95}$  (95° percentil de las intersecciones) y  $B/M$  (razón bloques/matriz), han sido calculados utilizando el método 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.

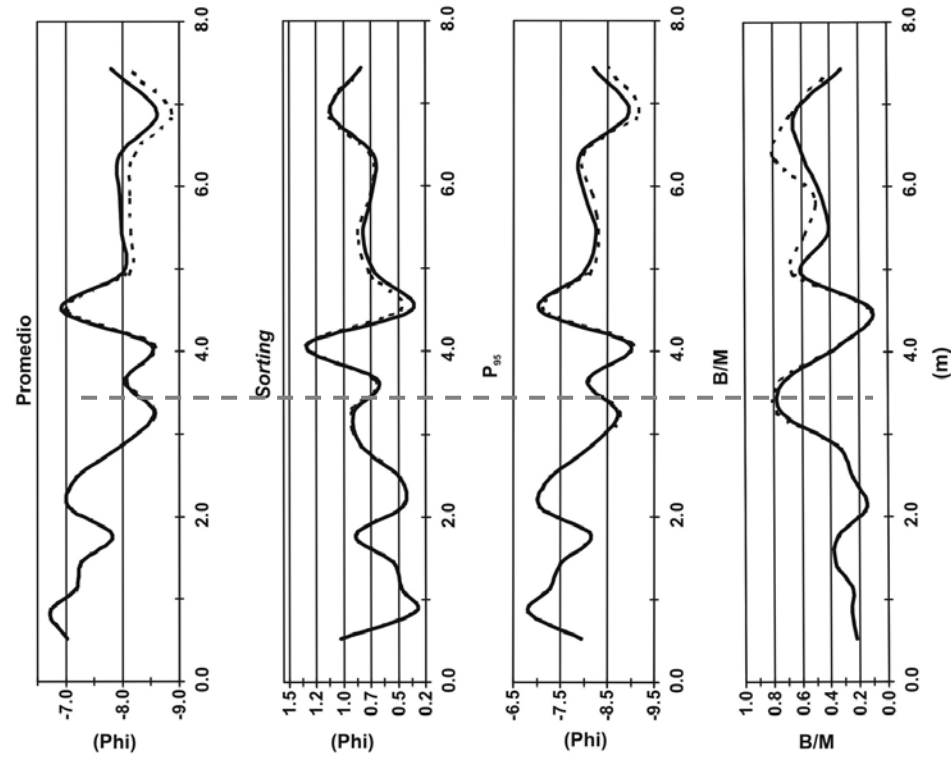
**Tabla 6.1**

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 <i>bloque fino</i> ).	varia fluctuando con un mínimo principal a 4.5 m y un máximo principal a 6.5 m. El patrón que, en promedio, sugiere un crecimiento hacia el techo. (alcanza 1.3 Phi).	Los bloques más grandes, varían desde un tamaño de <i>bloque fino</i> a <i>bloque mediano</i> . 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
Ui	3.8 m	Se observan dos picos: uno casi en la base ( <i>bloque fino</i> ) y otro en el techo del horizonte ( <i>bloque fino</i> )  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 ( <i>bloque mediano</i> ) y otro en el techo del horizonte ( <i>bloque grueso</i> ). 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

a



b



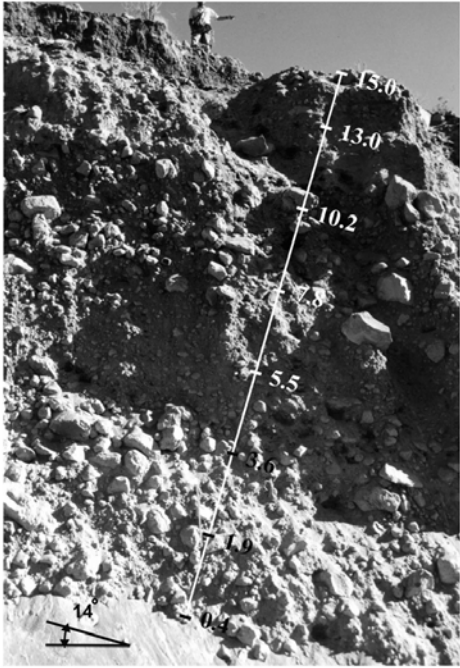
**Figura 6.2.** Perfil granulométrico vertical del afloramiento ColSA2. La línea discontinua horizontal que corta los perfiles granulométricos verticales indica la parte alta de cada unidad deposicional.

**Tabla 6.2**

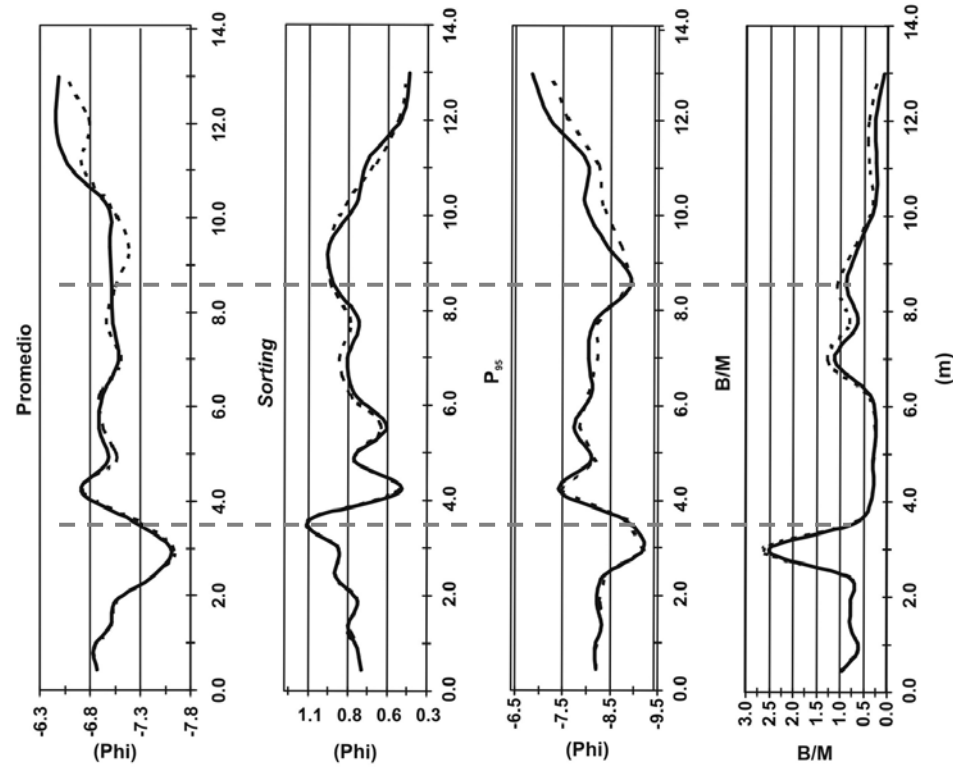
ColSA2	Esp.	$L_p$	$S_L$	$P_{95}$	B/M	Notas
Us	3.5 m	Varía desde un mínimo en la base ( <i>bloque muy fino</i> ), hasta un máximo a ~5m de altura ( <i>bloque mediano</i> ). Se puede reconocer una gradación inversa, a partir de 4.5 m de altura.	El valor de la clasificación varia desde un mínimo (0.35 Phi), a ~4.5 m a un máximo casi en el techo (1.1 Phi).	Varía desde un mínimo en la base ( <i>bloque muy fino</i> ), hasta un máximo casi en el techo ( <i>bloque mediano</i> ). En promedio se reconoce una gradación inversa, entre la base y el techo	La proporción entre bloques y matriz, crece de forma irregular desde la base (~0.2), hacia el techo de la unidad (~0.8).	Fig. 6.2
Ui	4.0 m	Se observan tres picos, a ~2 m ( <i>bloque fino</i> ), a ~3 m ( <i>bloque mediano</i> ) y otro al techo del horizonte ( <i>bloque mediano</i> ). Se observa una gradación inversa, evidente para todo el espesor	Se observa un patrón que en promedio, indica la presencia de una gradación con valores mínimos a ~1 m de la base (~0.2 Phi) y un máximo hacia el techo (~1.2 Phi).	Se observan tres picos parecidos a los observados para $L_p$ . En promedio se reconoce una gradación inversa, evidente a partir de 0.8 m hasta el techo de la unidad.	La proporción entre bloques y matriz, se mantiene constante hasta 2 m de altura (~0.2), después crece hacia el techo (~0.8).	Fig. 6.2



a



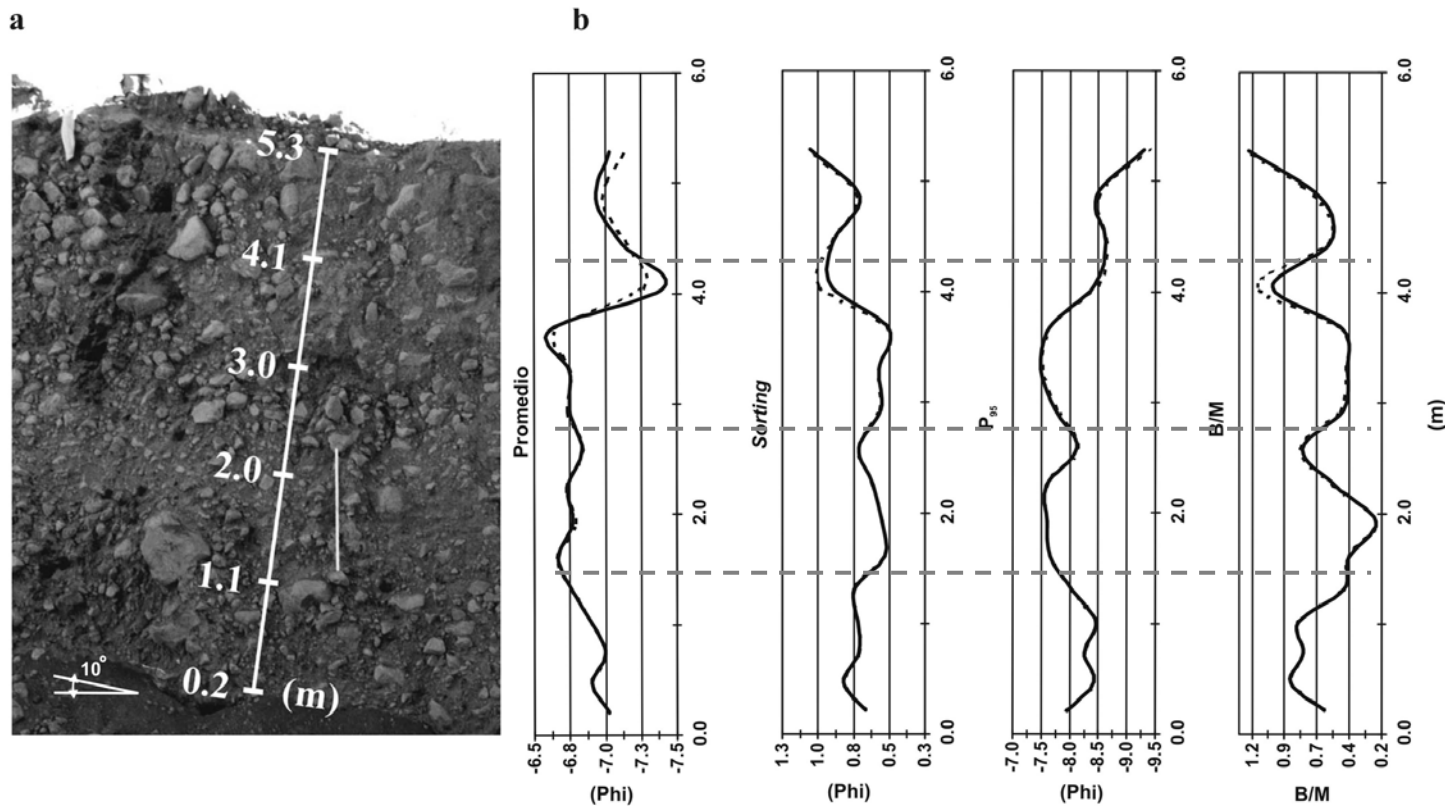
b



**Figura 6.3.** Perfil granulométrico vertical del afloramiento ColSA3.

**Tabla 6.3**

ColSA3	Esp.	$L_p$	$S_L$	$P_{95}$	B/M	Notas
Us	5.0 m	No se observan variaciones significativas del tamaño de los bloques. La dimensión se mantiene aproximadamente constante (tamaño de bloque fino).	Crece progresivamente desde un mínimo (0.5 Phi) a ~ 4.2 m, a un máximo (1.1 Phi), casi en el techo de la unidad a ~ 8m.	Entre la base de la unidad y el techo, la variación abarca una unidad de Phi, pasa de <i>bloques finos</i> en la base a <i>bloques medianos</i> en el techo.	Se mantiene casi constante (~0.3) hasta 6 m de altura y crece repentinamente (hasta 1.3) en el techo de la unidad.	Fig. 6.3
Ui	4.5 m	El tamaño promedio de los bloques, varía desde un mínimo en la base (bloque muy fino) hasta un máximo a ~ 3m de altura (bloque fino).	Crece regularmente desde un mínimo (0.7 Phi) en la base, a un máximo (1.0 Phi) casi en el techo de la unidad, que se coloca a ~ 3m.	Se mantiene casi constante hasta 2 m de altura ( <i>bloque fino</i> ) y crece repentinamente cerca del techo de la unidad ( <i>bloque mediano</i> ). Se reconoce una gradación inversa entre la base y el techo.	Se mantiene casi constante (~0.3) hasta 2.4 m de altura y crece repentinamente. Alcanza valores elevados (hasta 2.5) en el techo de la unidad.	Fig. 6.3



**Figura 6.4.** Perfil granulométrico vertical del afloramiento ColSA5.

**Tabla 6.4**

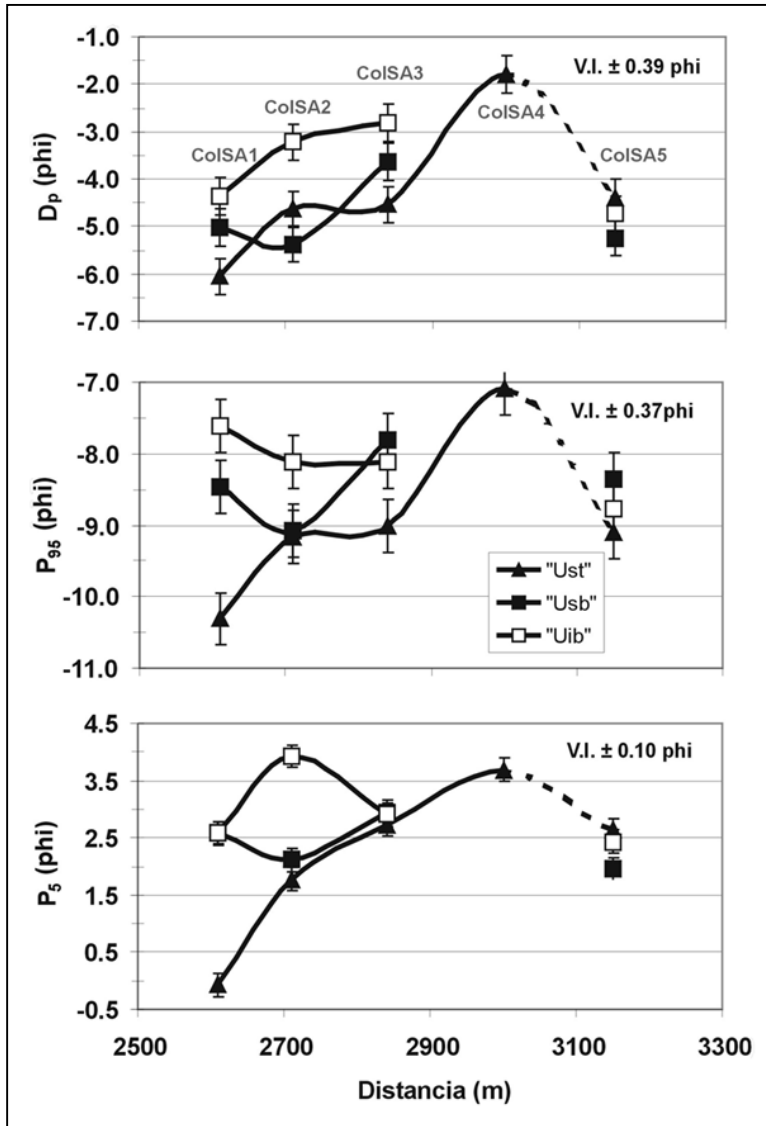
ColSA5	Esp.	$L_p$	$S_L$	$P_{95}$	B/M	Notas
	5.0 m	Disminución casi continua del tamaño de los bloques, desde la base (bloque fino) hasta ~3.5 m de altura (bloque muy fino). Más arriba se observa una inversión del patrón, un pico a 4 m de altura que disminuye nuevamente hacia el techo, quedando todavía 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 ( <i>bloque mediano</i> ).  Entre un pico y otro ( <i>bloque mediano</i> ) se observa un patrón recurrente con una gradación simétrica (de normal a inversa) con el mínimo ( <i>bloque fino</i> ) 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 6.5-6.9.

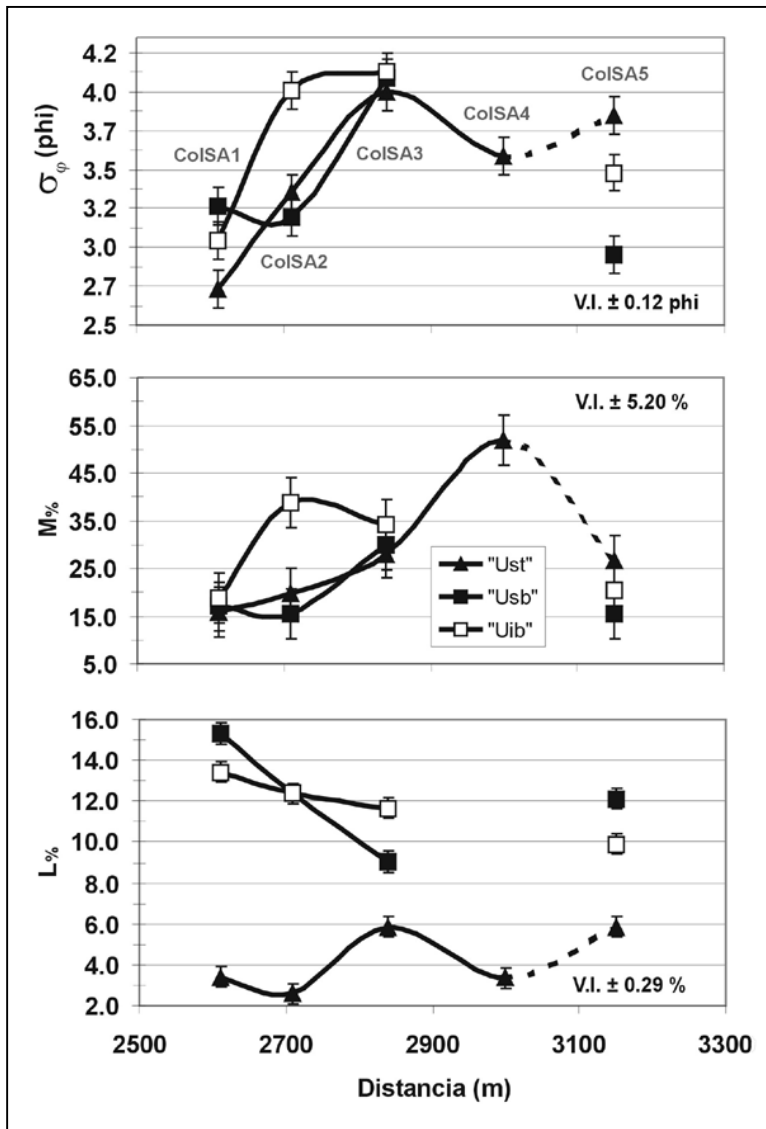
#### Simbología de las Figuras 6.5-6.9 y Tabla 6.5-6.9.

<b>(DGT)</b>	distribución granulométrica total
<b>(Ust)</b>	Techo de la unidad superior
<b>(Usb)</b>	Base de la unidad superior
<b>(Uib)</b>	Base de la unidad inferior
<b>(D<sub>p</sub>)</b>	Tamaño promedio de los clastos en la DGT
<b>(P<sub>95</sub>)</b>	95° percentil en la DGT
<b>(P<sub>5</sub>)</b>	5° percentil en la DGT
<b>(σ<sub>φ</sub>)</b>	Clasificación en la DGT
<b>(M<sub>%</sub>)</b>	% de partículas de tamaño <2mm (matriz)
<b>(L<sub>%</sub>)</b>	% de partículas de tamaño 4μm < D < 31μm (limo)
<b>(V.I.)</b>	Variabilidad interna determinada en ColSA4 (análisis de 6 muestras)
<b>(Md L.1)</b>	Mediana de la lognormal relacionada con la componente gruesa (bloques) de la DGT.
<b>(Md L.2)</b>	Mediana de la lognormal relacionada con la componente intermedia (lapilli) de la DGT.
<b>(Md L.3)</b>	Mediana de la lognormal relacionada con la componente fina (ceniza) de la DGT.



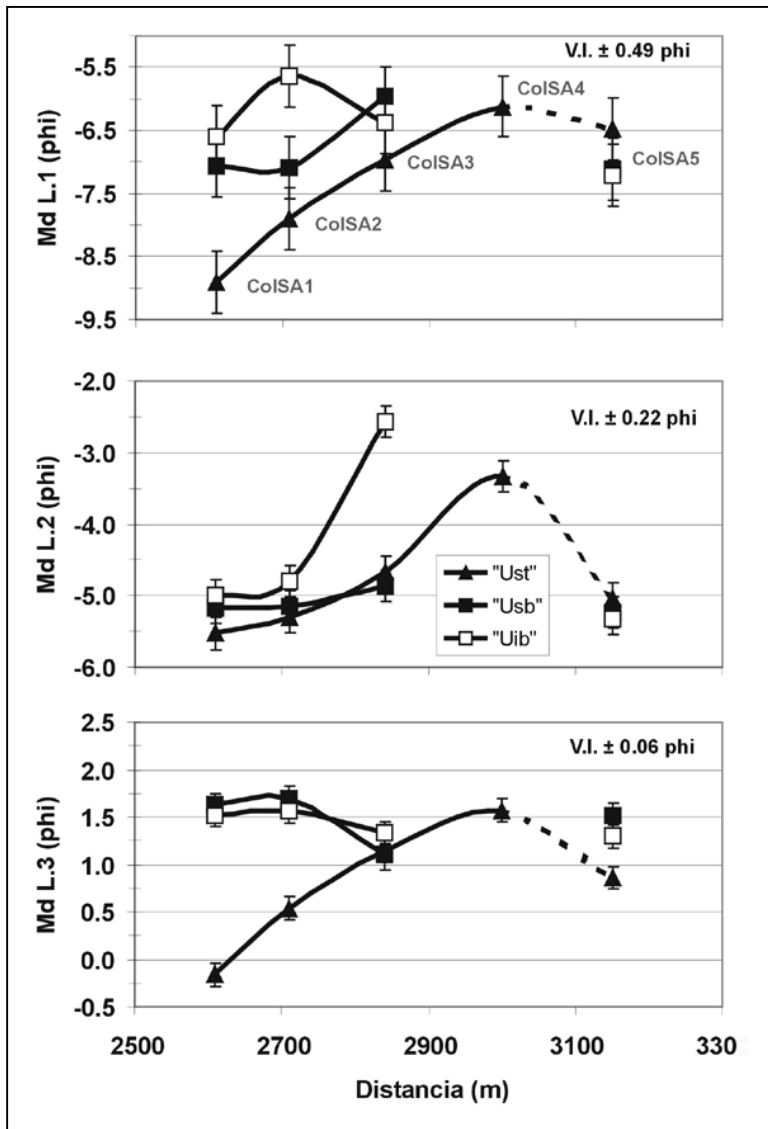
**Figura 6.5.** Depósito de FBC: Variaciones longitudinales al crecer de la distancia del cráter, de los parámetros estadísticos  $D_p$ ,  $P_{95}$  y  $P_5$ , determinados utilizando el método de la granulometría total (GT). V.I. corresponde a la incertidumbre de la medida (barras de error).

Tabla 6.5	DESCRIPCIÓN
$D_p$	<b>Techo (Ust):</b> 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).
	<b>Base (Usb):</b> 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).
	<b>Base (Uib):</b> 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).
$P_{95}$	<b>Techo (Ust):</b> 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.
	<b>Base (Usb):</b> 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.
	<b>Base (Uib):</b> el tamaño de los clastos más grandes (bloque fino), crece (a bloque mediano) y se mantiene constante.
$P_5$	<b>Techo (Ust):</b> entre los afloramientos ColSA1 y ColSA4, se observa una disminución importante del tamaño de las partículas finas (lapillo muy fino a ceniza mediana).
	<b>Base (Usb):</b> Después de un ligero incremento entre los afloramientos ColSA1 y ColSA2, el tamaño de las partículas finas (ceniza gruesa), vuelve a disminuir (ceniza mediana).
	<b>Base (Uib):</b> 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).



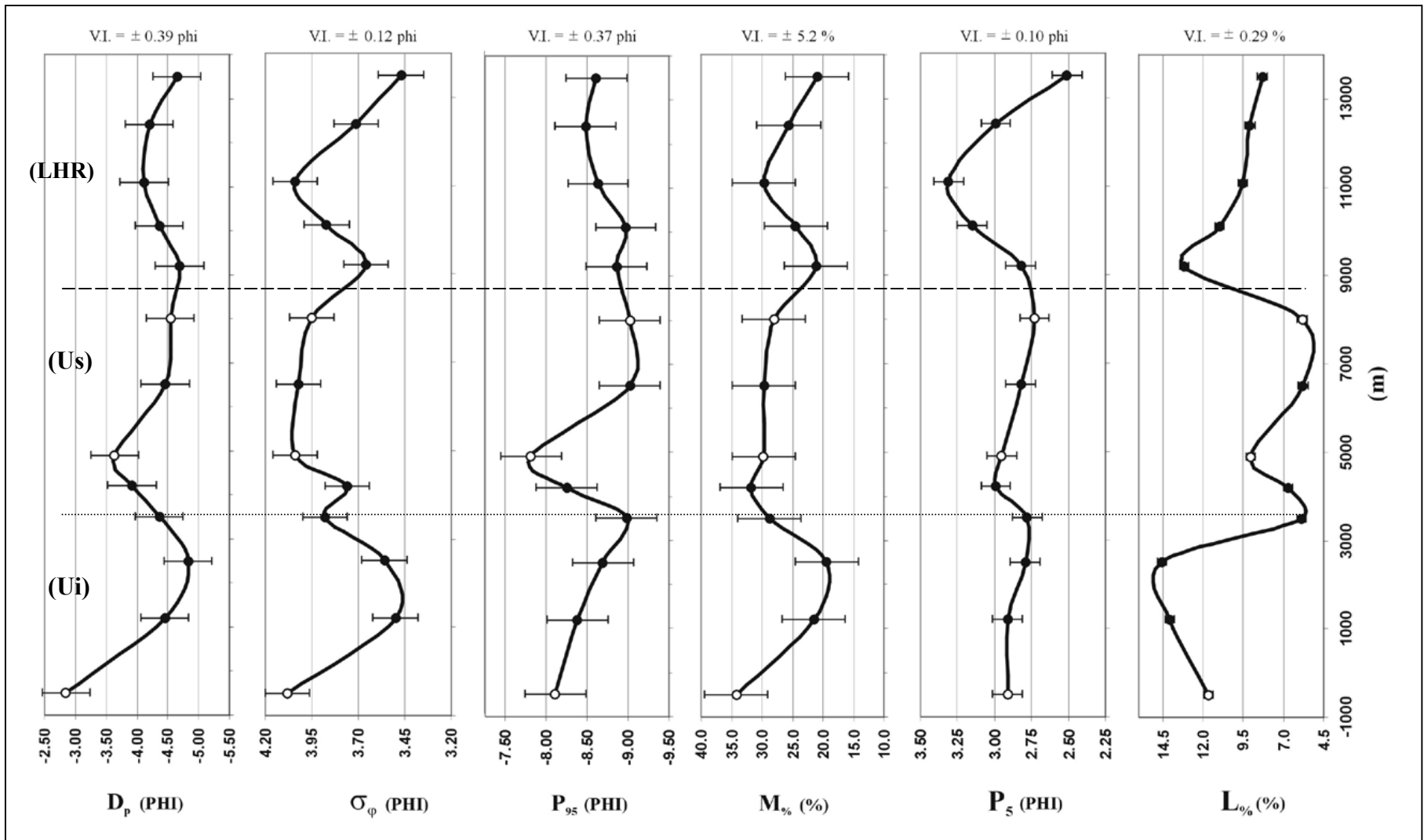
**Figura 6.6.** Deposito de FBC: Variaciones longitudinales, al crecer de la distancia del cráter de los parámetros estadístico  $\sigma_\phi$ ,  $M\%$  y  $L\%$ , determinados utilizando el método de la granulometría total (GT). V.I., corresponde a la incertidumbre de la medida.

Tabla 6.6	DESCRIPCIÓN
$\sigma_\phi$	<b>Techo (Ust):</b> crece linealmente entre ColSA1 y ColSA3, disminuye nuevamente en ColSA4 (se mantiene en la clase de <i>pobremente clasificado</i> ).
	<b>Base (Usb):</b> entre ColSA1 y ColSA2 se mantiene casi constante ( <i>pobremente clasificado</i> ) y crece rápidamente en ColSA3 (a <i>muy pobremente clasificado</i> ).
	<b>Base (Uib):</b> crece rápidamente entre ColSA1 y ColSA2 (de <i>pobremente clasificado</i> a <i>muy pobremente clasificado</i> ) y se mantiene casi constante en ColSA3.
	En ColSA5, es peor en la parte alta del afloramiento que en la parte central y baja (todas las muestras corresponden a la clase de <i>pobremente clasificado</i> ).
$M\%$	<b>Techo (Ust):</b> entre los afloramientos ColSA1 y ColSA4, se observa un incremento importante (de ~15% a ~55%).
	<b>Base (Usb):</b> 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.
	<b>Base (Uib):</b> 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%).
$L\%$	<b>Techo (Ust):</b> 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.
	<b>Base (Usb):</b> inicialmente muy elevado, disminuye linealmente (de ~15% a ~9%).
	<b>Base (Uib):</b> 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
<b>Md L.1 (Bloques)</b>	<b>Techo (Ust):</b> su tamaño disminuye progresivamente (de ~3 unidades de phi) entre ColSA1 y ColSA4 (de bloque mediano a muy fino).
	<b>Base (Usb):</b> entre ColSA1 y ColSA2 su tamaño se mantiene prácticamente constante y disminuye en ColSA3 (de bloque fino a muy fino).
	<b>Base (Uib):</b> 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).
<b>Md L.2 (Lapilli)</b>	<b>Techo (Ust):</b> disminuye exponencialmente (de lapillo muy grueso a mediano).
	<b>Base (Usb):</b> se mantiene prácticamente constante entre ColSA1 y ColSA2 (lapillo muy grueso) y disminuye de manera apenas perceptible en ColSA3 (a lapillo grueso).
	<b>Base (Uib):</b> 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, ligeramente más finos en el techo.
<b>Md L.3 (Ceniza)</b>	<b>Techo (Ust):</b> el patrón crece progresivamente de ColSA1 a ColSA4. (de ceniza muy gruesa a ceniza gruesa).
	<b>Base (Usb):</b> disminuye imperceptiblemente de ColSA1 a ColSA2 e incrementa de ~0.5 phi en ColSA3 manteniéndose en la clase de la ceniza gruesa.
	<b>Base (Uib):</b> 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 CoISA3, 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),  $\sigma_\phi$  (clasificación),  $P_{95}$  (95° percentil),  $M_{\%}$  (porcentaje de matriz),  $P_5$  (5° percentil),  $L_{0\%}$  (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
$D_p$	<b>Us:</b> $D_p$ 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.
	<b>Ui:</b> 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).
$\sigma_\phi$	<b>Us:</b> arriba de 3.5 m, se observa un mínimo de la clasificación (pobrementemente clasificado) en la base; en las demás muestras, la clasificación (muy pobrementemente clasificado) no muestra patrones confiables.
	<b>Ui:</b> varía de muy pobrementemente clasificado en la base, a pobrementemente clasificado a ~ 2m. Vuelve a empeorar nuevamente hacia 3-3.5 m de la base (permanece en la clase de pobrementemente clasificado).
$P_{95}$	<b>Us:</b> 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).
	<b>Ui:</b> gradación inversa de los clastos gruesos (bloque mediano), de la base hacia el techo (~3.5 m).
$M_\%$	<b>Us:</b> No se observan variaciones significativas (~30%).
	<b>Ui:</b> se observa un patrón parecido a aquél observado por $D_p$ y $\sigma_\phi$ , 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%).
$P_5$	<b>Us:</b> se observa una gradación inversa clara de los clastos finos (tamaño ceniza mediana), de la base al techo (~8.5 m).
	<b>Ui:</b> Se observa una débil gradación inversa de los clastos finos (tamaño ceniza mediana), de la base al techo (~3.5-4 m).
$L_\%$	<b>Us:</b> 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%).
	<b>Ui:</b> 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%).



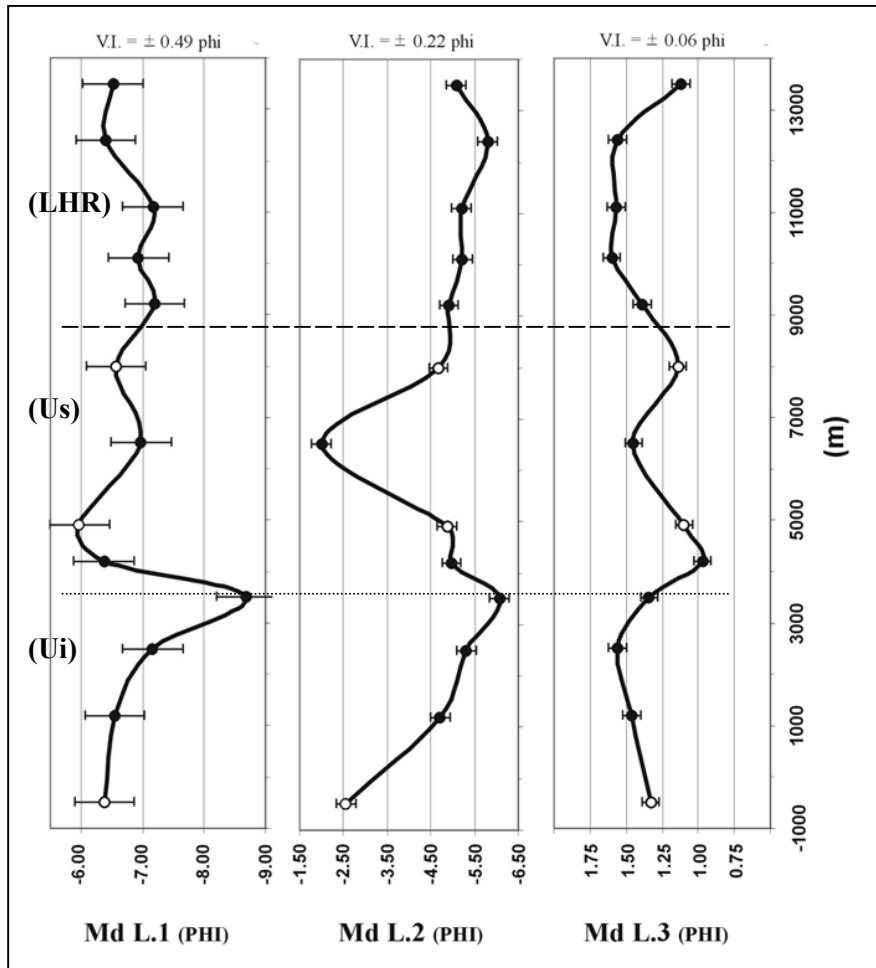


Tabla 6.9	DESCRIPCIÓN
<b>Md L.1 (Bloques)</b>	<b>Us:</b> La variación del tamaño de los clastos gruesos (bloque fino), no muestra un patrón confiable.
	<b>Ui:</b> El patrón de los clastos gruesos, evidencia una muy clara gradación inversa (bloque fino a mediano).
<b>Md L.2 (Lapilli)</b>	<b>Us:</b> Presencia 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).
	<b>Ui:</b> gradación inversa evidente, de los clastos de dimensión intermedia (lapillo fino a lapillo muy grueso).
<b>Md L.3 (Ceniza)</b>	<b>Us:</b> 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).
	<b>Ui:</b> 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 6.10-6.11 de las siguientes paginas.

