

SCOLAMACCHIA RUFFINO, TERESA 2005

03095



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

DOCTORADO EN CIENCIAS (VULCANOLOGÍA)

TESIS:

OLEADAS PIROCLÁSTICAS PRODUCIDAS DURANTE LA
ERUPCIÓN DE 1982 DEL VOLCÁN CHICHÓN: MECANISMOS
ERUPTIVOS, DE TRANSPORTE Y DE DEPOSITACIÓN.

TERESA SCOLAMACCHIA RUFFINO

México D.F., Junio de 2005

m.345305



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.

A "Cheghis" y "Edo"

Autortzo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.
NOMBRE: TERESA SCOLAMACCHIA

FECHA: 10 de JUNIO de 2005
FIRMA: Teresa Scolamacchia

Agradecimientos.

Quiero expresar mis GRACIAS a:

A la UNAM por apoyarme con una beca DGAPA para efectuar estos estudios y por sus instalaciones que siempre estuvieron abiertas para mi.

Al Dr. J.M. Espíndola, sin el cual no hubiera tenido la oportunidad de estudiar en este país. A mi tutor, Dr. José Luis Macías "*JEFE*", por aclarar mis continuas (y molestas) dudas y ayudarme a superar varios periodos de crisis personales y económicas a lo largo de estos años.

A los revisores de esta tesis: Dres. Servando de La Cruz R., Lucia Capra P., Gerardo Carrasco N., Sergio Rodríguez E., Claus Siebe G. y Simon Hughes, por los comentarios puntuales y útiles que proporcionaron en varias etapas de este estudio y que contribuyeron a mejorar los contenidos y la forma de este trabajo. En particular agradezco Claus y Simon por "mostrarme la recta via.." cuando estaba *perdida* en el mundo de las oleadas piroclásticas, y Lucia por su amistad y consejos a lo largo de todos mis estudios de doctorado.

Gracias a los estudiantes (y ex estudiantes) del departamento de Vulcanología: el *compañebrio* José Luis, Katrin, Renato, Nacho, Hernando, Bernardo, Hugo, Cecilia, Lilia, Pati, Beto, Isaac, y a mis *compatriotas* Lorenzo, Damiano, Marco, con los cuales compartí miles de cafés en momentos amenos y "amargos", y que me ayudaron a resolver dilemas de varia naturaleza; en particular agradezco la profunda amistad de Liz y Dima, que nunca olvidaré. Al Dr. Yuri Taran por su disponibilidad a discutir a cerca de "nuestro" volcán..

A la Dra. Mendoza y el Dr. Campos que han sido Coordinadores del Posgrado en Ciencias de la Tierra y a Norma, Araceli y Mónica para atenderme siempre con una sonrisa y recordarme los innumerables trámites con los que tenía que cumplir. Unas gracias especiales a todos los integrantes de la BCCT, capaces de encontrar de manera increíble cada tipo de referencia bibliográfica. Gracias a Miguel, Héctor y Ivan por su ayuda en el resolver mis problemas constantes con las computadoras. Gracias a todo el personal de intendencia del Instituto de Geofísica para sus sonrisas y los cigarros compartidos hablando de folclor mexicano e italiano.

A Lucy y Oscar, por su increíble amistad; a Cristina, Patrizia, Nico, Annaclaudia, Manu y Clara por los buenos ratos juntas hablando de logros y fracasos de las 30eras italianas emigradas a México. Gracias a Víctor, Alejandro, Nena, Aurelio e Fifí para el afecto profundo que me mostraron desde mi llegada a México. Gracias a Beatriz Giardina y sus maravillosas clases de nahuatl. Gracias a Gloria por su presencia en los momentos más difíciles que viví.

Gran parte de este trabajo no hubiera podido ser efectuado sin la ayuda desinteresada de Felix Sanchez S. y Edilberto Gómez E., que me acompañaron a lo largo de muchos días alrededor del volcán Chichón.

Last but not least... quiero agradecer a mis padres Lorenzo e Rosanna por dejarme siempre libre de escoger y equivocarme y por apoyarme en las muchas ocasiones en las cuales lo he necesitado, y a mis hermanas a las cuales dedico este trabajo, por la integridad con la cual viven ... son un ejemplo para mi.

INDICE

	P á g i n a
Lista de Figuras	iii
Lista de Tablas	ix
Resumen.....	1
Abstract.....	3
Introducción y objetivos del trabajo	5
CAPÍTULO I. GENERALIDADES SOBRE LAS OLEADAS PIROCLÁSTICAS	
1.1. ¿Qué es una oleada piroclástica?.....	7
1.2. Definiciones y terminología.....	8
1.2.1 Estructuras “tipo duna” o “tipo onda”	8
1.2.2 Distribución granulométrica de los depósitos de oleada piroclástica.....	14
1.3. Tipos de oleadas piroclásticas.....	16
- I Ground surge.....	16
- II Ash cloud surge.....	16
- III Base surge.....	17
- IV Blast surge.....	18
1.4. Mecanismos eruptivos que generan oleadas piroclásticas basales.....	19
1.5. Características de los depósitos de oleada piroclástica.....	21
- I - Oleadas piroclásticas secas (dry surges).....	21
- II- Oleadas piroclásticas húmedas (wet surges).....	28
1.6. Desarrollo de las estructuras <i>tipo onda</i> : ¿régimen del flujo o humedad interna de las nubes?	30
1.7. Variaciones laterales de facies.....	32
1.8. Variación de espesor con la topografía.....	36
CAPÍTULO II. RESUMEN DE LA ERUPCIÓN DE 1982	
2.1 Marco geológico y tectónico.....	39
2.2 Historia eruptiva del volcán.....	43
2.3 Resumen de la erupción	46

2.4 Estudios previos.....	48
2.5 Volumen total de los depósitos.....	54
2.6 Interpretación de los depósitos de oleada piroclástica de 1982.....	55

CAPÍTULO III. ESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS DE OLEADA PIROCLÁSTICA.

3.1 Nomenclatura utilizada en este estudio.....	58
3.2 Características y distribución de las unidades de oleada piroclástica.....	60
a) Unidad S1	
b) Unidad Intermedia (UI)	
c) Unidad S2	
d) Unidad S3	
3.3. Variaciones laterales de facies e interacción con la topografía. Mecanismos de transporte y emplazamiento de los flujos de oleada piroclástica.....	93

CAPÍTULO IV. CARACTERÍSTICAS TEXTURALES DE LOS DEPÓSITOS.

4.1 Métodos analíticos.....	111
4.2. Distribución granulométrica y análisis de los componentes.....	112
4.3 Análisis por microscopio electrónico de barrido (M.E.B.) de las fracciones granulométricas 3Φ y $<4\Phi$	131
4.4. Agregados de ceniza.....	135
4.5. Tipos de agregados encontrados en los depósitos del volcán Chichón.....	135
-Tipo A: Agregado irregular	
-Tipo B: Agregado cilíndrico	
-Tipo C: Lapilli armado (Armored lapilli)	
-Tipo D: Lapilli accrecional (Accretionary lapilli)	
4.6. Formación de los agregados de ceniza.....	160

CAPÍTULO V. MÉCANISMOS ERUPTIVOS QUE GENERARON LAS OLEADAS PIROCLÁSTICAS DE 1982.....

CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES.....

Referencias	183
Apéndice.....	196

Lista de figuras.

Capítulo 1

Figura 1.1. Sucesión de estructuras producidas en una corriente de fluido en movimiento. Las estructuras emplazadas en un régimen bajo se forman en cualquier flujo confinado, mientras que las estructuras tipo antiduna y “*chute and pool*” se forman únicamente en fluidos que poseen una superficie libre. Modificado de Bennet (1997).

Figura 1.2. Estructuras tipo duna reconocidas por Schmincke et al. (1973). Modificado de Schmincke et al. (1973).

Figura 1.3. Diagrama de Walker (1971) utilizado para discriminar los diferentes tipos de depósitos piroclásticos utilizando los parámetros estadísticos de Inman (1952), diámetro medio ($Md\phi$) y selección granulométrica ($\sigma\phi$). Los campos I-II-III, indican las variaciones de éstos parámetros de acuerdo con la porción muestreada (basal, intermedia y superior) en un depósito de oleada piroclástica seca. El campo *H* representa algunos depósitos de oleada piroclástica húmeda. Modificado de Walker (1971), Fisher y Schmincke (1984), Druitt (1992), Dellino y La Volpe (1995), De Astis et al. (1997), Ritchie et al. (2002).

Figura 1.4. Ejemplo de un depósito producido a partir de un flujo de oleada piroclástica seca en el cono de tobas de Astroni (Campos Flégreos, Italia). A-B-C indican respectivamente los niveles basal, intermedio y superior depositados por diferentes porciones del flujo. La dirección del flujo es de izquierda a derecha. Tomado de Dellino et al. (2004a).

Figura 1.5. Ejemplos de diferentes estructuras reconocidas en los niveles basales de los depósitos de oleada piroclástica seca. Tomado de Sohn (1997).

Figura 1.6. A) Estructuras tipo onda en función del contenido de humedad. Modificado de Allen (1984). B) Estructuras tipo onda descritas por Cole (1991). Modificado de Cole (1991).

Capítulo 2

Figura 2.1. Mapa del Sur de México y Centro América con la localización del volcán Chichón. Los triángulos rellenos y vacíos indican volcanes activos y extintos, respectivamente, en México; los triángulos punteados representan volcanes activos en Guatemala. AVC- Arco Volcánico Chiapaneco, AVAC- Arco Volcánico de América Central

Figura 2.2. A) Mapa geológico simplificado del volcán Chichón y áreas contiguas. Los pueblos están indicados con cuadrados negros. A-A' y B-B' indican los perfiles en Fig. 2.2 B y C, respectivamente. B) Sección Este-Oeste del volcán Chichón. Caimba 12 y Unión 2, indican perforaciones efectuadas por PEMEX. Escala horizontal igual a la vertical (modificado de Duffield et al., 1984). C) Sección estructural NO-SE, que muestra el Sinclinal Buena Vista y la zona de fallas de Chapultenango, ambas forman una estructura tipo semi-graben orientada en

dirección NO. La simbología es la misma de Fig. 2.2 A (modificado de García Palomo et al., 2004).

Figura 2.3. Vista aérea hacia el NO del volcán Chichón después de la erupción. Las flechas blancas indican los domos localizados al SO y NO del cráter. Las paredes del antiguo cráter somma (línea discontinua blanca) son apenas visibles debido a que fueron recubiertas por depósitos de la erupción. Foto de W. Rose (1983).

Figura 2.4. Sección estratigráfica compuesta que muestra la actividad del volcán Chichón durante los últimos 8,000 años (modificada de Espíndola et al., 2000).

Figura 2.5. Vista del flanco Sur del volcán antes de la erupción, en donde se aprecia el domo destruido por la erupción y las paredes del cráter somma. Foto de R. Canul (1981).

Figura 2.6. Distribución de los depósitos de oleada piroclástica S1, S2 y S3 de acuerdo con los estudios de Sigurdsson et al. (1984, 1987) y Macías et al. (1997b). Modificada de Macías et al. (1997b).

Capítulo 3.

Figura 3.1. Distribución de las unidades de oleada piroclástica S1, UI, S2, y S3, producidas por la erupción de 1982 del volcán Chichón.

Figura 3.2. Sección estratigráfica compuesta de los horizontes que componen las unidades de oleada piroclástica descritos en este estudio.

Figura 3.3. A) Vista general de los depósitos que afloran 3.7 km al E del cráter. La persona mide 180 cm. Foto de J.L. Macías (1994). La línea blanca a la derecha indica la posición de la sección 3b en B. El círculo blanco a la izquierda indica el detalle mostrado en la Fig. 3.19. B) Vista general de la sección 3b que muestra algunos de los horizontes que constituyen la unidad S1. C) Detalle de la base de la unidad que muestra el contacto irregular entre los horizontes S1-1 y S1-2. La base de los rectángulos blancos mide 5 cm.

Figura 3.4. A) Vista general de la sección 90 a 4.7 km al E del cráter. B) Vista de la unidad S1 en la sección 90. C) Detalle que muestra el contacto nítido existente entre los horizontes S1-1 y S1-2 en la misma sección.

Figura 3.5. Vista general de la sección 113 ubicada a una distancia de 4.5 km al SE del cráter. Las líneas discontinuas marcan el límite entre los diferentes horizontes de S1. Cinta métrica como escala.

Figura 3.6. A) Vista general de la sección 37 ubicada a 5.3 km al SE del cráter. La pala mide 67 cm. B) Detalle de la Fig. 3.6 A, que muestra el contacto entre los horizontes S1-0 y S1-3.

Figura 3.7. Sección 116 a 5.5 km al SE del cráter en donde S1-3 consta de una base con gradación inversa y una porción superior con estratificación plano-paralela. La pala mide 67 cm.

Figura 3.8. Sección 120 ubicada a 0.5 km al ESE del cráter de 1982 en la base de la pared del cráter somma que muestra el contacto entre los depósitos de flujo piroclástico F1, de oleada piroclástica UI-Inferior y el depósito de flujo piroclástico de UI-Media. La pala mide 67 cm.

Figura 3.9. Vista hacia el sureste de las paredes del somma. La línea discontinua limita a los depósitos de UI-Superior y Media.

Figura 3.10. A) Sección 108 ubicada a 20 m al ESE del cráter. Los detalles muestran: B) el horizonte UI-7, C) el horizonte UI-8, D) los horizontes UI-9 y UI-10. La pala y la espátula miden 67 y 20 cm, respectivamente.

Figura 3.11. Fotografía de la sección 19 a 2.9 km al E del cráter que muestra S2-0 en medio del flujo piroclástico F2. La flecha negra indica la dirección del flujo. La pala mide 67 cm. Nótese la porción basal **A** con gradación inversa y la porción superior **B** con estratificación plano-paralela

Figura 3.12 A) Contacto entre el flujo piroclástico F2 y la unidad S3 a 3.2 km al E del cráter (sección 3). Nótese la ausencia de la unidad S2 y del depósito de caída C. La flecha blanca indica la dirección de los flujos. La persona mide 166 cm. B) Contactos entre las unidades S2, F2, C y S3 a 3.25 km al E del cráter (sección 4). El rectángulo blanco indica el detalle mostrado en C. La espátula mide 20 cm. C) Detalle de B) que muestra la secuencia S2-1, con una base con estratificación plano-paralela y una porción superior (color café) masiva y lateralmente continua. La base de la espátula (porción superior) mide 8 cm.

Figura 3.13. A) Contacto entre S2-0 y el flujo piroclástico F2 a 3.3 km al E del cráter (sección 23). La flecha blanca indica la dirección del flujo. B) Detalle de S2-0 en A que muestra acumulación sotavento de pómez atrás de un bloque de la misma naturaleza (*cluster bedforms*). La línea blanca mide 8 cm.

Figura 3.14. A) Vista general de la sección 107 a 3.6 km al Este del cráter. Las líneas discontinuas indican los límites entre las diferentes unidades (S1, B, S2, C, S3) y en el interior de S2 entre S2-0 y S2-1. B) Detalle del contacto entre S2-1, C y la unidad S3. El dedo indica la porción superior S2-1 sin estructuras. Nótese la completa erosión de esta última y el depósito de caída C (izquierda) por parte de la unidad S3.

Figura 3.15. A) Detalle de la Fig. 3.4 A, que muestra la secuencia S2-1. La línea negra marca el nivel superior desprovisto de estructuras. La espátula mide 20 cm. Nótese el tronco carbonizado dentro del depósito (flecha blanca). B) Fotografía de la parte inferior de la unidad S2 en la cual se aprecia la secuencia S2-0. El nivel superior es lateralmente discontinuo (línea negra) porque fue erosionado por S2-1.

Figura 3.16. A) Vista general de la sección 84, a 3.7 km al NE del cráter. La dirección del flujo es transversal al plano de la foto mirando de la izquierda a la derecha. La persona mide 168 cm. B) Detalle de la base de la sección 84 en A. C) Detalle que muestra la estratificación plano paralela de S2-0 en la sección 84.

Figura 3.17. A) Sección 91 a 2.5 km al SE del cráter. B) Detalle de la porción superior de la sección 91, que muestra la estratificación cruzada de bajo ángulo de esta última (líneas blancas). C) Vista general de la sección 98, a 2.9 km al SO del cráter. La línea blanca discontinua separa dos porciones del mismo flujo: a) base masiva, b) porción superior con estructuras de tracción. D) Detalle de la parte superior de la sección 98, con estratificación cruzada.

Figura 3.18. A) Sección 1b localizada a 2.3 km de distancia al E del cráter. Fotografía tomada en dirección del flujo. La persona mide 167 cm. B) Detalle de los horizontes de la unidad S3 en el interior del canal en A.

Figura 3.19. Fotografía que muestra el contacto irregular entre los horizontes S3-3, S3-4 y S3-5 a 3.7 km al E del cráter (sección 3b, círculo a la izquierda en la Fig. 3.3A). La base de los rectángulos blancos mide 5 cm.

Figura 3.20. Modelo digital del terreno del Volcán Chichón construido a partir de fotografías aéreas de 1987 del I.N.E.G.I. (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), elaborado por GYMSA S.A. de C.V. En este modelo se muestran los poblados principales y los perfiles trazados alrededor del volcán, empleados para reconstruir la estratigrafía.

Figura 3.21. Perfiles y secciones estratigráficas seleccionados para el estudio de las oleadas piroclásticas de la erupción de 1982 ubicados: A) entre los cráteres de 1982 y el somma; B) BB'al Este; C) GG'al Este, trazado 50-500 m al Sur del perfil BB'; D) HH',II', LL' hacia el NE; E) DD'al Norte; F) AA' y MM' al Sur; G) EE'al SE.

Figura 3.22. Suma de la distribución de los depósitos de caída A1, B y C (isopaca 1 mm), según Carey y Sigurdsson (1986).

Figura 3.23. A) Vista del flanco oriental del volcán Chichón tomada desde las paredes del cráter somma, que muestra los cerros Piocot y El Gavilán. B) Perfil esquemático (sección TT' en la Fig. 3.21) a través de los cerros El Gavilán y Piocot mirando hacia el cráter en dirección Este-Oeste.

Capítulo 4.

Figura 4.1. Histogramas representativos y secciones estratigráficas compuestas de los horizontes que componen S1, UI y S3 alrededor del volcán. En la porción superior de cada histograma se reporta el número de la muestra, la facies del depósito, y el número de la sección estratigráfica. A la derecha de cada histograma se reporta los valores de los parámetros estadísticos de Inman (1952). Las abundancias de los componentes se indican con diferentes patrones de relleno (explicación en la leyenda). A) Unidad S1 hacia el N, O y S del cráter, B) Unidad S1 hacia el E, C) Unidad Intermedia entre el cráter de 1982 y el cráter somma, D) Unidad S3 hacia el E, E) Unidad S3 hacia el N y entre los cráteres de 1982 y somma. F) Unidad S3 hacia el S. Se indican los agregados de ceniza encontrados en los horizontes cohesivos.

Figura 4.2. Histogramas representativos de las diferentes unidades de flujo reconocidas en S2: A) al SE; B) al SO; C) al Este; D) al NE. En la porción superior de cada histograma se reportan el número de la muestra, la facies del depósito, y el número de la sección estratigráfica. A la

derecha de cada histograma se reportan los valores de los parámetros estadísticos de Inman (1952). Las abundancias de los componentes se indican con diferentes patrones de relleno (explicación en la leyenda).

Figura 4.3. Diagrama de Walker (1971), en el cual se reportan los valores de los parámetros estadísticos de Inman (1952) de las muestras analizadas. La simbología utilizada es la misma de la Figura 1.3. A) Horizontes de la unidad S1. B) Horizontes de la UI Inferior y Superior. C) Muestras de la unidad S2, en las cuales se distinguen la porción basal, intermedia y superior de las diferentes unidades de flujo. D) Horizontes de la unidad S3.

Figura 4.4. Morfología al MEB de las partículas $\leq 125 \mu\text{m}$. A) Fragmento de vidrio con morfología de bloque del horizonte S3-10 (sección 1b), sin vesículas y con fracturas de enfriamiento (flecha blanca). La escala mide $10 \mu\text{m}$. B) Vidrio poco vesiculado en el horizonte S1-3 (sección 3b). Las vesículas de forma redonda están separadas por paredes con un espesor mayor de su diámetro. La escala mide $5 \mu\text{m}$. C) Fragmento de vidrio con un grado medio de vesiculación (horizonte S1-2, sección 3b), con partículas más pequeñas adheridas a las paredes de las vesículas. La escala mide $15 \mu\text{m}$. D) Fragmento de vidrio con forma de bloque (horizonte S1-1, sección 15), su superficie presenta hoyos de dimensiones micrométricas producidos por el ataque de soluciones ácidas (*pitting* químico). La escala mide $10 \mu\text{m}$. E) Vista general de la fracción $<90 \mu\text{m}$ en S2-0 (sección 19). Formas tipo bloque asociadas a fragmentos de vidrio con un grado de vesiculación elevado. Morfologías tipo musgo (*moss-like shapes*) aparecen en la parte central de la foto. La escala mide $20 \mu\text{m}$. F) detalle de un fragmento de vidrio altamente vesiculado en E. La escala mide $2 \mu\text{m}$. G) Película hidratada (*hydration skin*) sobre un fragmento de vidrio del horizonte S3-3 (sección 1b). La escala mide $2 \mu\text{m}$. H) Cristal (Pl? Hbl?) completamente recubierto por vidrio en la fracción $<90 \mu\text{m}$ del horizonte UI-6 (sección 30). La escala (línea blanca) mide $10 \mu\text{m}$. I) Cristal de plagioclasa parcialmente cubierto por vidrio en el horizonte S1-2 (sección 90). La escala mide $40 \mu\text{m}$. L) Vista general de algunas partículas que constituyen la fracción $<90 \mu\text{m}$ del horizonte S3-5 (sección 3b). Los fragmentos de vidrio están unidos por un extremo a cristales. Esta estructura indica un transporte en un medio cohesivo. La escala (línea blanca) mide $50 \mu\text{m}$.

Figura 4.5. Sección estratigráfica compuesta de los depósitos de 1982, con los diferentes tipos de agregados encontrados en los horizontes húmedos de las unidades S1, UI y S3.

Figura 4.6. Tipos de agregados de ceniza encontrados en los horizontes húmedos de oleada piroclástica. A) Agregado irregular del horizonte S3-3 (sección 1b). B) Agregado cilíndrico del horizonte S3-4 (sección 4). C) Lapilli armado del horizonte S1-6 (sección 113). D) Lapilli acrecional sin estructura del horizonte S1-1 (sección 28). La escala en la parte inferior de las fotografías está en milímetros.

Figura 4.7. A) Detalle de un agregado de ceniza de forma irregular del horizonte S1-1 (sección 20). La flecha indica un lapilli armado con un núcleo constituido por un fragmento lítico juvenil. Escala en milímetros. B) Imagen por MEB de un agregado irregular del horizonte S1-5 (sección 107). Nótese la abundancia de material fino en el cual están inmersos clastos de mayores dimensiones. Una película de espesor micrométrico recubre de manera uniforme el agregado. C) Detalle de un agregado irregular en S1-1 (sección 3b). Los clastos de mayores dimensiones están

constituidos por plagioclasa (Pl), a veces recubierta por vidrio (Cv), hornblenda (Hbl) y fragmentos de vidrio (Fv).

Figura 4.8. A) Vista a lo largo del eje mayor de un agregado cilíndrico en el horizonte S3-4 (sección 3). La línea negra mide 5 mm. Nótese la alteración del borde (porción oscura). B) Vista a lo largo del eje mayor de un agregado cilíndrico del horizonte S1-1 (sección 20). La línea negra mide 1 mm. La flecha blanca indica una hoja carbonizada en el interior del agregado. C) Vista transversal de un agregado cilíndrico en el horizonte S1-1 (sección 56). La escala está en milímetros.

Figura 4.9. A) Vista transversal de una sección delgada del agregado de ceniza de la Fig. 4.6 B, montado en resina epóxica. La línea negra mide 5 mm. La flecha blanca indica una hoja carbonizada en el interior del agregado. B) Imagen con electrones retrodispersados del agregado en A. Las flechas blancas indican vesículas en su interior. La elipse blanca abajo a la derecha indica un cristal de augita roto y relleno por matriz. Las flechas punteadas indican las distribuciones granulométricas de diferentes porciones del agregado. El cuadrado blanco indica un detalle de C. C) Detalle que muestra una Ti-magnetita fracturada en B.

Figura 4.10. A) Imagen con electrones retrodispersados de una sección transversal de un agregado cilíndrico del horizonte S3-4. Los histogramas (izquierda) muestran la distribución granulométrica de diferentes partes del agregado. B) Imagen con electrones retrodispersados de una sección oblicua con respecto al eje principal de un agregado cilíndrico del horizonte S3-4. Los histogramas (arriba a la izquierda y abajo a la derecha) indican la distribución granulométrica de diferentes partes del agregado. La flecha muestra un cristal de plagioclasa roto. Los rectángulos blancos indicados con las letras C y D representan detalles de cristales fracturados mostrados en C y D. C) Detalle de los cristales de plagioclasa en la Fig. 4.10 A. Nótese la presencia de abundante matriz que rellena el interior de los fragmentos que presentan sólo un ligero desplazamiento desde su posición original. El círculo blanco indica estructuras de tipo similar, a escala menor. D) Detalle de un cristal de plagioclasa fracturado en la Fig. 4.10 B. El círculo blanco indica estructuras similares, a escala menor (arriba a la izquierda). E-F) Mapas composicionales de P, K, Fe y S de las secciones de agregados de las figuras 4.10 A y B.

Figura 4.11. A) Sección transversal pulida de un lapilli armado con núcleo de pómez del horizonte S1-1 (sección 90). B) Imagen con electrones retrodispersados del agregado en A. La línea blanca marca el límite entre el núcleo y las partículas agregadas. Nótese la estructura porosa y la ausencia de una selección granulométrica entre las porciones interna y externa. Los rectángulos C, D y E representan detalles mostrados en las figuras 4.11 C, D, y E, respectivamente. C) Detalle de la Fig. 4.11 B que muestra el contacto entre la pómez y las partículas agregadas. Las flechas indican burbujas de forma diferente. D) Detalle de la Fig. 4.11 B que muestra el contacto entre las partículas agregadas lejos del núcleo. Las flechas blancas indican burbujas de forma diferente. E) Detalle de la película que cementa un cristal de plagioclasa al núcleo de pómez. F) Detalle de E que muestra la naturaleza bandeada de la película cementante. La línea blanca (A-A') indica el perfil EDS en la Fig. 4.11 G. G) Espectro composicional EDS de la película en la sección transversal A-A' trazado entre el cristal de plagioclasa y la pómez en la Fig. 4.11 F. H) Mapas composicionales de Fe, P, K, y S para el lapilli armado mostrados en la Fig. 4.11B.

Figura 4.12. A) Sección transversal de un lapilli acrecional con estructura concéntrica del horizonte S3-3 (sección 3b), montada en resina epóxica. Un segundo proceso de agregación está marcado por la línea blanca discontinua. B) Imagen con electrones retrodispersados de la sección mostrada en A. Nótese la variación granulométrica entre la porción interna y externa del agregado. C y D representan detalles mostrados en las figuras 4.12 C y D. C) Vidrio fracturado cerca de una burbuja (centro). Cristal de plagioclasa (Pl) parcialmente recubierto por vidrio (Cv) (abajo a la izquierda). D) Detalle de un cristal de plagioclasa en la figura 4.12 B. La flecha indica la presencia de una matriz fina adentro de las partes rotas.

Figura 4.13. A) Imagen con electrones retrodispersados de un lapilli acrecional sin estructura similar al de la figura 4.6 D. Las fracturas se encuentran distribuidas de manera uniforme en el interior del agregado y no interceptan a los clastos mayores. La distribución granulométrica está indicada en la porción inferior de la foto. B) Detalle que muestra inclusiones de Ti-magnetita en un cristal de plagioclasa del agregado en A, fuera del campo de la foto.

Lista de Tablas.

Tabla 1. Comparación entre la clasificación granulométrica utilizada para rocas no-volcánicas (según Udden-Wentworth, 1922) y volcánicas (según Sohn y Cough, 1989). En este trabajo se utilizará la clasificación de Sohn y Cough (1989) para describir el tamaño de los clastos.

Tabla 2. Resumen de los eventos eruptivos ocurridos en 1982 (modificado de Sigurdsson et al., 1984; Carey y Sigurdsson, 1986; Macías et al., 1997b).

Tabla 3. Clasificaciones utilizadas en este trabajo para describir el tamaño de las capas en el interior de un horizonte (Ingram, 1954) y la selección granulométrica del depósito (Sohn y Cough, 1989).

Tabla 4. Características generales de los horizontes que componen la unidad S1. Todas las elevaciones están en metros sobre el nivel del mar. Los números entre paréntesis se refieren a las secciones en la Fig. 3.1.

Tabla 5. Características generales de los horizontes que componen la Unidad Intermedia Inferior y Superior. Todas las elevaciones están en metros sobre el nivel del mar. Los números entre paréntesis se refieren a las secciones en la Fig. 3.1. Las abundancias de los componentes fueron cuantificadas en el afloramiento.

Tabla 6. Características generales de los horizontes que componen la unidad S3. Todas las elevaciones están en metros sobre el nivel del mar.

Tabla 7. Distribución de los diferentes tipos de agregados de ceniza encontrados en los depósitos de las unidades de oleada piroclástica S1, UI y S3 del volcán Chichón. La tabla resume la presencia de estos agregados con respecto al horizonte, la distancia del cráter, el sector del volcán y la facies del depósito en el cual se encontraron. También se indica la ocurrencia de una película de color rojo-anaranjada. Otros componentes en orden de abundancia son: PB-pómez blanca, LJ-lítico juvenil, LA-lítico accesorio/accidental, C-cristales. *e.d.p.* Estructuras de deformación plástica en el depósito.

Resumen.

La erupción del volcán Chichón en el Sureste de México, ocurrió del 29 de Marzo al 4 de Abril de 1982 (GMT) y estuvo caracterizada por una alternancia compleja entre eventos magmáticos y freatomagmáticos que generaron columnas plinianas y corrientes piroclásticas de densidad tanto concentradas como diluidas. La revisión estratigráfica de los depósitos indica que la interacción entre magma y agua hidrotermal ácida jugó un papel importante durante las últimas fases de la erupción. Las condiciones topográficas pre-existentes determinaron una distribución preferencial de las oleadas piroclásticas hacia el oriente del volcán. El estudio detallado de las unidades de oleada piroclástica S1, UI y S3, producidas durante las fases más violentas de la erupción, indica la ocurrencia de una sucesión compleja de eventos hidromagmáticos debidos a la interacción de magma y agua externa, en proporciones diferentes.

El análisis de los componentes de los horizontes que constituyen las diferentes unidades indica que casi todos los horizontes húmedos y cohesivos contienen agregados de ceniza. Con base en su morfología y estructura interna se distinguieron cuatro diferentes tipos de agregados: lapilli acrecional, b) lapilli armado, c) agregados irregulares y d) agregados cilíndricos. Los primeros tres tipos han sido descritos en la literatura vulcanológica en estudios experimentales y en muestras reales; las formas cilíndricas se describen por primera vez en este trabajo. Los análisis al Microscopio Electrónico de Barrido sugieren diferentes mecanismos de formación para los cuatro tipos de agregados.

La ocurrencia de los cuatro tipos de agregados en algunos horizontes indica que diferentes mecanismos de agregación ocurrieron de manera simultánea. Las nubes eruptivas no sólo estaban estratificadas en densidad, sino también en su contenido en fluidos. Una película roja, amorfa, rica en Fe y localmente también rica en P y S, cementó a las partículas de los agregados lo que garantizó su preservación en los depósitos. La composición de este cemento refleja la

abundancia de estos elementos en los fluidos ácidos del sistema hidrotermal, que fueron involucrados durante la erupción. En las zonas lejanas, predominan agregados originados desde las porciones más diluidas de las nubes eruptivas cuando los flujos se desvanecían.

Abstract

The March 29 to April 4, 1982 (GMT) eruption of El Chichón volcano in southeastern Mexico was characterized by a complex interplay between magmatic and phreatomagmatic eruptive events, that were responsible for the generation of plinian columns and concentrated and diluted density currents. Revision of the stratigraphy indicates that the interaction between magma and hydrothermal acid water played an important role during the last phases of the eruption. Diluted density currents were widely dispersed mainly to the eastern side of the volcano, due to the pre-existing topographic conditions in this sector.

The detailed stratigraphic study of the pyroclastic surge units S1, IU, and S3 produced during the most violent phases of the eruption, contains a complex succession of hydromagmatic events triggered by the interaction of different proportions of magma and external water. Component analyses of the horizons within single units reveal that almost all wet and cohesive horizons contain ash aggregates. Based on their morphology and internal structure four different types of aggregates were distinguished: a) accretionary lapilli, b) armored lapilli, c) irregular aggregates, and d) cylindrical aggregates. The first three types have been described in the volcanological literature (field and experimental studies); cylindrical forms are reported here for the first time. SEM analyses suggest different mechanisms of formation for the four types of aggregates. The occurrence of all four types of aggregates in some horizons indicates that several mechanisms of aggregation occurred nearly simultaneously. The pyroclastic clouds therefore were not only stratified in terms of density but the content of fluid phase also was not uniform. A dark-red, Fe-rich amorphous film (locally rich in P and S) envelops the particles and fosters their preservation in the deposits by forming a hard shell. The composition of this cement reflects the abundance of these elements in acid fluids of hydrothermal systems that

were intersected by the conduits during the eruption. In distal areas, fallout aggregates were incorporated by dissipating pyroclastic surges.

Introducción y objetivos del trabajo.

La erupción de 1982 del volcán Chichón ha sido considerada como una de las erupciones más intensas registradas en el mundo durante tiempos históricos (Tilling, 1984). Esta erupción causó efectos globales, siendo responsable de que la temperatura del planeta disminuyera en 0.5 °C (Toon, 1982). Para tener una idea de su impacto, la masa de aerosoles inyectados en la estratósfera por la erupción superó aproximadamente en dos órdenes de magnitud la cantidad emitida durante la erupción de 1980 del volcán Santa Elena (E.U.A.). Por primera vez se pudo estimar el contenido de SO₂ en el interior de las nubes eruptivas que resultó ser entre 5 y 9 megatonnes (Krueger et al., 1995). En un estudio reciente (Luhr y Logan, 2002) se calculó que fueron emitidos 2.2×10^{13} g de S en total.

En México esta erupción representa el peor desastre de tipo volcánico en tiempos históricos, dado que nueve pueblos alrededor del volcán fueron completamente destruidos y más de 2,000 personas desaparecieron, según las estimaciones extra oficiales. Los estudios estratigráficos de los depósitos producidos por la erupción de 1982 (Sigurdsson et al., 1984; 1987; Macías, 1994; Macías et al., 1997a-b) permitieron concluir que durante las fases más violentas de ésta se produjeron varios flujos de oleada piroclástica. Después de la erupción se realizaron una gran cantidad de estudios sobre la actividad sísmica (Haskov et al., 1983; Jiménez et al., 1999), la geología estructural del volcán (Duffield et al., 1984; Macías et al., 1997a, García Palomo et al., 2004), la composición química del magma (Luhr et al., 1984; McGee et al., 1987) y su sistema hidrotermal (Rose et al., 1984, Taran et al., 1998). Sin embargo, no se han estudiado aspectos fundamentales sobre el origen de los eventos más explosivos de la erupción que produjeron las oleadas piroclásticas, cuyo origen sigue siendo controversial, porque asociado de manera variable al emplazamiento de flujos piroclásticos producidos por una actividad magmática (Sigurdsson et al., 1984) y/o a explosiones hidromagmáticas (Sigurdsson et al., 1987; Macías et al., 1997b). Estas interpretaciones se basan únicamente en las características de los depósitos, que no ofrecen interpretaciones definitivas sobre su origen. En ninguno de estos estudios se observó la morfología de las partículas lo que hubiera permitido determinar como ocurrió la fragmentación del magma.

Dado que un depósito piroclástico es el resultado de procesos eruptivos, de transporte y de depositación, en este trabajo se plantea resolver esta controversia, mediante los siguientes objetivos:

- reconstruir con detalle la estratigrafía de todos los depósitos de oleada piroclástica emitidos durante la erupción de 1982, con el fin de inferir los procesos de transporte y de emplazamiento de tales flujos;

- investigar los mecanismos responsables de la fragmentación en los diferentes eventos eruptivos.

Con esta finalidad el trabajo está organizado en diferentes partes: el capítulo I presenta una revisión extensa de los trabajos existentes en la literatura vulcanológica sobre los mecanismos eruptivos, de transporte y las características de los depósitos de diferentes tipos de oleada piroclástica; el capítulo II es una introducción a la geología y tectónica del área de estudio, reporta la cronología de la erupción y los estudios previos sobre la estratigrafía volcánica; el capítulo III presenta la estratigrafía de los depósitos de oleada piroclástica determinada en este trabajo y discute los mecanismos de transporte y de emplazamiento de los flujos que los generaron; el capítulo IV reporta la sedimentología de los depósitos, la descripción de los componentes y el estudio morfológico de los clastos al Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), con base en los cuales se discuten los mecanismos de fragmentación. El capítulo V discute los mecanismos eruptivos que generaron los flujos de oleada piroclástica con base en las evidencias estratigráficas y sedimentológicas de los depósitos. Finalmente el capítulo VI presenta las conclusiones de este estudio.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES SOBRE LAS OLEADAS PIROCLÁSTICAS.

1.1 ¿Qué es una oleada piroclástica?

Las oleadas piroclásticas (*pyroclastic surges*) son flujos diluidos e inestables compuestos por gases y fragmentos sólidos cuyo mecanismo de transporte es principalmente turbulento (Sparks y Walker, 1973, Fisher, 1979; Wright et al., 1980). En general se habla de *corrientes piroclásticas de densidad* (Pyroclastic Density Currents- PDCs), para indicar un tipo de flujo de sedimentos (Middleton y Hampton, 1976; Lowe, 1982), constituido por una mezcla de gas y fragmentos sólidos calientes, con una densidad mayor a la de la atmósfera circundante, que se mueve bajo la influencia de la gravedad (Fisher, 1990, 1995; Valentine, 1998, Druitt, 1998). Con base en las características del flujo y los mecanismos de emplazamiento (ambos dependientes de la concentración de partículas en las nubes eruptivas y del grado de turbulencia) algunos autores consideran que las oleadas piroclásticas, son el término opuesto de los flujos piroclásticos, ya que éstos son corrientes concentradas, semi-fluidizadas que se mueven esencialmente de manera laminar y que generalmente son controladas por la topografía pre-existente (Sparks, 1976; Fisher y Schminke, 1984; Cas y Wright, 1987; Burgisser y Berganz, 2002). Otros autores consideran que existe una transición gradual entre los dos términos extremos (Valentine, 1987; Fisher et al., 1987, Sohn y Cough, 1989; Druitt, 1992; Cole y Scarpati, 1993; Fisher, 1995, Belousov, 1996; Druitt et al., 2002; Ritchie et al., 2002; Branney y Kokelaar, 2002), debido a que un flujo puede cambiar su movimiento de laminar a turbulento o viceversa, en espacio y tiempo, por las variaciones de la pendiente, la velocidad o la concentración de fragmentos sólidos (Fisher, 1983). Sin embargo, esta transición no ha sido bien establecida hasta el día de hoy. Algunos autores hablan de corriente *diluida* para una concentración de sólidos de 0.1-1% en volumen (Wilson y Houghton, 2000) y corriente *concentrada* para concentraciones $\geq 10\%$ (Druitt, 1996; 1998; Valentine y Fisher, 2000). Los mecanismos responsables del transporte y de la depositación sucesiva de las corrientes piroclásticas de densidad han sido hasta hoy un reto para los vulcanólogos, debido a que la observación directa de los fenómenos que las producen es todavía imposible. Por esta razón, el instrumento principal para descifrar el movimiento de estos flujos ha sido principalmente la observación de las características de los depósitos y su comparación con flujos más sencillos existentes en la naturaleza. Las simulaciones efectuadas con flujos polifásicos veloces, han

contribuido a comprender mejor las partes más concentradas de las corrientes piroclásticas de densidad (flujos piroclásticos) y en algunos casos a modelarlas (Wohletz et al., 1984; Valentine y Wohletz, 1989; Dobran et al., 1993; Neri y Dobran, 1994; Bursik y Woods, 1996; Dade y Huppert, 1996). Sin embargo, la variación en espacio y tiempo de parámetros como la velocidad y la densidad en flujos turbulentos, como es el caso de las oleadas piroclásticas, no permite asumir las mismas condiciones empleadas para otros flujos gravitacionales. Por lo tanto es posible plantear modelos cuantitativos únicamente a partir de las características de los depósitos (Lajoie et al., 1989; Brissette y Lajoie, 1990; Dellino y La Volpe 2000; Dellino et al. 2001; 2004a).

En un flujo estratificado de densidad a medida que la velocidad disminuye (Valentine, 1987), los fragmentos inicialmente en suspensión se mueven hacia una zona cercana al substrato (*bedload-layer*), donde la concentración del material es mayor. En esta zona ocurre la depositación del material. La granulometría y las características estructurales de los depósitos reflejan entonces únicamente procesos que actúan durante los últimos estadios del movimiento (Fisher y Waters, 1970; Sheridan y Updike, 1975). Con esta consideración Fisher (1990) propuso que el *sistema de transporte* en una oleada piroclástica, está dominado por la turbulencia y difiere del *sistema de depositación*, en el cual operan mecanismos de soporte de partículas distintos; este último está más bien influenciado por las condiciones locales del substrato y la cantidad de material proveniente de las porciones superiores de la nube.

1.2 Definiciones y terminología.

1.2.1. Estructuras tipo duna (dune-like structures) o tipo onda (sandwave structures).

Desde los primeros estudios realizados sobre las características de los depósitos de oleada piroclástica, sus estructuras estratificadas transversales fueron correlacionadas con aquellas observadas en depósitos sedimentarios de tipo diferente como los eólicos, fluviales y las corrientes de turbidez. El término **estructura tipo duna** (*dune-like structure*) (Richards, 1959; Moore, 1967; Waters y Fisher, 1971; Crowe y Fisher, 1973; Schmincke et al., 1973) fue utilizado en la literatura volcanológica, después de considerar su similitud con estructuras deposicionales producidas experimentalmente, por un fluido con movimiento unidireccional en partículas sueltas y sin cohesión en un régimen de flujo bajo. El régimen de un flujo depende de la velocidad, la profundidad, el esfuerzo de cizalla en su base, la tasa

de sedimento involucrada y su granulometría y está definido por el número adimensional de Froude ($Fr = u/(g*d)^{1/2}$ donde u = velocidad del flujo; g = aceleración de la gravedad; d = profundidad del flujo). Este número relaciona la velocidad del flujo con la velocidad de propagación de una onda generada en su superficie, debido a una obstrucción o a su perturbación. El flujo es crítico ($Fr = 1$) cuando las dos velocidades son iguales. En un flujo subcrítico, o tranquilo ($Fr < 1$), las perturbaciones generadas en superficie pueden migrar en sentido contrario a la corriente, mientras que para valores $Fr > 1$ (régimen super-crítico), las ondas superficiales migran siguiendo la corriente, debido a la velocidad elevada del cuerpo de flujo y/o su baja profundidad. El número de Froude indica además el estado de energía del flujo y cómo se comporta en relación a perturbaciones existentes en el substrato (Middleton y Southard, 1984).

A pesar de que existen semejanzas entre las estructuras generadas por las oleadas piroclásticas y las de ambiente eólico y fluvial, se presentan también varias diferencias entre éstos tipos de flujo (Fisher y Waters, 1970; Crowe y Fisher, 1973; Schmincke et al., 1973) como por ejemplo:

- en las oleadas piroclásticas el efecto de confinamiento del flujo no es importante, como en los canales fluviales,
- la profundidad del flujo, fundamental para el desarrollo de las estructuras de fondo en un canal, no tiene importancia en el caso de las oleadas piroclásticas, debido a que el límite superior de éstas está poco definido,
- en una oleada piroclástica el material transportado posee una gran variedad en tamaño y densidad y puede tener cohesión a diferencia del material presente en canales aluviales,
- la diferencia de densidad existente entre el medio de transporte y el sedimento, es mucho mayor en las oleadas piroclásticas que en los sistemas fluviales (Allen, 1984; Cas y Wright, 1987)
- la competencia de los flujos de oleada piroclástica (es decir el tamaño máximo de los fragmentos sólidos transportados) es mayor con respecto a la del viento, debido a su mayor velocidad y por lo tanto, las inclinaciones de los depósitos de oleada piroclástica son generalmente inferiores a los ángulos de reposo de la arena (30-34°) (Cas y Wright, 1987, Sohn y Cough, 1992).

En un ambiente fluvial, una **estructura de duna** (*o megaripple*) presenta una inclinación menor en el lado de que viene la corriente (*barlovento-stoss side*) que en la dirección

contraria (sotavento- *lee side*), indicando una depositación en esta última, y una erosión en la porción barlovento. El término **ripple** indica una estructura de forma parecida a la duna, con crestas acunadas, de dimensiones centimétricas (Allen, 1984). Estructuras parecidas a las descritas en ambiente fluvial, se encuentran en un ambiente eólico. Los **ripples balísticos**, que representan las estructuras más comunes y de menores dimensiones (centímetros), se generan por el impacto de granos que se mueven por saltación sobre el sustrato, y tienen crestas más planas con respecto a las estructuras de ambiente fluvial. Las **barcanas** o **dunas transversales** se forman por la acción de vientos estables y con una tasa de alimentación limitada, en dirección perpendicular a la del viento presentando inclinaciones de la porción barlovento iguales a las de reposo de la arena seca. Las **dunas lineares**, paralelas a la dirección del viento, presentan inclinaciones de las porciones barlovento de aproximadamente 10-20° y mantienen sus dimensiones por varios centenares de kilómetros. El término **antiduna** (Gilbert, 1914) se utiliza para estructuras con ángulos elevados en la porción barlovento y menores en la porción sotavento indicando erosión de ésta última y depositación de sedimento en dirección contraria. Las crestas de las antidunas migran en sentido contrario a la dirección de la corriente. Éstas han sido reconocidas únicamente en ambiente fluvial y costero, y se consideran producidas por un régimen supercrítico de la corriente (con un número de Froude hasta 1.77, Kennedy, 1963).

Los términos anteriores se utilizan para describir las estructuras en los depósitos de oleada piroclástica, en los cuales la altura o amplitud de onda (*waveheight*), representa el espesor de la estructura de su base plana, (comúnmente erosiva) hacia su porción más alta o cresta (Fisher y Waters, 1970), y la longitud de onda (*wavelength*) indica el largo de la estructura.

En lugar del término estructura “tipo duna” algunos autores utilizan la expresión **estructuras tipo onda** (*sandwave structure*) para indicar de manera general una superficie inclinada con varios ángulos respecto al sustrato (Sheridan y Updike, 1975; Wohletz y Sheridan, 1979; Allen, 1984, Sohn y Cough, 1989; Cole, 1991; Cole y Scarpati, 1993; Druitt, 1992; Cole et al., 2001), sin ninguna relación con las dunas transversales (del mismo nombre) que se forman en plataformas continentales. El aumento de la longitud de onda de ripples y dunas en ambiente eólico y fluvial, aumenta conforme aumentan la granulometría del material transportado y la velocidad del flujo (Kennedy, 1961; Allen, 1984).

Los experimentos realizados con corrientes inestables de fluido sobre sedimento suelto, indican que las estructuras deposicionales se modifican progresivamente dependiendo de la granulometría de los clastos transportados y del régimen del flujo (Fig. 1.1) (Bennet, 1997).

En una corriente que transporta clastos de arena fina (<0.6 mm), inicialmente con una configuración estable (estratificación plano-paralela), en la cual la cantidad de sedimento involucrada es baja y el número de Froude $Fr < 1$, un aumento progresivo de la velocidad del flujo produce una sucesión de estructuras de fondo constituida por ripples, dunas y capas plano-paralelas. Para partículas de dimensiones mayores (arena gruesa, < 0.6 mm), con las mismas condiciones de flujo y un aumento de velocidad, las estructuras de ripple no se forman, y la secuencia está constituida por capas plano-paralelas, estructuras de duna y nuevamente capas plano-paralelas. Las estructuras tipo antiduna se producen en ambos casos, únicamente con elevadas velocidades de flujo y con un aporte continuo de material (régimen elevado de flujo). Estos experimentos indican que los ripples de corriente, las dunas y las antidunas, evidencian un estado de inestabilidad del flujo, contrariamente a los niveles plano-paralelos, que muestran una configuración estable del flujo aún en regímenes diferentes (bajo o elevado) (Allen, 1984).

Las dimensiones de las estructuras tipo duna observadas en las oleadas piroclásticas, son generalmente menores a las formadas por corrientes de agua y ambiente eólico (con amplitudes mayores a 10 m y longitudes de centenas de metros; Allen, 1984). En las oleadas piroclásticas, este tipo de estructura consiste en una sucesión de capas de espesor variable entre milímetros y decímetros, generalmente poco inclinadas (10° - 15°) con respecto a la superficie plana inferior, aunque pueden alcanzar ángulos elevados (55° - 60°) (Schmincke et al., 1973; Druitt, 1992; Hughes, 1995).

Las longitudes de onda reportadas en depósitos de oleada varían de 1 hasta 20 m (Crowe y Fisher, 1973; Waters y Fisher, 1971; Schmincke et al., 1973, Hughes, 1995), excediendo en algunos casos 20 m (Schmincke et al., 1973; Druitt, 1992). Las amplitudes de onda varían generalmente entre algunos centímetros y 2 m (Crowe y Fisher, 1973; Schmincke et al., 1973; Cole, 1991; Cole et al., 2001), llegando hasta 4 m (Hughes, 1995).

Existen pocos estudios sobre la clasificación de estructuras tipo onda en oleadas piroclásticas. El primero fue efectuado por Schmincke et al. (1973) los cuales distinguieron cinco tipos diferentes de estructuras en la unidad superior del maar de Laacher See, Alemania, con longitudes de onda entre 9 y 18 metros y amplitudes entre 50 y 100 centímetros (Fig. 1.2).

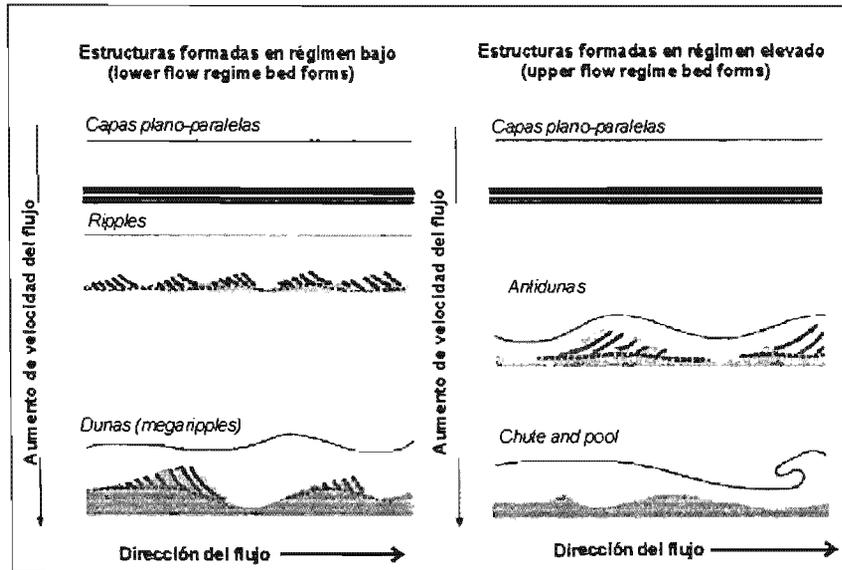


Figura 1.1. Sucesión de estructuras producidas en una corriente de fluido en movimiento. Las estructuras emplazadas en un régimen bajo se forman en cualquier flujo confinado, mientras que las estructuras tipo antiduna y "chute and pool" se forman únicamente en fluidos que poseen una superficie libre. Modificado de Bennet (1997).

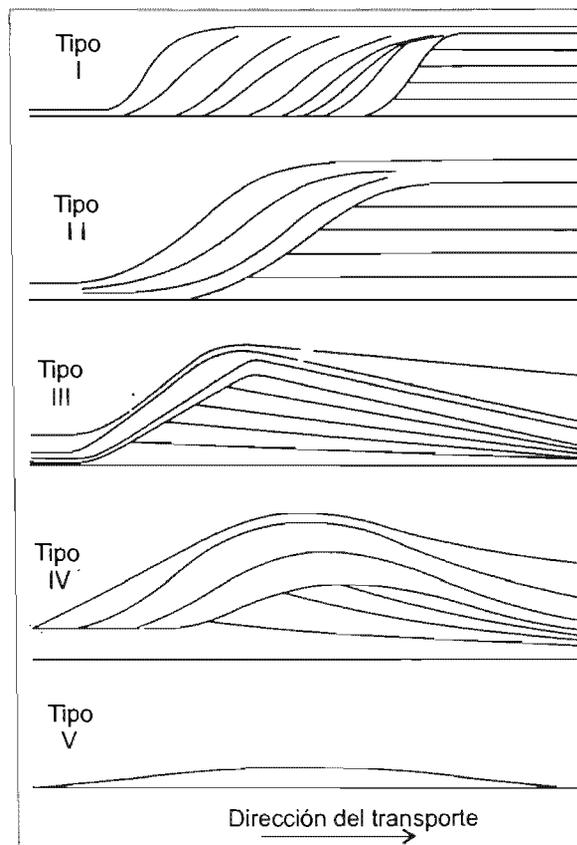


Figura 1.2. Estructuras tipo duna reconocidas por Schmincke et al. (1973). Modificado de Schmincke et al. (1973).

Los tipos I y II (A y B de Hughes, 1995; d y e de Cole, 1991), con un sentido de migración contrario a la dirección de la corriente, aparecían esencialmente en zonas cercanas y en facies de canal (Schmincke et al., 1973), en contacto erosivo con el nivel basal (*breccia layer*) y con granulometría mayor (bloques-lapilli) en las porciones de barlovento. El tipo I, con inclinaciones hasta de 55° en dirección barlovento, y el tipo II con ángulos ligeramente inferiores (35°), fueron relacionados por primera vez con las estructuras producidas en un régimen de flujo, extremadamente elevado en ambiente fluvial, llamadas *chute and pool* (Joplin y Richardson, 1966). Estas estructuras consisten en una porción en dirección de la corriente (*chute*, $Fr > 1$) en la cual el flujo acelera, y una protuberancia o depresión junto a ésta donde el flujo decelera (*pool*, $Fr < 1$) depositando el material transportado a ángulos elevados. Las estructuras tipo *chute and pool* se forman en brincos hidráulicos, en los que el flujo modifica su velocidad, pasando de un régimen supercrítico ($Fr > 1$) a uno subcrítico ($Fr < 1$). Schmincke et al. (1973) atribuyeron las inconformidades internas de estas estructuras, como debidas a una migración continua del brinco hidráulico. El tipo III (C de Hughes, 1995; b de Cole, 1991; *antiduna* de Fisher y Waters, 1970) fue reconocido en transición lateral con el tipo II. Esta estructura se desarrolla arriba de capas planas, sin obstrucciones iniciales, y generalmente presenta crestas que migran en dirección contraria a la corriente en zonas cercanas y en el mismo sentido alejándose de la fuente de emisión. Se caracteriza por una granulometría más fina (ceniza media-gruesa) con respecto a las estructuras anteriores. El tipo IV es una variante del tipo III, en la cual los niveles individuales en dirección sotavento son ligeramente más espesos que en dirección barlovento. El tipo V consiste de cuerpos con forma de lente, de granulometría variable entre ceniza gruesa y lapilli fino, de amplitud relativamente pequeña (20 cm) y longitudes de onda (*wavelengths*) elevadas (hasta 20-30 metros). Schmincke et al. (1973) encontraron una transición completa entre el tipo III y el tipo V, con un incremento en la amplitud, y las crestas agudizadas y erosión de la porción sotavento.

Walker (1984) diferenció la asociación vertical de capas relacionadas con la depositación de un único flujo de oleada piroclástica (*bedset*) en el interior de una estructura tipo onda. Un *bedset* está delimitado por una base erosiva y un nivel de ceniza fina lateralmente continuo en su porción superior, con espesor de centímetros o decímetros, rico en algunos casos de lapilli acrecional. Este último nivel fue interpretado, como el producto de caída de ceniza de las porciones más finas de las nubes cuando el flujo se desvanece. Una estructura tipo duna

puede presentar una sucesión de varios *bedsets*, relacionados con el emplazamiento de flujos sucesivos.

1.2.2. Distribución granulométrica de los depósitos de oleada piroclástica.

Una de las características utilizadas para determinar el origen de un depósito piroclástico (caída, flujo u oleada) es la distribución granulométrica que éste presenta. Walker (1971) construyó un diagrama que relaciona los parámetros estadísticos de Inman (1952), Mediana ($Md\phi$) y grado de selección granulométrica ($\sigma\phi$), para discriminar los diferentes tipos de depósitos (Fig.1.3). En este diagrama, los depósitos de oleada piroclástica presentan una selección granulométrica baja, intermedia entre los depósitos de caída (bien seleccionados) y los de flujo piroclástico (mal seleccionados) y una gran variación en sus dimensiones.

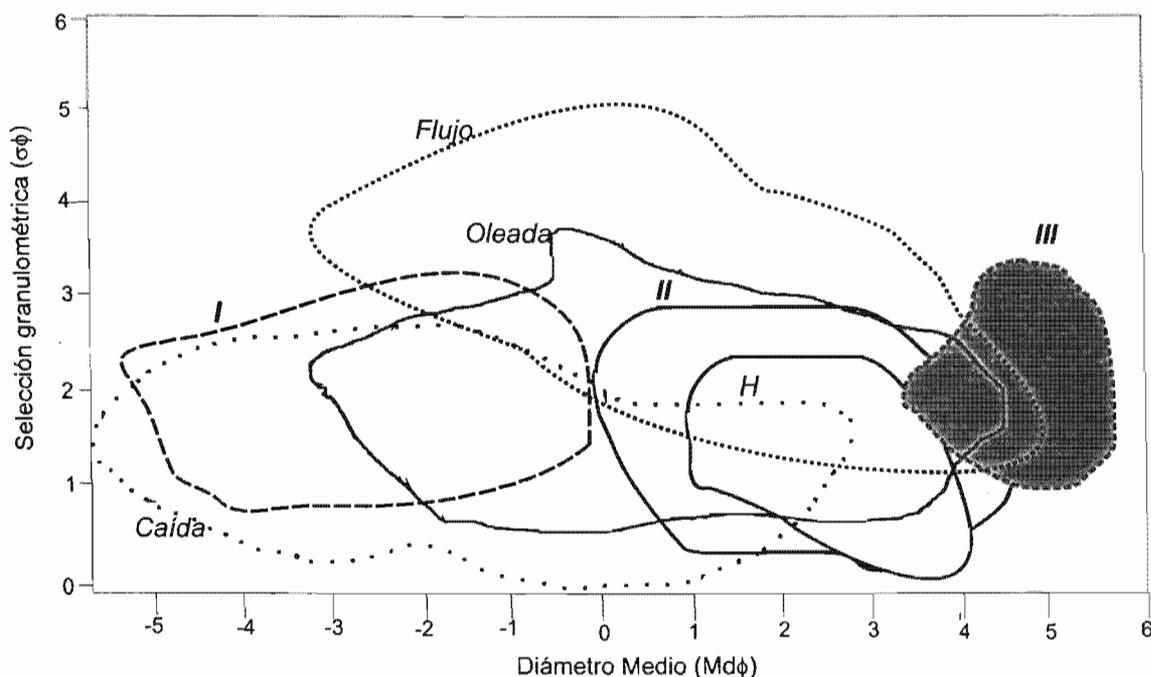


Figura 1.3. Diagrama de Walker (1971) utilizado para discriminar los diferentes tipos de depósito piroclásticos utilizando los parámetros estadísticos de Inman (1952), diámetro medio ($Md\phi$) y selección granulométrica ($\sigma\phi$). Los campos I-II-III indican las variaciones de estos parámetros de acuerdo con la porción muestreada (basal, intermedia y superior) en un depósito de oleada piroclástica seca. El campo H, representa algunos depósitos de oleada piroclástica húmeda. Modificado de Walker (1971), Fisher y Schmincke (1984), Druitt (1992), Dellino y La Volpe (1995), De Astis et al. (1997), Ritchie et al. (2002).

A pesar de que estos parámetros no son eficaces para describir la distribución granulométrica de los depósitos de oleada piroclástica, siguen siendo ampliamente utilizados. Por lo general, la selección granulométrica de los diferentes tipos de oleada piroclástica está controlada por el grado de fragmentación y las variaciones en densidad de las partículas transportadas, los niveles de turbulencia, los procesos de agregación y el tiempo disponible para que ocurra la selección (tiempo de sedimentación).

Para describir las dimensiones de los clastos se utilizará en este trabajo la escala de Fisher (1966) modificada y ampliada por Sohn y Cough (1989) (Tabla 1), en lugar de la sedimentológica de Udden-Wentworth (Wentworth, 1922). Esta última, ha sido y sigue siendo utilizada para la descripción de depósitos piroclásticos, debido a su precisión con respecto a la volcanológica que considera únicamente tres dimensiones de los clastos: bloques (> 64 mm), lapilli (2-64 mm) y cenizas (<2 mm). Para homogeneizar las descripciones efectuadas por otros autores, cuando las descripciones no sean claras, se utilizará esta última escala.

Tabla 1. Comparación entre la clasificación granulométrica utilizada para rocas no-volcánicas (según Udden-Wentworth, 1922) y volcánicas según Sohn y Cough (1989). En este trabajo se utilizará la clasificación de Sohn y Cough (1989) para describir el tamaño de los clastos.

Tamaño de los clastos		Clasificación no-volcánica	Clasificación volcánica
mm	phi	(Udden-Wentworth, 1922)	(Sohn y Cough, 1989)
256	-8	Bloque	Bloque grueso
64	-6	Guija	Bloque fino
16	-4	Guijarro	Lapillo grueso
4	-2		Lapillo medio
2	-1	Granulo	Lapillo fino
		Arena muy gruesa	
1/2	1	Arena gruesa	Ceniza gruesa
		Arena media	
		Arena fina	Ceniza media
1/16	4	Arena muy fina	
		Limo	
			Ceniza fina
1/64	8	Arcilla	

1.3. Tipos de oleadas piroclásticas.

Las oleadas piroclásticas se pueden clasificar en cuatro tipos, con base en su génesis: “ground surges”, “ash cloud surges”, “base surges” (*oleadas piroclásticas basales*) (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987) y “blast or directed surges” (*oleadas piroclásticas dirigidas*) (Lipman y Mullineaux, 1981; Fisher et al., 1987).

I -Ground surge.

El término *ground surge* fue utilizado por Sparks y Walker (1973) para describir un depósito con evidente estratificación interna, típicamente localizado en la base de depósitos de ignimbritas. Se considera que el depósito es producido por flujos turbulentos, que se generan en las primeras fases del colapso de una columna eruptiva pliniana, cuando las porciones más externas y diluidas de la columna se mezclan con aire atmosférico. La nube piroclástica producida, se mueve adelante del flujo piroclástico aunque posteriormente ésta es sobrepasada por el mismo (Fisher 1979; Fisher y Schmincke, 1984). Un modelo diferente propone el desarrollo de niveles turbulentos (*turbulent boundary layers*) en la base del flujo, debidos a incrementos repentinos de velocidad causados por cambios en la pendiente, o variaciones en la rugosidad del substrato (Valentine y Fisher, 1986). Estos depósitos afloran de manera discontinua, con transiciones laterales al depósito masivo de ignimbrita, y generalmente no superan 1 m de espesor en zonas cercanas. Su distribución y extensión está fuertemente controlada por el flujo que los originó y varía dependiendo de la magnitud del mismo (Sparks, 1976), generalmente sin exceder los 10 km. Pueden presentar estratificación cruzada de ángulo bajo y/o laminaciones discontinuas. Las temperaturas elevadas de estos flujos pueden quemar el suelo subyacente (Sparks, 1976; Cas y Wright, 1987).