#### **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<sub>T</sub>)** dimensión fractal total
- (D<sub>1</sub>)** dimensión fractal textural
- (D<sub>2</sub>)** dimensión fractal estructural
- (MC<sub>3-8</sub>)** Coef. Morfológico de las armónicas 3-8 (irr. gruesas)
- (MC<sub>30-34</sub>)** Coef. Morfológico de las armónicas 30-34 (irr. finas)
- (MC<sub>2</sub>)** Coef. Morfológico de la armónica 2 (elipticidad)
- (V.I.)** Variabilidad interna determinada en ColSA4 (análisis de 6 muestras)

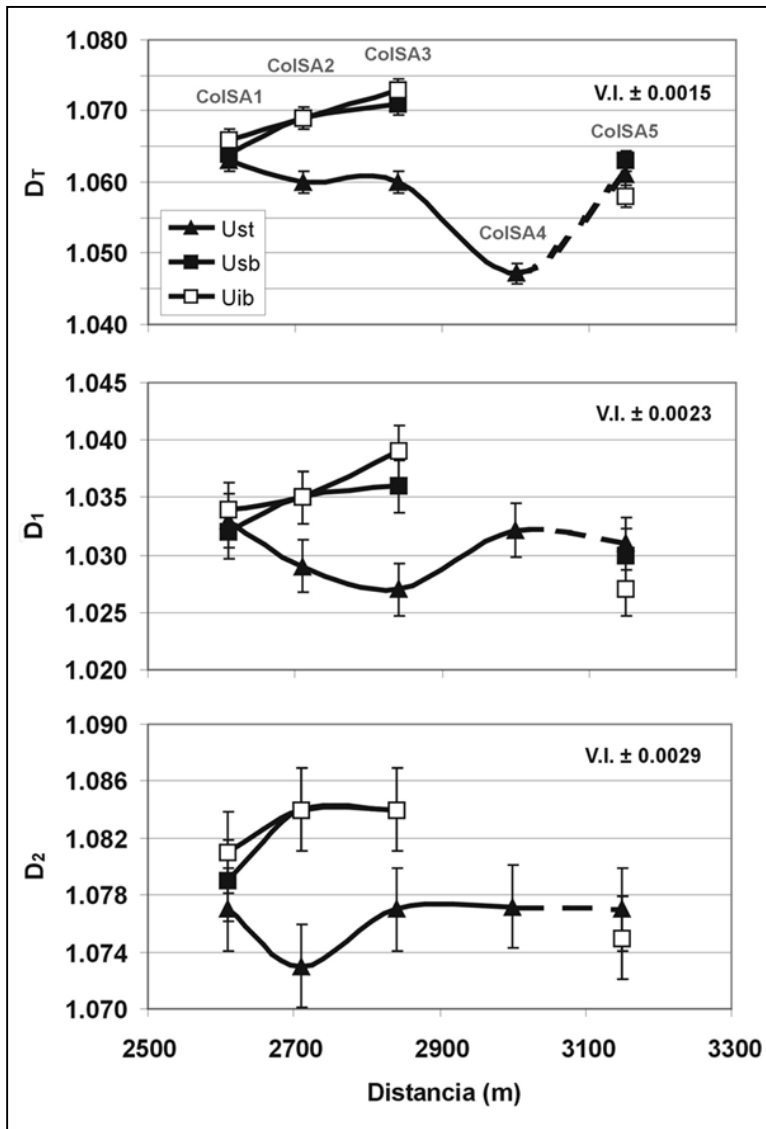
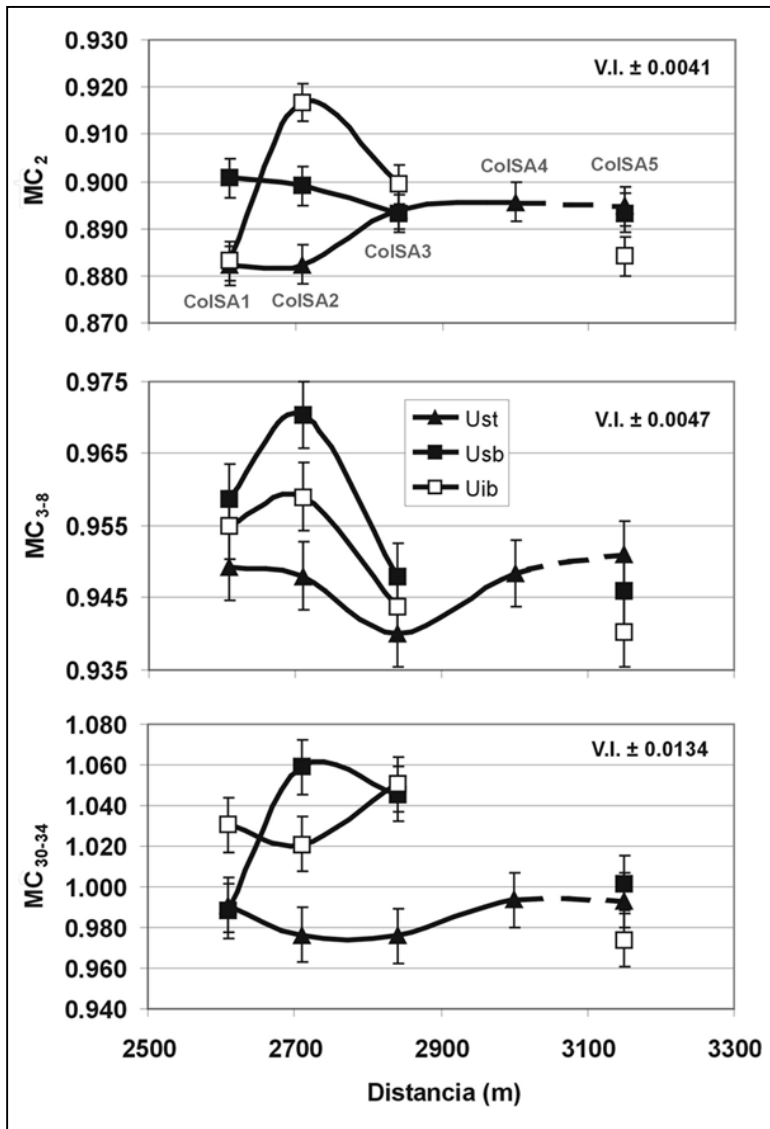


Tabla 6.10	DESCRIPCIÓN
$D_T$	<b>Techo (Ust):</b> las partículas se vuelven progresivamente más regulares alejándose del área de origen. Se observa una disminución muy leve pero confiable entre los afloramientos ColSA1 y ColSA2. El valor se mantiene constante hasta ColSA3 y disminuye sensiblemente en ColSA4.
	<b>Base (Usb):</b> crece progresiva y significativamente, las partículas se vuelven más irregulares.
	<b>Base (Uib):</b> prácticamente idéntico que en (Usb).
$D_1$	En ColSA5 los valores en todos los niveles son comparables a aquéllos observados para (Ust) entre ColSA1 y ColSA3.
	<b>Techo (Ust):</b> 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.
	<b>Base (Usb):</b> crece entre ColSA1 y ColSA3 con un patrón convexo (crece rápidamente y después se mantiene casi constante).
$D_2$	<b>Base (Uib):</b> 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.
	<b>Techo (Ust):</b> Disminuye entre ColSA1 y ColSA2, vuelve a subir a los mismos valores en ColSA3 y se mantiene prácticamente constante en los afloramientos sucesivos.
$D_2$	<b>Base (Usb):</b> Se observa un incremento sensible entre ColSA1 y ColSA2 y se mantienen constante en ColSA3.
	<b>Base (Uib):</b> Patrón y valores casi idénticos que en la base (Usb).
	<b>Nota:</b> 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 está, relacionado con la fracturación, muestra patrones distintos en el techo y en cada una de las bases.
	<b>Techo (Ust):</b> Cambia solamente entre ColSA2 y ColSA3 en donde aumenta.
	<b>Base (Usb):</b> Entre ColSA1 y ColSA3, las partículas se vuelven progresivamente menos alargadas.
	<b>Base (Uib):</b> 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.
	<b>Nota:</b> en ColSA3 los valores son parecidos en las bases y en el techo.
$MC_{3-8}$	<b>Techo (Ust):</b> disminución rápida que indica que las partículas se vuelven progresivamente más redondeadas. El patrón se invierte después de ColSA3.
	<b>Base (Usb):</b> 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.
	<b>Base (Uib):</b> 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).
$MC_{30-34}$	<b>Techo (Ust):</b> Entre ColSA1 y ColSA3, las irregularidades finas disminuyen y las partículas se vuelven más alisadas, después el patrón se invierte.
	<b>Base (Usb):</b> Crece rápidamente entre ColSA1 y ColSA2, en ColSA3 vuelve a disminuir (patrón cóncavo).
	<b>Base (Uib):</b> disminuye entre ColSA1 y ColSA2 y crece sensiblemente en ColSA3 igualando el valor observado en (Usb) en 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  $< 3.9 \mu\text{m}$ ) 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 graficas solamente para completar la información. Los resultados se presentan en las Figuras 6.12-6.14, y son descritos de manera sintética en las Tablas 6.12-6.15 de las siguientes paginas.

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

<b>(DGT)</b>	Distribución granulométrica total
<b>(Ust)</b>	Techo de la unidad superior
<b>(Usb)</b>	Base de la unidad superior
<b>(Uib)</b>	Base de la unidad inferior
<b>(D<sub>p</sub>)</b>	Tamaño promedio de los clastos en la DGT
<b>(P<sub>95</sub>)</b>	95° percentil en la DGT
<b>(P<sub>5</sub>)</b>	5° percentil en la DGT
<b>(σ<sub>φ</sub>)</b>	Clasificación en la DGT
<b>(M%)</b>	% de partículas de tamaño $< 2\text{mm}$ (matriz)
<b>(L%)</b>	% de partículas de tamaño $4\mu\text{m} < D < 31\mu\text{m}$ (limo) en la matriz
<b>(A%)</b>	% de partículas de tamaño $D < 4\mu\text{m}$ (arcilla) en la matriz
<b>(V.I.)</b>	Variabilidad interna determinada en ColSA4 (análisis de 6 muestras)
<b>(Md L.1)</b>	Mediana de la lognormal relacionada a la componente gruesa (bloques) de la DGT.
<b>(Md L.2)</b>	Mediana de la lognormal relacionada a la componente intermedia (lapilli) de la DGT.
<b>(Md L.3)</b>	Mediana de la lognormal relacionada a la componente fina (ceniza) de la DGT.

#### Contenido en arcilla

**Tabla 6.12.** Porcentajes de arcilla ( $D < 4 \mu\text{m}$ ) en la matriz de las muestras del deposito de LHR.

Muestra	ColMG0	ColMG1	ColMG2	ColMG3
A%	0.23	0.00	0.02	0.31

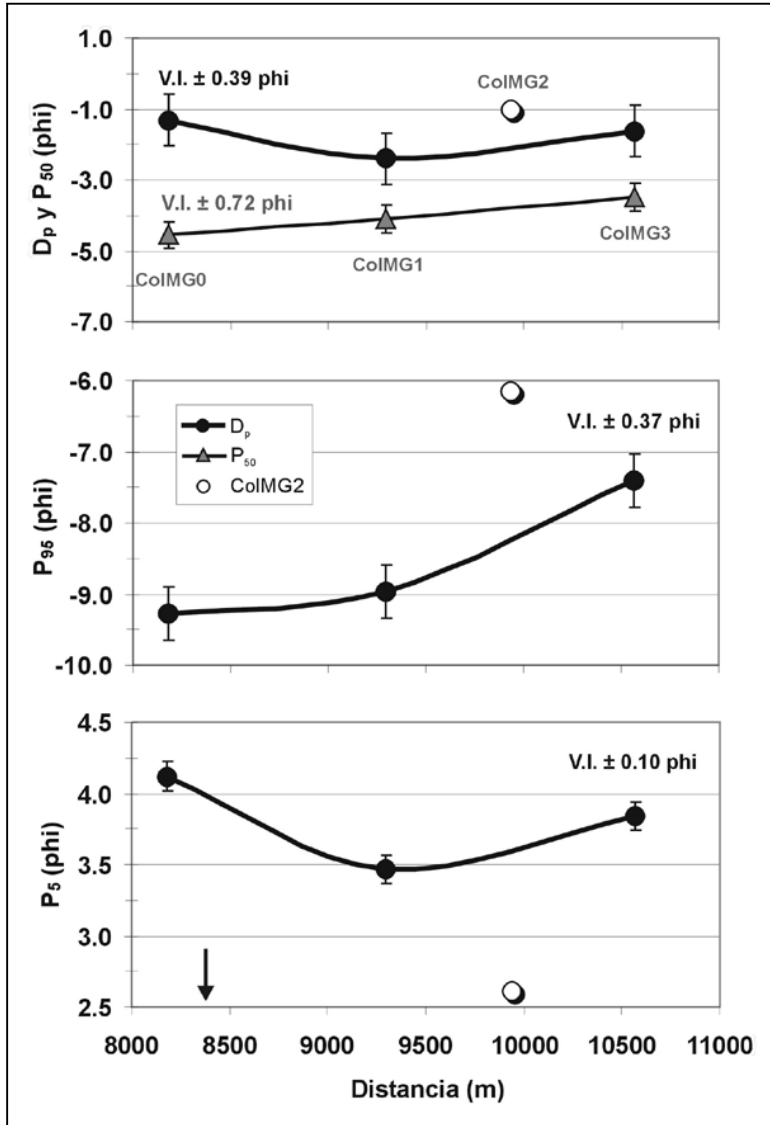


Tabla 6.13	DESCRIPCIÓN
$D_p$ & $P_{50}$	$D_p$ crece (de granulo a grava fina) entre ColMG0 y ColMG1 y sucesivamente vuelve a disminuir hasta un valor intermedio entre los dos precedentes (granulo). La mediana ( $P_{50}$ ) disminuye linealmente (grava gruesa a grava mediana) alejándose aguas abajo en 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).

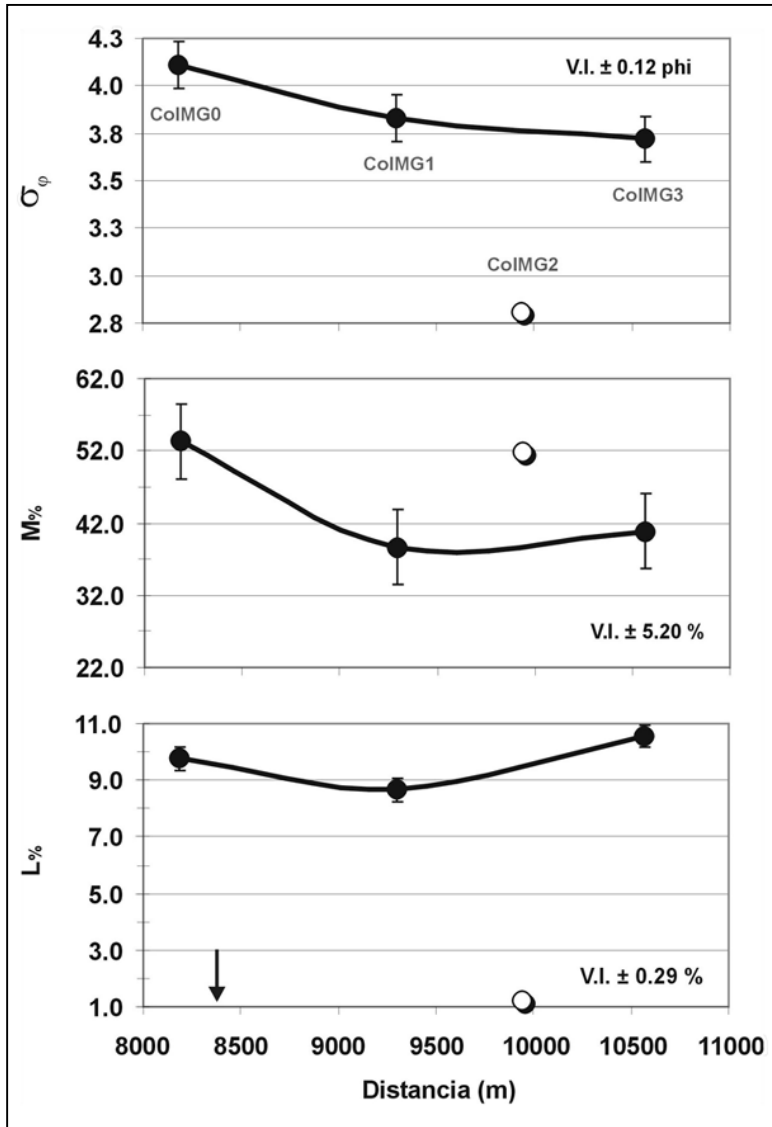


Tabla 6.14	DESCRIPCIÓN
$\sigma_\phi$	La clasificación del depósito mejora progresivamente alejándose aguas abajo (de <i>extremadamente mal clasificado</i> a <i>muy pobremente clasificado</i> -escala sedimentológica-).
M%	El porcentaje de matriz (clastos $D < 2$ mm) disminuye rápidamente (de 53.3% a 38.6%) 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 $4 \mu\text{m} < D < 31 \mu\text{m}$ ) 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  $\sigma_\phi$ , 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)

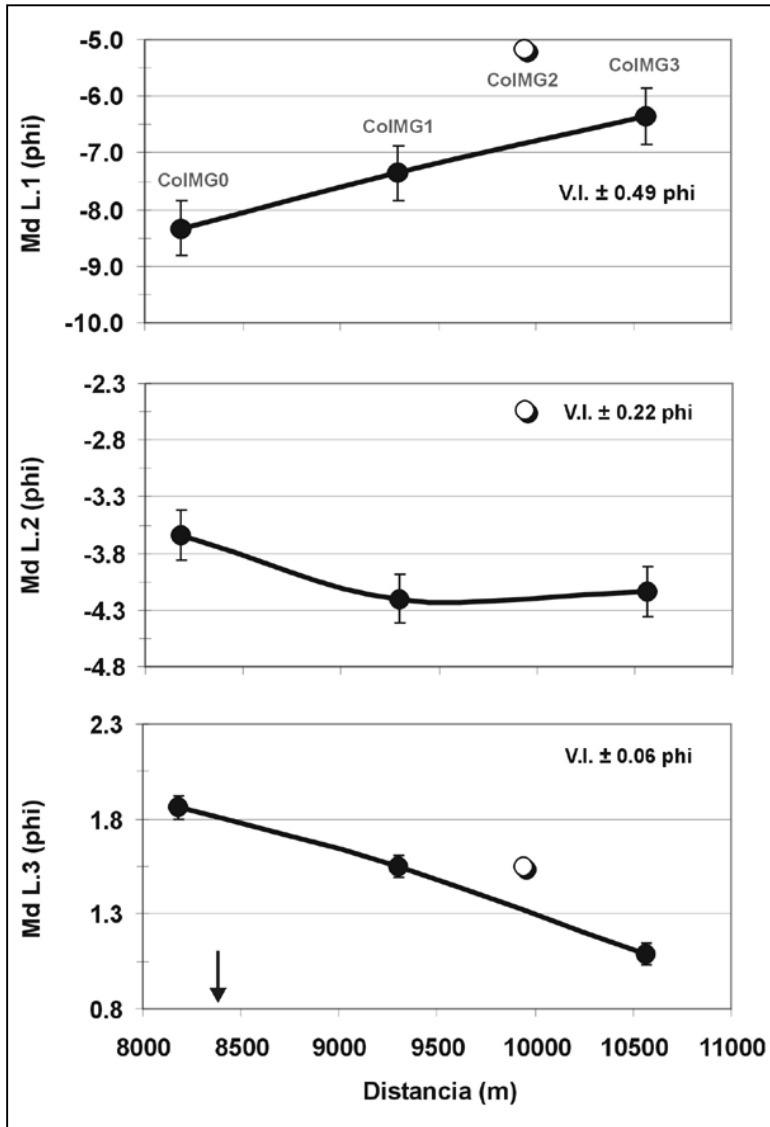


Tabla 6.15	DESCRIPCIÓN
<b>Md L.1 (Guijarro)</b>	Disminuye linealmente aguas abajo en el depósito (de canto fino a guijarro fino).
<b>Md L.2 (Grava)</b>	Incrementa entre ColIMG0 y ColIMG1 (de grava mediana a gruesa) y después se mantiene prácticamente constante.
<b>Md L.3 (Arena)</b>	Crece progresivamente (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 graficas, se reportan también los datos (promedios de cada afloramiento) obtenidos para el depósito de FBC. Los resultados se presentan en las Figuras 6.15-6.16, y son descritos de manera sintética en las Tablas 6.16-6-17 de las siguientes páginas.

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

<b>(Us)</b>	Unidad superior
<b>(Ui)</b>	Unidad inferior
<b>(D<sub>T</sub>)</b>	dimensión fractal total
<b>(D<sub>1</sub>)</b>	dimensión fractal textural
<b>(D<sub>2</sub>)</b>	dimensión fractal estructural
<b>(MC<sub>3-8</sub>)</b>	Coef. Morfológico de las armónicas 3-8 (irr. gruesas)
<b>(MC<sub>30-34</sub>)</b>	Coef. Morfológico de las armónicas 30-34 (irr. finas)
<b>(MC<sub>2</sub>)</b>	Coef. Morfológico de la armónica 2 (elipticidad)
<b>(V.I.)</b>	variabilidad interna determinada en ColSA4 (análisis de 6 muestras)

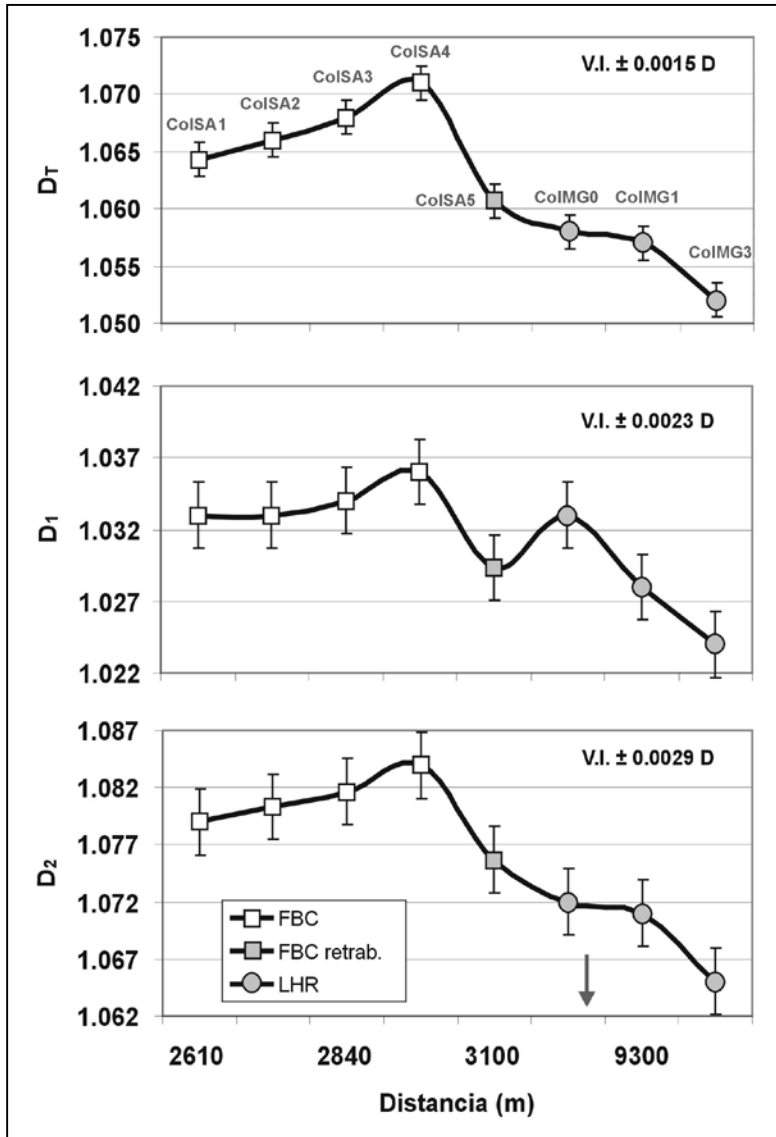


Tabla 6.16	DESCRIPCIÓN
$D_T$	En el FBC, los clastos entre ColSA1 y ColSA4 se vuelven más irregulares, que es opuesto al patrón de las muestras del LHR. Se observa una disminución progresiva de la dimensión fractal total. Los clastos se vuelven progresivamente más regulares aguas abajo. En el afloramiento 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).

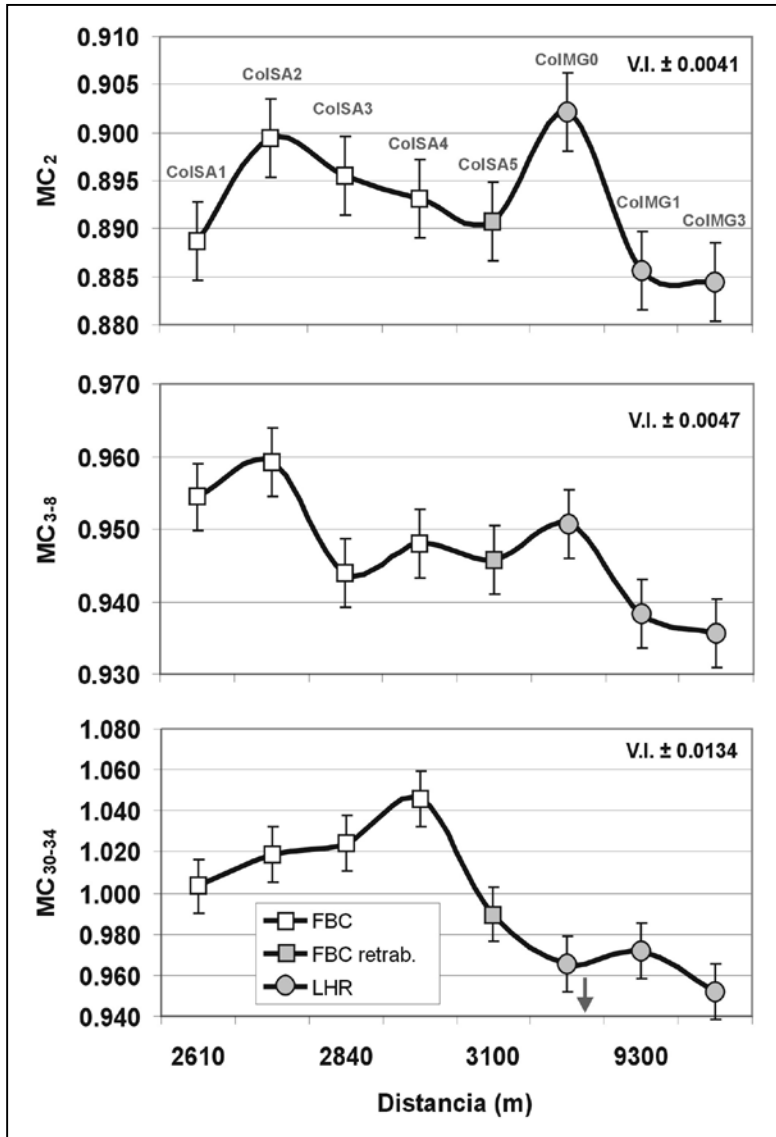


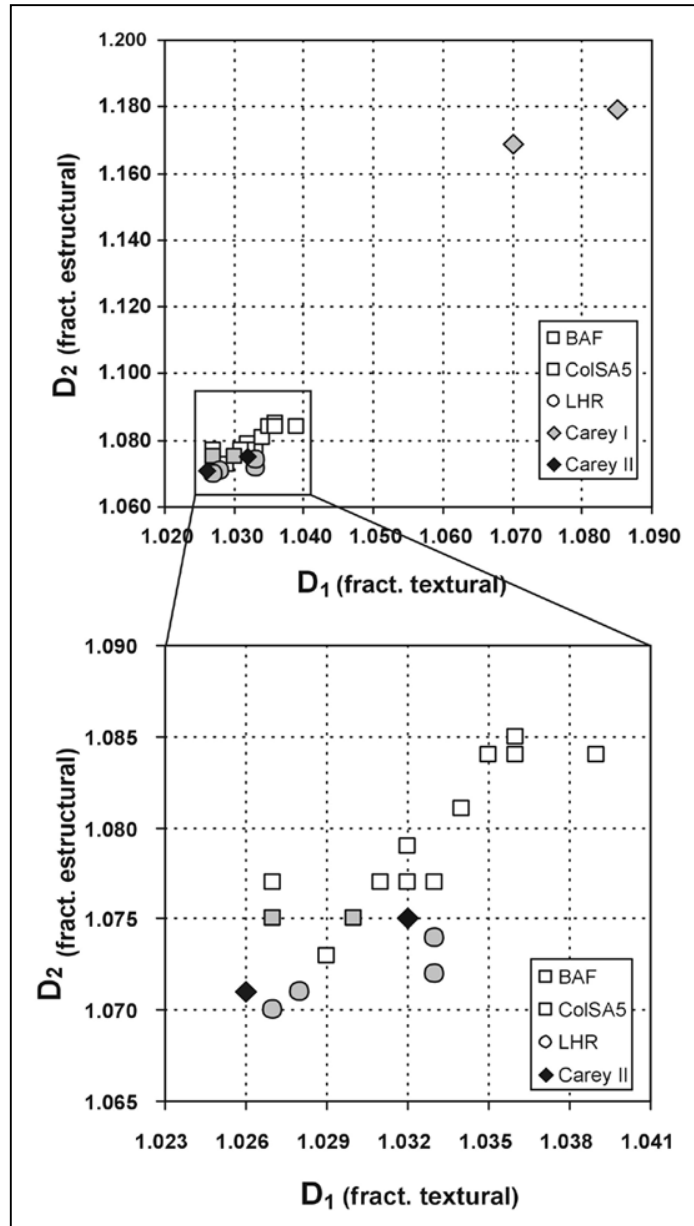
Tabla 6.17	DESCRIPCIÓN
$MC_2$	En el depósito de FBC, el afloramiento proximal ColSA1 tiene clastos muy poco alargados. El alargamiento crece mucho entre ColSA1 y ColSA2 y vuelve a disminuir progresivamente alejándose del centro de emisión hasta el ingreso al cañón (~4 km del cráter). En la parte proximal 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  $MC_{30-34}$ , 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 MORFOLOGICOS

#### 6.3.1. Diagramas de discriminación $D_1$ - $D_2$

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



**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 vídriosas muy irregulares (Carey I) y el mismo material retrabajado (Carey II).

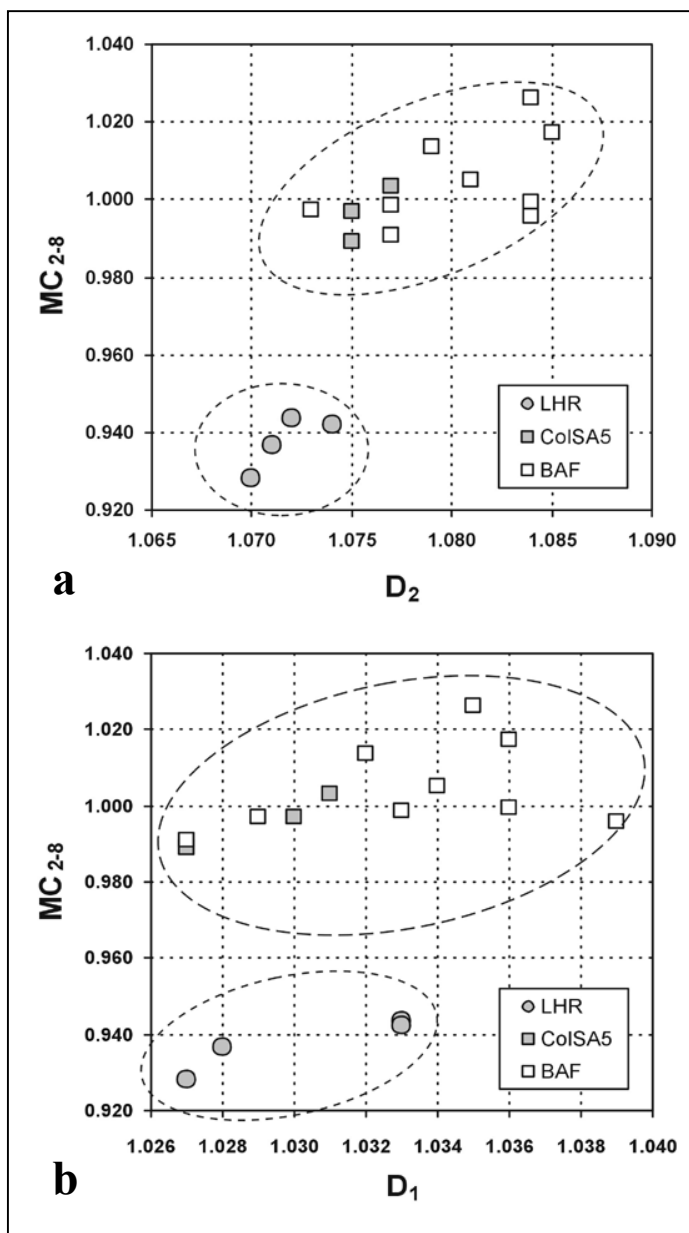
partículas de las muestras analizadas en este trabajo. Como se puede observar en la parte inferior del diagrama (que corresponde a las partículas de forma más regular), las partículas del depósito retrabajado (Carey II), caen en el área ocupada por las partículas del LHR. Las partículas del depósito 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.

### 6.3.2. Diagramas de discriminación

#### $MC_{2-8}$ - $D_2$ y $MC_{2-8}$ - $D_1$

Dos de las combinaciones más efectivas para discriminar entre estos tipos de depósitos fue utilizar el parámetro  $MC_{2-8}$  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:  $MC_{2-8}$ , obtenido mediante el análisis de Fourier y  $D_2$  la dimensión fractal estructural. El diagrama de discriminación obtenido se reporta en la Figura



**Figura 6.18.** Diagramas de discriminación basados en la contraposición entre el parámetro morfológico  $MC_{2-8}$  y las dimensiones fractales  $D_2$  y  $D_1$ . En ambos casos, los clastos del depósito de LHR que han sufrido un transporte largo se diferencian de los clastos del depósito primario.

6.18<sup>a</sup>, donde se aprecia claramente que los depósitos de FBC caen en un campo comprendido entre 0.99 para  $MC_{2-8}$  y 1.073 para  $D_2$ , mientras que el campo que contiene los depósitos del LHR cae entre 0.95 para  $MC_{2-8}$  y 1.075 para  $D_2$ . Los dos parámetros son independientes uno de otro, dado que el parámetro  $MC_{2-8}$  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  $MC_{2-8}$  con  $D_1$  (Figura 6.18b). Este último parámetro es sensible a las irregularidades finas.

## **CAPITULO 7. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS RELATIVOS AL DEPÓSITO DE FBC Y CONCLUSIONES**

En este capítulo, se interpretan los resultados del análisis textural (presentados en el Capítulo 6, párrafo 6.1) obtenidos en el depósito de FBC, originado el 17 de julio de 1999 en el volcán de Colima. De este modo, son mostrados los parámetros estudiados en forma de tablas y se discuten e interpretan considerando flujos de bloques y ceniza similares y los modelos más recientes propuestos en la literatura. Una discusión muy detallada de los resultados se encuentra en las Tablas 7.1-7.4 útiles solo para quien quiera profundizar las variaciones registradas parámetro por parámetro. Se presenta una explicación sobre la formación de la segunda unidad deposicional y concluye el capítulo con la presentación de un modelo basado en modelos anteriores y nuevos resultados.

### **7.1. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS**

#### **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).

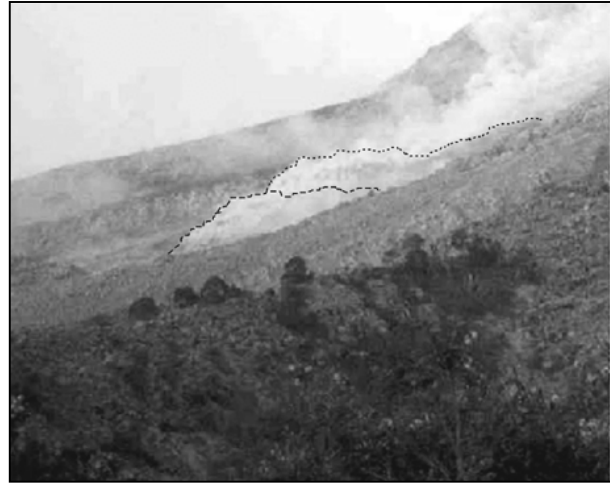


**Figura 7.1.** Detalle del FBC ocurrido en la ladera sur del volcán de Colima, el 10 de diciembre de 1998. Se puede reconocer un frente secundario, que es seguido por la cabeza del flujo piroclástico. Estas inestabilidades cinemáticas, se originan frecuentemente en la naturaleza o experimentos de laboratorio.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



### ***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 ha sido observada 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



**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).

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).

### 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  $\sim 3.5$  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  $\sim 1$  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.

**Tabla 7.1.** Interpretación de los perfiles granulométricos verticales obtenidos utilizando el método de Rosiwal (Figuras y Tablas 6.1-6.4).

<b>AFLORAM.</b>	<b>PERFILES VERTICALES MÉTODO (IR)</b>
<b>ColSA1</b>	<p>Los parámetros granulométricos, indican la presencia de dos unidades deposicionales distintas de ~3.5 m de espesor cada una (U<sub>i</sub> y U<sub>s</sub>).</p> <p>En (U<sub>i</sub>) la presencia de una gradación inversa de los bloques, es más evidente para todos los parámetros. En (U<sub>s</sub>) la gradación inversa, se observa solamente si se considera la clasificación (S<sub>L</sub>) y los bloques más grandes (P<sub>95</sub>).</p> <p>La presencia de una gradación inversa más marcada en (U<sub>i</sub>), podría indicar que la primera unidad de flujo fue más energética y que los procesos de segregación de las partículas (tamizado cinemático, expulsión por extrusión), perduraron más con respecto a la segunda unidad. La presencia de picos secundarios y áreas de incertidumbre de los patrones (a ~1 m y entre 3.5-4.0 m de altura), en las bases de ambas unidades, puede ser interpretada como el resultado de la incorporación de bloques del sustrato o del depósito inferior (<i>bulking</i>).</p>
<b>ColSA2</b>	<p>Los parámetros granulométricos observados, indican la presencia de dos unidades deposicionales distintas, de ~4 m de espesor. En (U<sub>i</sub>), la presencia de una gradación inversa de todos los parámetros es muy evidente. En (U<sub>s</sub>), la gradación inversa es también bastante evidente (más que en ColSA1). Los patrones se interpretan como en ColSA1. Entre 3.5 y 4.5 metros de altura, se observa una zona con patrones poco claros y con un valor elevado en la clasificación. Esta zona se interpreta, como una región en donde los bloques del sustrato fueron incorporados en el depósito (<i>bulking</i>).</p>
<b>ColSA3</b>	<p>En este afloramiento, (U<sub>i</sub>) y (U<sub>s</sub>), afloran en los primeros 8-9 metros del depósito. La parte superior, tiene una gradación directa de los parámetros granulométricos (se considera material retrabajado). En este afloramiento la (U<sub>i</sub>), aflora sólo en su parte superior en donde muestra gradación inversa evidente, de todos los parámetros granulométricos. En (U<sub>s</sub>) como en ColSA1, la gradación inversa es poco marcada y se observa solamente considerando la clasificación (S<sub>L</sub>) y los bloques más grandes (P<sub>95</sub>). La parte superior de (U<sub>s</sub>), podría haber sido removilizada por <i>lahares</i> posteriores. Las diferencias entre (U<sub>s</sub>) y (U<sub>i</sub>), se consideran como un probable indicio de una mayor energía del primer impulso. A 3-4 metros y 8-9 metros de altura, es probable que aparezcan dos niveles de asimilación de bloques, de las unidades inferiores (<i>bulking</i>).</p>
<b>ColSA5</b>	<p>La estructura masiva, con presencia de alineación de clastos bastante seleccionados de este afloramiento, sugiere un origen diferente con respecto a los depósitos anteriores. A simple vista estas alineaciones de clastos, parecen delimitar por lo menos tres niveles superpuestos, cada uno caracterizado por una gradación inversa. El paso de un nivel al otro es gradual. Los análisis granulométricos evidencian la presencia de gradaciones periódicas, entre un nivel enriquecido en clastos grandes (<i>bloque mediano</i>) y otro. Los bloques más grandes (<i>bloque mediano</i>), se encuentran en el techo del afloramiento. El origen de este depósito, se asocia a la removilización de material primario (<i>lahar</i>), que confirma las dudas surgidas durante el levantamiento (ver párrafo. 4.2).</p>

**Tabla 7.2.** Interpretación de los patrones observados en el perfil granulométrico vertical del afloramiento ColSA3 (Figura y Tablas 6.8-6.9), obtenidos analizando las DGT de cada muestra del perfil.

PARÁMETRO	PERFIL VERTICAL EN COLSA3, MÉTODO (GT)
$D_p$	<p>Se distinguen tres regiones diferentes: (Ui), (Us) y material retrabajado (LHR), arriba de ~9 m. La gradación inversa bien marcada de (Ui), se debe a una elevada temperatura granular o a un sustrato irregular, que mantuvo elevada la temperatura granular por una mayor distancia (Drake, 1990). En (Us), la gradación inversa es menos evidente y esto se interpreta con: 1) menor energía con respecto al primer impulso o presencia de un sustrato más regular, 2) presencia en la base de bloques erosionados (<i>bulking</i>), al techo de la unidad inferior (Ui), 3) la parte alta de (Us) podría haber sido erosionada por el <i>lahar</i> que produjo el depósito sobreyacente. Los factores de los puntos 2) y 3), tienden a disminuir las diferencias del diámetro promedio <math>D_p</math>, entre base y techo. En la región superior, la gradación simétrica que se observa podría haber sido ocasionada por la incorporación de bloques pertenecientes al techo de (Us) en el <i>lahar</i>.</p>
$\sigma_\phi$	<p>El patrón de la clasificación calculado para DGT, difiere del patrón de la clasificación, calculado considerando solamente los bloques (ver Fig.6.3 y Tab.6.3). La diferencia se debe a que, en este caso, se considera el espectro granulométrico completo. La clasificación empeora al ser mayor el contraste de granulometría (ya sea en la base como en el techo) y en particular cuando el contenido de material fino es más alto (notar la similitud con el patrón de <math>M_{\%}</math>).</p> <p>(Ui) presenta diferencias verticales sensibles en la clasificación, que reflejan las diferencias mayores que se observan para todos los demás parámetros. (Us) tiene valores bastante elevados y variaciones poco significativas. Debe hacerse notar que también <math>M_{\%}</math> es elevado y uniforme en todas las muestras de la (Us).</p>
$P_{95}$	<p>El resultado se asemeja al obtenido con el método de IR (ver Fig.6.3 y Tab.6.3). En (Ui) la gradación inversa es muy evidente; se atribuye a la presencia de mecanismos de segregación muy efectivos de los bloques (principalmente tamizado cinemático), temperatura granular elevada y/o presencia de un sustrato irregular. En (Us), el patrón menos claro se interpreta de manera análoga al de <math>D_p</math>. El depósito de LHR tiene una gradación directa del tamaño de los bloques. Esto podría estar relacionado con: 1) una baja temperatura granular (mecanismos de segregación poco efectivos), 2) depositación de bloques al frente, 3) incorporación (<i>bulking</i>) de bloques pertenecientes al techo de (Us).</p>
$M_{\%}$	<p>El porcentaje mayor de matriz encontrado en la base, se atribuye a fracturación de material en los niveles inferiores. La depositación no ocurre completamente “<i>en masse</i>”, sino es más bien diacrónica (Branney y Kokelaar, 2002) entre la base y el techo. El material depositado en el techo, pertenece a las partes atrasadas del flujo (y más finas). Esto justifica que en la parte elevada de (Ui), ocurra una inversión del patrón y un incremento del porcentaje de matriz. El contenido homogéneo y elevado de la matriz en (Us), se puede interpretar como un efecto más marcado de la depositación diacrónica (parte inferior del flujo, mucho más lenta que las capas sobreyacentes). La mayor cantidad de material fino en las partes posteriores del flujo, compensa la menor producción de matriz en la base. En el LHR, la gradación simétrica se interpreta con la incorporación (<i>bulking</i>) y mezcla de material más grueso en la base, con disminución relativa de material fino.</p>

Sigue de la **Tabla 7.2**

PARÁMETRO	PERFIL VERTICAL EN COLSA3, MÉTODO (GT)
<b>P<sub>5</sub></b>	En ambos depósitos (Ui) y (Us), se observa una gradación inversa del material fino (ceniza mediana). Esta gradación se relaciona con la mayor producción de clastos finos (fracturación y abrasión), en la parte baja del flujo. En (Ui) la gradación se atenúa en la parte más alta del depósito, lo que se interpreta como debido a: 1) depositación diacrónica del flujo (las partes que se depositan sucesivamente, son más finas), 2) dispersión de los clastos finos (tamaño de ceniza), hacia la capa fluidizada sobreyacente. El patrón en la parte elevada que corresponde al depósito de LHR, es parecido al observado para M% y se interpreta de la misma manera.
<b>L%</b>	Las partículas limosas (ceniza fina) se producen por fracturamiento y, sobre todo, abrasión de los clastos. Por esta razón, son más abundantes en la parte inferior del flujo. En el cuerpo del flujo ocurre una segregación vertical (partículas más finas en la base) y longitudinal (partículas más finas en la cola). En la parte inferior y central del depósito de (Ui), el porcentaje de limo crece de la base (donde ya es elevado), hasta dos terceras partes del depósito. Esto se interpreta como debido a: 1) efecto de la producción de partículas finas en la parte baja (fracturación) y central del depósito (abrasión por colisiones), 2) efecto de la depositación diacrónica del flujo (la cola es más rica en limo), 3) efecto de la segregación vertical por tamaño de los clastos. La parte alta del depósito, sufre un empobrecimiento rápido de partículas limosas. Esto se interpreta, como el efecto de dispersión muy eficiente (elutriación) de estas partículas muy finas, hacia la parte fluidizada del flujo para alimentar la nube de ceniza sobreyacente. En (Us), se observa que el porcentaje de limo es mucho más bajo que en (Ui), lo que podría depender de: 1) una menor energía del segundo pulso y menor producción de material fino, 2) presencia de un sustrato más regular, que causó una disminución más rápida de la temperatura granular, 3) dilución del material fino, producido con material más grueso erosionado en el techo de la primera unidad.
<b>Md L.1 (Bloques)</b>	En (Ui), la gradación inversa evidente del material grueso (tamaño de bloque), se interpreta como indicio de un mecanismo muy eficiente de segregación (tamizado cinemático, expulsión por extrusión etc.) de los clastos por tamaño, todavía muy activo en el tercer afloramiento. Esto sugiere que el primer impulso fue más energético. En (Us) la gradación no es clara y la parte central de la componente lognormal N.1, correspondiente a los bloques, nunca alcanza los valores observados para (Ui). Esto podría depender de: 1) falta del techo (enriquecido en bloques) de la (Us), erosionado por el <i>lahar</i> sucesivo, 2) escasa segregación de los clastos, debido a la baja energía del segundo impulso. En la parte alta del depósito (LHR), la gradación directa burda, se interpretó como en el caso de P <sub>95</sub> (ver Tabla 6.12).
<b>Md L.2 (Lapilli)</b>	En (Ui), la gradación inversa de los clastos del tamaño de lapillo es muy evidente y similar, a lo interpretado para los bloques (Md L.1). En (Us), la gradación simétrica se atribuye a la presencia de clastos más gruesos ajenos (lapillo grueso), incorporados ( <i>bulking</i> ) al techo de (Ui). El depósito de LHR muestra una gradación inversa burda, de los clastos de este tamaño.
<b>Md L.3 (Ceniza)</b>	En (Ui) y (Us), el patrón del material fino (lognormal de la DGT correspondiente al tamaño de la ceniza), se parece a aquel observado para L%, y se interpreta de la misma forma (Tabla 6.13). En el depósito de LHR, la gradación inversa burda del material fino, se interpreta como el efecto de mecanismos de segregación debido a la dimensión de las partículas.

**Tabla 7.3.** Interpretación de los patrones longitudinales, de los parámetros granulométricos obtenidos aplicando el método de la granulometría total (GT), a muestras colectadas a distancias progresivamente crecientes del centro de emisión (Figuras y Tablas 6.5-6.7).

PARÁMETRO	VARIACIONES LONGITUDINALES METODO (GT)
<b>D<sub>p</sub></b>	<p>La disminución en todos los niveles del tamaño promedio de las partículas, se atribuye a dos mecanismos que probablemente actuaron contemporáneamente: 1) precipitación de los clastos de mayor tamaño, debido a la disminución de la energía cinética después del quiebre de la pendiente (cambio de las condiciones reológicas en el flujo), 2) fragmentación progresiva de los bloques que al precipitar alcanzaron la parte baja del flujo. En esta parte del flujo, después del quiebre, se instauró un régimen de fricción con presiones elevadas entre los clastos que fueron fracturados progresivamente.</p>
<b>P<sub>95</sub></b>	<p>En el techo (Ust), la disminución de los bloques grandes se atribuye sobre todo a la menor eficacia de los mecanismos de segregación (sobre todo tamizado cinemático), que los mantenían flotando en el tramo de pendiente elevada. Los bloques grandes precipitaron hacia la parte baja del flujo. La disminución continua de la velocidad, provocó la precipitación de bloques progresivamente más pequeños.</p> <p>En las bases de (Ui) y (Us), el aumento de tamaño entre ColSA1 y ColSA2 se atribuye a: 1) asimilación de bloques del substrato, 2) precipitación de bloques de la parte alta del flujo. El hecho de que el tamaño de los bloques en las bases, no alcanza el valor que se observa en el techo, se interpreta como una evidencia que los bloques fueron fragmentados progresivamente, al alcanzar las partes bajas del flujo. Razones probables de la fragmentación: 1) impactos entre bloques de tamaño comparable, 2), impactos con el substrato, 3) instauración de un régimen de fricciones fuertes, entre clastos en la base.</p> <p>El tamaño mayor de los bloques en (Usb) con respecto a (Uib) en ColSA1, se justifica imaginando: 1) un primer impulso más energético (fragmentó más los bloques), que tuvo que sobrepasar un substrato más irregular, 2) un segundo impulso que incorporó más bloques, porque el substrato era más fácilmente erosionable (mayor <i>bulking</i>). Posteriormente, la fragmentación progresiva uniformizó el tamaño de los bloques entre ColSA2 y ColSA3.</p>
<b>P<sub>5</sub></b>	<p>Las partículas finas se originaron por la fragmentación continua y abrasión de los clastos. La producción mayor de partículas finas ocurrió en la base, donde fue más fuerte la fragmentación.</p> <p>Al instaurarse un régimen de fricción (después del quiebre en la pendiente) en la base, la producción de partículas finas se incrementó mucho. En especial, el primer pulso (más energético), originó una producción elevada de finos entre ColSA1 y ColSA2.</p> <p>La cantidad de partículas finas presentes en el techo (Ust) era inicialmente más baja, pero se incrementó mucho entre ColSA1 y ColSA4. Las posibles causas de este incremento son: 1) difusión progresiva de las partículas finas, desde la parte baja al resto del FBC, 2) depositación diacrónica de las partes posteriores, que en el techo depositaron partículas progresivamente más finas.</p> <p>En ColSA3 y ColSA4, el tamaño de las partículas finas es bastante uniforme en todos los niveles, lo que confirma el proceso de difusión y homogenización de los finos, en el cuerpo del flujo.</p>

Sigue de la **Tabla 7.3**

PARÁMETRO	VARIACIONES LONGITUDINALES METODO (GT)
$\sigma_{\phi}$	<p>En el tramo de pendiente elevada el flujo estaba caracterizado por una velocidad elevada y una dilución relativamente alta con un transporte en régimen de colisiones entre partículas. Este régimen, provocó una segregación de los bloques grandes hacia la parte alta del flujo y de los finos hacia la parte baja, así que la clasificación mejoró en todo los niveles. Estas condiciones todavía se encuentran representadas, en la granulometría obtenida en ColSA1. Después del quiebre de pendiente, se instauró en la base del flujo un régimen friccional entre clastos, que originó la producción de partículas finas, difundiéndose progresivamente hacia el techo. Paralelamente en el techo, la disminución de la velocidad causó una menor eficacia de los mecanismos de segregación, con una consecuente precipitación de los bloques. Por lo tanto, ocurrió una homogenización general y un empeoramiento de la clasificación en todos los niveles, alejándose del centro de emisión.</p>
$M_{\%}$	<p>Por lo general, la cantidad de matriz (partículas con tamaño de grano &lt; de 2mm) crece progresivamente en todos los niveles, debido a la fragmentación progresiva de los bloques y a la consecuente producción de material más fino.</p> <p>En (Uib), depositada por el primer pulso del FBC, el porcentaje de matriz entre ColSA1 y ColSA2, creció más rápidamente con respecto al segundo pulso, debido a una energía más elevada y a un mecanismo de trituración más eficaz.</p> <p>El crecimiento constante en todos los niveles de la matriz entre ColSA1 y ColSA3 (independientemente del patrón seguido por el primer pulso), sugiere que la matriz, se propagó rápidamente desde la base al cuerpo del flujo.</p>
$L_{\%}$	<p>El porcentaje de partículas muy finas (tamaño de grano &lt;63 <math>\mu\text{m}</math>), depende fuertemente del balance entre la tasa de producción (fracturación y abrasión de partículas más grandes), difusión y tasa de alimentación de la nube de ceniza sobreyacente.</p> <p>En (Uib) entre ColSA1 y ColSA2, se observa una elevada producción de partículas limosas (ceniza fina), debido probablemente a la fuerte fracturación a la que estuvieron sujetas las partículas durante el primer pulso -más energético-, que originó la base del FBC. En la base (Ust) del segundo pulso -menos energético-, el contenido inicial elevado de limo y su rápida disminución entre ColSA1 y ColSA3, se puede explicar imaginando la presencia de una cola del FBC enriquecida en finos (segregación longitudinal) y a una deposición diacrónica. Este gradiente en el contenido de finos, además de los mecanismos de segregación conocidos en la literatura (ver párrafo 3.1.2), podría ser debido a un retraso de las partículas muy finas, con respecto a los clastos más grandes; un mecanismo contrario a aquel que explica la presencia de bloques más grandes, concentrados en la cabeza del FBC.</p> <p>En el techo (Ust), el porcentaje de limo crece pero no sube más de <math>\sim 7\%</math>, lo que se puede justificar con una fuerte dispersión de estas partículas, hacia la nube de ceniza sobreyacente (elutriación).</p>

Sigue de la **Tabla 7.3**

PARÁMETRO	VARIACIONES LONGITUDINALES METODO (GT)
<p><b>Md L.1 (Bloques)</b></p>	<p>En el techo (Ust), la disminución del tamaño de los bloques es casi lineal y esto se interpreta de la misma forma que en el caso de P<sub>95</sub>: la disminución de los bloques, se atribuye sobre todo a la disminución de la eficacia de los mecanismos de segregación (sobre todo tamizado cinemático), que los mantenían flotando en el tramo de pendiente elevada. En cambio, los bloques (bloque mediano) precipitaron hacia la parte baja del flujo. Sucesivamente, la disminución continua de velocidad, causó la precipitación de bloques progresivamente más pequeños (bloque mediano-bloque muy fino). Aunque siguiendo patrones distintos, se observa una disminución general del tamaño de los bloques en las dos bases. La disminución es más rápida en el caso de (Ui), que apoya la hipótesis de ser un primer pulso más energético.</p>
<p><b>Md L.2 (Lapilli)</b></p>	<p>Los clastos del tamaño de lapillo, disminuyen de dimensión en todos los niveles del depósito. Este patrón se debe, a por lo menos dos mecanismos que actúan contemporáneamente: 1) los clastos precipitan hacia niveles más bajos, al disminuir la eficacia de los mecanismos de segregación (y energía involucrada), 2) los clastos se fracturan y desgastan progresivamente, reduciendo su tamaño. En el caso del depósito del primer impulso, en la base (Uib) la reducción de tamaño es más marcada, debido probablemente a una mayor energía involucrada.</p>
<p><b>Md L.3 (Ceniza)</b></p>	<p>Los incrementos longitudinales de ceniza que ocurren en el techo (Ust), son parecidos a aquellos observados para P<sub>5</sub>. Las posibles causas de este incremento son: 1) difusión progresiva de las partículas finas desde la parte baja, al resto del FBC, 2) la depositación diacrónica de las partes atrasadas del flujo enriquecidas en finos; en el techo se depositan partículas progresivamente más finas. Las variaciones en las bases de (Uib) y (Usb), evidencian un incremento general escaso de partículas finas, entre ColSA1 y ColSA3. Las partículas finas no se acumulan en la base, sino más bien se difunden en el cuerpo del FBC, alcanzan el techo y alimentan la nube de ceniza sobreyacente. En (Uib), entre ColSA1 y ColSA2, ocurrió una producción elevada de ceniza, debido a la elevada energía y capacidad de fracturación, que se diluyó en el cuerpo del FBC entre ColSA2 y ColSA3.</p>



**Tabla 7.4.** Interpretación de los patrones de los parámetros morfométricos longitudinales, obtenidos aplicando el método de Fourier (AF) y la geometría fractal (GF) a muestras colectadas, a distancias progresivamente mayores del centro de emisión (Figuras y Tablas 6.10-6.11).

PARAMETRO	VARIACIONES LONGITUDINALES DE FORMA
<b>D<sub>T</sub></b>	<p>En (Ust), la disminución de las irregularidades entre ColSA1 y ColSA3 se debe a: 1) abrasión progresiva entre las partículas, debido a la presencia de un régimen colisional en la parte superior del FBC, 2) depositación diacrónica del flujo por la cual en la parte alta, se depositan clastos transportados en el cuerpo y en la cola del FBC, donde las fricciones son menores que en la cabeza. La disminución rápida de D<sub>T</sub> después de ColSA3, indica que el proceso de pulimento y redondeo de los clastos se volvió más activo. Probablemente, creció la frecuencia de las interacciones de baja energía entre los clastos (por compactación del flujo e incremento de la concentración de clastos).</p> <p>En el tramo de pendiente elevada, el flujo se deslizó a velocidad muy elevada, por lo que en la base prevaleció un régimen colisional. Las partículas se redondearon progresivamente y por esta razón en ColSA1, se encuentran formas bastante redondeadas.</p> <p>En las bases de (Us) y (Ui), se observó un incremento en las irregularidades, que se atribuye a la ocurrencia de interacciones energéticas entre clastos (régimen friccional), que causaron una trituración progresiva de los clastos y la creación de clastos más pequeños e irregulares.</p>
<b>D<sub>1</sub></b>	<p>En (Ust), la variación de este parámetro entre ColSA1 y ColSA3, indica que ocurrió un alisamiento progresivo de las asperezas pequeñas. Este pulimento se atribuye a las interacciones de baja energía, que ocurrieron en la parte alta del FBC y a una probable depositación diacrónica (ver D<sub>T</sub>). El cambio de patrón observado entre ColSA3 y ColSA4 se debe a un cambio reológico, ocurrido en la parte alta del flujo y a un régimen caracterizado por interacciones más energéticas entre las partículas (i.e. compactación del flujo) e incremento consecuente de la fragmentación.</p> <p>Las variaciones en las bases indican un incremento en las irregularidades finas, originado por la trituración progresiva de los clastos en la capa dominada por la fricción del flujo.</p> <p>El depósito del afloramiento ColSA5, se originó por un mecanismo de transporte menos energético donde no ocurrió fracturación y el alisamiento fue más eficiente en la base (donde la frecuencia de los contactos era más elevada), que en el techo.</p>
<b>D<sub>2</sub></b>	<p>La variación de este parámetro es pequeña con respecto a la V.I. (ver barras de error) por lo que sus valores se toman con cautela. En el techo no se observan grandes cambios, exceptuando una disminución entre ColSA1 y ColSA2. Esta variación se interpreta como el resultado de un mecanismo de redondeo, debido a los impactos de baja energía entre las partículas. ColSA3 y ColSA4 regresan a los valores iniciales, probablemente porque en la parte alta del FBC se aportaron partículas más irregulares (i.e. trituración de partículas de una clase granulométrica más grande), provenientes de las partes más bajas.</p> <p>En las bases de (Us) y (Ui), el crecimiento rápido de las irregularidades gruesas entre ColSA1 y ColSA2, se atribuye a un mecanismo de trituración eficaz que actuó en la parte baja del FBC. Después de ColSA2, el mecanismo no produjo un aumento de las irregularidades gruesas, debido a la disminución de la energía involucrada en las fricciones.</p>

Sigue de la **Tabla 7.4**

PARAMETRO	VARIACIONES LONGITUDINALES DE FORMA
MC <sub>2</sub>	<p>Como se observó anteriormente, el mayor alargamiento de los clastos se relaciona con un mecanismo de fracturación (fricciones); por lo contrario, el redondeo se relaciona con la abrasión, debido a las interacciones de menor energía entre clastos (colisiones). En (Ust), el menor alargamiento de las partículas observado en ColSA1 y ColSA2, se explica como la herencia del régimen colisional presente en el flujo en el tramo de pendiente elevada (impactos frecuentes de menor energía). El incremento del alargamiento después de ColSA2, se interpreta como el reflejo de un cambio reológico en la parte elevada del flujo, hacia un régimen con interacciones más energéticas entre las partículas (i.e. compactación del flujo). En (Usb) la reducción progresiva del alargamiento, se explica por la disminución de la energía de las interacciones. En (Uib), el alargamiento inicialmente creció considerablemente, debido a las interacciones energéticas entre clastos, que causaron su fracturación (desaceleración repentina después del quiebre). Después de ColSA2, la energía disminuyó y prevaleció el redondeo y alisamiento de las partículas. En ColSA5, actuó un mecanismo de transporte menos energético, no hubo fracturación y el redondeo fue más eficiente en la base (donde la frecuencia de los contactos era más elevada), que en las demás partes.</p>
MC <sub>3-8</sub>	<p>La evolución de la forma general en el techo de (Us), se atribuye al redondeo progresivo debido a los impactos de las partículas en un régimen colisional y a una depositación probablemente diacrónica. Después de ColSA3, las partículas evolucionan a formas más irregulares. Esto se interpreta como la dilución con partículas más irregulares, producidas por la fragmentación de clastos más grandes al igual que para D<sub>2</sub>.</p> <p>En las dos bases (Usb) y (Uib), los patrones observados sugieren un mecanismo de trituración de partículas entre ColSA1 y ColSA2 (elevada energía). Después de ColSA2 las partículas se vuelven a redondear, debido a la disminución de la energía involucrada en las colisiones. Las partículas no se trituraron, pero se redondearon.</p> <p>En ColSA5 actuó un mecanismo de transporte menos energético, no hubo fracturación y el redondeo fue más eficiente en la base (donde la frecuencia de los contactos era más elevada), que en el techo.</p>
MC <sub>30-34</sub>	<p>En (Ust) la variación de este parámetro entre ColSA1 y ColSA3, indica que ocurrió un alisamiento progresivo de las irregularidades finas, como en D<sub>1</sub>. Esto se atribuyó a las interacciones de baja energía que ocurrieron en la parte alta del FBC y a una depositación probablemente diacrónica. Entre ColSA3 y ColSA4 se observa un cambio de patrón, probablemente relacionado con un cambio reológico en la parte elevada del flujo, hacia un régimen con interacciones más energéticas entre las partículas (i.e. compactación del flujo) y producción de fracturación. Las variaciones en las bases, indican un incremento general de las irregularidades finas, debido a la trituración progresiva de los clastos. Los diferentes patrones observados para (Usb) y (Uib), se deben a la mayor energía y a mayor aspereza del substrato (Drake, 1990) en el caso del primer pulso.</p>

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

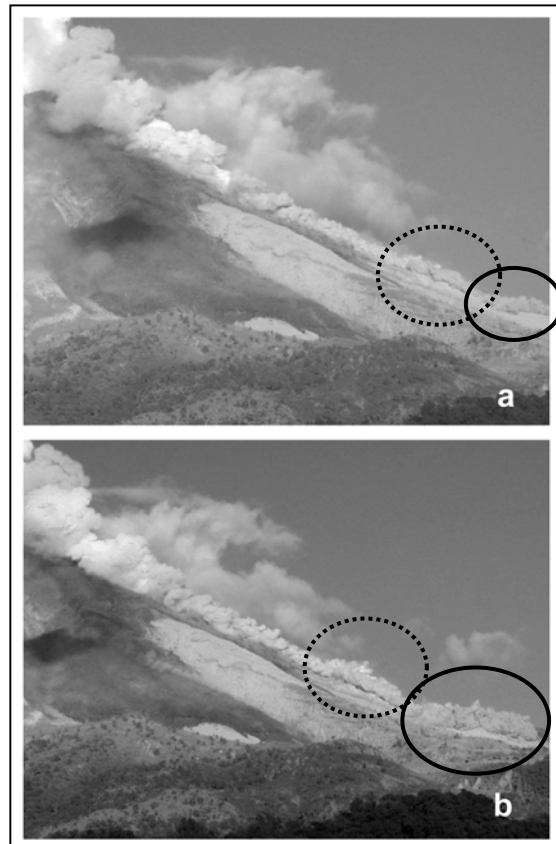
El flujo de bloques y ceniza del 17 de julio de 1999, fue originado por una explosión fuerte que produjo una columna de 10 km de altura (Figura 2.6). Pocos segundos después de su emisión, una parte de la columna colapsó hacia la ladera sur del volcán, originando un flujo de bloques y ceniza tipo Soufriere de volumen pequeño, estimado en  $7.9 \times 10^5 \text{ m}^3$  (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 ( $\geq 35^\circ$ ). 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.

Aproximadamente 400 metros después de esta irregularidad, el flujo encontró el cambio en pendiente ( $>30^\circ$  a  $<20^\circ$ ) 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



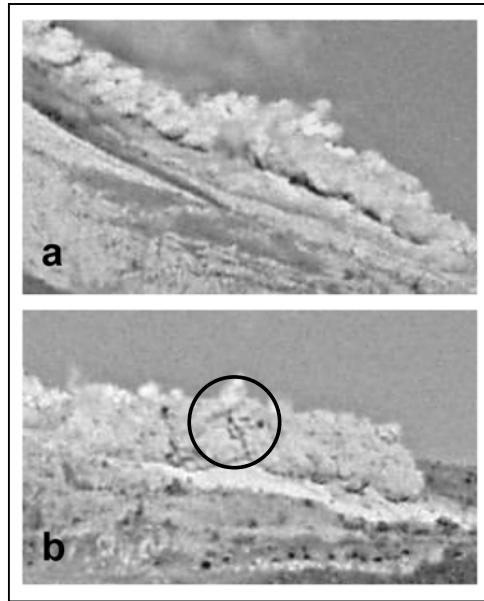
**Figura 7.3.** Flujos piroclásticos del 10 de diciembre de 1998. La imagen a) fue tomada unos segundos antes que b). Se puede observar la inflación del FBC al sobrepasar la joroba ubicada a 1.9 Km del cráter (elipses punteadas). La elipse de línea continua delimita el área en donde empezó la depositación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

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.

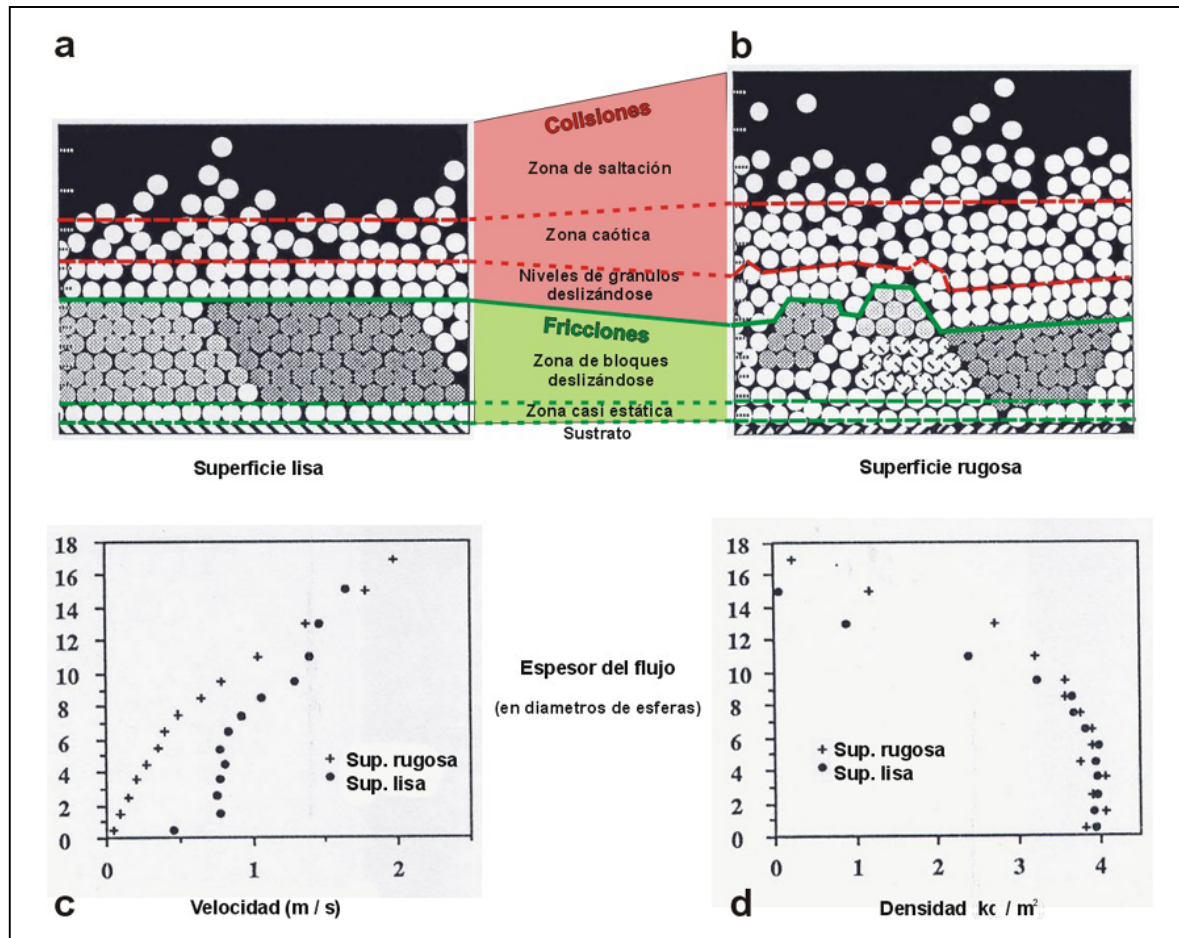
#### 7.1.4. Tipos de regímenes reológicos en los flujos granulares

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.



**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.

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



**Figura 7.5.** a y b) Figuras 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 deslizando. 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)-.

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).

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, 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  $7.9 \times 10^5 \text{ m}^3$ ), se frenó repentinamente al entrar al quiebre en pendiente y dado que fluía con una velocidad de 150-200 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).

## **7.2. MODELO REOLÓGICO DEL 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 ( $\geq 30^\circ$ ), 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, tenía 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.