II- Ash cloud surge.

Los depósitos de *ash cloud surge* se generan por un proceso de elutriación que expulsa a la fracción fina del cuerpo principal y de la cola de los flujos piroclásticos (Fisher, 1979; Fisher y Heiken, 1984). Inicialmente, el flujo piroclástico proporciona la energía cinética y el momento (masa x velocidad) a este tipo de oleada piroclástica; posteriormente, debido a la ingestión de aire atmosférico y al desarrollo de turbulencia, la oleada piroclástica se mueve de manera independiente. La distribución de los depósitos de *ash cloud surge* refleja

la de los flujos piroclásticos del cual se generaron, aunque con un control topográfico menor, por lo que han provocado tragedias (erupción en 1991 del volcán Unzen, Japón; Yamamoto et al., 1993; Fisher, 1995). Estos depósitos tienen granulometría fina y pueden ser masivos o presentar evidencias de un transporte lateral, como laminaciones o estructuras con estratificación cruzada; generalmente están bien seleccionados. Los depósitos de *ash cloud surge*, rara vez se conservan debido a la erosión post deposicional (Fisher et al., 1980; Cas y Wright, 1987). La presencia de lapilli acrecional es frecuente, si durante el evento eruptivo ocurren precipitaciones atmosféricas (Fisher y Schmincke, 1984).

III-Oleadas piroclásticas basales (base surges).

Las oleadas piroclásticas basales (*base surges*), son flujos transitorios e inestables, que ocurren como pulsos o series de pulsos con movimiento radial desde el centro eruptivo o en la base de una columna eruptiva. Estas son generadas por la interacción altamente explosiva entre magma y el agua externa, superficial o subterránea (Moore et al., 1966, Moore, 1967) y están caracterizados por una rápida disminución de la energía cinética alejándose de la fuente (Wohletz y Sheridan, 1979). Estos rasgos se reflejan en la distribución aproximadamente radial del depósito desde el centro eruptivo y en su extensión que generalmente no supera los 6-8 km (Moore, 1967; Cas y Wright, 1987). El término *base surge* fue utilizado para describir una nube que se movía de forma radial, a partir de la base de una columna generada durante experimentos nucleares submarinos. Esta nube era continuamente alimentada por el colapso de la columna (Brinkley et al., 1950). Richards (1959) y Moore et al. (1966) fueron los primeros autores que aplicaron este término, refiriéndose a las erupciones de 1952-1953 del volcán Bárcena (México) y de 1965 del volcán Taal (Filipinas). Moore (1967) describió la erupción del volcán Taal en 1965, como “nubes de vapor con forma de anillo, cargadas de lodo y fragmentos, con movimiento radial y una velocidad >50 m/s en la base de una columna eruptiva vertical de 15-20 km de altura”. Estas nubes derribaron todo a su paso en un radio de 6 km. Debido a que los árboles no quedaron carbonizados, Moore (1967) sugirió que las temperaturas de los flujos debían de haber sido inferiores a 100°C. Waters y Fisher (1971) describieron la erupción de 1957-1958 de Capelinhos (Azores), en donde observaron que estos flujos se movieron

radialmente “en la base de una columna eruptiva de baja altitud”, probablemente inferior a 1 km (Cole et al., 2001).

Los depósitos producidos por este tipo de actividad han sido divididos en dos tipos: “húmedos” y “secos” (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987), considerando la presencia o ausencia de agua líquida (vapor condensado) en las nubes eruptivas.

Los depósitos de oleadas piroclásticas basales, se encuentran típicamente en edificios volcánicos formados por actividad hidromagmática como maares, anillos y conos de tobas (Fisher y Waters, 1970; Heiken, 1971; Crowe y Fisher, 1973; Waters y Fisher, 1971; Sheridan y Wholetz, 1983; Lorenz, 1986; Schminke et al., 1973; Sheridan y Updike, 1975; Kokelaar, 1983; 1986; Sohn y Cough 1989; Cough y Sohn, 1990; White, 1991; Sohn y Cough, 1992; Sohn, 1996; Cole et al., 2001), no obstante constituyan una porción importante de los depósitos en volcanes compuestos (Nairn, 1979; Barberi et al., 1989; Houghton y Nairn, 1991; Cole, 1991; Cioni et al., 1992, Gurioli et al., 2002), y en calderas, asociados con eventos hidromagmáticos ocurridos durante su formación (Cole y Scarpati, 1993; Dellino et al., 2004a-b).

IV- Oleadas piroclásticas dirigidas (blast-surges).

El término oleada piroclástica dirigida, literalmente “oleada de explosión” (Gorshkov, 1959; 1963; Fisher et al., 1987), se emplea para describir una nube piroclástica generada por una explosión lateral que se mueve a velocidad elevada y de manera turbulenta en el flanco de un volcán. Este término fue utilizado para describir la erupción de 1956 del volcán Bezymianny (Kamchatka) (Gorshkov, 1959; 1963; Belousov, 1996) y la erupción de 1980 del volcán Santa Elena (EUA) (Lipmann y Mullineaux, 1981; Fisher, 1990; Druitt, 1992).

Este tipo de oleada piroclástica, se genera por el colapso de una porción del edificio volcánico que provoca la despresurización de un criptodomo (Lipmann y Mullineaux, 1981; Belousov, 1996). El flujo es inicialmente gobernado por la energía cinética de la explosión (que no se disipa en dirección vertical) y sólo en zonas medio-lejanas de la fuente, por la gravedad (Fisher, 1990).

El proceso genera un flujo rápido; en el caso del Monte S. Elena las velocidades iniciales de 150 m/seg llegaron en la porción interna a valores próximos a 325 m/seg. (Kieffer, 1981), y con una capacidad erosiva elevada, evidenciada por la presencia en la base del depósito, de un nivel constituido por una mezcla de material juvenil con abundantes fragmentos de suelo

de la superficie anterior (nivel A0, Monte S. Elena, Fisher et al., 1987; nivel A, Bezymianny, Belousov, 1996).

Los depósitos presentan una extensión de decenas de kilómetros (29 km para el Bezymianny, Belousov, 1996; 27 km para el Monte S. Elena, Fisher et al., 1987), y una distribución restringida al sector donde ocurrió el colapso, con ángulos entre 130° (Bezymianny) y 180° (Monte S. Elena). Estos eventos destruyeron áreas extensas de 600 km² en el Monte S. Elena y 500 km² en el Bezymianny. De igual forma se propuso un origen similar para las oleadas piroclásticas de menor extensión generadas por el colapso de pequeñas porciones de domos muy presurizados en el volcán Soufrière Hills, Montserrat, en 1997 y 1998 (Cole et al., 2002; Druitt et al., 2002, Ritchie et al., 2002; Woods et al., 2002). Estas oleadas se desplazaron en un radio de 70° al sur del volcán, provocando la destrucción completa del terreno en los dos primeros kilómetros.

1.4 Mecanismos eruptivos que generan oleadas piroclásticas basales (base surges).

Las explosiones hidromagmáticas ocurren por la interacción rápida entre magma y agua subterránea o superficial, a una presión ambiente inferior a la presión crítica del agua, es decir, la presión en la transición de fase líquido-vapor (21.74 MPa). En estas condiciones, la transferencia de calor del magma al agua, produce la formación de una película delgada de vapor que aísla temporalmente los dos medios (Fiedler et al., 1980); la ruptura de la película ya sea espontánea o debida a un débil “shock” sísmico (Zimanowki et al., 1991), pone en contacto a los dos medios en fracciones de segundo. La gran diferencia en temperatura entre los dos medios, provoca al mismo tiempo una expansión del agua por calentamiento, y un fracturamiento del magma debido a su rápido enfriamiento. Este proceso se repite en varias ocasiones, provocando la fragmentación del magma en partículas muy finas (<130 μm, Zimanowski et al., 1991; Zimanowski et al., 1997a) y con un bajo grado de vesicularidad (*blocky shapes* –formas de bloques Heiken y Wohletz, 1985). El grado bajo de vesiculación de los clastos ha sido atribuido al hecho de que para contenidos > 15% en volumen de gas en exolución, los dos líquidos (magma y agua) tienden a desacoplarse mecánicamente y por ende la interacción entre los mismos es inhibida (Zimanowski et al., 1991). Esta mezcla explosiva se genera únicamente cuando el agua se encuentra atrapado en el magma (dimensiones de centímetros o decímetros) y no en el caso contrario, en donde el enfriamiento de este último, lo llevaría al estado sólido en menos de un segundo. Esto se

un segundo. Esto se debe a que el magma es un sistema sub-líquido, con temperaturas de algunos centenares de °K mayores a las de un sólido (Zimanowski et al., 1997b; Büttner y Zimanowski, 1998).

Los primeros estudios experimentales efectuados sobre la interacción entre estos dos medios concluyeron que el factor que determina la intensidad de la explosión, es la proporción existente entre agua y magma (A/M) en un rango óptimo de masa entre 0.2 y 0.3 (Sheridan y Wohletz, 1981; Wohletz, 1983). Estudios posteriores (Zimanowski et al., 1991, 1997a-b; Büttner y Zimanowski, 1998; Büttner et al., 2002) han evidenciado que además de la proporción existente entre agua y magma (en otro rango óptimo de masa entre 0.02 y 0.03), la eficacia de la interacción, y por consiguiente la intensidad de la explosión, dependen de la velocidad diferencial a la cual los dos medios entran en contacto (rango óptimo de 3-5 m/s), de la superficie específica existente entre los dos medios y las formas en que ocurre el contacto. Las condiciones hidrogeológicas cercanas al centro eruptivo, la naturaleza del substrato y el tipo de agua externa, condicionan entonces de manera importante la eficacia de la interacción (Kokelaar, 1986; Lorenz, 1986; Houghton et al., 1999). En el caso de la interacción con agua subterránea, la intensidad de las explosiones es influenciada por la naturaleza del acuífero (White, 1991; Sohn, 1996): las explosiones de mayor intensidad ocurren cuando el acuífero es una roca porosa (el agua se dispersa en pequeños dominios en su interior), en lugar de un acuífero en donde la roca está fracturada (el agua está presente en grandes cantidades).

Una explosión altamente energética, resulta de la conversión completa de energía térmica del magma, en mecánica (fragmentación). En este caso (que corresponde a una proporción A/M entre 0.02-0.03 en masa), el agua que entra en contacto con el magma, es completamente vaporizada y emitida en las nubes eruptivas como vapor sobre-calentado (*superheated*). De manera diferente cuando la proporción entre agua y magma es > 0.03 , sólo una parte del agua es vaporizada, y la restante expulsada en forma de gotas de agua líquida o vapor en fase de condensación en las nubes eruptivas. Esto provoca una menor eficacia de la interacción (menor conversión de energía térmica en mecánica) y explosiones menos energéticas (Wohletz, 1983). Las nubes eruptivas generadas son de dos tipos: bifásicas, compuestas por gases y fragmentos sólidos u oleadas piroclástica secas (con $T > 100^{\circ}\text{C}$), y trifásicas, formadas por agua líquida y/o vapor en fase de condensación, gas y fragmentos sólidos u oleadas piroclásticas húmedas (con $T < 100^{\circ}\text{C}$).

1.5. Características de los depósitos de oleada piroclástica.

El instrumento principal para inferir los mecanismos de transporte y depositación de un flujo de oleada piroclástica, es la observación de las características de sus depósitos. Para las oleadas secas y húmedas, éstas últimas difieren como se detalla a continuación.

1.5- I. Oleadas piroclásticas secas.

En las oleadas piroclásticas secas (*dry surges*) ya sea de origen magmático (asociadas a una explosión dirigida o *blast surge*) o hidromagmático (*base surges*) han sido reconocidas una gran variedad de estructuras deposicionales.

Una característica común de estos depósitos, es la presencia de un **nivel basal** con una clasificación granulométrica baja (*I* en Fig. 1.3; *A* en Fig. 1.4). Este nivel está constituido por clastos de granulometría gruesa (bloques-lapilli), generalmente soportados grano a grano, de composición variable entre juvenil, accidental y accesoria. Schmincke et al. (1973) utilizaron el término brecha (*breccia layer*) para describir este nivel.

El nivel basal, característicamente erosivo en su base, puede tener distintas estructuras, por ejemplo es masivo (facies LT3, Sohn y Cough, 1989); gradado de manera directa (nivel 1, Ritchie et al., 2002); gradado de manera inversa con transición a un nivel masivo y después gradado de manera normal (nivel A1, Druitt, 1992); masivo con transición a gradación inversa (Cole y Scarpati, 1993), o gradado de manera inversa con transición a normal (nivel A1, Fisher et al., 1987; facies LT4-T4, Cough y Sohn, 1990; facies LT4, Sohn y Cough, 1989). Frecuentemente consiste en una sucesión de varias capas, con un espesor variable entre centímetros y decímetros, gradadas de manera inversa (nivel B, Schmincke et al., 1973; Schmincke et al., 1983; Hughes, 1995; U7 y E2, Dellino et al., 2004a, Fig. 1.4; Cole y Scarpati, 1993; Sohn y Cough, 1989; 1993). Éstas pueden presentar en la base capas con una estratificación cruzada poco desarrollada (Cole y Scarpati, 1993; Hughes, 1995).

Estructuras parecidas a las encontradas en ambiente fluvial (*cluster bedforms*, Laronne y Carson, 1976; Brayshaw, 1984) fueron descritas en el interior de este nivel basal, masivo o inversamente gradado, únicamente en afloramientos paralelos a la dirección del flujo (Hughes, 1995, Ritchie et al., 2002). Estas estructuras con una extensión máxima de 1 m, consisten de clastos alineados longitudinalmente con dimensiones progresivamente menores en dirección contraria a la corriente, ubicados detrás de fragmentos mayores (generalmente un lítico accidental o juvenil).



Figura 1.4. Ejemplo de un depósito producido a partir de un flujo de oleada piroclástica seca en el cono de tobas de Astroni (Campos Flégreos, Italia). A-B-C indican respectivamente los niveles basal, intermedio, y superior depositados por diferentes porciones del flujo. La dirección del flujo es de izquierda a derecha. Tomado de Dellino et al. (2004a)

Clastos de diversa naturaleza (generalmente líticos accesorios o accidentales) de forma alargada, imbricados en el sentido de la corriente han sido observados algunas veces al interior de este nivel (Schmincke et al., 1973; Hughes, 1995).

Sobreyaciendo a este nivel inferior se encuentra en contacto estratigráfico (Lajoie et al., 1989; Cole y Scarpati, 1993; Hughes, 1995; Dellino et al., 2004a) o erosivo, (Druitt, 1992; Ritchie et al., 2002) un nivel de granulometría más fina (ceniza gruesa- lapilli) (*II* en Fig. 1.3). Este **nivel intermedio** puede ser masivo (nivel C, Belousov, 1996); masivo pasando a ser ligeramente estratificado (nivel A2a, Druitt, 1992); con gradación directa o inversa (Ritchie et al., 2002); con una estratificación plano-paralela (Cole y Scarpati, 1993; Sheridan y Updike, 1975); estructuras tipo onda (nivel A2b, Fisher et al., 1990; Druitt, 1992; Dellino et al., 2004-a, Fig. 1.4); o presentar una transición vertical entre estructuras tipo onda y plano paralelas (nivel D, Schmincke et al., 1973).

La secuencia vertical descrita, concluye con un **nivel superior** de ceniza fina lateralmente continuo (*III* en Fig. 1.3; *C* en Fig. 1.4) sin estructuras internas y espesor variable que puede medir hasta decenas de centímetros (Walker, 1984; Druitt, 1992; Dellino et al., 2001) lateralmente continuo y en algunos casos con abundante lapilli acrecional (Fisher et al., 1987; Lajoie et al., 1989; Fisher, 1990; Cough y Sohn, 1990; Cole y Scarpati, 1993; Ritchie et al., 2002).

- **Mecanismos de formación del nivel basal.**

La ocurrencia de niveles masivos, o con gradación normal en la base de la secuencia, ha sido explicada como el resultado de una depositación rápida, debida a una tasa de caída elevada de material a partir de una suspensión relativamente concentrada, donde no existe turbulencia y sin que ocurra un proceso de tracción posterior por parte del flujo (Middleton y Hampton, 1973; Schmincke et al., 1973; Sohn y Cough, 1989; Cough y Sohn, 1990; Druitt, 1992; Cole et al., 2001, Ritchie et al., 2002).

De manera diferente, la presencia de una o varias capas gradadas de manera inversa, ha sido relacionada con mecanismos distintos que actúan en dispersiones granulares sin cohesión. Uno de los mecanismos más considerados es el de la *presión dispersiva* (Bagnold, 1954) que es una fuerza que actúa en la zona más próxima al substrato en flujos estables inerciales. Esta zona tiene una concentración elevada de partículas, razón por la cual los fragmentos de mayores dimensiones se mueven hacia las porciones superiores del flujo, relativamente menos concentradas.

El término **carpetas de tracción** fue propuesto por Dzulynski y Sanders (1962) para indicar una zona con elevada concentración de partículas en movimiento en la base de un flujo turbulento, que produce un depósito con gradación inversa. Lowe (1982) aplicando el concepto de presión dispersiva, indicó que una *carpetas de tracción* es análoga a un flujo granular, que se mueve de manera laminar sin deformación (tipo *plug*), bajo la acción de un flujo sobrepuesto turbulento, en lugar de la fuerza de gravedad, con un perfil de velocidad que disminuye de manera logarítmica hacia las porciones superiores. La depositación ocurre de manera súbita (*freezing*) por un aumento de la tasa de caída de las partes más altas del flujo. Varios autores han utilizado este modelo para explicar la sucesión de niveles gradados inversamente (Sohn y Cough, 1989; Cough y Sohn, 1990; Branney y Kokelaar, 1992). Para explicar la ocurrencia de una gradación inversa en un material granular sujeto a movimiento lateral, han sido propuestos mecanismos alternativos al de la *presión dispersiva* (Middleton, 1970, Savage y Lun, 1988, Julien et al., 1992; 1993). La diferencia de tamaño entre las partículas utilizadas representa en todos los casos, el factor más importante para determinar la gradación inversa de los clastos. Varios mecanismos pueden actuar al mismo tiempo en la producción de niveles inversamente gradados (Cough y Sohn, 1990; Cole y Scarpati, 1993; Sohn y Cough, 1993, Sohn, 1997) durante el estadio inicial del desarrollo del flujo. Cuando éste es muy energético, tiene una elevada competencia y está dominado por una fuerte componente horizontal (Hughes, 1995; Ritchie et al., 2002).

Considerando que la base de un flujo turbulento tiene una distribución no uniforme de los clastos, Sohn (1997) sugirió que una carpeta de tracción puede dividirse en dos zonas: basal y superior. En la zona basal con una concentración de clastos mayor al 80% del total, dominan procesos de fricción entre las partículas que se encuentran en estricto contacto una con otra; en la porción superior, en donde la concentración varía entre 15 y 80%, dominan procesos de colisión entre partículas. Esta última zona muestra gradientes elevados en concentración de partículas y velocidad y es equivalente a los flujos granulares inerciales de Bagnold (1954), en donde se genera una gradación inversa de los clastos debido a la presión dispersiva (Sohn, 1997). Por el contrario, el intercambio vertical de partículas es inhibido en la zona basal. El espesor relativo entre las dos zonas, controla la formación de una gradación inversa; una zona de fricción más espesa disminuye esta probabilidad (Sohn, 1997). Los factores principales que determinan el espesor relativo de las dos zonas son: el esfuerzo de cizalla ejercido por las porciones superiores del flujo, la tasa de caída de material y su granulometría (Drake, 1990).

Por lo tanto zonas de colisión con un espesor elevado se desarrollan preferencialmente en flujos con granulometría gruesa (lapilli-bloques finos), sujetos a un elevado esfuerzo de cizalla que son alimentados por una tasa de caída baja de las porciones superiores del flujo. De manera diferente, en flujos que transportan clastos de granulometría inferior (ceniza gruesa, lapilli-fino) y están continuamente alimentados por la caída de material de las porciones superiores del flujo se generan zonas de fricción de mayor espesor. La formación de un nivel gradado inversamente en este último caso, es difícil o imposible, no obstante el esfuerzo de cizalla ejercido por las porciones superiores del flujo sea elevado (Hanes y Bowen, 1985). Estas afirmaciones concuerdan con las conclusiones de Lowe (1982) para flujos granulares de granulometría fina, en los cuales el mecanismo de presión dispersiva es difícil de generar, también en condiciones de esfuerzos de cizalla elevados. Los mecanismos de saltación y suspensión de las partículas dominan en una zona de transición en la porción superior más diluida del flujo (concentración de fragmentos sólidos < 9% en Vol.), ubicada sobre la zona de colisión. En esta zona (*bedload layer*) predominan los procesos de tracción de los clastos.

La subdivisión de la porción basal del flujo en dos niveles con características diferentes, explica para Sohn (1997) la ocurrencia de depósitos distintos, algunos de los cuales son difícilmente distinguibles de los depósitos de flujo piroclástico deleznable o de flujos de detritos. Una gradación inversa poco acentuada a lo largo del depósito (Fig. 1.5-A) o únicamente en su base (Fig. 1.5-B), indicaría una carpeta de tracción sutil, alimentada por la

caída continua de sedimento desde las porciones superiores del flujo, durante un lapso de tiempo amplio. Una alternancia entre niveles de granulometría gruesa y fina sin límites bien definidos (Fig. 1.5-C), reflejaría las variaciones en la granulometría del flujo en un punto con una alimentación sostenida, mientras que las fluctuaciones en el aporte de sedimento, debidas a la inestabilidad y no uniformidad de los flujos, ocasionarían un aumento o disminución de la carpeta de tracción, que no son registradas por los depósitos.

Una sucesión de varios niveles gradados de manera inversa (Fig. 1.5-D-E), sería el resultado de una acción pulsante del flujo que provoca una caída rápida del material en suspensión (Cole y Scarpati, 1993; Sohn, 1997).

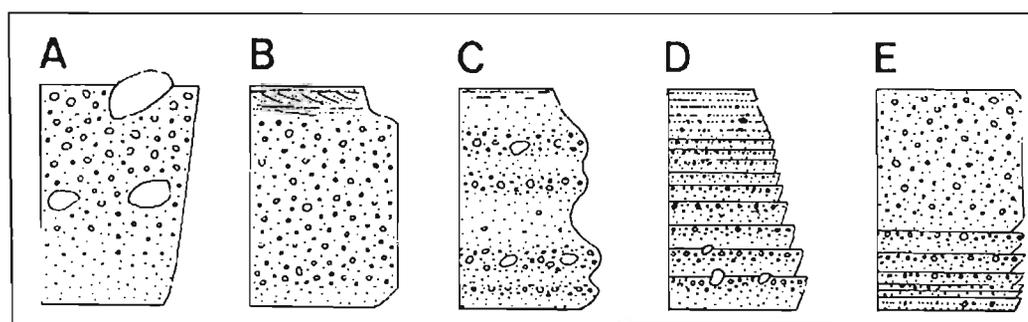


Figura 1.5. Ejemplos de diferentes estructuras reconocidas en los niveles basales de los depósitos de oleada piroclástica seca. Tomado de Sohn (1997).

Dependiendo de la tasa de caída de material (relacionado con la concentración del flujo) y de la tasa de sedimentación (que depende de la granulometría de los clastos transportados) durante el proceso de agradación, el espesor de una carpeta de tracción puede aumentar o disminuir. La duración de la tasa de depositación de material determina el espesor alto de algunas carpetas de tracción y no refleja el espesor de una carpeta de tracción en movimiento, como lo sugirió Lowe (1982). Debido a que el espesor de una carpeta de tracción no representa el espesor del flujo en movimiento, Sohn (1997) indicó que es erróneo inferir las características del flujo como espesor, velocidad y esfuerzo de cizalla en la base, a partir de éstos niveles.

La presencia de niveles con estructuras tipo onda poco acentuadas y discontinuas por debajo del nivel basal, que han sido observadas en la base de las carpetas de tracción (Hughes, 1995; Cole y Scarpati, 1993) se han explicado como debidas a una modificación en el tipo de transporte, de turbulento a laminar en un punto, debido a la diferente concentración de los clastos en su interior.

- Nivel Intermedio.

El nivel intermedio presenta estratificación cruzada de varios ángulos, estructuras tipo plano-paralelas, granulometría más fina y mejor selección de la misma con respecto al nivel basal. Estos rasgos sugieren condiciones más diluidas de las nubes con transporte turbulento y un mecanismo de tracción *sensu strictu* durante la depositación del material, debido al esfuerzo de cizalla ejercido por las porciones superiores de la corriente piroclástica (Crowe y Fisher, 1973, Schmincke et al., 1973; Walker, 1980; Sohn y Cough, 1989; Hughes, 1995; Sohn, 1997; Druitt, 1992, Dellino et al., 2001).

- Estructuras tipo duna.

La formación de las estructuras tipo duna en las oleadas piroclásticas ha sido atribuida a varios factores. Crowe y Fisher (1973) sugirieron que las estructuras tipo duna que migran en dirección de la corriente y en sentido contrario, podrían deberse a la propagación de ondas internas del flujo, en fase con ondas superficiales de gravedad, que se generan en zonas con densidad diferente en el interior de las nubes.

Valentine (1987) consideró que en un flujo estratificado en densidad de manera continua, las estructuras tipo onda (dunas y antidunas) se deben a la propagación de las ondas de gravedad internas generadas en zonas diluidas de las nubes en transición con las porciones superiores del flujo, en donde domina el transporte en suspensión, por encima del nivel cercano al substrato (*bedload-layer*). La velocidad horizontal de propagación de las ondas internas resultaría ser Ny_h donde N es la frecuencia de Brünt Vaisala (máxima frecuencia posible de propagación de una onda interna en un flujo continuamente estratificado, función de la altura en el flujo) y y_h es la profundidad en la cual ocurre un cambio en densidad $(\Delta\rho)_s$. Ny_h representa la velocidad de una onda interna generada a una altura y_h en el flujo. La velocidad mínima de una onda interna (velocidad de onda/ frecuencia de Brünt Vaisala) disminuye con la distancia. Por lo tanto, la longitud de onda de las estructuras de fondo, es forzada a acomodarse a la longitud de onda mínima del substrato, lo que refleja los cambios de longitud interna con la distancia del flujo. Las estructuras de las oleadas piroclásticas reflejarían entonces la propagación de la onda interna mínima cerca del substrato, y la dirección de migración de las mismas estaría relacionada con el régimen de flujo.

La presencia de inconformidades en la topografía como variaciones en la pendiente, brincos hidráulicos, o depósitos recientemente emplazados, son los mecanismos invocados para la formación de estructuras fuertemente asimétricas (como antidunas y *chute and pool*)

(Schmincke et al., 1973; Cole, 1991; Druitt, 1992; Burgisser y Berganz, 2002). Por lo general la velocidad de los flujos (régimen) y la tasa de caída del material representan los factores más empleados para explicar la formación de las estructuras tipo onda (Fisher and Waters, 1970; Cough y Sohn, 1990; Cole y Scarpati, 1993; Cole, 1991).

- Estratificación plano paralela.

Los niveles plano-paralelos formados en ambientes fluvial y eólico indican una configuración estable del flujo. Estas mismas consideraciones pueden aplicarse para explicar las estructuras de fondo en oleadas piroclásticas, en las cuales la estratificación plano-paralela consiste en una alternancia de niveles con diferente granulometría (fina y gruesa). Las capas pueden presentar gradación normal, inversa o ninguna. Las variaciones en granulometría y selección granulométrica de los diferentes niveles plano-paralelos, han sido atribuidas por algunos autores a fluctuaciones en velocidad, y la tasa de caída de material (Cough y Sohn, 1990; Cole y Scarpati, 1993; Dellino y La Volpe, 2000). Por ejemplo, la presencia de una gradación inversa en la base de algunos niveles, ha sido explicada con mecanismos parecidos a los que actúan en materiales granulares (Middleton, 1967) bajo un elevado esfuerzo de cizalla y una concentración momentáneamente elevada de material en las nubes eruptivas (estadio inicial de desarrollo de la nube, Ritchie et al., 2002).

Algunos autores consideran que los niveles con estratificación plano-paralela se depositan por agradación, lámina a lámina durante un estadio de turbulencia estable del flujo (espesor constante y buena selección granulométrica de las láminas) (Cough y Sohn, 1990; Sohn y Cough, 1992; Dellino et al., 2004a). Otros sugieren que este tipo de estratificación indica una tracción ejercida por porciones extremadamente diluidas del flujo, caracterizadas por una componente horizontal más débil (Fisher y Waters, 1970; Schmincke et al., 1973; Hughes, 1995). El mismo tipo de estratificación podría indicar flujos extremadamente veloces (régimen elevado) o flujos extremadamente lentos (régimen bajo), pero estables (sin aceleraciones).

- Nivel superior.

Las características del nivel superior compuesto por ceniza fina desprovista de estructuras y lateralmente continuo (C en Fig. 1.4), sugieren la depositación por caída desde las porciones superiores de la nube, cuando la competencia del flujo es muy baja (Walker, 1984). La

presencia de lapilli acrecional se debe a la condensación de vapor que ocurre por el enfriamiento progresivo de las nubes eruptivas (Cough y Sohn, 1990; Cole y Scarpati, 1993; Druitt, 1992; Ritchie et al., 2002). En algunos casos este nivel es erosionado por el emplazamiento de flujos sucesivos; en este caso la asociación nivel basal (*breccia layer* según Schmincke et al., 1973) y capas con estructuras tipo onda y/o plano paralelas han sido identificadas como el producto de un flujo único de oleada (Hughes, 1995, Dellino et al., 2000).

Algunos autores consideran que la asociación vertical de facies descrita es producida por un flujo único de oleada piroclástica en el que la concentración de material en la nube eruptiva disminuye con el tiempo y los mecanismos de transporte se modifican progresivamente (Lajoie et al., 1989; Cole y Scarpati, 1993; Sohn y Cough, 1989; Druitt, 1992; Hughes, 1995; Dellino et al., 2004a). Por sus características esta asociación ha sido comparada con la encontrada en secuencias turbidíticas (Crowe y Fisher, 1973; Allen, 1984, Cas y Wright, 1987; Sohn y Cough, 1989; Cough y Sohn, 1990; Druitt, 1992, Hughes, 1995; Sohn, 1997; Dellino y La Volpe 2000), debido a que los flujos que generan oleadas piroclásticas secas, son un sistema bifásico que se disipa rápidamente en el tiempo y con la distancia.

En algunos casos han sido reconocidos canales en forma de U, producto de la modificación de canales fluviales por la acción del frente de flujo, que sucesivamente quedan llenos por los mismos depósitos o por depósitos volcániclos (Richards, 1959; Moore, 1967; Fisher, 1977; Bull y Cas, 2000).

1.5-II. Oleadas piroclásticas húmedas.

Uno de los rasgos distintivos de los depósitos de oleada piroclástica de tipo húmedo (*wet surges*) es su granulometría más fina (ceniza media-fina) con respecto a los depósitos de tipo seco (Fisher y Schmincke, 1984). Esto contrasta con lo establecido en el párrafo 1.4 sobre los mecanismos de fragmentación hidromagmática. Los depósitos de grano fino deberían ser el resultado de procesos muy energéticos, en los cuales ocurre una conversión completa de energía térmica en mecánica; pero este proceso produce fragmentos de mayores dimensiones (característicos de oleadas piroclásticas de tipo seco). Esta diferencia en granulometría, no se manifiesta en partículas recién fragmentadas, producidas en experimentos efectuados con proporciones diferentes de magma y agua (Büttner et al., 1999), lo que sugiere que en casos reales, los procesos de transporte y depositación son los responsables de esta diferencia.

La escasa selección granulométrica (*sorting*) del depósito se ha atribuido al efecto de atrapamiento del material más fino, por la presencia de agua líquida o vapor en fase de condensación en el interior de las nubes (Cough y Sohn, 1990; Sohn y Cough, 1992; Frazzetta et al., 1983; Walker, 1984; Dellino et al., 1990; Hughes, 1995).

Contrario a los depósitos de oleada piroclástica seca, el nivel basal (*breccia layer* de Schmincke et al., 1973) está ausente en este tipo de depósito. Hughes (1995) concluyó que este hecho podría deberse a dos factores: una competencia menor de las rocas encajonantes fragmentadas durante la explosión y al contenido elevado de humedad presente en las nubes, que impide la segregación de fragmentos líticos de dimensiones mayores.

La presencia de agua líquida o vapor en fase de condensación en las nubes, hace que las partículas se adhieran entre ellas, influenciando el desarrollo de las estructuras de fondo en estos depósitos, debido a que las partículas no interactúan libremente con la corriente (Fisher y Waters, 1970; Cas y Wright, 1987). Por esta razón, Waters y Fisher (1971), después de analizar los depósitos de oleadas de las erupciones de Taal (1965) y Capelinhos (1957-58), concluyeron que la cohesión de las nubes no es importante en el desarrollo de las estructuras de fondo, sino en su preservación.

En la mayoría de los casos, los depósitos de oleada piroclástica húmeda no presentan estructuras internas o consisten en una sucesión de varias láminas o capas centimétricas que raramente llegan al decímetro, en contacto neto entre ellas y con características distintivas (granulometría, color, presencia de vesículas y/o lapilli acrecional) limitadas por capas individuales (Moore, 1967; Lorenz, 1974; Sohn y Cough, 1989; Dellino et al., 1990; Cole y Scarpati 1993). La ausencia común de erosión interna entre capas contiguas, ha sido atribuida a la cohesión de la nube eruptiva que impide procesos de tracción (Cough y Sohn, 1990; Dellino et al., 1990; Sohn y Cough, 1992; Cole et al., 2001), aunque en algunos casos se ha observado erosión en la base de las capas ricas en agregados, atribuida al frente del flujo (Cole y Scarpati, 1993).

Los contactos ondulados que no intercambian material entre capas contiguas y tienen diferencias granulométricas y /o de color (*convolute lamination*, Lorenz, 1974), han sido atribuidos a la deformación causada por la carga ejercida por depósitos posteriores, sobre depósitos húmedos (Lorenz, 1974; Dellino et al., 1990).

La plasticidad elevada de estos depósitos, favorece su aplastamiento en contra de objetos (árboles) o paredes con pendientes elevadas hasta de 72° (Moore et al., 1967; Cole et al., 2001). Este fenómeno aumenta las pendientes del edificio cerca del borde del cráter,

contribuyendo al crecimiento vertical del cono (facies C, cono de Ilchuwolbong, Sohn y Cough, 1992) y a la resedimentación de los depósitos (Sohn y Cough, 1992; Cole y Scarpati, 1993).

Se han descrito algunas estructuras tipo onda en estos tipos de oleadas piroclásticas (Cole y Scarpati, 1993; Hughes, 1995). Cole y Scarpati (1993) indicaron que la cohesión en el interior de las nubes fue un proceso que actuó únicamente durante el transporte (formación de agregados) pero no durante la depositación. La formación de las estructuras fue controlada por el régimen de flujo.

La dispersión de este tipo de oleada, es menor con respecto a los depósitos de oleada piroclástica seca y generalmente los depósitos están confinados en la zona cercana al cráter, centenas de metros o algunos kilómetros alejados del mismo (Sohn y Cough, 1993; Cole et al., 2001).

1.6. Desarrollo de las estructuras *tipo onda*: ¿régimen del flujo o humedad interna de las nubes?

Como se describió en el párrafo anterior las hipótesis que explican la formación de estructuras tipo onda con inclinación variable son diferentes.

Allen (1984) clasificó las estructuras *tipo onda* en progresivas, estacionarias y regresivas de acuerdo a la dirección de migración (Fig. 1.6A). En las estructuras de tipo progresivo (tipos A1, A2 y B) las crestas de las dunas migran en la dirección del flujo. Las dunas estacionarias (tipo F), no tienen una dirección preferencial de migración. Las de tipo regresivo (tipos C-D-E), migran en contra de la corriente. Según Allen (1984), la temperatura de las nubes eruptivas es la que determinaría el tipo de estructura y no el régimen de flujo: así las estructuras de tipo *progresivo* se formarían por el emplazamiento de oleadas relativamente secas o calientes; las de tipo *estacionario* están asociadas con flujos a temperaturas en el punto de condensación del agua; las formas de tipo *regresivo* son el resultado de una tasa elevada de sedimentación y la adhesión entre partículas por la humedad en las nubes. Sin embargo, sus interpretaciones se basan únicamente en la presencia de lapilli acrecional en las porciones sotavento de antidunas y el aplastamiento de ceniza en contra de objetos verticales encontrados en estudios previos (Moore 1966; Moore et al., 1967). Con esta óptica, las pendientes de la estructura tipo E, (con ángulos hasta de 55° en dirección contraria a la

corriente), son atribuidas al efecto de la humedad y cohesividad en las nubes, y no a un régimen de flujo supercrítico, como fue señalado por otros autores (Fisher y Waters, 1973; Schminke et al., 1973). Cas y Wright (1987) también consideraron importante el grado de humedad de las nubes como un factor importante en el desarrollo de las estructuras de los depósitos.

Cole (1991) efectuó estudios en los depósitos de oleada piroclástica de Roccamonfina (Italia) y Sugarloaf Mountain (EUA), en donde reconoció cinco estructuras diferentes tipo onda (Fig. 1.6 B). La presencia de formas regresivas (tipo e) en depósitos de oleada piroclástica seca (con granulometría gruesa, sin lapilli acrecional y vesículas) en ambos sitios, así como la presencia de formas progresivas (tipo b) en depósitos de oleada piroclástica húmeda en el volcán Roccamonfina, indican que la dirección de migración de las estructuras tipo onda es independiente del grado de humedad de las nubes, de manera diferente a lo que propuso Allen (1984). Las transiciones laterales observadas a escala de algunos metros entre formas regresivas y progresivas, indican que el régimen de flujo puede variar a distancias de pocos metros por irregularidades de la topografía pre-existente o por otras estructuras tipo onda. Varios estudios de estructuras regresivas concuerdan con la hipótesis de Cole (1991), según la cual el régimen hidrodinámico del flujo es más importante que el grado de humedad interna en las nubes (Sohn y Cough, 1990; Druitt, 1992; Cole y Scarpati, 1993).

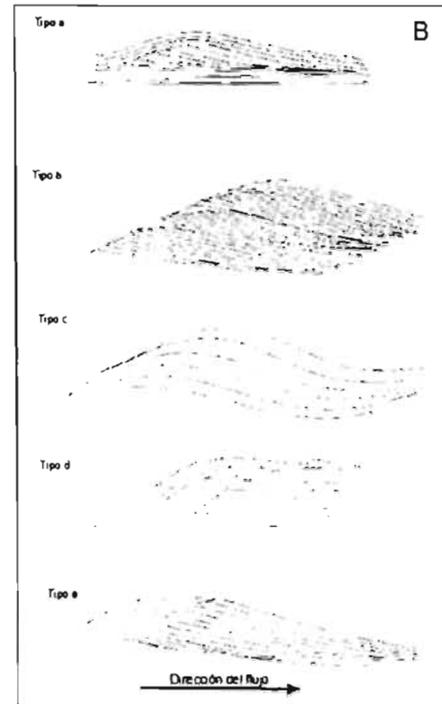
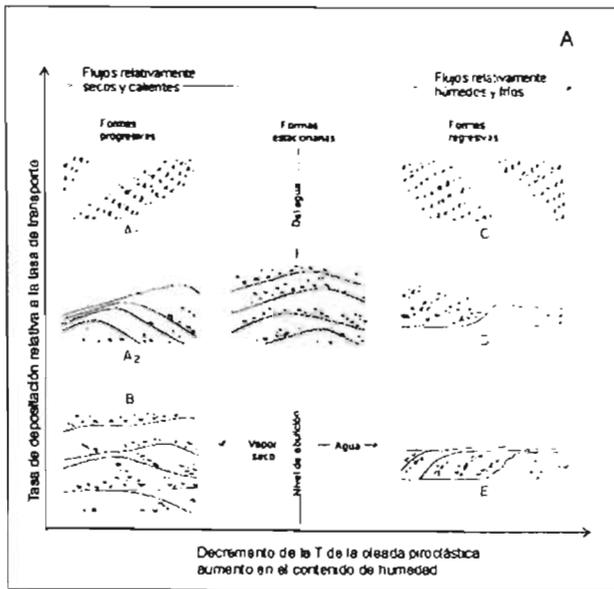


Figura 1.6. A) Estructuras tipo onda en función del contenido de humedad. Modificado de Allen (1984). B) Estructuras tipo onda descritas por Cole (1991). Modificado de Cole (1991).

1.7 Variaciones longitudinales de facies.

Las variaciones longitudinales de facies deposicionales en las oleadas piroclásticas, dependen de las modificaciones en la velocidad de flujo y en el contenido de material sólido transportado desde el centro de emisión. Todos los modelos propuestos hasta la fecha, concuerdan en señalar que la velocidad del flujo disminuye progresivamente al alejarse del cráter. Surgen diferencias al interpretar las características estructurales de los depósitos, que indican un incremento progresivo de la concentración de partículas en la base de las nubes (Schmincke et al., 1973; Wohletz y Sheridan, 1979; Valentine, 1987), o por el contrario, una disminución de la concentración (Sohn y Cough, 1989; Cough y Sohn, 1990; Druitt, 1992; Hughes, 1995; Sohn, 1996; Cole et al., 2001).

La mayor parte de los modelos existentes en la literatura, se refieren a edificios monogenéticos de dimensiones relativamente pequeñas (maares y anillos de tobas), en los cuales predominan depósitos de oleada piroclástica seca. Valentine (1987) indicó que en

estos casos, la turbulencia disminuye en intensidad, conforme el flujo se aleja de la zona de emisión, debido a una propiedad intrínseca de la turbulencia, la de disiparse.

Para edificios volcánicos con pendientes suaves (anillos de tobas y maares), los depósitos de oleada piroclástica seca presentan un marcado decremento del espesor con la distancia, presentando una forma acuñada (Sohn, 1996). La situación es menos clara en edificios con pendientes mayores (conos de tobas y edificios compuestos) y en depósitos de tipo húmedo.

- *Modelo de Wohletz y Sheridan (1979).*

Wohletz y Sheridan (1979) realizaron un análisis estadístico de las variaciones longitudinales de facies de los depósitos de oleadas piroclásticas en maares y anillos de tobas en México y Estados Unidos. Según este estudio, en las zonas cercanas predominan estructuras de onda, con capas masivas subordinadas. Las zonas intermedias presentan una abundancia mayor de capas masivas con estructuras plano-paralelas subordinadas y las zonas lejanas muestran abundancia de horizontes plano-paralelos con pocos horizontes masivos. Esta variación sistemática con la distancia del centro de emisión, estaría relacionada con cambios en los mecanismos de transporte, debidos a variaciones en la concentración de material sólido en la base de la nube. El factor crítico en el desarrollo de las estructuras de los depósitos es la fracción vacía (Φ), dada por la proporción entre espacios vacíos y partículas sólidas en el interior de las nubes. Esta sucesión lateral de facies, fue explicada con un mecanismo de deflación o pérdida progresiva de gases (Sheridan y Updike, 1975), y un aumento de la concentración de partículas en la base del flujo. Cerca del cráter ($\Phi > 0.9$) el transporte es por saltación y tracción en la base de nubes ensanchadas y turbulentas, originando la formación de estructuras de onda, cuya variación en forma y dimensión es controlada por las fluctuaciones de velocidad del flujo e irregularidades en el substrato. La presencia de horizontes masivos en esta región, se debe a variaciones locales de la topografía.

Durante el transporte, la concentración de las partículas en la base del flujo aumenta ($0.6 < \Phi < 0.9$) por una pérdida progresiva de gases depositando capas masivas. Al alejarse de la zona de emisión, la concentración de partículas sigue aumentando en la base de la nube eruptiva ($0.5 < \Phi < 0.6$). Esto produce la depositación de capas con estratificación plano-paralela gradadas de manera inversa, en donde los procesos de colisión entre las partículas son importantes y el transporte ocurre principalmente de manera laminar, como en flujos inerciales (Bagnold, 1954).

- *Modelo de Valentine (1987)*

Valentine (1987) indicó que en una oleada piroclástica en movimiento sobre una superficie sin irregularidades y poco inclinada, como ocurre en los flancos de un maar, la intensidad de la turbulencia disminuye progresivamente al alejarse de la fuente. De esta forma reconoció las variaciones longitudinales de facies de Wohletz y Sheridan (1979). Según su modelo, en un flujo de oleada piroclástica el gradiente de concentración de partículas disminuye de manera progresiva, de la base hacia las porciones superiores del flujo, resultando estratificado en densidad de manera uniforme. De esta forma la variación de facies tipo onda, masivas y plano-paralela alejándose del cráter, depende de las modificaciones en la longitud de onda interna del flujo, influenciada por un aumento progresivo de la densidad, o gradiente de concentración, y que es independiente de la pérdida más o menos acentuada de gases (deflación) como fue propuesto por Wohletz y Sheridan (1979). Estas consideraciones se basan en un flujo estable, es decir en un flujo en el que los parámetros de velocidad, concentración de partículas y tasa de sedimentación, no varían en un punto con el tiempo.

- *Hughes (1995).*

De manera diferente, Hughes (1995) explicó la variación longitudinal de facies observada por Wohletz y Sheridan (1979) y Valentine (1987), como el resultado de un decremento progresivo en concentración de las partículas en el interior de las nubes, debido a una progresiva desaceleración y competencia de la nube. La variación longitudinal existente entre estructuras tipo *chute and pool*, antidunas, dunas y niveles plano paralelos confirmarían un decremento progresivo de la velocidad y competencia de las nubes eruptivas. Las estructuras plano paralelas encontradas en posiciones lejanas de la fuente son el producto de corrientes extremadamente diluidas y por ende, sus características no son distinguibles de las producidas por procesos de caída, debido a la carencia de indicadores de transporte lateral. Sin embargo, este modelo no explica cómo ocurre el transporte por tracción en zonas cercanas, en donde supuestamente se deposita la mayor cantidad de material de dimensiones mayores.

- *Modelo de Sohn y Cough (1989)*.

El modelo propuesto por Sohn y Cough (1989) se basa en un análisis estadístico de las variaciones longitudinales de facies, en anillos de tobas en la Isla de Cheju (Korea del Norte). Estos edificios tienen pendientes suaves y una extensión máxima de los depósitos de hasta 2 km, en los cuales existe una alternancia entre depósitos de oleada de tipo húmedo y de tipo seco. Su modelo analiza la variación longitudinal de facies de oleadas piroclásticas secas.

Contrariamente a Wholetz y Sheridan (1979), Valentine (1987) y Hughes (1995), los autores reconocen en zonas cercanas al cráter (hasta 400 m), depósitos masivos o con una débil estratificación con gradación inversa de los clastos, en zonas intermedias depósitos con estratificación plano-paralela, que pasan gradualmente a capas con ligeras ondulaciones y estructuras tipo onda de bajo ángulo (20°). Por último en zonas lejanas, describen depósitos con estratificación plano paralela o capas de ceniza fina ricas en lapilli acrecional que recubren de manera uniforme la topografía.

Esta variación longitudinal de facies, representaría una disminución de la concentración de partículas y un aumento progresivo de la turbulencia alejándose del cráter. Según los autores, estas condiciones favorecen el aumento de los procesos de selección granulométrica y de tracción en dirección de la corriente. La dilución progresiva de la nube por pérdida de sedimento e ingestión de aire, en zonas intermedias, genera celdas turbulentas (oleada inestable y pulsante) con un aumento en los procesos de tracción. Además la dilución y desaceleración de la nube en sitios distantes, puede provocar un enfriamiento del flujo, que da lugar a la depositación de niveles enriquecidos en lapilli acrecional. La ocurrencia de depósitos sin estructuras o débilmente estratificados en zonas cercanas al cráter, indicaría una depositación rápida del material en suspensión, a partir de nubes inicialmente infladas y altamente turbulentas, debido a las elevadas energías térmica y cinética derivadas de la explosión (Cas y Wright, 1987), pero con una elevada concentración. La variación longitudinal de los depósitos a distancias progresivamente mayores del cráter, entre niveles con estructura plano paralela, ligeramente ondulados y tipo duna, evidenciarían el decremento temporal del régimen del flujo y/o de la tasa de caída de partículas de las porciones superiores del mismo. En zonas lejanas, los autores describen escenarios distintos dependiendo de las variaciones del régimen del flujo y de la tasa de caída del material en suspensión (Sohn y Cough, 1989; Cough y Sohn, 1990): 1) una rápida desaceleración del flujo, seguida por un decremento rápido de su energía cinética que provoca su desvanecimiento y por ende una caída lenta del material en suspensión que cubre la

topografía pre-existente o 2) si el flujo mantiene su velocidad, con una tasa de caída reducida, el mismo ejerce un esfuerzo de cizalla sobre el sedimento recién depositado, produciendo una estratificación plano-paralela parecida a la que se genera bajo regímenes de flujo bajos. Cough y Sohn (1990) indicaron que este modelo es válido para volcanes con flancos ligeramente inclinados.

Las variaciones longitudinales de facies en los depósitos de oleada piroclástica húmeda (facies LF2, en el anillo de tobas de Suwobong; Sohn y Cough, 1989) consisten en depósitos masivos cerca de la fuente eruptiva, con transición lateral a depósitos apenas estratificados y sucesivamente a depósitos sutilmente estratificados alejándose de la fuente. La persistencia de depósitos con estratificación poco acentuada y una selección granulométrica baja a lo largo de toda la secuencia, indican para Sohn y Cough (1989) que su emplazamiento ocurrió a partir de nubes menos turbulentas, sin selección hidráulica. Cole et al. (2001) propusieron un modelo similar en los depósitos de oleada piroclástica húmeda en Capelinhos, subrayando la ausencia de procesos de tracción en dichos depósitos.

- Otros modelos

Los estudios efectuados en conos compuestos (Vulcano, Islas Eolias, Italia, Frazzetta et al., 1983) indican una tendencia opuesta, con respecto al modelo de Wohletz y Sheridan (1979). La sucesión de facies variable entre plano-paralela, masiva y tipo duna, a distancias mayores del cráter fue explicada mediante una inflación progresiva de la nube debida a ingestión de aire durante su movimiento en pendientes inclinadas.

1.8 - Variaciones de espesor con la topografía.

Debido al carácter turbulento de los flujos de oleada piroclástica, la topografía no ejerce un control estricto sobre ellos, por lo que no son confinados completamente en las depresiones. Dichos depósitos revelan rápidas fluctuaciones en espesor, en relación a irregularidades topográficas (Crowe y Fisher, 1973; Schmincke et al., 1973; Fisher et al., 1987; Belousov, 1996; Hughes, 1995; Gurioli et al., 2002). Por lo general cada unidad de flujo (*bedset*) del depósito, recubre continuamente la topografía, pero los niveles individuales se vuelven más espesos, en presencia de depresiones topográficas (Bull y Cas, 2000).

El nivel basal de las oleadas piroclásticas (*nivel I*, Ritchie et al., 2002) es fuertemente controlado por la topografía, y generalmente está ausente en pendientes muy inclinadas (Fisher et al., 1987; Druitt, 1992; Cole y Scarpati, 1993; Hughes, 1995). De esta forma los depósitos reducen rápidamente su espesor, alejándose del centro de emisión y presentan transiciones laterales a niveles con estratificación cruzada o plano paralela (Cough y Sohn, 1990; Cole y Scarpati, 1993; Hughes, 1995; Dellino et al., 2004a) o masivos (Hughes, 1995). Este efecto es inferior para el nivel intermedio (Sohn y Cough, 1989; Druitt, 1992; Hughes, 1995; Druitt et al., 2002).

Según Valentine (1987), el control de la topografía preexistente sobre este tipo de flujo, depende de la naturaleza estratificada de las nubes eruptivas, caracterizadas por un gradiente de concentración variable en su interior. Cuando una nube encuentra un obstáculo, los clastos en la porción basal con elevada concentración (mayor densidad), no tienen la energía cinética suficiente para moverse hacia zonas de menor densidad, siendo detenidos por el obstáculo debajo de un nivel crítico (y_{ds} - *dividing streamline*) que es dado por:

$$\left(\frac{1}{2}\rho u_{\infty}^2\right)_{y_{ds}} = g \int_{y_{ds}}^{y_m} (y_{ds} - y) \left(-\frac{d\rho}{dy}\right) dy \quad 1.1$$

Donde ρ es la densidad total del flujo, u_{∞} la velocidad del flujo antes de llegar al obstáculo, g la aceleración de la gravedad, y_m la altura del obstáculo, y el eje vertical desde la base del flujo, y_{ds} representa el nivel por encima del cual las partículas de fluido poseen la energía cinética suficiente para superar el obstáculo y debajo del cual son bloqueadas o lo rodean, $\frac{d\rho}{dy}$ representa el gradiente de concentración de partículas en el flujo. En esta ecuación el término de la izquierda representa la energía cinética de una partícula al nivel y_{ds} , en el sentido contrario a la corriente del obstáculo y el término de la derecha, se refiere a la energía potencial ganada para superar dicho obstáculo (definido como altura del obstáculo y_m).

Como lo propusieron Valentine (1987) y después Burgisser y Berganz (2002) esta teoría es válida para flujos con números de Froude bajos y con gradientes de densidad que varían de manera lineal. En el caso de obstáculos topográficos orientados aproximadamente en dirección paralela a la de los flujos, los depósitos en los altos topográficos presentan un

espesor menor y estratificación cruzada debido a que se encuentran arriba del nivel de máxima concentración del flujo. Por otra parte en bajos topográficos, éstos son masivos originando en algunos casos, flujos secundarios con una concentración elevada, que pueden llegar a separarse del flujo inicial (Fisher, 1990; Fisher, 1995; Druitt et al., 2002).

Para el caso de obstáculos orientados en ángulos altos con respecto a la dirección del flujo, el material que se encuentra arriba de la línea de división (*dividing streamline*) es bloqueado completamente o fluye alrededor del obstáculo.

El mejor ejemplo para ilustrar la influencia de la topografía pre-existente sobre este tipo de flujo es la oleada piroclástica dirigida (*blast surge*), que se produjo en la erupción del Monte Santa Elena en 1980 (Fisher et al., 1987; Druitt, 1992). El flujo viajó únicamente 17 kilómetros al Este del volcán, debido a la presencia de valles orientados en dirección perpendicular al flujo, mientras que recorrió hasta 24 kilómetros en dirección NO en donde la topografía pre-existente era casi paralela al eje de dispersión del flujo.

Gurioli et al. (2002) concluyeron recientemente que la presencia de pequeños obstáculos (0.5 m), también puede provocar cambios en el sistema deposicional (de laminar a turbulento) en pocos metros, provocando transiciones laterales complejas (Cole y Scarpati, 1993).

CAPÍTULO II. RESUMEN DE LA ERUPCIÓN DE 1982.

2.1. Marco geológico y tectónico.

El Chichonal o Chichón (N 17°21'30'', O 93°13'48'', 1,100 m.s.n.m) es el único volcán activo del Arco Volcánico Chiapaneco (Damon y Montesinos, 1978) (Fig. 2.1).

Desde un punto de vista tectónico, el Chichón se encuentra en la placa litosférica de Norteamérica, cerca de su intersección con las placas del Caribe y de Cocos (Fig. 2.1). Esta última subduce por debajo de las placas del Caribe y de Norteamérica, las cuales están separadas por el sistema de fallas transformes de tipo sinistral Motagua-Polochic, mismo que presenta un desplazamiento total de 132 ± 5 km, en una zona que comprende el Noroeste de Guatemala, el Macizo de Chiapas y la planicie Costera del Pacífico (Burkart, 1978).



Figura 2.1. Mapa del Sur de México y Centro América con la localización del volcán Chichón. Los triángulos rellenos y vacíos indican volcanes activos y extintos, respectivamente, en México; los triángulos punteados representan volcanes activos en Guatemala, El Salvador y Nicaragua. AVC-Arco Volcánico Chiapaneco, AVAC-Arco Volcánico de América Central.

Nixon (1982) propuso que el elevado contenido en K_2O (2.8 % en peso, Luhr et al., 1984) en los productos de El Chichón comparados con los del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, y del Arco Volcánico de América Central está relacionado en parte con una

tectónica de tipo extensivo asociada al punto triple entre las placas de Norteamérica, Caribe y Cocos, misma que determina el carácter alcalino sódico del volcán San Martín-Tuxtla. Para otros autores (Stoiber y Carr, 1973; Thorpe, 1977; Haskov et al., 1983; Burbach et al., 1984; Bevis e Isacks, 1984), la actividad del Chichón es atribuible al proceso de subducción de la placa de Cocos, por debajo de la placa de Norteamérica. Ramos (1981) describió las fallas que cruzan esta región como un sistema *en echelon* dextral, entre la zona de fallas transformes de tipo sinistral del sistema Montagua-Polochic.

Mülleried (1933 a-b) fue el primero en notar la actividad hidrotermal y sísmica del Chichón. A raíz de ese estudio, El Chichón fue incluido en el Catálogo de Volcanes Activos del Mundo, de la International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) (Mooser et al., 1958).

El volcán Chichón está situado en la porción noroeste del Estado de Chiapas, por lo que pertenece a la subprovincia de Cordilleras Plegadas de la Sierra Madre del Sur (Canul y Rocha, 1981), un cinturón montañoso constituido por areniscas y limolitas Terciarias, a las cuales subyacen calizas dolomíticas del Cretácico y una secuencia evaporítica de anhidrita y halita del Jurásico Tardío Cretácico Temprano. Esta sucesión sedimentaria está plegada en anticlinales y sinclinales, que buzcan hacia el NO por debajo de sedimentos Pliocénicos más recientes de la llanura costera del Golfo de México (Canul y Rocha, 1981; Duffield et al., 1984) (Fig. 2.2A-B).

Estudios recientes indican que el volcán se encuentra en una zona de pliegues orientada NO-SE, arriba del sinclinal Buena Vista y entre los anticlinales Caimba al Este y La Unión al Oeste (Macías et al., 1997a; García-Palomo et al., 2004) (Fig. 2.2 A-C). Esta zona está afectada por un sistema regional de fallas laterales con un movimiento lateral izquierdo, orientadas N60°O (Arroyo de Cal y San Juan). Otro sistema de fallas con dirección N 45°E, produce una estructura tipo semi-graben al Sur del volcán (Zona de Fallas de Chapultenango). Macías et al. (1997a) y García-Palomo et al. (2004) consideran que estas estructuras han condicionado el origen del volcán y su evolución.

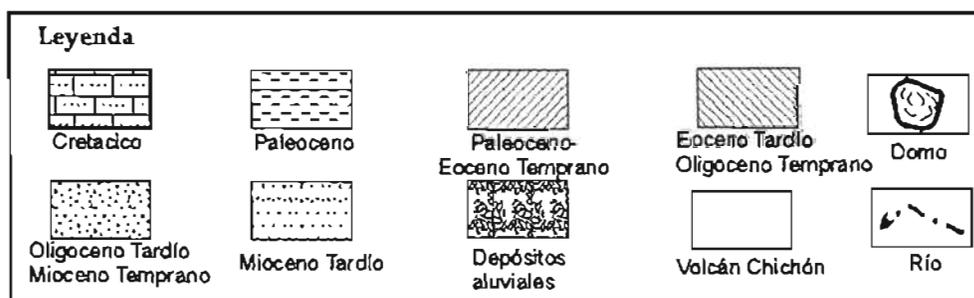
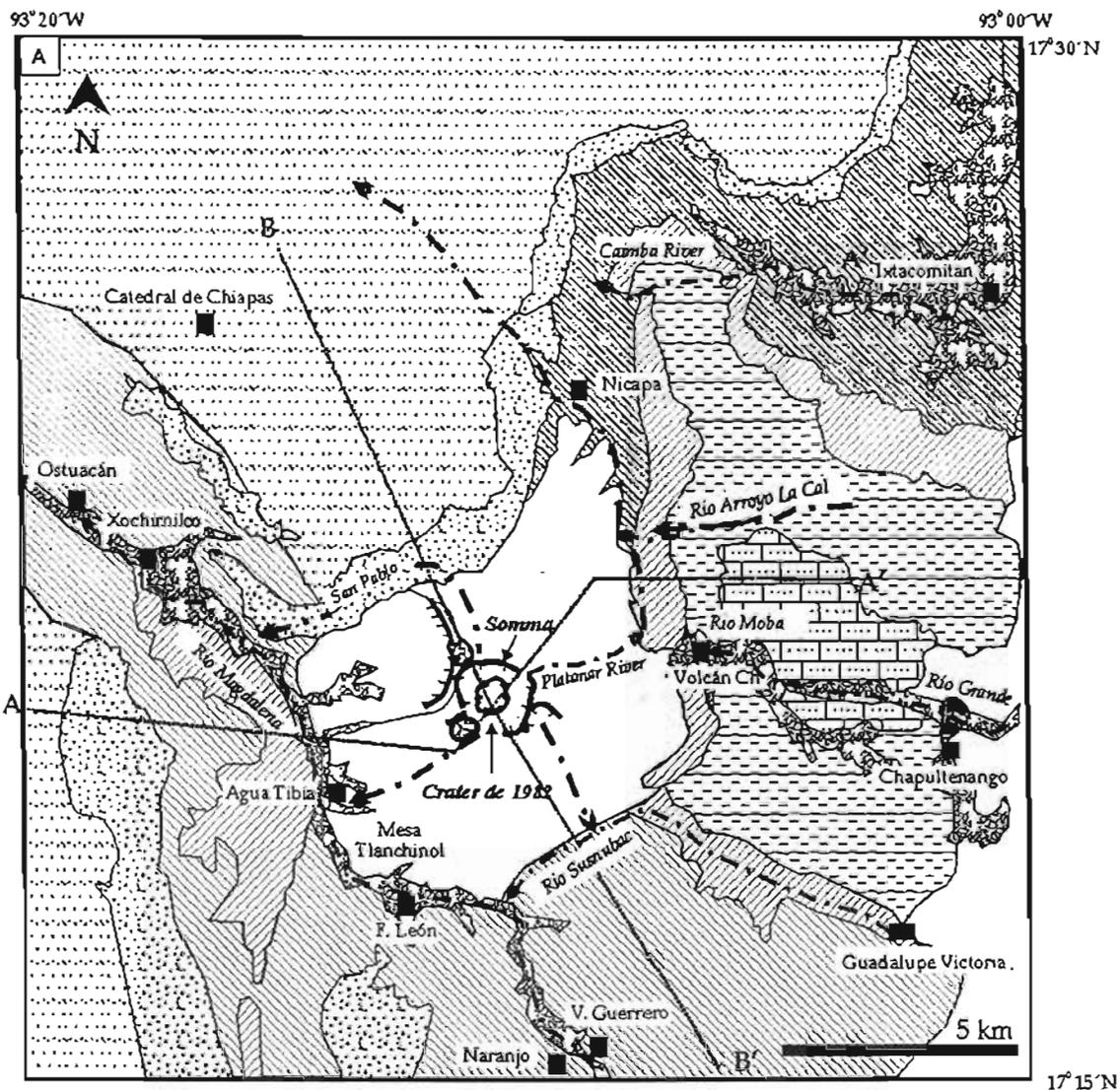
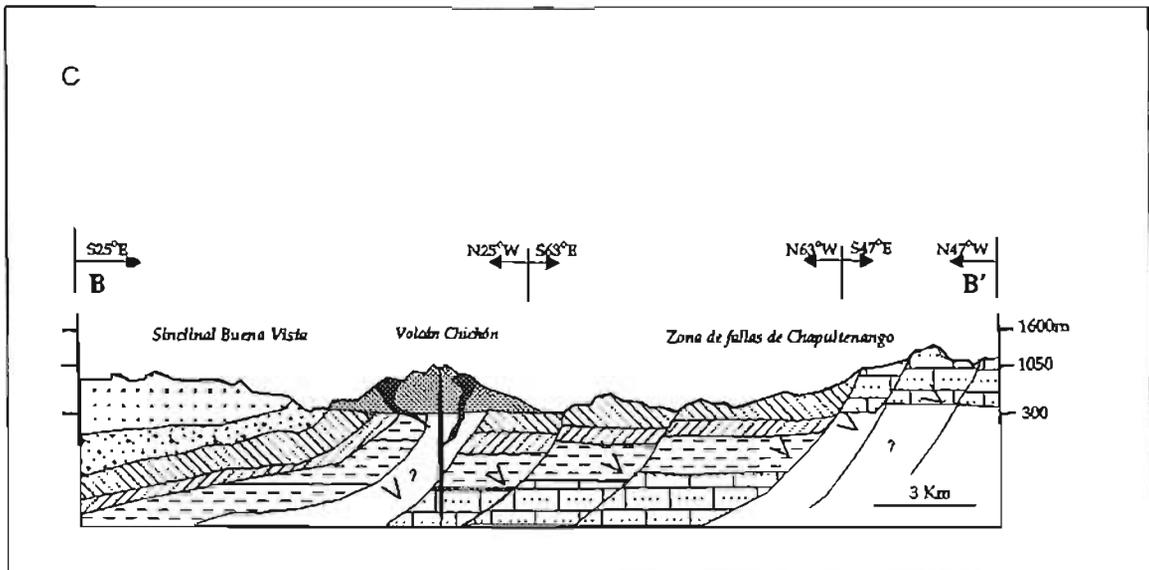
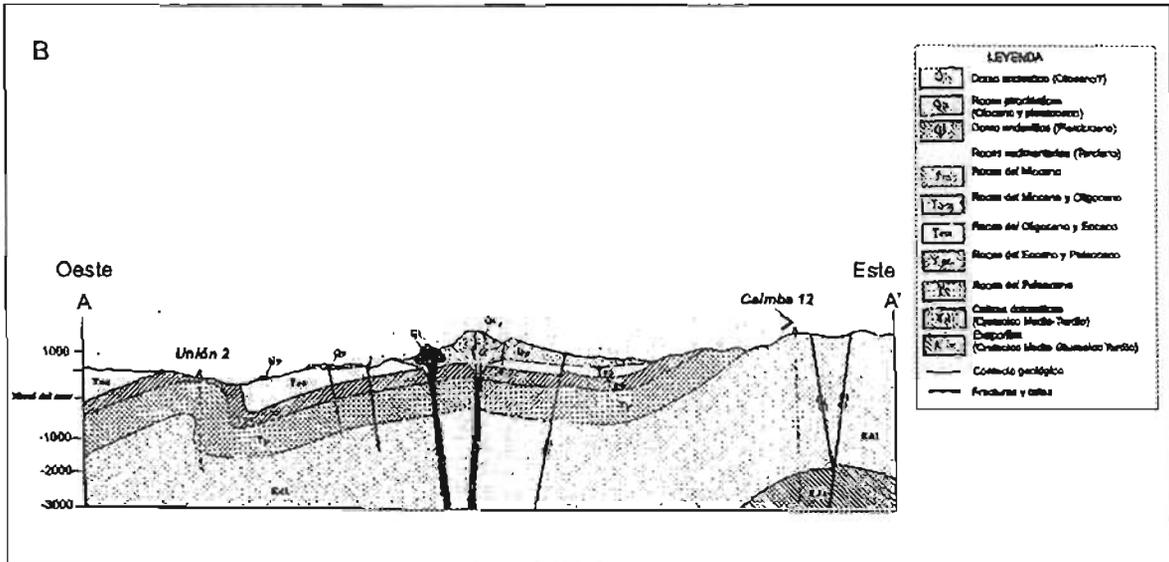


Figura 2.2 A) Mapa geológico simplificado del volcán Chichón y áreas contiguas. Los pueblos están indicados con cuadrados negros. A-A' y B-B' indican los perfiles en Fig. 2.2 B y C, respectivamente. Modificado de García Palomo et al. (2004).