### ***Condiciones en el tramo de pendiente moderada***

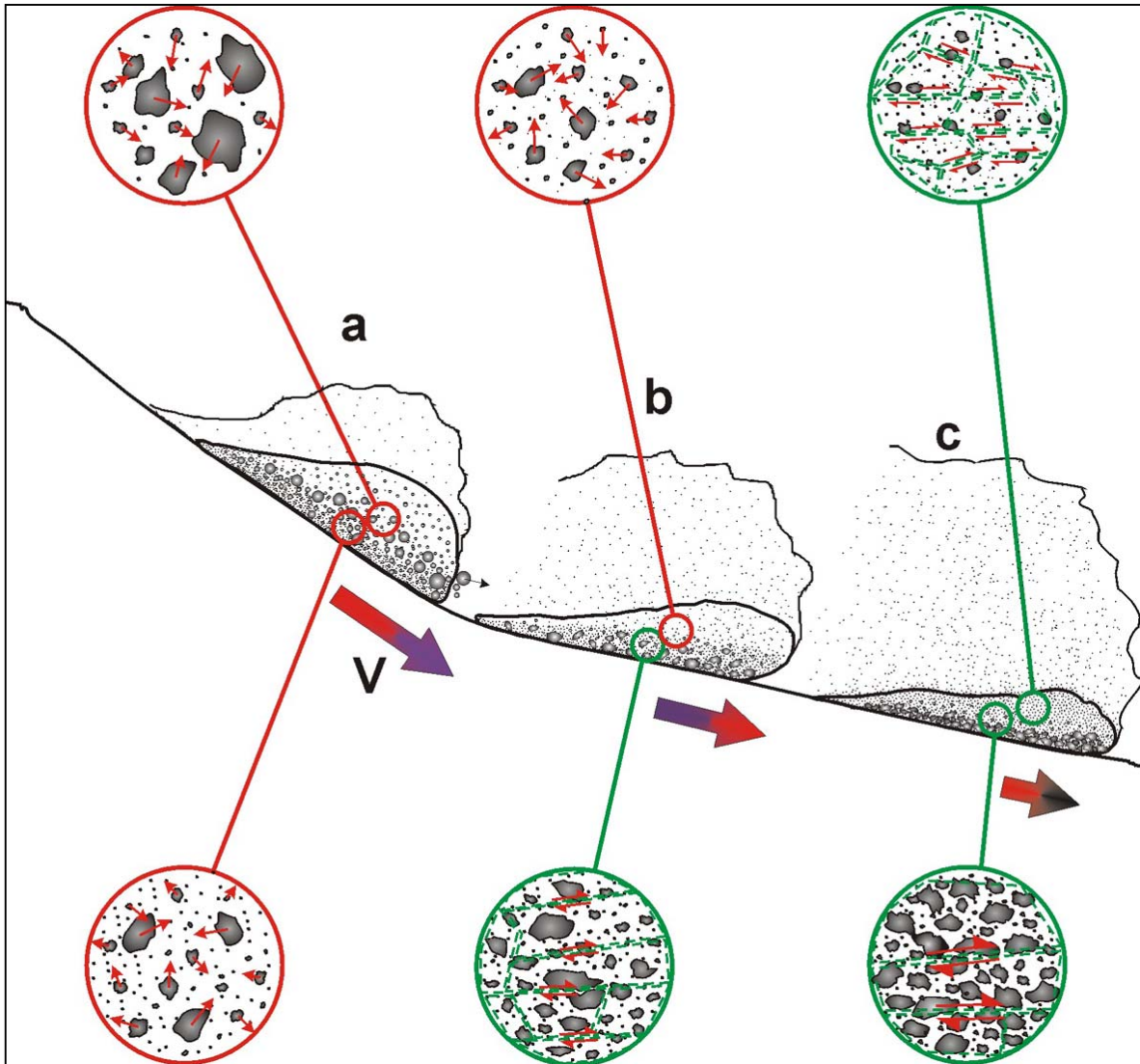
En el cambio repentino de pendiente (de  $\geq 30^\circ$  a  $< 20^\circ$ ), el primer impulso de la avalancha basal llegó con un momento inercial elevado. En menos de 1 km, el flujo desaceleró bruscamente para detenerse completamente. Este proceso, debió de haber involucrado mecanismos muy eficientes 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 pérdida 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



**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 (significado colores flecha: morado = V +elevada; rojo = V -elevada; negro = flujo parado). Dibujo D. Sarocchi.

presión elevadas, 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).



### **Descripción sintética de la Figura 7.6**

a) En el tramo de pendiente elevada, el flujo se deslizó a una velocidad muy alta con colisiones entre partículas en todos los niveles. En la base, el transporte de los clastos ocurrió por saltación. No depositó y dada la energía elevada, probablemente hubo erosión e incorporación de material preexistente. Había elevadas temperaturas granulares y fue efectiva una segregación por tamaño (tamizado cinemático), que produjo una gradación inversa. Debido a las interacciones de baja energía causadas por los impactos, los clastos de todas las dimensiones se redondearon y alisaron progresivamente.

b) Después del quiebre de pendiente, en la base del flujo se instauró un régimen dominado por fricciones elevadas y trituración de clastos de todos los tamaños. El esfuerzo de corte elevado, determinó una iso-orientación de los ejes mayores de los clastos alargados, paralelamente al campo de esfuerzos presentes. Las partículas se volvieron más irregulares debido a la trituración. Hubo una elevada producción de material fino (tamaño ceniza-lapillo), sobre todo en la base. En el techo, la disminución de la temperatura granular causó la precipitación de los bloques más grandes, hacia las partes inferiores del flujo, donde fueron fracturados progresivamente. En la parte alta del flujo continuó el régimen colisional y las partículas continuaron a volverse más redondas y alisadas. Un *continuum* de condiciones intermedias entre el régimen friccional y colisional, estaba presente verticalmente en el depósito (Drake, 1990). En este tramo hubo una depositación diacrónica, que permitió el emplazamiento de materiales pertenecientes a partes posteriores del flujo.

c) En la última fase del flujo, poco antes de detenerse éste por completo, el movimiento cerca de la base ocurrió como deslizamientos de grandes bloques, casi rígidos de material empaquetado (Drake, 1990). En las superficies de contacto entre estos bloques, las fricciones eran elevadísimas. El material fino, producido en las regiones de fricción, se difundió y homogeneizó en todo el cuerpo del flujo. En el techo, una vez sofocado el régimen colisional, se instauró un régimen friccional blando, que promovió un incremento leve de las irregularidades en los perímetros de las partículas.

### 7.3. CONCLUSIONES

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, relleniéndolas completamente con un volumen de material estimado de  $7.9 \times 10^5 \text{ m}^3$  (Saucedo et al., 2002). El depósito se encuentra solamente después del quiebre en pendiente y en una extensión longitudinal muy limitada ( $< 1 \text{ km}$ ). 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 retraso.
- 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  $> 40^\circ$ ), se deslizó como flujo granular expandido, con velocidad y temperatura granular elevada y no depositó; b) en el tramo de pendiente moderada ( $< 29^\circ$ ), el flujo se movió  $< 1 \text{ km}$  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 sobreyacentes (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).

## CAPITULO 8. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS POR EL DEPÓSITO DE LHR Y CONCLUSIONES

En este capítulo se interpretan los resultados del análisis textural (presentados en el capítulo 6, párrafo 6.2), obtenidos en el estudio del depósito de LHR originado el 18 de julio de 1999, por la removilización del depósito de FBC formado el día anterior. Las interpretaciones se presentan para cada parámetro en forma de tablas (Tablas 8.1-8.2). En la discusión se toman en consideración los resultados obtenidos en el afloramiento ColSA5, que representa una fase inicial del LHR estudiado. En este mismo capítulo, también se discuten los resultados obtenidos utilizando diagramas de discriminación, basados en los parámetros morfométricos para distinguir entre depósitos de origen primario (FBC) y secundario (LHR).

### 8.1. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

**Tabla 8.1.** Interpretación de las variaciones longitudinales de los parámetros granulométricos, obtenidos analizando las DGT de las muestras del LHR (Figuras 6.12-6.14 y Tablas 6.13-6.15) según el método de Folk y Ward (1954).

PARÁMETRO	INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS DEL METODO (GT)
<b>D<sub>p</sub> y P<sub>50</sub></b>	Considerando D <sub>p</sub> , más sensible a la variación de los clastos finos, se observa una disminución de clastos de tamaño de gránulo y grava fina, en el tramo entre ColMG0 y ColMG1. Esto se atribuye a que estas partículas fueron acarreadas en suspensión por el agua y la mezcla se empobreció. Entre ColMG1 y ColMG3, D <sub>p</sub> vuelve a disminuir porque empieza a sedimentar este tamaño de partícula. Considerando P <sub>50</sub> , más sensible a las variaciones de los clastos gruesos, la disminución en tamaño es prácticamente lineal. Estos patrones sugieren que hubo una pérdida progresiva de competencia del flujo, la cual se atribuye a: 1) dispersión del flujo en el abanico; después de ColMG0, el flujo disminuyó de espesor y aumentó su amplitud, 2) disminución sensible de la velocidad, 3) cambio de un régimen turbulento a uno laminar.
<b>P<sub>95</sub></b>	La disminución en la competencia del flujo causó la depositación selectiva ( <i>debulking</i> ) de clastos de tamaño grueso ( <i>canto y guijarro</i> ). Los clastos más grandes fueron depositados en la parte alta del abanico y aguas abajo, la depositación involucró clastos de tamaño progresivamente menor. Las razones de la pérdida de competencia, son las mismas que las enumeradas para D <sub>p</sub> y P <sub>50</sub> .
<b>P<sub>5</sub></b>	Se observa el mismo fenómeno observado para D <sub>p</sub> y P <sub>50</sub> . La suspensión selectiva de partículas de tamaño fino (< a arena muy fina) entre ColMG0 y ColMG1, determinó un incremento relativo de partículas más gruesas en el flujo, que se depositaron con mayor abundancia aguas abajo, cuando disminuyó suficientemente la competencia (nótese el enriquecimiento en ColMG1).

Sigue de la **Tabla 8.1**.

PARÁMETRO	INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS DEL METODO (GT)
$\sigma_{\phi}$	El mejoramiento progresivo de la clasificación de ColMG0 a ColMG3, se atribuye a: 1) <i>debulking</i> selectivo de los clastos mayores al disminuir la competencia del flujo, 2) empobrecimiento de los clastos finos, al ser transportados selectivamente aguas abajo por el flujo. Los dos fenómenos conjuntos causaron una reducción del espectro granulométrico de la distribución. La clasificación de este LHR (muy pobremente a extremadamente mal clasificado), es común en flujos de escombros.
$M_{\%}$	La reducción importante del porcentaje de matriz ( $D < 2\text{mm}$ ) observada entre ColMG0 y ColMG1 (correspondiente a la salida de la barranca y al inicio del abanico), se atribuye a que el flujo sufrió un cambio de velocidad drástico y probablemente de propiedades físicas, que causaron una pérdida de competencia notoria.
$L_{\%}$	La disminución pequeña de partículas limosas entre ColMG0 y ColMG1, se atribuye al transporte selectivo de las partículas finas en el flujo. Entre ColMG1 y ColMG3, el aumento del porcentaje de limo en el depósito se puede explicar por: 1) un incremento en la tasa de depositación del flujo, que entonces involucra también partículas limosas, 2) contenido más alto de esta clase de partículas (debido por ejemplo, a la producción por el desgaste de los clastos más grandes), o a las dos circunstancias.
<b>Md L.1 (Guijarro)</b>	La disminución de la competencia del flujo, determinó una deposición selectiva ( <i>debulking</i> ) de los clastos gruesos (canto y guijarro), a partir de aquellos con tamaño mayor, que justifica la disminución prácticamente lineal de tamaño. Las razones de la pérdida de competencia del flujo, son las mismas ya propuestas para $D_p$ y $P_{50}$ .
<b>Md L.2 (Grava)</b>	En el primer tramo del depósito (entre ColMG0 y ColMG1), la migración de la lognormal N.2 de los clastos de tamaño intermedio ( <i>grava</i> ), hacia dimensiones mayores, se atribuye al empobrecimiento progresivo en partículas más finas, debido a transporte selectivo. Entre ColMG1 y ColMG3, la lognormal n.2 se mantiene en la misma posición, probablemente por la disminución de la competencia del flujo en este tramo; también los clastos más finos se depositan con los demás.
<b>Md L.3 (Arena)</b>	Análogamente a lo observado por Md L.2, la lognormal 3 correspondiente a clastos del tamaño de arena mediana, migra hacia dimensiones mayores (arena gruesa). Esto se atribuye a la separación (debido al transporte selectivo del flujo), entre los componentes más finos (arena muy fina, limo y arcilla) y el material que se deposita.

**Tabla 8.2.** Interpretación de las variaciones longitudinales de los parámetros morfométricos (métodos GF y AF), obtenidos por el depósito de LHR y de FBC (Figuras 6.15-6.16 y Tablas 6.16-6.17).

PARÁMETRO	INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE LA FORMA
<b>D<sub>T</sub></b>	La reducción progresiva de las irregularidades (en todas las escalas), se atribuye a una acción abrasiva y de redondeo a la cual fueron sometidas las partículas. Las irregularidades disminuyen más rápidamente entre ColMG1 y ColMG3, indicando que en el tramo final del abanico, el redondeo y el alisamiento fueron más efectivos. Probablemente las interacciones entre partículas fueron más intensas. En general, las partículas que han sufrido un transporte de baja energía muestran una forma más regular. Es interesante notar que en el LHR, el patrón es opuesto al observado en el depósito primario (FBC). Esto sugiere, que la forma es controlada por diferentes mecanismos (diferente energía involucrada) en los dos flujos. Se nota también cómo la muestra ColSA5, encaja mejor en el patrón del depósito de LHR, que en el del FBC, lo que demuestra que es un depósito retrabajado.
<b>D<sub>1</sub></b>	Entre ColMG0 y ColMG3, las partículas se alisan progresivamente. En ColMG0, las partículas son más rugosas que en ColSA5, a pesar del mayor transporte sufrido. Esto se interpreta como un transporte más energético (fracturación de los clastos), en el tramo comprendido entre la barranca alta y el abanico. La fracturación, además de la variación de la forma general de los clastos, provoca un incremento en la irregularidad, fina como se aprecia en el patrón del depósito de FBC.
<b>D<sub>2</sub></b>	La reducción progresiva de las irregularidades gruesas, se atribuye a una acción de redondeo a la cual fueron sometidas las partículas. Análogamente a lo observado para D <sub>T</sub> , el redondeo fue más efectivo entre ColMG1 y ColMG3, tramo donde probablemente las interacciones entre partículas, fueron más intensas. Dado que la energía disminuye con la distancia, en la salida de la barranca la mayor acción abrasiva observada, se debe explicar no tanto con una mayor energía involucrada, sino con un tipo diferente de interacción entre partículas. Por ejemplo: con un régimen de fricciones más intenso debido a un incremento de la concentración de los clastos. Es muy evidente el contraste entre los patrones de LHR y de FBC. La muestra ColSA5, coincide mejor con el patrón observado para el depósito de LHR.
<b>MC<sub>2</sub></b>	Este parámetro proporciona una información particularmente interesante. Se ha observado (efectuando pruebas de fracturación artificial de bloques del material estudiado), que la acción de la fracturación produce partículas más alargadas, con respecto al promedio de las partículas que constituyen los depósitos. Como se observa en la Figura 6.16, en ColMG0, a la salida de la barranca, las partículas son sensiblemente más alargadas. Esto se interpreta como el efecto de una fracturación sufrida por los clastos analizados, en el tramo donde el LHR, se encontraba encañalado en un valle estrecho y donde probablemente la energía involucrada debía ser más alta. Este mismo fenómeno se observó entre ColSA1 y ColSA2, en donde el FBC frenó rápidamente y hubo interacciones más fuertes (valores parecidos ~0.9 de MC <sub>2</sub> ).

Sigue de **Tabla 8.2.**

<b>MC<sub>3-8</sub></b>	Este parámetro está relacionado con la forma general de los clastos, es más sensible que $D_2$ a las irregularidades gruesas y refleja de manera burda, lo que se ha observado para el parámetro $MC_2$ . Se interpreta de forma análoga, poniéndolo en relación con la acción de fracturación de las partículas. Esta fue más efectiva entre ColSA1 y ColSA2 en el caso del depósito de FBC y en el tramo entre ColSA5 y ColMG0, del depósito del LHR.
<b>MC<sub>30-34</sub></b>	Este parámetro, que representa las irregularidades finas, no proporciona una información clara, en el caso del depósito del LHR con variaciones poco confiables (ver barras de error). Por lo general, se observa un patrón burdo que indica un alisamiento progresivo aguas abajo. Entre ColMG0 y ColMG1, el muy leve incremento de las irregularidades finas es poco confiable. Esto se interpreta, como un alisamiento progresivo de los clastos aguas abajo. En el depósito de FBC, el patrón es mucho más claro y las partículas se vuelven progresivamente más arrugadas, debido a la fracturación progresiva en la base.

## 8.2. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

### 8.2.1. Depósito ColSA5: representa la fase incipiente del LHR

Inicialmente el depósito ColSA5 semejava un depósito primario, monolitológico, masivo y con granulometría parecida a aquella 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 capítulo 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.

### **8.2.2. 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 escombros 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 pérdida 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  $\sigma_\phi$  (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 ( $MC_2 \sim 0.9$  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.

### 8.2.3. Conclusiones

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, tenía 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).

### **8.3. DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN BASADOS 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.

#### **8.3.1. Diagramas de discriminación $D_1$ - $D_2$**

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).

### **8.3.2. Diagramas de discriminación $MC_{2-8}-D_2$ y $MC_{2-8}-D_1$**

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).

### **8.3.3. Conclusiones**

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.

## **CAPITULO 9. 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 en este trabajo de tesis.

### **9.1 SINTESIS 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, apéndice XI).
- 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 propuso una escala granulométrica detallada, para los materiales volcánicos (ver apéndice I), y ampliada a clastos de hasta 32 metros (frecuentes en depósitos de avalancha).
- 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, apéndice XI) que utiliza el perímetro ( $P_\lambda$ ) y el paso de muestreo ( $\lambda$ ), obtenidos con el método del calibre (ver párrafo 5.2.2 y apéndice VII). 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 ( $MC_{xx}$ ).

## 9.2 SINTESIS DE LOS RESULTADOS APLICATIVOS

El análisis textural proporcionó nueva información sobre los flujos de bloques y 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, Mexico: implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59: 35-46.

Carrasco-Núñez 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 Wieczorek, 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 Soufrière 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 (Contract 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: a 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 Prestegard, 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). *Geofis. 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. Schweizerbart'sche 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: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 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., Nemeč, 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. Geotherm. 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. Geotherm. 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: Initiation, Flow Processes, Deposits, and Attendant Geomorphic and Hydraulic Changes. 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. *Geological 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.
- Szwarcz, 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 Bezymianny 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 SO<sub>2</sub> 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.



## **APENDICES**

## APÉNDICE I. TABLAS GRANULOMÉTRICAS Y DE CLASIFICACIÓN

A continuación se reportan las escalas de clasificación (Tabla I.1) y granulométricas (Tabla I.2) que fueron utilizadas en esta tesis.

La escala granulométrica utilizada para describir el depósito piroclástico fue modificada de la escala vulcanológica propuesta por Sohn y Chough (1989), a la cual se duplicaron el número de sub-clases (de 8 a 16 sub-clases), número mínimo indispensable para realizar un estudio sedimentológico detallado. La escala también se extendió a dimensiones mayores de hasta 32 metros. Para los depósitos epiclásticos se utilizó la escala granulométrica de Udden-Wentworth (1922) que Blair y McPherson (1999) modificaron ampliándola hacia las partículas más gruesas.

En lo que concierne a la clasificación se utilizó la escala sedimentológica (depósito epiclástico) y vulcanológica (depósito piroclástico primario), que difieren porque la última se traslada hacia clasificaciones mejores dado que la mayoría de los depósitos piroclásticos están muy mal clasificados, comparados con los depósitos sedimentarios (Cas y Wright, 1987).

**Tabla I.1.** Diferentes escalas de clasificación ( $\sigma_\phi$ ) utilizadas por sedimentólogos y vulcanólogos (Cas y Wright, 1987)

<b>Clasificación</b>	<b>Dep. Sedimentarios</b>	<b>Dep. Piroclásticos</b>
<b>0 – 1 Phi</b>	Muy bien clasificado a moderadamente clasificado	Muy bien clasificado
<b>1 – 2 Phi</b>	Pobrementemente clasificado	Bien clasificado
<b>2 – 4 Phi</b>	Muy pobrementemente clasificado	Pobrementemente clasificado
<b>&gt; 4 Phi</b>	Extremadamente mal clasificado	Muy pobrementemente clasificado

**Tabla 2.** Escalas granulométricas utilizadas en sedimentología y vulcanología. La escala en el lado derecho de la tabla se propone para estudios detallados de sedimentología volcánica.

Tamaño	PHI	Depósitos sedimentarios		Depósitos volcánicos		Depósitos volcánicos	
		Blair y McPherson (1999)		Sohn y Chough (1989)		Sarocchi y Macías.	
32.8 m	-15	muy grueso	Bloque Block	grueso			Mega-Bloque Mega-Block
16.4	-14	grueso					
8.2	-13	mediano					
4.1	-12	fino					
2.0	-11	muy grueso	Canto Boulder		Bloque Block	grueso	Bloque Block
1.0	-10	grueso					
0.5 m	-9	mediano					
256 mm	-8	fino					
128	-7	grueso	Guijarro Cobble	fino		mediano fino	
64	-6	fino					
32	-5	muy gruesa	Grava Pebble	grueso	Lapillo Lapillus	muy grueso grueso	Lapillo Lapillus
16	-4	gruesa					
8	-3	mediana					
4	-2	fina					
2	-1		Granulo Granule	fino		muy fino	
1	0	muy grueso	Arena Sand			muy gruesa gruesa mediana	
0.500 mm	1	grueso					
250 µm	2	mediano					
125	3	fino					
63	4	muy fino	Limo Silt		Ceniza Ash	fina	Ceniza Ash
31	5	grueso					
15	6	mediano					
8	7	fino					
4	8	muy fino	Arcilla Clay	fina		muy fina	
2	9						
1	10						
0.5	11						
0.2	12						
0.1 µm	13						

## Referencias

Blair, T.C. and McPherson, J.G., 1999. Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 69(1): 6-19.

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

Sohn, Y.K. and Cough, S.K., 1989. Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentology*, 36: 837-855.

## APÉNDICE II. MÉTODO DEL TAMIZADO

El método del tamizado tiene raíces muy antiguas, se puede reconocer en dibujos de los antiguos egipcios, que lo utilizaban por la preparación de víveres, y en dibujos de la época medieval (tamiz con malla de metal) para aplicaciones agrícolas. Rettinger en el 1867 propuso, por primera vez, un método de clasificación de los polvos basado en el uso de series de tamiz (Allen, 1997). El día de hoy el tamizado es sin duda el método de análisis granulométrico más difundido debido a su extrema practicidad, sencillez, suficiente reproducibilidad (cuando se actúa en condiciones estándar) y costos accesibles. El método es aplica a las dimensiones desde Phi -6 (grava muy gruesa) hasta Phi 5 (limo grueso). Las partículas son separadas en diferentes clases basándose en sus dimensiones según un mecanismo físico de pasa-no-pasa, a través de mallas cuyas características son conocidas. Existen tamices con agujeros de diferentes formas (cuadrados, círculos, polígonos y otras formas mas) y materiales. La técnica se aplica generalmente por vía seca, pero también existen aparatos para realizar tamizado por vía húmeda o con el auxilio de ultrasonido.

El tamizado consiste en hacer pasar una muestra de sedimento a través de una columna de tamices con aberturas de forma y dimensión conocidas. La columna se sacude hasta que las partículas que pueden, por dimensión y forma, pasen a través de las aberturas. Para acelerar el trabajo, la columna se coloca en una mesa vibradora hasta que el residuo en cada tamiz es constituido de partículas que pueden pasar a través del tamiz superior y no del tamiz inferior.

### **Tipos de tamices y sus características**

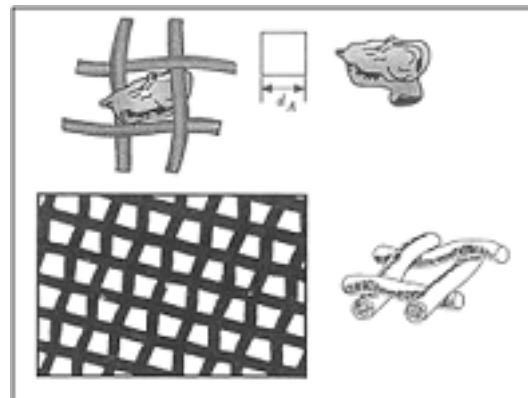
Los tamices más comunes son contenedores circulares metálicos de dimensiones estándar (diámetro 204 mm), con una base constituida por una malla cuya trama tiene dimensiones conocidas con precisión (existen normas internacionales que reglamentan estas dimensiones y la tolerancia de los tamices, por ejemplo el ASTM en los Estados Unidos, British Standard en Inglaterra, AFNOR en Francia, DIN en Alemania y CNR-UNI en Italia). Existen tamices con un intervalo de diámetros nominales desde 125 mm hasta 20  $\mu\text{m}$ . Para las partículas más gruesas la malla está constituida por un robusto hilo de acero inoxidable, acero o latón mientras para las partículas finas se utiliza un tejido de bronce

tratado o acero sutil (J. McManus -en Tucker, 1988-; Allen, 1997),o inclusive tamices de plástico desechable.

Los agujeros, de forma aproximadamente cuadrada, originados por las intersecciones entre los hilos de la malla determinan el diámetro nominal del tamiz ( $d_A$ ). Este diámetro nominal se define como el promedio de todas las medidas, efectuadas en las dos direcciones de la trama, del espacio libre entre dos hilos adyacentes. Tales medidas se realizan por medio de análisis al microscopio (Ludwick y Henderson, 1968). La tolerancia de construcción de la malla varía desde 3% del diámetro nominal para los tamices más gruesos (es. 125 mm) y aumenta aproximadamente hasta 7% para los tamices más finos (es. 38  $\mu\text{m}$ ). Además del diámetro nominal, cada tamiz está caracterizado por el número del tamiz (Screen Number) que corresponde al número de hilos presentes por unidad de longitud (por ejemplo, número de hilos por pulgada en el sistema ASTM).

### Física del proceso de tamizado

Los principios físicos del proceso de tamizado son sencillos: las partículas que tienen dos dimensiones (a lo largo del plano que contiene los diámetros mínimo e intermedio) más pequeñas con respecto a las aberturas (la diagonal del cuadrado de la malla determina el diámetro intermedio de la partícula) pasan a través de la malla del tamiz, las otras partículas más grandes son retenidas por la malla (Figura II.1). La malla actúa como una barrera pasa-no-pasa y, aunque las partículas tengan dos

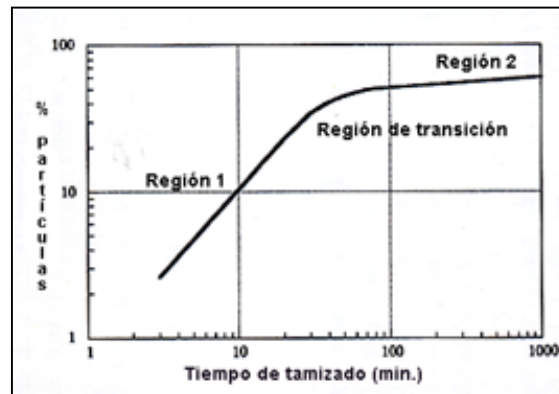


**Figura II.1.** Ejemplo de tamiz y de cómo una partícula puede cruzar la malla. ( $d_A$ ) es el diámetro nominal del tamiz. (figura modificada desde Allen, 1997)

dimensiones inferiores a las aberturas de la malla, atraviesan la barrera en tiempos diferentes y la probabilidad de pasar depende de varios factores. El más importante es el tamaño: las partículas de tamaño mucho más pequeño que las aberturas de la malla pasan más rápidamente que las partículas cuyo tamaño es comparable con el de la malla. Otros factores importantes son la forma de las partículas y las aberturas del tamiz. Existen partículas que pueden pasar por la malla solamente en un limitado número de posiciones y

otras que pueden pasar solamente en una determinada posición. Formas muy alargadas o irregulares pueden ser un obstáculo para el paso de las partículas. Además, las aberturas de la malla del tamiz, que teóricamente son cuadradas, se alejan de tal forma en tercera dimensión, debido a la sección circular de los hilos y esto obstaculiza el paso de algunas partículas. Otros factores que pueden influir son: tiempo de tamizado, cantidad de material utilizado, superficie del plato del tamiz, superficie de las aberturas, densidades de las partículas, etc. (Ludwick y Henderson, 1968; Allen, 1997).

Durante el proceso de tamizado el número de partículas que pueden atravesar la malla disminuye con el paso del tiempo y la curva que describe esta variación se puede considerar, en general, constituida por dos partes con diferentes pendientes (Figura II.2) cada una correspondientes a diferentes leyes de cruzamiento (Allen, 1997). La primera región corresponde al paso de partículas mucho más finas que las aberturas del tamiz y, en este caso, la ley que describe el paso de las partículas a través de la malla es:



**Figura II.2.** Figura que representa el porcentaje de partículas que cruza la malla del tamiz en la unidad de tiempo (Figura modificada desde Allen, 1997).

$$P = a \cdot t^b \quad (1)$$

Donde “P” representa la fracción cumulativa en peso de partículas que atraviesan el tamiz, “a” es la fracción de partículas que pasan por el tamiz en la unidad de tiempo, “t” es el tiempo de tamizado, “b” es una constante ( $\sim 1$ ). La variable “a” es función de muchos factores, pero los que más influyen son: tamaño de las partículas, densidad de las partículas, cantidad de material analizado, superficie ocupada por aberturas en la malla y porcentaje de área efectivamente ocupada por aberturas (debido a las partículas que se quedan encajadas en los agujeros esta área disminuye con el tiempo).

La segunda región corresponde al paso de partículas que pueden cruzar solamente en determinadas posiciones entre muchas. El paso de estas partículas es un proceso estadístico

mucho más difícil de describir matemáticamente. Algunos autores (Allen, 1997) han derivado la ecuación que describe la tasa de material que pasa por la malla en la unidad de tiempo:

$$\boxed{dR /dt = k \cdot (R_t - R_\infty)^m} \quad (2)$$

Donde “ $R_t$ ” es el residuo de partículas con el tiempo “ $t$ ”, “ $R_\infty$ ” es el residuo final, “ $k$ ” es una constante y “ $m$ ” es otra constante que puede ser considerada igual a 1. En esta segunda fase, al progresar el proceso de tamizado, las aberturas más pequeñas del tamiz (las aberturas reales se desvían del diámetro nominal teórico y son distribuidas según una curva de Gauss) se vuelven indisponibles dado que las partículas más pequeñas de esta dimensión ya han atravesado la malla. Por esta razón el mecanismo de tamizado es controlado por la máxima abertura presente en el tamiz y por la probabilidad de que la última partícula que lo puede atravesar se encuentre exactamente sobre esta abertura en la posición exacta que le permita pasar. El momento final del proceso de tamizado no puede definirse.

### **Tiempo de tamizado y técnicas de vibración de los tamices**

Como se puede concluir del párrafo anterior, no existe un instante en el cual el proceso de tamizado pueda considerarse terminado, sí no después de un tiempo exageradamente largo. Algunos autores (Allen, 1997) afirman que el proceso de tamizado se puede considerar concluido cuando empieza la región 2 de la curva de la Figura II.2.

En practica, muchos laboratorios adoptan tiempos de tamizado estandarizados de 15-20 minutos o menos (McManus, en Tucker, 1988). El procedimiento ideal seria adoptar el tiempo máximo de tamizado de acuerdo con el tipo de material por analizar.

En el caso de algunos materiales volcánicos delezables, como pómez por ejemplo, el tiempo de tamizado debe ser muy breve para evitar que las partículas se puedan reducir de tamaño por el desgaste durante el proceso de vibración.

La pila de tamices debe agitarse con el fin de incrementar la probabilidad de que cada partícula encuentre la posición justa para atravesar las mallas y para evitar que algunas partículas se encajen en las aberturas. Este proceso de vibración se puede realizar a mano o por medio de maquinas específicas. La agitación a mano ocupa mucho tiempo aunque es el tipo de agitación utilizada en las pruebas estándar de referencia. En cambio es muy efectiva

la acción de las máquinas que combinan movimientos rotatorios y verticales (es. Tyler Rottap).

### **Errores en el proceso de tamizado y precauciones para evitarlos**

Aunque el tamizado es un proceso utilizado desde hace mucho tiempo, de gran difusión y de continuo mejoramiento tecnológico, no es un método de medición muy preciso. Síntomas de esto, son los resultados diferentes obtenidos para el mismo material con un juego de tamices teóricamente idénticos; así como la presencia de modas secundarias siempre en la misma posición en materiales diferentes, utilizando un mismo juego de tamices.

Se conocen muchas causas posibles de error (Ludwick y Henderson, 1968; Allen, 1997):

- Factores asociados al material: entre estos la forma es un factor que influye mucho, la textura superficial de las partículas, la distribución granulométrica y otros factores físicos como el poder higroscópico y electrostático.
- Factores asociados a los tamices: como diferencias entre dimensión media de las aberturas reales y teóricas de la malla, forma irregular, inestabilidad dimensional de éstas y desgaste.
- Factores relacionados al procedimiento de tamizado: entre estos importante es la cantidad de material empleado en el proceso de medición, tiempo de tamizado, cantidad de partículas que se encajan en las aberturas de la malla, métodos de agitación, tipo de tamizado (a seco o por vía húmeda) y errores de muestreo.
- Factores relativos a la reducción de los datos: entre estos la definición conceptual de diámetro de las partículas.

A pesar de estos factores de imprecisión, si se adoptan algunas medidas precautorias, se puede aumentar mucho la calidad del resultado, como:



- Efectuar el proceso de tamizado en condiciones estándar, mediante tamices calibrados.
- Verificar que la serie de tamiz utilizada esté todavía en buen estado. Los tamices no son eternos y deben ser reemplazados cuando, controlados con materiales estándar por calibración (esferas de vidrio o polvos de bronce con distribución conocidas) o mediante inspección al microscopio, no cumplen con los requisitos de tolerancia permitidos.
- Utilizar la cantidad mínima necesaria de material para proporcionar datos significativos. La tendencia es de utilizar cantidades excesivas de material; se ha verificado que este factor influye mucho en la precisión de las medidas. Al crecer de la cantidad de material utilizado, a paridad de tiempo de agitación, aumenta el porcentaje de partículas que se quedan retenidas en el tamiz (Allen, 1997).
- Utilizar un método de agitación y un tiempo apropiado de tamizado compatiblemente con la cantidad de material utilizado y con la fragilidad del material. Materiales frágiles (como la pómez) deben ser analizados tamizando a mano y por pocos minutos las fracciones más gruesas, y por vía húmeda (caracterizada para un menor desgaste entre las partículas) las fracciones más finas (Ludwick y Henderson, 1968; Allen, 1997).

## Referencias

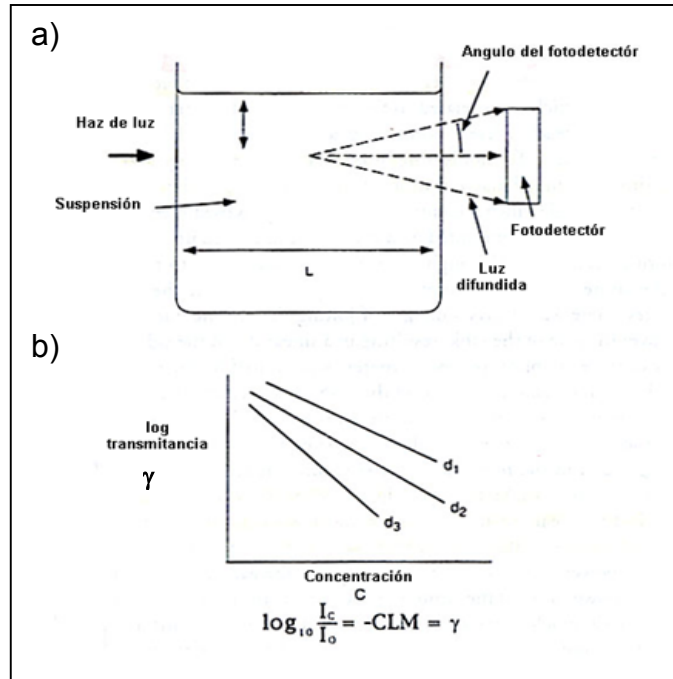
Allen, T., 1997. Particle Size Measurement, 1. Chapman & Hall, London, 525 pp.

Ludwick, J.C. and Henderson, P.L., 1968. Particle shape and inference of size from sieving. *Sedimentology*, 11: 197-235.

Tucker, M., 1988. Techniques in Sedimentology, 1. Blackwell Science, Oxford, 394 pp.

## APÉNDICE III. MÉTODO FOTOSSEDIMENTOGRÁFICO

Este método combina las características clásicas de los métodos granulométricos por sedimentación (se basa en la Ley de Stokes), con la posibilidad de efectuar mediciones fotoeléctricas de un haz de luz que atraviesa la suspensión de partículas que se quiere analizar. Fue ideado en los años 60 (Kaye, 1999) con el objetivo de automatizar las mediciones (que exigían tiempos exageradamente largos utilizando los métodos tradicionales) y para poder efectuar el análisis con cantidades de material más pequeñas. El método puede abarcar un rango de dimensiones entre 500 y 0.5 - 1  $\mu\text{m}$  y requiere la utilización de 25-75 g de material por litro (Stein, 1985; Singer et al., 1988).



**Figura III.1.** a) Funcionamiento esquemático de un fotosedimentógrafo. b) Ejemplo de energía luminosa difundida por suspensiones con diferente concentración de partículas.  $d_1$ , partículas más gruesas,  $d_3$ , partículas más finas (Modificado de Kaye, 1999).

El principio físico básico utilizado es la ley de Stokes, según la cual la velocidad de caída ( $w_s$ ) de una partícula esférica en un fluido está definida por:

$$w_s = \Delta\rho \cdot g \cdot d^2 / 18\mu \quad (1)$$

$\Delta\rho$  = contraste de densidad entre fluido y partícula  
 $g$  = aceleración de gravedad  
 $d$  = diámetro de la partícula  
 $\mu$  = viscosidad del líquido

Midiendo la velocidad de caída de la suspensión en un determinado instante y conociendo los demás parámetros de la ecuación (1), es posible cuantificar la concentración de partículas de una determinada dimensión presente en la suspensión.

En un fotosedimentógrafo un haz de luz paralelo, estrecho y horizontal, es proyectado a través de la suspensión a una profundidad conocida, en dirección de una fotocélula (Figura III.1a). La energía absorbida del haz de luz, a lo largo de la trayectoria, depende de: a) concentración de las partículas finas, b) longitud de la trayectoria de luz en la suspensión, c) tamaño y propiedades ópticas de las partículas. Cuando este método fue propuesto por primera vez, se investigó sobre la posibilidad de describir de manera rigurosa la interacción entre las partículas y la luz, basándose en las leyes conocidas de la difracción y de la óptica geométrica. Sin embargo, los investigadores se dieron cuenta que el problema era mucho más complejo, debido a que cada clase de partícula respondía a una ley diferente de la difracción. Las partículas cuya dimensión es del orden de 10 veces o más la longitud de onda de la luz, producen difracción según la teoría de Fraunhofer, cuando las dimensiones se encuentran entre 10 veces y la mitad de la longitud de onda, la teoría apropiada es la teoría de Mie, para partículas más finas se puede aplicar la teoría de Rayleigh (Kaye, 1999). Esta forma de enfrentar el problema, detuvo a muchos investigadores para utilizar esta técnica por muchos años y todavía no encuentra solución. Recientemente, una solución empírica al complejo problema, y los avances en la tecnología opto-electrónica, han igualmente permitido la realización de fotosedimentógrafos rápidos y suficientemente precisos.

La teoría de la fotoextinción relaciona la opacidad de una suspensión con sus propiedades por medio de la ley de Lambert-Beer (Stein, 1985; Kaye, 1999). Esta ley describe el decaimiento exponencial de la energía luminosa y se puede expresar como:

$$\log_{10} I_c/I_o = - C \cdot L \cdot M \quad (2)$$

donde:

$I_o$  = intensidad originaria del haz de luz

$I_c$  = intensidad del haz de luz después de atravesar la suspensión

$C$  = concentración de la suspensión

$L$  = longitud de la trayectoria del haz de luz adentro de la suspensión

M = Constante que reúne muchos factores (ángulo cubierto por el sensor fotoeléctrico, respuesta espectral del sensor, geometría del contenedor donde ocurre la sedimentación, naturaleza y espesor de las paredes del contenedor, características ópticas del haz de luz, dimensión de las partículas finas responsables de la difracción)

La cantidad  $\log_{10} \cdot I_c / I_o$  se define como Transmitancia ( $\gamma$ )

$$\gamma = - C \cdot L \cdot M \quad (3)$$

Los factores L y M son constantes características de cada instrumento y se pueden expresar como:

$$\mu = L \cdot M \quad (4)$$

La Transmitancia por lo tanto se puede expresar como:

$$\gamma = - C \cdot \mu \quad (5)$$

En práctica los instrumentos son calibrados utilizando suspensiones de polvos cuyos diámetros son conocidos. Se repiten medidas de Transmitancia utilizando suspensiones de las mismas partículas con concentraciones progresivamente crecientes, obteniendo curvas como las de la Figura III.1b. Partículas del mismo tamaño con concentraciones crecientes dan origen a líneas rectas con diferentes coeficientes angulares y de posición. A paridad de concentración, las partículas más gruesas provocan una mayor transmitancia con respecto a las más finas. Midiendo por lo tanto esta propiedad se obtiene la concentración de partículas mediante la ecuación:

$$C = | \gamma / \mu | \quad (6)$$

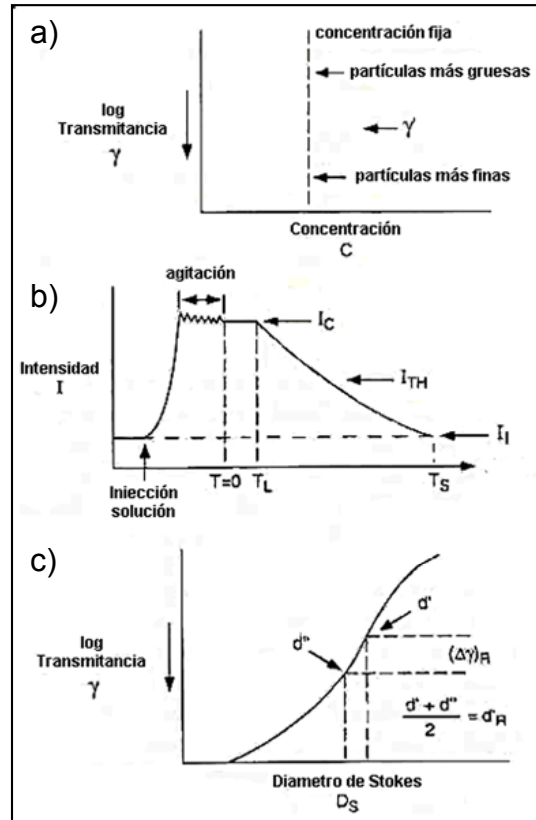
Un gráfico típico de la señal que produce la fotocélula es como el de la Figura III.2b. En la gráfica la señal disminuye hacia el alto. La intensidad del haz de luz cuando inicialmente el líquido está limpio, es  $I_i$ . Cuando el polvo es adicionado, la intensidad disminuye y se

registran fluctuaciones cuando la suspensión se agita por medio del pistón agitador. Finalmente en el tiempo  $T_0$  la suspensión es homogénea y desde el tiempo  $T_L$  empieza la sedimentación de las partículas más gruesas. Desde este momento la intensidad de la señal luminosa del sensor aumenta gradualmente hasta el tiempo  $T_S$  cuando todas las partículas de la suspensión han sedimentado y la intensidad del haz de luz es nuevamente la misma que había antes de introducir el polvo. La señal del sensor está relacionada con la transmitancia y consecuentemente con la concentración.

El principio de funcionamiento a partir de este punto, es similar a todos los otros métodos de análisis granulométrico por sedimentación: mediante la Ley de Stokes se conoce instante por instante el diámetro de las partículas que cruzan el haz de luz y se pueden construir diagramas de la concentración en función del diámetro de las partículas.

Construido con el sensor fijo a una determinada profundidad el sistema, aunque automático, tiene el mismo inconveniente del método de las pipetas, el tiempo necesario para llevar a cabo el análisis de una muestra

es muy largo (8-12 horas). Por eso los fotosedimentógrafos modernos están contruidos con el sistema lámpara-fotocélula que se desliza a lo largo de la vertical durante el proceso de sedimentación. Esta precaución permite agilizar el tiempo de los análisis (que se efectúan entonces en pocos minutos). Existen diferentes tipos de fotosedimentómetros que, a paridad de principios básicos de funcionamiento, se pueden diferenciar por longitud de onda de la lámpara. Por ejemplo el “Sedigraf 5000” que es uno de los aparatos más conocidos, utiliza



**Figura III.2.** Pasos para determinar el diámetro de Stokes ( $D_s$ ) por medio del método fotosedimentográfico: a) Curvas de calibración para control de calidad turbidométrica; b) Curvas Opacidad-Tiempo para una suspensión que sedimenta; c) Curvas log-Transmitancia-Diámetro de Stokes. (Figura modificada desde Kaye, 1999).

una fuente de radiación X (Stein, 1985; Singer et al., 1988), mientras que el “Fritsch Analysette 20” utiliza diodos LED. Otra variable posible es el número de lámparas y fotocélulas utilizadas. Casi todos los aparatos son, el día de hoy, controlados por medio de una computadora que evalúa tiempos de deslizamiento de las fotocélulas, efectúa automáticamente correcciones por la temperatura del ambiente, compensa la cantidad del agente dispersivo utilizado y proporciona directamente los datos granulométricos en la forma que el operador necesita.

## **Referencias**

Kaye, B.H., 1999. *Characterization of Powder and Aerosols*, 1. Wiley-VCH, New York, 312 pp.

Singer, J.K., Anderson, J.B., Ledbetter, M.T., McCave, I.N, Jones, K.P.N, Wright, R., 1988. An assessment of analytical techniques for the size analysis of fine-grained sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(3): 534-543.

Stein, R., 1985. Rapid grain-size analysis of clay and silt fraction by Sedigraph 5000D: comparison with Coulter Counter and Atterberg methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55(4): 590-615.

## APÉNDICE IV. MÉTODOS GRANULOMÉTRICOS ÓPTICOS

Los métodos granulométricos ópticos son los únicos aplicables a rocas compactas o sedimentos endurecidos (por ejemplo depósitos de antiguas turbiditas) de los cuales se tiene que medir las dimensiones de las partículas que los componen. Dado el gran interés sobre el argumento, sea en geología que en muchas otras disciplinas, existe una extensa bibliografía, una variedad de métodos y opiniones.

En geología el problema de la conversión de mediciones efectuadas en dos dimensiones a sus correspondientes tridimensionales ha sido enfrentado por diferentes escuelas de pensamiento con escasos intercambios entre ellas. En la literatura el problema fue enfrentado de forma esencialmente empírica (Friedman, 1958; Adams, 1977; Harrel y Eriksson, 1979) o estrictamente matemática (Krumbein, 1935; Sahu, 1966; Kellerhals y Dale, 1971; Kellerhals et al., 1975). En el primer caso, han correlacionado los resultados de diferentes métodos de análisis (por ejemplo tamizado y análisis óptico) aplicados a la misma muestra con el fin de cuantificar el grado de correlación, establecer el tipo de relación y determinar parámetros de conversión apropiados entre un dato y el otro. En el segundo caso el problema ha sido enfrentado según criterios más rigurosos como aquel de la probabilidad geométrica (estereología), proponiendo modelos teóricos y efectuando simulaciones por medio de computadoras.

Aunque ya a partir de los años 60 existían textos que trataban la aplicación de la probabilidad geométrica a varias disciplinas (Chayes, 1956; De Hoff y Rhines, 1968), se utilizó difusamente esta herramienta matemática solo recientemente, sobre todo en ciencias de materiales y biología. Los primeros artículos de probabilidad geométrica aplicada a la geología aparecen en los años 90 (Eiken, 1993; Sahagian y Proussevitch, 1998) aunque sin una metodología estándar difusamente utilizada.

En las siguientes paginas se reporta un artículo realizado en el ámbito de la presente tesis (Sarocchi et al., 2005), donde se introducen los elementos básicos de la estereología, se realiza una comparación entre dos métodos estereológicos clásicos y se propone un método óptico para realizar perfiles granulométricos verticales a partir de una fotografía del afloramiento.

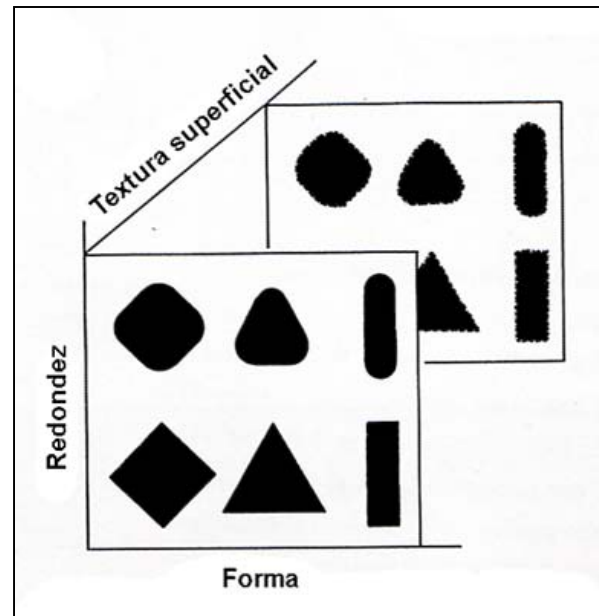
## Referencias:

- Adams, J., 1977. Sieve size statistics from grain measurement. *Journal of Geology*, 85: 209-227.
- Chayes, F., 1956. *Petrographic modal analysis*. Wiley, New York. 113 pp.
- DeHoff, R.T. and Rhines, F.N., 1968. *Quantitative Microscopy*. McGraw-Hill, New York. 422 pp.
- Eiken, H., 1993. Automated image análisis of ice in thin sections – instrumentation methods and extraction of stereological and textural parameters. *J. Glaciol.*, 39: 341-352.
- Friedman, G.M., 1958. Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. *Journal of Geology*, 66: 394-416.
- Harrell, J.A. and Eriksson, K.A., 1979. Empirical conversion equations for thin-section and sieve derived size distribution parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(1): 273-280.
- Kellerhals, B. and Bray, J.D., 1971. Sampling procedures for coarse fluvial sediments. *Journal of Hydraulics Division*, 97(HY8): 1165-1180.
- Kellerhals, R., Shaw, J. and Arora, V.K., 1975. On grain size from thin section. *Journal of Geology*, 83: 79-96.
- Krumbein, W.C., 1935. Thin-Section Mechanical Analysis of Indurated Sediments. *J. Geol.*, 43: 482-496.
- Sahagian, D.L. and Proussevitch, A.A., 1998. 3D particle size distributions from 2D observations: stereology for natural applications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 84: 173-196.
- Sahu, B.K., 1966. Thin-section analysis of sandstones on weight-frequency basis. *Sedimentology*, 7: 255-259.
- Sarocchi, D., Borselli, L., Macías J.L., 2005. Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22 (3): 371-382.



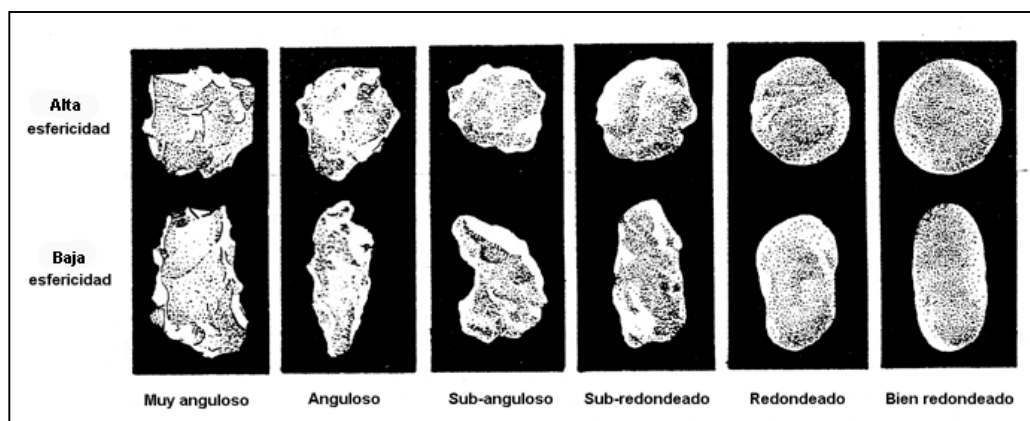
## APÉNDICE V. DEFINICIÓN Y TIPOS DIFERENTES DE FORMA

La morfología de una partícula es una característica textural importante, que está relacionada con la naturaleza del material que lo constituye, el ambiente en el cual es transportado, sedimentado y el tiempo de ocurrencia. En la morfología de una partícula se encuentra grabada, a diferentes escalas su historia, por lo que su análisis morfométrico permite descifrarla. El motivo por el cual existe poca literatura sobre este tipo de análisis, es que son métodos poco prácticos y aburridos. Cada partícula debe ser medida de manera individual y, a veces, las medidas son muy laboriosas. Por esta razón, en trabajos donde no es necesario



**Figura V.1.** Representación simplificada de forma, redondez y textura superficial en tres dimensiones para evidenciar su independencia. (Figura modificada desde Barrett, 1980).

conocer la forma con elevada precisión, han sido preferentemente utilizadas siluetas de comparación de forma conocida (Krumbein, 1942; Powers 1953; Crofts, 1974). En este trabajo, la estimación de la forma durante la descripción de los depósitos, ha sido efectuada por medio de las tablas de comparación de Powers (Figura V.2).



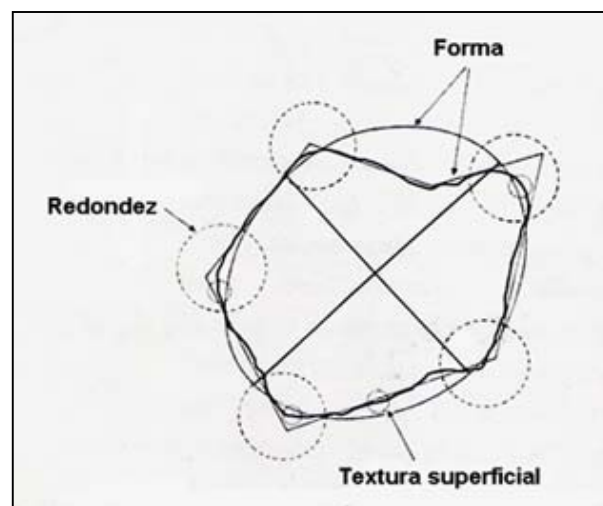
**Figura V.2.** Tabla para la estimación visual de esfericidad y redondez (Powers, 1953).

Recientemente, el desarrollo de nuevos métodos que utilizan la rapidez de cálculo de las computadoras, ha permitido una reducción notable del tiempo y la aplicación de técnicas (estudio de los perfiles mediante análisis de Fourier o mediante fractales) que antes era imposible de utilizar por la cantidad de cálculos que requerían.

El concepto de forma es muy complejo, la palabra tiene una infinidad de significados diferentes relacionados a la configuración exterior de un cuerpo (Winkelmolen, 1982). Después de décadas de discusiones iniciadas en el inicio del siglo XIX con los estudios pioneros de Wentworth (1919), Wadell (1933) y Krumbein (1941), se jerarquizaron los diferentes aspectos de la morfología externa (Barrett, 1980). Esta se puede describir por medio de tres características esencialmente independientes: 1) forma general, 2) redondez y 3) textura superficial. Una puede variar sin afectar sensiblemente a las otras dos (Figura V.1), y esto es porque ocurren a diferentes escalas con respecto a la dimensión de las partículas (Figura V.3).

La forma general es una propiedad de primer orden que refleja variaciones en las proporciones de la partícula. La Redondez es una propiedad de segundo orden superpuesta a la forma general que refleja variaciones en los ángulos presentes en el perfil. La textura superficial es una propiedad de tercer orden superpuesta a los ángulos y a la forma general, concerniente a las asperezas de la superficie. El origen de las dos últimas propiedades se debe a el tipo de material, la abrasión debida a la fricción con otras partículas a durante el transporte y la alteración química.

El orden jerárquico se deduce por el hecho que modificaciones en la textura superficial no afectan la redondez y forma general, modificaciones en la redondez no afectan la forma general pero afectan la textura superficial y



**Figura V.3.** Perímetro de una partícula con evidenciada la escala a la que ocurren los tres ordenes jerárquicos de forma. (Modificado desde Barrett, 1980).

modificaciones de la forma general, debidas a impactos con otros clastos, afectan instantáneamente la redondez y la textura superficial.

Al fin de poder efectuar una clasificación del sedimento basada en las características morfométricas de las partículas, es necesario poderlas cuantificar por medio de índices numéricos. Estos índices no constan de un solo parámetro por lo que se requiere la combinación de varios parámetros para describir adecuadamente cada característica que contribuye a la morfología general.

Los parámetros utilizados deben tener las siguientes propiedades (Barrett, 1980): 1) representar un aspecto de la morfología que tenga un significado físico relevante en relación a los procesos que la determinan; 2) representar la combinación de medidas del mismo aspecto de la morfología o sea que pertenezcan al mismo nivel jerárquico.

## **Referencias**

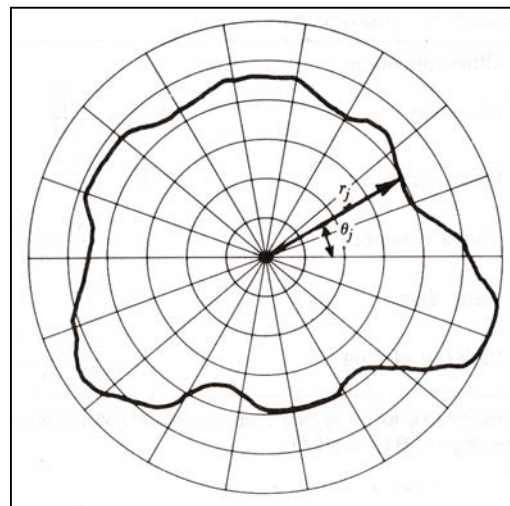
- Barrett, P.J., 1980. The shape of rock particles, a critical review. *Sedimentology*, 27: 291-303.
- Crofts, R.S., 1974. A visual measure of single particle form for use in the field. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44 (3): 931-934.
- Krumbein, W.C., 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11 (2): 64-72.
- Powers, M.C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23 (2): 117-119.
- Wadell, H., 1933. Sphericity and roundness of rock particles. *Journal of Geology*, 41: 310-331.
- Wentworth, C.K., 1919. A laboratory and field study of cobble abrasion. *Journal of Geology*, XXVII: 513-514.
- Winkelmolen, A.M., 1982. Critical remarks on grain parameters, with special emphasis on shape. *Sedimentology*, 29: 255-265.

## APÉNDICE VI. ESTUDIO DE LA FORMA MEDIANTE EL ANÁLISIS DE FOURIER

En los años 70, cuando el costo de los datos analíticos comenzó a bajar rápidamente, algunos investigadores desarrollaron de manera independiente una técnica muy precisa para la medición de la forma de las partículas. Este método se basa en un cambio de variable que permite la escritura del perímetro con respecto a las coordenadas polares y en su descomposición mediante el análisis de Fourier, como si se tratara de una onda periódica. Schwarcz y Shane (1969) y Ehrlich y Weinberg (1970), fueron los primeros en el campo geológico que aplicaron este método al estudio de la forma de los clastos.

El análisis se efectúa a partir de imágenes en donde son visibles los rasgos en dos dimensiones de los clastos, ya sea que se trate del perfil de proyección superficial máxima (con los ejes “a” y “b” de la partícula, paralelos a la imagen) o de un corte casual (como en el caso de las secciones delgadas). Se trata de un método que necesita muchas medidas y muchos cálculos para cada rasgo, lo que en el pasado era su limitante principal. Hoy en día estos análisis se efectúan por medio de métodos semiautomáticos que utilizan técnicas de análisis de imágenes y aprovechan la potencia de cálculo de las computadoras.

Generalmente se utiliza un programa de análisis de imágenes que separa y caracteriza el perímetro de cada rasgo presente en la imagen (atribuyendo a cada píxel del perfil una pareja de coordenadas cartesianas) y calcula la posición del baricentro con elevada precisión mediante el estudio del primer momento de inercia (estudio de la distribución alrededor del baricentro de los píxeles que constituyen el rasgo). Para los pioneros del método, el cálculo exacto de la posición del baricentro constituía uno de los obstáculos principales, debido a la complejidad de la programación con tarjetas perforadas y a la escasa potencia de cálculo de las primeras computadoras. Conociendo las coordenadas



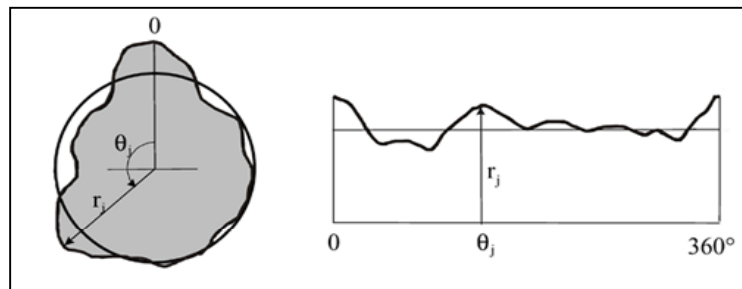
**Figura VI.1.** Ejemplo de desarrollo del perímetro en coordenadas polares por medio del vector  $(r_j, \theta_j)$ .

cartesianas del baricentro y de cada punto del perfil y muestréandolo con paso constante, se puede desarrollar el perímetro en coordenadas polares (Figura VI.1).

Las dos nuevas coordenadas son la longitud del rayo vector “ $r_j$ ” (que une el baricentro y cada punto “ $j$ ”, de coordenadas  $x_j, y_j$ , del perfil) y el ángulo del rayo vector “ $\theta_j$ ”, calculado respecto a un eje de referencia (generalmente se asume como referencia la dirección del rayo más largo).

La gráfica de la Figura VI.2 muestra que el perímetro escrito en coordenadas polares y repetido con un periodo de  $360^\circ$ , puede ser considerado como una onda que se repite periódicamente cada  $360^\circ$ .

Esta curva se llama firma geométrica de la forma de onda (GSW, *Geometric Signature Waveform*) y puede ser analizada en el dominio de frecuencia por medio del análisis de Fourier.



**Figura VI.2.** Ejemplo de la firma geométrica de la forma de onda (GSW) obtenida desarrollando el perímetro de una partícula en coordenadas polares.

### Nociones acerca de la serie de Fourier y el análisis armónico

El análisis de Fourier es un instrumento matemático muy versátil con aplicaciones amplias en las Ciencias, desde el estudio de las señales electrónicas, hasta los movimientos de los planetas. Jean Baptiste Fourier, al final del ‘700, demostró que cualquier serie temporal, independiente de la complejidad de su forma, aunque sea infinita (Fourier trató con funciones continuas) y biyectiva (un solo valor de  $Y$  para cada valor de  $X$ ), puede ser representada como una serie de cosinusoides (Davis, 1986). La transformada de Fourier, en práctica, permite descomponer una función periódica (forma de onda) en las cosinusoides de diferente frecuencia que la constituyen. Para analizar una señal finita y discreta como aquella obtenida desarrollando el perímetro de un rasgo en función de  $\theta$  (firma espectral), la transformada de Fourier no puede ser utilizada por lo que es necesario utilizar su aproximación discreta, la transformada discreta de Fourier (DFT). Normalmente los tiempos de cálculo de la transformada discreta de Fourier son largos y por lo tanto se utiliza el algoritmo de Tukey and Cooley (1965) que reduce el número de cálculos, para una muestra

de N puntos, desde  $2N^2$  a  $2N \cdot \log_2 N$ . La transformada de Fourier discreta calculada se llama transformada rápida de Fourier (FFT, *Fast Fourier Transform*).

La ecuación (1) es una manera de representar la serie de Fourier:

$$Y = \sum_{k=0}^{\infty} \alpha_k \cdot \cos(k \theta) + \beta_k \cdot \sin(k \theta) \quad (1)$$

$k$  es el *número armónico*, un coeficiente relacionado con la frecuencia de la armónica elemental considerada (números de ciclos en el intervalo base considerado) y corresponde a su orden

$\theta$  es el ángulo del rayo vector que une el baricentro y un punto del perfil. Puede ser expresado como  $\theta = 2\pi x/X$  donde (X) corresponde al periodo completo de la función y (x) a la abscisa correspondiente al punto considerado.

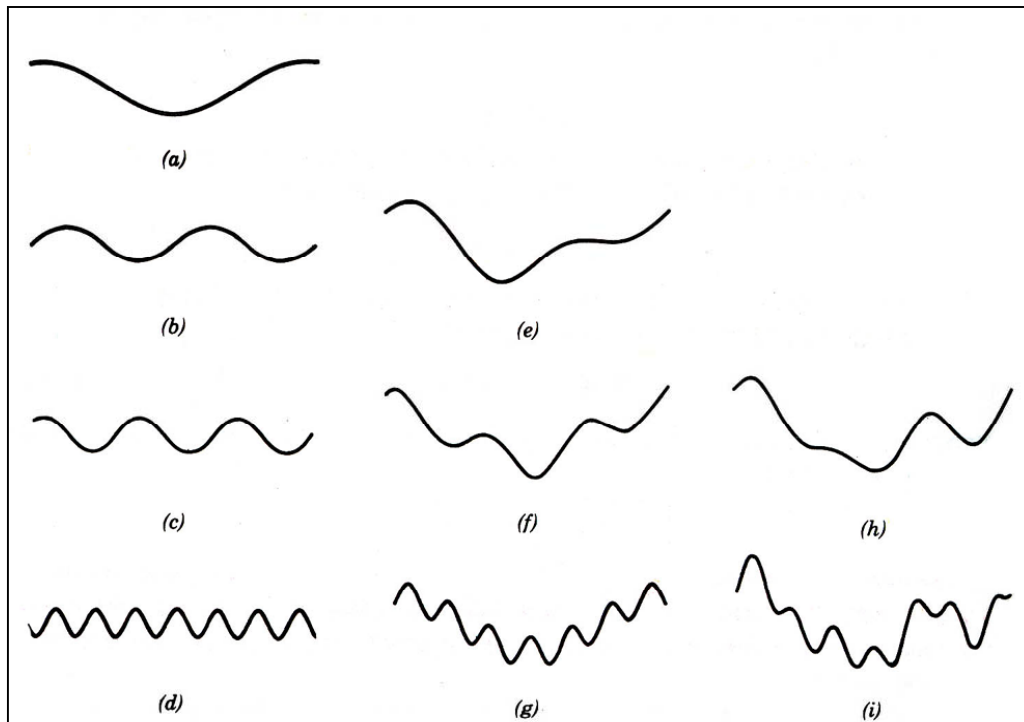
Se trata de una ecuación lineal donde los coeficientes  $\alpha_k$  y  $\beta_k$  pueden ser calculados por medio del método de los mínimos cuadrados o solucionando una matriz numérica.

$$\alpha_k = A_k \cos \phi_k$$

$$\beta_k = A_k \sin \phi_k$$

$\phi_k$  es una constante y es conocida como *fase* o *ángulo de fase* del rayo vector respecto a una dirección de referencia

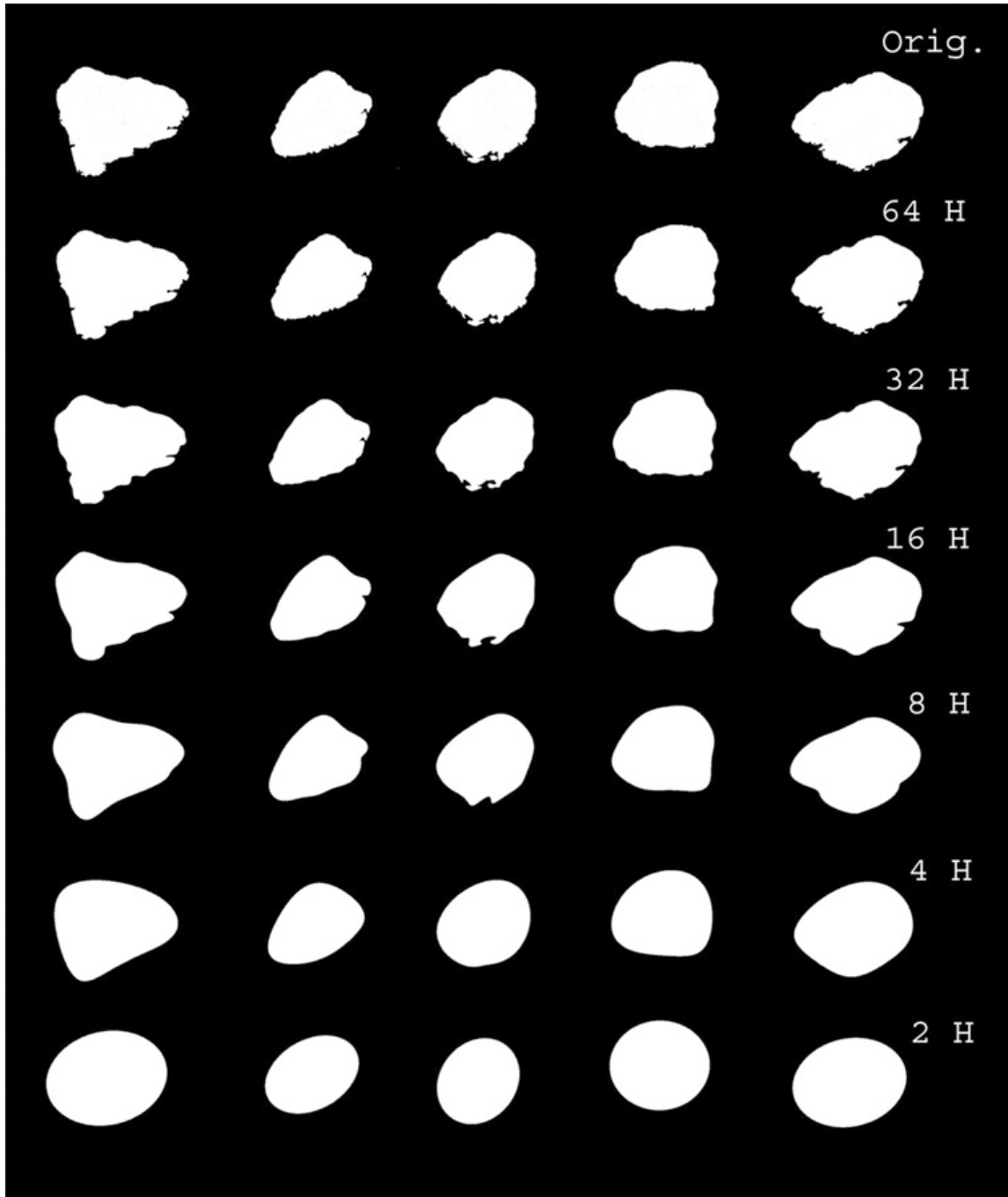
$A_k$  es la amplitud de la onda que constituye la armónica elemental



**Figura VI.3.** Efecto de la combinación de armónicas sucesivas de diferentes frecuencias.

La curva (a) representa la *armónica fundamental* o *primera armónica* ( $A = 0.5$ ,  $k = 1$ ,  $\phi_k = 0^\circ$ ); la curva (b) la *segunda armónica* ( $A = 0.3$ ,  $k = 2$ ,  $\phi_k = 0^\circ$ ); (c) es la *tercera armónica* ( $A = 0.3$ ,  $k = 3$ ,  $\phi_k = 45^\circ$ ); (d) la *séptima armónica* ( $A = 0.25$ ,  $k = 7$ ,  $\phi_k = 180^\circ$ ). Las otras curvas de la figura representan el resultado de la combinación de las armónicas precedentes: (e) es dada por la combinación de las curvas (a) y (b); (f) es dada por la combinación de las curvas (a) y (c); (g) es dada por la combinación de las curvas (a) y (d); (h) es dada por la combinación de las curvas (a), (b) y (c); (i) es dada da la combinación de (a), (b), (c) y (d).

Se puede observar que la adición sucesiva de cada armónica introduce complejidad a la curva final. Análogamente, como una curva compleja se puede desarrollar en sus componentes o armónicas elementales (transformada directa de Fourier) se puede realizar la operación opuesta (transformada inversa de Fourier), combinando las armónicas hasta obtener, al límite, una curva idéntica a la inicial (Figura VI.4). Por esta razón, el método de análisis de forma por medio del análisis de Fourier, se considera conservativo.



**Figura VI.4.** Ejemplo de reconstrucción de la forma utilizando un número progresivamente menor de armónicas. En la primera fila en alto están graficadas en tono binario las siluetas originales de cinco partículas del depósito de FBC estudiado. En las filas inferiores los perímetros han sido reconstruidos por medio de la FFT inversa, utilizando múltiplos de las armónicas máximas utilizadas (64). El número de armónicas se reporta arriba a la derecha de cada fila. Se puede notar como la forma del clasto reconstruida con l'armónica n.2 es perfectamente elíptica.