Continúa Figura 2.2. B) Sección Oeste-Este del volcán Chichón, Calimba 12 y Unión 2, indican perforaciones efectuadas por PEMEX. Escala horizontal igual a la vertical (modificado de Duffield et al., 1984). C) Sección estructural NO-SE, que muestra el Sinclinal Buena Vista y las zonas de fallas de Chapultenango, ambas forman una estructura tipo semi-graben orientada en dirección NO. La simbología es la misma de Fig. 2.2 A Modificado de García Palomo et al. (2004).

2.2. Historia eruptiva del volcán.

El Chichón consiste de un cráter antiguo tipo somma, con dimensiones de 1.5 x 2 km de diámetro y una elevación de 1,150 m.s.n.m., en cuyo interior se encuentra el cráter formado por la erupción de 1982 (Fig. 2.3). Este cráter tiene un diámetro de 1 km, con elevación máxima de 1,100 m.s.n.m. y una profundidad aproximada de 160 m. En el exterior del cráter somma, se encuentran dos domos localizados al suroeste (Duffield et al, 1984; Macías, 1994) y al noroeste (Macías, 1994). El volcán fue clasificado como una agrupación de domos andesíticos y depósitos piroclásticos (Duffield et al., 1984), un complejo de domos emplazados a lo largo de una fractura anular (Rose et al., 1984) y un complejo de conos de tobas con domos asociados (Macías, 1994).

La primera reconstrucción de la historia eruptiva del Chichón se debe a Canul et al. (1983). Estos autores reconocieron dos secuencias de eventos cíclicos, caracterizadas por la emisión inicial de productos piroclásticos y la formación de un cráter de explosión, seguidos por la extrusión de domos al Suroeste del volcán y finalmente actividad freática y freatomagmática, de magnitud menor, que formó el cráter actual. Sin embargo, los autores no realizaron fechamientos de los depósitos.

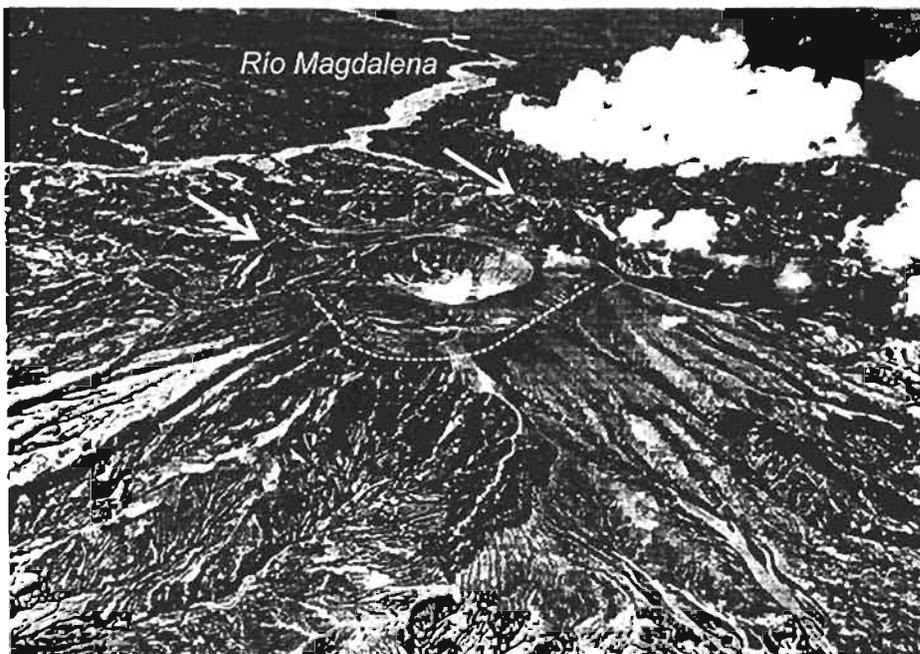


Figura 2.3. Vista aérea hacia el NO del volcán Chichón después de la erupción. Las flechas blancas indican los domos localizados al SO y NO del cráter. Las paredes del antiguo cráter somma (línea discontinua blanca) son apenas visibles debido a que fueron recubiertas por depósitos de la erupción de 1982. Foto de W. Rose (1983).

Con base en un modelo digital del terreno y fotografías aéreas Macías (1994) concluyó que la actividad de El Chichón comenzó con la edificación de un cono de tobas que denominó Guayabal el cual está localizado al SE del cráter somma. La actividad migró hacia el NO para formar un domo andesítico ubicado actualmente fuera del cráter somma. La edad de estos dos eventos se desconoce hasta la fecha. Hace aproximadamente 0.3 M.a, la actividad originó el cráter somma, un anillo compuesto por domos andesíticos. Esta estructura ha controlado la evolución del complejo volcánico hasta el presente.

Tilling et al. (1984) describieron cinco eventos eruptivos ocurridos durante el Holoceno, responsables del emplazamiento de flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas asociadas (entre 1580 y 1600 años A.P.); depósitos de caída, flujos y oleadas piroclásticas asociadas (1250 años A.P.), y depósitos de caída (entre 550 y 700 años A.P.). Estas erupciones fueron seguidas por el emplazamiento de domos a intervalos variables entre 350 y 650 años, y a intervalos de 600 años (± 0.2) durante los últimos 2,000 años. Posteriormente, Espíndola et al. (2000) concluyeron que durante los últimos 8,000 años, ocurrieron por lo menos 11 episodios eruptivos en el cráter reactivado en 1982. Estas erupciones están fechadas en 7,700, 3,700, 3,100, 2,500, 2,000, 1,900, 1,600, 1,500, 1,250, 900 y 550 años A.P., indicando un periodo de recurrencia variable entre 100 y 600 años (Fig. 2.4). Hace 2,000 años se verificaron erupciones hidromagmáticas, que produjeron depósitos caracterizados por estructuras de deformación plástica y presencia de lapilli acrecional.

Contrariamente a todos los estudios anteriores, Espíndola et al. (2000) reconocieron una lava andesítica porfírica (59% SiO₂) al NE del cráter somma, que atribuyeron a una menor actividad efusiva del mismo. Desde la formación del cráter somma, (hace aproximadamente 0.3 Ma), la composición traquiandesítica (54-59% SiO₂) con abundancia de MgO, CaO, TiO₂, Ni y Cr, en los productos emitidos, no ha cambiado (Rose et al., 1984; Mc Gee et al., 1987; Espíndola et al., 2000), sugiriendo un fraccionamiento de olivino y ortopiroxeno a partir de un magma andesítico (Luhr et al., 1984; Mc Gee et al., 1987; Espíndola et al., 2000). Análisis de microsonda electrónica de las fases minerales y experimentos hidrotermales, efectuados en fragmentos de pómez, indican que las condiciones de equilibrio del magma de la erupción ocurrida hace 550 años, son del orden de 2-2.5 Kb (Macías et al., 2004), indicando una profundidad del reservorio para esta erupción de 6.5-7 kilómetros, similar a la señalada por la erupción de 1982 (6-8 km, Luhr et al., 1984). Esta erupción se caracterizó por presentar valores inusuales en el contenido de azufre (estimados en 2.6% en

peso, como SO₃, en el magma anterior a la erupción, Varekamp et al., 1984), emitidos en forma de SO₂, en los estratos inferiores de la estratósfera (5-9 megatonnes, Krueger et al., 1995), y en el interior de los fragmentos de pómez como cristales de anhidrita y pirrotita (Luhr et al., 1984). Es probable que esto haya ocurrido en erupciones anteriores, sin quedar registrado en los depósitos (Tilling et al., 1984), considerando que sólo una temporada de lluvia es suficiente para remover cualquier traza de anhidrita en la pómez (Luhr et al., 1984).

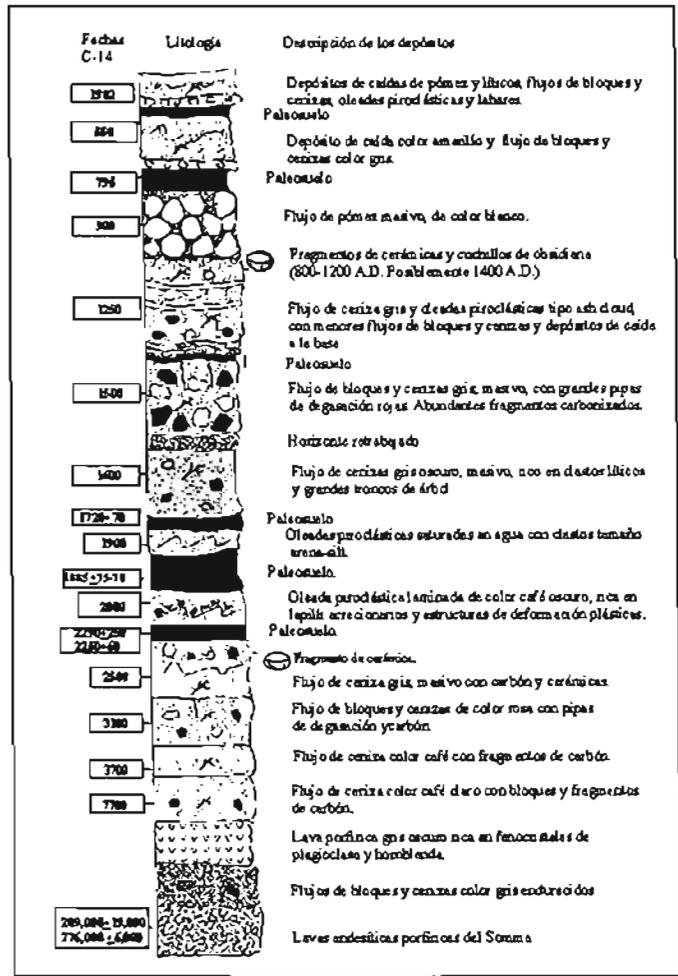


Figura 2.4. Sección estratigráfica compuesta que muestra la actividad del volcán Chichón durante los últimos 8,000 años (modificada de Espindola et al., 2000).

2.3. Resumen de la erupción.

Antes de la erupción de 1982, el Chichón estaba compuesto por el cráter somma, en cuyo interior se encontraban dos domos con una altitud máxima sobre el nivel del mar de 1,260 m (Fig. 2.5). Existían evidencias de una intensa actividad fumarólica entre las paredes internas del cráter Somma y los domos, las cuales fueron descritas por Mülleried (1933 a-b), Damon y Montesinos (1978) y Canul y Rocha (1981). Estos últimos autores fueron testigos de fuertes sismos y explosiones durante su trabajo de campo, efectuado para evaluar el potencial geotérmico de la zona; en su reporte interno a la Comisión Federal de Electricidad, señalaron que el volcán estaba activo y podría producir una erupción en el futuro. A fines de 1980 se comenzó a detectar un incremento de la actividad sísmica, en instrumentos instalados en las cercanías de la presa hidroeléctrica Chicoasén, al sur del volcán, con el fin de vigilar la actividad sísmica durante el proceso de llenado de la presa (Jíménez et al., 1999). Entre los meses de diciembre 1981-enero 1982, se registraron varios sismos premonitores, los más grandes con magnitudes entre 2.4 y 3.2. La actividad sísmica registrada el 6 de Marzo indica la ocurrencia de 30 sismos en 24 horas, el mayor con una magnitud de 4.0. El 28 de Marzo después de un temblor de magnitud 3.8 (12.37 GMT-Greenwich Mean Time, Tiempo Universal), se registró una secuencia de 10 eventos en 10 minutos. A partir de las 23.00 GMT la actividad sísmica se convirtió en tremor de amplitud variable que terminó a las 03.28 GMT el 29 de Marzo. Unas horas después, a las 5.30 GMT (Tabla 2) el volcán entró en erupción.



Figura 2.5. Vista del flanco Sur del volcán antes de la erupción de 1982, en donde se aprecian las paredes del cráter somma y el domo destruido por la erupción. Foto de R. Canul (1981).

La secuencia de eventos fue reconstruida inicialmente a través de imágenes de satélite y de reportes visuales (SEAN, 1982). La estratigrafía de los productos emitidos fue reconstruida algunos años más tarde (Sigurdsson et al., 1984; 1987; Carey y Sigurdsson, 1986) e inclusive a más de una década después (Macías, 1994; Macías et al., 1997b) (Tabla 2). De los diez episodios eruptivos que ocurrieron entre el 29 de Marzo y el 4 de Abril (Havskov et al., 1983; Matson, 1984; Mc Clelland et al., 1989; SEAN, 1982; SEAN, 1986), únicamente seis fueron detectados sísmicamente (Yokoyama et al., 1992). Los eventos que dejaron depósitos reconocibles ocurrieron el 29 de Marzo (05:32 GMT), el 3 de Abril (08:30 GMT) y el 4 de Abril (01:35 GMT y 11:22 GMT) (Sigurdsson et al., 1984). Los episodios eruptivos más catastróficos ocurrieron el día 4 de Abril (01:35 GMT y 11:22 GMT), con la generación de flujos y oleadas piroclásticas, responsables de la destrucción completa de nueve pueblos alrededor del volcán (Sigurdsson et al., 1984). Macías (1994) y Macías et al. (1997b) refieren a estos eventos como fases eruptivas I-IV (Tabla 2). Los flujos piroclásticos producidos durante esta última fase siguieron los cauces de los ríos Tuspac y Agua Tibia, hasta unirse con el Río Magdalena, en donde crearon una represa natural de 30 metros de alto ubicada a 3.5 km al norte del pueblo de Francisco León (Medina-Martinez, 1982). Las intensas lluvias ocurridas en los meses de Abril-Mayo del mismo año (hasta 70 mm, Quintas, 2000), provocaron el aumento del nivel del lago, que se desbordó el 26 de Mayo, provocando la formación de varios lahares calientes de algunos millones de metros cúbicos

(Medina-Martínez, 1982; Macías et al., 2004). Los lahares viajaron 28 kilómetros, hasta unirse con las aguas del río Grijalva, provocando el incremento del nivel del agua hasta llegar a la presa hidroeléctrica Peñitas, entonces en construcción y ubicada a 7 km de distancia.

Tabla 2. Resumen de los eventos eruptivos ocurridos en 1982 (modificada de Sigurdsson et al., 1984; Carey y Sigurdsson, 1986; Macías et al., 1997b).

Fase Eruptiva	Fecha (1982)	Testigos Oculares (GMT)	Satélite (GMT)	Tremores Sísmicos (GMT)	Duración (horas)	Depósitos (a)	Depósitos (b)	Altura máxima columna (km) (c)
I	29 Marzo	0532	0530-0600	0515-0547	5	A1	A1	27.3
	30 Marzo	-	1500	-	-	-	-	-
	30 Marzo	-	2100	2100-0100 del 31 de Marzo	No claro	-	-	8
		-	-	-	-	-	-	-
	31 Marzo	1700?	-	-	-	-	-	-
	2 Abril	-	-	-	-	-	-	-
II	3 Abril	-	0000-0030	-	-	-	-	-
	3 Abril	-	0830-0900	0839-0900	27min	A2	A2	>17
III	3 Abril	-	1500	1003-1030	-	-	-	-
	4 Abril	0135	0130-0200	0135-0155	4	S1,F1,B,S2,F2	S1,F1,B,U1,F2,S2	31.6
IV	4 Abril	1122	1130	1110-1330	7	C, S3	C, S3	28.8
	4 Abril	-	-	-	-	-	-	-
	26 Mayo-Sept.	-	-	-	-	Lahar caliente	Lahar Caliente	-
	1982-84	-	-	-	-	-	Lahars (4)	-

a) Sigurdsson et al. (1984) ; b) Macías et al. (1997-b) ; c) Carey y Sigurdsson (1986)
 A1-A2-B-C depósitos de calda; F1-F2 depósitos de flujo piroclástico; S1-S2-S3 depósitos de oleada piroclástica

2.4. Estudios previos.

La estratigrafía de los depósitos de la erupción de 1982 fue descrita en los trabajos de Sigurdsson et al. (1984; 1987), Carey y Sigurdsson (1986), Macías (1994) y Macías et al. (1997b). Estos últimos autores dividieron la zona de estudio de acuerdo con su distancia del cráter en tres zonas: **cercana**: que comprende un radio de 0 a 3 km, **intermedia**: entre 3 y 5 km, **lejana**: para distancias mayores a 5 km.

A continuación, se reporta la descripción de las unidades reconocidas en los estudios previos.

- Caída A1

La secuencia estratigráfica comienza con el depósito de la caída A1 (Sigurdsson et al., 1984), constituido por lapilli de pómez gris de composición traquiandesítica, con gradación directa, cristales de plagioclasa y hornblenda y escasos óxidos de Fe-Ti y líticos accidentales. A1 tiene un eje de dispersión principal en dirección N-NE, que refleja la combinación de vientos de baja altitud (<4 km) en dirección N y vientos de la baja tropósfera en dirección ENE (Sigurdsson et al., 1984; Carey y Sigurdsson, 1986). Sigurdsson et al. (1984), reconocieron A1 con un espesor máximo de 26 cm en la zona cercana. De manera diferente, Macías (1994) y Macías et al. (1997), observaron este depósito, esencialmente en zonas intermedias y lejanas con un espesor máximo de 12 cm. Para Sigurdsson et al. (1984) y Carey y Sigurdsson (1986), A1 es el producto de una explosión freatoplíniana que generó una columna de 27 kilómetros, responsable de la remoción de una cuarta parte del domo pre-existente (Sigurdsson et al., 1984).

- Caída A2

A2 es un depósito de color gris, en contacto gradual con A1, compuesto por ceniza medio-gruesa, rico en cristales (50%) y fragmentos líticos (25%) y con una selección granulométrica pobre (Sigurdsson et al., 1984). A2 fue producido por una erupción de volumen pequeño, el 3 de Abril a las 08:40 GMT y tiene un eje de dispersión principal hacia el NE con espesores característicamente inferiores con respecto a A1 (máximo algunos centímetros) en zonas cercanas y lejanas (Carey y Sigurdsson, 1986). Carey y Sigurdsson (1986), estimaron que la altura de la columna que produjo este depósito fue mayor a 17 km. Considerando el contacto gradual con el depósito de caída A1, algunos autores (Varekamp et al., 1984, Luhr et al., 1984) consideraron que este nivel fue depositado durante el mismo evento eruptivo. Macías (1994) y Macías et al. (1997), reconocieron el depósito únicamente en áreas intermedias y lejanas, con un espesor máximo de 4 cm.

- Oleada piroclástica S1

Sigurdsson et al. (1984) describieron S1 como un depósito compuesto por dos niveles ricos en pómez, de espesor similar. El inferior, de color rojo/café se caracteriza por un contenido elevado de fragmentos líticos hidrotermalizados, y el superior está constituido por ceniza de color gris. S1 fue estudiado en detalle en secciones ubicadas a distancias entre 3.6 y 6.4 al Este del cráter (Sigurdsson et al., 1987), donde presentaba un espesor máximo de 3 m.

Sigurdsson et al. (1984; 1987) reconocieron estructuras tipo onda en ambos niveles, menos desarrolladas en el nivel inferior, y la presencia de fragmentos de madera carbonizada.

Macías (1994) y Macías et al. (1997b), subdividieron S1 en tres capas que sobreyacían a un nivel oxidado (2-3 cm) a lo largo de las paredes del cráter somma. La capa basal, fue descrita como un depósito de ceniza de color variable entre rojo y gris, con un espesor máximo de 9 cm y la intermedia como un depósito de lapilli color amarillo-café, con un elevado contenido en líticos y fragmentos de carbón, con un espesor máximo de 70 cm. Finalmente, la capa superior se describió como un depósito de ceniza media variable en color entre gris y café y espesor máximo de 49 cm (Macías, 1994). S1 fue reconocido en contacto con un flujo de bloques y cenizas más antiguo en la zona del somma y el cráter de 1982, con un espesor máximo de 1.5 metros y en los flancos del somma en contacto con los depósitos de caída A1 y/o A2.

Todos los estudios atribuyen a S1 una distribución asimétrica hacia el Sur del volcán hasta una distancia de 8 kilómetros del cráter (Sigurdsson et al., 1984; Macías et al., 1997, Fig. 3.4), donde cubre un área de 93 km² (Sigurdsson et al., 1987).

- Flujo piroclástico F1

Sigurdsson et al. (1984) describieron a F1 formado por dos unidades que sobreyacen al depósito de caída A1, en el río Susnubac al SE del volcán. La unidad inferior de color gris tiene un espesor de 5 m y presenta en su interior un elevado contenido de fragmentos líticos y carbón; la superior, con un espesor de 10 m, es rica en pómez y muestra transiciones laterales a depósitos con estratificación cruzada y espesores máximos de 30 cm, que atribuyen a una oleada tipo *ground surge*. Por el contrario, Macías (1994) y Macías et al. (1997b) afirmaron que F1 es un depósito de color variable entre gris y verde, en contacto erosivo con S1, en la zona comprendida entre el somma y el cráter de 1982, con un espesor máximo de 10 m. F1 está constituido por lo menos por dos unidades de flujo, que contienen fragmentos líticos alterados hidrotermalmente, fragmentos juveniles con estructuras de corteza de pan y escasas pómez en una matriz de lapilli fino. En áreas planas, F1 presenta pseudo-estratificación poco acentuada, debida a la concentración de fragmentos líticos, mientras que en zonas con fuerte pendiente, presenta una apariencia caótica como la de un depósito de brecha.

- Unidad Intermedia (U.I.)

Esta unidad fue descrita por Macías (1994) y Macías et al. (1997), hasta 2 km del cráter, donde cubre un área de ≈ 2 km². En la zona entre el somma y el cráter de 1982, este depósito

fue observado en contacto con el flujo piroclástico F1 y por debajo del flujo F2, con un espesor máximo de 5 m. La Unidad Intermedia fue dividida en tres sub-unidades: Inferior y la Superior que consisten en una alternancia de capas centimétricas masivas, de ceniza media color gris, y capas amarillas de ceniza gruesa con estructuras *tipo onda* (Macías et al., 1997). La sub-unidad Media, consiste en un flujo de bloques y cenizas de color variable, entre gris y verde claro, con un espesor máximo de 4 m.

- Caída B

El depósito de caída B de color rojo debido a su elevado contenido en líticos accidentales hidrotermalizados, contiene pómez con gradación normal y se distingue de los otros depósitos de caída por las dimensiones mayores de sus clastos (Sigurdsson et al., 1984). B tiene un eje de dispersión principal hacia el Este, reflejando la dirección de los vientos dominantes en la tropósfera (Carey y Sigurdsson, 1986). Este depósito, está ausente en la zona comprendida entre el cráter de 1982 y el somma, debido a que fue erosionado por flujos sucesivos (Macías et al., 1997) y fue reconocido en contacto directo con el depósito de flujo piroclástico F1, en los valles Cambac y en algunos valles del Platanar, con espesores desde 2 cm hasta 30 cm (Macías, 1994). Según Carey y Sigurdsson (1986), el evento pliniano que depositó la unidad B, fue el de mayor intensidad durante la erupción de 1982, con una masa eruptada estimada de 6×10^7 kg/s.

- Flujo piroclástico F2

Sigurdsson et al. (1984) subdividieron al flujo piroclástico F2 en tres unidades, en los afloramientos del valle de Nicapa al Noreste del cráter. Cada unidad, con un espesor variable entre 2 y 15 m, está constituida por bloques gruesos de pómez embebidos en una matriz de lapilli color rojo café poco seleccionada. En ocasiones, en la base de cada unidad se encontró un depósito (40 cm de espesor máximo) con estratificación cruzada y gradación inversa de pómez. Sigurdsson et al. (1984; 1987) indicaron que la cima del flujo F2 tiene granulometría más fina y estratificación cruzada. En zonas lejanas, las porciones centrales del flujo son remplazadas por lentes de pómez, que separan a los depósitos de oleada piroclástica en la base y en la cima del flujo (S2) (Sigurdsson et al., 1984).

Macías (1994) y Macías et al. (1997b), subdividieron al depósito F2 en tres unidades de flujo, que en la zona comprendida entre el somma y el cráter de 1982, alcanzan espesores de 8, 1 y 3 metros, respectivamente. En los flancos del cráter somma, F2 es masivo en los valles (>10 metros) donde está constituido por pómez suspendidas en una matriz de lapilli fino y se

transforma en un depósito de ceniza media con estructuras de onda asimétricas y gradación inversa de las pómez en los altos topográficos (S2).

- Oleada piroclástica S2

Sigurdsson et al. (1984), describieron esta unidad como un depósito rico en pómez con respecto a S1, de color rojo en la base y gris en la parte superior, con lentes de pómez intercaladas, distribuido de manera concéntrica alrededor del cráter, entre 5 y 7 km. La porción inferior presenta estratificación cruzada y estructuras tipo duna que migran en el sentido de la corriente, con ángulos variables entre 10 y 20° con respecto a la horizontal. La porción superior de granulometría más fina, presenta estructuras plano-parallelas. La oleada piroclástica S2 fue descrita como gradada de manera inversa en la base y de manera directa en la cima (Sigurdsson et al., 1987), con un espesor máximo de 2 m al Este y de 80 cm al Sur y Oeste del volcán. Algunos lentes de pómez (10 y 60 cm de espesor) fueron reconocidos en el interior de S2 hasta 3.5 km del cráter en los valles al Norte, Sur y Este. Sigurdsson et al. (1987), estimaron para S2 un volumen de $9 \times 10^7 \text{ m}^3$ y un área de 104 km^2 . Macías (1994) y Macías et al. (1997b) describieron S2 como un depósito constituido por dunas asimétricas de gran longitud y lentes de lapilli de pómez, inversamente gradadas arriba de F2.

- Caída C

El depósito de caída C está constituido por lapilli de pómez gris con gradación directa y escasos líticos accidentales (Sigurdsson et al., 1987). C presenta un eje de dispersión principal en dirección Este (Carey y Sigurdsson, 1986). La tasa de emisión de este evento fue calculada en $4 \times 10^7 \text{ kg/s}$ (Carey y Sigurdsson, 1986).

- Oleada piroclástica S3

La oleada piroclástica S3 fue descrita por Sigurdsson et al. (1984; 1987), como un depósito de ceniza fina, en facies laminar y rico en pómez, con color variable entre rojo y gris, y con un espesor máximo de 90 cm a distancias de 5 km al Este del volcán. S3 presenta una distribución alargada en dirección NE-SO (Fig. 3.6) y cubre un área de 39 km^2 . Estos autores indicaron que debido a las lluvias tropicales, el depósito había sido completamente erosionado poco después de la erupción (Sigurdsson et al., 1984; 1987). Sin embargo, Macías (1994) y Macías et al. (1997b) encontraron S3, con un espesor máximo de 5-6 m en la porción comprendida entre el cráter de 1982 y el somma, en contacto erosivo con F2 y a lo largo del somma en contacto erosivo sobre el depósito C, con un espesor de 1 m. En el interior del

somma, el depósito está constituido por numerosas capas de ceniza media variable entre rojo, gris y café, alternadas con horizontes de ceniza gruesa color gris, con un espesor máximo de 90 cm. La secuencia basal cohesiva y húmeda presenta estructuras de deformación plástica, intercaladas con fragmentos líticos y pómez. Esta secuencia fue reconocida hasta 3.5 km del cráter (Fig. 2.6). Macías (1994) indica la presencia de estructuras tipo onda en el interior del depósito, con longitudes hasta de 20 metros y amplitudes de 1-2 metros.

- Oleadas piroclásticas S4 y S5

Otros depósitos de oleada piroclástica, fueron descritos por Macías (1994) únicamente en el interior del cráter en el sector NNE. S4 y S5 están separados por una superficie erosiva y constan de secuencias cíclicas de niveles laminados con granulometría fina, alternados con niveles masivos de granulometría más gruesa. La granulometría disminuye progresivamente pasando de una unidad a otra: S4 está constituido por ceniza gruesa y varía entre 10 y 20 m, mientras que S5 consiste de ceniza media-fina y alcanza un espesor máximo de 5 m.

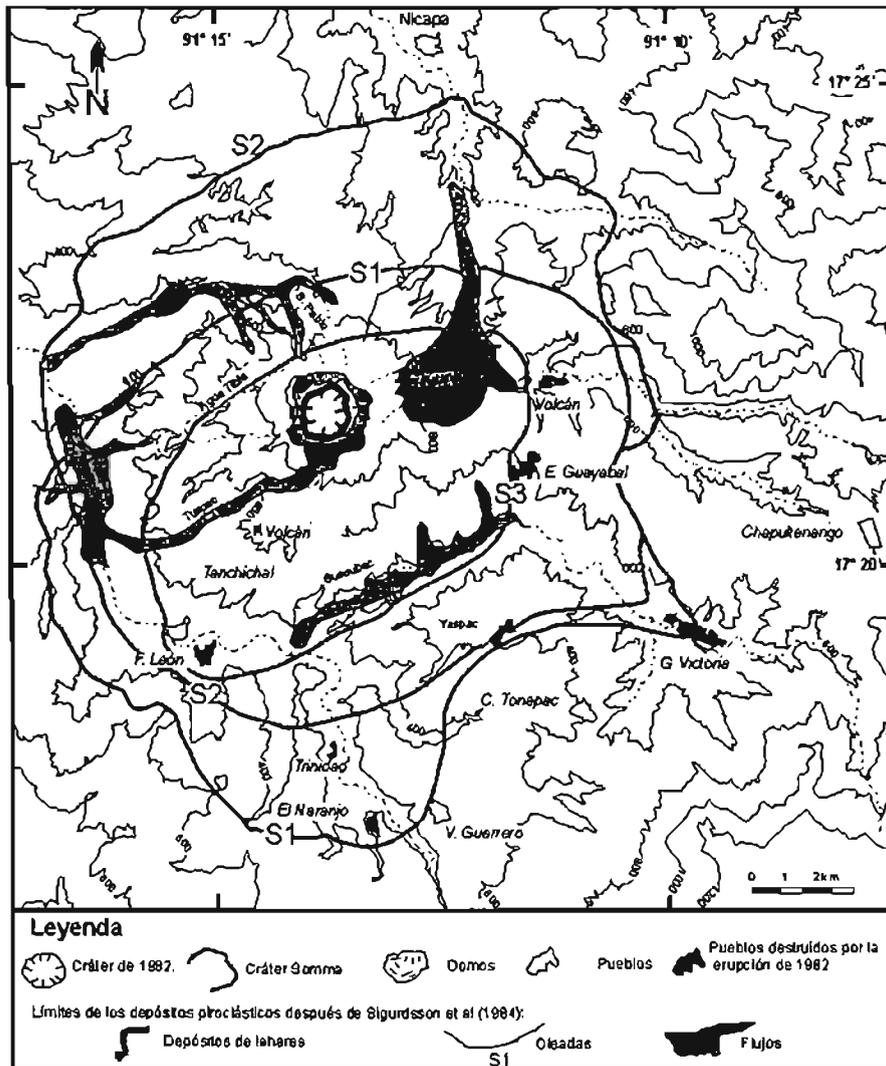


Figura 2.6. Distribución de los depósitos de oleada piroclástica S1, S2 y S3, de acuerdo a los estudios de Sigurdsson et al. (1984, 1987) y Macías et al. (1997b). Modificada de Macías et al. (1997b).

2.5 Volumen total de los depósitos

Existe confusión en las estimaciones del volumen total de la erupción de 1982. Sigurdsson et al. (1984), estimaron un volumen total de 0.50 km^3 R.D.E. (Roca Densa Equivalente) subdividido en: 0.37 km^3 para los depósitos de caída, 0.09 km^3 para depósitos de oleadas piroclásticas S1-S2 y 0.04 km^3 para depósitos de flujos piroclásticos y detritos. Posteriormente, Sigurdsson et al. (1987) estimaron un volumen para los productos piroclásticos de caída y de oleada igual a 1.09 km^3 R.D.E., del cual 0.60 km^3 corresponde a A1, 0.39 km^3 a B, 0.40 km^3 a C, y 0.16 km^3 a las oleadas piroclásticas S1 y S2. Sin embargo, el volumen total sería de 1.55 km^3 R.D.E., y no de 1.09 km^3 . El volumen de los depósitos de oleadas piroclásticas obtenido en 1987, es además mayor de 0.07 km^3 con respecto a los

cálculos efectuados en 1984. Considerando correctos los volúmenes de caída y oleada piroclástica proporcionados por Sigurdsson et al. en 1987, añadiendo el volumen de flujos piroclásticos calculado por Sigurdsson et al. en 1984, y el volumen estimado para los depósitos de la Unidad Intermedia (0.01 km^3 R.D.E.) por Macías (1994) y Macías et al. (1997b), el volumen total de los productos emitidos durante la erupción sería de 1.60 km^3 R.D.E. Esta cifra difiere de la estimación reciente de Luhr y Logan (2002), quienes calculan un volumen total de magma emitido de 1.1 km^3 .

2.6 Interpretación de los depósitos de oleada piroclástica de 1982.

La interpretación de los mecanismos eruptivos y de emplazamiento de las oleadas piroclásticas emitidas durante la erupción de 1982, por los autores antes citados, ha arrojado conclusiones diferentes.

Sigurdsson et al. (1984) determinaron que la fase III de la erupción ocurrida el 4 de Abril (0135 GMT), empezó con explosiones freatomagmáticas que destruyeron una cuarta parte del domo central y depositaron la oleada piroclástica S1. Sin embargo, el origen de la unidad S1 fue explicada inicialmente (Sigurdsson et al., 1984) como debida a la depositación a partir de nubes diluidas generadas por la elutriación de material del flujo piroclástico F1, emplazado principalmente en el sector SO del volcán y sucesivamente como resultado de explosiones hidromagmáticas dirigidas hacia el Sur (Sigurdsson et al., 1987). La presencia de estructuras tipo onda en toda la extensión de la capa superior gris, la ausencia de estructuras de deformación plástica, lapilli acrecional y la presencia de fragmentos carbonizados de madera, fue tomada por los autores como una evidencia de que las nubes eran calientes y tenían un comportamiento newtoniano, es decir no existía vapor en fase de condensación que diera cohesión a las partículas en la nube. Los autores estudiaron S1 sólo en secciones ubicadas entre 3.6 y 6.4 km al Este del cráter, en donde el depósito está en contacto directo con el depósito de caída A1. La presencia del depósito A2 a distancias mayores de 4.4 km fue considerada como evidencia que a ≈ 3 km del cráter S1 era todavía capaz de remover completamente el nivel de caída A2 y hasta 4 cm de A1 (Sigurdsson et al., 1984).

Macías (1994) atribuyó la depositación de la primera capa de la unidad S1, de color rojo y rica en fragmentos líticos, a una explosión dirigida (tipo *blast surge*) hacia el Sur, que destruyó aproximadamente un tercio de la pared sur del cráter. Considerando la estratigrafía del depósito, Macías et al. (1997b) atribuyeron el emplazamiento de la unidad S1 a la ocurrencia de por lo menos tres eventos hidromagmáticos. El primero de estos eventos, que

depositó la capa de color rojo, fue el más energético y destruyó porciones del domo y de las rocas enjaconantes; la presencia de un nivel oxidado en la base del depósito fue interpretado como una evidencia de que las nubes eran húmedas. Los eventos sucesivos involucraron cantidades menores de agua produciendo horizontes de tipo seco con estructuras de tracción. Análisis de difracción de rayos X efectuados en los depósitos húmedos, revelaron la presencia de minerales arcillosos como illita y esmectita hasta en un 84% en peso, cuyo origen fue explicado por alteración hidrotermal previa a la erupción y quizá al interior de la nube eruptiva, seguida de fenómenos de condensación de vapor de agua y fluidos ácidos. Todos los autores concuerdan en que la oleada piroclástica S1 fue responsable de la destrucción de nueve pueblos el 4 de abril 1982, y que fue lo suficientemente caliente para carbonizar madera, presente sobre todo en las porciones inferiores del depósito (Sigurdsson et al. 1984, 1987; Macías, 1994; Macías et al., 1997b).

Según Macías (1994) y Macías et al. (1997b), los niveles inferior y superior del depósito **Unidad Intermedia** resultaron de explosiones hidromagmáticas de breve duración, debidas al ingreso de agua meteórica a través de porciones fracturadas del domo, que depositaron una alternancia entre capas de ceniza fina gris cohesiva, rica en lapilli armado, y lapillo fino amarillo con estructuras tipo onda. Análisis de difracción de rayos X de las capas masivas que constituyen los depósitos, evidenciaron también en este caso, la presencia de minerales arcillosos parecidos a los que se encontraron en el depósito S1.

Todos los estudios anteriores coinciden en asociar al depósito de oleada piroclástica S2 con el emplazamiento del flujo piroclástico F2, ya sea en la base (*ground surge*) de varias unidades de flujo y en la porción superior del mismo (*ash cloud surge*) (Sigurdsson et al., 1984; 1987), o únicamente en la porción superior del mismo (*ash cloud surge*) (Macías, 1994; Macías et al., 1997b). Sigurdsson et al. (1987) reconocieron la presencia de estructuras tipo onda en toda la extensión de S1 y S2, que fueron preservadas sobre todo en áreas planas, como en el pueblo Volcán Chichonal al Este y San Isidro Tanchichal al Suroeste del volcán. Estas estructuras tenían formas asimétricas con porciones sotavento cóncavas hacia arriba y más inclinadas que las barlovento y con longitudes de hasta 100 metros (Sigurdsson et al., 1987, p. 474). En zonas cercanas al cráter, los autores subrayaron la dificultad en establecer las dimensiones de tales estructuras, debido a la longitud extrema de éstas (Sigurdsson et al., 1987), mientras que en estudios anteriores Sigurdsson et al. (1984; p.33) hablan de la ocurrencia común de capas masivas en secciones cercanas al cráter. A distancias mayores de 4 km de la fuente, las longitudes medidas varían entre 1 y 40 m y las amplitudes entre 0.2 y 4 m (Sigurdsson et al., 1987).

El origen del depósito S3 fue asociado al colapso de la columna pliniana que produjo el depósito de caída C, según Sigurdsson et al. (1984; 1987). Por el contrario, Macías (1994) y Macías et al. (1997b), consideran que S3 fue el resultado de explosiones freatomagnéticas que interrumpieron la columna pliniana. La alternancia de niveles cohesivos y no cohesivos que lo constituyen sugiere que estos eventos estuvieron caracterizados por la interacción entre diferentes proporciones de magma y agua. De manera similar, los depósitos S4 y S5, que no superaron los bordes del cráter, fueron atribuidos a explosiones freatomagnéticas de menor intensidad, durante los últimos estadios de la fase IV (Macías, 1994).

CAPÍTULO III. ESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS DE OLEADA PIROCLÁSTICA.

3.1 Metodología y nomenclatura utilizada.

El trabajo de campo consistió en la descripción de 150 secciones estratigráficas a detalle de centímetros (Fig. 3.1) y hacer observaciones generales, alrededor del volcán a distancias variables hasta 12 km del cráter, con el fin de investigar las variaciones laterales de las unidades de oleada piroclástica S1, S2, IU y S3 y tomar muestras para su análisis en laboratorio.

Considerando que la mayor parte de las unidades eruptivas descritas en trabajos previos se compone de una sucesión de depósitos con características texturales diferentes, en este trabajo se empleó una subdivisión de estas unidades en *horizontes* (Fig. 3.2). El término *horizonte* se utiliza para describir de manera general una capa o una suma de capas, distinguibles de las contiguas por su color y textura general, en ocasiones separadas por un nivel milimétrico oxidado, o por una superficie erosiva ampliamente distribuida alrededor del volcán, que asegura la ocurrencia de un evento eruptivo definido.

Para describir el tamaño de las partículas se utilizó la clasificación resumida en la Tabla 1 para definir el espesor de las capas que constituyen un horizonte y para el grado de selección de los depósitos se utilizaron las clasificaciones resumidas en la Tabla 3.

Tabla 3. Clasificaciones utilizadas en este trabajo para describir el tamaño de las capas en el interior de un horizonte (Ingram, 1954) y la selección granulométrica del depósito (Sohn y Cough, 1989).

Espesor de las capas	cm
Lámina	< 1
Capa muy delgada	1- 3
Capa delgada	3- 10
Capa media	10- 3
Capa espesa	3- 10
Capa muy espesa	>100

Selección granulométrica	$\sigma\Phi$
muy bien seleccionado	0-1
bien seleccionado	1-2
mal seleccionado	2-4
muy mal seleccionado	>4

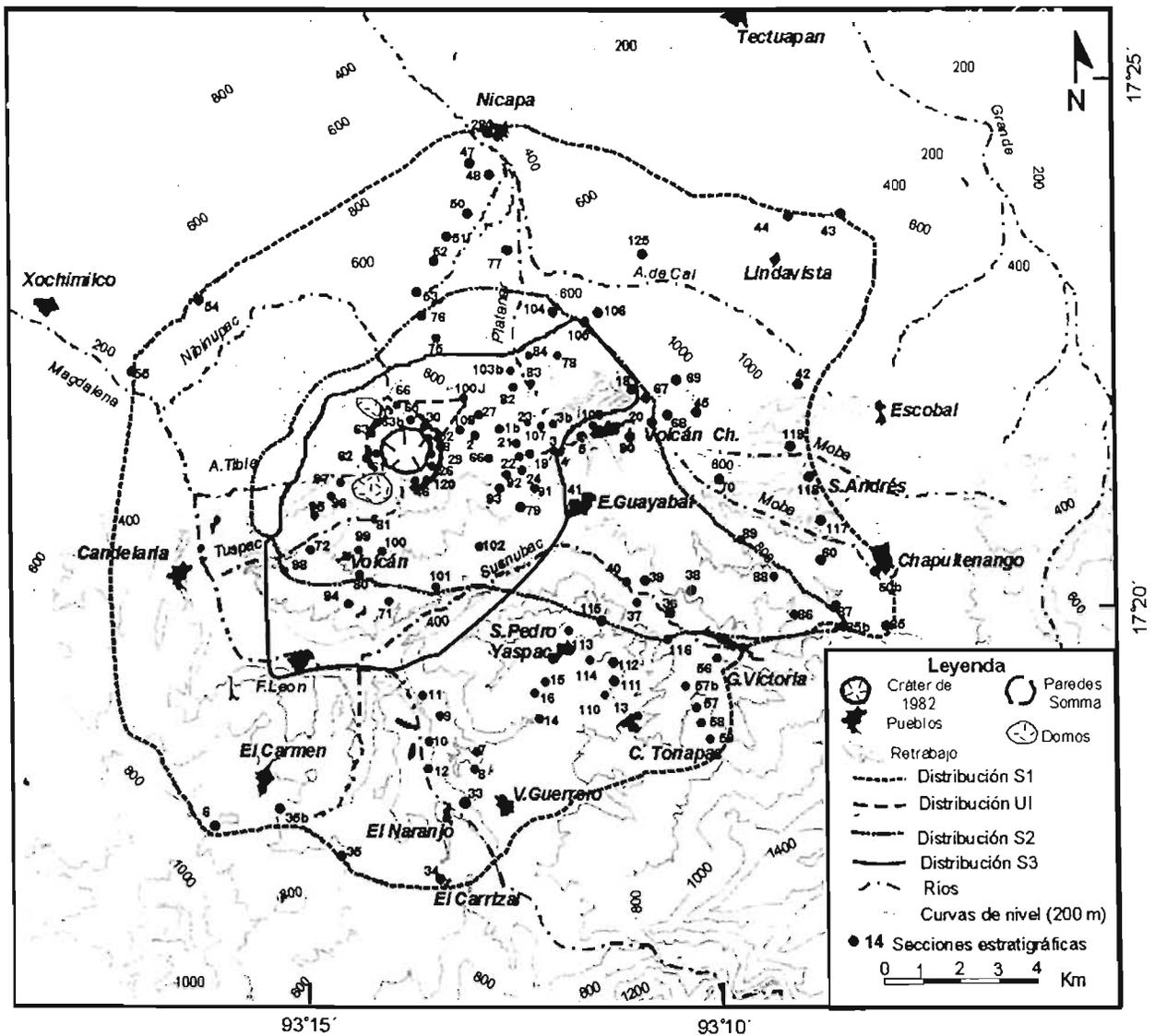


Figura 3.1. Distribución de las unidades de oleada piroclástica S1, UI, S2 y S3 producidas por la erupción de 1982 del volcán Chichón.

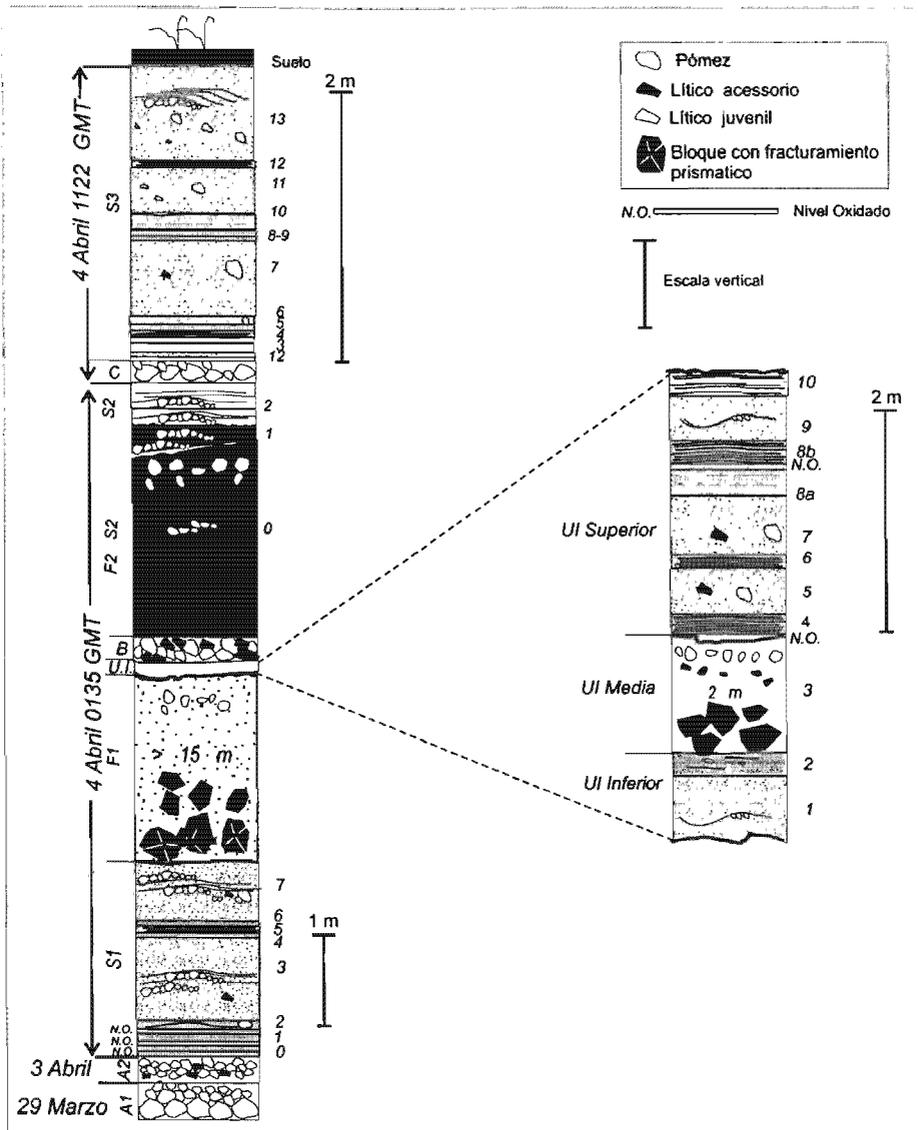


Figura 3.2. Sección estratigráfica compuesta de los horizontes que componen las unidades de oleada piroclástica descritos en este estudio.

3.2. Características y distribución de las unidades S1, UI, S2 y S3.

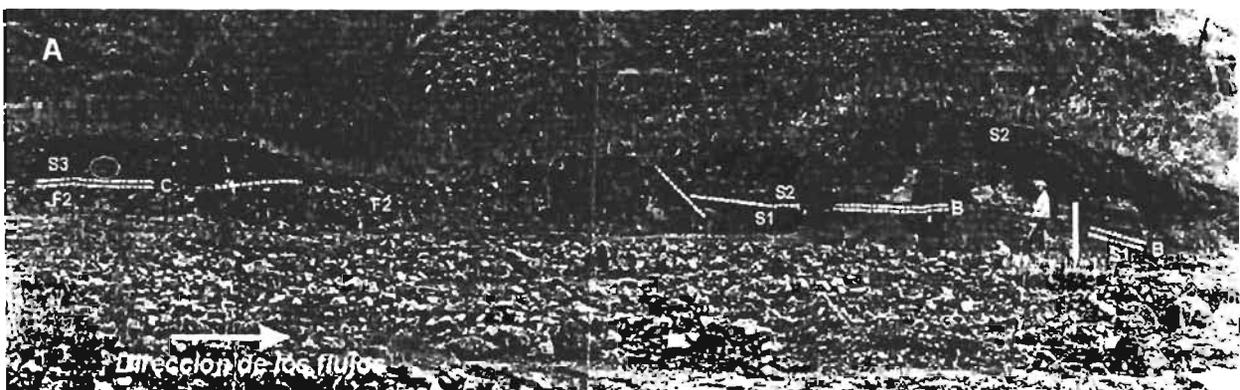
3.2 a) Unidad S1.

S1 es la unidad con mayor distribución alrededor del cráter cubriendo un área estimada de 213 km² (Fig. 3.1). Aflora de manera discontinua a distancias mayores de 3.5 km alrededor del cráter en donde no está cubierta por depósitos posteriores. S1 se compone de un total de seis horizontes cohesivos, de ceniza media-fina de varios colores, intercalados con dos horizontes secos y no cohesivos de lapilli medio-grueso y ceniza media (Fig. 3.2), ambos con una distribución variable alrededor del cráter. S1 alcanza un espesor máximo de 215 cm, a distancia de 3.7 km al ENE del volcán (sección 84). Las variaciones texturales y estructurales de los horizontes que componen

S1 a diferentes distancias del cráter se describen en detalle en la Tabla 4. Las secuencias más completas se encuentran entre 3.6 y 4.8 km al E-SE del cráter, generalmente por debajo del nivel del terreno actual (secciones 107, 3b, 90, 67; Figs. 3.3 A, 3.4 A-B) y raramente expuestas (sección 113, Fig. 3.5). En otros sectores, S1 consiste de un máximo de cuatro horizontes (de la base a la cima S1-0, S1-1, S1-2 y S1-3).

El primer horizonte, **S1-0** es un depósito de color variable entre rojo y naranja debido a la abundancia de fragmentos líticos accidentales del domo pre-existente. S1-0 descansa sobre un nivel oxidado (*oxidized layer* de Macías et al., 1997b) y los depósitos de caída A1-2 (Fig. 3.6 A-B). Presenta una distribución alargada en dirección N-S, alcanzando distancias de 6.5 km al S (sección 10) y 3.9 km al N (sección 52). Presenta un espesor máximo de 8 cm a 5.5 km al SE (sección 37, Fig. 3.6 B).

S1-1 es el horizonte que tiene la mayor dispersión alrededor del volcán, a partir del cual se puede obtener la distribución de la unidad S1. Este horizonte es un depósito de ceniza medio-fina con escaso lapilli, de color gris claro a oscuro. Presenta una distribución aproximadamente radial hacia el N y el O y más lobulada al oriente. Alcanza distancias máximas de 7.5 km al N (sección 28), 9.5 km al NE (sección 43), 9.5 km al S (sección 34), 10.5 km al E-SE (sección 85), y 4.5 km al O (sección 55). Al S y al N del volcán está en contacto con el horizonte S1-0 por medio de un nivel oxidado de dimensiones milimétricas (Tabla 4). Generalmente, constituye el primer horizonte arriba de los depósitos de caída A1-2 (Fig. 3.3 B-C, 3.4 B, 3.5). S1-1 presenta un espesor aproximadamente constante de algunos centímetros que llega a un máximo de 10 cm a altitudes variables entre 550 y 500 m al E del volcán (secciones 67 y 20).



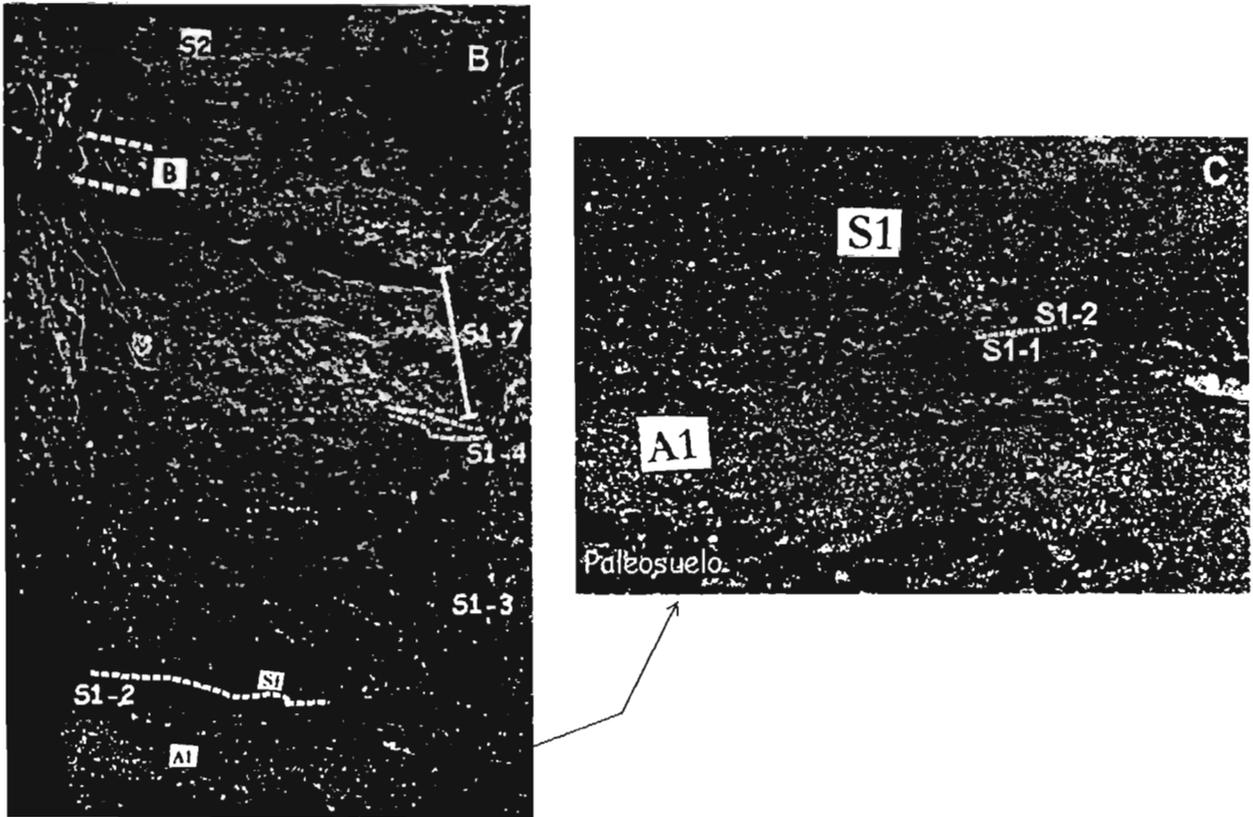


Figura 3.3. A) Vista general de los depósitos que afloran 3.7 km al E del cráter. La persona mide 180 cm. Foto de J.L. Macías (1994). La línea blanca a la derecha indica la posición de la sección 3b en B. El círculo blanco a la izquierda indica el detalle mostrado en la Fig. 3.19. B) Vista general de la sección 3b que muestra algunos de los horizontes que constituyen la unidad S1. C) Detalle de la base de la unidad que muestra el contacto irregular entre los horizontes S1-1 y S1-2. La base de los rectángulos mide 5 cm.

S1-2 es un depósito cohesivo de ceniza medio-fina variable de color café claro a oscuro. Raramente se encuentra en contacto nítido con el horizonte S1-1 (sección 90, Fig. 3.4C). Frecuentemente este contacto es irregular (Fig. 3.3 B-C, 3.5), lo que provoca fuertes variaciones en espesor aún a escala centimétrica. Presenta una distribución que varía de 8.5 km al E (sección 42), 5.5 km al ESE (sección 116) y 3.5 km al N (sección 76). Alcanza un espesor máximo de 5 cm al SE del volcán (sección 116).

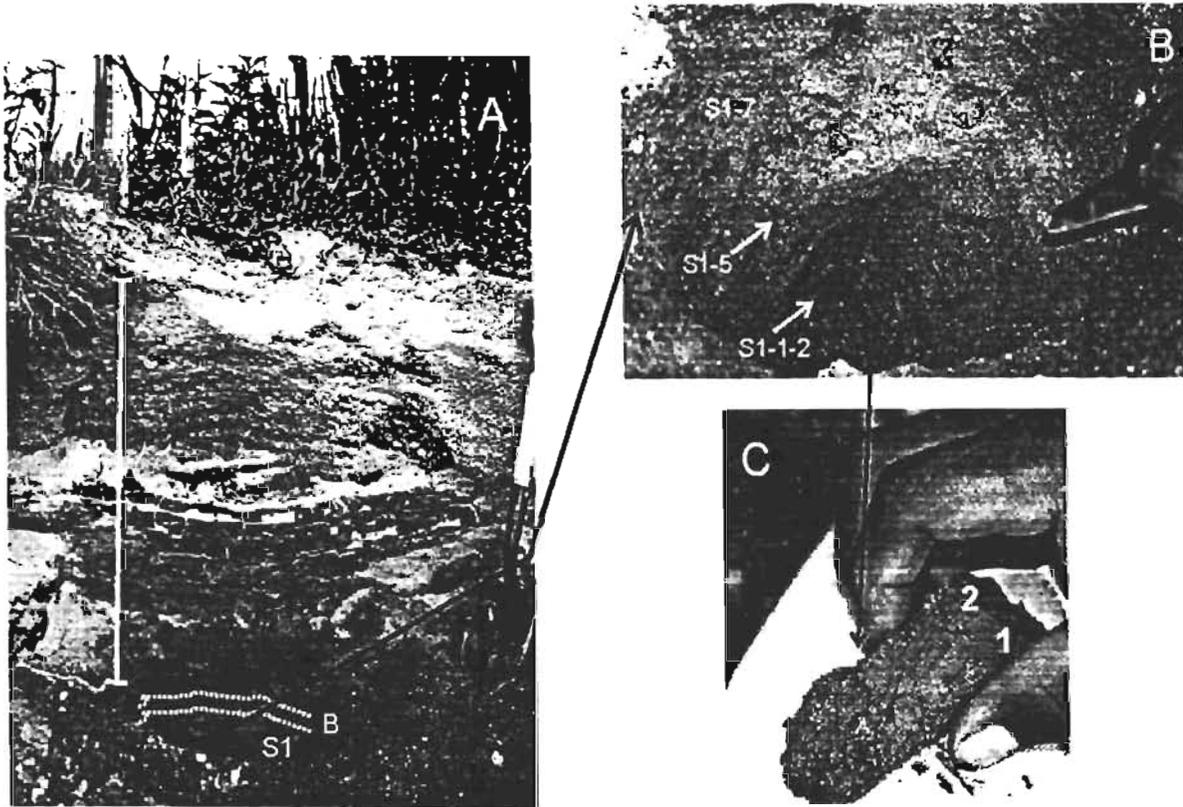


Figura 3.4. A) Vista general de la sección 90 a 4.7 km al E del cráter. B) Vista de la Unidad S1 en la sección 90. C) Detalle que muestra el contacto nítido existente entre los horizontes S1-1 y S1-2 en la misma sección.

S1-3 es el horizonte con mayor dispersión después de S1-1, y el que presenta los mayores espesores en zonas lejanas (Tabla 4). Alcanza distancias máximas de 4.8 km al E (sección 67), 5 km al N (sección 50), 5.5 km al SE (sección 116, Fig. 3.8) y 7.5 km al Sur (sección 33). Es un depósito de lapilli y bloques medios de pómez, líticos juveniles y pocos líticos accidentales inmersos en una matriz de ceniza gruesa, de color variable entre gris claro y amarillo. Su contacto es fuertemente erosivo sobre los horizontes S1-2, S1-1 (Figs. 3.6 A-B) e inclusive S1-0. Varía en facies dependiendo de la altitud, distancia y sector del volcán considerado. Alcanza un espesor máximo de 100 cm a 4.7 km al E del cráter (sección 67). Fragmentos de madera carbonizada se encuentran dispersos en su interior.

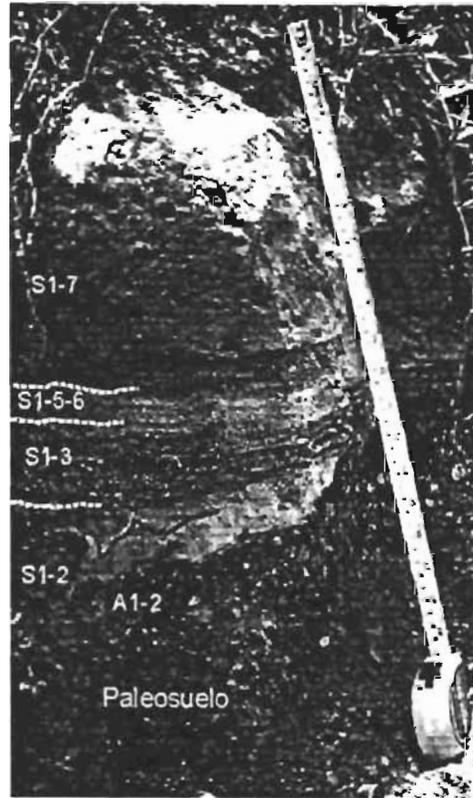


Figura 3.5 Vista general de la sección 113 ubicada a una distancia de 4.5 km al SE del cráter. Las líneas discontinuas marcan el límite entre los diferentes horizontes de S1. Cinta métrica como escala.

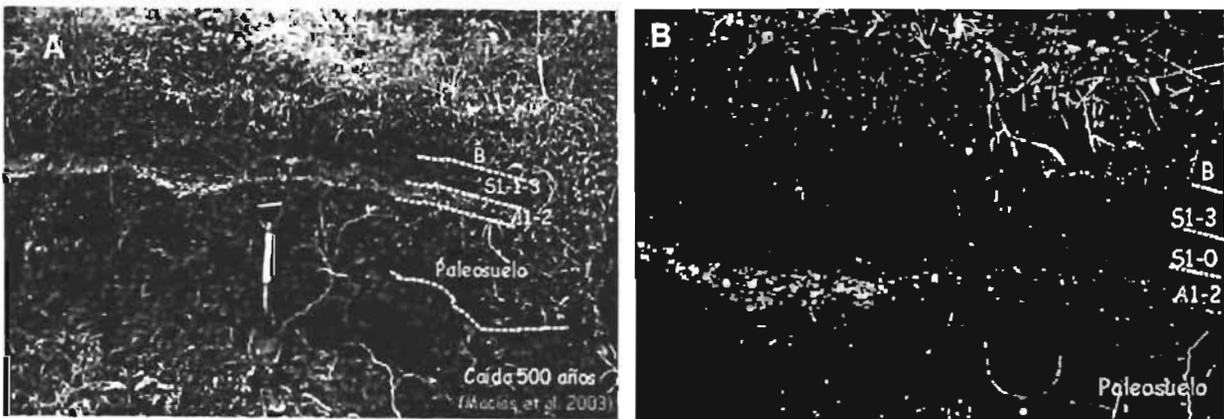


Figura 3.6. A) Vista general de la sección 37 ubicada a 5.3 km al SE del cráter. La pala mide 67 cm. B) detalle de A que muestra el contacto entre los horizontes S1-0 y S1-3.

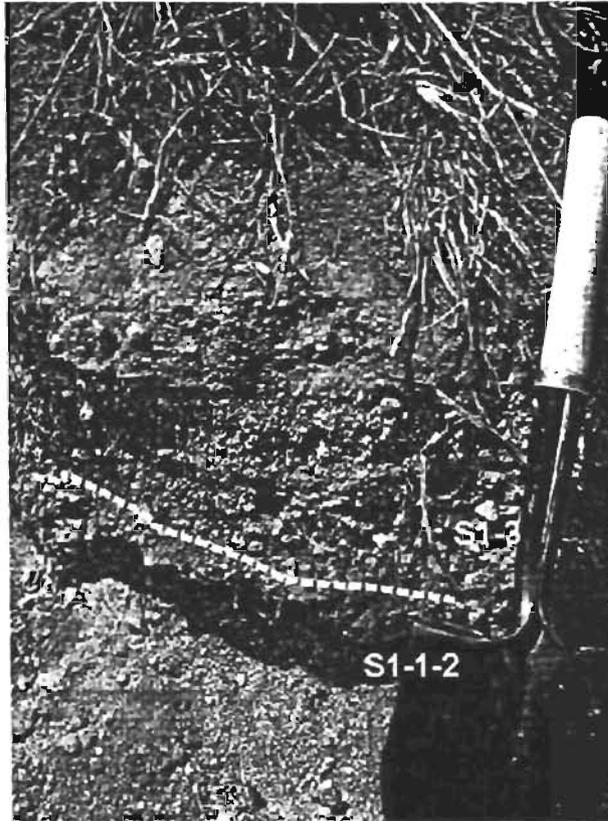


Figura 3.7 Sección 116 a 5.5 km al SE del cráter. Nótese que S1-3 consta de una base con gradación inversa y una porción con estratificación plano-paralela. La pala mide 67 cm.

Tabla 4. Características generales de los horizontes que componen la unidad S1. Todas las elevaciones están en metros sobre el nivel del mar. Los números entre paréntesis se refieren a las secciones en la Fig. 3.1

<i>Horizonte</i>	<i>Afloramientos y espesores</i>	<i>Textura</i>	<i>Estructura</i>	<i>Notas</i>
S1-0	Alcanza distancias máximas de 6.3 km al S (10), 5.3 km SE (37) y 3.9 km N (52). En dirección S-SE aflora a distancias > 5 km y altitudes entre 460 (10) y 500 m (11), variando en espesor entre 7 y 1 cm. Alcanza un espesor máximo de 8 cm a 5.5 km al SE (37). Al N aflora entre 3.5 (76) y 3.9 km N (52), a altitudes entre 680 y 600 m, con espesores entre 0.5 cm y 4 cm.	Hacia el Sur: depósito con baja selección granulométrica de lapilli y ceniza, de color entre rojo a rojo oscuro. Los componentes visibles en orden de abundancia son pómez blancas subredondeadas (6 cm), con trazas de alteración hidrotermal en su superficie, líticos accidentales angulares (5 cm), cristales (hbl>pl>cpx), y líticos juveniles (1 cm). Hacia el Norte: depósito de ceniza media, con mala selección granulométrica, cohesivo, de color variable entre naranja y rojo. Los componentes visibles consisten de pómez amarillas sub-redondeadas (2-3 cm), cristales (hbl>pl>cpx) y escasos líticos accidentales (2-3 mm). Sobreyace a los depósitos de caída A1-2, por medio de un nivel oxidado de dimensiones milimétricas.	Generalmente sin estructuras. A altitudes > 460 m, al Sur, presenta una ligera laminación dada por la alternancia entre niveles con granulometría diferente.	Erosivo sobre los depósitos de caída A1/2: 1 cm entre 5.7-6 km S; 4 cm a 6.3 km S; 4 cm a 3.9 km N.
S1-1	Al E está sepultado por depósitos sucesivos a distancias entre 3.7 (3b) y 4.8 km (90-67) y altitudes entre 620 y 500 m. Aflora únicamente a distancias de 4.9 (20) y 10.5 km (60b). Está aplastado en contra de altos topográficos con inclinaciones de 30-40° (Cerro El Gavilán, 45 a-d). Varía en espesor entre 2 y 4 cm, alcanzando un máximo de 10 cm a altitudes de 500 m (67-20). Al NE, aflora a distancias entre 3.5 (104) y 3.7 km (82), con un espesor variable entre 2 y 4 cm. A 9.5 km NE (44) es lateralmente discontinuo con un espesor máximo de 3 cm. Al SE aflora a altitudes entre 700- 560 m y distancias de 4.5 (113), 5.8 km (112), con un espesor entre 5 y 4 cm respectivamente. En dirección SO, aflora de manera discontinua entre 6.5 (12) y 9.5 km (34) a altitudes entre 300 y 460 m respectivamente. Varía en espesor entre 3.5 y 9 cm; espesores mayores en bajos topográficos.	Depósito cohesivo de ceniza medio-fina, de color gris oscuro a claro. Ligeramente vesiculado, en contacto ondulado con el horizonte superior S1-2. Los componentes visibles son en orden de abundancia pómez blancas sub-redondeadas (2 cm), líticos juveniles de color gris oscuro (0.6 cm), y cristales (pl>hbl). Depósito cohesivo de ceniza fina-media de color gris oscuro. Los componentes visibles son pómez blancas sub-redondeadas (2-3 mm). Depósito de ceniza media con pocos lapilli de color gris oscuro a claro, ligeramente vesiculado. Los componentes visibles son pómez blancas sub-redondeadas (2-3 cm), y cristales (pl).	Sin estructuras. Una laminación ligera (a 4.9 km) se debe a la alternancia entre capas de diferente granulometría o grado de vesiculación. Débil plano-paralela Masivo en elevaciones entre 400 y 500 m. Laminación poco desarrollada, debida a una alternancia entre niveles con granulometría diferente a altitudes >680 m A una distancia de 8.5 km al SO, consiste de 2 capas separadas por	En todos los casos se encuentra en contacto no erosivo sobre los depósitos de caída A1-2, por medio de un nivel milimétrico de oxidación Estructuras frecuentes de impacto del depósito de caída sobreyacente B, que interrumpe la continuidad lateral del depósito (6).

	A 8.5 km SO (6), presente a una altitud de 800 m.		un nivel oxidado en contacto fuertemente ondulado. Lateralmente discontinuas, y con una laminación poco acentuada, debida a la alternancia entre niveles de granulometría diferente (ceniza fina y ceniza gruesa)	
	Al N, aflora de manera discontinua entre 3.5 (76) y 7.5 km (28), a altitudes entre 680 y 320 m. Varía en espesor entre 4 (76) y 7 cm (28), siendo más espeso en cotas bajas.	Depósito de ceniza media-fina y pocos lapilli de color gris claro, constituido por pómez blancas (3-5 mm) y líticos juveniles (2-4 mm).	Sin estructuras. En contacto fuertemente ondulado con los horizontes adyacentes S1-0 y S1-2 por medio de un nivel milimétrico oxidado.	Erosionado por el depósito S1-3 en correspondencia de cambios de pendiente (53-51)
	Al Oeste, aflora únicamente a 4.5 km (54), a una altitud de 300 m, con un espesor de 3 cm.	Depósito de ceniza media-fina de color gris claro. Componentes visibles, en orden de abundancia: pómez blancas redondeadas (4-5 mm), líticos juveniles (3 mm), y cristales (pl>hbl).	Sin estructuras y lateralmente discontinuo a distancias de algunos decímetros	En contacto nítido no erosivo, con el depósito A1-2.
S1-2	Al E, es sepultado por depósitos sucesivos entre 3.7 (3b) y 4.7 km (90) del cráter y altitudes entre 610 y 510 m. Varía en espesor entre 5 (3b) y 2 cm (90). En altos topográficos a 7.5 km (Cerro El Gavilán, sección 42) es aplastado en dirección opuesta a la corriente	Depósito cohesivo de ceniza media-fina de color café claro a oscuro, con poca vesiculación, en contacto nítido (90), más frecuentemente ondulado (3b) con el horizonte inferior S1-1. Los componentes visibles son pómez blancas sub-redondeadas (1 cm a 3.7 km; 0.6 cm a 4.7 km).	Sin estructuras. Presenta una débil laminación a 4.7 km hacia el E (67).	
	Al SE, aflora únicamente a una distancia de 4.5 km y una altitud de 700 m (113) con un espesor máximo de 2 cm.	Depósito cohesivo de color café claro, con escasa vesiculación. Los componentes visibles son lapilli fino de pómez blancas subangulares (3 mm).	Laminación plano-paralela discontinua.	En contacto ondulado sin intercambio de material, con S1-1
	Al N, aflora a 3.5 km (76); varía en espesor a distancias de centímetros, entre 2 y 5 cm.	Depósito de color café oscuro, de ceniza media-fina cohesiva. Consiste principalmente de pómez sub-redondas de color blanco-amarillo (6 mm), líticos juveniles (2 mm) y cristales (pl>hbl).	Sin estructuras	Parcialmente erosionado por S1-3. En contacto irregular con S1-1, por medio de un nivel oxidado.
S1-3	Al N, aflora entre 3.5 (76) y 5 km (50) a altitudes entre 680 y 450 m. Disminuye de espesor con la distancia entre 18 (76) y 8 cm (51). Más espeso en zonas planas (50).	Depósito de color gris claro-rojizo de lapilli medio-fino de pómez blancas (4-2 cm) redondeadas, con alteración hidrotermal en su superficie y líticos juveniles subangulares (0.7 -1 cm), presentes a distancias de 5 km (50).	Estratificación plano-paralela en topografía plana (3.5 y 3.9 km). Cerca de cambios de pendiente, consiste de una alternancia de niveles con granulometría diferente (53), o es masivo y	Fuertemente erosivo (4-5 cm) sobre los horizontes S1-1 y S1-0, en particular en correspondencia de

Al E es sepultado por depósitos sucesivos entre 3.6 (107) y 4.8 km (67) del cráter. Disminuye en espesor con la distancia entre 50 cm (a 3.6 km) y 13 cm (a 4.7 km). Alcanza un espesor máximo de 100 cm a una altitud de 500 m (67).

Depósito deleznable de color amarillo a gris claro, constituido principalmente por lapilli medio-grueso de pómez (3 -6 cm, hasta 10 cm en la sección 67), redondeadas, cristales (30-50%) y pocos (10%) líticos juveniles (1-2 cm).

desorganizado (51).

A distancias de 3.7 km (3b) consiste de capas inclinadas con ángulos de 3-5° en barlovento.

Entre 4.7-4.8 km consiste de una base (5-10 cm) con gradación simétrica inversa (18), o directa (67) de pómez redondeadas, una porción intermedia de capas (2-3 cm) con estratificación plano-paralela (90), o constituida por una alternancia con niveles a diferente granulometría (67), un nivel superior de ceniza fina (1-2 cm), sin estructuras y lateralmente continuo.

cambios de pendiente. Contiene fragmentos de carbón. Las variaciones laterales en estructura y espesor son difíciles de evaluar debido a que los depósitos no están expuestos.

Al NE aflora a 3.5 (104), 3.7 km (82) y 8 km (44), a altitudes entre 640 m y 700 m. Varía en espesor entre 30 (82) y 5 cm (44). Más espeso en la porción barlovento de un obstáculo de 120 m.

Depósito deleznable de ceniza media de color gris, constituido por lapilli de pómez blanca redondeados (2-4 cm) y escasos líticos accidentales angulares (1-2 cm) hidrotermalizados.

Masivo y desorganizado en las porciones contrarias a la corriente cerca de obstáculos topográficos de 120 m de altura al NE (82). A 8 km (sección 44) en pendientes inclinadas en el sentido de la corriente consiste de una única capa (5 cm) con gradación inversa de las pómez.

Erosivo (2 cm) sobre el depósito S1-1 (a 8 km NE).

Al SE aflora a 4.5 (113) y 6 km (116) a altitudes entre 700 y 500 m. Varía en espesor entre 15 (113) y 5 cm (110).

Depósito deleznable, de color amarillo a gris claro, compuesto por lapilli medio (4 cm) de pómez y poca ceniza gruesa.

A 4.5 km al SE, y altitudes de 700 m (113), consiste de una base (3 cm) de lapilli de pómez redondeadas gradadas de manera inversa, con estratificación plano-paralela, que subyacen a una capa masiva (2 cm) de ceniza blanca sin estructuras.

A 5.5 km al SE y a 600 m de altura (116) consiste de una sucesión de capas con gradación inversa de pómez y gradación directa de líticos accidentales (*coarse tail grading*)

Erosivo sobre S1-1 a distancias de 5.3 km hacia el SE (37)

	Al Sur, aflora entre 5.7 (11) y 7.5 (33) km, a altitudes entre 500 y 400 m, respectivamente. Varía en espesor entre 10 (9-11) y 20 cm (33). Más espeso en depresiones topográficas.	Depósito deleznable de color gris a rojizo. Los componentes visibles son pómez blancas redondeadas (2 cm). Líticos accidentales angulares (1-0.5 cm) se encuentran a distancias de 5.7 y 7.5 km hacia el S.	Al S, a altitudes entre 400 (33) y 480 m (10), consiste de la base a la cima de una sucesión vertical compuesta por una capa masiva (13 cm) de lapilli medio-fino de pómez, y una capa (3 cm) de ceniza fina color café, sin estructuras. A 6.3 km (11), y una altitud de 460 m, consta de una base (5 cm) de pómez con gradación directa y una porción superior (5 cm) con estratificación plano-paralela. A 7.5 km al S (33) y altitudes de 300 m consiste de una sucesión vertical compuesta por una capa (5 cm) de pómez blancas gradadas de manera directa, que subyacen a una capa masiva.	A altitudes < 480 m al S subyace a material retrabajado (hasta 10 cm en la sección 8). Erosivo sobre S1-0 y S1-1, entre 5.7 y 6 km hacia el S.
SI-4	Presente únicamente a distancias de 3.6 y 3.7 km al E-SE, a altitudes de 620 y 560 m, por debajo de la superficie del terreno actual, con un espesor variable entre 0.5 y 2 cm.	Depósito cohesivo de ceniza fina-media de color lila que consiste de pómez blancas sub-redondas (0.5 cm), y cristales (pl>hbl>cpx)	Lámina o sucesión de láminas con espesor milimétrico, distinguibles por ligeras diferencias de color y grado de vesiculación.	Transiciones laterales difíciles de evaluar porque el depósito no aflora en superficie.
SI-5	Al E, está sepultado por depósitos sucesivos. Discontinuo entre 3.6 y 4.7 km (107-67) a altitudes entre 620 y 500 m.	Depósito de color rosa oscuro, compuesto por ceniza fina-media y pocos lapilli. Los componentes visibles son pómez blancas subredondeadas (3-6 mm), y menores (5-10%) líticos juveniles (2 mm).	A 3.6 km al E (107) es una capa delgada, vesiculada de ceniza fina en contacto ondulado por medio de un nivel oxidado con S1-4. A 4.7 km y una altitud de 500 m (67) consiste de una sucesión de múltiples láminas con espesor de mm en contacto nítido y no erosivo con S1-3.	Discontinuo a distancias de algunos centenares de metros al Este (90-67).
	Al SE aflora a altitudes de 700 m y 4.5 km (113), variando en espesor entre 1 y 2 cm.	Depósito cohesivo de ceniza fina-media y poco lapilli de color rosa claro.	A 700 m al SE (113) es un nivel lateralmente continuo (2 cm) a distancias de algunas decenas de centímetros, de color rosa claro, en contacto con S1-3 por medio de un nivel milimétrico oxidado.	

S1-6	Lateralmente discontinuo entre 3.6 y 4.7 km al E (107-67). Aflora a 4.5 km al SE (113), en contacto nítido, no erosivo con S1-5 o S1-3. Alcanza un espesor máximo de 8 cm a 500 m de altitud a 4.7 km al E (67).	Depósito de ceniza media con poco lapilli fino y medio de color rosa claro a oscuro, con vesiculación escasa. Consiste de pómez sub-redondas (3 mm), blancas, líticos juveniles, y cristales (pl>hbl).	Estratificación plano-paralela o inclinada de algunos grados, a 3.6 km al E (107).	Variaciones laterales difíciles de observar al E, porque el depósito se encuentra a profundidades entre 30 y 40 cm de la superficie actual.
S1-7	Distribución asimétrica al oriente del volcán. Al E, está sepultado por depósitos de la actividad sucesiva entre 3.6 (107) y 4.7 km (90) y altitudes entre 620 y 500 m. Disminuye en espesor alejándose del cráter entre 40 cm (107) y 10 cm (90).	Depósito de color gris a rojizo de lapilli de pómez redondeadas (max. 5 cm en la sección 3b-3.7 km E) y poca ceniza gruesa. Líticos accidentales (2-3 cm a 3.6 y 3.7 km E) se encuentran dispersos en el interior del depósito.	<p>A 3.6 km al E (107) es una capa masiva de ceniza gruesa, con lentes de lapilli de pómez (2-6 cm) intercaladas en su interior.</p> <p>A 3.7 km (3b): consiste de una base (10 cm), con mala selección granulométrica, de pómez redondeadas (5 cm) con gradación inversa; una porción superior con estratificación cruzada, (ángulos barlovento de 20° máximo).</p> <p>Masivo cerca de un obstáculo topográfico de 100 m (82) al NE.</p> <p>A 4.5 km al SE, a 700 m de altitud (113): consiste de una base de lapilli fino (2-4 cm) de pómez, y porción superior masiva (12 cm) de ceniza gruesa gris con menores lapilli medio de pómez dispersos en su interior.</p>	Variaciones laterales y longitudes de onda, difíciles de determinar debido a que el depósito no está expuesto en la mayoría de los casos.
	Aflora a 3.7 km y 640 m al NE (82), y a 4.5 km y 700 m al SE (113).			

3.2 b) Unidad Intermedia.

La Unidad Intermedia (UI) fue dividida en tres sub-unidades: Inferior, Media y Superior por Macías (1994) y Macías et al. (1997b) (apartado 2.4). En este trabajo se hace referencia a la terminología propuesta en estos estudios previos. Esta unidad presenta una distribución limitada en la zona comprendida entre el cráter de 1982 y las paredes del cráter somma, alcanzando una

distancia máxima de 1.3 km al NE (sección 100J). Cubre un área total de 3.5 km².

La **UI Inferior** está expuesta en barrancas (5-10 m) orientadas paralelamente a las paredes del cráter somma al E-SE a distancias de 500-600 m del cráter, o en barrancas ubicadas al S-SO perpendicularmente al cráter de 1982, a distancias de 150-200 m. En ambos casos UI-Inferior cubre en contacto nítido al depósito de flujo piroclástico F1. En dirección ESE, UI-Inferior es un depósito consolidado constituido por una alternancia de capas delgadas de lapilli medio-grueso y láminas de ceniza fina de color gris-azul (Fig. 3.8). Al S y O del cráter (secciones 62 y 46) UI-Inferior consiste de dos horizontes (UI-1 y UI-2) con características texturales distintas (Tabla 5).

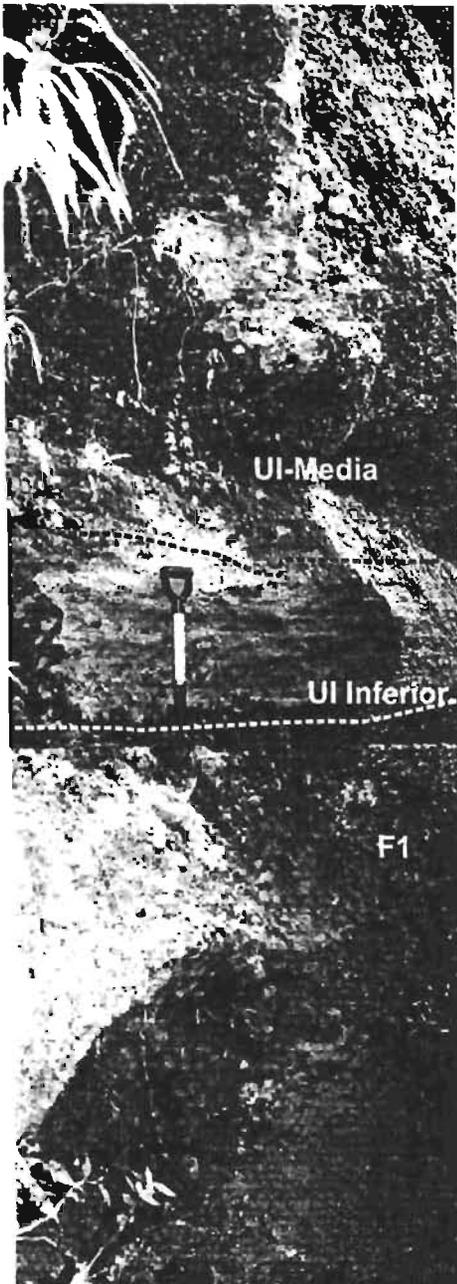


Figura 3.8. Sección 120 ubicada a 0.5 km al SE del cráter de 1982, en la base de la pared del somma que muestra el contacto entre los depósitos de flujo piroclástico F1, de oleada piroclástica UI-Inferior y el depósito de flujo piroclástico UI Media. La pala mide 67 cm.

La **UI Media (UI-3)** es un flujo de bloques y ceniza de color gris oscuro a verde con un espesor máximo de 200 cm que está en contacto nítido con UI Inferior. La porción basal es rica en bloques líticos juveniles gris-oscuro fracturados y escasos líticos accidentales con alteración hidrotermal con una dimensión máxima de 25 cm, inmersos en una matriz de lapilli medio-grueso de la misma composición que aflora únicamente en barrancas paralelas al somma en dirección ESE (Fig. 3.8). En las barrancas orientadas

perpendicularmente a las paredes del cráter somma en dirección O-SO (secciones 62, 46), UI-3 presenta una granulometría característicamente más fina (lapilli).



Figura 3.9. Vista hacia el sureste de las paredes del cráter somma (Mayo, 2000). La línea discontinua marca el límite entre los depósitos UI Superior y UI Media.

UI Superior representa los depósitos más superficiales en la zona comprendida entre el cráter de 1982 y el somma (Fig. 3.9). El contacto con UI-3 es visible únicamente en donde las barrancas radiales excavadas en el cráter de 1982 encuentran las paredes del somma, al ESE (sección 120-b, Fig. 3.9) y NE (sección 30). UI-Superior consiste de un máximo de cuatro horizontes cohesivos de ceniza fina-media de color gris y blanco (UI-4, UI-6, UI-8 a-b, UI-10) intercalados con tres horizontes no cohesivos (UI-5, UI-7, UI-9) de lapilli medio-grueso de pómez blanca o amarilla y líticos juveniles (Tabla 5) expuestos a distancias de 500 m del cráter al NE (sección 30). En otros sectores y cerca del borde del cráter de 1982 la secuencia de horizontes está expuesta parcialmente. Los horizontes más superficiales UI-7, UI-8, UI-9 y UI-10 pueden seguirse de manera aproximadamente continua entre algunas decenas y centenares de metros desde el cráter (Tabla 5). Cerca del cráter los horizontes no tienen estructuras y presentan espesores elevados, alcanzando un espesor total de hasta 220 cm (Figs. 3.10 A-B-C-D); a distancias variables entre 500-600 m del mismo, los horizontes se reducen en espesor y presentan diferentes tipos de estratificación (Tabla 5).

A 1.3 km al ENE del cráter (sección 100J), la Unidad Intermedia tiene un espesor máximo de 10 cm, entre los depósitos F1 y B y consiste de una alternancia entre capas de lapilli de pómez color amarillo y láminas de ceniza fina color azul-lila.

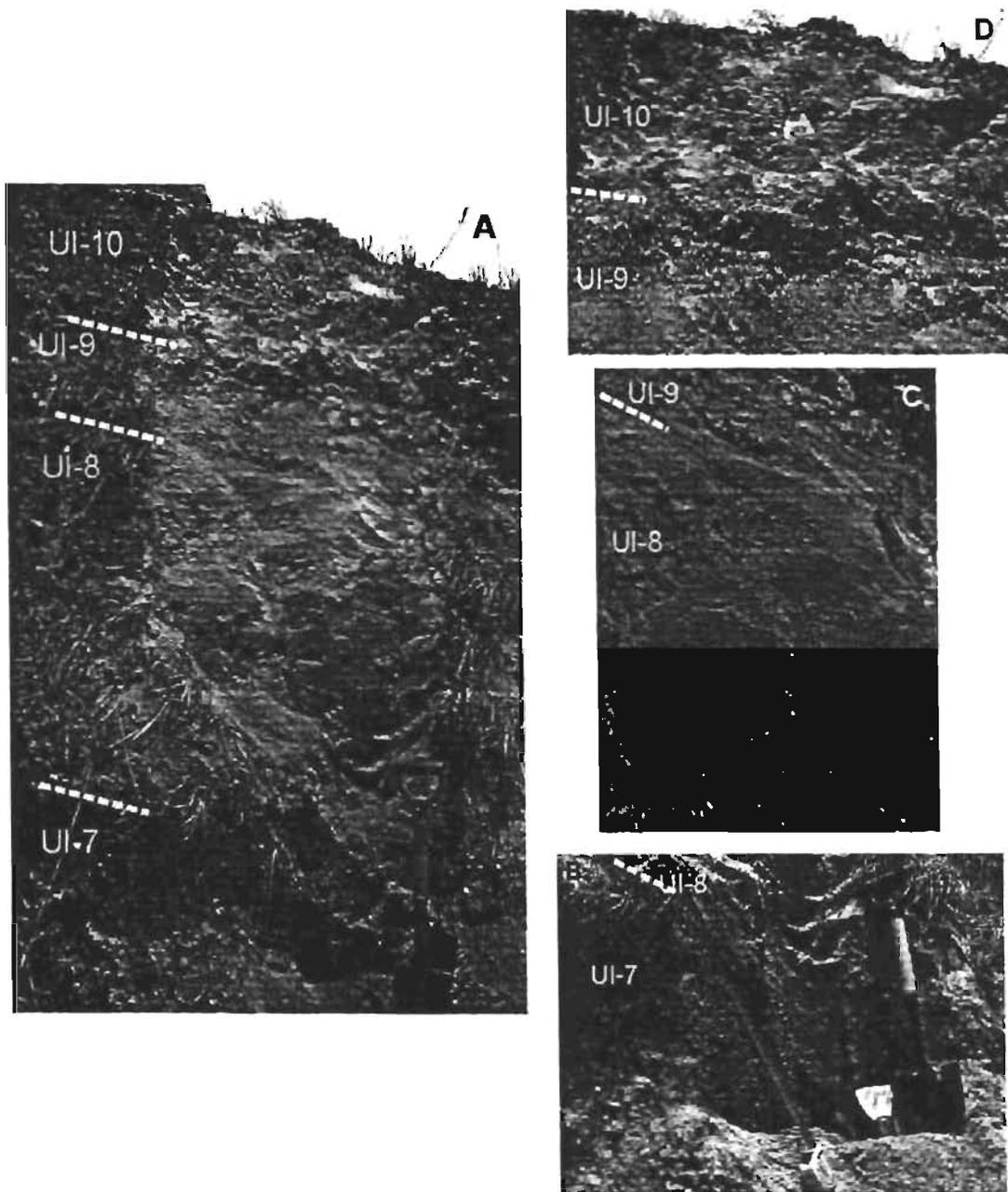


Figura 3.10 A) Sección 108 ubicada a 20 m al ESE del cráter. Detalles de A que muestran: B) el horizonte UI-7, C) el horizonte UI-8, D) los horizontes UI-9 y UI-10. La pala y la espátula miden 67 y 20 cm, respectivamente.

Tabla 5. Características generales de los horizontes que componen la Unidad Intermedia Inferior y Superior. Todas las elevaciones están en metros sobre el nivel del mar. Los números entre paréntesis se refieren a las secciones en la Fig. 3.1

<i>Horizonte</i>	<i>Afloramientos y espesores</i>	<i>Textura</i>	<i>Estructura</i>	<i>Notas</i>
UI-1	Al Oeste (62) y al Sur (46), sobrepuesto al flujo piroclástico F1 en barrancas (5- 9 m), orientadas en dirección radial al cráter a distancias de ca. 200 m y altitudes entre 870 (46) y 800 m (62). Varía en espesor entre 18 y 20 cm (62 y 46 respectivamente).	Depósito no cohesivo de lapilli grueso y medio de pómez sub-redondas color amarillo (3 cm), y escasos líticos accidentales (1.5 cm) del domo pre-existente.	Al Oeste (62) consiste de una base (10 cm) de lapilli de pómez redondas, con una ligera gradación inversa, y una porción superior masiva de ceniza gruesa. Al Sur (62) es un depósito masivo con lentes de pómez (10 cm en longitud).	Se interpreta como depositado por diferentes porciones de un único flujo de oleada piroclástica.
UI-2	Sobreyace a UI-1 al Sur (46) y Oeste (62), varía en espesor entre 10 (62) y 11 cm (46).	Depósito cohesivo, de ceniza media-gruesa con poco lapilli de pómez gris y blancas (0.6 cm). Otros componentes: líticos juveniles (0.2-0.5 cm) y cristales (pl>hbl).	Sucesión de láminas plano-paralelas en dirección Oeste. Masivo en dirección Sur.	
UI-1-2	Al SE (120), sobreyace al flujo piroclástico F1, en barrancas >4 m, paralelas a las paredes del somma a una altitud de 890 m. Varía en espesor entre 52 y 62 cm.	Lapilli de pómez amarillas sub-redondeadas y de líticos juveniles y grises sub-angulares, intercalados con ceniza fina de color gris-azul.	Alternancia entre capas (3 cm) de lapilli y láminas de ceniza fina	El depósito está consolidado.
IU-4	Aflora en el sector oriental a distancias de 500 m del cráter. Varía en espesor entre 10 (30) y 30 cm (120b, 65). Presenta mayores espesores cerca de pequeñas depresiones topográficas al N (65) y el SE (120b) a altitudes entre 920 y 930 m.	Depósito cohesivo de ceniza media-fina de color blanco y azul. Los componentes visibles consisten principalmente de pómez sub-redondeadas (2 cm) líticos juveniles grises densos (1 cm) y cristales (pl-hbl).	Masivo hacia el N (65) y el SE (120b). Consiste de una sucesión de láminas milimétricas a altitudes >950 m hacia el NE .	En contacto nítido, no erosivo con IU-3
IU-5	En el sector oriental (E-NE-SE) aflora a altitudes entre 920 y 950 m, y distancias entre 400 y 500 metros desde el cráter (30-65-120b). Varía en espesor entre 10 y 40 cm. Más espeso en depresiones topográficas.	Depósito no cohesivo de lapilli (2-3 cm) de pómez color amarillo y líticos juveniles sub-angulares (1-2 cm).	Masivo al N (65) cerca de pequeñas depresiones topográficas. Presenta una estratificación cruzada débil (5-7°) al E-NE (30) y al S-SE (120b).	Erosivo (5 cm) sobre IU-4.
IU-6	Aflora hacia el N-NE a altitudes entre 930 (30) y 950 m (65-30) en barrancas de 3-4 m de profundidad, orientadas en dirección perpendicular al cráter. Varía en espesor entre 5 y 80 cm (65).	Depósito cohesivo de ceniza media-fina de color gris-azul con pocos lapilli finos. Los componentes visibles son pómez blancas subredondeadas (2 cm), líticos juveniles sub-angulares (0.5 cm) y cristales.	Al Norte , presenta una estratificación cruzada a lo largo de todo el depósito (ángulos barlovento de 10-15°). Al ENE consiste de una sucesión de múltiples láminas de espesor	

UI-7	<p>Al E aflora de manera discontinua a distancias variables entre 20 m (108) y 500 m (120b-30) desde el cráter y altitudes entre 920 y 1,000 m. Al N (65) aflora a una distancia de 500 m.</p> <p>Disminuye ligeramente en espesor (40-30 cm) alejándose del cráter. Es más espeso cerca de pequeñas depresiones topográficas, alcanzando un espesor máximo de 80 cm al N (65).</p>	<p>Depósito no cohesivo de color amarillo de lapilli de pómez (6-8 cm a 20 m; 3-4 cm a 500 m) y poca ceniza media-gruesa, con escasos líticos hidrotermalizados angulares del domo pre-existente (2 cm a 20 m, 0.5 cm a 500 m).</p>	milimétrico.	<p>Masivo cerca del borde del cráter (20 m) al Este (108). En depresiones topográficas en dirección S-SE (120b) consiste de una alternancia de capas con diferente granulometría (lapilli-ceniza). En dirección N consiste de una porción basal masiva (60 cm) a inversamente gradada (12 cm) de lapilli grueso, y una porción superior (12 cm) de ceniza media-gruesa con estratificación plano-paralela.</p>	<p>Sobreyace a IU-6 en contacto erosivo (30, 65). Constituye el primer horizonte que aflora cerca del cráter (108).</p>
UI-8	<p>Al Este aflora de manera discontinua a distancias entre 20 (108) y 500 m del cráter y a altitudes entre 920 (120b) y 1,000 m (29). Disminuye marcadamente de espesor (70 cm hasta 12 cm) alejándose del cráter.</p>	<p>Depósito cohesivo de ceniza medio-gruesa de color azul claro y/o oscuro, constituido principalmente por pómez blanca sub-angular (1.5 cm), líticos juveniles (0.5 cm) y cristales (pl-hbl).</p>	<p>Cerca del borde oriental del cráter en dirección Este (108), es una capa masiva de (70 cm). Entre 500-600 m al SSE or ENE del cráter (30), consiste de una sucesión de láminas de espesor milimétrico con estratificación plano-paralela, (120b), o consiste de una parte basal masiva (7a) y una parte superior con estructura laminar (7b), separadas por un nivel oxidado con dimensiones milimétricas (29-30).</p>	<hr style="width: 10%; margin-left: auto; margin-right: 0;"/>	
IU-9	<p>Aflora al N y al E a altitudes variables entre 930 y 1,000 m, y distancias entre 20 (108) y 600 m (30) desde el cráter. Varía en espesor entre 60 (108) y 30 cm (30). Es más espeso en pequeñas depresiones topográficas (30).</p>	<p>Depósito deleznable de color amarillo que consiste principalmente de pómez sub-redondeadas de color blanco y escasos (<10%) fragmentos líticos accidentales angulares, de color rosa-oscuro del domo preexistente. Las dimensiones de las pómez se reducen de 5-6 cm a 20 m del cráter, hasta 1 cm a 600 m. Las dimensiones de los líticos varían de 3 cm a 20 m del cráter, a 1-0.5 cm a 500 m del mismo.</p>	<p>Masivo cerca del borde del cráter (108); con estratificación cruzada de ángulo bajo (25-30°) y pequeña longitud (20 cm) a una distancia de 500 m al N (65). Estratificación de tipo plano-paralelo a una distancia de 600 m ESE (29) y ENE (30).</p>	<p>Sobreyace a IU-8 en contacto erosivo.</p>	

IU-10	Al E-NE (65-108-30), aflora a una distancia entre 20 y 600 m del cráter. Tiene un espesor máximo de 30 cm cerca del cráter (108), y un mínimo de 10 cm a distancias de 500 -600 (30).	Depósito cohesivo y vesiculado de color variable entre lila gris claro y blanco, que consiste principalmente de ceniza media-fina y cantidades menores de lapilli. Los componentes visibles son pómez redondeadas (1 cm), líticos juveniles, cristales y lapilli acrecional.	Sin estructuras cerca del cráter (108). A distancias entre 500 y 600 m, consiste de una sucesión de láminas con espesor milimétrico, en contacto nítido, no erosivo, una de la otra.	Sobreyace a IU-9 en contacto no erosivo, por medio de una lámina de oxidación de espesor milimétrico.
-------	---	--	--	---

3.2 c) Unidad S2.

La Unidad S2 presenta una distribución asimétrica hacia el SE, donde alcanza una distancia máxima de 10.5 km (sección 85b, Fig. 3.1) y cubre un área aproximada de 57.1 km².

Contrariamente a las otras unidades, donde es evidente una alternancia entre depósitos texturalmente distintos, S2 consta únicamente de varios depósitos no cohesivos de lapilli y bloques de material juvenil y cantidades variables de líticos accidentales, organizados en secuencias verticales de capas que de la base a la cima muestran estructuras y granulometría diferentes (*bedsets*). Dependiendo de la distancia del cráter y del sector considerado, tales secuencias se encuentran en contacto erosivo con el depósito de caída B o con el flujo piroclástico F1, intercaladas al flujo piroclástico F2 o en contacto una con otra y se denominaron progresivamente como S2-0, S2-1, S2-2, S2-3.

En los flancos del somma (hasta 1.3 km, sección 109) S2 tiene un espesor total de 124 cm y consiste de dos partes separadas por una superficie erosiva. La porción inferior (S2-0) es una capa espesa, mal seleccionada, de bloques y lapilli de pómez redondeadas en abundante matriz de ceniza, con una débil estratificación cruzada. La porción superior (S2-1) se compone de una sucesión de niveles (algunos decímetros) inversamente gradados de lapilli de pómez redondeadas, que subyacen a una capa espesa de ceniza gruesa con una débil estratificación cruzada.

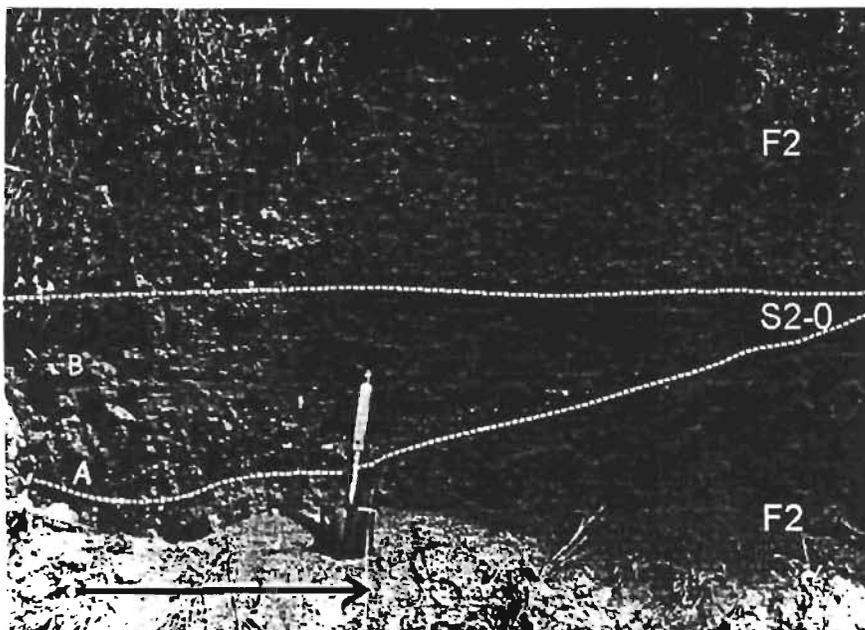


Figura 3.11. Fotografía de la sección 19 a 2.9 km al E del cráter que muestra la secuencia S2-0 en medio del flujo piroclástico F2. La flecha negra indica la dirección del flujo. La pala mide 67 cm. Nótese la porción basal A, con gradación inversa, y la porción superior B con estratificación plano-paralela.

A distancias entre 2.3 y 3.3 km al Este y 3.5-3.7 km al NE del cráter, S2 aflora de manera discontinua intercalada (S2-0 secciones 19, 4, 23) o sobrepuesta (S2-1, S2-2, secciones 1b, 4) al flujo piroclástico F2. S2-0 y S2-1 sufren variaciones importantes en el espesor total, en sus estructuras, y en las dimensiones máximas de los clastos; esto ocurre a distancias de algunos centenares de metros o inclusive en pocos metros (secciones 3 y 4).

Entre 2.9 y 3.2 km, S2-0 consiste de manera variable de: una base (20 cm) bien seleccionada, de lapilli y bloques de pómez redondeadas (5-8 cm) con gradación inversa, en transición con niveles con estratificación plano-paralela de ceniza gruesa (Fig. 3.11), o de una capa delgada de lapilli fino de pómez (5 mm) con estratificación plano-paralela (Fig. 3.12 B). Una alineación de bloques redondeados (10 cm) de pómez seguidos en la región barlovento por pómez y líticos juveniles de menores dimensiones, parecida a estructuras tipo *cluster bedforms* (apartado 1.5a), se encuentra a 3.3 km del cráter (Fig. 3.13 A-B).

S2-1 consiste de capas delgadas de lapilli de pómez (5 mm-1.5 cm) con estratificación cruzada (sección 1b), o plano-paralela (sección 4) que subyacen a un nivel de ceniza fina sin estructuras (Fig. 3.12 B-C).

A distancias mayores a 3.6 km al E-NE del cráter, S2 sobreyace con contacto erosivo al depósito de caída B, y consiste de dos (S2-0 y S2-1, secciones 107, 3b, 90, 82, 84, 104), o hasta tres (S2-0, S2-1, S2-2, sección 67) *bedsets* separados por niveles de ceniza fina sin estructuras. Cada *bedset* incluye de manera variable de la base a la cima: lentes de lapilli y bloques de pómez redondeadas (6 cm) y escasos líticos accidentales (2 cm) gradados de manera inversa (Figs. 3.14 A); niveles de ceniza gruesa y lapilli con estratificación plano-paralela (Figs. 3.14 A, 3.15 A-B, 3.16 A-B-C), o tipo onda (Fig. 3.3 A), y un nivel de ceniza fina sin estructuras, con espesores de algunos milímetros o centímetros. Este último nivel es lateralmente discontinuo, debido a la erosión (Figs. 3.14B, 3.15B). El flujo piroclástico F2 se encuentra de manera variable sobrepuesto a S2-0 y S2-1 (Fig. 3.3 A) o intercalado a los mismos (Fig. 3.16 A-B-C) hasta una distancias de 3.7 km al E-NE.



Figura 3.12. A) Contacto entre el flujo piroclástico F2 y la unidad S3 a 3.2 km al E del cráter (sección 3). Nótese la ausencia de la unidad S2 y del depósito de caída C. La flecha blanca indica la dirección de los flujos. La persona mide 166 cm. B) Contactos entre las unidades S2, F2, C y S3 a 3.25 km al E del cráter (sección 4). El rectángulo blanco indica el detalle mostrado en C. La espátula mide 20 cm. C) Detalle de B que muestra la secuencia S2-1 compuesta por una porción inferior con estratificación plano-paralela y una porción superior (color café) lateralmente continua y sin estructuras. La base de la espátula (porción superior) mide 8 cm.

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**

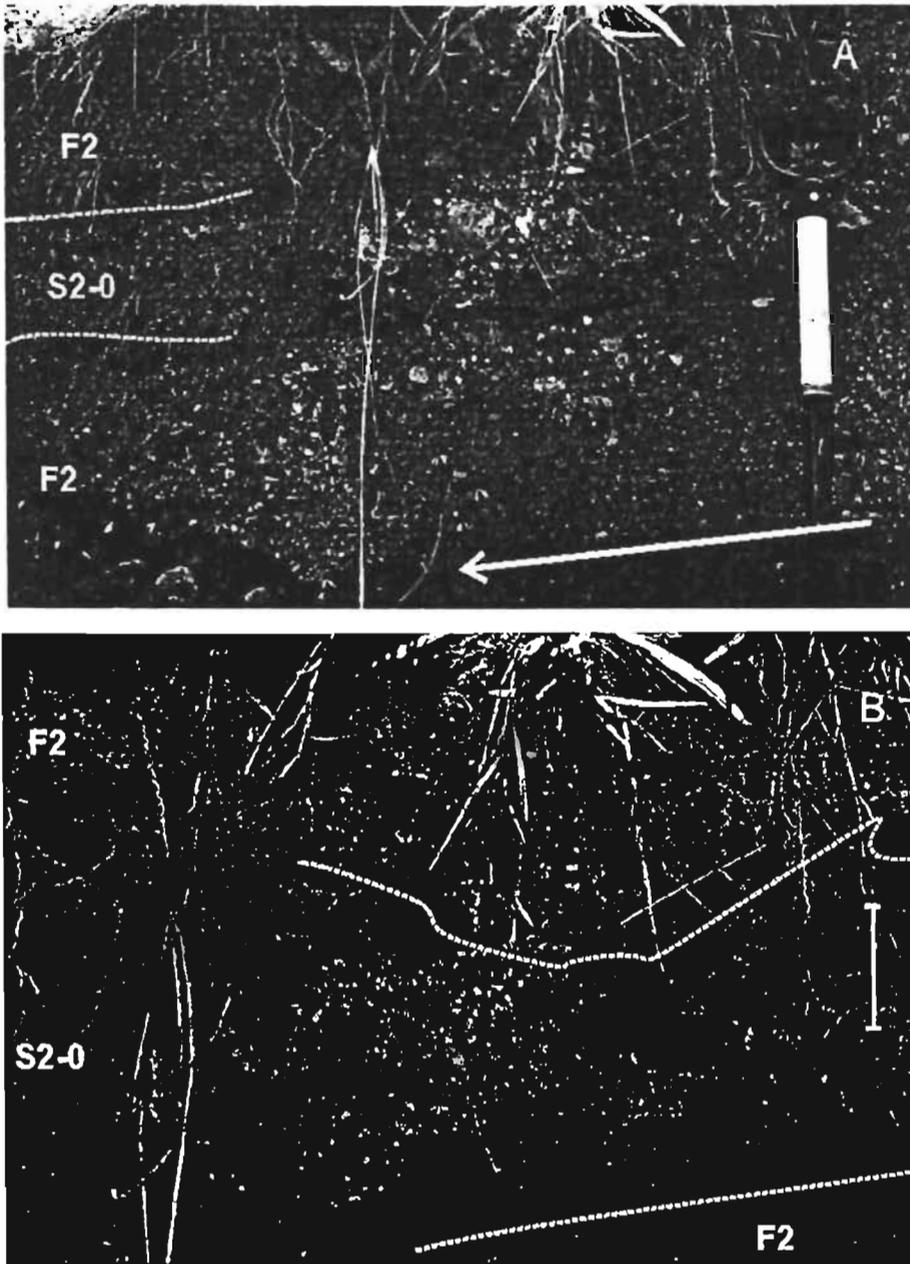


Figura 3.13. A) Contacto entre S2-0 y el flujo piroclástico F2 a 3.3 km al E del cráter (sección 23). La flecha blanca indica la dirección del flujo. B) Detalle de S2-0 en A que muestra la acumulación en la región de sotavento de pómez atrás de un bloque de la misma naturaleza (*cluster bedforms*). La línea blanca mide 8 cm.

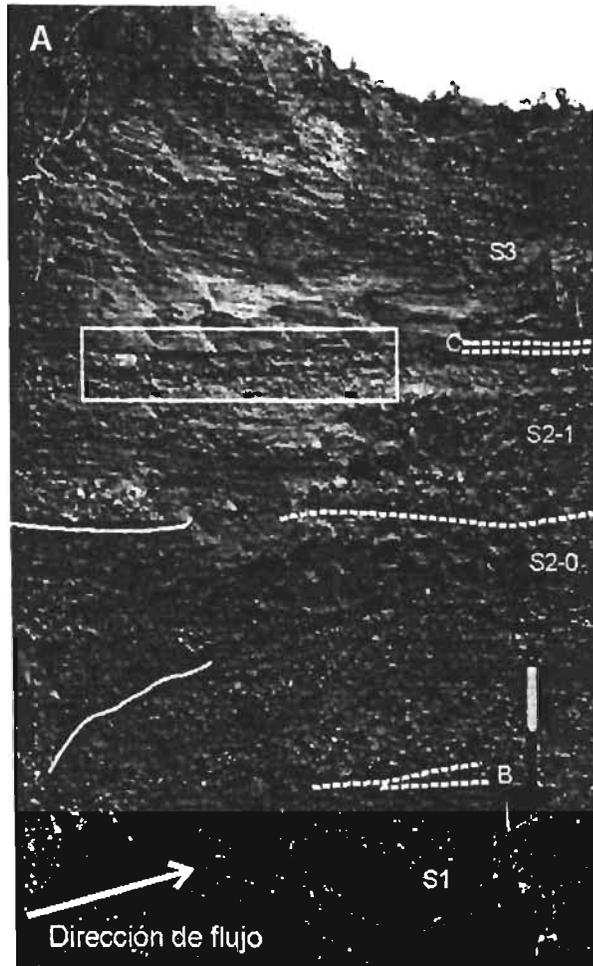


Figura 3.14. A) Vista general de la sección 107 a 3.6 km al E del cráter. Las líneas discontinuas indican los límites entre las diferentes unidades (S1, B, S2, C, S3) y en el interior de S2 entre S2-0 y S2-1. El rectángulo blanco indica el detalle mostrado en B. B) Detalle del contacto entre S2-1, C y la unidad S3. El dedo indica la porción superior de S2-1 desprovista de estructuras. Nótese la completa erosión de esta última y del depósito de caída C (izquierda) por parte de la unidad S3.

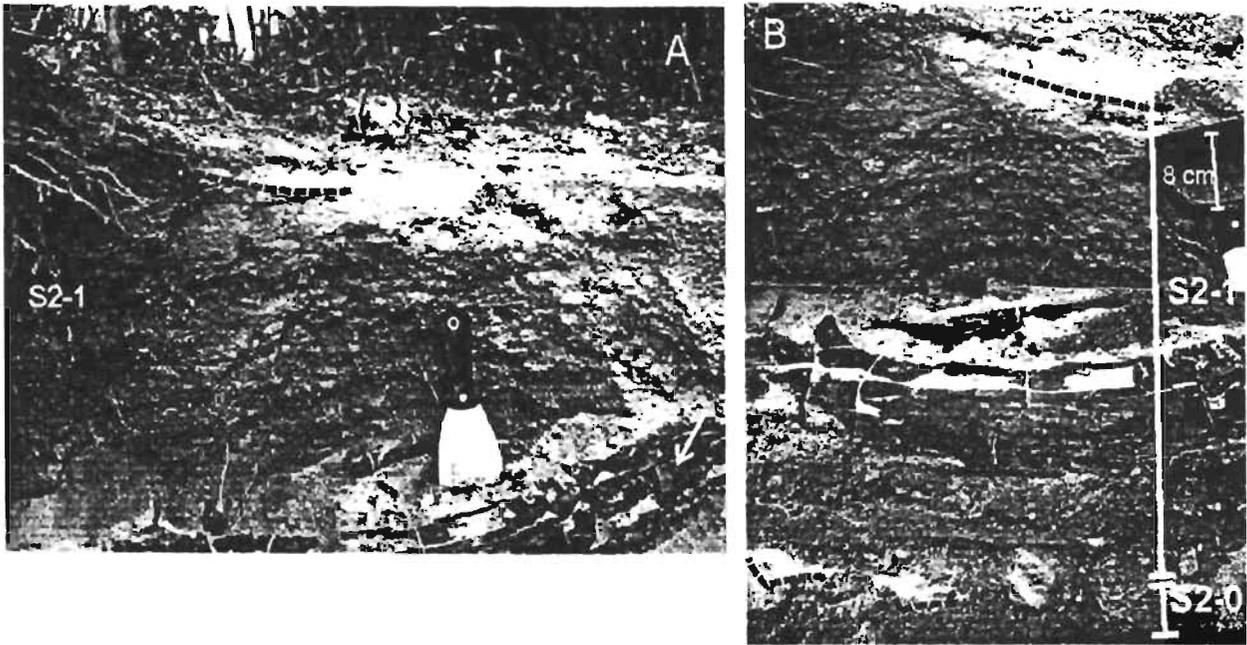


Figura 3.15. A) Detalle de la Fig. 3.4 A, que muestra la secuencia S2-1. La línea negra marca el nivel superior desprovisto de estructuras. La espátula mide 20 cm. Nótese el tronco carbonizado dentro del depósito (flecha blanca). B) Fotografía de la parte inferior de la unidad S2 en la cual se aprecia la secuencia S2-0. El nivel superior es lateralmente discontinuo (línea negra) porque fue erosionado por S2-1.

Al N del cráter, la Unidad S2 aflora hasta 2.5 km (sección 75), en las partes altas de las barrancas que tienen profundidad de 20-30 m, y tiene un espesor máximo estimado de 200 cm. En esta dirección S2 está en contacto con el depósito de flujo piroclástico F2 y por debajo de la caída C y presenta estructuras tipo onda con longitud variable entre 15-20 metros.

De manera similar, entre 1.7 y 2.7 km al SE del cráter (secciones 93, 91 y 79 respectivamente), y a altitudes variables entre 750 y 640 m, S2 sobreyace en contacto erosivo al flujo piroclástico F2, con espesores variables entre 44 cm (93) y 164 cm (79), y es más espeso en bajos topográficos. Generalmente es un única secuencia vertical (S2-1) que consiste de la base a la cima de: capas (9-10 cm) con gradación inversa de lapilli de pómez redondeadas (2.5 cm en diámetro máximo) y de líticos accidentales (3 cm), y capas de ceniza gruesa con estratificación de ángulo bajo (Fig. 3.17 A-B), llegando a un máximo de tres secuencias de capas progresivamente más finas hacia arriba (S2-1, S2-2 y S2-3, sección 79) separadas por niveles de ceniza fina masiva, con espesores de algunos milímetros a escasos centímetros. Cada secuencia consiste de manera variable de una base gruesa (30-40 cm), de lapilli gruesos de pómez redondeadas (2 cm) y pocos líticos

accidentales sub-angulares (0.7 cm), masiva en transición a una gradación inversa o viceversa, a la cual le sobreyace una capa espesa con estratificación plano-paralela débil o con una estratificación cruzada débil. A 10.5 km al SE (sección 85b) consta de dos láminas de lapilli finos de pómez redondas con un espesor total de 5 mm.

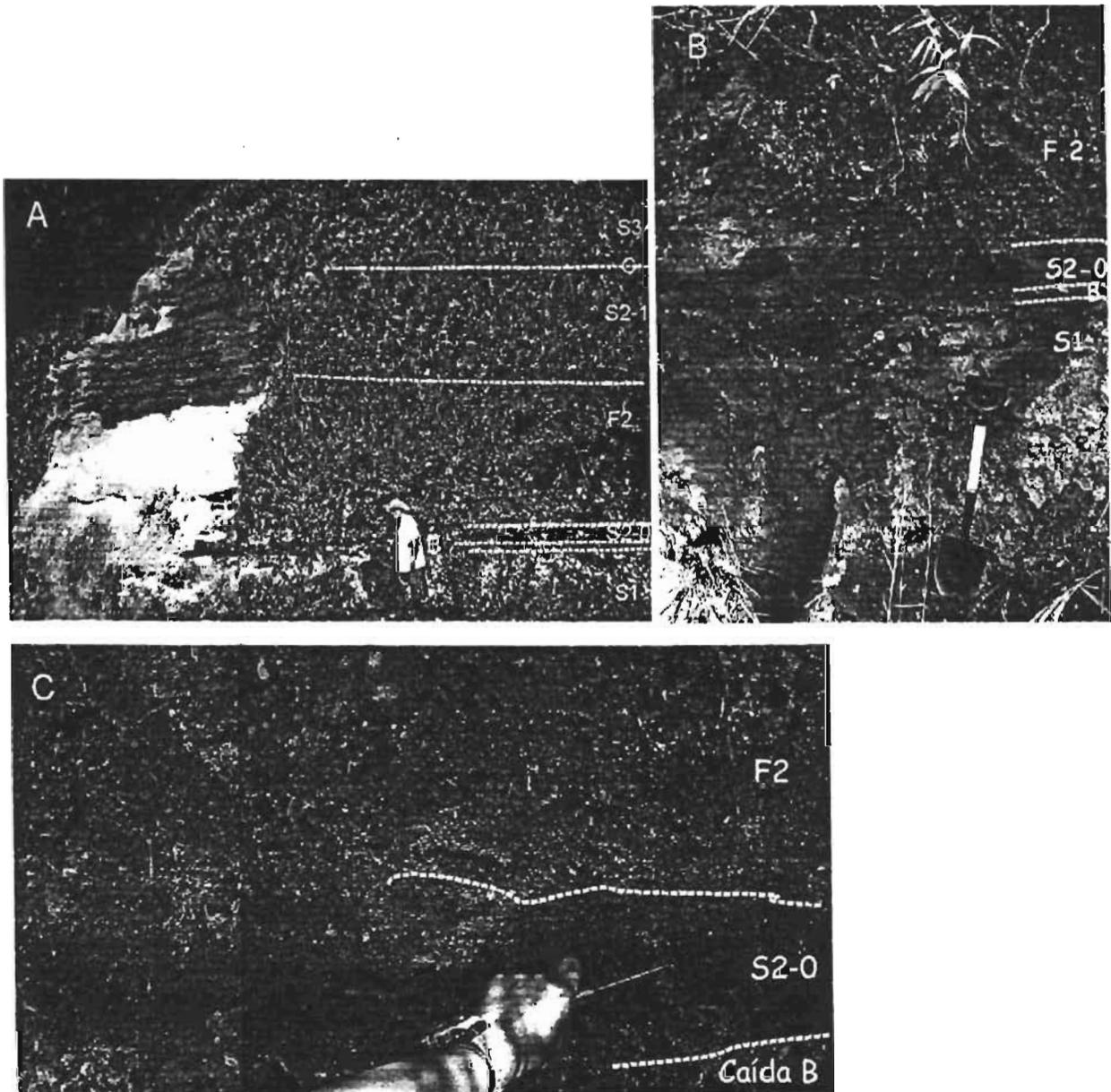


Figura 3.16. A) Vista general de la sección 84, a 3.7 km al NE del cráter. La dirección del flujo es transversal al plano de la foto mirando de la izquierda a la derecha. La persona mide 168 cm. B) Detalle de la base de la sección 84 en A. C) Detalle que muestra la estratificación plano-paralela de S2-0 en la sección 84.

Al SO del cráter en secciones paralelas al río Tuspac (secciones 97, 96, 95, 72, 98), y cerca del pueblo de Volcán (secciones 99, 100 y 80), la unidad S2 cubre en contacto erosivo al flujo piroclástico F1 y subyace al depósito de caída C y a la unidad S3. Presenta fuertes variaciones en espesor a distancias de escasos centenares de metros entre 110 m (95) y 2.5 cm (100), relacionadas con irregularidades en la topografía pre-existente, siendo más espeso en bajos topográficos. En esta dirección S2 consiste de una única secuencia vertical de capas (S2-0), que presenta: una base masiva o con gradación inversa de lapilli fino de pómez redondeadas (2-3 cm) y menores líticos accidentales (1.5 cm) sub-angulares (Fig. 3.17 C); una porción superior de ceniza gruesa-lapilli fino de pómez y líticos accidentales, con estratificación plano-paralela o tipo onda con amplitudes de 20 cm y longitudes de 80 cm como máximo, inclinadas en dirección barlovento $<5^\circ$ (Fig. 3.17 D). Típicamente, la unidad S2 es más rica en fragmentos líticos accidentales al Sur, comparada con los afloramientos en el sector oriental. La unidad S2 presenta un espesor máximo de 212 cm a una distancia de 3.7 km al E-NE (sección 84).