La ecuación (1) puede ser utilizada, en forma discreta, para calcular la transformada directa de Fourier en el caso que el perímetro sea expresado en coordenadas polares (transformada circular discreta de Fourier). En este caso los coeficientes  $\alpha_k$  y  $\beta_k$  se expresan como (Davis, 1986):

$$\alpha_k = \frac{2}{k} \sum_{j=1}^n r_j \cos(k \theta_j) \quad (2)$$

$$\beta_k = \frac{2}{k} \sum_{j=1}^n r_j \sin(k \theta_j) \quad (3)$$

$r_j$       modulo del rayo vector que une el baricentro y el punto “j” del perfil

$\theta_j$       ángulo del rayo vector que une el baricentro y el punto “j” del perfil

Efectuando el análisis armónico de esta serie (o sea la descomposición en sus partes constituyentes), el coeficiente  $\beta_0$  es siempre igual a cero, por argumentaciones trigonométricas (Davis, 1986), y el coeficiente  $\alpha_0$  corresponde al rayo promedio del rasgo:

$$r = \sum_{j=1}^n r_j / n \quad (4)$$

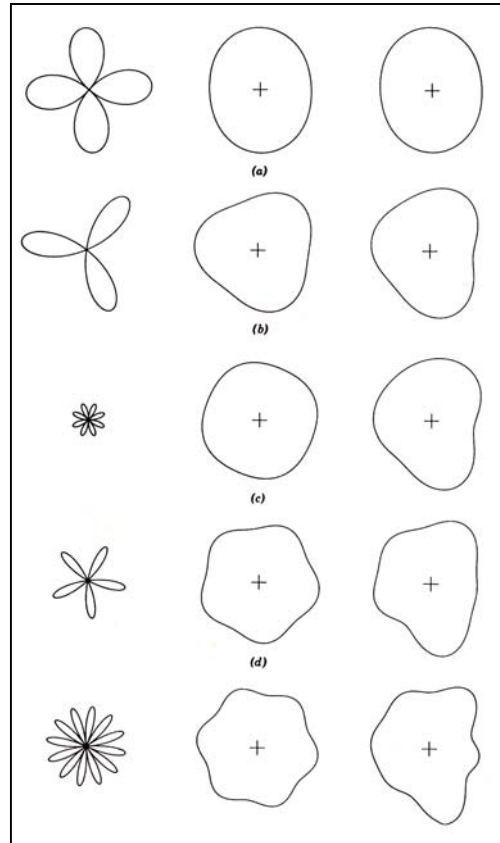
(n) es el número de puntos del perfil considerados

El efecto de las dimensiones diferentes de los rasgos es eliminado normalizando cada uno de los rayos con respecto al rayo promedio calculado, por lo tanto  $\alpha_0$  siempre es = 1.

Los coeficientes relacionados a la primera armónica  $\beta_1$  y  $\alpha_1$ , que se pueden representar como un círculo descentrado, son iguales a cero si el origen de las coordenadas coincide exactamente con el baricentro.

En la Figura VI.5, en la columna izquierda se representan las formas de las armónicas circulares a partir del segundo orden. La armónica de orden 2 se representa con una forma de ocho y modifica la forma de la reconstrucción de un círculo a una elipse (columna

central de la figura). En este ejemplo se considera la fase igual a cero; en el caso que la fase sea diferente, la elipse resulta inclinada de un ángulo igual al ángulo de fase y lo mismo vale para las otras armónicas. La armónica de orden 3 se representa con una forma de tres hojas y agrega al perfil una componente triangular, la 4 una componente cuadrada, la 5 pentagonal etc. Las formas en la columna central representan la suma de la armónica representada a la izquierda con la armónica de orden más bajo (que tiene forma de círculo). Por ejemplo la figura (b) representa la suma del círculo (armónica de orden 0) con la forma de tres hojas o de la armónica de orden 3. Las figuras a la derecha representan el resultado de la suma acumulativa de armónicas de orden progresivamente más alto desde arriba hasta abajo.



**Figura VI.5.** Reconstrucción del perímetro de una partícula por medio de series de Fourier polares. a) armónica de segundo orden, e) armónica de sexto orden. Ver explicación en el texto (modificado de Davis, 1986).

Las diferentes armónicas interactúan entre ellas y en algunos puntos se sobreponen nudos de

diferentes armónicas (Figura VI.5). Las armónicas son ondas y como tales dan origen a fenómenos de interferencia. Cuando en el punto donde los nudos se sobreponen la interferencia es constructiva, en lugar de varios nudos se forma un único nudo más pronunciado, sin embargo en otro punto una eventual interferencia destructiva puede originar una depresión en el perfil (Ehrlich et al., 1980).

Generalmente una decena de armónicas son suficientes para describir correctamente perfiles naturales sencillos, pero la mayoría de los autores utilizan por lo menos 20 términos (Schwarcz y Shane, 1969; Ehrlich y Weinberg, 1970; Ehrlich et al. 1980; Haines y Mazzullo, 1988; Diepenbroek et al., 1992). Schwarcz y Shane (1969) estudiaron la convergencia entre los valores originales del rayo vector “ $r_0$ ” y aquéllos obtenidos por la

forma reconstruida con la serie de Fourier. Calcularon que, utilizando 35 términos de las series (o sea armónicas hasta el orden 35), la diferencia del perfil original con aquél reconstruido, es inferior al 0.01%. Mientras más alto es el número de las armónicas más confiable es el resultado del análisis. Al aumentar este número aumenta también el tiempo de calculo (aunque al día de hoy, con la capacidad de calculo de las computadoras, no represente una limitación real).

Para que no se genere el fenómeno de “*aliasing*”, o sea la confusión de curvas de frecuencia más alta con curvas de frecuencias más baja (Figura VI.6), se aplica el teorema del muestreo de Nyquist. Según este teorema, el intervalo de muestreo en el perfil debe ser por lo menos la mitad de la longitud de onda. Por lo tanto, la frecuencia máxima que se puede considerar (*frecuencia de Nyquist*), depende del número de puntos del perfil considerados:

$$f_N = n / 2$$

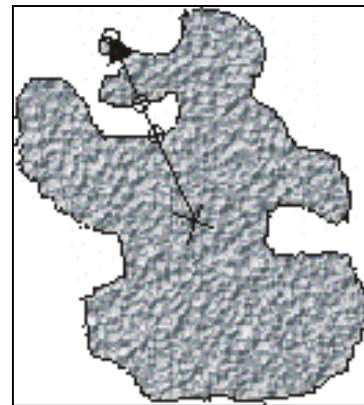
(n) es el número de puntos muestreados

Por ejemplo, considerando un muestreo de 60 puntos en el perfil, se puede considerar un máximo de 30 términos (armónicas) en la transformada discreta de Fourier.

Un problema para analizar los rasgos mediante el análisis de las armónicas, emerge cuando los perfiles son muy irregulares y tienen muescas profundas y complejas. Estos perfiles violan un principio básico para la aplicación de la serie de Fourier: la bijectividad. En otras palabras, el rayo vector que parte del centro del rasgo debe intersectarse con el perímetro en un solo punto. Las partículas en donde este



**Figura VI.6.** Ejemplo de *aliasing*. Una onda sinusoidal de alta frecuencia (línea discontinua) muestreada con un intervalo constante, proporciona frecuencias aparentemente pertenecientes a una onda de frecuencia más baja (línea continua).



**Figura VI.7.** Ejemplo de un perfil que viola el principio de la bijectividad. Perfiles con muescas profundas no proporcionan resultados confiables con el

principio es violado (Figura VI.7) deben ser descartadas. Afortunadamente, como lo reportaron Ehrlich y Weinberg (1970) y Kaye (1999), las partículas estudiadas en geología no presentan este problema o lo presenta marginalmente (< 5% de los clastos). Una excepción es la pómez y otros clastos volcánicos vesiculares para los cuales el problema es más fuerte. Existen varios medios para evadir este problema, por ejemplo transformar la serie de coordenadas X-Y en una serie de desviaciones angulares entre los puntos sucesivos del perfil, que puede ser analizada con la serie de Fourier convencional (Davis, 1986; Russ, 1990).

### **Utilización de la información proporcionada por las armónicas:**

Una vez determinados los coeficientes  $\alpha_k$  y  $\beta_k$  de la serie de Fourier, es posible calcular las amplitudes “ $A_k$ ” y los ángulos de fase “ $\phi_k$ ” para cada una de las armónicas polares, análogamente a lo que se puede hacer para el espectro de una serie temporal cualquiera (Davis, 1986):

$$A_k = \sqrt{(\alpha_k^2 + \beta_k^2)} \quad \text{Amplitud de la armónica de orden } k$$

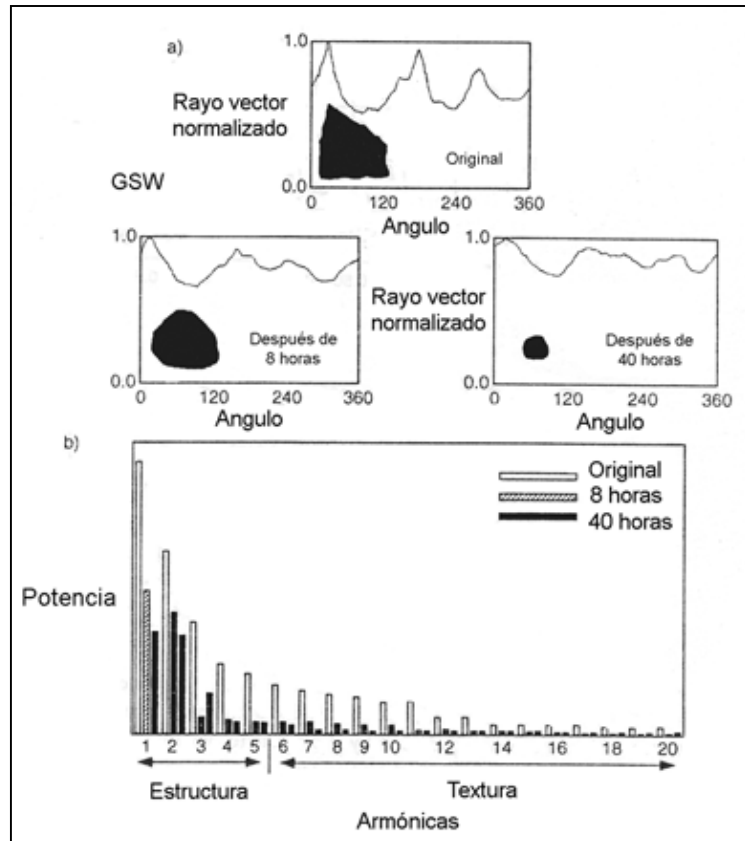
$$\phi_k = \tan^{-1} (\beta_k / \alpha_k) \quad \text{Fase de la armónica de orden } k$$

De estos datos, la amplitud es la que normalmente se utiliza para el estudio morfológico de las partículas. Esta nos permite comprender cual es la importancia relativa de una armónica con respecto a las demás armónicas que constituyen el espectro (ver más adelante la definición de *espectro de potencia* o *periodograma*). La información relativa a la fase, aunque es potencialmente interesante (dada su relación con la posición de los ángulos en el perfil) no se utiliza en la práctica por las dificultades en el manejo de este tipo de datos (Clark, 1987). Como hemos visto, cada armónica contribuye con un elemento de forma muy preciso a la forma final del perfil analizado. La amplitud de cada armónica está directamente relacionada con la importancia del elemento que representa.

Algunos estudios (Clark, 1987) evidencian que, generando perfiles con ángulos de fases casuales (*random*), pero con armónicas de las mismas amplitudes, resulta en rasgos diferentes que pertenecen a la misma clase de forma.

La gráfica en donde en la abscisa se reporta el orden de las armónicas y en la ordenada la amplitud, ó un parámetro a esta relacionada (potencia o variancia), recibe el nombre de *espectro de potencia* o *periodograma* (Figura VI.8b). El espectro de potencia puede proporcionar información directamente útil.

En el ejemplo de la Figura VI.8, se describe el espectro de una partícula al avanzar su erosión, al estar sujeta a abrasión progresiva en un experimento de laboratorio. Se puede observar como, contemporáneamente a la transformación de la firma geométrica (GSW), se modifica también la forma del espectro (Kaye, 1999). Es evidente en la figura, que la partícula tenía, originalmente, ángulos agudos pronunciados que se reflejaban en la presencia de armónicas de orden más elevado. Además, se puede apreciar en el espectro, que estas armónicas disminuyen drásticamente al acercarse la partícula a una forma redondeada. Generalmente, las armónicas de orden bajo, hasta la número 5, están relacionadas con la forma general (estructura) de las partículas (Figura VI.8b) mientras que las armónicas de orden superior están relacionadas con la presencia de irregularidades más finas (rugosidad o textura).



**Figura VI.8.** a) evolución de la firma espectral (GSW) con el proceder de la abrasión después de 8 y 40 horas de retrabajo; b) diagrama de potencia (o periodograma) del clasto original y después de 8 y 40 minutos de abrasión. (Modificado desde Kaye, 1990).

La información proporcionada por la amplitud de las armónicas puede ser utilizada para una evaluación cualitativa directa del espectro de potencia o para la construcción de índices de la “forma general” (estructura) y rugosidad (textura).

Estos índices se pueden construir utilizando el contenido de información del espectro entero (Schwarcz y Shane, 1969; Ehrlich y Weinberg, 1970; Davis, 1986; Diepenbroek et al., 1992) ó, como alternativa, utilizando la información de pocas armónicas seleccionadas (Ehrlich y Weinberg, 1970, Ehrlich et al., 1980; Mazzullo et al., 1984). En este último caso, se pueden utilizar instrumentos estadísticos, como el método de la entropía relativa, para reconocer las armónicas donde el contenido de información es más alto (Full et al., 1984; Mazzullo et al., 1984).

En el apéndice IX se describirán con más detalle los parámetros morfológicos que han sido desarrollados y utilizados en esta tesis (coeficientes morfológicos - $MC_{xx}$ -).

## Referencias

Clark, M.W., 1987. Image Analysis of Clastic Particles. In: J.R. Marshall (Editor), Clastic Particles. Van Nostrand Reinhold Company, New York, pp. 256-266.

Davis, J.C., 1986. Statistics and Data Analysis in Geology. John Wiley & Sons, New York, 646 pp.

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

Ehrlich, R., Brown, P.J., Yarus, J.M. and Przygocki, R.S., 1980. The Origin of Shape Frequency Distributions and the Relationship Between Size and Shape. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50 (2): 475-483.

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

Full, W.E., Ehrlich, R. and Kennedy, S.K., 1984. Optimal configuration and information content of sets of frequency distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (1): 117-126.

Haines, J. and Mazzullo, J., 1988. The original shapes of quartz silt grains: a test of the validity of the use of quartz grain shape analysis to determine the sources of terrigenous silt in marine sedimentary deposits. *Marine Geology*, 78: 227-240.

Kaye, B.H., 1999. Characterization of Powder and Aerosols, 1. Wiley-VCH, New York, 312 pp.

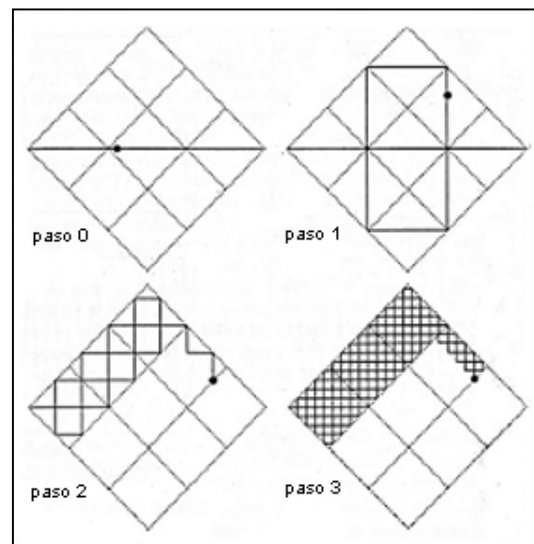
Mazzullo, J., Ehrlich, R. and Hemming, M.A., 1984. Provenance and areal distribution of late pleistocene and holocene quartz sand on the southern New England continental shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (4): 1335-1348.

## APÉNDICE VII. ESTUDIO DE LA FORMA MEDIANTE LA GEOMETRÍA FRACTAL

En el pasado, la descripción de objetos naturales ha sido efectuada por medio de la geometría euclidiana, por la cual una línea es exactamente una línea y un círculo es un círculo perfecto. Aunque esto ocurre raramente en la naturaleza. En el pasado, los científicos del pasado se enfrentaron con frecuencia a formas geométricas complejas que sugerían un orden propio en su complejidad. Los estudios de Cantor (1845-1918), Peano (1858-1932), Hilbert (1862-1943), Sierpinsky (1882-1969) y Richardson (1881-1953), forjaron las bases del conocimiento, a partir del cual, Benoît Mandelbrot, en los años 70, efectuó una obra revolucionaria de síntesis en su libro titulado “*Fractals, Form, Chance and Dimension*” (1977). En este libro propuso los teoremas básicos y los conceptos de una nueva forma de geometría: la geometría fractal. En el espacio euclidiano, caracterizado por una dimensión topológica *tres*, existen puntos con una dimensión topológica *ceró*, líneas, cuya dimensión topológica es *uno* y superficies con una dimensión topológica *dos*. La esencia de la geometría fractal es que según esta, existen dimensiones topológicas fraccionarias.

Giuseppe Peano, en 1890, demostró que existen curvas (Figura VII.1) que, con pasos sucesivos, pueden llegar a rellenar

completamente una superficie plana. La trayectoria caótica de una partícula que se mueve con movimiento browniano se acerca mucho a una línea que rellena completamente un plano. Según la geometría fractal, los límites de muchos objetos naturales tienen una dimensión topológica intermedia entre *uno*, propia de una línea y *dos* de una superficie plana.



**Figura VII.1.** Curvas de Giuseppe Peano (1890), que pueden llenar una superficie plana. (Modificado desde Peitgen et al., 1992).

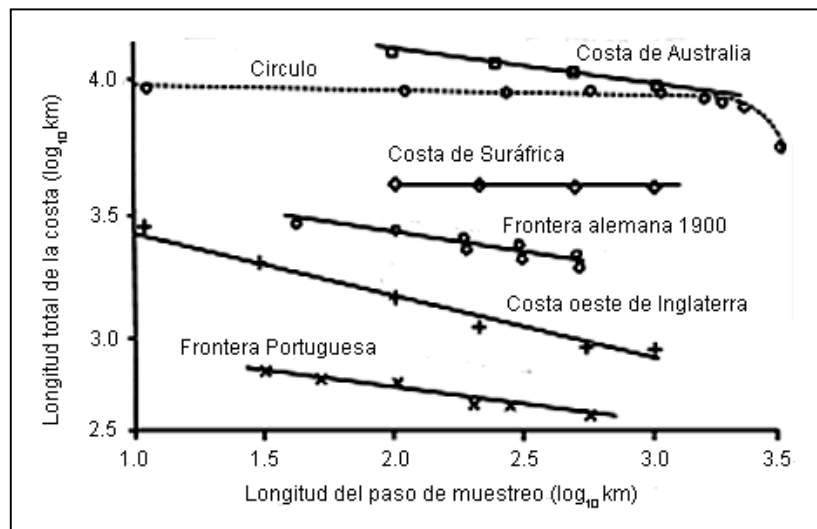
En su libro, Mandelbrot cuenta que una de las ideas llave que lo llevaron a postular su nueva forma de geometría fue que no hay la posibilidad de contestar a la simple pregunta de "Que tan larga es la costa de Gran Bretaña?". Efectivamente, midiendo la longitud de la costa en el atlas geográfico se obtendrá una medida mucho muy inferior a la que se puede obtener caminando a pie a lo largo de la costa y sería mucho más larga si se pudieran medir los granos de arena y piedras que la constituyen. Esta conclusión aparentemente paradójica es conocida como la *paradoja de Steinhaus* (1954), que dice que entre más pequeña sea la unidad de medición, más larga será la longitud del perímetro para la misma longitud de costa comprendida entre dos puntos establecidos. La respuesta a la pregunta original entonces es también paradójica: la longitud de la costa de Gran Bretaña depende de la longitud de la regla utilizada para medir y tiende al infinito para reglas infinitamente pequeñas. Richardson se dió cuenta que graficando el logaritmo de la longitud de la costa medida, contrapuesta al

logaritmo del paso del muestreo utilizado (Figura VII.2), se obtendrían relaciones marcadamente lineales.

Entre más alto era el grado de irregularidad (por ejemplo la costa del oeste de Gran Bretaña) más fuerte era la pendiente de las curvas.

Una linealidad tal se

observa solamente para formas que no varían al cambiar de la escala de observación y que se definen autosímiles. Ejemplos de formas autosímiles son los rasgos de las nubes, las estructuras de los cristales de nieve o las estructuras de la coliflor. Las figuras euclidianas no muestran esta linealidad (ejemplo del círculo en la Figura VII.2), sus curvas en el diagrama logP-logS casi no tienen pendiente y cuando hay variaciones estas no son lineales. Richardson, dedicado a investigaciones diferentes nunca profundizó sus estudios



**Figura VII.2.** Diagrama (log<sub>10</sub>P-log<sub>10</sub>S) de Richardson de la longitud de las fronteras de varios Países.



sobre las líneas de costa, se acercó mucho a la esencia de la nueva geometría pero no se dió cuenta de la importancia de la pendiente de las curvas que había trazado. Mandelbrot, treinta años después, estudiando los trabajos inéditos de Richardson, relacionó la pendiente de las curvas con un coeficiente que llamó *dimensión fractal* (D).

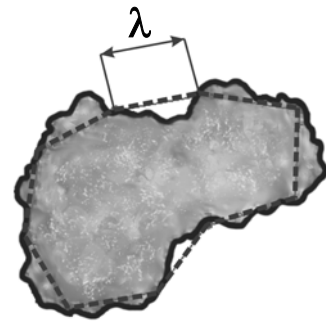
El perímetro irregular de un rasgo se puede aproximar por medio de un polígono caracterizado por de ( $n$ ) lados de dimensión constante ( $\lambda$ ). Disminuyendo la dimensión del lado del polígono ( $\lambda$ ) utilizado se obtendrán longitudes del perímetro ( $P_\lambda$ ) más largas.

Para un polígono de  $n$  lados vale la relación:

$$P_\lambda = n \cdot \lambda$$

Mandelbrot (1977) demostró que:

$$P_\lambda = K \cdot \lambda^{(1-D)}$$



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

$$D = 1 - m$$

Operativamente, la dimensión fractal se calcula a partir de la pendiente  $m$  de la recta de regresión (o de las rectas de regresión, en el caso que se trate de un objeto multifractal) del diagrama de Richardson. En este diagrama se reporta en la ordenada el logaritmo base 10 de la longitud del perímetro y en la abscisa el logaritmo base 10 del paso de muestreo utilizado para medir. La grafica se construye iterando la medición de ( $P_\lambda$ ) utilizando un paso de muestreo ( $\lambda$ ) progresivamente más largo.

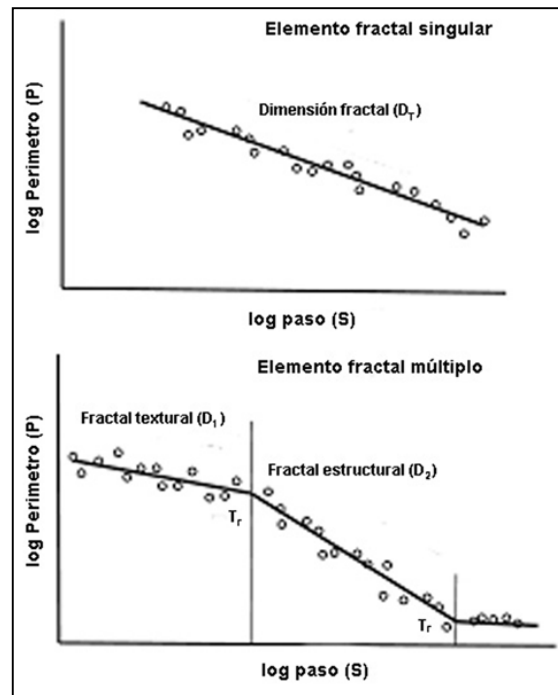
El valor de la dimensión fractal (D) puede variar entre 1 la (dimensión de una línea) y 2 la (dimensión de un plano). Valores de (D) muy cercanos a 1 son característicos de objetos

muy regulares (figuras euclidianas) mientras que valores cercanos a 2 pueden ser originados solamente por líneas contorsionadas, muy eficientes en rellenar el plano (por ejemplo la figura de Peano (Figura VII.1) o la trayectoria del movimiento browniano de una molécula). En el mundo real son muy raros los objetos perfectamente autosimiles (objetos fractales *s.s.*), la dimensión fractal se mantiene constante solamente en determinados intervalos de valores. El diagrama de Richardson puede consistir de curvas compuestas por varios tramos rectilíneos con diferente pendiente (Figura VII.3), por lo tanto, con dimensiones fractales diferentes (elementos fractales múltiples). La descripción del intervalo de valores investigado es una información útil para una la descripción fractal completa de un perfil.

En las partículas sedimentarias se han reconocido como reales dos con tramos a pendiente diferente (Orford y Whalley, 1983; Kennedy y Lin, 1992). Esto implica que en teoría las partículas que siguen este modelo bifractal, no son autosímiles y no son formas fractales en *sensu strictu*. Estas formas son originadas por la sobreposición de elementos fractales diferentes que actúan a escala diferente. Esto no implica todavía que no se puedan utilizar estas dimensiones fractales como factores de forma excelentes.

Kaye (1978), denominó *fractal textural* ( $D_1$ ), al elemento fractal relacionado a los pasos de muestreo más cortos (Figura VIII.3). Este elemento fractal indica las variaciones más finas que ocurren en el perfil (textura). El

segundo elemento, aquel relacionado con los pasos de muestreo más largos, ha sido definido por Flook (1979) como *fractal estructural* ( $D_2$ ). Este segundo elemento fractal proporciona información relativa a los elementos macro escala del rasgo (forma general) y



**Figura VII.3.** Diagramas de Richardson de objetos a) fractales y b) multifractales. ( $D_1$ =dimensión fractal textural,  $D_2$ =dimensión fractal estructural,  $D_T$ =dimensión fractal total;  $Tr$  punto de rotura). (Modificado de Orford y Whalley, 1983).

depende principalmente de la dimensión de las sub-unidades que componen la estructura gruesa

La *dimensión fractal total* ( $D_T$ ) es la que se obtiene efectuando la regresión lineal de la población entera de puntos en el diagrama de Richardson ignorando la existencia de elementos fractales diferentes, cuando existen.

Cuando en el diagrama de Richardson se presenta una distribución de los puntos que sigue el modelo bifractal, se considera la posición del punto de intersección entre las dos curvas ( $T_r$ ), *punto de rotura*. Este dato proporciona información útil para comprender la dimensión límite de los elementos de la rugosidad en el perfil considerado. Según Orford y Whalley (1983) el parámetro  $T/H_{max}$  (donde  $T$  es el paso de muestreo en el punto de ruptura  $T_r$  y  $H_{max}$  es el diámetro de Feret máximo del rasgo) representa la dimensión normalizada de la rugosidad textural límite. En el mismo artículo proponen otro parámetro (menos interesante y menos efectivo),  $P/H_{max}$  (donde  $P$  es el perímetro del rasgo medido en el punto de ruptura  $T_r$  y  $H_{max}$  es el diámetro de Feret máximo de la partícula) que según ellos está relacionado con la tendencia discoidal de la partícula. Siendo  $P$  el perímetro en el punto de cambio de pendiente, tal medida no debería ser afectada por las variaciones de alta frecuencia (rugosidad) del perímetro y por lo tanto debería reflejar la tendencia real hacia una forma circular del rasgo. Entre mayor sea el valor de  $P/H_{max}$  la partícula debería tender a una forma más circular. En práctica este parámetro no es de mucha utilidad dado que la elongación se puede medir fácilmente por medio de cualquier otro factor de forma más sencillo y además, con perímetros muy contorsionados (Figura VII.4 y Tabla VII.1), el factor de forma  $P/H_{max}$  no proporciona datos confiables.

Orford y Whalley (1983), adoptaron el modelo bifractal para partículas naturales y distinguieron tres morfotipos básicos (Figura VII.4) que corresponden a las tres relaciones posibles entre las pendientes de las dos componentes fractales: Tipo (I) es un morfotipo donde el diagrama de Richardson evidencia una relación lineal única. Son formas relativamente regulares, donde prevalece la componente estructural y casi no existe componente textural. Tipo (II): la componente textural se caracteriza por una pendiente inferior a la componente estructural. Domina una componente estructural irregular y casi no hay irregularidades de alta frecuencia (rugosidad). Tipo (III): la componente textural tiene

una pendiente mayor que la componente estructural (aspecto cóncavo del diagrama bifractal).

Los perfiles están caracterizados por irregularidades de alta frecuencia (rugosidad) muy marcadas y forma general (estructura) bastantes regulares.

En la Figura VII.4 se representan los rasgos de algunas partículas naturales y en la Tabla VII.1 se enlistan los parámetros fractales calculados para las mismas figuras. En



**Figura VII.4.** Figuras de partículas naturales con diferente forma cuyos parámetros están reportados en la Tabla VIII.1.

la primera línea de la tabla se indica el morfotipo al cual pertenecen según Orford y Whalley (1983).

**Tabla VII.1.** Parámetros texturales relativos a las partículas de la Figura VIII.4.

	<b>a</b>	<b>b</b>	<b>c</b>	<b>d</b>	<b>e</b>
<b>TIPO</b>	III	II	II	I	II
<b>D<sub>T</sub></b>	1.146	1.098	1.275	1.055	1.088
<b>D<sub>1</sub></b>	1.188	1.046	1.147	1.030	1.039
<b>D<sub>2</sub></b>	1.132	1.114	1.309	1.061	1.102
<b>T/H<sub>MAX</sub></b>	0.047	0.040	0.033	0.040	0.040
<b>P/H<sub>MAX</sub></b>	2.432	3.082	3.193	2.726	3.053

## **Aplicación de la dimensión fractal como factor de forma y problemas aplicativos**

La dimensión fractal ha sido utilizada como un factor de forma en la tecnología de polvos un año después de su descubrimiento (Kaye, 1978) y en geología a partir del inicio de los años 80 (Orford y Whalley, 1983; Unwin, 1987). Su utilización ha sido facilitada por el desarrollo de las técnicas informáticas y por la disponibilidad en el mercado de programas que permiten calcular automáticamente las longitudes del perímetro ( $P_\lambda$ ) y el paso utilizado para medirlo ( $\lambda$ ), a partir de los cuales se pueden trazar los diagramas de Richardson. Muchos paquetes de análisis de imagen ofrecen, entre las medidas básicas disponibles, el cálculo de la dimensión fractal total ( $D_T$ ). Sin embargo, mientras que se puede calcular fácilmente  $D_T$ , el cálculo de los otros dos componentes fractales  $D_1$  y  $D_2$ , (Kaye, 1978; Flook, 1979; Orford y Whalley, 1983) es más complicado. El problema es determinar con suficiente precisión el punto de rotura ( $T_r$ ) de la curva bifractal. Los autores citados anteriormente, lo han determinado visualmente, introduciendo un error debido a la engañosa distribución de los puntos. En esta tesis el problema se ha solucionado produciendo un programa (PARTFRACT r.0.6) que calcula automáticamente el punto de ruptura de manera muy precisa y los coeficientes angulares de los tramos del diagrama de Richardson (el programa es descrito con más detalle en el apéndice XI).

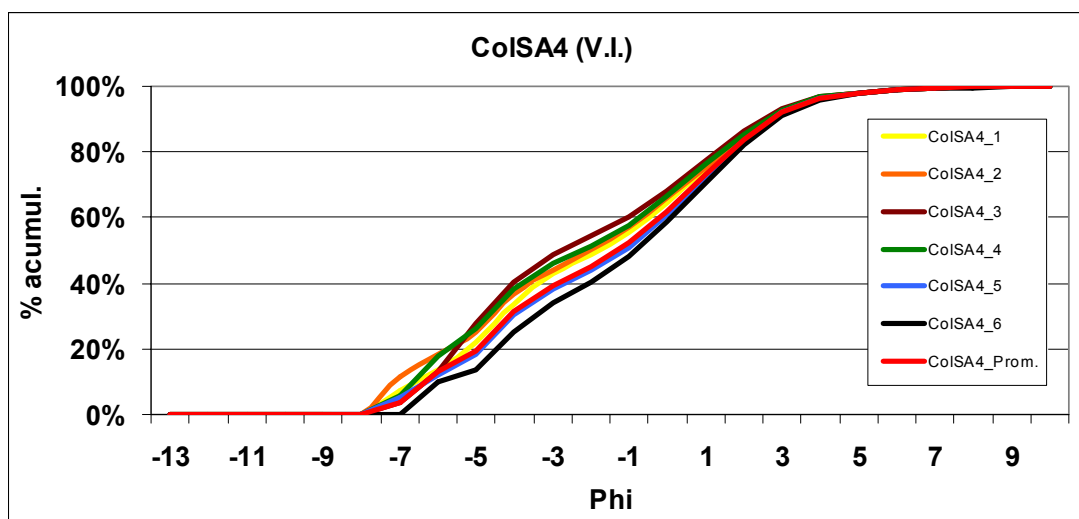
## **Referencias**

- Flook, A.G., 1979. The characterization of textural and structural profiles by the automated measurement of their fractal dimensions. 2nd European Symp. Particle Characterization, pp. 591-599.
- Kaye, B.H., 1978. Specification of ruggedness and/or texture of a fine particle profile by its fractal dimension. Powder technology, 21: 207-213.
- Kennedy, S.K. and Lin, W.H., 1991. A comparison of Fourier and fractal techniques in the analysis of closed forms. Journal of Sedimentary Petrology, 62: 842-848.
- Mandelbrot B.B., 1977. Fractals: form, chance and dimension. W.H. Freeman, San Francisco. 361 pp.
- Orford, J.D. and Whalley, B., 1983. The use of fractal dimension to quantify the morphology of irregular-shaped particles. Sedimentology, 30: 655-668.
- Peitgen, H.O., Jürgensen, H., Saupe D., 1991. Fractals for the classroom (II). Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg. pp. 500.
- Unwin, D., 1989. Fractals and geosciences: introduction. Computer & Geosciences, 15 (2): 163-169.

## APÉNDICE VIII. ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD INTERNA DEL DEPÓSITO

Con el fin de comprobar la confiabilidad de las variaciones encontradas en los parámetros granulométricos y morfométricos, se realizó un estudio de la variabilidad interna (V.I.) del depósito de flujo piroclástico en el afloramiento ColSA4. Para realizar este estudio se recolectaron seis muestras teóricamente iguales del mismo nivel del depósito separadas ~1 m una de la otra, comprendidas en un área de ~ 8 m<sup>2</sup>. Las muestras fueron cuarteadas y analizadas de la misma forma, utilizando las técnicas granulométricas descritas en el capítulo 5 párrafo 5.1.2. Una vez efectuados los análisis granulométricos, se realizó el estudio de la morfología de las partículas en la clase granulométrica -3 Phi, como se describió en el capítulo 5, párrafos 5.2.1 y 5.2.2. La repetición de la medición en estas muestras teóricamente iguales permitió evaluar tanto el error total, o coeficiente de variación (Cv), debido a la variabilidad interna del depósito en el punto considerado, como los errores intrínsecos del método.

### Variabilidad interna de los datos granulométricos



**Figura VIII.1.** Gráficas de la distribución granulométrica acumulada (CDF) de las seis muestras utilizadas para realizar el estudio de la variabilidad interna del depósito.

Las distribuciones granulométricas acumuladas (CDF) obtenidas para las 6 muestras analizadas (Figura VIII.1), se estudiaron con métodos estadísticos paramétricos y no paramétricos (método de Kolmogorov-Smirnov). En el primer caso (métodos estadísticos paramétricos), se calculó el valor promedio y la desviación estándar de cada parámetro para las muestras analizadas. La desviación estándar representa la variabilidad interna del parámetro considerado (V.I.) y comprende: 1) la variabilidad natural del parámetro en el depósito, 2) errores de muestreo y 3) analíticos.

**Tabla VIII.1.** Variación interna (V.I.) de los parámetros granulométricos utilizados en este trabajo y su coeficiente de variación (Cv).

Parámetro	D <sub>p</sub>	P <sub>50</sub>	P <sub>95</sub>	P <sub>5</sub>	σ <sub>φ</sub>	M%	R%	L%	A%
V.I. (± phi, %)	0.39	0.72	0.37	0.10	0.12	5.20%	0.32%	0.29%	0.04%
Cv (%)	21.80	39.90	5.20	2.90	3.70	10.00	0.35	4.30	9.16

El coeficiente de variación representa la fluctuación del parámetro (V.I.) con respecto a su valor promedio y se expresa como porcentaje (Tablas VIII.1 y VIII.2). Los coeficientes de variación más grandes están asociados a los parámetros de tendencia central (D<sub>p</sub> y P<sub>50</sub>) de la DGT y varían entre 20 y 40%. Todos los demás parámetros tienen coeficientes de variación < a 10%. Así mismo, el Cv de la mediana de los componentes lognormales (Md L.1-Md L.3) que constituyen la DGT es < a 10% (Tabla VIII.2).