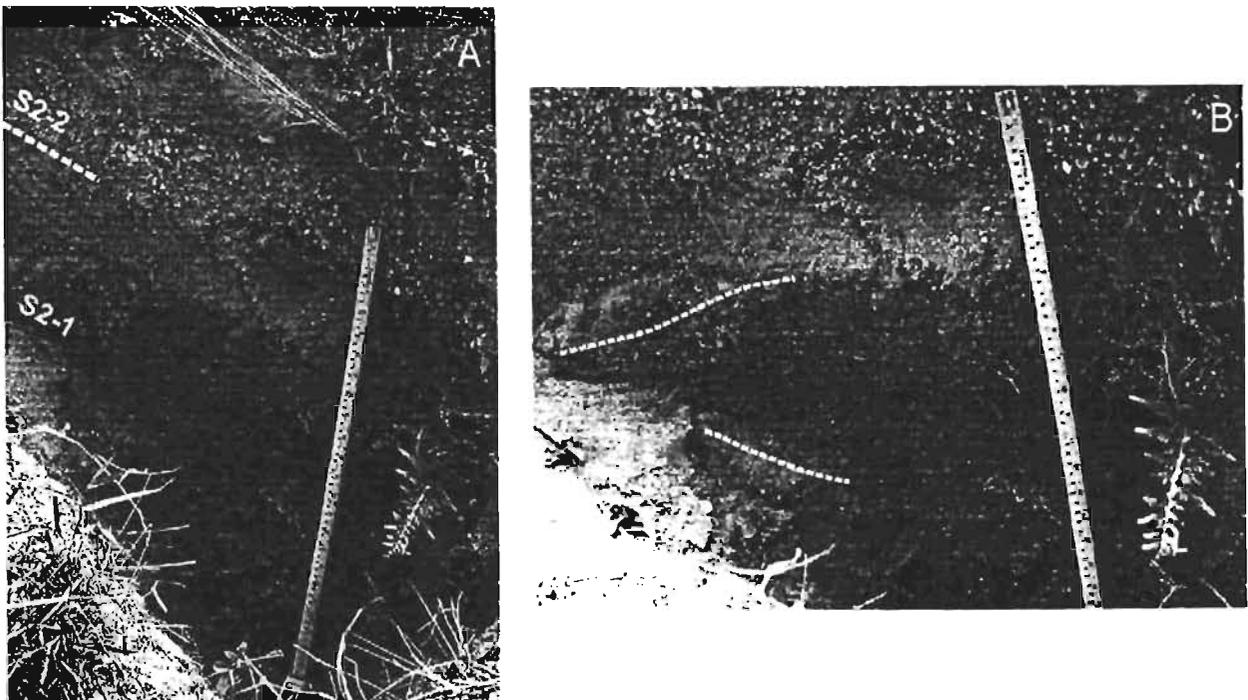
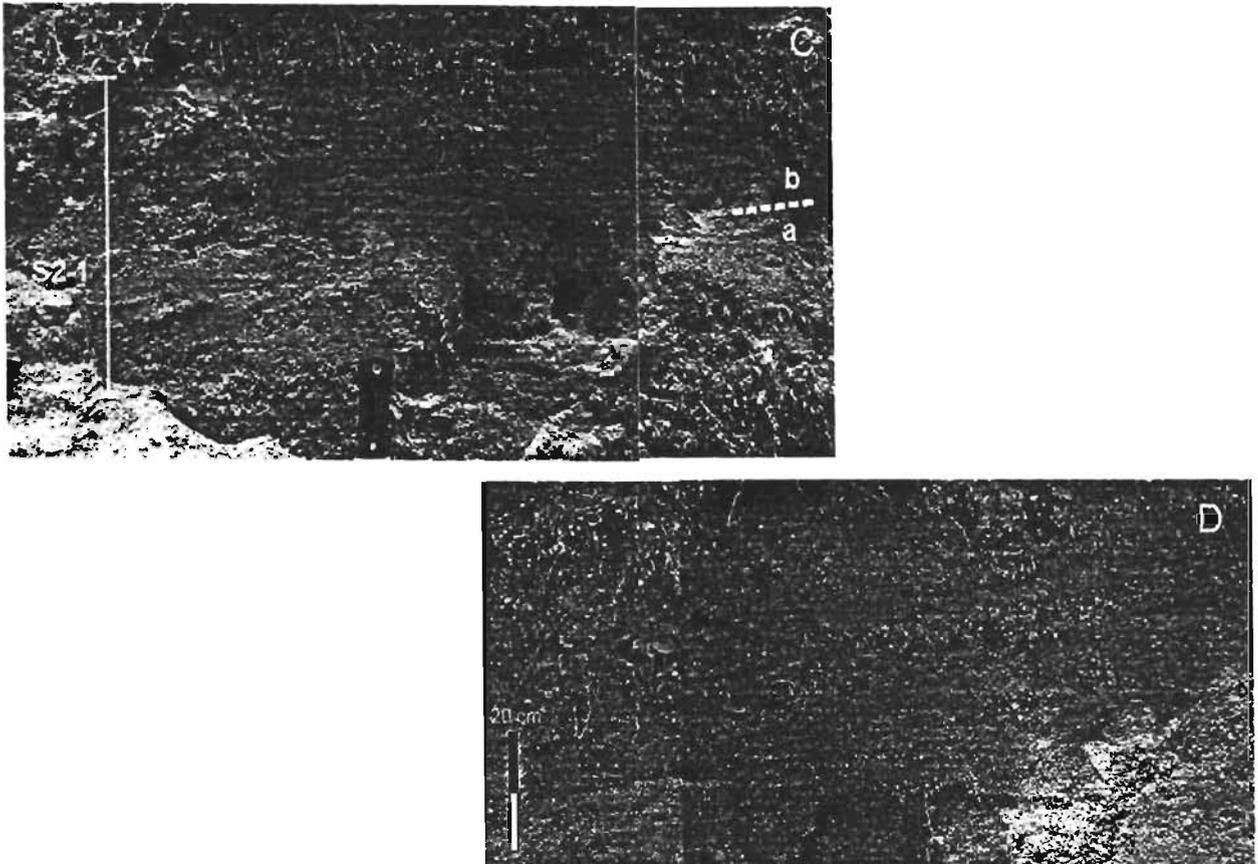


Figura 3.17. A) Sección 91 a 2.5 km al SE del cráter. B) Detalle de la porción superior de la sección 91, que muestra la estratificación cruzada de bajo ángulo de esta última (líneas blancas).



Continúa Figura 3.17. C) Vista general de la sección 98, a 2.9 km al SO del cráter. La línea blanca discontinua separa dos porciones del mismo flujo: a) base masiva, b) porción superior con estructuras de tracción. D) Detalle de la parte superior de la sección 98, con estratificación cruzada.

3.2-d) Unidad S3

La unidad S3 presenta una distribución alargada hacia el NE-SO del cráter y cubre un área aproximada de 44.3 km². La sucesión completa de los horizontes que constituyen esta unidad se reconoce únicamente en canales de 1 a 2 m de profundidad, orientados casi perpendicularmente a la dirección del flujo, en zonas intermedias al oriente (Figs. 3.18 A-B). Aquí, S3 consiste de nueve horizontes cohesivos de ceniza fina y media de varios colores, intercalados con cuatro horizontes de lapilli medio no cohesivos (Fig. 3.2), la mayor parte de los cuales tiene una distribución variable alrededor del cráter (Tabla 6).

El horizonte que presenta la distribución mayor de esta unidad es **S3-3**. Alcanza distancias máximas de 4.8 km al E-SE, 4 km al Sur y 3.5 km al E-NE. Es un depósito cohesivo de ceniza fina color rosa oscuro-rojo en contacto nítido sobre el horizonte S3-2 únicamente a 2.3 km al E

(sección 1b, Fig. 3.18B) y a 3.8 km al NE (sección 83). Por lo general representa el primer horizonte conservado sobre el depósito de caída C (Tabla 6). Es el único horizonte de la unidad S3 que aflora a distancias entre 0.6 y 1.5 km del cráter, en donde se encuentra en contacto con horizontes de la Unidad Intermedia (sección 32) o con el flujo piroclástico F2 (sección 2). Presenta un espesor aproximadamente constante de 4 y 5 cm a distancias entre 2.3 y 3.7 km al E y a 3.5 km al S del cráter (Tabla 6).

S3-4 y **S3-5**, tienen un color verde y amarillo respectivamente (Tabla 6) y sobreyacen a S3-3 hasta 3.7 km al E del cráter (sección 3b) y 3.5 km al S (sección 100). **S3-4** es un depósito cohesivo de ceniza fina-lapilli medio en contacto nítido (sección 1b, Figs. 3.18 B) u ondulado (sección 3b, Fig. 3.19) con S3-3. En algunos casos (sección 4) consiste de una alternancia de capas delgadas de ceniza y lapilli, de color verde claro u oscuro, dependiendo del grado de vesiculación: entre más vesiculado, más oscuro su color. **S3-5** es un depósito de ceniza fina en contacto nítido y no erosivo, a veces ondulado (sección 3b, Fig. 3.19), con el horizonte S3-4. A elevaciones mayores a 700 m al E del cráter, consiste de una sucesión de láminas paralelas con ligeras diferencias en color (Fig. 3.18B). Varía en espesor dependiendo de la altitud y el sector del volcán (Tabla 6), alcanzando un máximo de 6 cm a 3.5 km al S (sección 71). Esta sucesión vertical de horizontes (S3-3, S3-4 y S3-5) se encuentra sobrepuesta al depósito de caída C, hasta 3.5-3.7 km al E (sección 3b) y al S del volcán (sección 100).

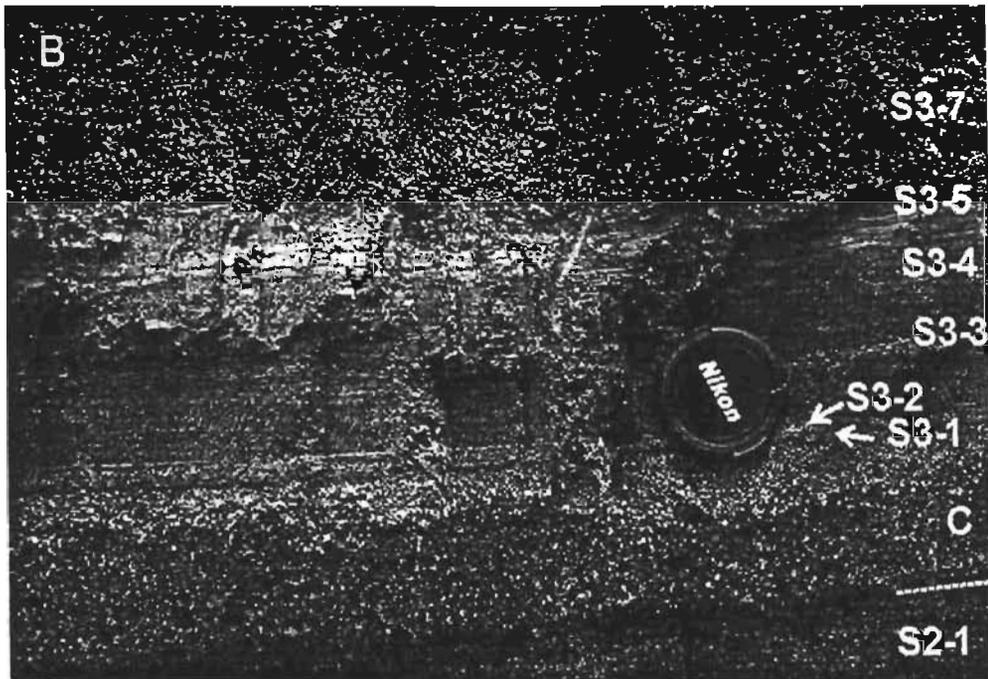
A

Figura 3.18. A) Sección 1b localizada a 2.3 km de distancia al E del cráter. Fotografía tomada en dirección del flujo. La persona mide 167 cm. B) Detalle de algunos horizontes de la unidad S3 en el interior del canal en A.

Los horizontes secos S3-7, S3-11 y S3-13, erosionan a los horizontes subyacentes hasta distancias de 3.5 km al E y S, y 3.8 km al NE (Tabla 6). Presentan grandes variaciones en facies inclusive a distancias de algunos metros (Figs. 3.12 A-B), y los mayores espesores (50-100 cm) en zonas intermedias.

A 3.6 km al E del cráter (sección 107), ninguno de los horizontes es claramente distinguible. La unidad S3 es fuertemente erosiva sobre el depósito de caída C y la unidad S2 (Fig. 3.14 A-B), y consiste de una sucesión de múltiples láminas de ceniza fina de varios colores, intercalada con capas delgadas de ceniza gruesa y lapilli con inclinaciones de $<5^\circ$ grados con respecto a la horizontal.

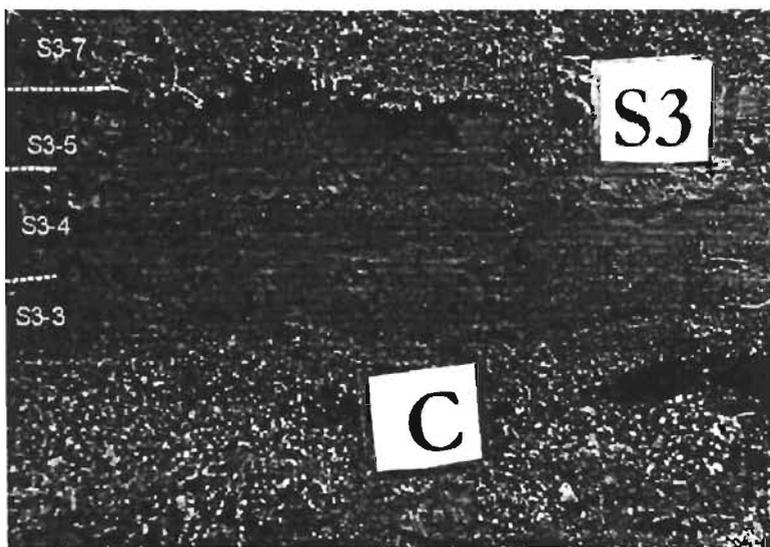


Figura 3.19. Fotografía que muestra el contacto irregular entre los horizontes S3-3, S3-4 y S3-5 a 3.7 km al E del cráter (sección 3b, círculo a la izquierda en la Fig. 3.3 A). La base de los rectángulos blancos mide 5 cm.

Tabla 6. Características generales de los horizontes que componen la unidad S3. Todas las elevaciones están en metros sobre el nivel del mar. Los números entre paréntesis se refieren a las secciones estratigráficas en la Fig. 3.1. Las abundancias de los componentes fueron cuantificadas en el afloramiento.

<i>Horizonte</i>	<i>Afloramiento y espesores</i>	<i>Textura</i>	<i>Estructura</i>	<i>Notas</i>
S3-1	Aflora únicamente a 2.3 km al E (1b) y 3.75 km al NE (83) con un espesor de 0.5 cm y 1 cm, respectivamente.	Ceniza media-fina cohesiva, de color rojo a rosa oscuro.	Laminar	En contacto nítido no-erosivo con el depósito de caída C.
S3-2	Aflora a 2.3 km al E (1b) y 3.75 km al ENE (83), con espesores de 0.5 –1 cm, respectivamente.	Lapilli fino-medio y poca ceniza de color gris-claro. Consiste de pómez blancas redondeadas (0.5 cm), cristales y líticos juveniles (2 mm).	_____	En contacto erosivo con S3-1
S3-3	Al E-SE, aflora a distancias entre 0.6 (46) y 4.7 km (18), a altitudes de 900 y 510 m respectivamente. Entre el cráter y las paredes del somma alcanza un espesor máximo de 10 cm. Entre 1.3 y 4.7 km al E tiene un espesor aproximadamente constante de 4-5 cm, alcanzando 6 cm en el interior de un canal a 2.3 km (1b). Al NE aflora a 3.75 km (83) y 4 km (105), a altitudes entre 650 y 580 m respectivamente. Varía en espesor entre 0.5 y 4 cm, siendo más espeso a cotas inferiores	Depósito cohesivo de color rojo, compuesto por ceniza fina y media y poco lapilli fino de pómez blancas sub-redondeadas. A 0.6 km (sección entre el cráter de 1982 y el somma) es un depósito de color café.	Plano-paralela a lo largo de las paredes del somma (1.3 km). En todos los otros casos no tiene estructuras, y presenta contactos irregulares, sin intercambio de material con el horizonte superior S3-4.	En contacto nítido y no erosivo con S3-2 en el interior de un canal a 2.3 km (1b). En contacto nítido con el horizonte S3-2 (83) o con el depósito de caída C.
	Al S, aflora a 2.3 (100) y 3.5 km (71), a altitudes de 620 y 420 m respectivamente. Varía en espesor entre 0.5 y 4 cm, característicamente más espeso en bajos topográficos.	Depósito cohesivo de color rojo a naranja de ceniza fina-media con pocos lapilli finos de pómez subredonda (2-3 cm).	Alternancia entre capas (algunos mm) con diferente granulometría.	En contacto nítido con el depósito de caída C (100) o el depósito de flujo piroclástico F1 (71).
S3-4	Al E-NE aflora de manera discontinua a distancias variables entre 2.2 y 2.3 (1b) y 4 km (105), con un espesor entre 2 y 4 cm. Al S aflora entre 2.3 (100) y 3.5 km (71) a	Depósito cohesivo de color variable entre verde oscuro y claro, dependiendo del grado de vesiculación, compuesto por ceniza fina y media, con pocos lapilli. Consiste de pómez blancas sub-redondeadas (3-5 mm), líticos juveniles (1-2 mm) y cristales.	A 2.3 km al E consiste de una sucesión laminar de capas muy delgadas, con diferente color y grado de vesiculación. Sin estructuras a distancias mayores. A 3.5 km al S, consiste de una sucesión de láminas (1-2 mm) con	En contacto ondulado, sin intercambio de material con los horizontes contiguos S3-3 y S3-5 hacia al Este. A 2.3 km al S

	altitudes variables entre 620 y 420 m respectivamente, con un espesor aproximadamente constante entre 5 (100) y 4 cm (71).		granulometría y vesiculación diferente.	erosionado por S3-7, varía lateralmente en espesor entre 0.3 y 5 cm.
S3-5	Aflora entre 2.3 km (1b) y 3.7 km (3b) al E, con un espesor máximo de 4.5 cm en el interior de un canal. Varía en espesor entre 3 y 2 cm a distancias entre 3.2 (4) y 3.7 km (3b). Al NE aflora a 3.75 km y 660 m (103b), en contacto nítido, no erosivo con S3-4. En esta dirección presenta un espesor de 0.3 cm Al S aflora a distancias entre 2.3 y 3.5 km (100-71), y altitudes entre 620 y 420 m. Varía en espesor entre 0.5 y 6 cm. Más espeso a altitudes menores.	Depósito cohesivo de ceniza fina-media, de color amarillo claro a oscuro.	Sucesión de laminas con espesor milimétrico caracterizadas por ligeras diferencias en color, a una distancia de 2.3 km al E (1b). Generalmente sin estructuras.	En contacto, ondulado, sin intercambio de material con el horizonte subyacente S3-4.
S3-6	Aflora únicamente a 2.3 km al E, en el interior de un canal con una profundidad ≤ 2 m, con un espesor de 4 cm.	Depósito vesiculado de ceniza color café. Los componentes consisten de pómez blancas sub-redondeadas (5-6 mm), cristales y pocos líticos juveniles angulares (2 mm).	_____	Es lateralmente erosionado, a distancias de pocos decímetros por S3-7.
S3-7	Al E aflora entre 2.2 (2) y 4.8 km (67) con espesores variables entre 20 (1b) y 4 cm (67). Disminuye en espesor conforme aumenta la distancia del cráter, aunque su espesor se incrementa en pequeñas depresiones topográficas (1b a 2.3 km).	Depósito deleznable de color gris claro. Consiste de lapilli y bloques de pómez blancas y gris, sub-redondas (6 cm a 2.3 cm; 3 cm a 3.7 km) líticos juveniles sub-angulares (2 cm) y cristales.	En la zona cercana al Este (1), en dirección paralela al flujo consiste de una base (10 cm) de lapilli de pómez inversamente gradada y una porción superior (10 cm) de ceniza gruesa, con estratificación plano-paralela o cruzada. Entre 3.2 (3) y 3.7 km (3b), a altitudes entre 640 y 610 m, es un depósito masivo (10 cm). En zonas lejanas a 4.8 km al E (67), consiste de una base masiva (5 cm) y un nivel continuo (1 cm)	Es fuertemente erosivo al E sobre los horizontes S3-6 S3-5 a 3.25 km (4); y S3-5, S3-4 y S3-3 a 4.8 km (67). En contacto nítido no erosivo, con S3-6 a 3.7 km al E (3b).

	Al NE aflora a distancias de 3.8 km (83) con un espesor de 21.5 cm.	Al NE consiste de pómez sub-redondas (5-3 cm), inmersas en una matriz de ceniza gruesa y lapilli fino.	de ceniza fina desprovista de estructuras, color café. A 3.75 km al NE (83) consiste de una base (5cm) de lapilli medio de pómez con gradación directa, una porción intermedia masiva (16 cm), y una porción superior de ceniza fina sin estructuras (0.5 cm).	
	Al S aflora entre 2.3 (100) y 3.5 (71) km, variando en espesor entre 45 y 30 cm respectivamente. Disminuye en espesor alejándose del cráter.	Al Sur contiene líticos accidentales hidrotermalizados de forma sub-angular (2 cm), dispersos en su interior.		Al Sur es erosivo sobre S3-5 hasta 2.3 km (100).
S3-8	Aflora a 2.3 (1b), 3.2 (3) y 3.25 km (4) al E, con espesores variables entre 1cm (1b) y 7 cm (4).	Depósito cohesivo de color verde, de ceniza fina y poco lapilli fino. Componentes pómez blancas redondeadas (1 cm).	Láminar a 2.3 km (1b); sucesión de láminas a 3.2 km (3); sin estructuras a 3.25 km (4).	
S3-9	Aflora a 2.3 (1b) y 3.2 km al E (3), con un espesor variable entre 1 mm y 2 cm	Depósito cohesivo de ceniza fina, de color amarillo.	Sucesión de láminas con granulometría distinta (alternancia entre ceniza media y fina).	S3-9 sobreyace en contacto nítido, non-erosivo a S3-8.
S3-10	Al E aflora de manera discontinua entre 2.3 (1b) y 3.25 km (67). Varía en espesor entre 30 cm (1b) y 7 cm (4). Disminuye en espesor alejándose del cráter.	Depósito cohesivo de ceniza medio-fina, de color rosa, con abundantes pómez blancas sub-redondas (1.5 cm) y líticos juveniles (1 cm) a 2.3 km.	Sin estructuras. A 3.2 km E, en dirección paralela al flujo, consiste de una alternancia de láminas milimétricas con granulometría y color diferentes.	En contacto no erosivo con S3-9 a 2.3 km (1b), o S3-7 a 3.25 km (4). Erosionado por S3-11 a 3.2 km (3).
S3-11	Aflora a distancias entre 2.3 (1b) y 3.25 km (4) al E del cráter. Varía en espesor entre 50 y 20 cm	Depósito de color gris claro de lapilli y bloques de pómez blancas y grises (10 cm a 2.3 km, 8 cm a 3.2 km) en una matriz de ceniza media.	A 2.3 km al E (1b), cerca de un canal de profundidad < 2m, consiste de una base (15 cm) con gradación inversa de las pómez, y una porción superior (35 cm) masiva. A 3.2 km al E (3) consiste de una base (15 cm) masiva y de una porción superior con estructuras <i>tipo onda</i> de longitud máxima 130	

	<p>A 3.8 km al NE (83), tiene un espesor de 16.5 cm. A 3.5 km al S (71) tiene un espesor de 76 cm.</p>		<p>cm, amplitud 15 cm y ángulos barlovento <5°.</p> <p>Cerca de obstáculos topográficos (120 m) al ENE (83), consiste de una capa masiva (15 cm) que subyace una capa continua sin estructuras (1.5 cm).</p>	
S3-12	<p>Aflora de manera discontinua entre 2.3 (1b) y 3.25 km (4) al E. Varía en espesor entre 4 y 6 cm. Es más espeso en zonas próximas y al interior de pequeñas depresiones topográficas.</p>	<p>Depósito de ceniza media-fina, cohesivo, de color café claro. Consiste de lapilli finos de pómez blancas sub-redondeadas (2-5 mm) y líticos juveniles sub-angulares (2 mm).</p>	<p>Sin estructuras.</p>	<p>En contacto nítido y no erosivo con S3-11, y parcialmente erosionado por S3-13</p>
S3-13	<p>Aflora entre 2.3 (1b) y 3.25 km (4) al E, con espesores variables (30 y 90 cm) a distancias de pocos metros a 3.2 km al E (3-4). A 3.75 km NE (83) es masivo con un espesor de 11 cm.</p>	<p>Depósito de color gris oscuro de lapilli medio-grueso, compuesto principalmente por pómez redondeadas (10 cm) y líticos juveniles angulares (3 cm). Escasos líticos accidentales (1-2 cm) del domo pre-existente, se encuentran a una distancia de 3.25 km al E.</p>	<p>Masivo cerca de pequeños depresiones topográficas en dirección E (1b). A 3.2 km (3), presenta estratificación cruzada con una longitud de onda aproximada de 200 cm, una amplitud de 20 cm y ángulos barlovento de 2-3°. Consiste de una alternancia entre niveles con granulometría diferente a 3.25 km (4).</p>	

3.3. Variaciones laterales de facies de los depósitos de oleada piroclástica e interacción con la topografía. Mecanismos de transporte y emplazamiento de los flujos.

Las variaciones laterales de facies de los depósitos de oleada piroclástica pueden ser utilizadas para inferir los procesos de transporte y depositación de los flujos que los generaron (apartado 1.5). Sin embargo, las características estructurales y texturales de los depósitos en un punto reflejan únicamente los últimos estadios de la depositación, durante los cuales los flujos fueron influenciados por la presencia de obstáculos de diferente magnitud y por el material proveniente de las porciones superiores de las nubes eruptivas (*sistema de transporte*) (Fisher, 1990, apartado 1.8).

La topografía alrededor del cráter de 1982 es muy irregular a distancias entre 0.5-1 km y 3.5-4 km (Fig. 3.20), debido a la presencia del antiguo cráter somma y del sistema regional de pliegues y fallas (apartado 2.1). Ambos rasgos representaron obstáculos para el movimiento de los flujos, como se puede deducir de la distribución de los depósitos alrededor del volcán (apartado 3.2). El análisis de las variaciones laterales de facies de las unidades S1, UI, S2 y S3 a distancias variables del cráter y en condiciones topográficas distintas, puede ayudar a determinar las trayectorias de flujos del mismo tipo en erupciones futuras.

Sin embargo, esta tarea es complicada debido a que la mayor parte de los depósitos de oleada piroclástica fueron sepultados parcial o totalmente por productos sucesivos de la erupción (apartado 3.2), por lo que en muchos casos las observaciones tienen un carácter local. Las variaciones laterales de los depósitos se describen en perfiles topográficos trazados alrededor del volcán (Figs. 3.21 A-G).

En la zona cercana, entre 500 m y 1 km aflora el cráter somma, el cual rodea de manera intermitente el cráter de 1982, con paredes discontinuas hacia el E-NE, NO y SO (Figs. 2.3, 2.5) con una altitud máxima de 1,150 m en dirección ESE (Fig. 3.9 A). La distribución de los depósitos de la Unidad Intermedia (apartado 3.2, Fig. 3.21 A) indica que las paredes del somma fueron determinantes para detener estos flujos en todas las direcciones, excepto hacia el NE, donde tienen una altitud de 900 m.

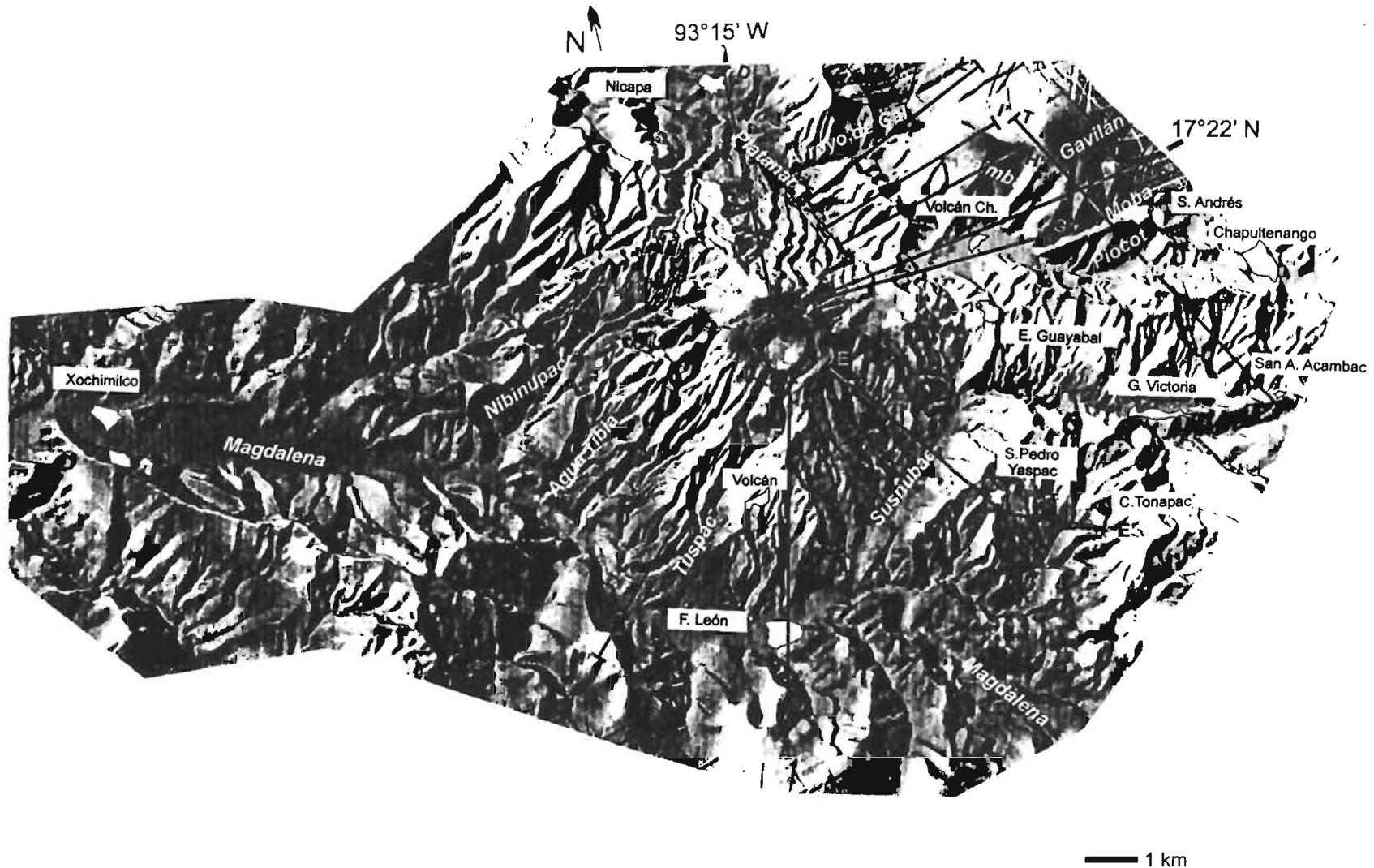


Figura 3.20. Modelo digital del terreno del volcán Chichón construido a partir de fotografías aéreas de 1987 del I.N.E.G.I. (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), elaborado por GYMSA S.A. de C.V. En este modelo se muestran los poblados principales y los perfiles trazados alrededor del volcán, empleados para reconstruir la estratigrafía.

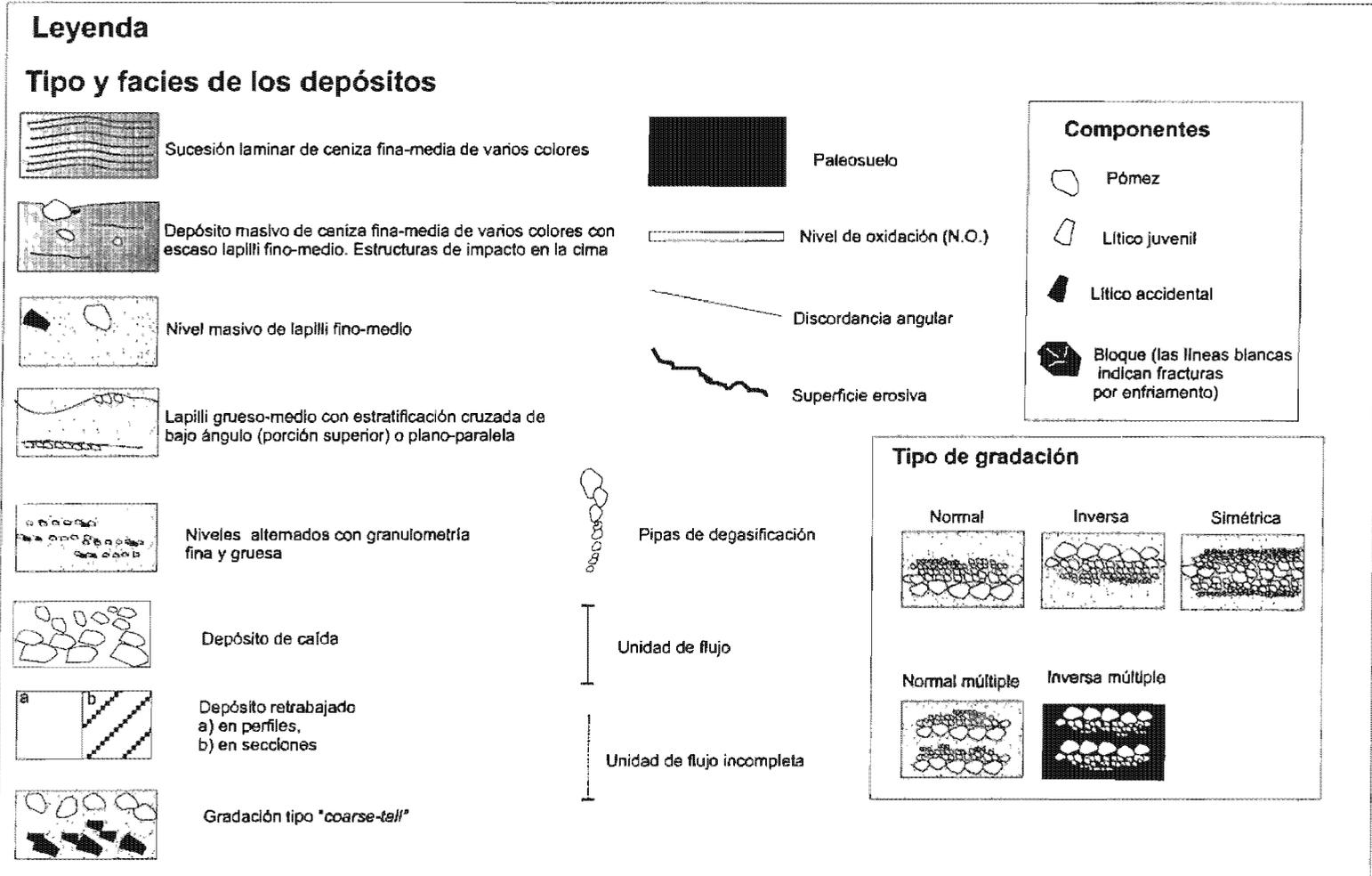


Figura 3.21. Perfiles y secciones estratigráficas seleccionados para el estudio de las oleadas piroclásticas de la erupción de 1982 ubicados: A) entre los cráteres de 1982 y el somma; B) BB' al Este; C) GG' al Este, trazado 50-500 m al Sur del perfil BB'; D) HH', II', LL' hacia el NE; E) DD' al Norte; F) AA' y MM' al Sur; G) EE' al SE.

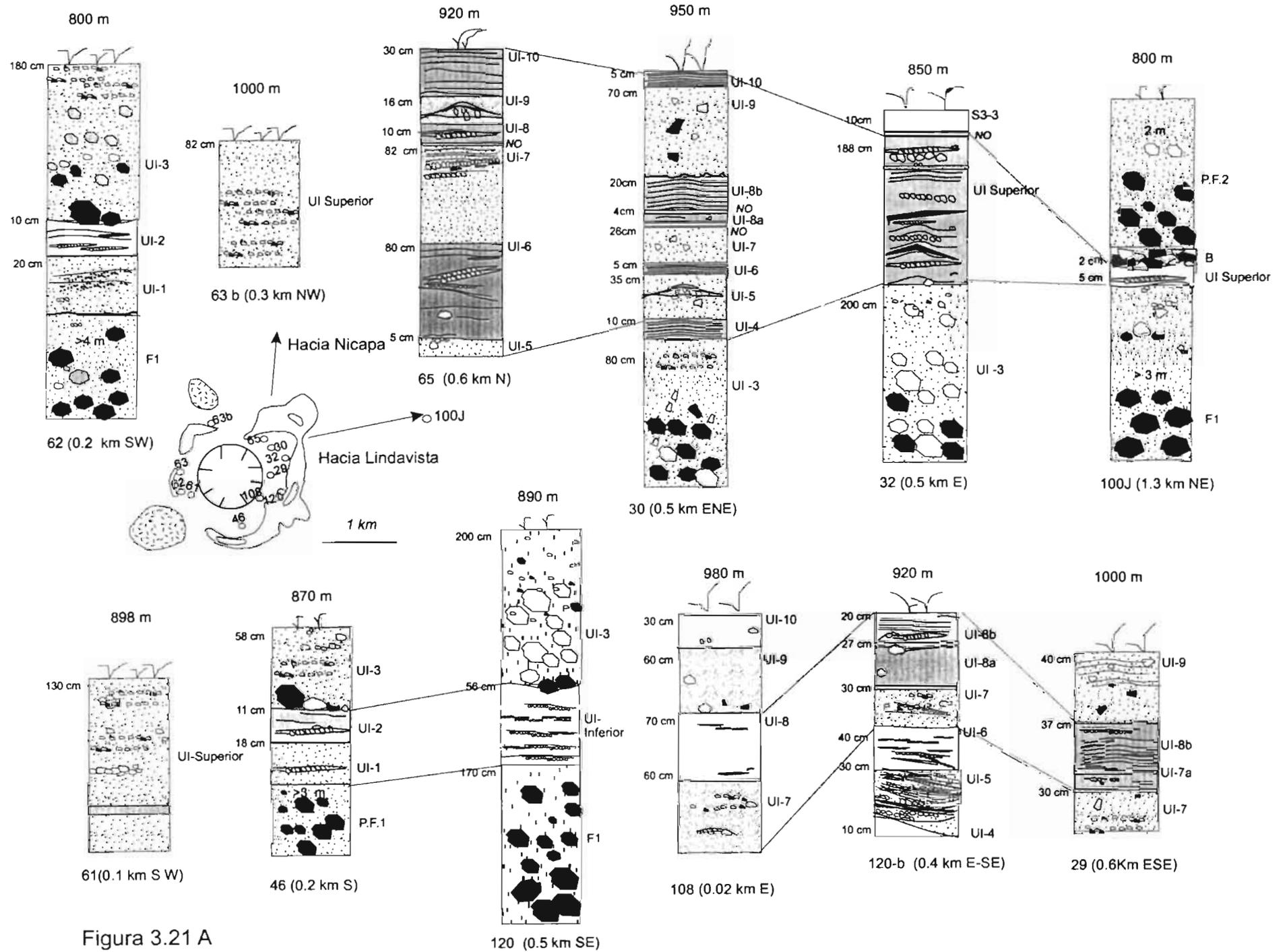


Figura 3.21 A

Las características texturales y estructurales de los depósitos de la UI-Inferior varían dependiendo de la distancia y del sector considerado (Tabla 5). Al Sur y al Oeste (Fig. 3.21 A) la presencia de dos depósitos con estructuras y texturas distintas sugiere un emplazamiento a partir de un flujo relativamente *seco* (UI-1) y uno relativamente *húmedo* (UI-2). Sin embargo, al ESE en las barrancas paralelas a las paredes del somma que desembocan hacia el río Tuspac, UI-Inferior aflora como un único depósito consolidado constituido por una alternancia de capas múltiples con texturas distintas (sección 120, Fig. 3.8), indicando un emplazamiento a partir de diversos flujos con propiedades físicas distintas emplazados en rápida sucesión. Las diferencias observadas en UI-Inferior al SO y ESE sugieren que estos eventos eruptivos produjeron nubes poco expandidas y con una distribución local. Al S y al O, sólo dos flujos (UI-1 y UI-2), alcanzaron una distancia de 200 m del cráter dejando depósitos con espesores de varios centímetros. Más flujos llegaron hasta 600 m en dirección ESE.

Las observaciones realizadas en la UI-Superior a distancias entre 20 y 600 m al oriente del cráter en el sector oriental (Fig. 3.21A, Tabla 5) indica que horizontes con características texturales diferentes varían en estructura alejándose del centro eruptivo. Cerca del cráter todos los horizontes son masivos (sección 108, Tabla 5). Alejándose del mismo (secciones 65, 30, 120b, 29, Fig. 3.21A), la mayor parte de los depósitos muestra algún tipo de gradación o estratificación. Entre 500 y 600 m al ENE y ESE del cráter los horizontes UI-6 y UI-8b muestran de manera variable una estratificación plano-paralela, dada por una alternancia entre láminas de ceniza fina de diferentes colores o raramente con inclinaciones de bajo ángulo (UI-6 en las secciones 120b y 65, Fig. 3.21 A).

Las variaciones laterales de los depósitos de UI-Inferior y Superior indican que cerca del cráter los flujos depositaron el material transportado en masa (ausencia de estructuras en los horizontes UI-7, UI-8, UI-9, UI-10). La estratificación de diverso tipo que se observa alejándose del cráter refleja una disminución de la concentración de las nubes y un desarrollo progresivo de turbulencia. Esta hipótesis está soportada por la disminución de las dimensiones máximas de los clastos líticos accidentales observada en los horizontes UI-7 y UI-9 (Tabla 5), que indica una disminución progresiva de la competencia de los flujos en pocos cientos de metros del cráter, tal y como fue observado por Sohn y Cough (1989), aunque a distancias menores (apartado 1.7).

Todas las unidades de oleada piroclástica tienen una distribución preferencial hacia el oriente, reflejando la influencia de la falla San Juan (párrafo 2.1). Esta falla atraviesa al volcán con una longitud de 16 km, desde el pueblo de Xochimilco al Oeste, hasta el Río Grande al Este (Fig. 3.20, García Palomo et al., 2004). La topografía poco accidentada en dirección Este, favoreció el paso de los flujos con recorridos mayores. Las características de las unidades S2 y S3, que representan los depósitos más y mejor expuestos, permiten inferir la dinámica de los flujos en esta dirección.

Las pendientes poco inclinadas de los flancos del somma entre 1.3 y 1.7 km (Figs. 3.21 B-C), provocaron la aceleración de los flujos con un aumento de su momento (masa x velocidad). A una altitud de 810 m (sección 109, Fig. 3.21B), S2-0 y S2-1 muestran evidencias de tracción durante el transporte (la base de S2-0 tiene estratificación cruzada), en condiciones de elevada concentración de material (las capas estratificadas tienen una baja selección granulométrica y subyacen a capas masivas), o de tracción pulsante en condiciones altamente energéticas (sucesión de capas gradadas de manera inversa en la base de S2-1), indicando que las nubes eruptivas a estas distancias estaban acelerando y eran continuamente alimentadas por la caída de material de la parte superior del flujo. En estas condiciones, variaciones de algunos grados en el gradiente topográfico, provocaron la desestabilización y deceleración de algunos flujos (S2-1 a 1.7 km sección 27, Fig. 3.21B), con la depositación de partículas gruesas (lapilli y bloques) de su carga en condiciones fluctuantes (base con gradación simétrica inversa, Middleton, 1967) y la mayor parte de las partículas finas de manera súbita (porción superior masiva y caótica).

De manera similar, la completa erosión ejercida por S3-3 en el depósito de caída C y en los horizontes S3-1 y S3-2, indican que este flujo aceleró a lo largo de las paredes del somma hasta 1.3 km (sección 2, Fig. 3.21 C).

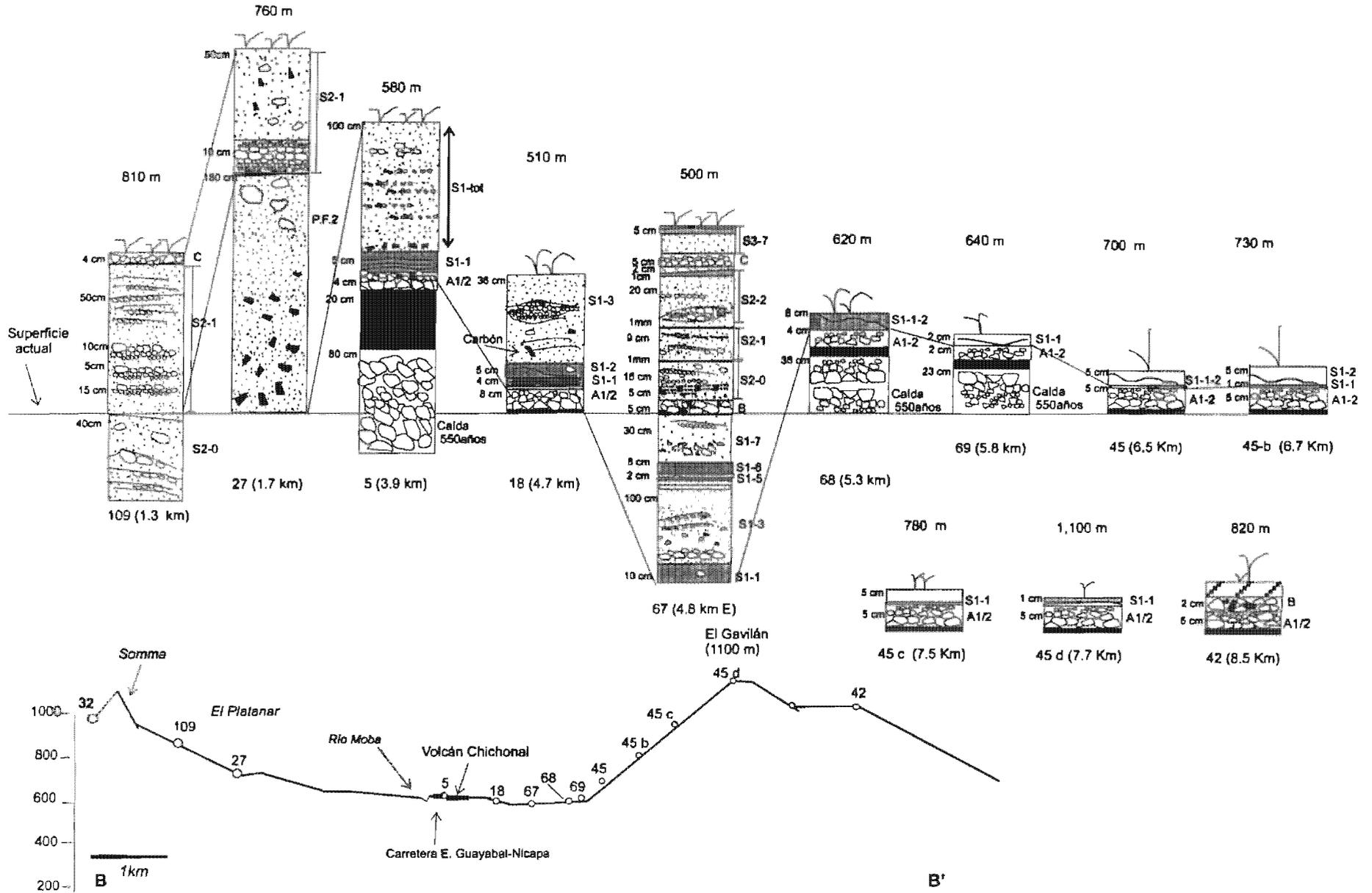


Figura 3.21 B

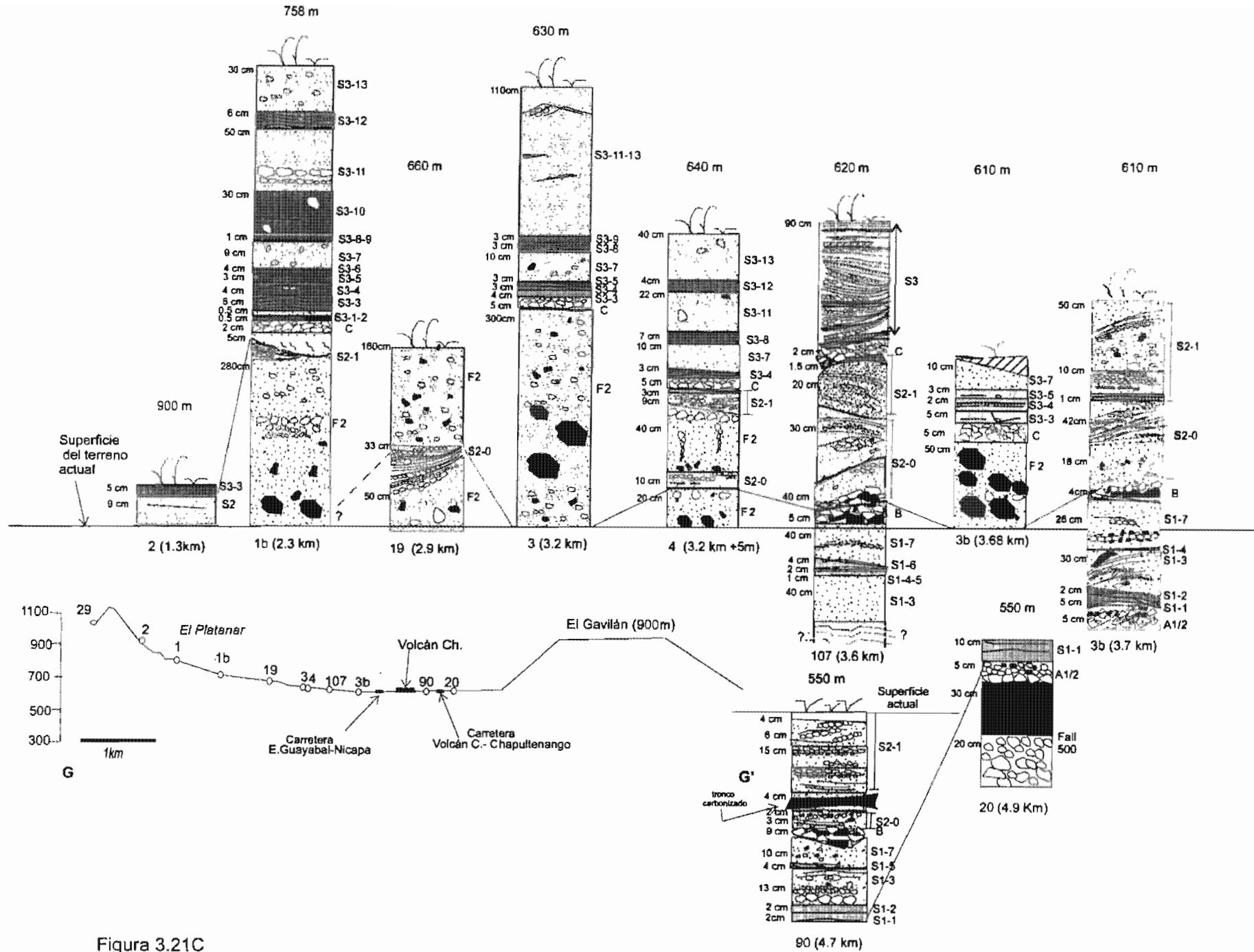


Figura 3.21C

Las características de los depósitos a 2.3 km (Figs. 3.21 B-C; 3.18 A-B), reflejan la importancia que tuvieron pequeñas depresiones topográficas sobre el comportamiento de los flujos. No obstante que la estratificación cruzada observada en S2-1 indica que a estas distancias las condiciones topográficas eran favorables para el aumento de la turbulencia, las características de los horizontes que componen S3 indican que estos flujos desaceleraron cerca de pequeños canales. Estos canales fueron producidos por la acción de agua meteórica en el intervalo de tiempo transcurrido entre el final de la fase III y el comienzo de la fase IV, como lo sugiere la presencia de ≈ 4 cm de depósitos de caída retrabajados en la porción más interna de los mismos. Dentro de los canales se preservó la secuencia completa de los horizontes con espesores elevados; por lo general los horizontes son masivos (S3-3, S3-6, S3-7, S3-10, S3-12 y S3-13), y no erosionan a los depósitos subyacentes (S3-1, S3-2 se preservan debajo del horizonte S3-3), indicando que las corrientes piroclásticas depositaron la mayor parte de su carga (*ponding*), sin ejercer tracción sobre la misma, y en algunos casos (S3-6) cesaron.

La mayor parte de los flujos se expandió a distancias mayores, donde la topografía disminuye suavemente de 660 a 500 m y se abre una planicie de 1-1.5 km de ancho y 3 km de largo, como se infiere de las características de S2 y S3 entre 2.9 y 4.7 km (Fig. 3.21C).

Las secuencias verticales que componen S2-0 y S2-1 reflejan un emplazamiento que ocurrió a partir de dos flujos distintos, en plena expansión (secciones 19 y 4, Fig. 3.21C). A una distancia aproximada de 3 km, la base de S2-0 es inversamente gradada, (sección 19, Fig. 3.11) lo que indica que los fragmentos de mayores dimensiones (bloques y lapilli), que se acumulaban en la base del flujo, fueron sometidos a un esfuerzo de cizalla elevado por las porciones superiores del mismo. De manera similar, una gradación inversa está presente en las capas con estratificación plano paralela en S2-0 y S2-1 (Figs. 3.11, 3.12 B-C) a la misma distancia. Considerando que una estratificación plano-paralela evidencia a un flujo estable (apartado 1.5), es razonable inferir que a estas distancias los flujos poseían un régimen elevado. La presencia de un nivel lateralmente continuo de ceniza fina sin estructuras preservado en la porción más superficial de la secuencia en S2-1 (Fig. 3.12 C) indica una depositación por caída durante el desvanecimiento de las nubes eruptivas.

El flujo piroclástico F2 se emplazó siguiendo el curso del Río Platanar al oriente por una distancia de 3.7 km en donde viró al N, hacia el pueblo de Nicapa (Fig. 3.20). La superficie de

F2 quedó con irregularidades que variaban entre 50 cm y 3m. Estos obstáculos influenciaron el comportamiento de los flujos de S2 y S3 a distancias de escasos cientos de metros (Figs. 3.14 A, 3.3 A) e inclusive de algunos metros (secciones 3 y 4, Figs. 3.12 A-B-C). Esto se refleja en las grandes variaciones laterales en espesor y facies de S2-0 y S2-1 y de los horizontes que componen S3 (S3-3, S3-4, S3-8, S3-9 y S3-11) entre 3 y 3.7 km al E del cráter y en particular entre 3.6 y 3.7 km. Cuando el flujo piroclástico F2 está ausente, como a 3.6 km (sección 107, Fig. 3.14 A), las características de los depósitos indican que los flujos aceleraron. La gradación inversa de los clastos presente en la base y en la porción intermedia de S2-0 y S2-1 indica un elevado esfuerzo de cizalla de los flujos sobre el material recién depositado. La baja selección granulométrica de los depósitos (Fig. 3.14 A) sugiere que la concentración de las nubes eruptivas era todavía elevada. A la misma distancia, los horizontes que componen S3 son fuertemente reducidos en espesor (láminas con inclinación de algunos grados) y erosionan completamente al depósito de caída C (5 cm) y a la parte superior de S2-1 (2 cm, Fig. 3.14 B), rasgos que indican condiciones de tracción fuerte ejercidas por las nubes.

A 3.7 km, en el pueblo Volcán Chichonal, todos los flujos eran completamente turbulentos como indica la presencia de estructuras tipo onda con amplitud de 250 cm y una longitud estimada no superior a 10 m, para S2-0 y S2-1 (Fig. 3.3 A). La presencia del depósito de flujo piroclástico F2 provocó una desaceleración de los flujos sucesivos (unidad S3), que fueron lateralmente bloqueados y depositaron en masa el material que transportaban (S3-3, S3-4, S3-5 y S3-7). En particular, los contactos ondulados existentes entre los horizontes S3-3, S3-4 y S3-5 (Fig. 3.19), indican una elevada plasticidad de los depósitos que se deformaron por la carga ejercida por el material posterior. La selección granulométrica baja de los horizontes S1-3 y S1-7 a la misma distancia (Fig. 3.3B) y la inclinación de las capas que los componen, indican que los flujos de la unidad S1 eran igualmente o más energéticos con respecto a los de las unidades S2 y S3.

Si se comparan los espesores y las facies de varios horizontes a la misma distancia del cráter en dirección NE, en donde el anticlinal Caimba representó un obstáculo de 90-250 m de altura (Fig. 3.21 D), es claro que casi todos los flujos fueron capaces de sobrepasar obstáculos de 90 m (perfil HH', Fig. 3.21D). Los espesores de las unidades S1 y S2 (sección 82) en sentido contrario al obstáculo, indican que a estas distancias los flujos poseían todavía una gran carga de material.

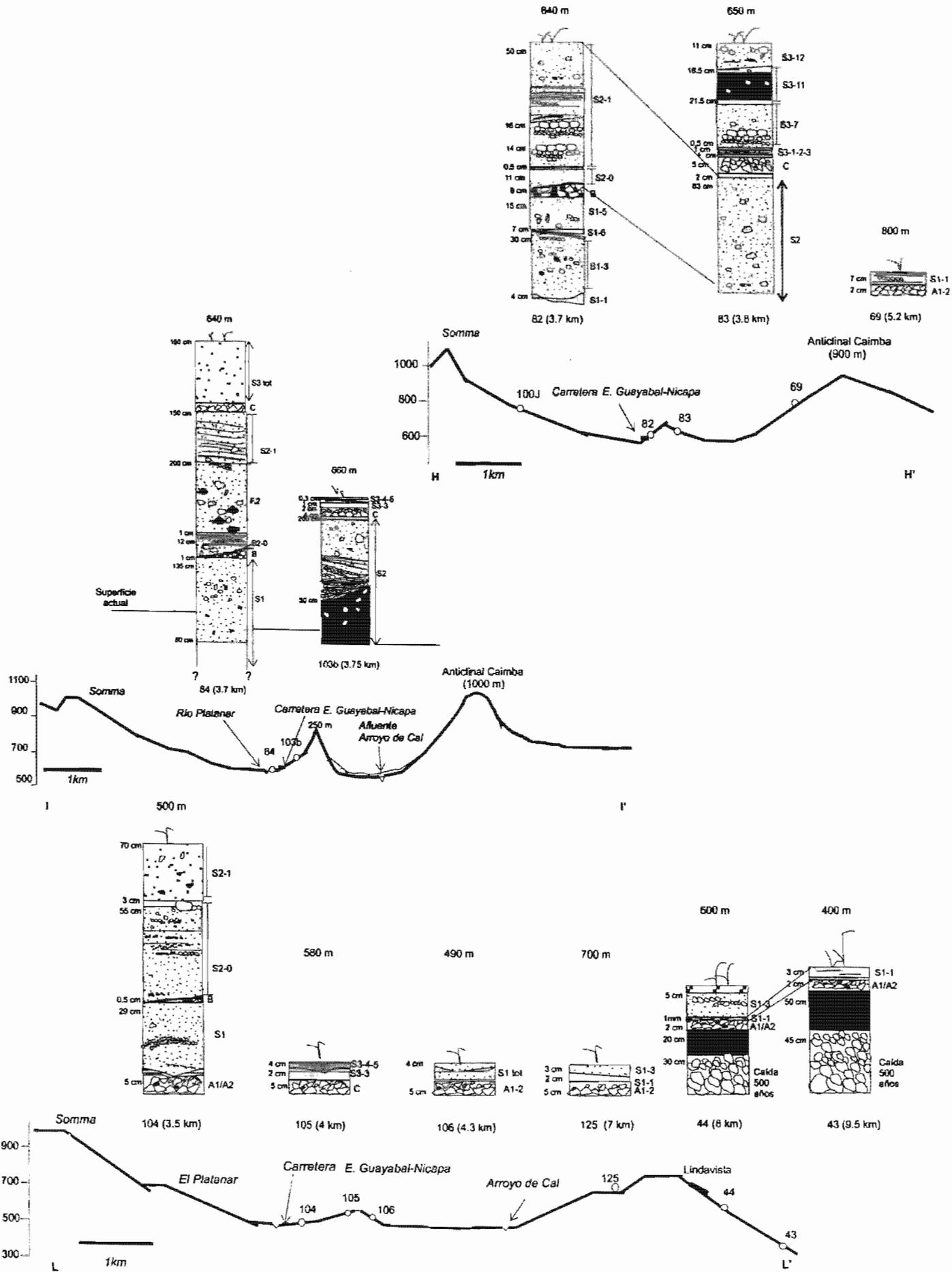


Figura 3.21 D

La sucesión de niveles con gradación inversa de lapilli de pómez en S2-1 indica condiciones de tracción pulsantes con energía elevada que fueron seguidas por una depositación en masa del material (porción superior masiva). La desaceleración de los flujos después de sobrepasar el obstáculo, causó que éstos depositaran el material que transportaban en masa como indican la ausencia de estructuras en S2 y la presencia de los horizontes S3-1 y S3-2, no erosionados por S3-3. Sin embargo, otros flujos (S3-7, S3-11 y S3-13) no perdieron su capacidad erosiva y de tracción (sección 83, Fig. 3.21 D).

Los flujos S1-1 y S1-3 alcanzaron mayores distancias (perfiles HH' y LL', Fig. 3.21D) y todavía mantuvieron una capacidad de tracción elevada (gradación inversa a la base de S1-3 a 8 km). Ninguno de los flujos, sobrepasó obstáculos mayores a 250 m (sección 84, Fig. 3.21 D, 3.16 A-B-C), aunque las características de algunos depósitos (S2-0 erosivo sobre el depósito de caída B) sugieren que los flujos eran turbulentos y altamente energéticos.

Las variaciones en el espesor total de las unidades y en la abundancia de los diferentes horizontes encontrados a 4.7- 4.8 km al E (secciones 90, 18, 20 y 67, Figs. 3.21 B-C), evidencian que flujos diferentes de las tres unidades (S1, S2 y S3) se emplazaron de manera distinta de acuerdo con la elevación. Muchos de los flujos poseían todavía un momento elevado a estas distancias, siendo capaces de transportar troncos carbonizados hasta de 70 cm en longitud (S2-1 en la sección 90, Figs. 3.4 A, 3.15 A-B) y erosionar el substrato (S3-7 en la sección 67). La gradación normal de lapilli, observada en la base de los horizontes S1-3 y S1-7 (sección 67), indica que las nubes eran lo suficientemente diluidas para permitir una sedimentación de acuerdo con la velocidad de caída de las partículas hacia la base de la corriente (Middleton, 1967).

Los eventos eruptivos generados al inicio de la Fase III de la erupción (unidad S1) fueron los más energéticos, ya que se movieron de manera radial desde el cráter y alcanzaron las distancias mayores hacia el Norte (7.5 km) y el Sur-SE (9.5- 10.5 km, respectivamente). En todas las direcciones, la topografía pre-eruptiva jugó un papel fundamental, controlando la distribución de estos flujos. De manera similar a cuanto ocurrió hacia el oriente del cráter, las paredes poco inclinadas del cráter somma favorecieron la aceleración de los flujos que se dirigían hacia el Norte, como lo demuestra la ausencia del depósito de caída C hasta 1.8 km del volcán debajo del horizonte S3-3. La unidad S1 es la única que aflora a partir de los 3.5 km (Fig. 3.21 E). Los contactos ondulados y la fuerte deformación de los horizontes S1-0-1-2 (Tabla 4) indican que

éstos depósitos tuvieron una elevada plasticidad después de su emplazamiento, por lo menos hasta 3.5 km al N del cráter.

Los cambios frecuentes en pendiente (5-30°) después de las paredes del somma por una distancia de 5 km hasta el pueblo de Nicapa (secciones 76-28, Fig. 3.21 E) influyeron sobre la dinámica deposicional de los flujos como lo demuestran las variaciones laterales del horizonte S1-3 a lo largo de cientos de metros. Los espesores de S1-3 hasta 5 km al N del cráter (Tabla 4) indican que éste representó el evento de mayor magnitud, con una capacidad erosiva elevada sobre el substrato hasta 4.5 km (sección 51), que acentuó en los cambios de pendiente como lo evidencia su contacto directo con los depósitos de caída A1-2 (secciones 53 y 51, Fig. 3.21 E). Las facies que S1-3 muestra en ambos casos, indican que la depositación ocurrió en condiciones de elevada concentración, ya sea en condiciones inestables del flujo (alternancia de niveles con diferente granulometría, a 3.7 km) o menos (granulometría uniforme, a 4.5 km); procesos de tracción (capas débilmente estratificadas) ocurrieron en áreas relativamente planas (secciones 52 y 50). Considerando la ausencia de obstáculos topográficos en esta dirección y la reducción constante de la altura es muy probable que el flujo responsable de la depositación de S1-3 haya alcanzado el pueblo de Nicapa, aunque a distancias mayores de 5 km únicamente se observó al horizonte S1-1, el cual está recubierto por espesores variables de material retrabajado.

Los cursos de los ríos Magdalena hacia el Sur y Susnubac hacia el SE (Figs. 3.20, 3.21F), representaron ventanas de 500 a 600 m de ancho paralelas a la dirección del flujo, y por lo tanto rutas preferenciales para los flujos más energéticos (S1-0, S1-1, S1-3) que incrementaron su capacidad erosiva (S1-0 y S1-3) particularmente en los bajos topográficos (Tabla 4) y alcanzaron las distancias mayores en estas direcciones.

El cauce de estos mismos ríos Magdalena de 400 m y Susnubac de 300 m, bloqueó la mayor parte de los flujos (S2, S3) que se dirigían hacia el SO y SE. Si consideramos que estas depresiones están orientadas casi perpendicularmente con respecto al cráter, las causas del bloqueo pueden atribuirse a un espesor menor de las nubes eruptivas con respecto a la profundidad de las depresiones, y a su consiguiente extinción debida a la depositación de la mayor parte de la carga sólida transportada. Por el contrario los flujos generados al inicio de la Fase III (unidad S1, excepto S1-4), lograron sobrepasar estos obstáculos en dirección SE (sección 113, Figs. 3.5, 3.21G).

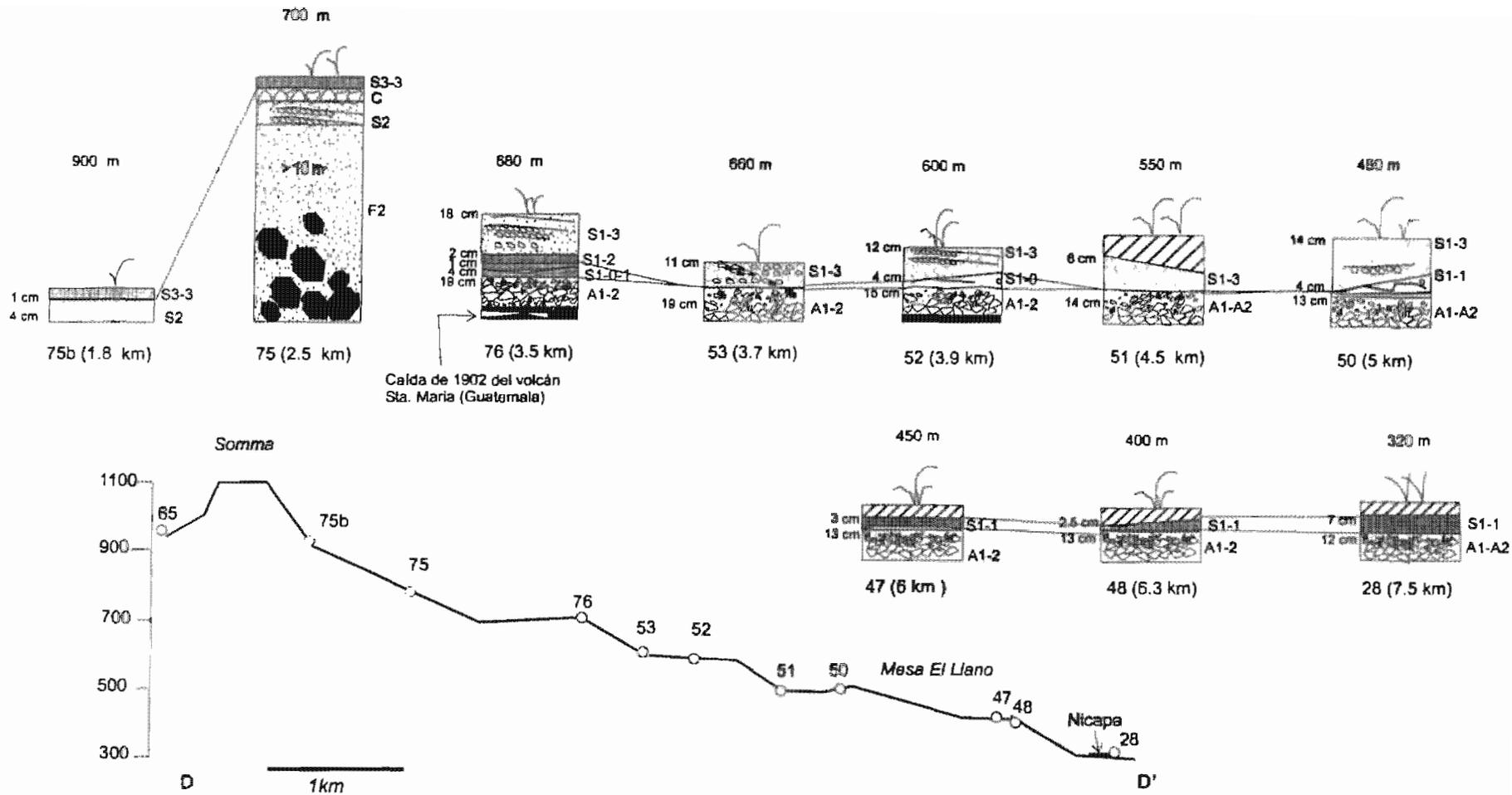


Figura 3.21E

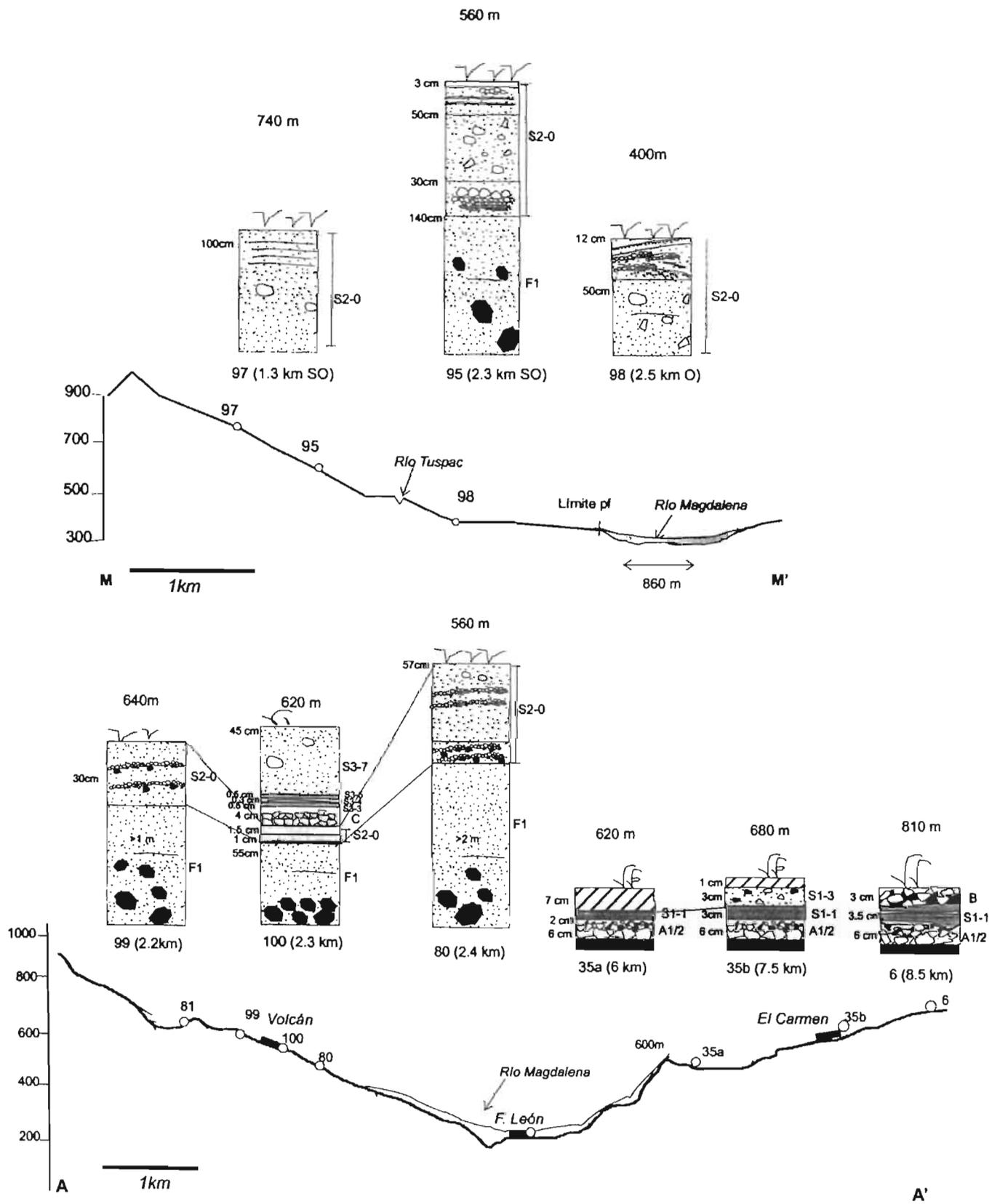


Figura 3.21 F

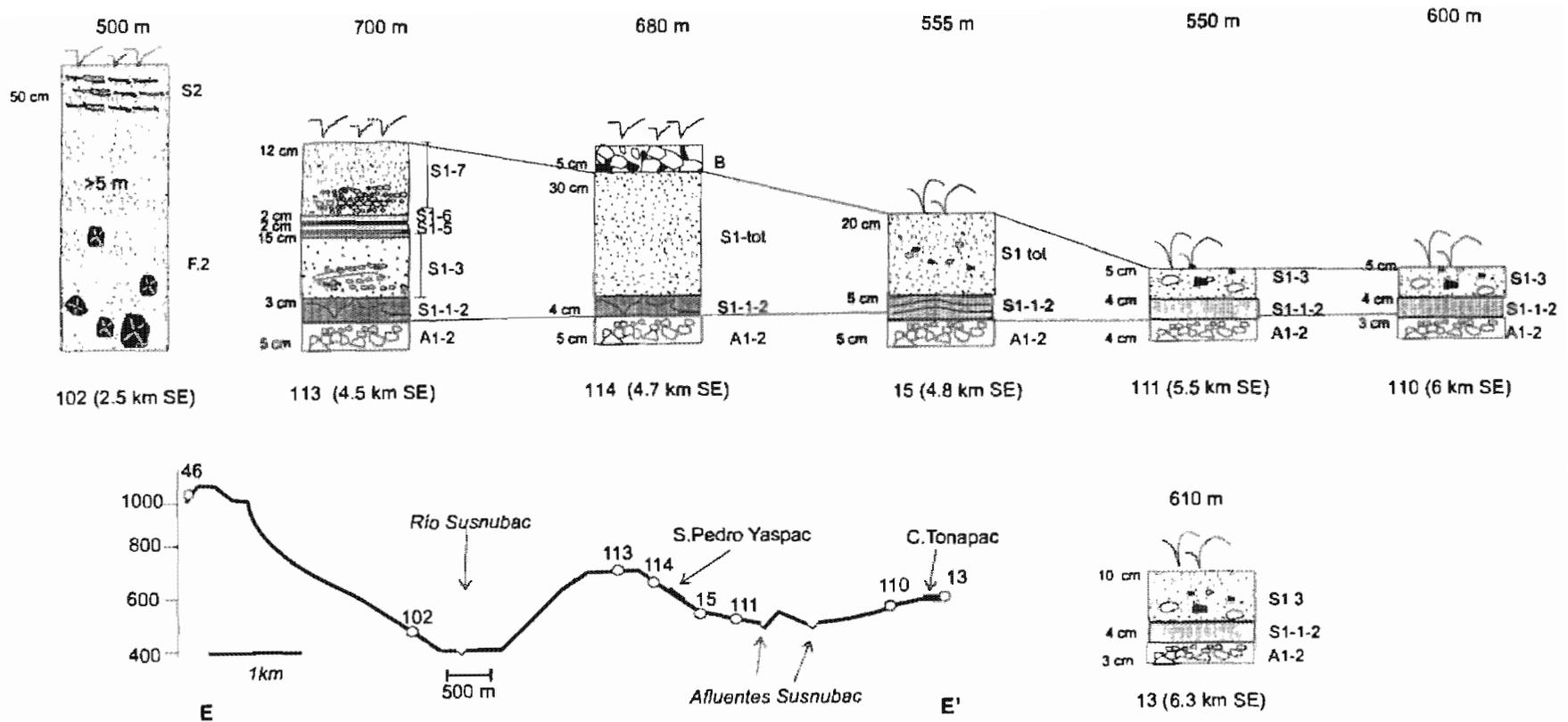


Figura 3.21 G

El patrón de distribución de los depósitos de oleada piroclástica S1, IU, S2 y S3 es parecido al de los depósitos de caída A1, B y C (Fig. 3.22). Esta distribución sugiere que los vientos cercanos al terreno soplaban en la misma dirección de los vientos troposféricos (<18 km); éstos eran fuertes e influenciaron la distribución de las porciones más diluidas de las oleadas piroclásticas en el E-NE, permitiendo a las nubes eruptivas alcanzar Chapultenango a una distancia de 10.5 km E (60 b) y Lindavista a 9.5 km al NE, a través de ventanas topográficas con un ancho variable de 200 m a 1 km en dirección E y NE (Fig. 3.23 A-B).

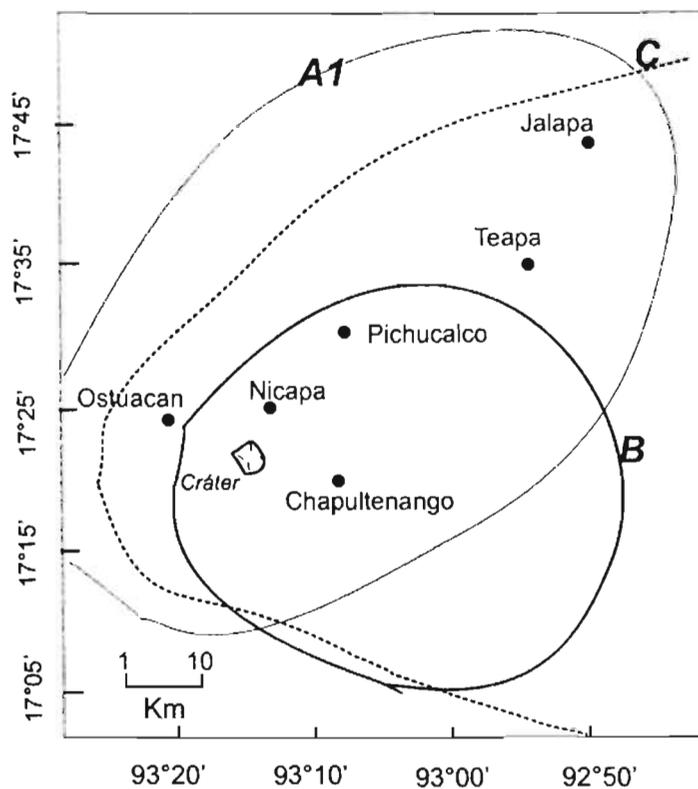


Figura 3.22. Suma de la distribución de los depósitos de caída A1, B y C (isopaca 1 mm), según Carey y Sigurdsson (1986).

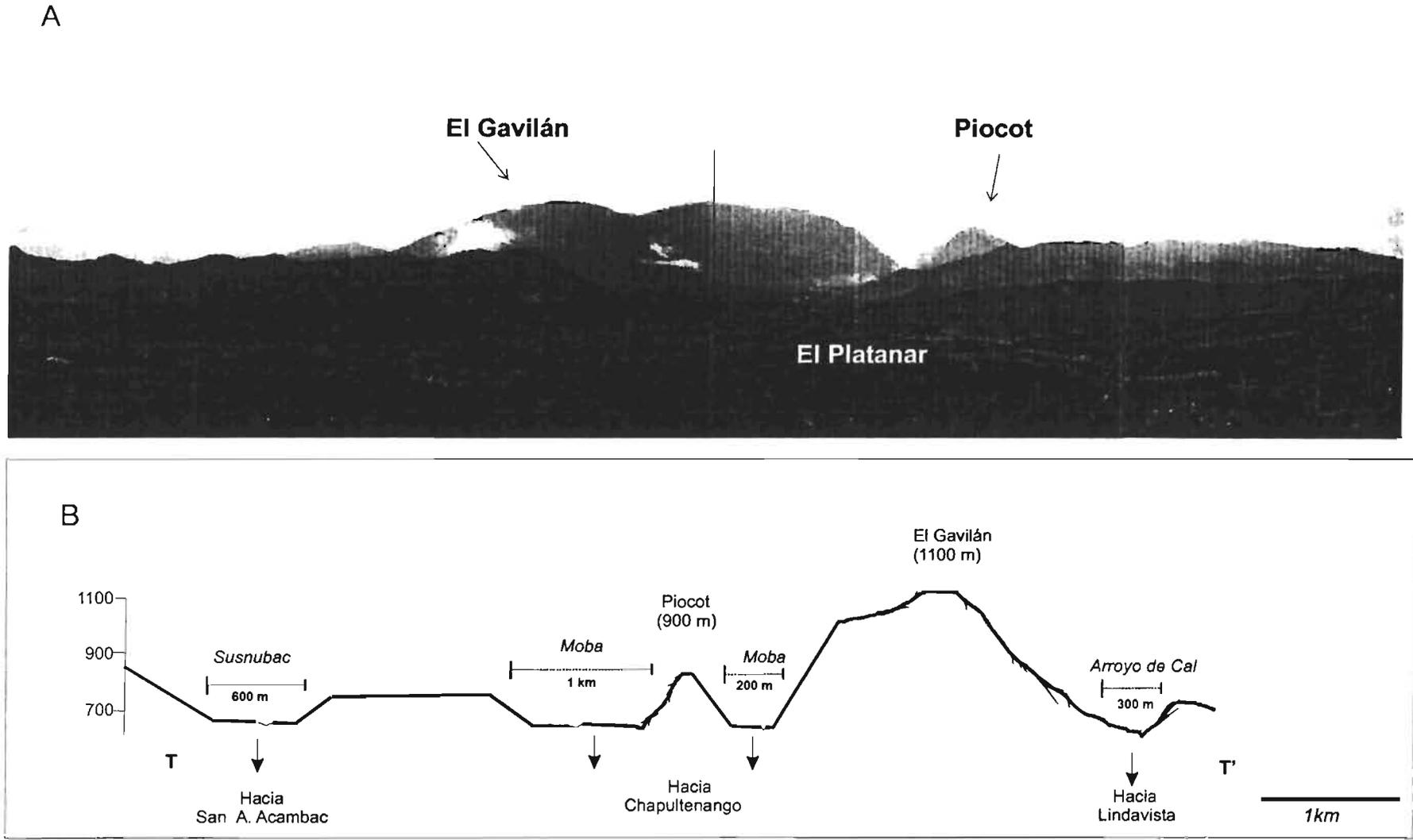


Figura 3.23. A) Vista del flanco oriental del volcán Chichón tomada desde las paredes del cráter somma, que muestra los cerros Píocot y El Gavilán. B) Perfil esquemático (sección TT' en la Fig. 3.21) a través de los cerros El Gavilán y Píocot mirando hacia el cráter en dirección Este-Oeste.

CAPITULO IV. CARACTERÍSTICAS TEXTURALES DE LOS DEPÓSITOS.

4.1. Métodos analíticos y procesamiento de las muestras.

El trabajo de laboratorio consistió en el análisis de 180 muestras de diferentes horizontes que componen S1, UI, S2 y S3. Cada muestra fue cuarteada y colocada en un horno durante 12 horas a una temperatura de 60° C, antes de ser tamizada. Este procedimiento impide que se formen grumos durante el tamizado y que se tapen los cedazos. Una vez secas, las muestras fueron disgregadas manualmente y cuarteadas. Los análisis sedimentológicos se realizaron mediante dos procesos: a) tamizado a mano, en seco, a intervalos de 0.5 Φ , para las fracciones entre -4.5 y 3.5 Φ ; b) análisis en húmedo para las fracciones entre 4 y 12 Φ con el equipo Fritsch Particle Sizer Sedimentograph (Analysette 20), cuyos principios de funcionamiento se describen en el Apéndice.

Con el tamizado a mano se evita el rompimiento de las pómez pequeñas y agregados lo que previene obtener una distribución granulométrica errónea (Walker, 1971).

Generalmente las muestras están recubiertas por partículas finas lo que impide la observación de la morfología y estructura de los clastos. Por esta razón cada fracción obtenida con el tamizado fue enjuagada en agua destilada varias veces, durante periodos variables de 30 segundos a 1 minuto, en un aparato de ultrasonido. Este método es eficaz y no destructivo, dado que elimina el material alterado sin producir ataque químico en los clastos por lo que difiere del método de Wohletz (1983) y Heiken y Wohletz (1985). Estos autores sugieren limpiar la muestra con una solución de HCl, o alcohol, diluido al 10% con agua destilada, a temperaturas entre 20 y 30°C, durante 3-5 minutos en un aparato de ultrasonido, para finalmente enjuagar la muestra con agua destilada y acetona. Después de varios experimentos, Cioni et al. (1992) concluyeron que a pesar de que el HCl a cualquier temperatura logra remover completamente las partículas adheridas a los clastos, al mismo tiempo, causa una fracturación difusa en su superficie similar a las estructuras de enfriamiento (*hydration cracks*) que se generan durante la fragmentación hidromagmática (Heiken y Wohletz, 1985; Dellino et al., 1990; Büttner et al., 1999). De manera similar, el empleo de acetona para enjuagar la muestra causa el fracturamiento de los clastos (Cioni et al., 1992).

Durante este proceso de limpieza, se observó el desprendimiento de fragmentos de madera y hojas de dimensiones micro y milimétricas los cuales se encontraban flotando en el agua.

Posteriormente, cada fracción fue nuevamente colocada en el horno a una temperatura de 60°, hasta secarse.

El análisis de los componentes se efectuó a ojo con el microscopio binocular contando hasta 800 partículas en cada fracción mayor de 4Φ , distinguiendo entre fragmentos juveniles y no juveniles. Los fragmentos juveniles fueron divididos en tres clases diferentes: a) vidrio (fragmentos con vesiculación variable sin cristales >0.063 mm), b) cristales (plagioclasa, hornblenda, augita y esfena) y c) diferentes tipos de agregados (formados por vidrio y cristales). En los componentes no-juveniles se incluyeron fragmentos líticos extensivamente fracturados y con alteración hidrotermal, con colores entre blanco, rosa claro y rojo oscuro.

4.2 Distribución granulométrica y análisis de los componentes.

Los resultados del análisis granulométrico fueron representados en histogramas de frecuencia que ponen en relación el porcentaje en peso con cada fracción granulométrica ($\frac{1}{2} \Phi$).

En aquellos depósitos que mostraban diferencias notables en su estructura entre su base y su cima (párrafo 3.2), se muestrearon por separado las diferentes porciones. Cuando los depósitos eran masivos, las muestras se obtuvieron rascando verticalmente a lo largo de todo el espesor y por lo tanto los datos granulométricos y de composición obtenidos representan el total del depósito (bulk sample). En los depósitos constituidos por una sucesión de múltiples láminas (Tablas 4, 5 y 6) se intentó muestrear cada una de éstas. Cuando esto no fue posible debido a su espesor reducido, se muestrearon las láminas en conjunto (o un paquete de láminas).

Una inspección general de los histogramas (Figs. 4.1 A-F, 4.2 A-D), muestra que la mayor parte de los horizontes de las diferentes unidades posee un tamaño de partícula entre ceniza media y lapilli, con cantidades variables de ceniza fina. Las distribuciones granulométricas son por lo general irregulares y asimétricas, razón por la cual los parámetros estadísticos diámetro medio ($Md\Phi$) y selección granulométrica ($\sigma\Phi$) de Inman (1952), no son muy adecuados para describir estas variaciones granulométricas. Esto se debe a que estos parámetros son útiles para distribuciones log-normales (distribuciones simétricas), mientras que los depósitos de oleada piroclástica generalmente presentan distribuciones polimodales o unimodales, pero no log-normales, debidas a sus diversos procesos de transporte (rodamiento, saltación, suspensión, etc.) (Sheridan et al., 1987; Lirer y Vinci, 1991). Sin embargo, Cas y Wright (1987) determinaron que la selección granulométrica es un proceso hidráulico, y por lo tanto las variaciones en la granulometría no reflejan necesariamente una mala selección granulométrica en poblaciones con una gran variedad de dimensiones, densidades y formas.

En este mismo sentido, Wohletz et al. (1989) idearon un programa (SFT, © KWARE, University of California, 2000) basado en la teoría de Fragmentación y Transporte Secuencial (Sequential Fragmentation Transport, SFT) que se aplica a cualquier distribución de masa que estuvo sujeta a fragmentación y transporte. En este programa la distribución granulométrica de los depósitos piroclásticos, se modela en función de la naturaleza del proceso de fragmentación (magmático o hidromagmático) y de transporte (saltación, rodamiento, suspensión ..etc.). Los principios matemáticos de la teoría SFT están tratados con detalle en la publicación de Wohletz et al. (1989) y se omiten en esta tesis. Las funciones derivadas de la teoría SFT difieren de las log-normales por un sesgo variable controlado por el parámetro γ (o g) ≥ -1 . El valor de este parámetro indica el grado de “madurez” de un proceso de fragmentación o de transporte. Un valor de γ (o g) ≈ -1 , indica un proceso de fragmentación que involucra uno o pocos estadios de ruptura o alternativamente una selección granulométrica baja causada por un mecanismo de transporte poco selectivo. El aumento del valor de γ (o g), indica de manera variable un proceso de fragmentación caracterizado por estadios de ruptura múltiples (por ejemplo fragmentación hidromagmática) o la combinación de varios mecanismos de transporte. Con este programa el usuario puede discriminar de una distribución granulométrica varias poblaciones; el programa las distingue con base en: 1) la fracción en peso que cada población representa en la muestra total, 2) su moda, y 3) la forma de la curva que describen en términos de posición, ancho y sesgo.

Wohletz et al. (1989) indicaron que debido a la complejidad de las distribuciones granulométricas de los depósitos piroclásticos, las curvas obtenidas con el programa SFT, se ajustan mejor que las log-normales, a las distribuciones de estos tipos de depósitos. Sin embargo, Wohletz y Brown (1995) subrayaron que la distribución granulométrica de una muestra refleja más bien los procesos de selección granulométrica que actúan durante el transporte, debidos a la separación gravitacional, tracción y colisión, lo que en este último caso confiere una mayor fragmentación de la muestra. Esta teoría asume que durante el transporte el grado de selección mejora progresivamente para las partículas de tamaño menor porque están sujetas a mecanismos de transporte más selectivos (por ejemplo la suspensión). Sin embargo, la ocurrencia de procesos de agregación de partículas por la presencia de una fase fluida en las nubes eruptivas, en un estadio cualquiera del transporte, contribuye de manera importante no sólo a la reducción de la selección granulométrica de la muestra, sino que también modifica la sucesión de mecanismos de transporte propuestos “en secuencia” por SFT. La mayoría de las muestras analizadas en este trabajo contiene agregados de ceniza compuestos por partículas de tamaño y densidades diferentes, en porcentajes diversos en

diferentes fracciones granulométricas; por lo tanto el empleo de SFT para estas muestras no es recomendable dado que resultaría poco eficaz.

Los parámetros de Inman (1952) siguen siendo ampliamente utilizados en la literatura para discriminar los diferentes tipos de depósitos piroclásticos (apartado 1.2) por lo que se utilizan también en este trabajo.

Oleada piroclástica S1.

Los horizontes que constituyen esta unidad son los que presentan la mayor distribución alrededor del cráter. Las variaciones en la granulometría y en los componentes pueden ser evaluadas únicamente en zonas intermedias y lejanas, debido a la ausencia de los depósitos en zonas cercanas <3.5 km (apartado 3.2). Entre estos horizontes existen varias similitudes pero también muchas diferencias.

El horizonte **S1-0** presenta una distribución polimodal a lo largo de su eje de dispersión (N-S), con un grado de selección bajo o muy bajo ($2.97 < \sigma \Phi < 4$). Su granulometría es característicamente mayor con respecto a otros horizontes de esta unidad, alcanzando dimensiones máximas de -4.5Φ . Las fracciones de dimensiones mayores (-4.5 hasta -2.5Φ) consisten de pómez blancas, líticos juveniles de color gris oscuro, y líticos accesorios del domo pre-existente, que al Sur del volcán (sección 10, Fig. 4.1 A) constituyen el total de los componentes en facies masiva. Agregados de cristales, fragmentos de vidrio y pómez milimétricas (apartado 4.3) se encuentran en porcentajes variables entre 30-40% en fracciones $>2.5 \Phi$, y representan el 70% de los componentes en altos topográficos al Sur del volcán. En las fracciones $>0.5 \Phi$, ya aparecen cristales sueltos representados en orden de abundancia por plagioclasa, hornblenda y augita, que se convierten en el componente predominante (70%) entre 2.5 y 3.5 Φ . En el diagrama de Walker (1971), las muestras de S1-0 son las que presentan la peor selección granulométrica entre todos los horizontes de S1 (Fig. 4.3), inclusive algunas muestras caen fuera del campo de los flujos piroclásticos. Esta distribución anómala puede atribuirse a la abundancia de agregados de ceniza y de fragmentos líticos del domo. Otra alternativa es que, considerando la capacidad erosiva de S1-0 en áreas planas (apartado 3.2), haya ingerido clastos de la caída A1-2 subyacente que causó este desplazamiento artificial de los puntos en el diagrama.

El horizonte S1-1 presenta dimensiones máximas entre -3 y -2 Φ (Fig. 4.1 A-B). Tiene una distribución granulométrica bi- o polimodal, con modas principales entre 2-3 Φ y 6-7 Φ , y una selección granulométrica mala ($2.02 < \sigma\Phi < 3.37$). Su diámetro medio es variable ($1.45 < Md\Phi < 5.4$). No existe una clara disminución del Md Φ al aumentar la distancia, aunque entre 7.5 y 9.5 km al SE (secciones 89 y 87, respectivamente) su granulometría es más fina. Cerca de los límites de este horizonte al O y SE (secciones 54 y 87, respectivamente), la distribución tiende a ser unimodal a 2.5 Φ , aunque su selección granulométrica varía de buena a mala ($1.68 < \sigma\Phi < 2.57$).

Los componentes de este horizonte, con porcentajes variables de muestra a muestra, consisten principalmente de vidrio (pómez redondeadas, 40-50% y líticos juveniles, 10-15%); agregados de cristales y pómez milimétricas de forma diferente (apartado 4.3), y cristales sueltos (en orden de abundancia plagioclasas, hornblendas, augitas y esfena) que predominan en las fracciones $> 1.5 \Phi$. Estos últimos están generalmente recubiertos por vidrio con vesiculación variable. Los líticos accidentales del domo pre-existente se encuentran en porcentajes $< 15\%$ únicamente en las fracciones entre -2 y -1 Φ a 3.7-3.8 km al E, y a 8.5 km al SO (Fig. 4.1 A-B). Entre las fracciones -1 y 1 Φ de todas las muestras analizadas se distinguen dos poblaciones de pómez blancas, caracterizadas por formas y densidades diferentes: redondeadas, muy densas y sub-angulares poco densas.

De manera parecida a S1-1, el horizonte S1-2, tiene dimensiones máximas entre -2.5 y -2 Φ y una distribución bi o polimodal, en la mayor parte de los casos con una moda pronunciada en el intervalo 2-3 Φ . La selección granulométrica varía de buena ($\sigma\Phi = 1.8$) a mala ($\sigma\Phi = 2.97$); de manera parecida, el diámetro medio muestra grandes variaciones ($1.7 < Md\Phi < 5.38$). Ambos parámetros no presentan una relación clara al aumentar la distancia con el cráter en varios sectores (Fig. 4.1 A-B).

En las fracciones más grandes los componentes principales consisten de vidrio, en forma de pómez blancas redondas (30-60%) y de líticos juveniles grises subangulares (10-30%); agregados de varios tipos (10-20%), y en fracciones inferiores a 1 Φ , cristales sueltos (plagioclasa>hornblenda>> augita), una parte de los cuales está recubierta por vidrio.

Las muestras de S1-1 y S1-2 aparecen dispersas en el diagrama de Walker (1971) (Fig. 4.3) y las de las zonas más lejanas (7.5-9.3 km al SE y 4.7 km al E) caen en el campo III de Ritchie et al. (2002).

Los horizontes no cohesivos S1-3 y S1-7, poseen una granulometría mayor ($-4, -3 \Phi$) y una mejor selección granulométrica ($1.52 < \sigma \Phi < 2.27$) con respecto a los horizontes cohesivos S1-0, S1-1, S1-2. Muestran distribuciones granulométricas uni y polimodales, con modas principales entre -1 y 0Φ y $2-3 \Phi$ (Fig. 4.1 A-B).

Pómez blancas densas y redondas constituyen los componentes más abundantes (60-70%) en las fracciones $>250 \mu\text{m}$ (2Φ). Los fragmentos líticos accidentales se encuentran en porcentajes $<3\%$, en las fracciones $>-2 \Phi$ al Este del volcán. En las fracciones $>1.5 \Phi$ predominan cristales euedrales sueltos con superficies sin vidrio, en orden de abundancia plagioclasa (70%), hornblenda (20%) y augita (10%). Las muestras de diferentes niveles (basal y intermedio) de ambos horizontes caen en los campos correspondientes al nivel I y II de Ritchie et al. (2002) (Fig. 4.3).

Los horizontes S1-4, S1-5, y S1-6 presentan distribuciones unimodales entre 2 y 3 Φ (Figs. 4.1 A-B, 4.3), con una selección granulométrica variable de buena ($1.5 < \sigma \Phi < 1.75$) a mala ($2.45 < \sigma \Phi < 3.32$), dependiendo de la facies en la cual se encuentran (masiva-mala, laminar-buena). Los componentes en todos los horizontes consisten en orden de abundancia de: pómez blancas (50-70%) y líticos juveniles de color gris (17%).

Cristales sueltos de plagioclasa, hornblenda y piroxeno son el componente dominante a partir de 2.5Φ .

Agregados de vidrio y cristales con formas diferentes (apartado 4.3) se encuentran en muestras de los horizontes S1-5 y S1-6. En el diagrama de Walker (1971) estos horizontes se dispersan en el campo II (Fig. 4.3).

Unidad Intermedia.

Los horizontes de esta unidad presentan una distribución generalmente unimodal, con menor frecuencia polimodal con una moda principal entre 2 y 3 Φ (Fig. 4.1 C). Las dimensiones máximas varían de -4 a -3.5Φ para los horizontes no cohesivos y de -2.5 a -2Φ para los horizontes cohesivos. El diámetro medio de los clastos disminuye alejándose del cráter; esta relación es más clara para los horizontes no cohesivos que para los cohesivos.

En las fracciones granulométricas de -3 a -1Φ predominan pómez blancas sub-redondeadas (60-80%). Los cristales sueltos (plagioclasa>hornblenda>>augita>> esfena) predominan a partir de 1.5 o 2Φ . Un componente abundante (30-50%) en los horizontes cohesivos está constituido por agregados de cristales y vidrio de diferente tipo (apartado 4.3). Éstos están

ausentes en los horizontes no cohesivos. Los fragmentos líticos accidentales del domo pre-existente se encuentran en porcentajes variables (5-100%) en las fracciones mayores (-4, -2.5 Φ) de los horizontes no cohesivos UI-1, UI-7 y UI-9 al SE y SO.

Por lo general los horizontes de UI-Inferior y UI-Superior presentan una buena selección granulométrica ($\sigma\Phi < 2$) excepto en los horizontes cohesivos en facies masiva (Figs. 4.1C, 4.3)

Oleada piroclástica S3.

Los horizontes de esta unidad muestran una distribución granulométrica uni o polimodal con modas pronunciadas entre 2-3 Φ y 4-6 Φ . Los horizontes cohesivos y multicolores son los que presentan la mayor variabilidad en su distribución granulométrica, grado de selección y diámetro medio de los clastos. Por lo general, presentan una selección granulométrica baja ($\sigma\Phi > 2$) y un diámetro medio de los clastos $3 < Md\Phi < 6.75$ (Fig. 4.1 D).

No se aprecia ningún tipo de correlación en estos parámetros con la distancia al cráter.

Los horizontes no-cohesivos son los que contienen clastos con las dimensiones mayores (-3.5 Φ) y con una selección granulométrica mejor ($0.3 < \sigma\Phi < 2$) con respecto a los horizontes cohesivos y multicolor.

El vidrio es el componente más abundante en las fracciones mayores (-3.5 hasta -2.5 Φ) de muchos horizontes, y consiste de pómez blancas (50-60%) y en porcentaje menor por líticos juveniles (20%). Las fracciones granulométricas entre -3 y -1.5 Φ de los horizontes cohesivos contienen porcentajes variables de agregados de cristales y vidrio con morfología diferente (apartado 4.3). Los cristales sueltos (plagioclasas > hornblenda >> augita) predominan en las fracciones $> 1.5 \Phi$. Éstos están recubiertos con vidrio con un grado de vesiculación diferente en los horizontes cohesivos.

Los fragmentos líticos accidentales sub-angulares del domo pre-existente aparecen únicamente en fracciones entre -3.5 y 0.5 Φ en el horizonte cohesivo S3-7 al E del cráter (Fig. 4.1D). En el diagrama de Walker (1971), los horizontes de esta unidad presentan una distribución amplia en el campo que delimita las oleadas piroclásticas (Fig. 4.3). Debido a su selección granulométrica baja, los horizontes cohesivos S3-3, S3-4, S3-5, S3-9 caen en el campo correspondiente a los depósitos de flujo piroclástico. Las muestras basal e intermedia de los horizontes no cohesivos S3-7, S3-11 y S3-13, caen en los campos I y II delimitados por Ritchie et al. (2002)

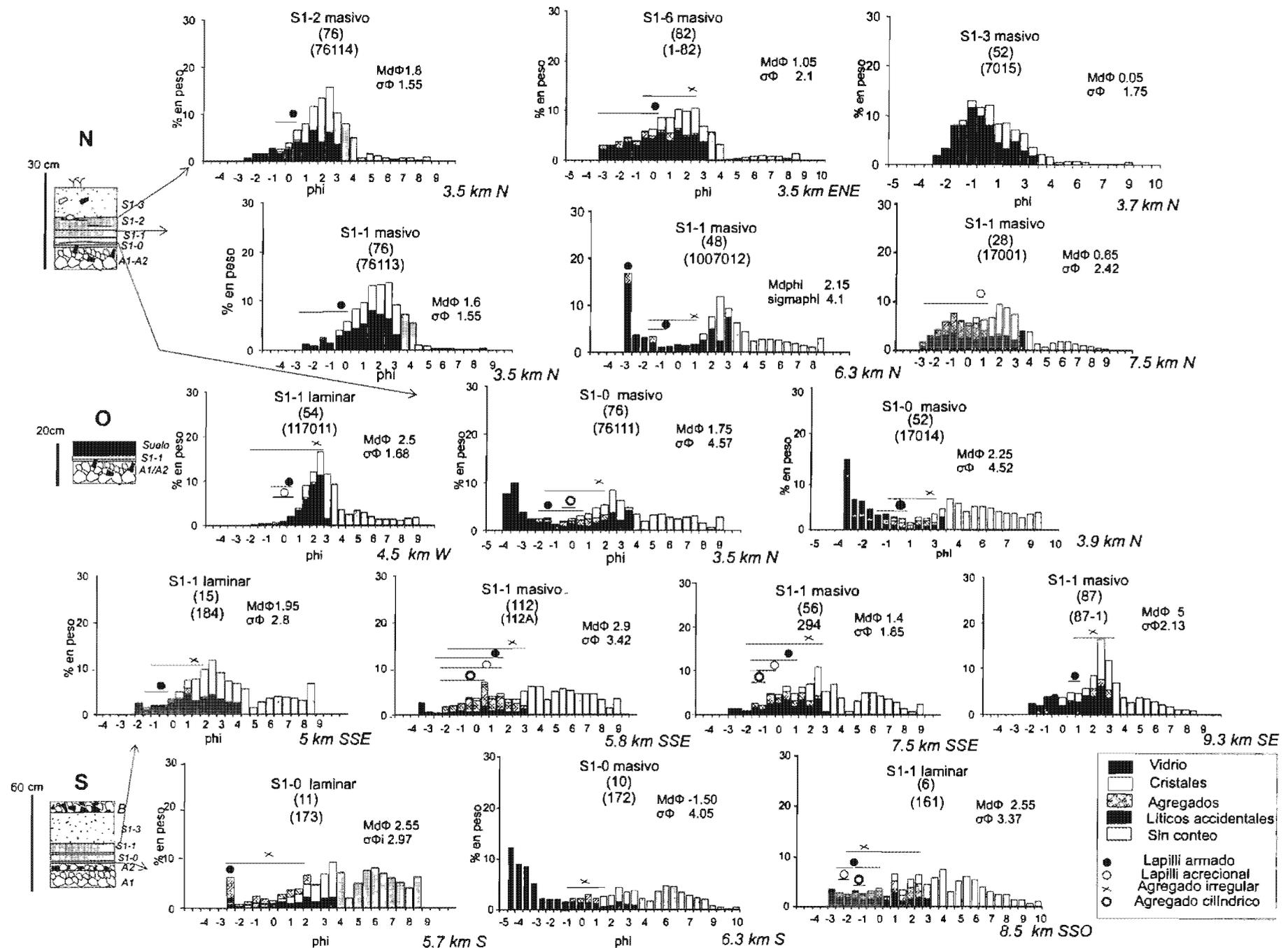


Figura 4.1 A. Histogramas representativos y secciones estratigráficas compuestas de los horizontes que componen S1 hacia el N, S, y O del volcán. En la porción superior de cada histograma se reportan los valores de los parámetros estadísticos de Inman (1952). Las abundancias de los componentes se indican con diferentes patrones de relleno (explicación en la leyenda). También se indican los agregados de ceniza encontrados en los horizontes cohesivos.

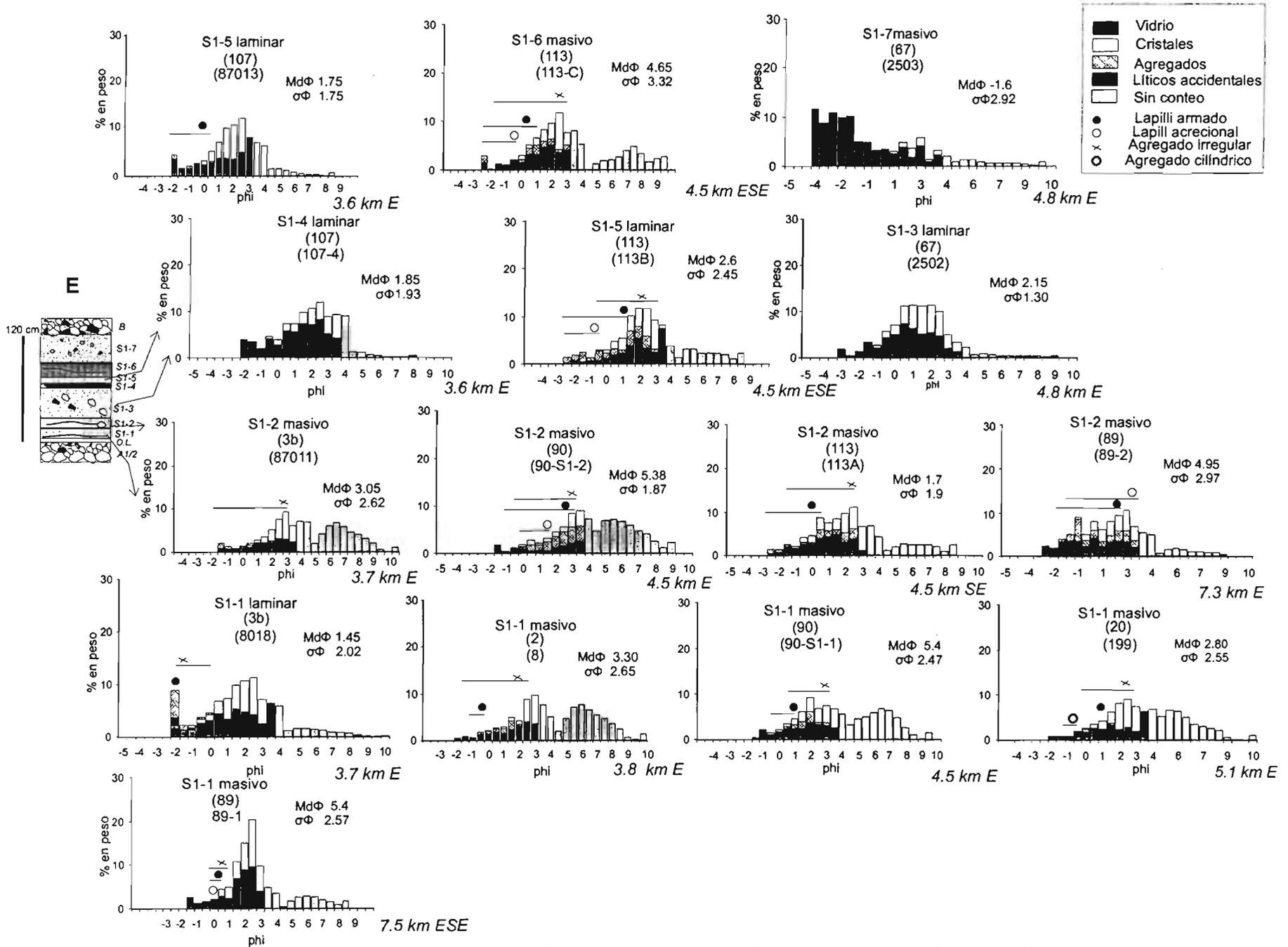


Figura 4.1 B. Histogramas representativos y secciones estratigráficas compuestas de los horizontes que componen S1 hacia el E del volcán.

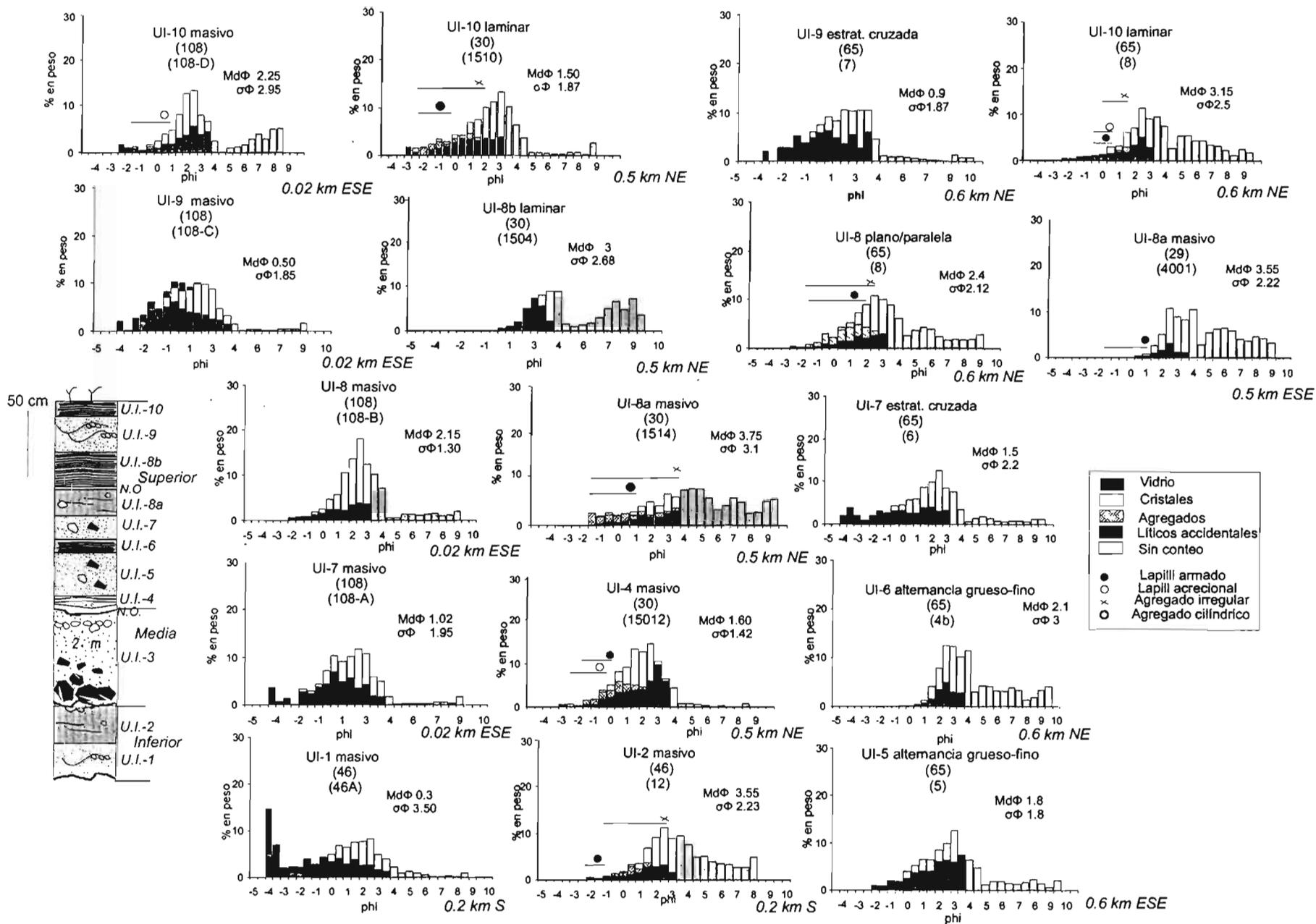


Figura 4.1 C. Histogramas representativos y secciones estratigráficas compuestas de los horizontes que componen la Unidad Intermedia entre el cráter de 1982 y el cráter somma.

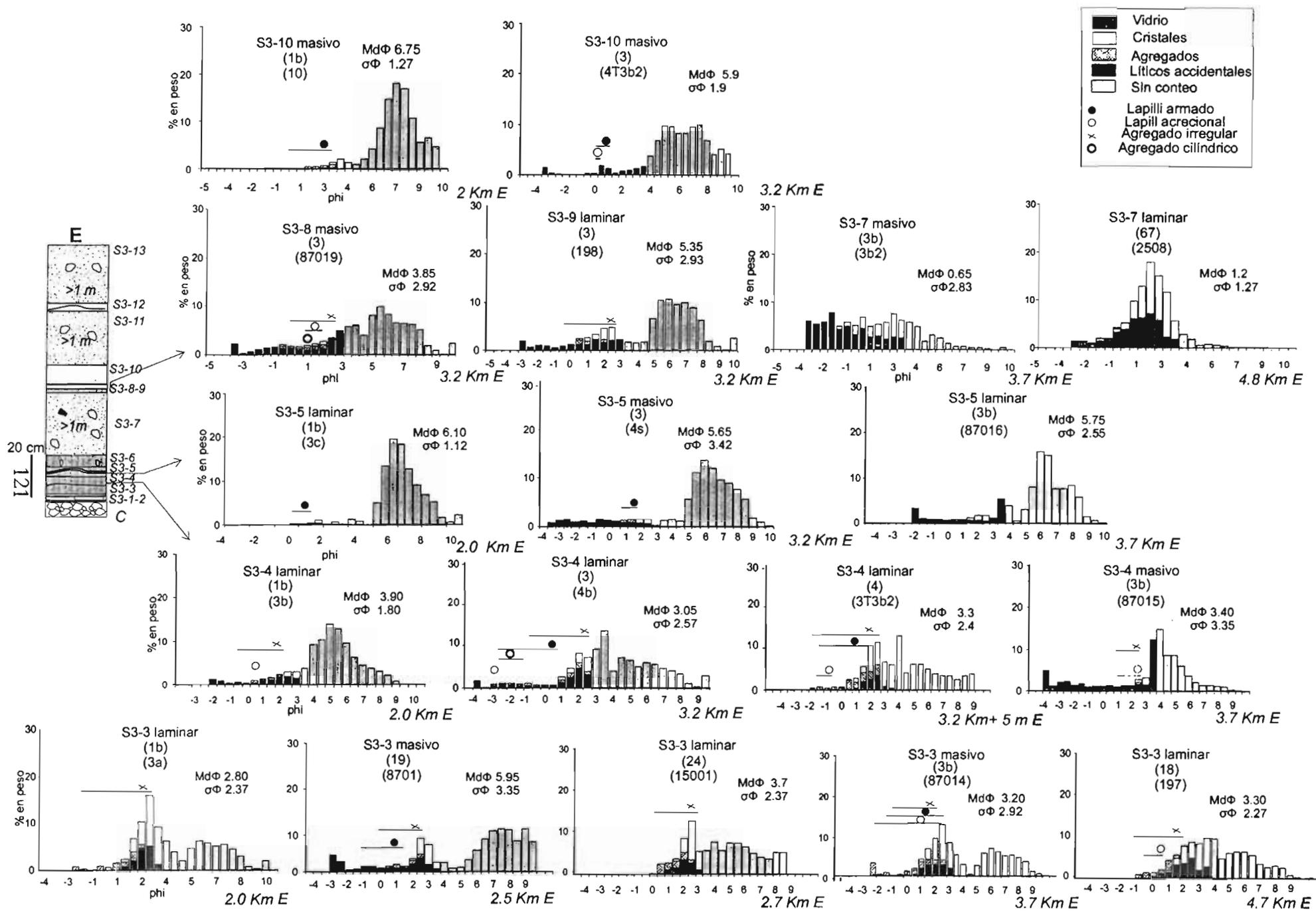


Figura 4.1 D. Histogramas representativos y secciones estratigráficas compuestas de los horizontes que componen la Unidad S3 hacia el E.

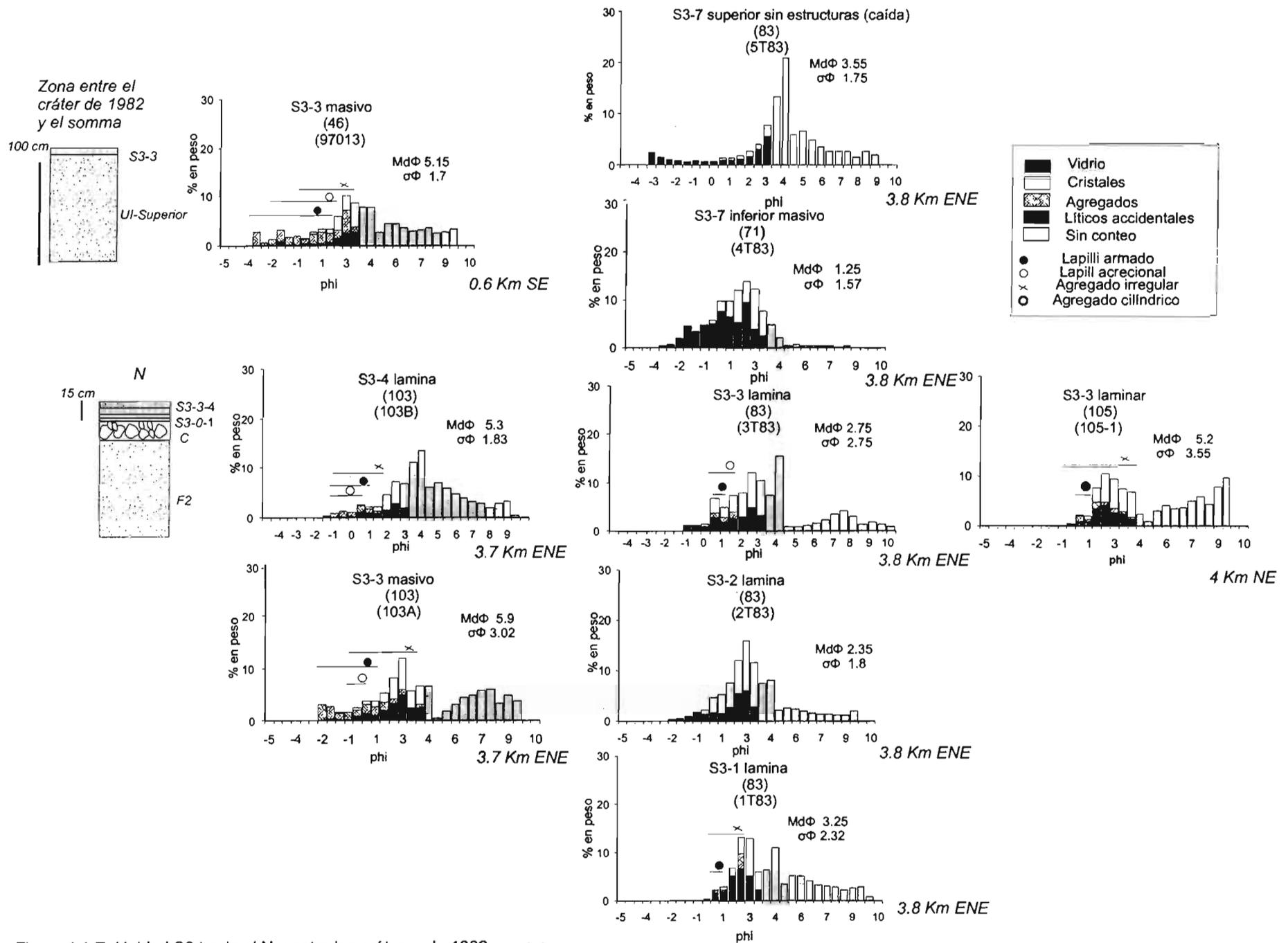


Figura 4.1 E. Unidad S3 hacia el N y entre los cráteres de 1982 y somma.

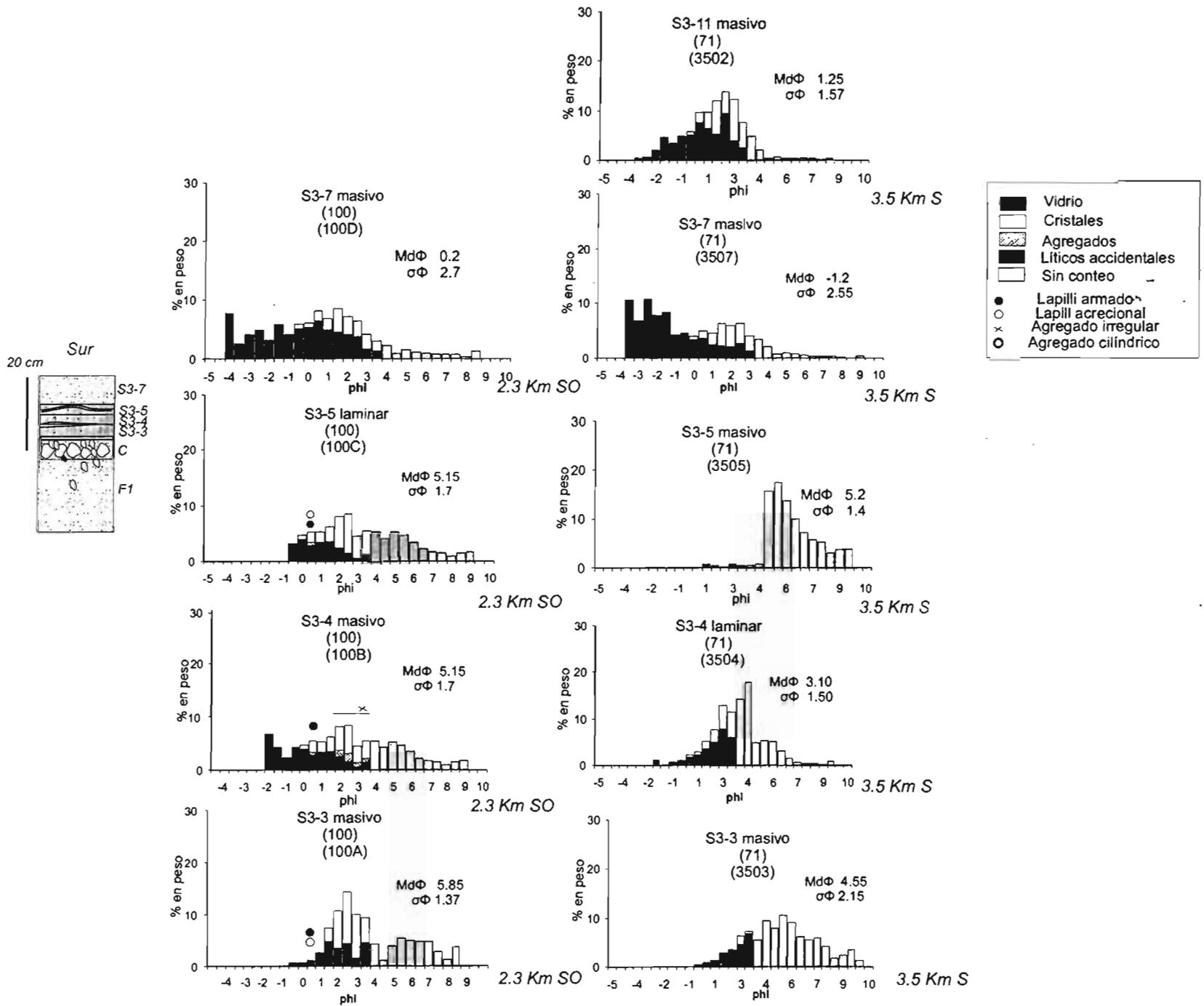


Figura 4.1 F. Unidad S3 hacia el S.

Oleada piroclástica S2.

Como se describió en el apartado 3.1, contrariamente a S1, UI y S3, esta unidad se compone de varias sucesiones verticales de depósitos no cohesivos con granulometría y estructuras distintas (apartado 3.2).

Las muestras de esta unidad tienen una distribución granulométrica tanto uni como polimodal, en la mayoría de los casos con una moda entre 2 y 3 Φ . La selección granulométrica varía de buena ($1.4 < \sigma\Phi < 2$) a mala ($2 < \sigma\Phi < 3.8$) y está muy relacionada con la parte muestreada del depósito (base, intermedia o superior) y su facies. Las partes basales de varias sucesiones (S2-0, S2-1 etc.) presentan una distribución polimodal y una selección granulométrica mala, que no está relacionada de manera clara con su distancia al cráter o el sector del volcán (Fig. 4.2 A-B-C-D). De manera parecida, las partes superiores de las secuencias (masivas y lateralmente continuas) muestran por lo general una selección granulométrica baja ($2 < \sigma\Phi < 3.8$) con una distribución polimodal y en algunos casos unimodal (a 3.6 y 4.8 km al E y a 2.3 y 10.5 km al SE) entre 2 y 3 Φ y una selección granulométrica buena ($1.63 < \sigma\Phi < 0.83$; Fig. 4.2 B-C-D).