**Tabla VIII.2.** Variabilidad interna (V.I.) de la mediana de los componentes lognormales que conforman la DGT y su coeficiente de variación correspondiente (Cv).

Parámetro	Md L.1	Md L.2	Md L.3
V.I. (± phi)	0.49	0.22	0.06
Cv (%)	8.22	7.25	1.60

Por lo general, el coeficiente de variación es directamente proporcional a las dimensiones de los clastos porque al aumentar el número de clastos medidos el análisis se vuelve más preciso. Por ejemplo, los clastos de mayor tamaño están poco representados (*outliers*) en las superficies disponibles de los afloramientos, mientras que las arcillas involucran dificultades analíticas arrojando un coeficiente de variación más alto (Tabla VIII.1).

La prueba estadística no-paramétrica de Kolmogorov-Smirnov (Davis, 1986), permite comparar la curvas de manera eficiente, aunque las distribuciones no sean de tipo normal (distribución de Gauss). La prueba consiste en evaluar, clase por clase, la distancia en frecuencia entre dos curvas acumulativas (CDF). La distancia máxima encontrada entre las curvas representa el coeficiente ( $D_0$ ) de Kolmogorov-Smirnov. Entre más pequeño sea este coeficiente, las curvas serán más parecidas. También esta prueba estadística confirmó que la diferencia granulométrica entre las muestras utilizadas para el estudio de la V.I. es pequeña. Las CDF analizadas difieren en el peor de los casos en 8.8% con un promedio de 5.3%.

**Tabla VIII.3.** Parámetros  $D_0$  de la prueba estadística de Kolmogorov-Smirnov calculados para cada muestra con respecto a la CDF promedio. Las diferencias entre las curvas son pequeñas.

Muestra	CoISA4_1	CoISA4_2	CoISA4_3	CoISA4_4	CoISA4_5	CoISA_N6	Promedio
$D_0$	1.9%	6.0%	6.2%	4.3%	4.3%	8.8%	<b>5.3%</b>

### Variabilidad interna de los datos morfométricos

La variabilidad interna (V.I.) de los parámetros morfológicos utilizados se realizó por medio de un análisis estadístico paramétrico similar al realizado para los coeficientes granulométricos. El coeficiente de variación es pequeño para todos los parámetros, entre éstos resultó ser el más confiable la dimensión fractal total ( $D_T$ ).



**Tabla VIII.4.** Variación interna (V.I.) de los parámetros morfométricos utilizados en este trabajo y su coeficiente de variación (Cv).

<b>Parámetro</b>	<b>D<sub>T</sub></b>	<b>D<sub>1</sub></b>	<b>D<sub>2</sub></b>	<b>MC<sub>2</sub></b>	<b>MC<sub>3-8</sub></b>	<b>MC<sub>30-34</sub></b>
<b>V.I. (±)</b>	0.0015	0.0023	0.0029	0.0041	0.0047	0.0134
<b>Cv (%)</b>	0.14 %	0.22 %	0.27 %	0.46 %	0.50 %	1.35%

## Referencias

Davis, J.C., 1986. Statistics and Data Analysis in Geology. John Wiley & Sons, New York, 646 pp.

## APÉNDICE IX. COEFICIENTES MORFOLÓGICOS.

El análisis de Fourier, de la firma geométrica de la función de onda (GSW) proporciona el espectro de potencia de la función analizada (ver capítulo 5 párrafo 5.2.1 y apéndice VI). Cada una de las amplitudes de las diferentes armónicas están relacionadas con una componente de forma diferente. Las armónicas de orden más bajo están relacionadas con las formas básicas (forma general) y las de orden más alto con formas más pequeñas (redondez). Los primeros investigadores que trabajaron con esta técnica utilizaron diferentes tipos de coeficientes, todos basados en la información proporcionada por la amplitud de las armónicas. Algunos de estos autores utilizaban la información de cada armónica singularmente (Mazzullo et al., 1984; Mazzullo y Magenheimer, 1986; Prusak y Mazzullo, 1987; Mazzullo et al. 1988; Haines y Mazzullo, 1988), el espectro completo de las armónicas (Diepenbroek et al. 1992), partes del espectro (por ejemplo, la primera y la segunda mitad) que consideraban la sensibilidad de las armónicas, para formas de diferentes escalas (Schwarcz y Shane, 1969; Ehrlich y Weinberg, 1970). En este trabajo, se desarrollaron índices de la última categoría, enfocados a porciones pequeñas del espectro (paquetes de 5 armónicas), diferentes de los utilizados anteriormente que abarcaban muchas armónicas.

### Calculo de los coeficientes morfológicos (MC<sub>x-x</sub>)

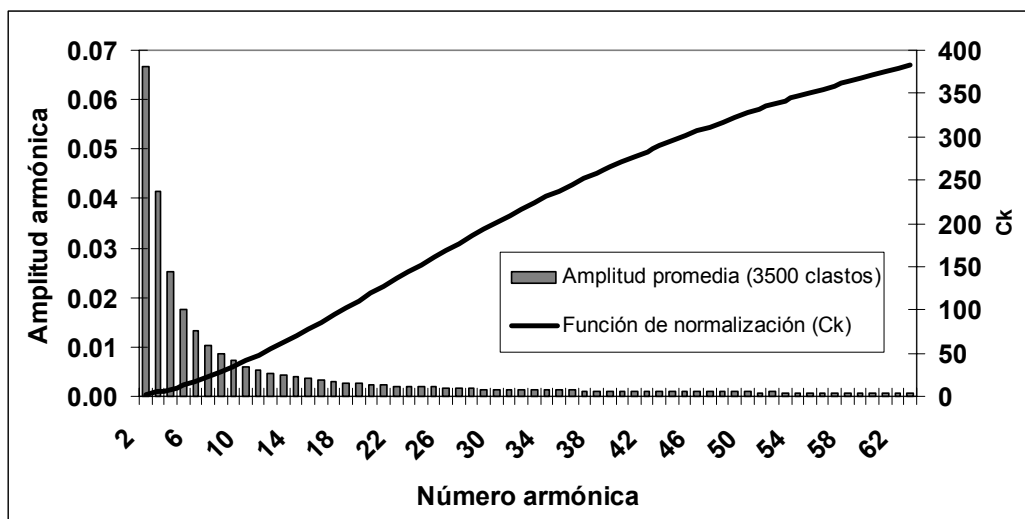
El análisis de Fourier de las GSW se realizó mediante el módulo morfológico del programa Image Pro Plus (Media Cybernetics Inc.), adoptando 64 armónicas de precisión. El programa, de cada partícula analizada, proporciona los coeficientes  $A_n$  y  $B_n$  a partir de los cuales se calculó la amplitud ( $A_k$ ), por medio de la ecuación (1):

$$A_k = \sqrt{A_n^2 + B_n^2} \quad (1)$$

Los valores de  $A_k$  obtenidos, fueron normalizados con respecto al valor de la armónica cero (equivalente al diámetro de la partícula analizada) y se construyó el espectro de potencia.

Dado que en el espectro de potencia, la amplitud de las armónicas de orden bajo, es mucho más grande (dos órdenes de magnitud) que la amplitud de las armónicas de orden alto, se

realizó otra normalización, con respecto al espectro de potencia promedio, calculado para 3500 partículas del material estudiado (Figura IX.1).



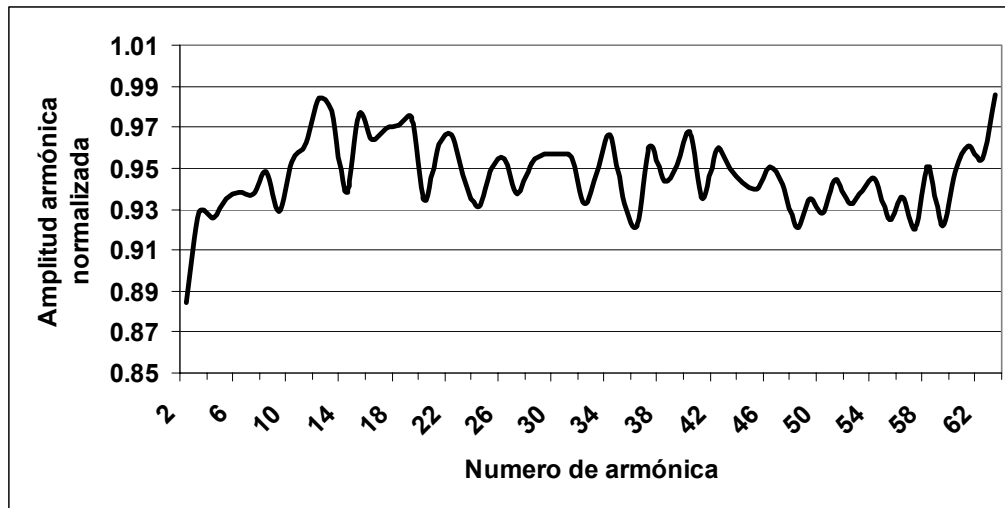
**Figura IX.1.** Espectro de potencia promedio obtenido considerando 3500 partículas de los depósitos estudiados. La línea continua representa la función de normalización por medio de la cual se obtienen los parámetros de normalización  $C_k$ .

La ecuación de la curva de normalización (2) se obtuvo efectuando un ajuste no lineal con la función de crecimiento sigmoide de Hill ( $R^2=0.998$ ).

$$C_k = \frac{571.01 \cdot n^{1.78}}{42.35^{1.78} + n^{1.78}} \quad (2)$$

donde ( $C_k$ ) es el coeficiente de normalización y ( $n$ ) es el número de la armónica considerada. Dado el número de la armónica, por medio de la ecuación (2), se calculó el factor de corrección correspondiente que fue considerado estándar para todas las partículas.

En la Figura IX.2 se reporta como ejemplo, un espectro de potencia después de la normalización con los coeficientes de normalización descritos arriba.



**Figura IX.2.** Ejemplo de diagrama de potencia de una partícula, normalizado con respecto al espectro promedio de 3500 clastos del material estudiado.

Aplicando los factores de corrección al espectro anterior (utilizado para construir la curva de normalización), la forma del espectro de potencia normalizado se aproxima a una línea con amplitud promedio normalizada = 1 (no es perfectamente una línea dado que la ecuación (2) interpola los valores reales de las amplitudes). Cuando la amplitud normalizada de una armónica es =1 significa que su valor equivale al valor promedio de todas las partículas analizadas, cuando es <1 su importancia es menor, cuando es >1 su importancia es mayor. Dado que cada una de las amplitudes de las armónicas, está relacionada con una componente de forma diferente, esta información nos permite comprender la importancia de los diferentes componentes (forma general, redondez) en una partícula y seguir sus variaciones entre los valores promedios de un afloramiento al otro.

Los coeficientes morfológicos ( $MC_{x-x}$ ) se calculan promediando el valor de la amplitud normalizada en un determinado intervalo de armónicas. Por ejemplo, el coeficiente morfológico  $MC_{3-8}$  corresponde al valor promedio de las amplitudes normalizadas entre las armónicas 3 y 8. Después de varias pruebas efectuadas con diferentes intervalos de armónicas, en este trabajo se decidió utilizar los coeficientes morfológicos  $MC_{3-8}$ ,  $MC_{30-34}$  y

MC<sub>2</sub> que proporcionan información complementaria y específica para diferentes tipos de formas (ver capítulo 5 párrafo 5.2.1).

## Referencias

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

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

Haines, J. and Mazzullo, J., 1988. The original shapes of quartz silt grains: a test of the validity of the use of quartz grain shape analysis to determine the sources of terrigenous silt in marine sedimentary deposits. *Marine Geology*, 78: 227-240.

Mazzullo, J., Ehrlich, R. and Hemming, M.A., 1984. Provenance and areal distribution of late pleistocene and holocene quartz sand on the southern New England continental shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (4): 1335-1348.

Mazzullo, J. and Magenheimer, S., 1987. The original shapes of quartz sand grains. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57(3): 479-487.

Mazzullo, J., Leschak, P. and Prusak, D., 1988. Source and distribution of late quaternary silt in the surficial sediment of the northeastern continental shelf of United States. *Marine Geology*, 78: 241-254.

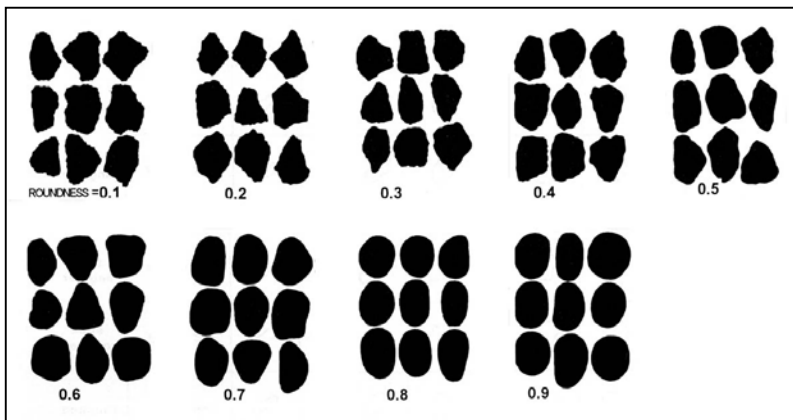
Prusak, D. and Mazzullo, J., 1987. Sources and provinces of late pleistocene and holocene sand and silt on mid-atlantic continental shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 (2): 278-287.

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

## APÉNDICE X. COMPROBACIÓN DE COEFICIENTES MORFOLÓGICOS.

La eficiencia de los coeficientes morfológicos utilizados en este trabajo fue comprobada aplicando el análisis de la forma a figuras artificiales de forma conocida, que son comúnmente utilizadas para realizar estimaciones visuales de la redondez de los clastos. Se utilizaron las tablas de comparación de Krumbein (1942) y de Power, Taylor y Pettijohn (Muller, 1967), basadas en el concepto de redondez de Wadell (1933). Las siluetas de estas tablas (Figuras X.1 y X.2) fueron digitalizadas y analizadas por medio del módulo morfológico de Image Pro Plus 4.5 (Media Cybernetics Inc.), utilizando los métodos descritos en el capítulo 5, párrafos 5.2.1. y 5.2.2. Los parámetros morfométricos obtenidos, fueron graficados en función de la redondez de cada clase de siluetas (Figuras X.3 y X.4). Por razones de síntesis, se reportan solamente los ejemplos relacionados con los parámetros morfométricos que se escogieron y utilizaron en este trabajo.

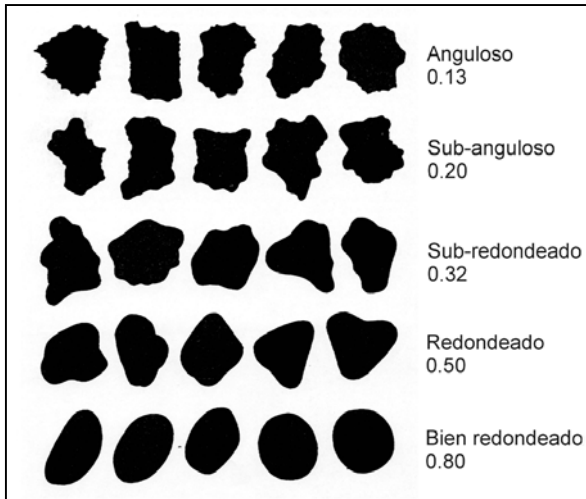
La tabla de comparación de Krumbein (Figura X.1) está compuesta por 81 siluetas de forma conocida, agrupadas en 9 clases de redondez. La tabla de Power Taylor y Pettijohn



**Figura X.1.** Siluetas empleadas para estimar visualmente la redondez de los clastos, propuestas por Krumbein (1942) y calculadas según la redondez de Wadell (1933).

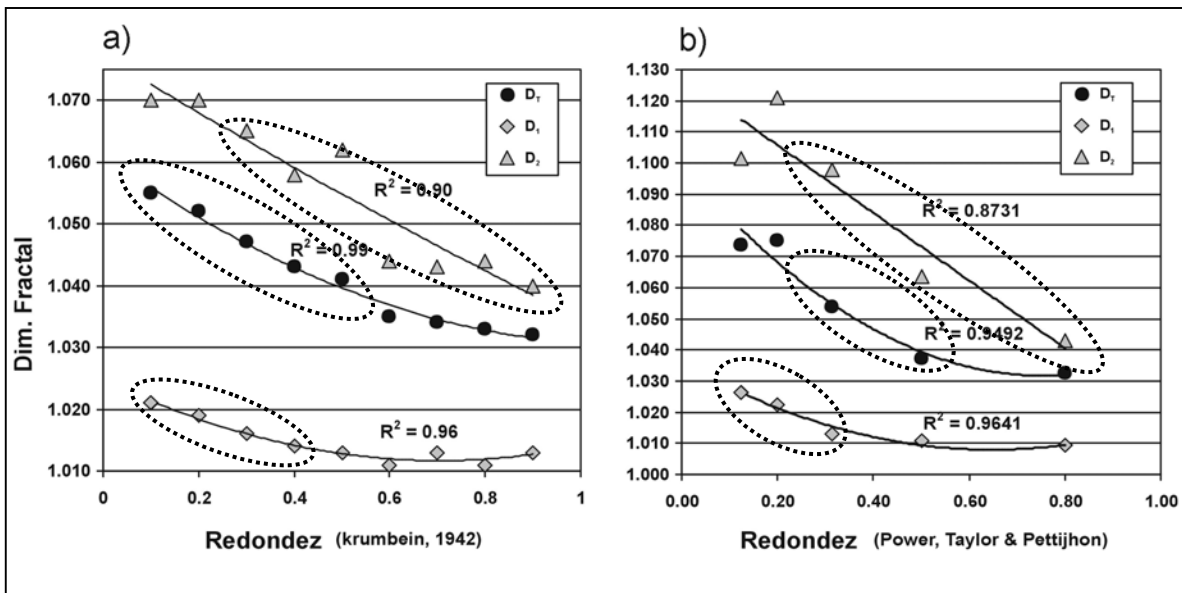
(Figura X.2), está compuesta por 25 siluetas agrupadas en 5 clases. En este caso cada clase tiene un nombre asociado (de *anguloso* a *bien redondeado*). Los valores de redondez de estas siluetas fueron calculados por Pettijohn (1947).

En ambos casos, se estudió clase por clase la forma de las siluetas (Figuras X.3 y X.4), cada punto en las graficas corresponde al valor promedio de una clase de redondez.



**Figura X.2.** Siluetas empleadas para estimar visualmente la redondez de los clastos, propuestas por Power, Taylor & Pettijohn (Muller, 1967) y calculadas según la redondez de Wadell (1933). Están subdivididas en 5 clases de redondez cuyos valores fueron calculados por Pettijohn (1947).

La Figura X.3 representa las dimensiones fractales ( $D_T$ ,  $D_1$  y  $D_2$ ) en función de la redondez y calculadas de las tablas de Krumbein (Figura X.3a) y de Power, Taylor y Pettijohn (Figura X.3b). Los puntos en general se aproximan a las curvas interpoladas como lo demuestran los buenos coeficientes de correlación ( $R^2$ ) encontrados. Ambas graficas permiten apreciar el rango de redondez en donde las diferentes dimensiones fractales son más confiables. Por ejemplo, se observa que la dimensión fractal textural ( $D_1$ ) permite discriminar bien entre siluetas de forma angulosa, pero no es sensible para

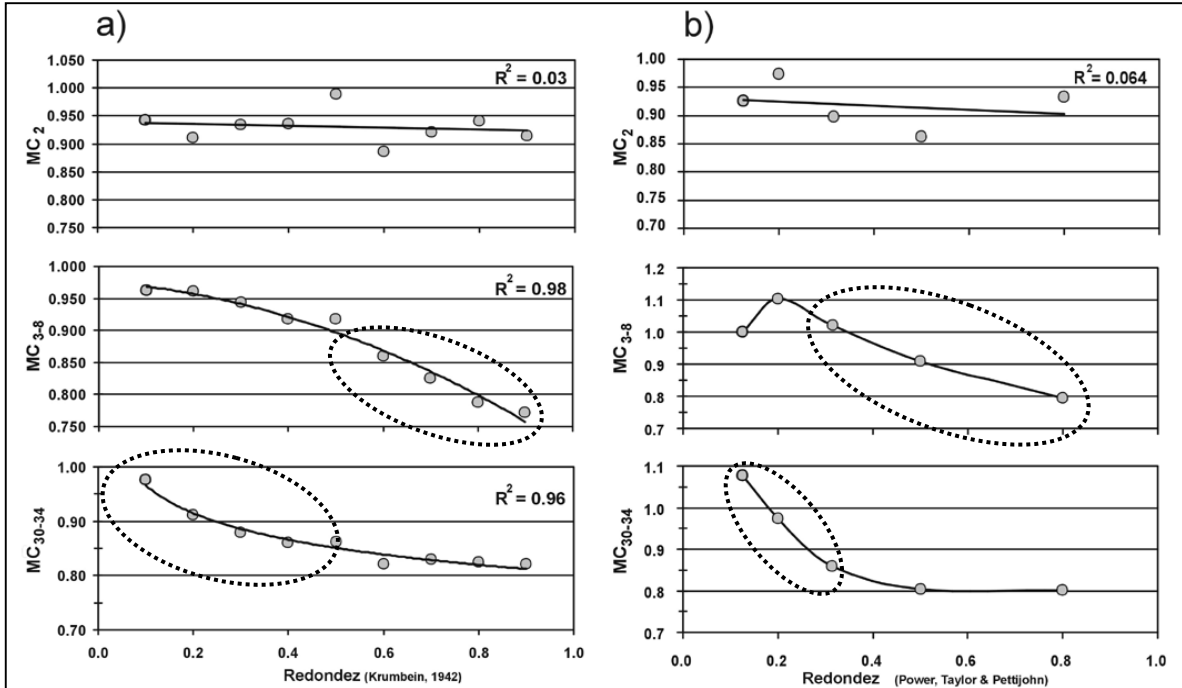


**Figura X.3.** Valores de las dimensiones fractales  $D_T$ ,  $D_1$  y  $D_2$ , calculados para cada una de las clases de redondez de a) Krumbein (1942) y b) Power Taylor y Pettijohn (Muller, 1967). Las elipses separan las áreas en donde los parámetros son más sensibles.

discriminar entre formas redondeadas. Los datos de la dimensión fractal estructural ( $D_2$ ) están más dispersos con respecto a los otros, debido probablemente a la menor precisión de

este parámetro (el error se relaciona al cierre del polígono en el método del calibre), sin embargo puede discriminar bien en un rango de formas ancho, con la excepción de las clases correspondientes a las partículas más angulosas. También se observa, que las primeras dos clases de siluetas en la tabla de Power Taylor y Pettijohn (Muller, 1967) están equivocadas (invertidas) a menos que no se considere solamente las irregularidades a escala menor representadas por ( $D_1$ ). La dimensión fractal total ( $D_T$ ), es la más versátil, porque permite discriminar bien en un rango muy amplio de clases de forma, aunque es más sensible en las clases centrales de ambas tablas.

Los parámetros morfométricos obtenidos con el análisis de Fourier también fueron muy sensibles en rangos específicos (Figura X.3.). El parámetro  $MC_2$ , muestra que todas las siluetas de ambas tablas tienen una sola elípticidad y que no existe relación entre  $MC_2$  y redondez. El parámetro  $MC_{3-8}$ , es apropiado para distinguir entre clases con formas redondeadas y menos sensible para las más angulosas. El parámetro  $MC_{30-34}$ , es complementario al anterior, permite discriminar de manera eficaz entre clases de siluetas



**Figura X.4.** Valores de los parámetros morfológicos  $MC_2$ ,  $MC_{3-8}$  y  $MC_{30-34}$ , calculados por: a) la tabla de Krumbein (1942) y b) la tabla de Power Taylor y Pettijohn (Muller, 1967). Las elipses indican áreas en donde los parámetros son más sensibles.



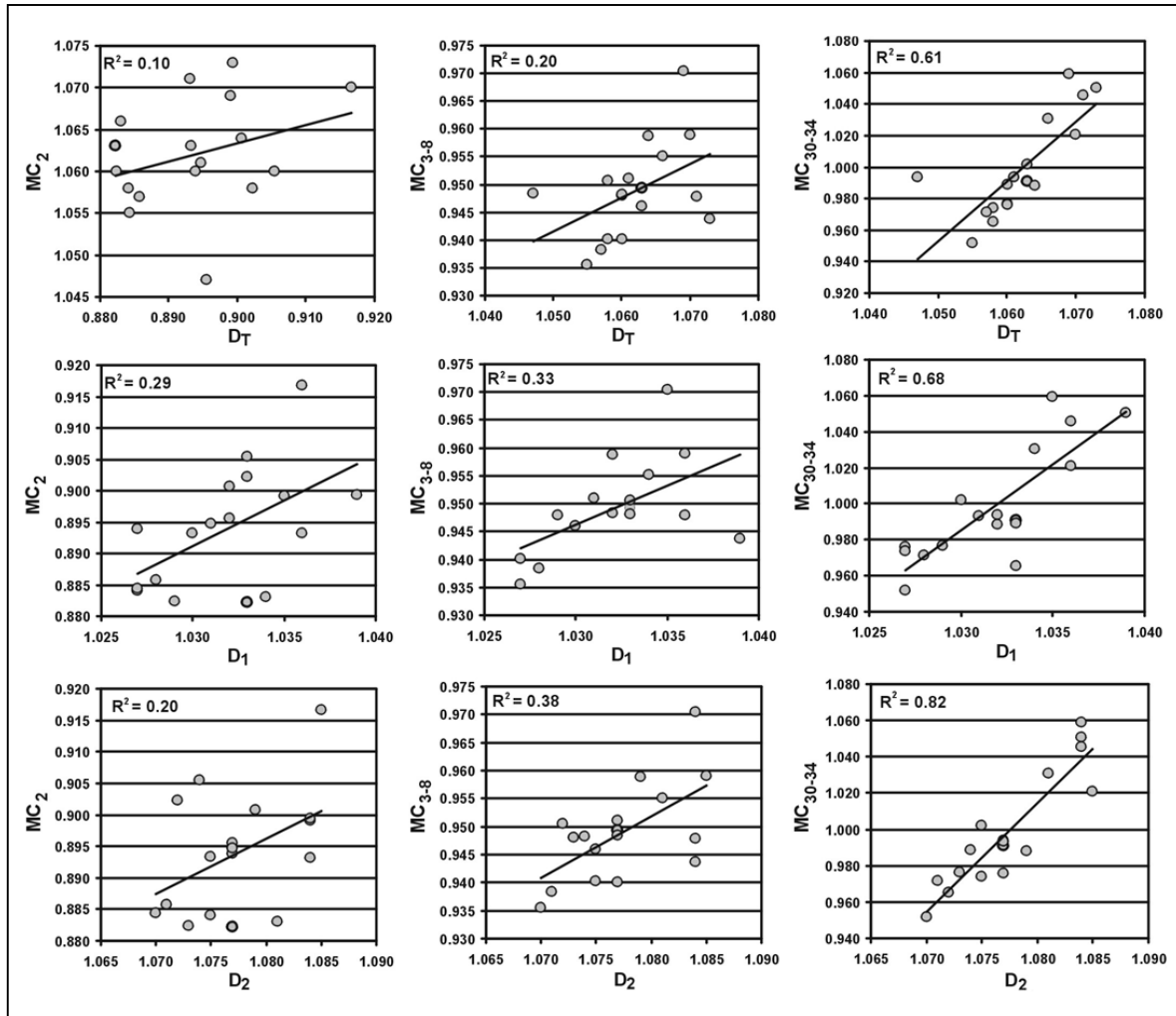
angulosas, pero es menos sensible, para formas con siluetas redondeadas.

Dado que los parámetros proporcionan una respuesta diferente (valores de redondez) con las mismas formas analizadas, es apropiado utilizar estos parámetros para estudiar las variaciones relativas, pero no para clasificarlas. Por ejemplo, los parámetros más sensibles a las irregularidades finas describen las variaciones de redondez mientras que los parámetros más sensibles a las irregularidades gruesas describen las variaciones generales de la forma. En el caso que se quiera efectuar la clasificación de la forma, será necesario referirse a un parámetro de forma estándar. Uno que nos parece apropiado es la dimensión fractal total ( $D_T$ ), dado que tiene un coeficiente de correlación muy bueno ( $R^2 > 0.94$ ) y que es suficientemente sensible también en las clases con forma extremas (partículas angulosas y bien redondeadas). Además, en partículas reales, este parámetro tiene una variabilidad interna más pequeña (V.I.) y coeficiente de variación (Vc) menor (ver apéndice VIII).

### **Relación entre los parámetros morfológicos**

Con el fin de identificar la relación entre los distintos parámetros y comprender el rango de forma al que son sensibles, se construyeron diagramas de dispersión con contrapuestos dos diferentes coeficientes morfológicos en los dos ejes. Para efectuar el estudio, se utilizaron todos los clastos de 18 muestras pertenecientes a los depósitos de FBC y LHR estudiados, para un total de 1664 clastos. Cada punto en las graficas corresponde al valor promedio de una muestra. Cada clasto fue analizado por medio de diferentes métodos morfométricos, como se describió en el capítulo 5, párrafos 5.2.1. y 5.2.2, y se calcularon los siguientes parámetros morfológicos:  $MC_2$ ,  $MC_{3-8}$ ,  $MC_{9-16}$ ,  $MC_{17-32}$ ,  $MC_{18, 25}$ ,  $MC_{26-32}$ ,  $MC_{30-34}$ ,  $MC_{32-64}$ ,  $MC_{59-63}$ ,  $P_{Diep}$ . Entre estos se probaron 21 combinaciones, de las cuales se descartaron los más complejos y menos precisos, y al final se escogieron 9 parámetros que proporcionaban datos más interesantes y complementarios:  $D_T$ ,  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $MC_2$ ,  $MC_{3-8}$ ,  $MC_{30-34}$ . En la Figura X.5, se reportan las correlaciones (diagramas de dispersión) entre las dimensiones fractales ( $D_T$ ,  $D_1$ ,  $D_2$ ) y los parámetros morfométricos seleccionados. Por razones de síntesis se reportan solamente las comparaciones entre los parámetros que al final fueron empleados. Calculado las funciones de mejor aproximación (*best fit*), con el valor de  $R^2$  se cuantificó la relación entre los diferentes parámetros.

Se observa que el parámetro  $MC_2$  está poco relacionado con los demás parámetros. Una relación débil se observa entre  $MC_2$  y  $D_1$ , lo cual comprueba que partículas con una irregularidad fina mayor (más angulosas al ser recientemente fracturadas) son generalmente



**Figura XI.5.** Diagramas de dispersión entre los parámetros morfométricos utilizados. Es posible reconocer el rango de sensibilidad de cada uno y, por medio del valor de  $R^2$ , el grado de correlación entre ellos.

más alargadas. El parámetro  $MC_{3-8}$ , se correlaciona débilmente con  $D_1$  y sobre todo con  $D_2$ . El parámetro  $MC_{30-34}$ , tiene una buena correlación con todas las dimensiones fractales. Curiosamente la mejor correlación es aquella producida entre  $MC_{30-34}$ , un parámetro morfológico sensible a las irregularidades finas y  $D_2$ , teóricamente más sensible a las irregularidades gruesas. Las razones de este resultado requieren de estudios más detallados.

## APÉNDICE XI. PROGRAMAS DESARROLLADOS

### **Programa DECOLOG 2.0 (2004-2006) - [www.DECOLOG.org](http://www.DECOLOG.org)**

El programa DECOLOG 2.0, desarrollado por el Dr. Lorenzo Borselli (Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, Italia) y el autor de este trabajo, decodifica la información de las distribuciones granulométricas, empleando la distribución log-normal y, en particular, una mezcla definida de esta distribución.

La importancia de este estudio se debe a que las distribuciones por tamaño de las partículas son generalmente multimodales por lo que es esencial dividir las en sus componentes elementales para reconocer e interpretar los procesos que las formaron.

Ya existe un programa (SFT -Sequential Fragmentation/Transport) desarrollado por Wohletz et al. (1989), que es muy utilizado en vulcanología y que permite la descomposición de la distribución granulométrica en sus componentes log-normales elementales. El programa SFT requiere la intervención constante del operador y una evaluación preliminar de los picos de la distribución. Por el contrario el programa DECOLOG, es completamente automático y permite analizar secuencias de archivos de las distribuciones, con notable ahorro de tiempo y una precisión mayor. Para aproximar los componentes de la distribución granulométrica se utilizó la función de la distribución log-normal (Atchinson y Brown, 1957; Crow y Shimizu, 1988), debido a su enorme versatilidad y por los excelentes resultados obtenidos en varias aplicaciones en ciencias de la tierra (Limpert et al. 2001). La distribución lognormal es asimétrica, a la izquierda decae rápidamente a cero, y a la derecha lentamente a  $\infty$ .

El programa aproxima la distribución granulométrica hasta con tres curvas lognormales. Para obtener todos los parámetros y los pesos relativos de los tres componentes, se efectúa una optimización no lineal. Normalmente, el ajuste óptimo (*fitting*) de las distribuciones granulométricas con distribuciones teóricas, se realiza considerando de manera separada la PDF o la CDF (Macdonald y Green, 1998; Wohletz et al., 1989) de la función de distribución estadística. Sin embargo, de esta forma se obtienen resultados bastante imprecisos. Este problema se solucionó en el programa DECOLOG 2.0 efectuando un ajuste óptimo entre la PDF y la CDF por medio de un proceso de optimización

multiobjetivo. La minimización del error se realizó con el ajuste óptimo conjunto de la PDF y de la CDF. En el caso que la distribución granulométrica se aproxime con 3 curvas lognormales, el programa debe optimizar 11 componentes, por esta razón es importante contar con un número suficiente de clases granulométricas ( $\geq 11$ ). El proceso de optimización se efectúa por medio de una programa realizado en lenguaje *Object Pascal* ([www.freepascal.org](http://www.freepascal.org)), basado en el algoritmo genético “*differential evolution*” (DE) de Storn y Price (1997a, 1997b). El programa se puede bajar gratuitamente de internet (*freeware*) en la página ([www.DECOLOG.org](http://www.DECOLOG.org)).

### **Datos de *input***

DECOLOG 2.0, utiliza como *input* un archivo de texto ASCII que contiene en la primera columna el valor de la clase dimensional expresado como Phi, y en la segunda columna la frecuencia relativa de la clase considerada (la suma de los valores de la segunda columna es 1). El programa calcula automáticamente la CDF como valor acumulado de la segunda columna.

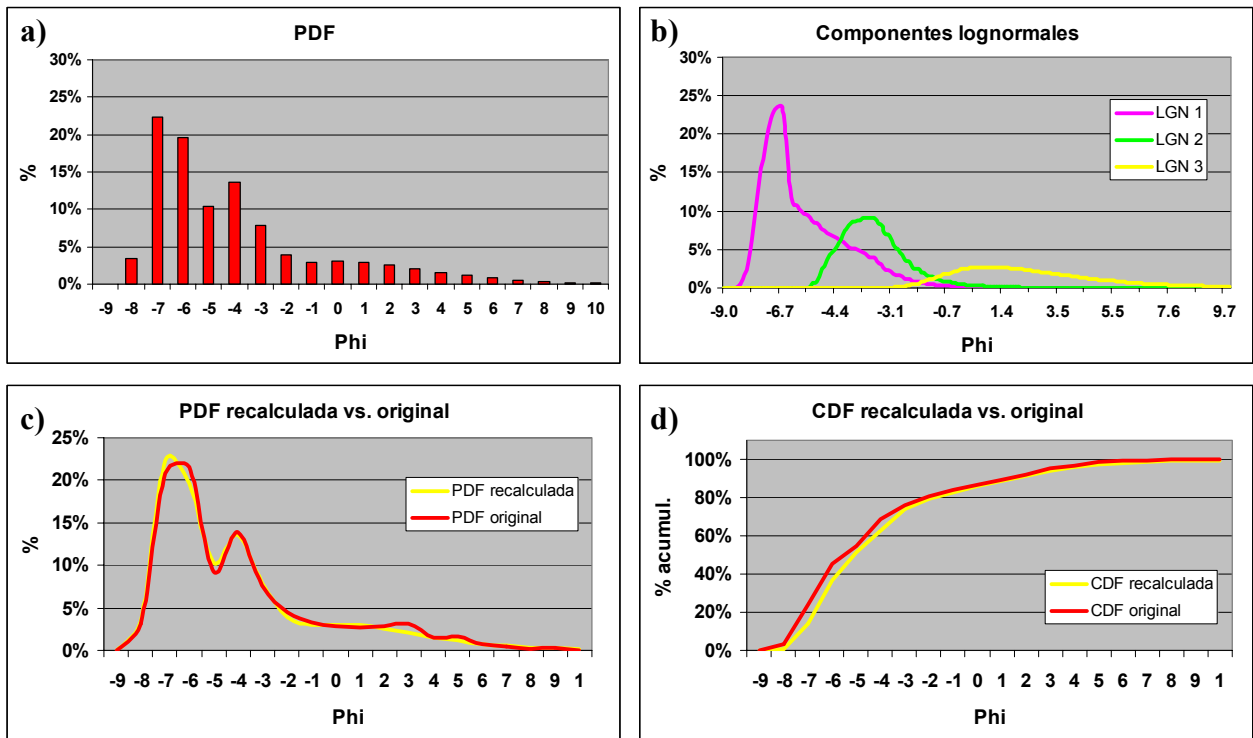
### **Datos de salida**

Los datos de salida se graban en un archivo con formato CVS (Microsoft Excel compatible), éstos son:

- Parámetros que identifican y caracterizan cada una de las distribuciones lognormales que componen la distribución analizada (Tabla XI.1).
- Valores para graficar cada lognormal, expresados como PDF y CDF (Tabla XI.1)
- Valores para graficar la distribución total original y reconstruirla a partir de los componentes lognormales calculados (Tabla XI.2).
- Estadística relacionada con el ajuste óptimo ( $R^2$ , Kolmogoroff-smirnov, *Modelling efficiency*) (Tabla XI.3).
- Parámetros estadísticos de cada distribución log-normal: promedio, mediana, moda, desviación estándar, asimetría, kurtosis (Tabla XI.2).

- Cuantiles importantes de la distribución observada (Tabla XI.3).
- Estadística de Folk & Ward (1957) de la CDF observada (Tabla XI.3).
- Estadística de Folk & Ward (1957) de la CDF recalculada con el método Monte Carlo (Tabla XI.3).

Los datos grabados en el archivo de salida permiten construir fácilmente un grupo de gráficas como las que están representadas en la Figura XI.1.



**Figura XI.1.** a) Distribución granulométrica analizada (PDF); b) Componentes lognormales en las cuales se dividió la PDF; c) Comparación entre la PDF original y la recalculada a partir de las componentes lognormales individuados; d) Comparación entre la CDF original y la recalculada a partir de las componentes lognormales individuados.



**Tabla XI.2.** Parámetros estadísticos calculados para cada una de las curvas lognormales.

<b>STATISTICAL PARAMETERS OF THE DISTRIBUTIONS AND MIXTURE</b>	
<b>FIRST LOGNORMAL</b>	
Mean :	-5.9586
Mode :	-6.6863
Median :	-6.2236
Variance :	1.8495
Standard deviation :	1.3599
Skewness :	1.4314
Kurtosis :	3.8517
<b>SECOND LOGNORMAL</b>	
Mean :	-3.0676
Mode :	-3.8818
Median :	-3.388
Variance :	1.6612
Standard deviation :	1.2889
Skewness :	2.2249
Kurtosis :	9.9247
<b>THIRDTN LOGNORMAL</b>	
Mean :	2.4789
Mode :	0.992
Median :	1.9465
Variance :	8.9495
Standard deviation :	2.9916
Skewness :	1.2558
Kurtosis :	2.9292

**Tabla XI.3.** Valores de los cuantiles más importantes y de la estadística de Folk & Ward (1954) calculada gráficamente para la curva CDF observada con la interpolación con el método Monte Carlo.

<b>Derived Folk-Ward statistic interpolating OBSERVED CDF:</b>	
mean	-4.62163
std dev	3.23098
skewness	0.48284
kurtosis	1.16541
Relevant quantiles:	
q=0.05	-7.90741
q=0.10	-7.66667
q=0.16	-7.37778
q=0.25	-6.94643
q=0.50	-5.5
q=0.75	-3.1555
q=0.84	-0.98712
q=0.90	1.17423
q=0.95	2.87247
-----	
<b>Derived statistic from resampled OBSERVED CDF (MONTE CARLO METHOD):</b>	
mean	-4.39631
std dev	3.44076
skewness	1.27508
kurtosis	4.00131
-----	

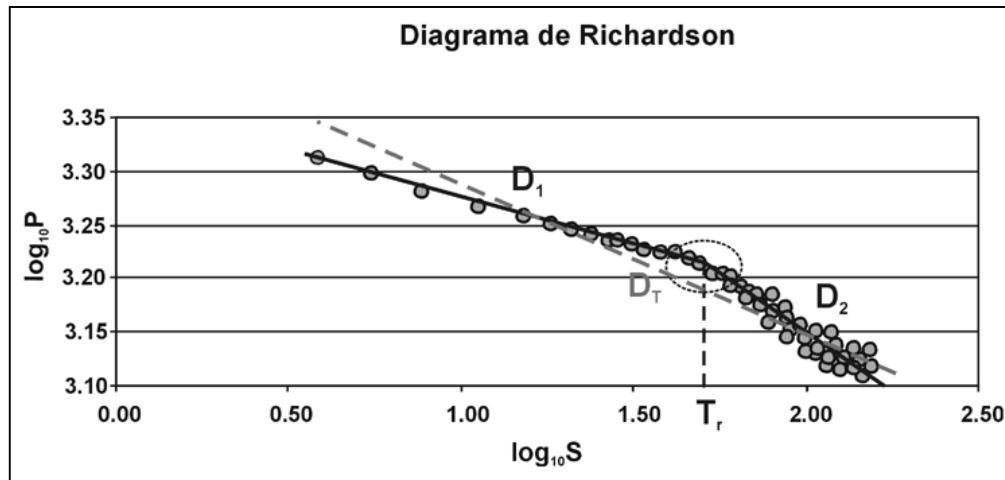


**Tabla XI.4.** Valores estadísticos del ajuste óptimo entre las curvas (CDF y PDF) observadas y recalculadas a partir de las lognormales, y su comparación grafica.

Global CDF --> predicted versus observed values -----				Global PDF --> predicted versus observed values -----			
Global fitting statistics for CDF -----				Global fitting statistics for PDF -----			
Model efficiency coefficient EF :	0.9883653			Model efficiency coefficient EF :	0.9883325		
Coefficient of Determination R^2 :	0.9975739			Coefficient of Determination R^2 :	0.9941901		
Kolmogorov-Smirnoff difference Ks :	0.0965877						
PHI	predicted CDF	observed CDF		PHI	predicted PDF	observed PDF	
-9	0	0		-9	0	0	
-8	0.00536	0.03077		-8	0.03427	0.03077	
-7	0.14187	0.23846		-7	0.22319	0.20769	
-6	0.36699	0.45385		-6	0.19659	0.21538	
-5	0.51572	0.54615		-5	0.10397	0.09231	
-4	0.62951	0.68518		-4	0.13687	0.13903	
-3	0.74058	0.76193		-3	0.07881	0.07675	
-2	0.79586	0.8064		-2	0.03856	0.04447	
-1	0.82817	0.83963		-1	0.02931	0.03322	
0	0.85764	0.86847		0	0.02999	0.02884	
1	0.88766	0.89514		1	0.02953	0.02667	
2	0.91565	0.92302		2	0.02603	0.02788	
3	0.93918	0.95394		3	0.0209	0.03092	
4	0.95744	0.96833		4	0.01571	0.01438	
5	0.97086	0.98441		5	0.01128	0.01609	
6	0.98033	0.99139		6	0.00784	0.00698	
7	0.98685	0.99523		7	0.00534	0.00384	
8	0.99126	0.9974		8	0.00359	0.00217	
9	0.99421	1		9	0.00239	0.0026	
10	0.99617	1		10	0.00158	0	

## PROGRAMA PARTFRACT 0.6 (2003-2005)

El programa PARTFRACT 0.6 fue escrito por el Dr. L. Borselli (CNR-IRPI) en colaboración con el autor de este trabajo, para calcular automáticamente la dimensiones fractales total ( $D_T$ ), textural ( $D_1$ ) y estructural ( $D_2$ ) del perímetro de una partícula a partir de los datos obtenidos con el método del calibre. El método del calibre se utiliza para calcular la dimensión fractal del perímetro de una partícula (ver capítulo 5 párrafo 5.2.2). Este método consiste en la aproximación del perímetro irregular de un rasgo por medio de un polígono formado por ( $n$ ) lados de dimensión constante ( $\lambda$ ). Al disminuir las dimensiones de los lados del polígono ( $\lambda$ ), se obtendrán longitudes del perímetro  $P_\lambda$  progresivamente más grandes. Construyendo una grafica (diagrama de Richardson) cuya abscisa represente el logaritmo base 10 de la longitud del perímetro ( $P_\lambda$ ) y la ordenada el logaritmo base 10 de la longitud del lado del polígono ( $\lambda$ ), se puede calcular la dimensión fractal ( $D$ ) que está relacionada con la pendiente de la recta resultante de la interpolación de los puntos graficados. Sin embargo, como la mayoría de las partículas naturales son bifractales (poseen una dimensión fractal textural  $-D_1$  y una estructural  $-D_2$ ), la distribución de los puntos del diagrama de Richardson se debe aproximar con dos tramos de recta.



**Figura XI.2.** Diagrama de Richardson de una partícula natural. P es la longitud del perímetro medido utilizando el paso de muestreo S. La distribución de los puntos obtenidos sigue dos rectas diferentes (correspondientes a  $D_1$  y  $D_2$ ) que se unen en un punto de flexión (correspondiente a  $D_T$ ).  $T_r$  es la abscisa del punto de flexión.

El problema más difícil de resolver es identificar con la mayor precisión posible el punto de flexión (punto en donde las dos rectas se interceptan). Anteriormente, esta operación se efectuaba a simple vista considerando errores consistentes y simplificaciones (Orford y Whalley, 1983).

El programa PARTFRACT 0.6 permite identificar los valores óptimos del punto de flexión ( $T_r$ ) y las pendientes (coeficiente angular “m”) de la componente textural ( $m_1$ ) y la componente estructural ( $m_2$ ). Este programa utiliza un algoritmo genético de optimización global (algoritmo base de optimización no lineal empleado para el programa DECOLOG), modificado del método “*diferencial evolution*” (DE) de Storn y Price (1997). En la práctica, se realiza un ajuste óptimo (*best fit*) entre los puntos observados y las dos rectas por medio del método de los mínimos cuadrados. El procedimiento se efectúa en promedio 20.000 veces por partícula variando continuamente el punto de flexión y los valores de las pendientes. Los mejores valores son aquellos que minimizan el valor global de la desviación cuadrática media entre los puntos observados y las dos rectas.

### **Datos de *input***

PARTFRACT 0.6, utiliza como *input* un archivo de texto ASCII que contiene en la primera columna el número progresivo del paso utilizado (generalmente se utilizan 50 pasos), en la segunda columna el paso utilizado (longitud del segmento de polígono  $\lambda$ - empleado para aproximar el perímetro real, expresado en píxel) y en la tercera columna la longitud del perímetro medido (también expresado en píxel) utilizando el paso correspondiente.

### **Datos de salida**

Los principales dato de *salida o output*, son grabados en un archivo con formato CVS (Microsoft Excel compatible), éstos son:

- dimensión fractal total ( $D_T$ )
- dimensión fractal textural ( $D_1$ )
- dimensión fractal estructural ( $D_2$ )
- pendientes de los dos segmentos ( $m_1$  y  $m_2$ )
- punto de rotura (o flexo)  $T_r$

**Tabla XI.5.** Ejemplo de un archivo de *output* producido por PARTFRACT 0.6. Significado de los símbolos: **n**, número progresivo del perfil analizado; **Op**, longitud del perímetro (todas las longitudes se expresan en número de píxel); **Fd**, diámetro de Feret; **D**, dimensión fractal total; **Size**, número de pasos considerados para aproximar el perímetro; **Xint**, abscisa del punto de flexión; **Yint**, ordenada del punto del flexión; **S**, longitud del paso en correspondencia del flexión; **D1**, dimensión fractal textural, **D2**, dimensión fractal estructural, **m1**, pendiente de la componente textural; **m2**, pendiente de la componente estructural; **q1**, intersección de la componente textural con la ordenada; **q2**, intersección de la componente estructural con la ordenada; **%T**; porcentaje de la componente textural; **%S**, porcentaje de la componente estructural; **dm1**, incertidumbre asociada a m1; **dm2**, incertidumbre asociada a m2.

<b>Op</b>	<b>Fd</b>	<b>D</b>	<b>size</b>	<b>Xint</b>	<b>Yint</b>	<b>S</b>	<b>D<sub>1</sub></b>	<b>D<sub>2</sub></b>	<b>m1</b>	<b>m2</b>	<b>q1</b>	<b>q2</b>	<b>%T</b>	<b>%S</b>	<b>dm1</b>	<b>dm2</b>	
1	893	238.452	1.061	50	0.8034	2.8283	6.3585	1.0349	1.0635	-0.0349	-0.0635	2.8563	2.8793	6	94	0.0058	0.0062
2	912	219.64	1.0576	50	0.7677	2.8319	5.8569	1.0401	1.0589	-0.0401	-0.0589	2.8627	2.8771	6	94	0.0043	0.0052
3	865	248.51	1.0529	50	1.2193	2.8048	16.5673	1.0251	1.0713	-0.0251	-0.0713	2.8354	2.8917	18	82	0.0029	0.0099
4	793	212.194	1.0351	50	0.9288	2.7881	8.4877	1.0199	1.0377	-0.0199	-0.0377	2.8066	2.8231	10	90	0.0039	0.006
5	878	242.904	1.067	50	1.3233	2.8074	21.0517	1.0302	1.1064	-0.0302	-0.1064	2.8474	2.9481	24	76	0.0026	0.0131
6	839	238.687	1.0535	50	1.0468	2.8048	11.1387	1.024	1.0649	-0.024	-0.0649	2.83	2.8727	12	88	0.0029	0.0074
7	866	239.094	1.0609	50	1.1056	2.8045	12.7517	1.0342	1.0724	-0.0342	-0.0724	2.8422	2.8845	14	86	0.0027	0.008
8	810	210.688	1.0542	49	0.7526	2.7961	5.6567	1.0324	1.0555	-0.0324	-0.0555	2.8204	2.8378	6	93	0.0067	0.0066
9	866	224.421	1.0639	50	0.8739	2.8065	7.4806	1.0455	1.0659	-0.0455	-0.0659	2.8463	2.8641	8	92	0.0054	0.0066
10	851	256.131	1.0581	50	0.9313	2.8109	8.5376	1.0234	1.0638	-0.0234	-0.0638	2.8327	2.8703	8	92	0.0057	0.0081
11	814	242.841	1.0466	50	0.9082	2.7927	8.0946	1.0286	1.0473	-0.0286	-0.0473	2.8187	2.8356	8	92	0.0058	0.0065
12	828	214.3	1.0608	50	0.8539	2.8001	7.1433	1.0344	1.0641	-0.0344	-0.0641	2.8295	2.8549	8	92	0.006	0.0069
13	819	231.839	1.0576	50	1.0922	2.7897	12.3648	1.025	1.0726	-0.025	-0.0726	2.817	2.869	14	86	0.003	0.0082
14	951	247.596	1.0872	50	1.0627	2.8278	11.5545	1.0478	1.1028	-0.0478	-0.1028	2.8786	2.937	12	88	0.0074	0.0099
15	785	206.831	1.0484	48	0.7526	2.7776	5.6566	1.0358	1.0478	-0.0358	-0.0478	2.8046	2.8136	6	93	0.0068	0.0057
16	830	223.805	1.0781	50	0.9519	2.7891	8.9522	1.0368	1.0895	-0.0368	-0.0895	2.8241	2.8743	10	90	0.0046	0.0088
17	812	222.921	1.0572	50	0.9502	2.7831	8.9167	1.0333	1.0635	-0.0333	-0.0635	2.8147	2.8434	10	90	0.0026	0.0065
18	767	224.467	1.0485	50	1.1751	2.7604	14.9644	1.0205	1.0669	-0.0205	-0.0669	2.7844	2.8389	18	82	0.0033	0.0099
19	805	238.357	1.0701	50	1.3473	2.7744	22.2465	1.0277	1.1221	-0.0277	-0.1221	2.8118	2.939	26	74	0.0033	0.0173
20	763	227.572	1.046	50	0.9592	2.7695	9.1029	1.0173	1.0537	-0.0173	-0.0537	2.7861	2.821	10	90	0.005	0.0074

## Referencias

- Aitchison J and Brown JAC, 1957. The lognormal distribution, Cambridge University Press, Cambridge UK.
- Crow EL and Shimizu K Eds, 1988. Lognormal Distributions: Theory and Application, Dekker, New York.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameter. *Journal of Sedimentary Petrology*. 27 (1): 3-26.
- Limpert E., Stahel W.A. and Abbt M., 2001. Lognormal distributions across the sciences: keys and clues. *Bioscience* 51 (5), 341-352
- Macdonald P.D.M., Green PEJ (1998) User's guide to program MIX: an interactive program for fitting mixtures of distributions. Ichthus Data Systems, Ontario, Canada
- Orford, J.D. and Whalley, B., 1983. The use of fractal dimension to quantify the morphology of irregular-shaped particles. *Sedimentology*, 30: 655-668.
- Storn, R. and Price, K., 1997a. Differential Evolution: Numerical Optimization Made Easy, *Dr. Dobb's Journal*, April 97, 18-24.
- Storn R. and Price K., 1997b. Differential Evolution-a simple and efficient heuristic for global optimization over continuous spaces, *Journal of Global Optimization*, 11: 341-359.
- Wohletz, K.H., Sheridan, M. F., Brown, W. K., 1989. Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash *Jour Geophys Res* 94: 15703-15721

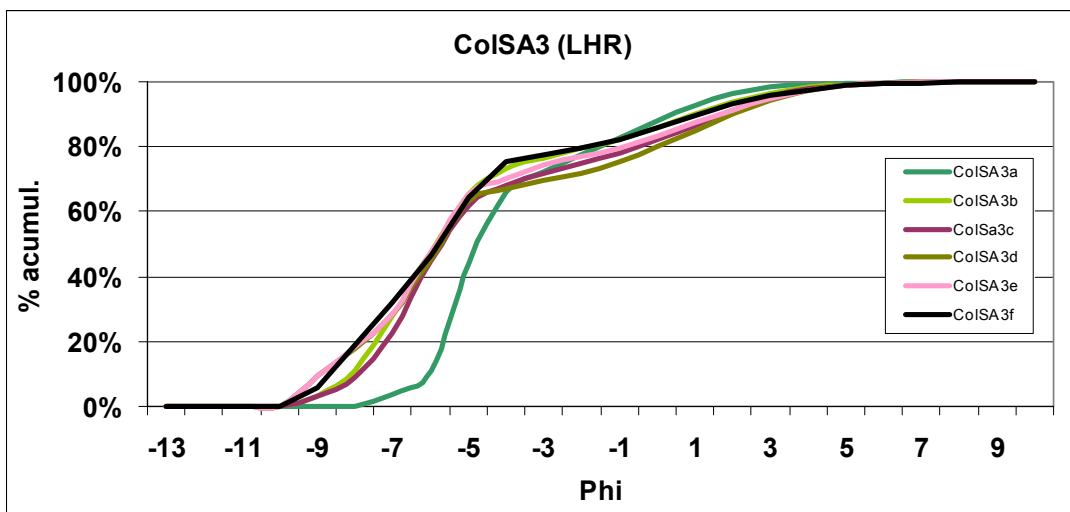
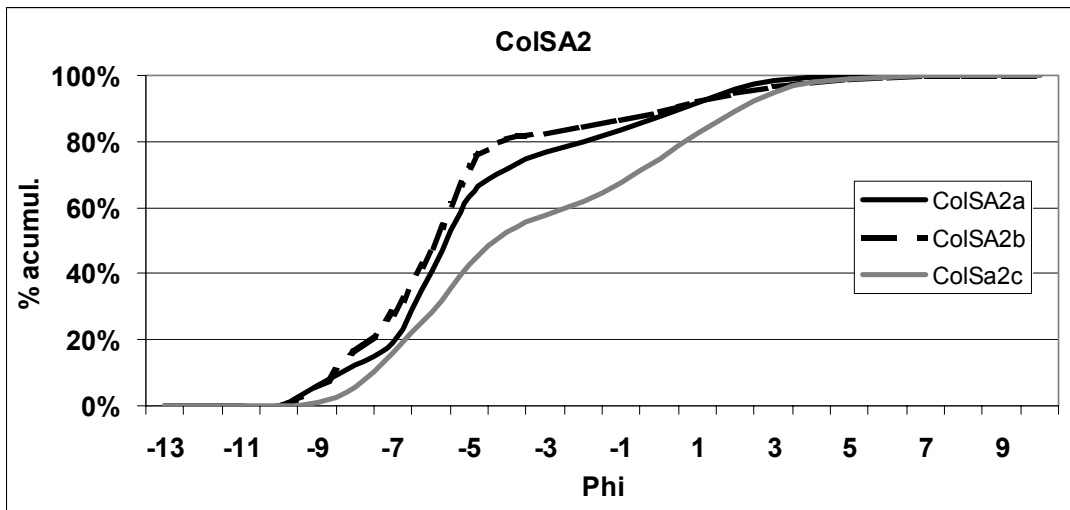
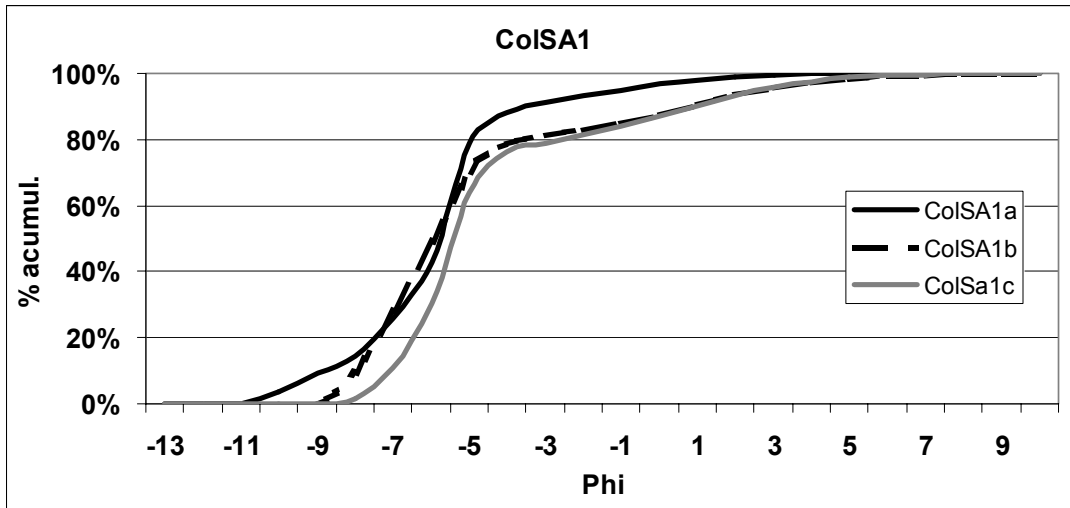
## APÉNDICE XII.

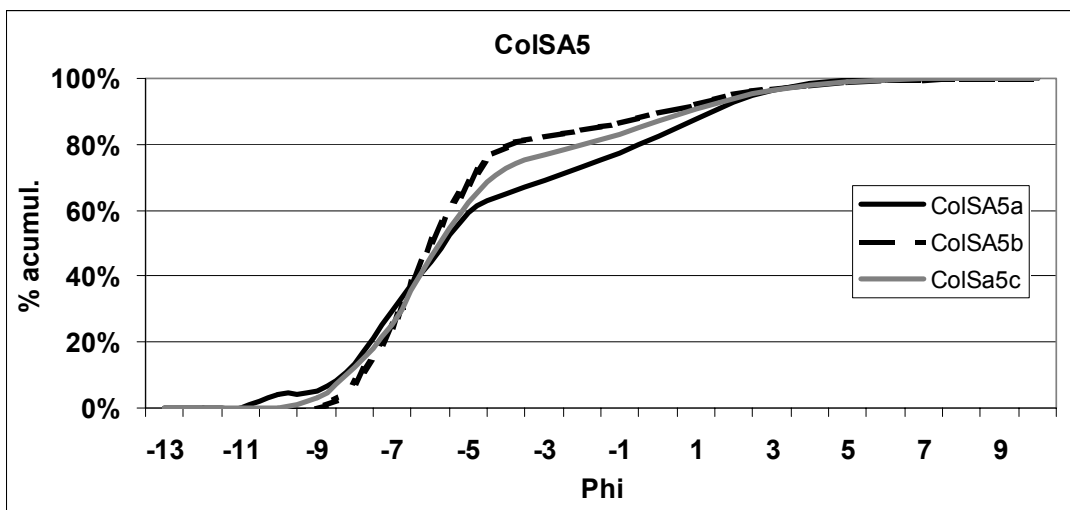
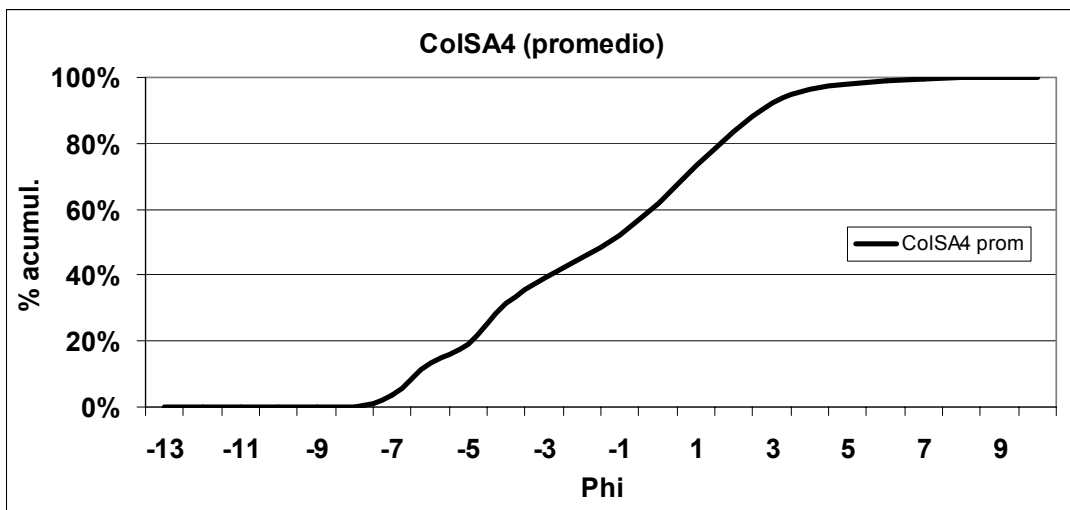
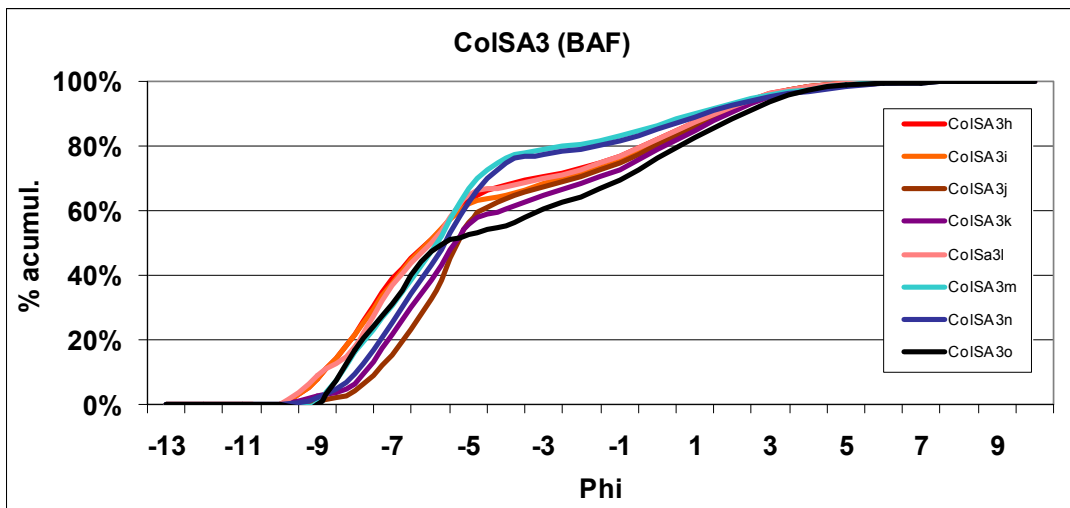
### GRAFICAS CDF Y PARÁMETROS ESTADÍSTICOS DE LOS ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS REALIZADOS

En las siguientes páginas se reporta la granulometría total de las muestras analizadas en gráficas cumulativas (CDF). También se reportan los parámetros estadísticos calculados de cada distribución y la tendencia central de cada una de las lognormales en las que se dividió cada CDF con el programa DECOLOG (ver apéndice XI).

**Tabla XII.1.** Simbología utilizada en las siguientes paginas

<b>(D<sub>p</sub>)</b>	Tamaño promedio de los clastos en la DGT
<b>(P<sub>95</sub>)</b>	95° percentil en la DGT
<b>(P<sub>5</sub>)</b>	5° percentil en la DGT
<b>(σ<sub>φ</sub>)</b>	Clasificación en la DGT
<b>(M<sub>%</sub>)</b>	% de partículas de tamaño <2mm (matriz)
<b>(R<sub>%</sub>)</b>	% de partículas de tamaño 31 μm < D < 2mm (arena)
<b>(L<sub>%</sub>)</b>	% de partículas de tamaño 4 μm < D < 31 μm (limo)
<b>(A<sub>%</sub>)</b>	% de partículas de tamaño < 4 μm (arcilla)
<b>(V.I.)</b>	Variabilidad interna determinada en ColSA4 (análisis de 6 muestras)
<b>(Md L.1)</b>	Mediana de la lognormal relacionada con la componente gruesa (bloques) de la DGT.
<b>(Md L.2)</b>	Mediana de la lognormal relacionada con la componente intermedia (lapilli) de la DGT.
<b>(Md L.3)</b>	Mediana de la lognormal relacionada con la componente fina (ceniza) de la DGT.

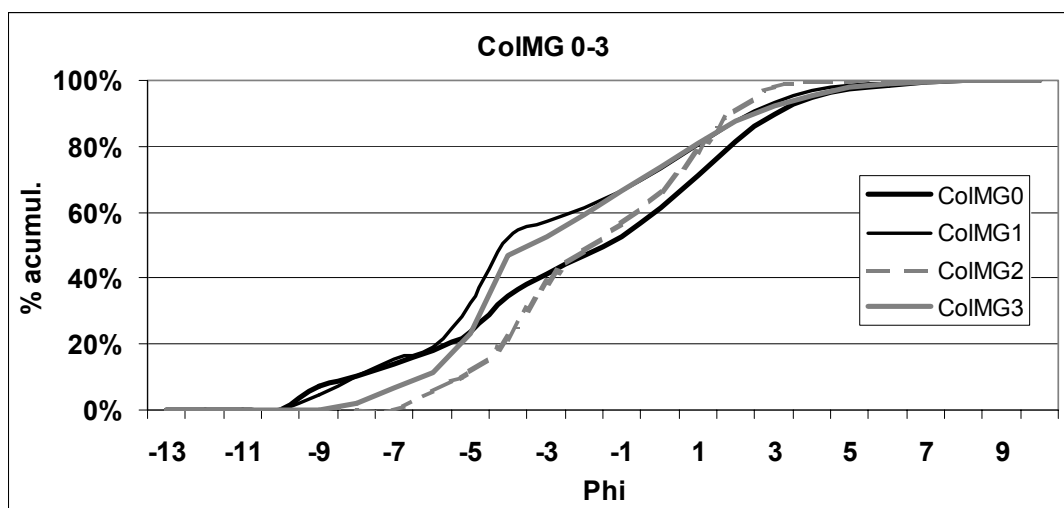






**Tabla XII.2.** Parámetros granulométricos calculados a partir de las CDF de las muestras del FBC graficadas anteriormente.

Muestra	D <sub>p</sub>	P <sub>50</sub>	P <sub>95</sub>	P <sub>5</sub>	σ <sub>φ</sub>	M <sub>0%</sub>	R <sub>0%</sub>	L <sub>0%</sub>	A <sub>0%</sub>	Md L.1	Md L.2	Md L.3
ColSA1a	-6.06	-6.15	-10.31	-0.07	2.68	15.80	96.62	3.38	0.00	-8.91	-5.53	-0.16
ColSA1b	-5.02	-5.95	-8.46	2.58	3.21	17.00	84.69	15.31	0.00	-7.06	-5.16	1.63
ColSA1c	-4.36	-5.41	-7.61	2.59	2.99	18.81	86.57	13.43	0.00	-6.60	-5.00	1.52
ColSA2a	-4.64	-5.59	-9.17	1.78	3.30	19.90	97.3	2.59	0.11	-7.90	-5.30	0.54
ColSA2b	-5.37	-5.91	-9.08	2.11	3.14	15.60	87.63	12.37	0.00	-7.10	-5.14	1.10
ColSA2c	-3.22	-4.22	-8.11	3.93	3.965	38.83	87.62	12.38	0.00	-5.64	-4.80	1.56
ColSA3a	-3.76	-4.72	-6.84	1.67	3.31	22.37	95.44	4.56	0.00	-6.38	-4.64	0.68
ColSA3b	-4.65	-5.82	-8.61	2.51	3.47	20.95	91.69	8.31	0.00	-6.52	-5.08	1.12
ColSA3c	-4.20	-5.67	-8.48	2.99	3.71	25.64	90.91	9.09	0.00	-6.40	-5.80	1.56
ColSA3d	-4.12	-5.61	-8.63	3.31	4.04	29.68	90.49	9.51	0.00	-7.17	-5.20	1.57
ColSA3e	-4.36	-5.71	-8.97	3.15	3.87	24.51	89.01	10.99	0.00	-6.93	-5.22	1.60
ColSA3f	-4.69	-5.72	-8.86	2.82	3.66	21.15	86.84	13.16	0.00	-7.20	-4.91	1.39
ColSA3h	-4.54	-5.93	-9.02	2.73	3.95	28.09	94.16	5.84	0.00	-6.96	-4.67	1.14
ColSA3i	-4.46	-5.92	-9.02	2.82	4.02	29.71	94.22	5.78	0.00	-6.97	-2.00	1.45
ColSA3j	-3.64	-5.04	-7.81	2.95	4.04	29.79	90.96	9.04	0.00	-5.97	-4.87	1.10
ColSA3k	-3.92	-5.31	-8.25	2.99	3.76	31.79	93.31	6.69	0.00	-6.37	-6.07	0.97
ColSA3l	-4.36	-5.80	-8.98	2.78	3.88	28.76	94.14	5.86	0.00	-8.69	-6.07	1.34
ColSA3m	-4.83	-5.84	-8.69	2.79	3.56	19.41	85.46	14.54	0.00	-7.16	-5.31	1.56
ColSA3n	-4.45	-4.49	-8.38	2.91	3.50	21.51	85.91	14.09	0.00	-6.55	-4.71	1.46
ColSA3o	-2.82	-4.99	-8.11	2.91	4.08	34.22	88.33	11.67	0.00	-6.38	-2.56	1.33
ColSA4p	-1.80	-1.92	-7.08	3.69	3.54	51.88	92.90	6.64	0.46	-6.12	-3.34	1.57
ColSA5a	-4.40	-5.61	-7.08	2.63	3.80	26.80	94.17	5.83	0.00	-6.48	-5.03	0.86
ColSA5b	-5.24	-6.01	-8.36	1.96	2.90	15.60	87.87	12.13	0.00	-7.11	-5.24	1.52
ColSA5c	-4.74	-5.75	-8.78	2.43	3.43	20.30	89.58	9.89	0.52	-7.22	-5.33	1.30



**Tabla XII.3.** Parámetros granulométricos calculados a partir de las CDF de las muestras del LHR recolectadas en el abanico fluvial cerca del pueblo de Quesería.

Muestra	D <sub>p</sub>	P <sub>50</sub>	P <sub>95</sub>	P <sub>5</sub>	$\sigma_{\phi}$	M%	R%	L%	A%	Md L.1	Md L.2	Md L.3
CoIMG0	-1.32	-4.56	-9.28	4.12	4.11	53.31	96.42	3.35	0.23	-8.33	-3.59	1.86
CoIMG1	-2.40	-4.11	-8.97	3.47	3.83	38.60	91.34	8.66	0.00	-7.36	-4.15	1.55
CoIMG2	-1.01	-1.79	-6.15	2.61	2.81	51.80	98.77	1.22	0.02	-5.16	-2.48	1.55
CoIMG3	-1.62	-3.49	-7.41	3.84	3.72	40.80	89.14	10.55	0.31	-6.36	-4.09	1.09