En los niveles intermedios de S2-0 y S2-1 aparece una moda entre 2 y 3 Φ en varios sectores alrededor del volcán (Fig. 4.2 A-B-C-D), en particular en muestras que pertenecen a niveles con algún tipo de estratificación (plano-paralela o cruzada). Las pómez son de color blanco, están redondeadas y constituyen el componente más abundante (80-100%) en las fracciones granulométricas mayores (-3.5Φ hasta 0Φ), con cantidades menores (<20%) de líticos juveniles de color gris poco vesiculados. En las fracciones finas los cristales sueltos son el componente principal (60-70%), y consisten, en orden de abundancia, de: plagioclasa, hornblenda, augita y esfena. En algunos casos (sección 82 al NE del cráter) los cristales de clinopiroxeno están ausentes o se encuentran en porcentajes <5%. Los cristales son subhedrales y presentan superficies limpias de vidrio. Los fragmentos líticos accidentales del domo pre-existente se encuentran, por lo general, en las fracciones mayores (-4 hasta -2.5Φ) de los niveles basales en porcentajes variables entre 5% (4 km al E), 15 % (3.5 km al NE) y hasta 70-80% (1.5 km al SO). En el diagrama de Walker (1971), las muestras correspondientes a las porciones basal e intermedia de S2-0, S2-1 y S2-2 caen en los campos correspondientes a los niveles I y II (Fig. 4.3); en algunos casos las muestras del nivel superior masivo caen en el campo de los depósitos de flujo piroclástico, por su baja selección granulométrica. Esta distribución anómala se puede deber a que clastos de los depósitos de caída C o de las porciones inferiores de secuencias sucesivas penetraron esta porción del depósito (por ejemplo: clastos en la base de S2-1 penetran la porción superior de S2-0).

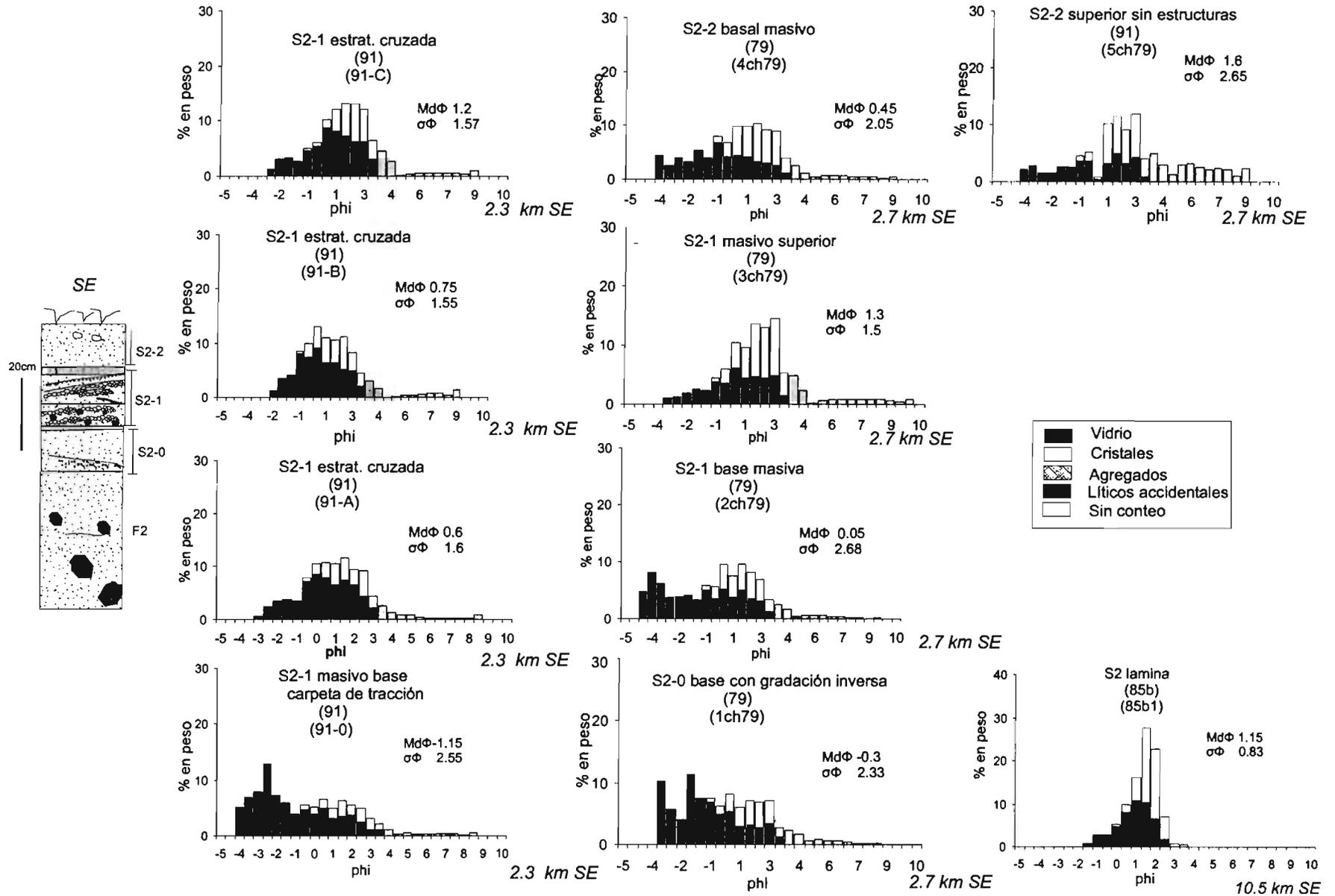


Figura 4.2 A) Histogramas representativos de las diferentes unidades de flujo reconocidas en S2 al SE. En la porción superior de cada histograma se reportan el número de la muestra, la facies del depósito, y el número de la sección estratigráfica. A la derecha de cada histograma se reportan los valores de los parámetros estadísticos de Inman (1952). Las abundancias de los componentes se indican con diferentes patrones de relleno (explicación en la leyenda).

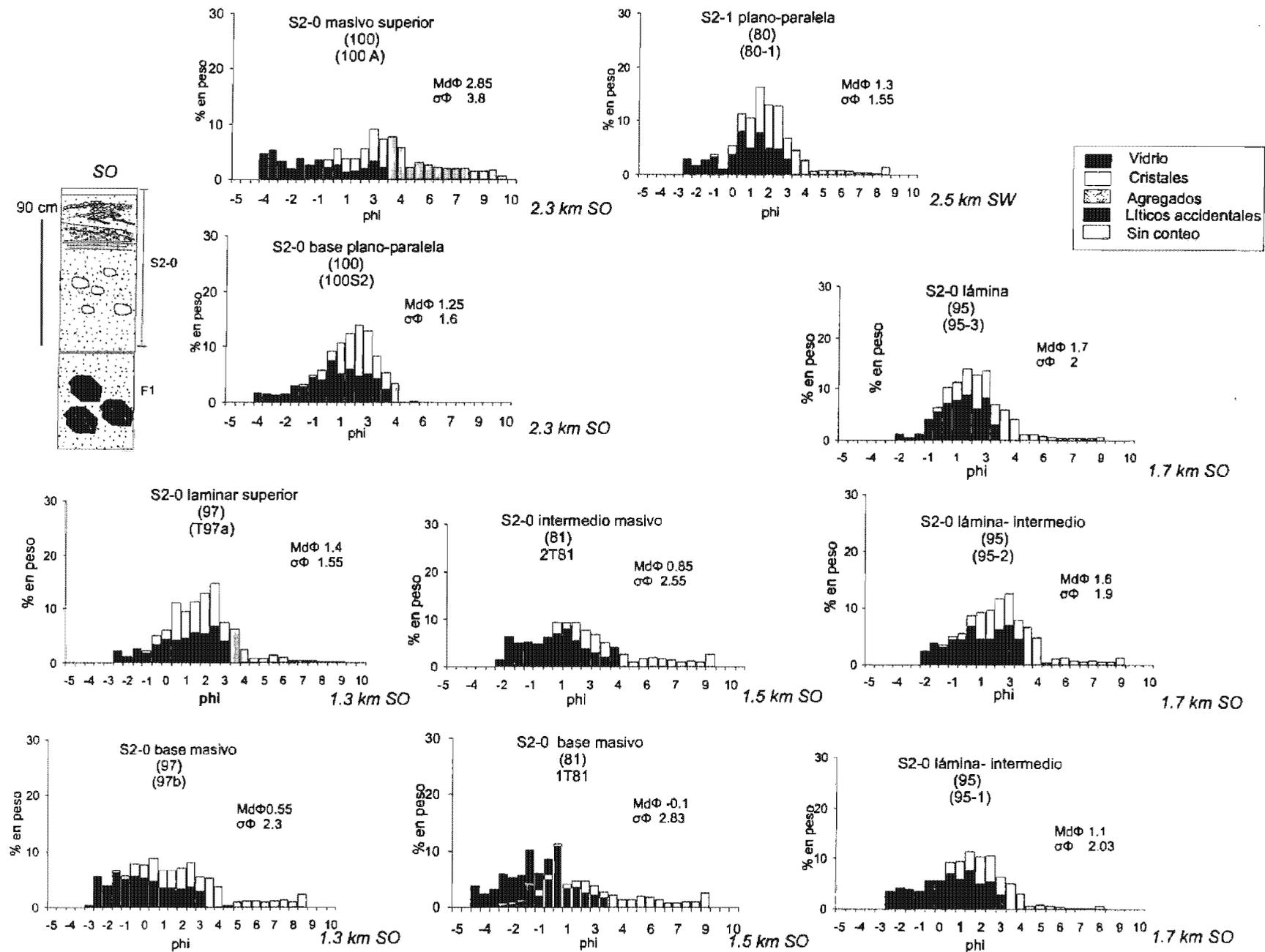


Figura 4.2 B) Histogramas representativos de las diferentes unidades de flujo reconocidas en S2 al SO.

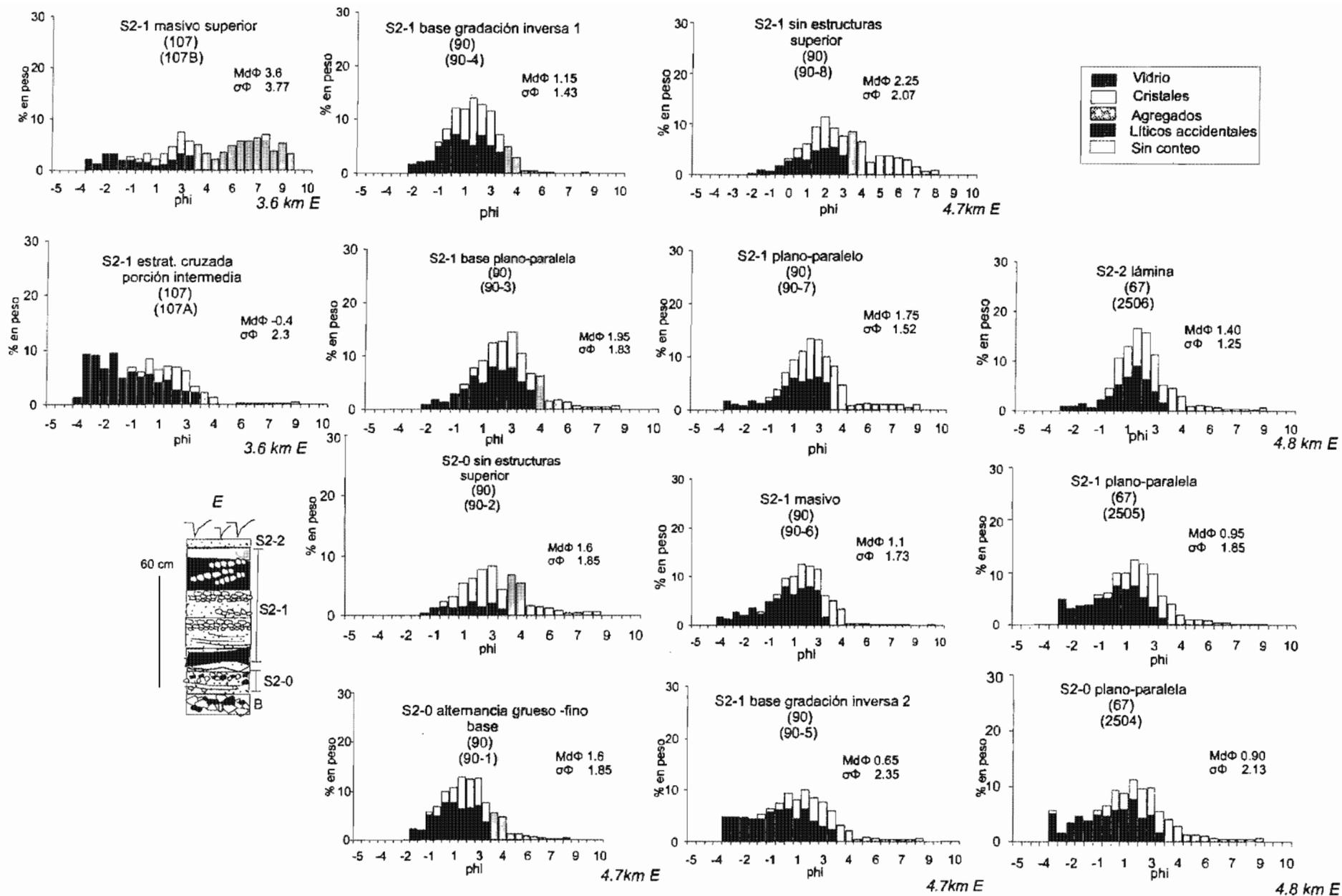


Figura 4.2 C) Histogramas representativos de las diferentes unidades de flujo reconocidas en S2 al Este.

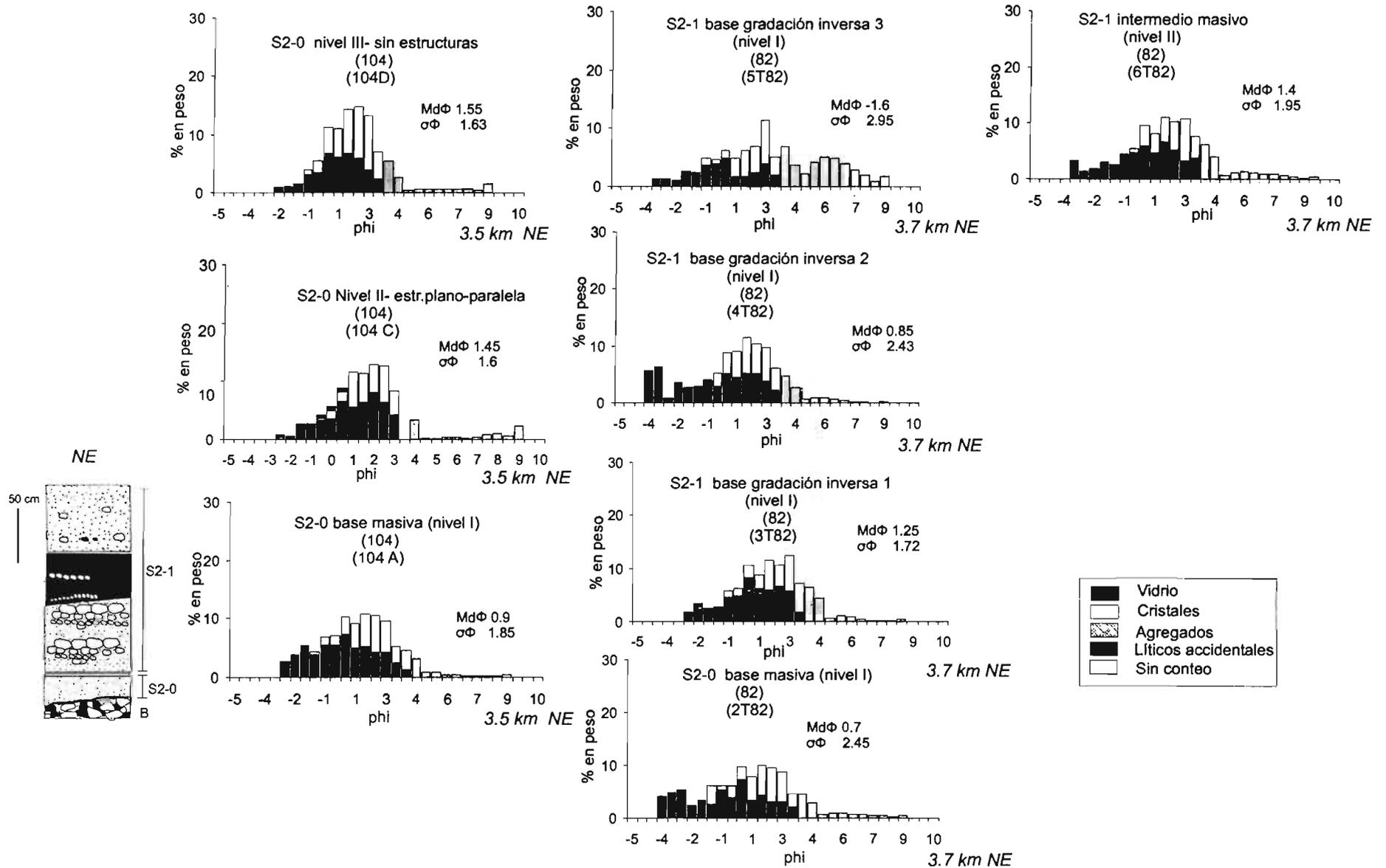
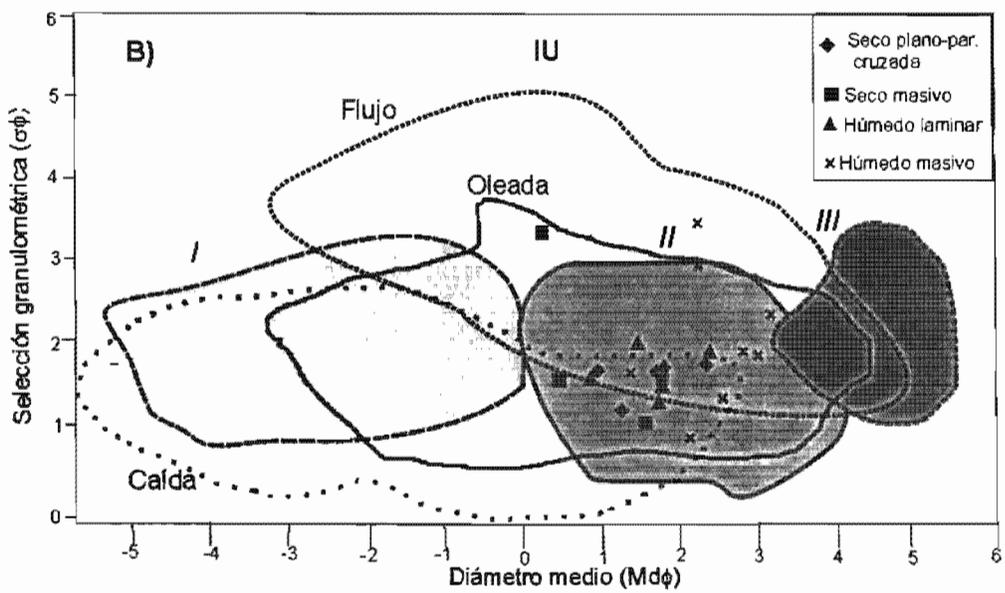
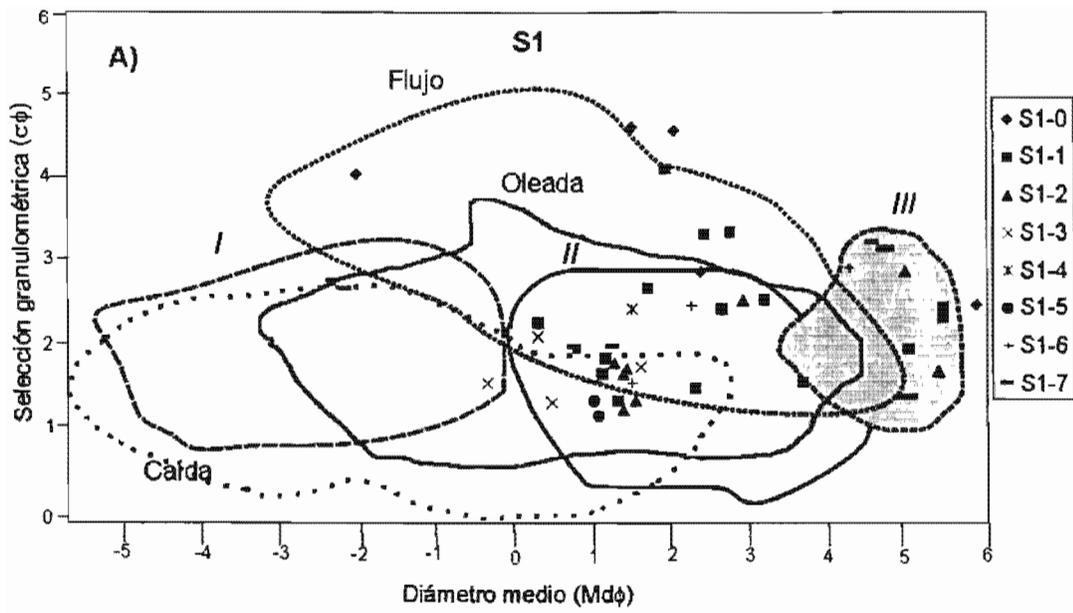


Figura 4.2 D) Histogramas representativos de las diferentes unidades de flujo reconocidas en S2 al NE.



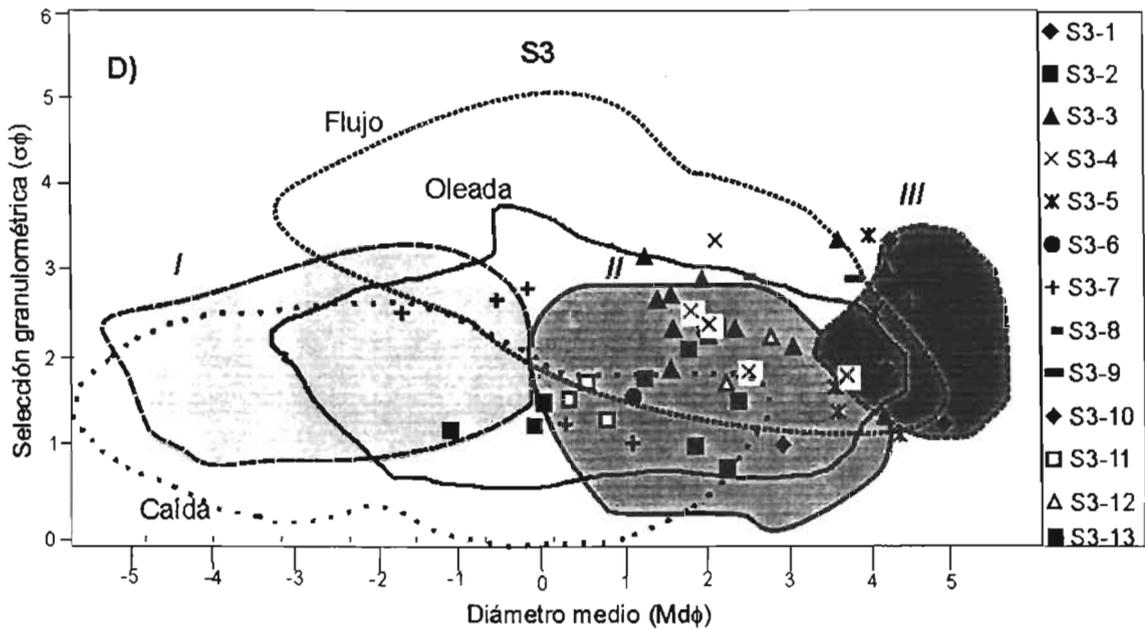
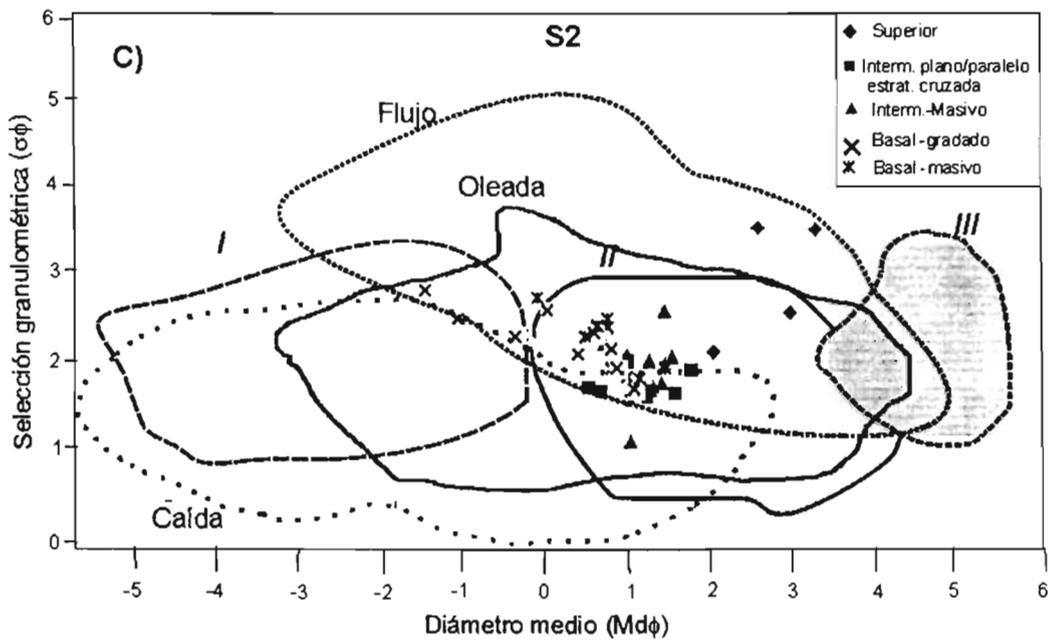


Figura 4.3. Diagrama de Walker (1971) en el cual se reportan los valores de los parámetros de Inman (1952) de las muestras analizadas. La simbología es la misma de la Fig.1.3. A) Horizontes de la unidad S1; B) Horizontes de la UI-Inferior y Superior. C) Muestras de la unidad S2 en la cual se distinguen la porción basal, intermedia y superior de las diferentes unidades de flujo, D) Horizontes de la unidad S3

4.3 Análisis por Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) de las fracciones granulométricas entre 3 y 4 Φ .

La morfología de las partículas de un depósito piroclástico y las estructuras que éstas presentan en su superficie permiten determinar los mecanismos de fragmentación (magmática o hidromagmática) e investigar algunos de los procesos que ocurren durante el transporte en el interior de las nubes eruptivas.

Las fracciones granulométricas $<125 \mu\text{m}$ y $<63 \mu\text{m}$ de varios horizontes cohesivos y no cohesivos (S1, UI, S2 y S3) fueron analizadas al Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). La elección de estas fracciones granulométricas no es casual, ya que datos experimentales (Wohletz, 1983; Zimanowski et al., 1991; Büttner et al., 1999) y observaciones de campo (De Rosa et al., 1992; Dellino y la Volpe, 1995; De Astis et al., 1997) indican que la fragmentación hidromagmática produce partículas con una granulometría $<130 \mu\text{m}$ (apartado 1.4).

La mayor parte de los horizontes cohesivos y no-cohesivos de las unidades S1, UI y S3 presentan partículas de vidrio con bordes angulares o subangulares, y vesiculación variable, aunque generalmente baja (Figs. 4.4 A-C). Esta morfología denominada “tipo bloque” (*blocky shape*, Wohletz, 1983; Heiken y Wohletz, 1985) se considera característica de fragmentación hidromagmática, debido a la contracción súbita del magma al entrar en contacto el agua con una temperatura muy diferente (apartado 1.4). De manera diferente, las partículas producidas por exolución de gases durante la fragmentación magmática, muestran un porcentaje de vesículas $>60\%$ en volumen (Sparks, 1978; Houghton y Wilson, 1989). En la superficie de las partículas tipo bloque de los horizontes cohesivos S1-1, S1-2, S1-4, UI-8 a, UI-8b, UI-10, S3-3, S3-4, S3-8, S3-9, S3-10, S3-12, se observaron además fracturas con patrones diferentes (Fig. 4.4 A), parecidas a las *fracturas de hidratación* (*hydration cracks*, Heiken y Wohletz, 1985; Büttner et al., 1999) descritas en depósitos de oleadas piroclásticas húmedas. En la superficie de los clastos se observaron partículas micrométricas adheridas (Fig. 4.4C) en los horizontes cohesivos S1-1, S1-2, UI-8a-b, S3-3, S3-8. En algunos casos (S1-0, S1-1, S3-3) la superficie del vidrio muestra agujeros de dimensiones micrométricas (Fig. 4.4D). En varios casos una película con un espesor de algunas micras empobrecida en el contenido de álcalis y enriquecida en Fe y Al con respecto a la superficie original del vidrio, recubre casi por completo los fragmentos (Fig. 4.4G). Algunos estudios (Heiken y Wohletz, 1985; Dellino et al., 1990) asociaron la presencia de hoyos redondos en la superficie del vidrio (*pitting*) a una

agresión química ocurrida durante la fragmentación, cuando el magma entra en contacto con soluciones ácidas. Un grado extremo de alteración generado por el contacto prolongado de las partículas con fluidos ácidos durante el transporte en las nubes eruptivas podría ser responsable del empobrecimiento en álcalis y de un enriquecimiento relativo en Fe y Al, en su superficie (*secondary hydration skin*, Dellino y La Volpe, 1995; Dellino et al., 2001; Büttner et al., 2002).

Tanto el *pitting* como las películas secundarias de hidratación (*secondary hydration skin*) no aparecen en los depósitos no-cohesivos de las diferentes unidades.

Las muestras de depósitos no-cohesivos con estructuras plano-paralelas o tipo onda de diferentes *bedsets* de la unidad S2, presentan además de partículas tipo bloque y morfologías “tipo musgo” (*moss-like shapes*, Heiken y Wohletz, 1985), atribuidas a una actividad de tipo hidromagmático, un porcentaje elevado (30-40%) de partículas muy vesiculadas (Fig. 4.4E-F). Esta abundancia sugiere la posibilidad de que hayan ocurrido mecanismos de fragmentación distintos, magmáticos y hidromagmáticos, contemporáneamente.

Los cristales sueltos en los horizontes cohesivos de varias unidades están recubiertos por vidrio (Figs. 4.4 H-I) también en estas fracciones (<63 μm), como se observó en las fracciones mayores (apartado 4.2).

En la fracción <63 μm del horizonte S3-5 muestreado a 3.7 km al E del volcán, se observaron estructuras peculiares que no han sido reportadas en la literatura. Éstas consisten de fragmentos de vidrio redondeados “pegados” a cristales (principalmente plagioclasa) por medio de un fragmento de vidrio delgado (algunos micrómetros de espesor). La preservación de estas estructuras en el depósito sugiere que el transporte ocurrió en un medio cohesivo (húmedo), porque su fragilidad no hubiera sobrevivido a los impactos frecuentes y a la elevada velocidad de la nube turbulenta.

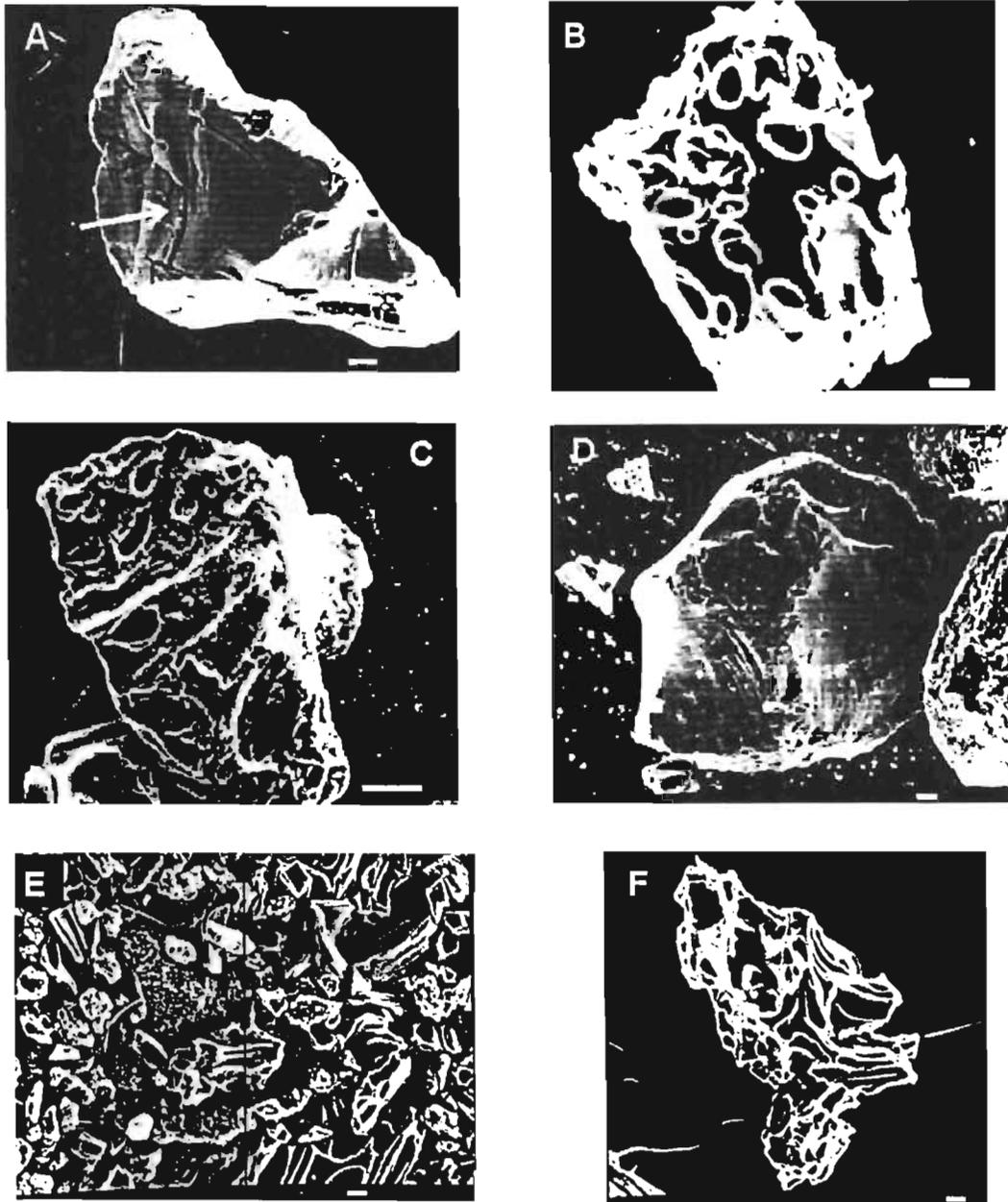
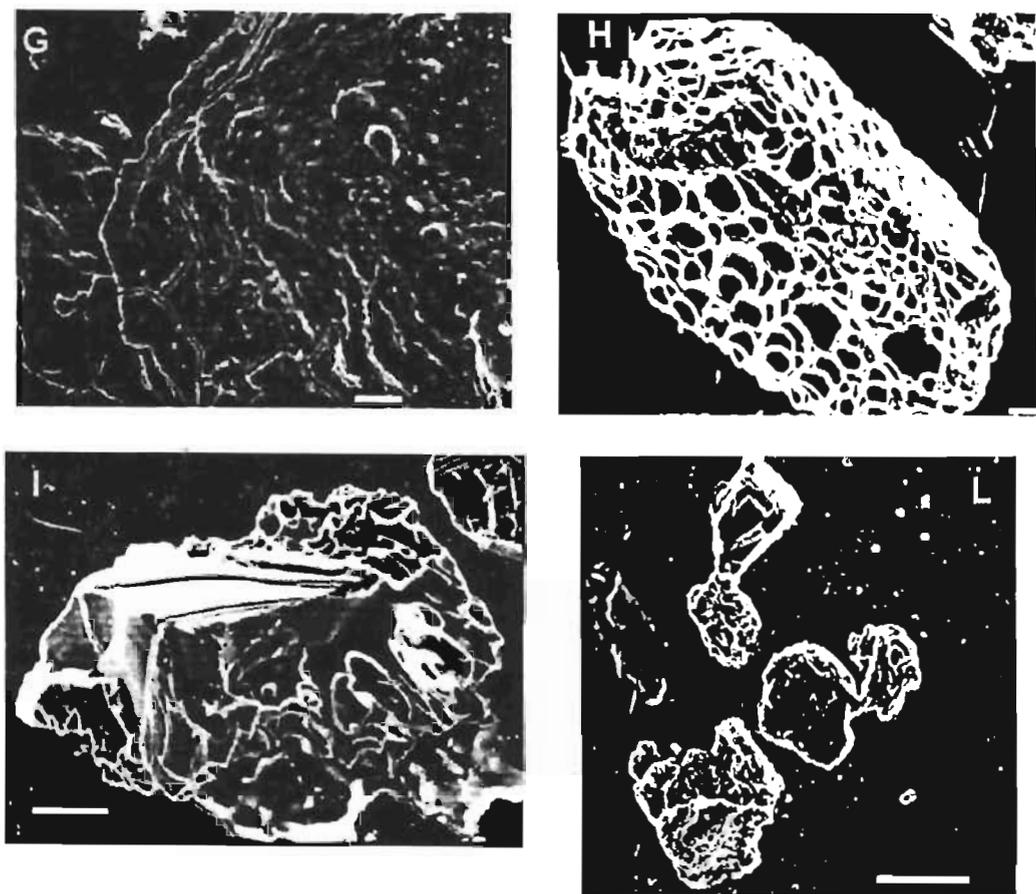


Figura 4.4. Morfología observada por el MEB de las partículas <125 micras . A) Fragmento de vidrio con morfología de bloque del horizonte S3-10 (sección 1b), sin vesículas y con fracturas de enfriamiento (flecha blanca). La escala mide 10 μm . B) Vidrio poco vesiculado en el horizonte S1-3 (sección 3b). Las vesículas de forma redonda están separadas por paredes con un espesor mayor de su diámetro. La escala mide 5 μm . C) Fragmento de vidrio con un grado medio de vesiculación (horizonte S1-2, sección3b) con partículas más pequeñas adheridas a las paredes de las vesículas. La escala mide 15 μm . D) Fragmento de vidrio con forma de bloque (horizonte S1-1, sección 15), su superficie presenta hoyos de dimensiones micrométricas producidos por el ataque de soluciones ácidas (*pitting* químico). La escala mide 10 μm . E) Vista general de la fracción <90 μm en S2-0 (sección 19). Formas tipo bloque están asociadas a fragmentos de vidrio con un grado de vesiculación elevado. Morfologías tipo musgo (*moss-like shapes*) aparecen en la parte central de la foto. La escala mide 20 μm . F) Detalle de un fragmento de vidrio altamente vesiculado en E. La escala mide 2 μm .



Continúa Figura 4.4. G) Película hidratada (*hydration skin*) sobre un fragmento de vidrio del horizonte S3-3 (sección 1b) . La escala mide $2\ \mu\text{m}$. H) Cristal (Pl?Hbl?) completamente recubierto por vidrio en la fracción $< 50\ \mu\text{m}$ del horizonte UI-6 (sección 30) . La escala mide $10\ \mu\text{m}$. I) Cristal de plagioclasa parcialmente recubierto por vidrio en el horizonte S1-2 (sección 90) . La escala mide $40\ \mu\text{m}$. L) Vista general de algunas partículas que constituyen la fracción $\sim 63\ \mu\text{m}$ del horizonte S3-5 (sección 3b) . Los fragmentos de vidrio están unidos por un extremo a cristales. Esta estructura indica un transporte en un medio cohesivo. La escala (línea blanca) mide $50\ \mu\text{m}$.

4.4 Agregados de ceniza.

El análisis de componentes de los horizontes cohesivos de varios colores de las oleadas piroclásticas S1, UI y S3, reveló la presencia de agregados de ceniza (apartado 4.2).

Los agregados de cenizas han sido descritos en diferentes tipos de depósitos piroclásticos alrededor del mundo (Hovey, 1902; Perret, 1913; Moore et al., 1966; Fisher y Waters, 1970; Lorenz, 1974; Schmincke et al., 1973; Reimer, 1983; Fisher y Schmincke, 1984). Su ocurrencia, estructura interna y distribución granulométrica están controladas por varios factores como: las fuerzas que actúan entre las partículas (fuerzas electrostáticas y/o fuerzas capilares debidas a la condensación del agua o del hielo con temperaturas cercanas a la de congelamiento); la densidad de las partículas agregadas y la de poro; el espesor y el grado de turbulencia de las nubes eruptivas, la distribución granulométrica y la concentración de fragmentos sólidos en el interior de las mismas.

Se han propuesto varios modelos para explicar la génesis de agregados de forma aproximadamente esférica formados alrededor de un núcleo de mayores dimensiones (*lapilli armado*) o sin núcleo (*lapilli acrecional*) (Moore and Peck, 1962; Fisher y Waters, 1970; Heiken, 1971; Schmincke et al., 1973; Reimer, 1983; Sheridan y Wohletz, 1983b; Kato, 1986; Schumacher y Schmincke, 1991; Rosi, 1992; Gilbert y Lane, 1994; Veitch y Woods, 2001; Bonadonna et al., 2002; Textor y Ernst, 2004; Guo et al., 2004). Los experimentos efectuados por Schumacher y Schmincke (1995), determinaron el contenido óptimo de la fase líquida necesario para la formación de los agregados con distintas formas.

La ocurrencia de estos agregados en los depósitos de oleada piroclástica producidos en 1982, ofrece una oportunidad para evaluar los procesos de agregación en el interior de las nubes eruptivas.

4.5. Tipos de agregados encontrados en los depósitos del volcán Chichón.

Con base en las características morfológicas se distinguieron 4 tipos de agregados en los depósitos cohesivos de oleada piroclástica del volcán Chichón (4.6 A-B-C-D).

Para investigar las diferencias en los procesos de agregación, los cuatro tipos fueron analizados por medio del microscopio electrónico de barrido (Hitachi S-4000) en el departamento de Clínica Dental de la Universidad de Nueva York en Buffalo (EUA). Las fases minerales se identificaron con un espectrómetro de energía dispersiva de rayos X (EDS).

Para evaluar el grado de alteración de los diferentes tipos de agregados se realizó un mapeo composicional de K, S, P y Fe, en secciones pulidas con una microsonda electrónica con rayos-X (JEOL-JXA8900-R), en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) UNAM, utilizando un potencial de aceleración de 20 kV, una corriente de 2.0×10^{-8} y una resolución de $1,000 \times 1,000$ píxeles por imagen. La distribución granulométrica de los agregados se obtuvo mediante el análisis de imágenes de las secciones pulidas cortadas en diferentes direcciones. Se contaron entre 400 y 600 clastos por sección, y se utilizó un programa de procesamiento de imágenes (en Java) *ImageJ* versión para Windows (disponible en Internet en la página <http://rsb.info.nih.gov/nih.image/>).

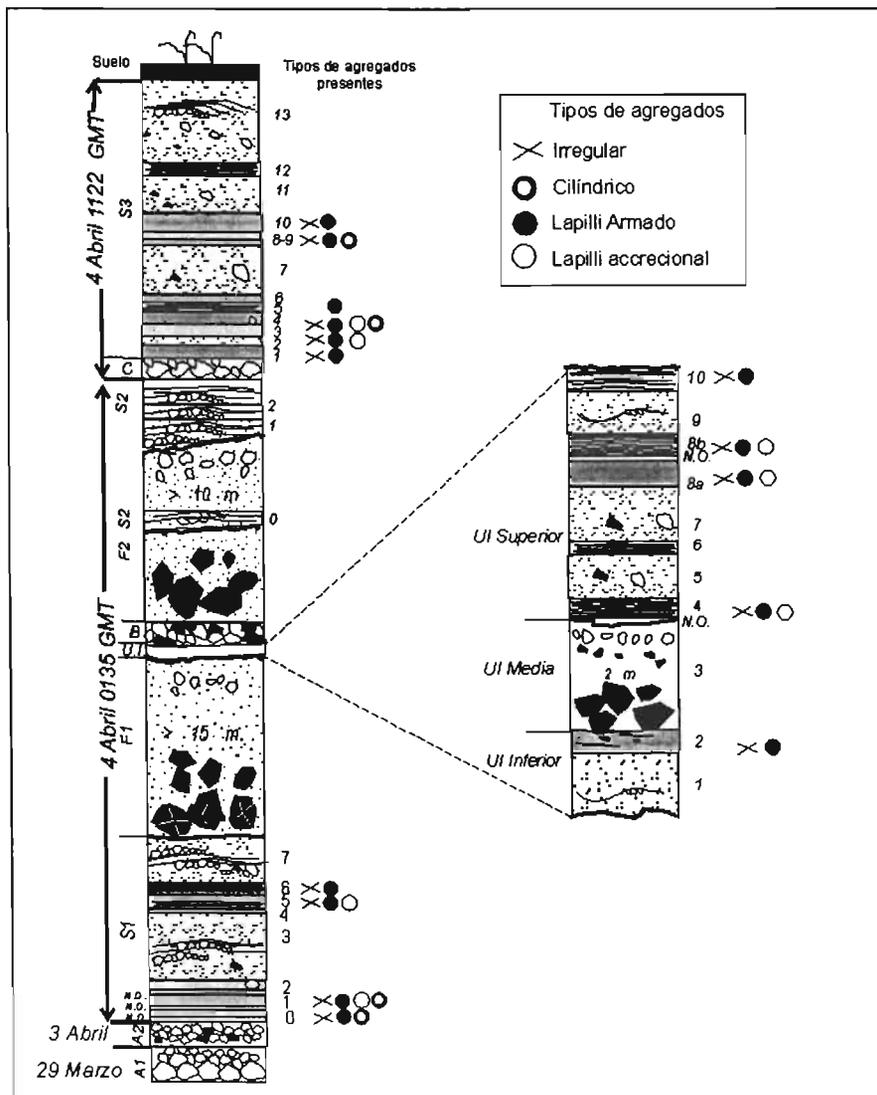


Figura 4.5. Sección estratigráfica compuesta de los depósitos de 1982 con los diferentes tipos de agregados encontrados en los horizontes húmedos de las unidades S1-UI y S3.

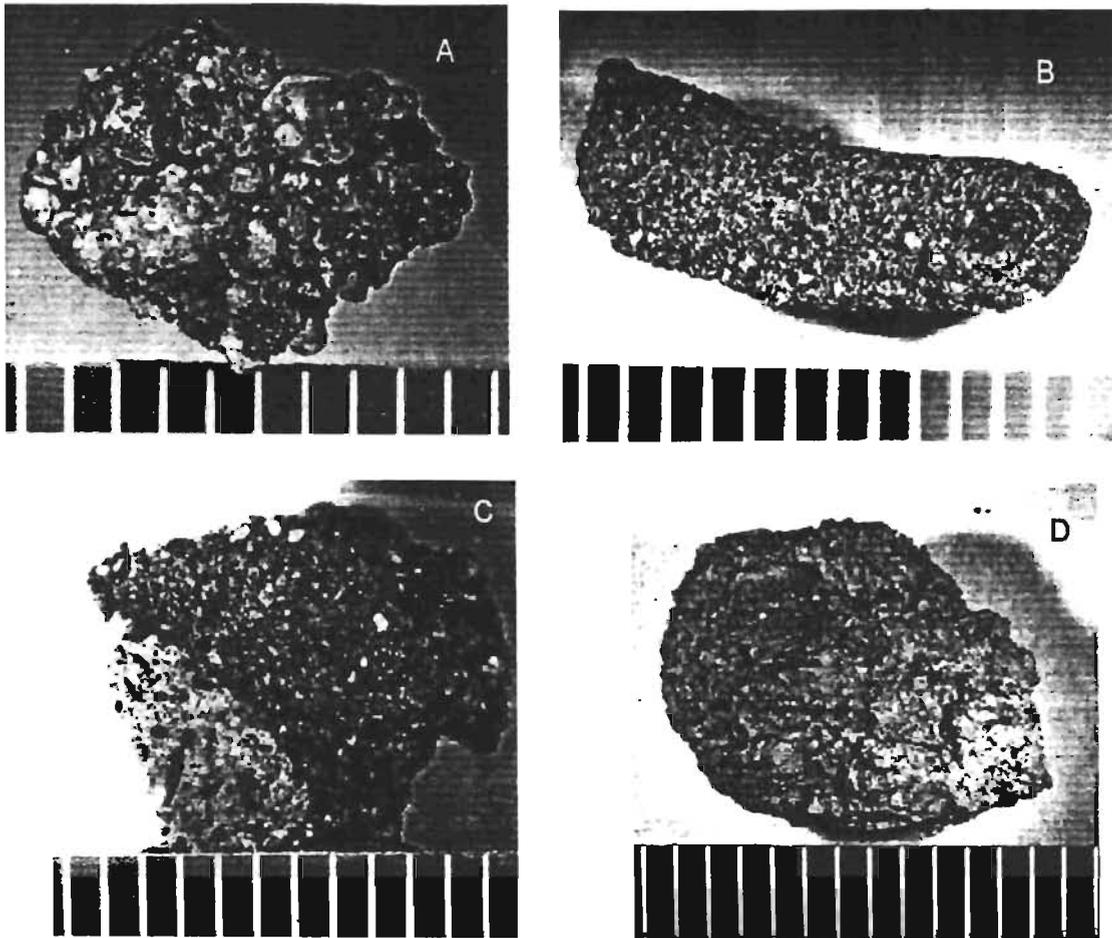


Figura 4.6. Tipos de agregados de ceniza encontrados en los horizontes húmedos de oleada piroclástica. A) Agregado irregular del horizonte S3-3 (sección 1b). B) Agregado cilíndrico del horizonte S3-4 (sección 4). C) Lapilli armado del horizonte S1-6 (sección 113). D) Lapilli acrecional sin estructura del horizonte S1-1 (sección 28). La escala en la porción inferior de las fotografías está en milímetros.

Tipo A: Agregado Irregular.

Este agregado se encuentra en casi todos los horizontes analizados en asociación con otros tipos de agregados (Tabla 7). Es común que aparezca en las fracciones menores a 3 mm, aunque también ocurre en fracciones mayores (Tabla 7). Es el único componente del horizonte S3-3, muestreado a 2 km al E, en las fracciones mayores de 4 mm (-2Φ) con una dimensión máxima de 9 mm. Posee una forma irregular (Fig. 4.6A) y está constituido principalmente por cristales de plagioclasa, hornblenda, augita, líticos juveniles y pómez blancas milimétricas redondeadas, inmersos en una matriz más fina de la misma composición. En algunos casos se observaron lapilli armados como partículas agregadas (Fig. 4.7A).

Una película de color rojo cementa las partículas agregadas en varios horizontes de S1 a distancias variables del cráter al E-SE, Norte y Oeste (Tabla 7); en los horizontes de la UI-Superior a distancias de 500-600 m al ESE y ENE; en S3-3, S3-4 y S3-8 entre 2 y 4.7 km al

Este y NE del cráter. Entre el cráter y las paredes del somma (UI-2, UI-4, UI-8a; S3-3, Tabla 7) este tipo de agregado consiste únicamente de cristales no mayores de 200 μm (sólo en un caso de 1 mm) inmersos en una matriz de esquirlas de vidrio de color amarillo con una estructura compacta.

Internamente, este tipo de agregado no muestra una variación granulométrica específica del interior hacia las porciones externas. El tamaño de las partículas agregadas es muy variable. Cuando aparece una película roja cementante entre las partículas agregadas, ocurren pómez de hasta 3 mm (Fig. 4.6A), aunque las partículas $<40 \mu\text{m}$ puedan representar un porcentaje elevado (50-60% en peso) del agregado (Fig. 4.6B). Los agregados que no están cementados por la película roja, tienen una granulometría predominante $<16 \mu\text{m}$ (50-85% en peso), y dimensiones máximas de las partículas agregadas entre 100 y 300 μm (Fig. 4.6C). La presencia de una película de color rojo a naranjado que recubre continuamente a los agregados, impidió muchas veces determinar la composición de los clastos agregados o reconocer sus características superficiales. Sin embargo, en algunos casos se reconocieron fragmentos de cristales o de vidrio poco vesiculados con fracturas escalonadas (*stepped fractures*, Heiken y Wholetz, 1985; Büttner et al., 1999). Sin la película roja, los componentes principales son cristales de plagioclasa, hornblenda y poca augita y fragmentos angulares de vidrio.

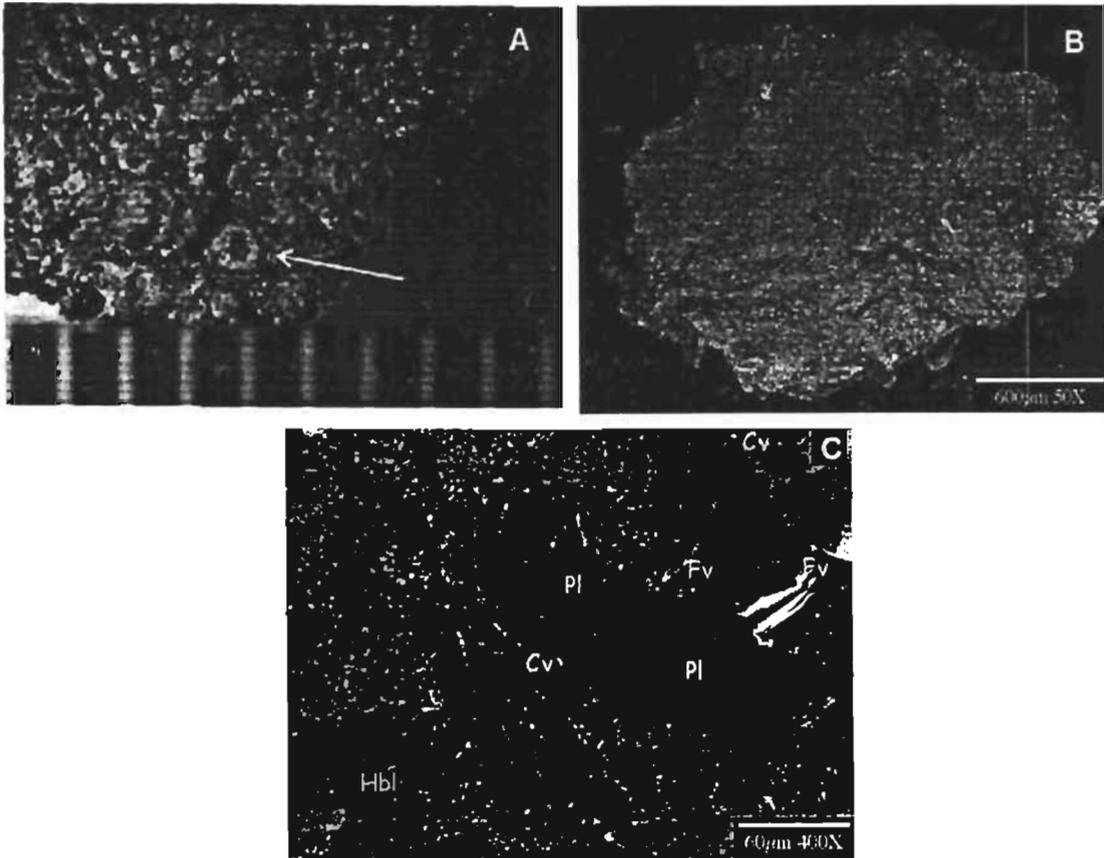


Figura 4.7. A) Detalle de un agregado de ceniza de forma irregular del horizonte S1-1 (sección 20). La flecha indica un lapilli armado con un núcleo constituido por un fragmento lítico juvenil. Escala en milímetros. B) Imagen por MEB de un agregado irregular del horizonte S1-5 (sección 107). Nótese la abundancia de material fino en el cual están inmersos clastos de mayores dimensiones. Una película de espesor micrométrico recubre de manera uniforme el agregado. C) Detalle de un agregado irregular en S1-1 (sección 3b). Los clastos de mayores dimensiones están constituidos por plagioclasa (Pl), a veces recubierta por vidrio (Cv), homblenda (Hbl) y fragmentos de vidrio (Fv).

Tipo B: Agregado cilíndrico.

Este tipo de agregado no ha sido descrito en la literatura. Fue reconocido únicamente en cuatro horizontes: S1-0 a una distancia de 3.5 km al N; S1-1 a 8.5 km al SO, entre 5.8 y 7.5 km al SE y a 5 km al E; en S3-4 y S3-8 ambos a una distancia de 3.2 km al E del cráter (Tabla 7). Generalmente estos agregados tienen una forma cilíndrica sin núcleo, con una sección vacía de 1 mm de diámetro (± 0.2) y consisten de capas concéntricas de cristales y fragmentos de vidrio (decenas a centenares de micras) y pómez milimétricas. El borde más externo está recubierto por una película de color rojo (Fig. 4.8 A-B). Este tipo de agregado tiene dimensiones uniformes con un diámetro total de 4 a 6 mm y una longitud de 8 a 10 mm, aunque se encontraron agregados de hasta 12 mm a 3.2 km al E del cráter (horizonte S3-4) y 8.5 km al SO (horizonte S1-1).

La presencia de hojas y fragmentos de madera sin carbonizar de dimensiones milimétricas encontradas durante el proceso de limpieza de las muestras (apartado 4.1), sugirió que estas pudieran haber sido el centro original de agregación. Esta hipótesis fue confirmada al encontrar en ocasiones fragmentos orgánicos ligeramente u completamente carbonizados, o sin carbonizar, en agregados de S1-1 (Fig. 4.8B, 4.9A) y S1-0 a 3.5 km al N. Los niveles que representan los primeros estadios de agregación se observaron en las fracciones granulométricas entre -0.5 y 0Φ (secciones 20 y 52).

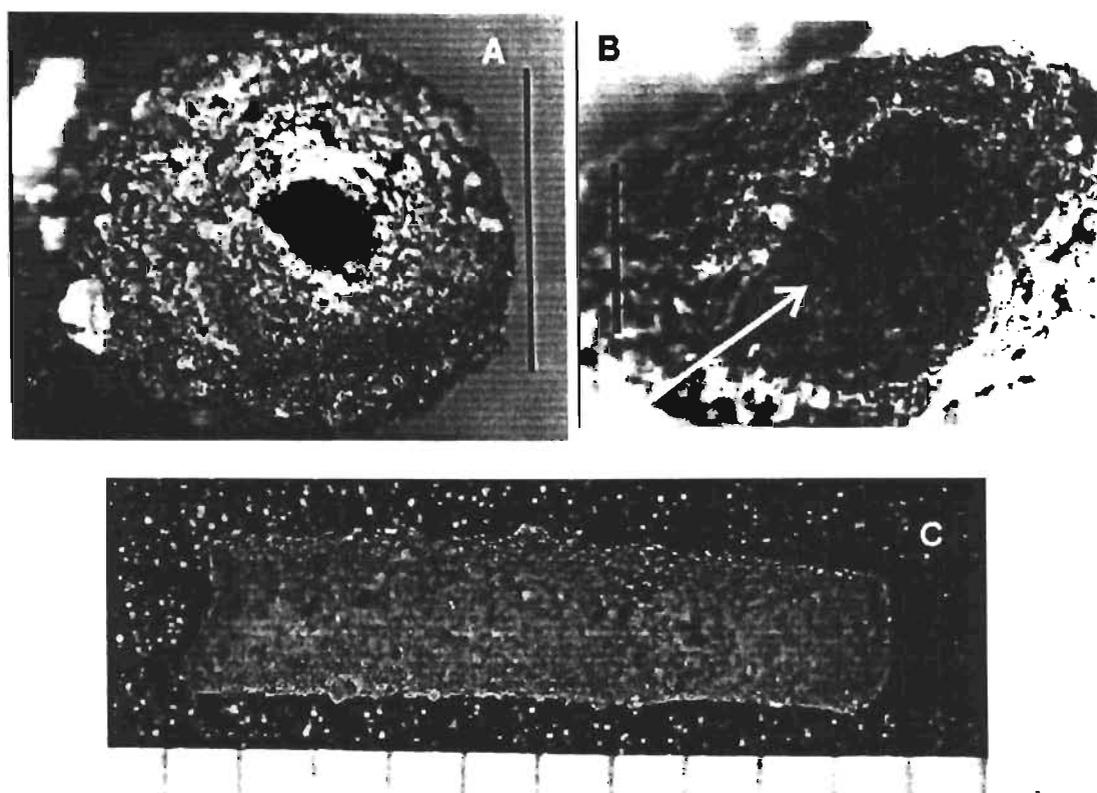


Figura 4.8. A) Vista a lo largo del eje mayor de un agregado cilíndrico en el horizonte S3-4 (sección 3). La línea negra mide 5 mm. Nótese la alteración del borde (porción oscura). B) Vista a lo largo del eje mayor de un agregado cilíndrico del horizonte S1-1 (sección 20). La línea negra mide 1 mm. La flecha blanca indica una hoja carbonizada en el interior del agregado. C) Vista transversal de un agregado cilíndrico en el horizonte S1-1 (sección 56). La escala está en milímetros.

Debido a que los fragmentos vegetales en el interior de los agregados eran muy pequeños no se pudo determinar a que árbol o arbusto pertenecían. Por esta razón se muestrearon cinco tipos diferentes de hojas: chichonal (*Astrocaryum mexicanum*), quelele (*Inga leptoloba*), guarumbo (*Cecropia obtusifolia*), cacaté (*Oecopetalum mexicanum*), palma (*Chamadoreae sp.*) y fragmentos de madera del mismo tipo de vegetación que existía durante la erupción, para determinar cual de éstas pudo haber sido el núcleo original de agregación. Las

dimensiones de la mayor parte de las hojas superan los 15 cm, con excepción de las hojas de quelele que varían de 2 a 6 cm. Para determinar su temperatura aproximada de combustión, estas hojas fueron secadas en el horno hasta alcanzar un color café debido a la pérdida de humedad. Las temperaturas determinadas en estos experimentos fueron de $\approx 140^{\circ}\text{C}$ para las hojas de chichonal y guarumbo, $\approx 125^{\circ}\text{C}$ para las hojas de cacaté y palma y $\approx 110^{\circ}\text{C}$ para las de quelele.

Varios de los agregados cilíndricos de los horizontes S1-1, S3-4 y S3-8 se montaron en resina epóxica y se seccionaron a diferentes ángulos con respecto a su eje mayor (Figs. 4.9B y 4.10 A-B). Estos fueron analizados por el Microscopio Electrónico de Barrido. Los agregados contienen en orden de abundancia cristales de plagioclasa, hornblenda, augita, escasa Ti-magnetita (Fig. 4.9C) y poco vidrio con diferentes grados de vesiculación (decenas a centenares de micras). Todos estos componentes están inmersos en una matriz de la misma composición. Entre los componentes se encontraron también pómez redondeadas con un diámetro máximo entre 0.5 y 1.5 (± 0.01) mm (Fig. 4.9B).

La distribución granulométrica de los agregados muestra una moda principal entre 7 y 8 Φ y una moda secundaria entre 3 y 4 Φ . El porcentaje del material con granulometría $< 63 \mu\text{m}$ varía entre 62 y 85% en peso, del cual el 45-61% consiste de partículas $< 16 \mu\text{m}$. En una cuarta parte de las muestras analizadas se notaron ligeras diferencias en la distribución granulométrica entre la porción más interna y la más externa. En secciones paralelas al eje de los agregados sin núcleo (Fig. 4.10A), la porción más interna tiene granulometría mayor con una moda principal en 2 Φ y una secundaria en 5 Φ , mientras que la porción más externa (el cuerpo de los agregados) contiene entre 81-83% en peso de partículas $< 4 \Phi$, con una moda principal entre 6-7 Φ y una secundaria entre 2 y 3 Φ .

En todas las muestras analizadas se encuentran vesículas con un diámetro variable entre 0.07 y 0.44 (± 0.01) mm (Figs. 4.9B y 4.10 A-B) variablemente dispersas en el interior del agregado. En la zona que contiene vesículas, algunos cristales están fracturados (Fig. 4.9 C) o completamente rotos (Figs. 4. 10C-D). El material más fino penetra el interior de las fracturas causando un desplazamiento de los fragmentos hasta de 20 μm (Fig. 4.10C) sin modificar la morfología original del cristal.

La porción más externa del agregado tiene un espesor entre 0.153 y 0.200 (± 0.01) mm, se caracteriza por su elevado contraste de densidad con respecto a las otras zonas (Figs. 4.10A-B). No existen diferencias en cuanto a la granulometría con las porciones más internas del agregado (Figs. 4.10 A-B). Las partículas $< 4\Phi$ son las más abundantes (85-89% en peso) y

consisten principalmente de clastos <math><16 \mu\text{m}</math> (74-79%). Los mapas de composición obtenidos con rayos X para Fe, K, P y S (Figs. 4.10E-F), indican que las porciones más externas presentan un elevado contenido en Fe y en algunos casos de S (Fig. 4.10E).

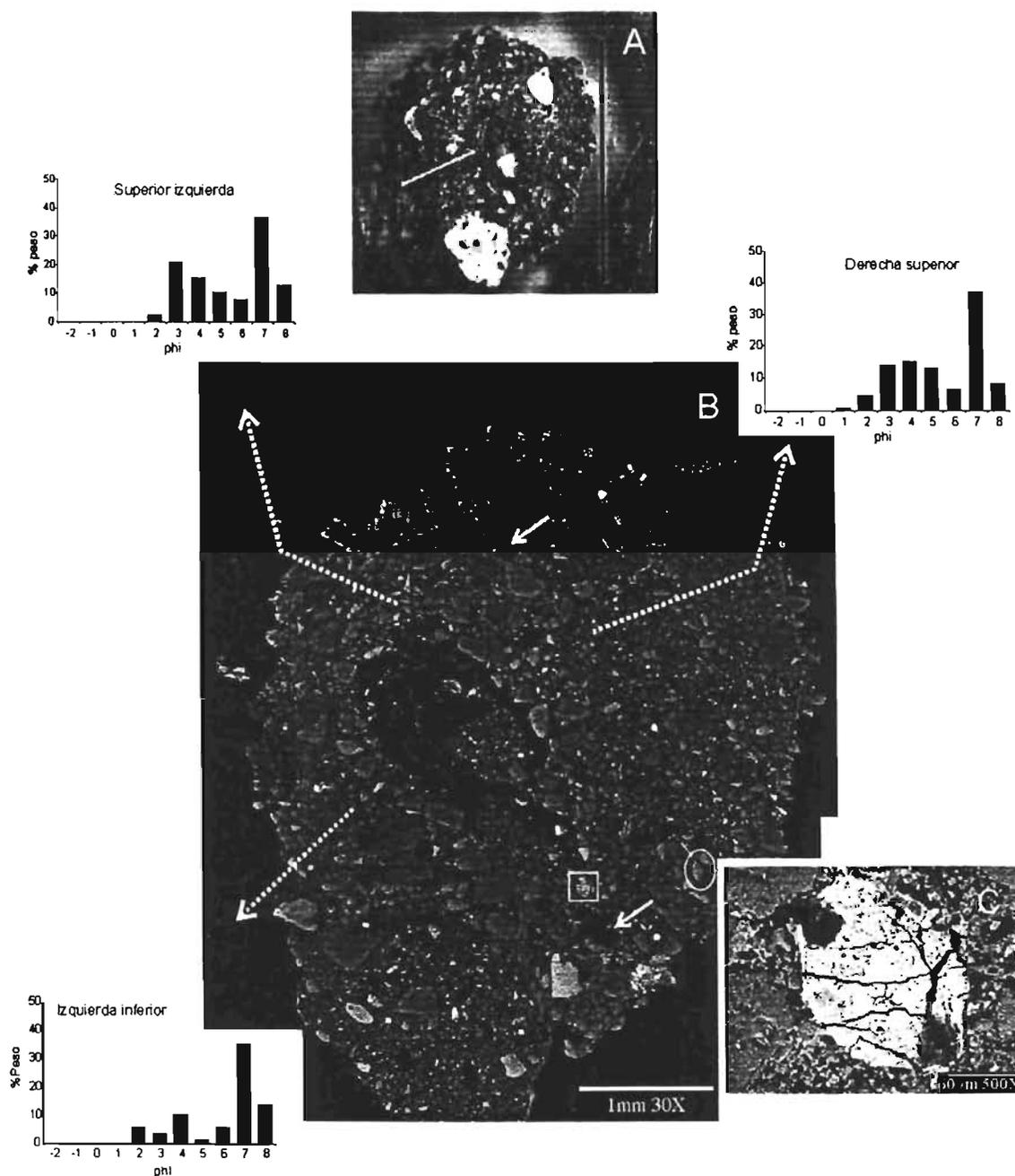


Figura 4.9. A) Vista transversal de una sección delgada del agregado de ceniza de la Fig. 4.6 B montado en resina epóxica. La línea negra mide 5 mm. La flecha blanca indica una hoja carbonizada en el interior del agregado. B) Imagen con electrones retrodispersados del agregado en A. Las flechas blancas indican vesículas en el interior del agregado. La elipse blanca abajo a la derecha indica un cristal de augita roto y relleno por matriz. Las flechas punteadas indican las distribuciones granulométricas de diferentes porciones del agregado. El cuadrado blanco indica un detalle en C. C) Detalle que muestra una Ti-magnetita fracturada en B.

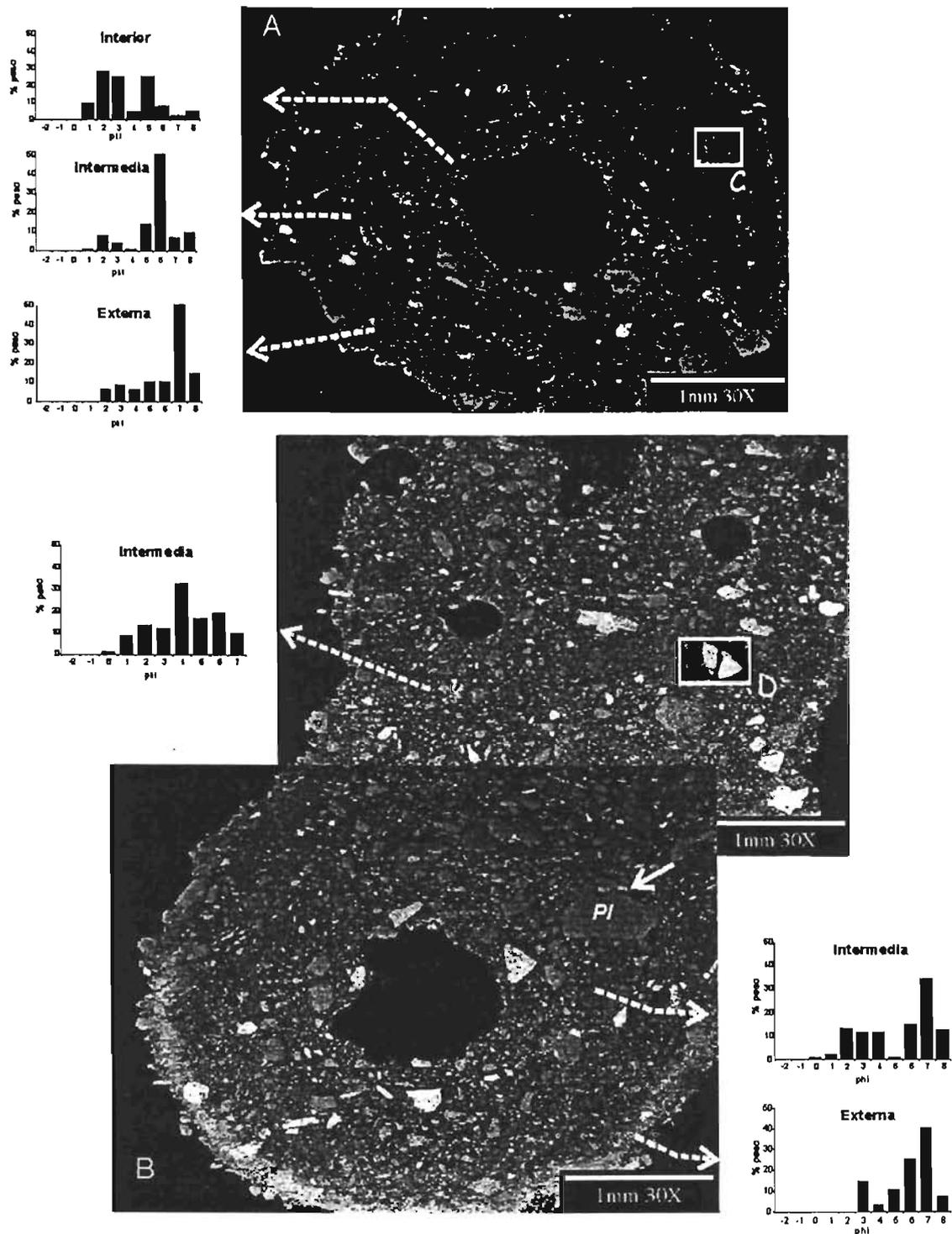
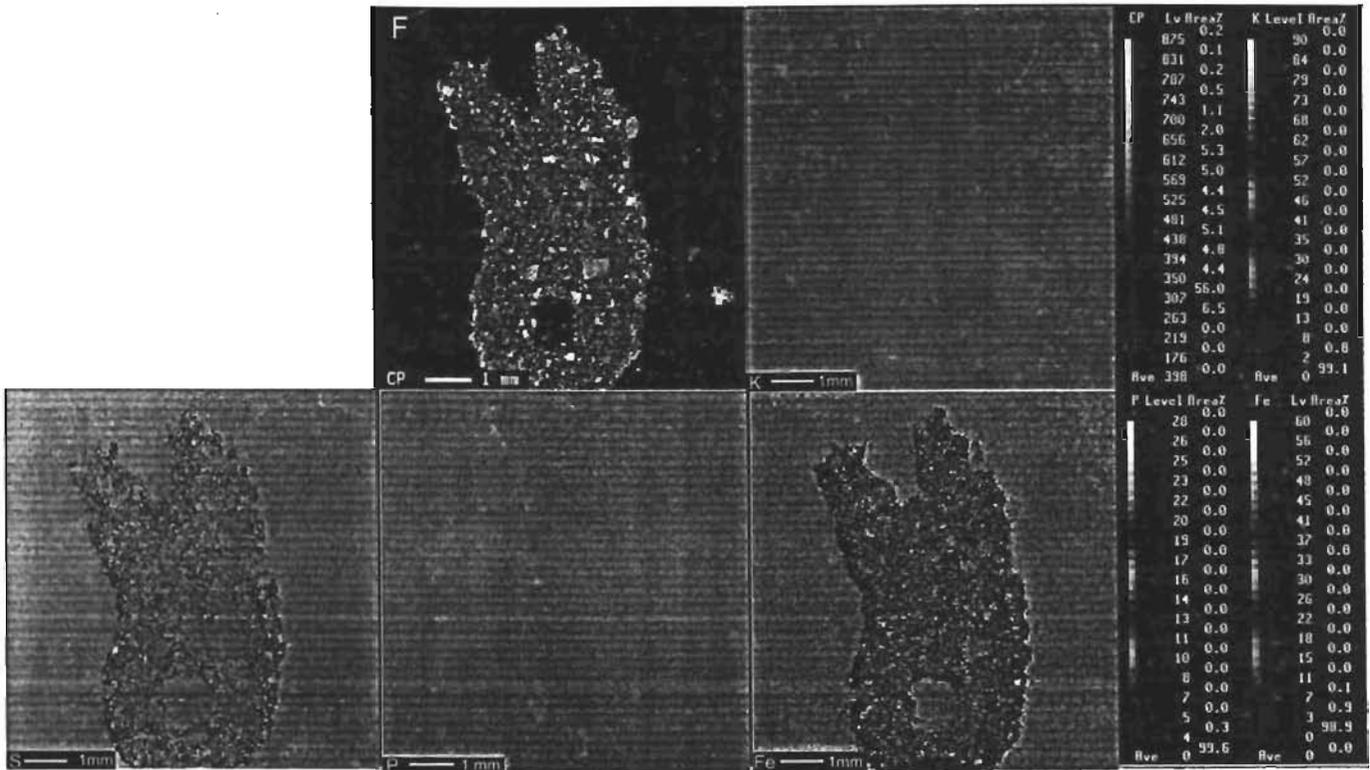


Figura 4.10. A) Imagen con electrones retrodispersados de una sección transversal de un agregado cilíndrico del horizonte S3-4. Los histogramas (izquierda) muestran la distribución granulométrica de diferentes partes del agregado. B) Imagen con electrones retrodispersados de una sección oblicua con respecto al eje principal de un agregado cilíndrico del horizonte S3-4. Los histogramas (arriba a la izquierda y abajo a la derecha) indican la distribución granulométrica de diferentes partes del agregado. La flecha muestra un cristal de plagioclasa roto. Los rectángulos blancos indicados con las letras C y D representan detalles de cristales fracturados mostrados en C y D.



Continua Figura 4.10. E)-F) Mapas composicionales de P, K, Fe y S de las secciones de agregados en las figuras 4.10 A y B.

- Tipo C: Lapilli armado (armored lapilli).

Los agregados de tipo *lapilli armado* están típicamente asociados con depósitos de origen hidromagmático en los cuales las partículas finas y húmedas se adhieren alrededor de un fragmento más grande de naturaleza distinta (Waters y Fisher, 1971; Lorenz, 1974; Fisher y Schmincke, 1984; Schumacher y Schmincke, 1995). Los lapilli armados encontrados en los horizontes cohesivos en El Chichón consisten de cristales y fragmentos de vidrio (decenas hasta centenares de micras) alrededor de un fragmento juvenil (Fig. 4.6C). Lapilli armados alrededor de un fragmento accidental o accesorio, fueron encontrados únicamente en el horizonte S1-0 a 5.7 km al S y 3.5 km al N, y en S1-1 a distancias inferiores a 4.5 km al E del cráter.

Los lapilli armados varían en diámetro de 1 a 7 mm y ocurren principalmente alrededor de fragmentos de pómez redondeadas con dimensiones de algunos milímetros. Con menor frecuencia este tipo de agregado ocurre alrededor de líticos juveniles angulares y cristales de hornblenda o plagioclasa, con dimensiones variables de 1 a pocos milímetros. Agregados de este tipo con dimensiones inferiores (1 mm y 250 μ m), se encontraron únicamente en el

horizonte S3-5 y consisten siempre de fragmentos de vidrio (decenas a centenares de micras), alrededor de fragmentos de plagioclasa.

Imágenes con electrones retrodispersados de este tipo de agregado alrededor de un fragmento de pómez (Fig. 4.11 A) muestran que su estructura está poco compactada y que no hay una selección granulométrica de las partículas alejándose del núcleo (Fig. 4.11B). Las partículas agregadas presentan una distribución unimodal en 3Φ . La forma de las partículas es angular o subangular. Los cristales de mayores dimensiones (0.5-1 mm) presentan diferentes grados de fracturamiento. Las partículas más pequeñas son escasas, como lo muestra el análisis granulométrico en donde la fracción $<63 \mu\text{m}$ representa únicamente el 10-12 % en peso de todo el agregado. Las partículas están en contacto por medio de una película de algunas micras de espesor que rodea a burbujas de forma diferente (Fig. 4.11 C-D). Un detalle realizado en esta película (Fig. 4.11F) muestra como ésta consta de una alternancia de bandas de baja (partes oscuras) y elevada (partes claras) densidad. Los análisis de estas bandas realizados con la microsonda a distancias variables desde el núcleo de pómez, indican contenidos elevados en $\text{Fe} > \text{S} > \text{P}$ y bajos en Si, Al, Na, Mg, K y Ca. Los contenidos de Fe son más abundantes en las partes más claras con respecto a las más oscuras. Un incremento ligero de los contenidos de Na, Mg, K y Ca se observa cerca del cristal al cual la película está adherida (generalmente plagioclasa, hornblenda o augita). Los análisis de este material muestran un margen de error grande ($>3\%$) sugiriendo una hidratación elevada de esta fase. Una variación en la composición química de esta película se obtuvo con análisis semi-cuantitativos (espectros EDS) efectuados según un perfil transversal (Fig. 4.11G). Los mapas composicionales de diferentes elementos (Fig. 4.11H), muestran únicamente contenidos relativamente elevados de Fe y P, con una gran concentración de Fe en las porciones externas.

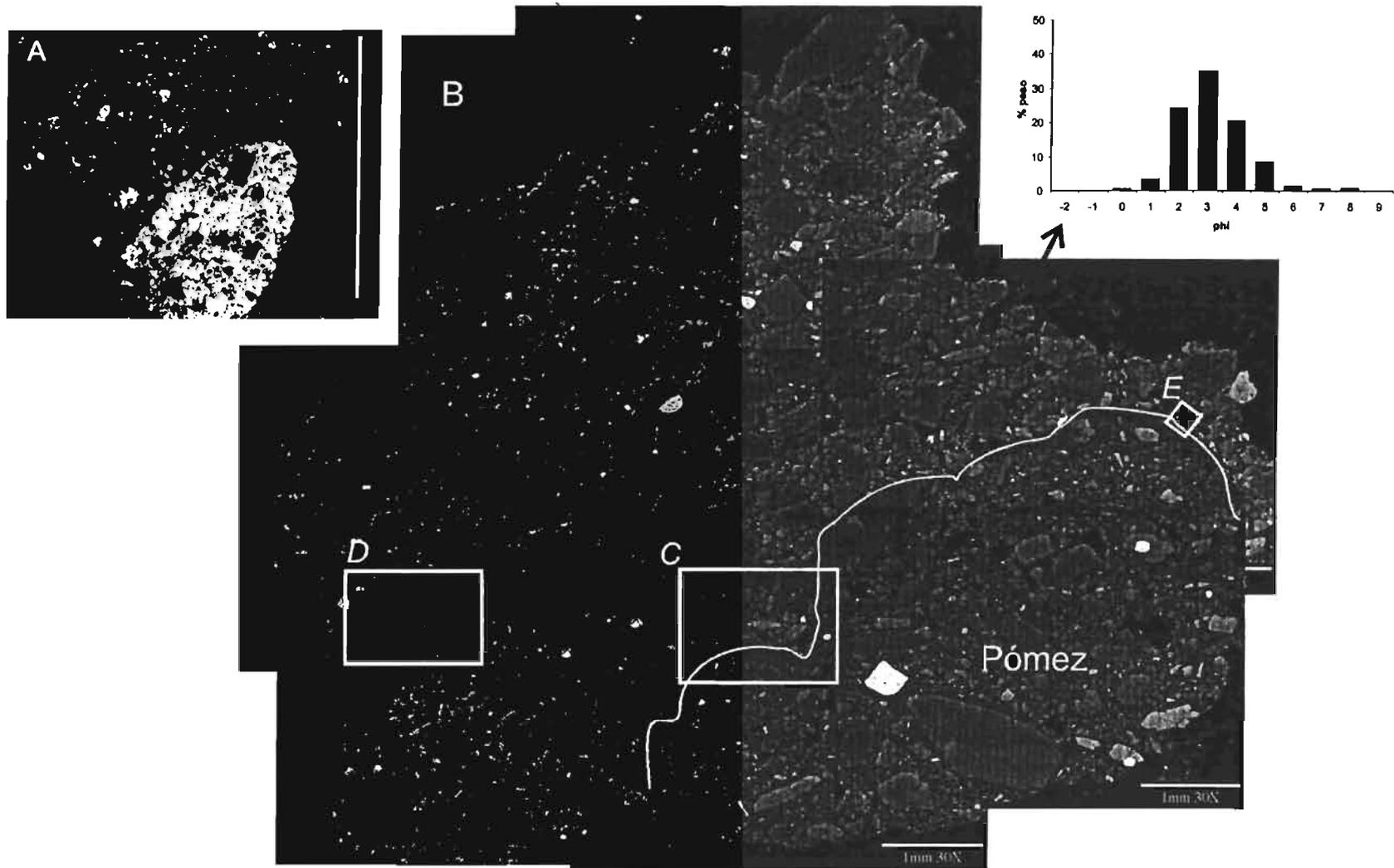
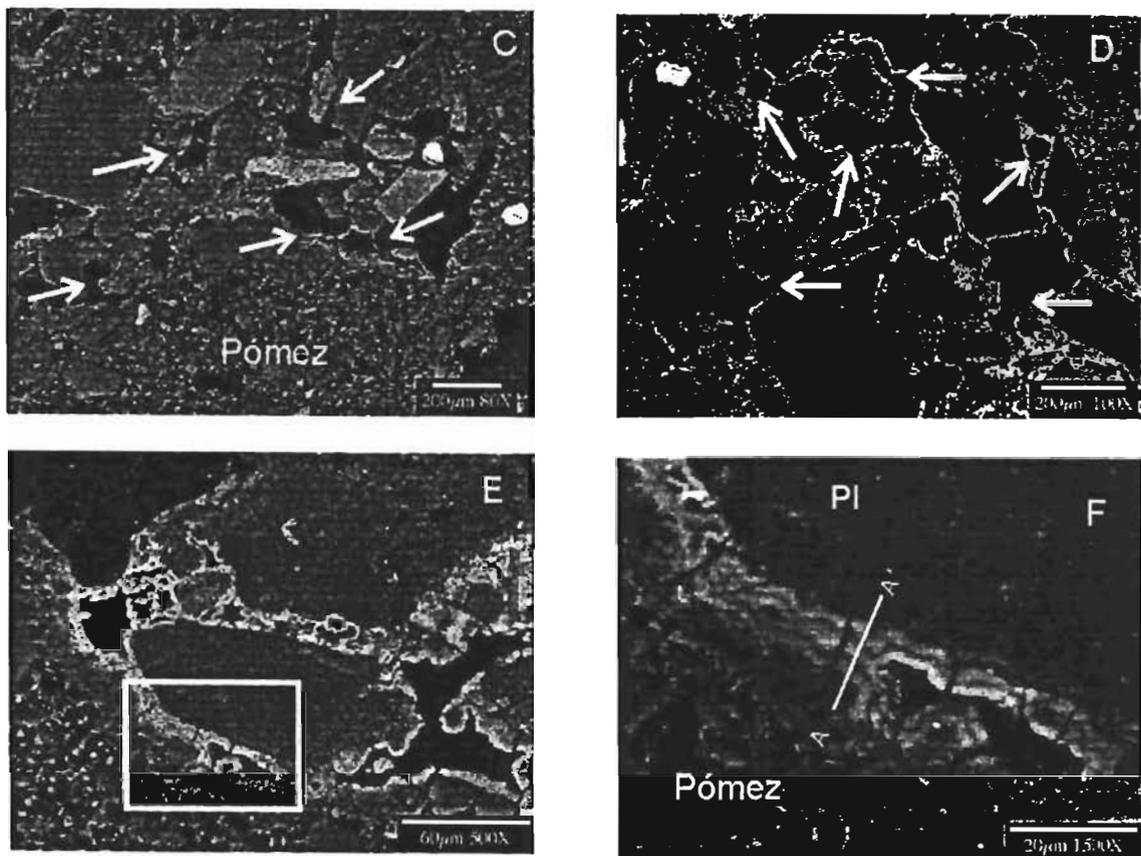


Figura 4.11 A) Sección transversal pulida de un lapilli armado con núcleo de pómez del horizonte S1-1 (sección 90). B) Imagen con electrones retrodispersados del agregado en A. La línea blanca marca el límite entre el núcleo y las partículas agregadas. Nótese la estructura porosa y la ausencia de una selección granulométrica entre las porciones interna y externa. Los rectángulos C, D y E representan detalles mostrados en las figuras 4.11 C, D y E, respectivamente.



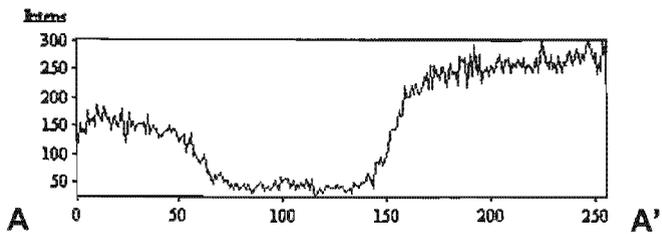
Continúa Figura 4.11. C) Detalle de la Fig. 4.11 B que muestra el contacto entre la pómez y las partículas agregadas. Las flechas indican burbujas de forma diferente. D) Detalle de la Fig. 4.11B que muestra el contacto entre las partículas agregadas lejos del núcleo. Las flechas blancas indican burbujas de forma diferente. E) Detalle de la película que cementa un cristal de plagioclasa al núcleo de pómez. F) Detalle de E que muestra la naturaleza bandeada de la película cementante. La línea blanca (A-A') indica el perfil EDS en la Figura 4.11 G.

A



A'

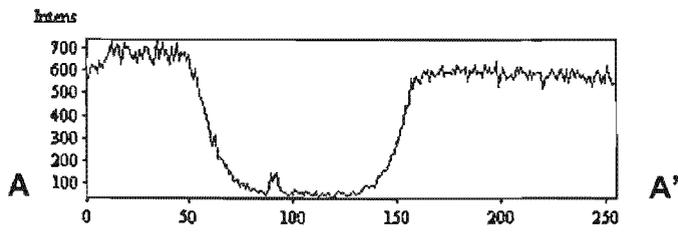
Al



A

A'

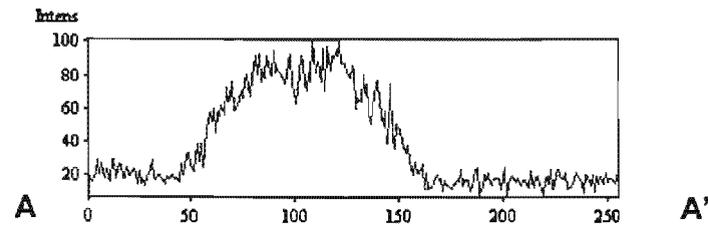
Si



A

A'

P



A

A'

distancia (nm)

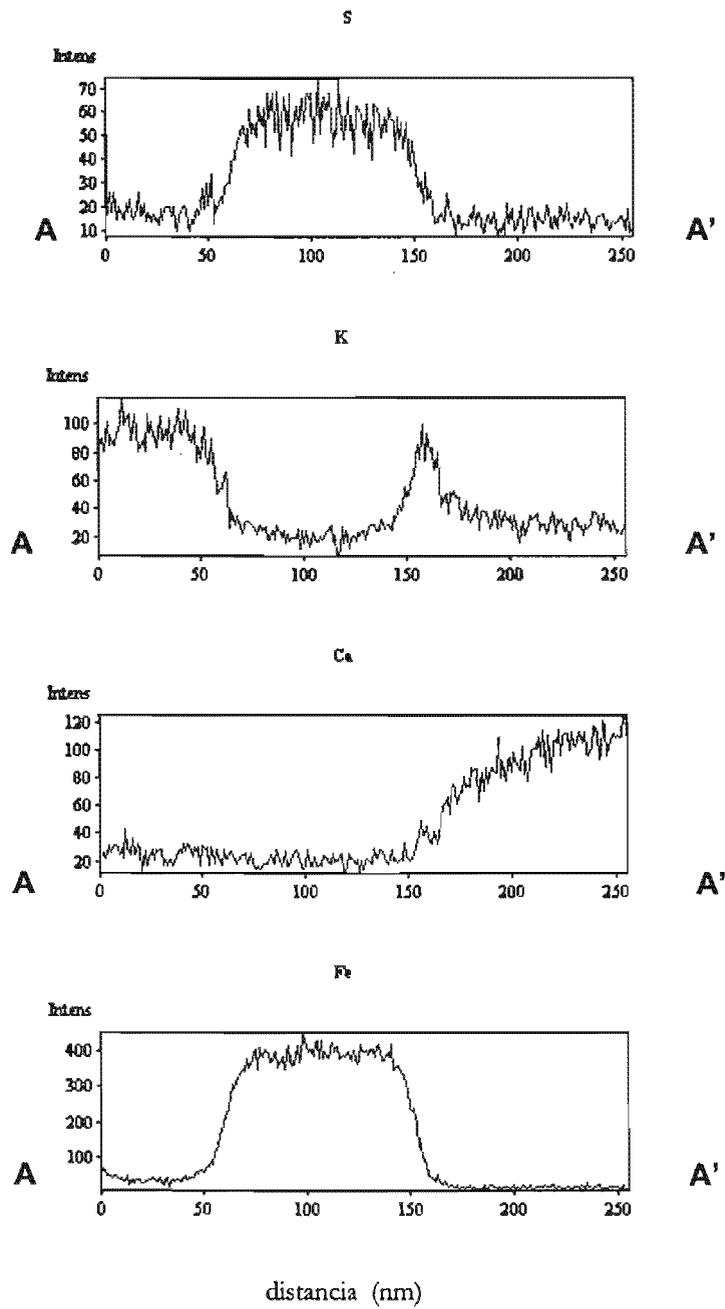


Figura 4.11 G) Espectro composicional EDS de la película en la sección transversal AA' trazado entre el cristal de plagioclasa y la pómez en la Fig. 4.11 F.

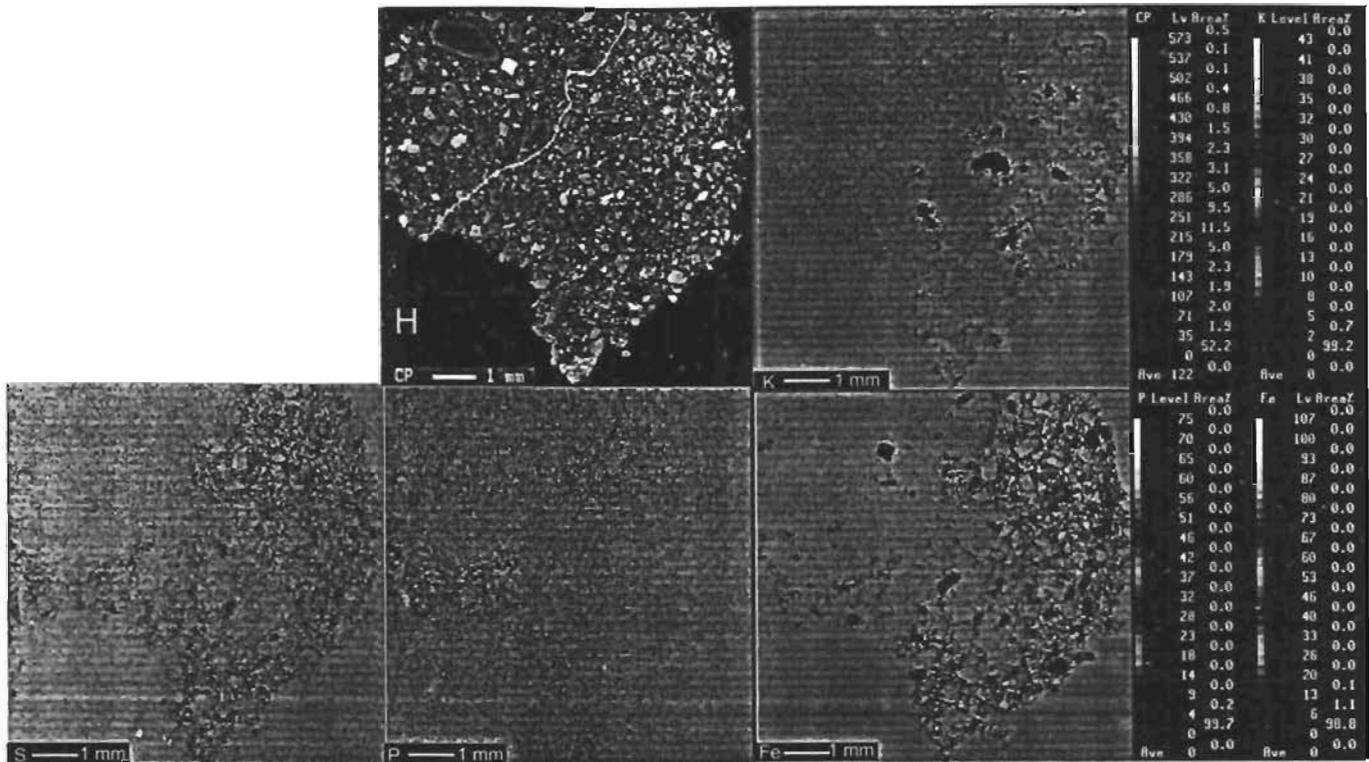


Figura 4.11 H) Mapas composicionales de Fe, P, K y S para el lapilli armado mostrado en la Fig. 4.11 B.

- Tipo D: Lapilli acrecional (accretionary lapilli).

Estos agregados han sido asociados a diferentes tipos de depósitos piroclásticos: de caída (Moore y Peck, 1962; Rosi, 1992), de flujo piroclástico y caídas resultantes de la parte más diluidas de los mismos (*co-pyroclastic ash fall*) (Schumacher y Schmincke, 1991; 1995; Bonadonna et al., 2002), de oleada piroclástica producidas por actividad freatomagmática y caídas relacionadas (*co-surge ash fall*) (Fisher y Waters, 1970; Moore et al., 1966; Schmincke et al., 1973; Sheridan y Wohletz, 1983b; Schumacher y Schmincke, 1991; 1995; Ritchie et al., 2002).

Dos tipos distintos de lapilli acrecional ocurren en los horizontes cohesivos de las unidades S1, IU y S3.

El primer tipo de lapilli acrecional está compuesto por niveles concéntricos de fragmentos de vidrio y cristales (*rim type* de Schumacher y Schmincke, 1991), está cementado por una película roja, y se encuentra únicamente al oriente del volcán en los horizontes S1-6, S3-3 y S3-4 (Tabla 7). Por lo general estos agregados varían en diámetro de 1.6 a 6 mm, no obstante

que algunos agregados de hasta 11 mm ocurren en capas de 3-5 cm de espesor en los horizontes S3-3 y S3-4 (Tabla 7).

La estructura interna de agregados de los horizontes S3-3 y S3-4 indica la presencia de zonas con granulometría diferente. El interior del agregado (parte inferior en la Fig. 4.12B) muestra una distribución bimodal con una moda principal entre 7 y 8 Φ y una moda secundaria entre 3 y 4 Φ . Las partículas <63 μm son abundantes (69-72% en peso), la mayoría está constituida por partículas <16 μm (65-69% en peso). Este material fino engloba a cristales de plagioclasa y hornblenda de dimensiones mayores, algunos recubiertos por vidrio (Fig. 4.12C) y fragmentos de vidrio irregulares o sub-redondeados. Burbujas de forma redondeada, sub-redondeada o elongada con diámetros de algunas micras a 0.7 (± 0.02 mm) aparecen dispersas en su interior. Algunas partículas rotas están parcialmente rellenas por una matriz de granulometría fina (Fig. 4.12C).

El exterior del agregado (parte superior en la Fig. 4.12B) tiene una distribución unimodal en 3 Φ , con una menor cantidad de partículas <63 μm (20-30% en peso). Cristales angulares o subangulares (plagioclasa, menor augita y escasa Ti-magnetita) y fragmentos de vidrio están en contacto unos con otros. No existe una selección granulométrica o de densidad de las partículas en esta zona del agregado: la porción más interna tiene un mayor empaquetamiento con respecto a la más externa. Esta diferencia se debe a que en la zona más externa existen espacios vacíos de forma irregular (vesículas). Algunas partículas fracturadas o rotas (Fig. 4.12D) ocurren únicamente en esta porción del agregado.

El borde del agregado es de forma irregular y tiene un tono más oscuro que su interior. Esta diferencia de color se debe a la abundancia de partículas <63 μm (73-75% en peso), en donde predominan aquellas <16 μm (52-54% en peso). Escasas partículas más grandes (hasta 140 μm) consisten de cristales angulares y vidrio subredondeado. En esta zona el agregado posee una distribución bimodal con una moda principal a 3 Φ y una moda secundaria a 7 Φ .

El segundo tipo de lapilli acrecional (Fig. 4.6D) es de color gris con una débil película de color anaranjado en su superficie. Coexiste con otros tipos de agregados en las zonas distales de los diferentes horizontes (Tabla 7). Estos tipos de lapilli acrecional poseen diámetros entre 250 μm y 6 mm. Estas dimensiones están directamente relacionadas con el espesor del depósito, es decir, que los agregados de mayores dimensiones se encuentran en los depósitos más espesos. Lapilli acrecional de este tipo con dimensiones máximas de 11.2 mm ocurren en

el horizonte S1-1 (Tabla 7). Este tipo de agregado no tiene una estructura interna (Fig. 4.13 A). Su distribución granulométrica es bimodal (moda principal en 7Φ y secundaria 3Φ). El porcentaje de clastos $< 63 \mu\text{m}$ varía entre 60 y 68 % en peso, de los cuales el 58-63% está representado por partículas $< 16 \mu\text{m}$. Un porcentaje menor consiste de fragmentos con dimensiones entre $500 \mu\text{m}$ ($< 3\%$) y $900 \mu\text{m}$ ($< 1\%$). Los clastos de mayores dimensiones tienen formas variables: angulares, sub-angulares, sub-redondeadas y redondeadas (arriba a la derecha en la Fig. 4.13 A) y consisten de cristales de plagioclasa, hornblenda y poca augita. La Ti-magnetita está presente en pequeños cristales ($30 \mu\text{m}$ máximo), en algunos casos con inclusiones de apatito o como inclusión en plagioclasas (Fig. 4.13 B). El vidrio se encuentra en fragmentos redondeados (hasta de $700 \mu\text{m}$) con pocas vesículas o con un grado diferente de vesiculación recubriendo cristales; constituye un porcentaje elevado de la matriz. En el interior de la matriz se encuentran fracturas entre algunas micras hasta de $25 \mu\text{m}$, que no intersectan los cristales. Éstos últimos en algunos casos están muy fracturados, pero nunca rellenos por matriz.

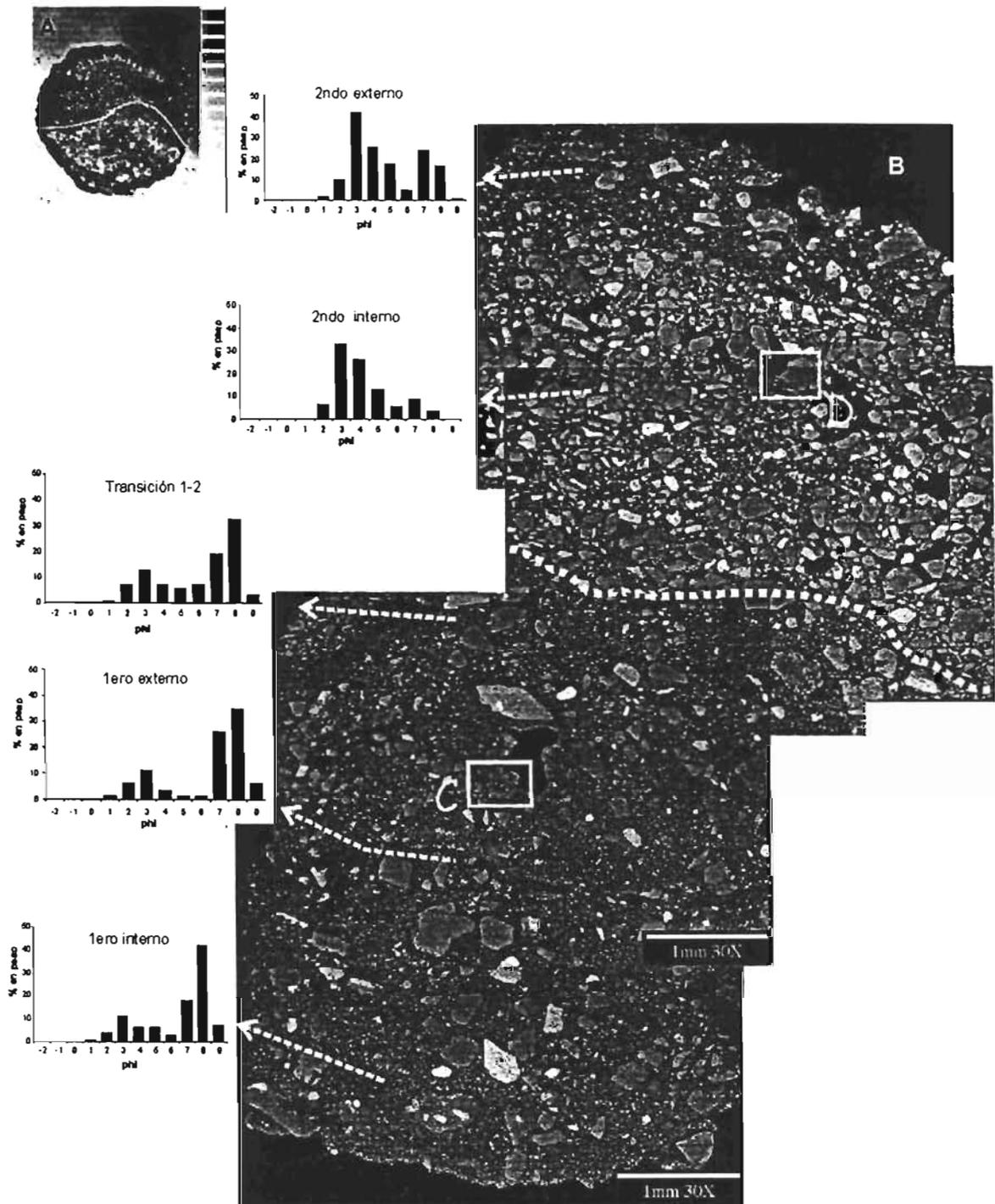
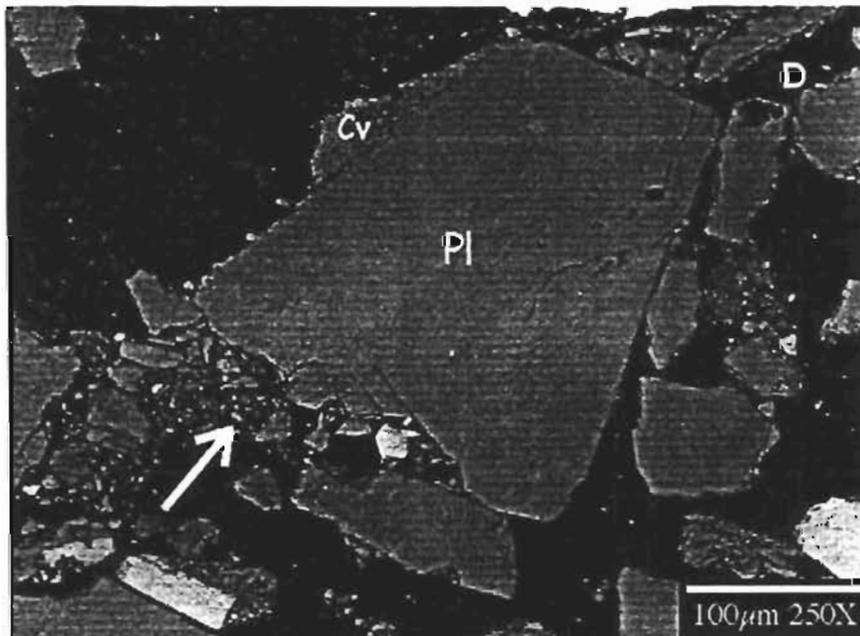
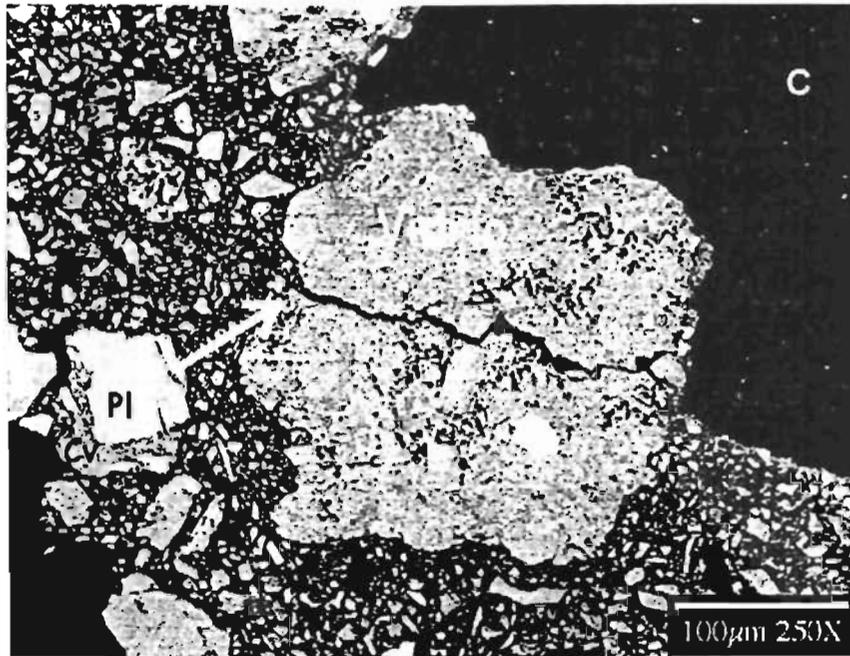


Figura 4.12. A) Sección transversal de un lapilli acrecional con estructura concéntrica del horizonte S3-3 (sección 3b), montada en resina epóxica. Un segundo proceso de agregación está marcado por la línea blanca discontinua. B) Imagen con electrones retrodispersados de la sección mostrada en A. Nótese la variación en granulometría entre la porción interna y externa del agregado. C y D representan detalles mostrados en las figuras 4.12 C y D.



Continúa Figura 4.12. C) Vidrio fracturado cerca de una burbuja (centro). Cristal de plagioclasa (Pl) parcialmente recubierto por vidrio (Cv) (abajo a la izquierda). D) Detalle de un cristal de plagioclasa en la figura 4.12 B. La flecha indica la presencia de una matriz fina adentro de las partes rotas.

Tabla 7. Distribución de los diferentes tipos de agregados encontrados en las unidades de oleada piroclástica S1, UI y S3 del volcán Chichón. La tabla resume la presencia de estos agregados con respecto al horizonte, la distancia del cráter, el sector del volcán y la facies del depósito en el cual se encontraron. También se indica la ocurrencia de una película rojo-anaranjada. Otros componentes en orden de abundancia son: PB-pómez blanca, LJ-lítico juvenil, LA-lítico accesorio/accidental, C-cristales. *e.d.p.*-Estructura de deformación plástica del depósito.

Unidad	Horizonte	Facies	Sector del volcán	Distancia desde el cráter (km)	Sección	Espesor del depósito	Color	Agregados de ceniza	Fracción (Φ , \log_2 mm)	Película cementante	Otros componentes
S1	0	laminar	Sur	5.7	11	4 cm	rojo	Arm. lapilli (40%) Irregular (38-1%)	-2.5 a -0.5 > 0	rojo oscuro "	LA- PB- LJ -C
S1	0	masiva	Sur	6.3	10	7 cm	rojo	Irregular (50%)	-1.5 to 1	rojo oscuro	LA- PB- LJ -C
S1	0	masiva	Norte	3.5	76	4 cm	rojo	Arm lapilli (30-10%) Irregular (\leq 50%) Cilíndrico (1%)	-2 a 0 -1 a 2.5 -0.5 a 0	rojo-oscuro "	LA-PB-LJ-C
S1	0	masiva	Norte	3.9	52	4 cm	rojo	Arm lapilli (30-10%) Irregular (\leq 50%)	-2 a 0 -1 a 2.5	rojo-oscuro	LA-PB-LJ-C
S1	1	massiva (e.d.p.)	Este	3.7	3b	6 cm	gris	Irregular (28%), Arm. Lapilli (30%)	-2 a -1 -2	X rojo	PB-LJ- LA-C
S1	1	masiva	Este	3.8	2	2 cm	gris	Arm. Lapilli (< 2%), Irregular (36% to 10%)	-1 a 1 -2 a 2	X X	PB-LJ- C- LA
S1	1	masiva	Este	4.5	90	4 cm	gris	Arm. Lapilli (< 2%), Irregular (10%)	-1 a 1 1 a 3	X	PB-LJ- C
S1	1	masiva	Este	5.1	20	10 cm	gris	Cilíndrico (3%) Arm lapilli (<1%) Irregular (< 5%)	-2.5 a 0.5 -0.5 -1.5 a 0.5	rojo " "	PB-LJ- C
S1	1	laminar (e.d.p)	SSO	8.5	6	2.5 cm	gris	Cilíndrico (3%) Arm lapilli (10%) Accr. Lapilli (5%) Irregular (4% to 35%)	-3.5 a -0.5 " " -0.5 a 2	rojo " X rojo	PB-LJ- C
S1	1	laminar	SSE	5.5	15	4 cm	gris	Arm. Lapilli (20%) Irregular (15%) Accr. Lapilli (10%)	-2 a -1 -1.5 a 2.5 -1.5 a -1	rojo " X	PB-LJ- C
S1	1	masiva	SSE	5.8	112	4 cm	gris	Cilíndrico (10-3%) Arm. Lapilli (10 -20%) Accr. Lapilli (10%-3%)	-2 a 0.5 -2 a 0.5	X rojo X	PB-LJ- C
S1	1	masiva (e.d.p.)	SSE	7.5	56	4-6 cm	gris	Cilíndrico (3- 10%) Arm. Lapilli (10 -20%) Accr.lapilli (8-3%) Irregular (15 -30%)	-3 a 0.5 " " > 1.5	rojo " X rojo	PB-LJ- C
S1	1	masiva (e.d.p.)	SE	9.3	87	6 cm	gris	Arm. Lapilli (<10%) Irregular (13%)	-0.5 a 1 1 a 2.5	rojo "	PB-LJ- C
S1	1	masiva	Norte	3.5	76	5 cm	gris	Arm. Lapilli (10-12%) Irregular (3%)	-3 a 0.5 > 1	rojo "	PB-LJ- C

Unidad	Horizonte	Facies	Sector	Distancia desde del cráter (km)	Sección	Espesor del depósito	Color	Agregados de ceniza	Fracción (Φ log ₂ mm)	Película cementante	Otros componentes
S1	1	masiva (e.p.d.)	Norte	6.3	48	1 to 2.5 cm	gris	Arm. Lapilli (5%) Irregular (<10%)	-3.5 a -1.5 -1.5 a -0.5	rojo "	PB-LJ- C
S1	1	masiva	Norte	7.5	28	7 cm	gris	Accr.lapilli (100% - 50%)	-3 a 1.5	X	PB-LJ- C
S1	1	masiva	Oeste	4.5	54	3 cm	gris	Arm. Lapilli (8%) Irregular (10%) Accr. Lapilli (5%)	-1 a 0 " -0.5 a 0	rojo " X	PB-LJ- C
S1	2	masiva (e.d.p.)	Este	3.7	3b	3- 5 cm	café	Irregular (10-40%)	-2 a 2.5	rojo	PB-LJ- C
S1	2	masiva	Este	4.5	90	4 cm	café	Arm. Lapilli (5%) Irregular (10%) Accr. Lapilli (10%)	-1 a 3 0 a 3.5 -0.5 a 1.5	rojo " X	PB-LJ- C
S1	2	masiva	SE	5.5	36	3 cm	café	X			PB-LJ- C
S1	2	laminar (e.p.d.)	ESE	4.5	113	2 to 4 cm	café-claro	Arm. Lapilli (10-25%) Irregular (10-60%)	-2 a 1 -1.5 a 2.5	rojo "	PB-C-LJ
S1	2	masiva	ESE	7.3	89	3 cm	café	Arm. Lapilli (16-3%) Accr. lapilli (20-25%)	-1.5 a 1 -1 a 2	X "	PB-LJ- C
S1	2	masiva	Norte	3.5	76	2 to 7 cm	café	Arm. Lapilli (<20%)	-1.5 a 0	rojo	PB-LJ- C
S1	5	laminar	Este	3.6	107	1 to 4 cm	rosa	Arm. Lapilli (10%)	-2 a 1	rojo	PB-LJ- C
S1	5	laminar	Este	4.5	90	2 cm	rosa-oscuro	Accr. Lapilli (30%)	-2.5 a -1.5	anaranjada	PB- C- LJ
S1	5	laminar	ESE	4.5	113	3 cm	lila	Arm. Lapilli (30%) Irregular (40%) Accr. Lapilli (10%)	-2.5 a 1.5 -1 a 1.5 -2.5 a -1.5	rojo " "	PB-LJ- C
S1	6	masiva	ESE	4.5	113	3 cm	rosa-oscuro	Arm. Lapilli (20-30%) Irregular (10%) Accr. Lapilli (rim) (5%)	-3 a 0 -0.5 a 2.5 -3 a -1	rojo " X	PB-LJ- C
S1	6	masiva	ENE	3.5	82	5 to 7 cm	rosa	Arm. Lapilli (10-20%) Irregular (15%)	-3 to 0 -0.5 a 2.5	rojo "	PB-LJ- C
IU	2	masiva	Este	0.2	46	11 cm	gris	Arm. Lapilli (40-60%) Irregular (40%)	-2 a-1 -1 a 2.5	X "	PB-LJ- C
IU	4	laminar	Este	0.5	30	10 cm	gris	Accr. Lapilli (50%) Arm. Lapilli (< 20%)	-0.5 a 0 0.5 a 1.5	X "	PB-LJ- C
IU	6	masiva	ESE	0.1	108	30 cm	azul-claro	X			PB-LJ-C
IU	8a	masiva	Este	0.5	30	3 cm	gris	Arm. Lapilli (< 10%) Irregular (40-10%)	-0.5 a 2 -0.5 a 2.5	anaranjada "	PB-LJ- C
IU	8a	masiva	NE	0.6	65	4 cm	gris	Arm. Lapilli (< 2%) Irregular (20%)	-1.5 a 2 -1.5 a 2.5	anaranjada "	PB-LJ- C
IU	8a	masiva	ESE	0.5	29	4 cm	gris	Arm.lapilli (20%)	-1.5 a 1	X	PB-LJ- C

Unidad	Horizonte	Facies	Sector	Distancia desde del crater (km)	Sección	Espesor del depósito	Color	Agregados de ceniza	Fracción (Φ log ₂ mm)	Película cementante	Otros componentes
IU	8a	masiva	ESE	0.1	108	20 cm	gris	Accr. Lapilli (40%)	-1.5 a -1	X	PB-LJ- C
IU	8b	laminar	Este	0.5	30	20 cm	gris blanco	X			PB-LJ- C
IU	10	laminar	Este	0.5	30	5 cm	gris-blanco	Arm. Lapilli (100-40%) Irregular (40-10%)	-2.5 a -1 -1 a 2.5	anaranjada rojo	PB-LJ- C
S3	1	lamina	ENE	3.7	83	1 cm	rojo	Arm. Lapilli (<5%) Irregular (<3%)	0 a 1 1 a 2	rojo	PB-C
S3	3	masiva	ESE	0.6	46	6 cm	café	Arm. Lapilli (100-20 %) Accr. Lapilli (40-20%) Irregular (47%)	-3 a -2 -2 a -0.5 >-0.5	X X "	PB-LJ- C
S3	3	masiva	Este	2	1b	7 cm	rosa	Irregular (100-20%)	-3 a 2	rojo-oscurο	PB-C
S3	3	masiva	Este	2.5	19	3 cm	rojo	Arm. Lapilli (10%) Irregular (20%)	-1 a 1.5 -0.5 a 2.5	rojo-oscurο	PB-C
S3	3	masiva (e.d.p.)	Este	2.7	24	7-10 cm	rojo	Irregulares (90-10%)	-0.5 a 3	rojo-oscurο	PB-LJ-C
S3	3	masiva (e.d.p.)	Este	3.7	3b	3-5 cm	rojo	Accr. Lapilli (rim) (50-5%) Accr. Lapilli (10%) Arm. Lapilli (50- 10%) Irregular (20%)	-2.5 a 2.5 0 a 1 -0.5 a 2 -1.5 a 2.5	rojo-oscurο X anaranjada	PB-LJ-C
S3	3	lamina	Este	4.7	18	0.5 cm	rojo	Irregulares (80-2%) Arm. Lapilli (10%)	-1 a 2 -1 a 1	rojo-oscurο X	PB-LJ-C
S3	3	lamina	ENE	3.6	103	0.7 cm	rojo	Arm. Lapilli (100-5%) Accr. Lapilli (rim) (50-10%) Irregular (20%)	-2 a 1 -1 a 0.5 -0.5 a 3.5	rojo-anaranjada "	PB-LJ-C
S3	3	lamina	ENE	3.7	83	0.5 cm	rojo	Arm. Lapilli (10%) Accr. Lapilli (10-50 %)	-1.5 a 1 -1.5 a 2.5	X	PB-LJ-C
S3	3	masiva	NE	4	105	2 cm	rojo	Arm. Lapilli (5%) Irregular (50-5 %)	0.5 a 1 -1 a 2.5	rojo-anaranjada	PB-LJ-C
S3	3	masiva (e.d.p.)	Sur	2.3	100	4 cm	café	Acc. Lapilli (15%) Arm. lapilli (\leq 5%)	0.5 0.5	X "	PB-LJ-C
S3	3	lamina	Sur	3.5	71	0.5 cm	naranja	X			PB-LJ-C
S3	4	laminar	Este	2	1b	6 cm	Verde claro-oscurο	Arm. Lapilli (5%) Irregular (10-5 %)	1 -1.5 a 2	anaranjada	PB-LJ-C
S3	4	masiva (e.d.p.)	Este	3.2	3	5 cm	verde	Accr. Lapilli (rim) (30%) Cilindrico (2-10%) Arm. Lapilli (5 %) Irregular (< 8%)	-3 -3 a -1.5 -2.5 a -2 -1 a 2.5	anaranjada-rojo	PB-LJ-C

S3	4	masiva	Este	3.2 +5 m	4	3 cm	verde	Irregular (50%) Accr. Lapilli (rim) (50%) Arm. Lapilli (<3 %)	-2 a 2.5 -1.5 a 0 -1.5 a 2	anaranjada " "	PB-LJ-C
S3	4	masiva (e.d.p.)	Este	3.7	3b	4 cm	verde	Irregular (<8%) Arm. Lapilli (<5%)	0 a 2.5 "	anaranjada	PB-LJ-C
S3	4	lamina	ENE	3.6	103	0.7 cm	verde	Irregular (70%) Accr. Lapilli (10%) Arm. Lapilli (10-15 %)	-1.5 a 2.5 -1.5 a 0.5 -1.5 a 1	anaranjada	PB-LJ-C
S3	4	lamina	ENE	3.7	83	0.5 cm	verde	Accr. Lapilli (5%) Arm. Lapilli (10-15 %)	-1.5 a 2 -1.5 a 1.5	X	PB-LJ-C
S3	4	masiva	Sur	3.5	71	3 cm	verde	X			PB-LJ-C
S3	5	laminar	Este	2	1b	5 cm	amarillo	Arm. Lapilli (10 %)	0 a 1	X	PB-C
S3	5	masiva	Este	3.2	3	3 cm	amarillo	Arm. Lapilli (5 %)	-0.5 a 1	X	PB-C
S3	5	laminar	Este	3.7	3b	3 cm	amarillo	X	X	X	PB-C
S3	5	lamina	Sur	2.3	100	0.5 cm	amarillo	Arm. Lapilli (<10 %)	0.5	X	PB-C
S3	5	masiva (e.d.p.)	Sur	3.5	71	6 cm	amarillo	X			PB-C
S3	8	masiva	Este	3.2	3	2 cm	verde	Arm. Lapilli (25 %) Cilindrico (5%) Irregular (10-20%)	-1.5 a 0.5 1 -1	rojo- anaranjada	PB-LJ-C
S3	9	laminar	Este	3.2	3	2 cm	amarillo	Irregular (17-36%)	-0.5 a 1	X	PB-LJ-C
S3	10	masiva	Este	2	1b	30 cm	rosa	Arm. Lapilli (10-8 %)	0.5 a 2.5	X	PB-LJ-C
S3	10	masiva	Este	3.5	3	7 cm	rosa	Arm. Lapilli (<4 %) Accr. Lapilli (<5%)	0.5 a 1 1	X	PB-LJ-C

4.6. Formación de los agregados de ceniza.

En esta tesis se reportan cuatro tipos de agregados encontrados solamente en los horizontes húmedos de las unidades de oleada piroclástica S1, IU, S3.

Considerando que el criterio morfológico no es suficiente por si solo para inferir la génesis de los agregados, se investigaron otros parámetros como: a) la composición y las características morfológicas de las partículas agregadas, b) la variación de las dimensiones de los agregados y su granulometría con respecto a la de la muestra en la cual se encuentran, la facies del depósito y la distancia al centro eruptivo, c) la naturaleza y distribución de la película roja-anaranjada que cementa o recubre los agregados y finalmente d) su estructura interna.

a) Composición y características morfológicas de las partículas agregadas.

La naturaleza de las partículas agregadas depende de la población granulométrica al interior de las nubes eruptivas (Sheridan y Wohletz, 1983b; Reimer, 1983; Gilbert y Lane, 1994). Las partículas agregadas en todos los agregados consisten siempre de fragmentos juveniles. Los fragmentos accesorios del domo pre-existente ocurren únicamente como núcleo de agregación en el horizonte S1-0 y con menor frecuencia en S1-1 en zonas intermedias al Este del volcán. Ambos horizontes se depositaron al principio de la Fase III de la erupción, el 4 de Abril de 1982.

Las partículas acrecionadas en los cuatro tipos de agregados reflejan el tipo y la abundancia de los componentes de los depósitos que los contienen, con excepción del horizonte S1-0, que es rico en fragmentos líticos accesorios que en ningún caso se observaron como partículas agregadas. La ausencia de fragmentos líticos accesorios/accidentales en los agregados de los horizontes S1-0 y S1-1 indica que este material fue poco fragmentado durante la erupción. Las dimensiones grandes de los fragmentos líticos ($>3\Phi$) y su alta densidad con respecto a los fragmentos juveniles causó que estos se concentraran particularmente en las porciones inferiores de las nubes eruptivas en lugar de ser levantados hacia las partes altas y más diluidas. Esta observación indica que la agregación no fue un proceso selectivo de acuerdo con las fases minerales pero sí dependió de la densidad de las partículas.

Las partículas agregadas consisten principalmente de fenocristales de plagioclasa, hornblenda, poca augita y escasa Ti-magnetita, en algunos casos con inclusiones de apatito y pómez (≈ 1 mm). Estos componentes están generalmente embebidos en una matriz más fina (<16 micras)

de fragmentos de vidrio y micro-cristales. Los tipos y las abundancias de las fases minerales en el interior de los agregados reflejan la abundancia mineralógica encontrada en el interior de las pómez (Luhr et al., 1984).

En algunos casos lapilli armados milimétricos ocurre entre las partículas agregadas en agregados de forma irregular en los horizontes S1-1 y S3-3. En todos los tipos de agregados los fenocristales (decenas hasta centenares de micras) están generalmente recubiertos por vidrio. Esta característica también es común en los cristales sueltos presentes en las mismas fracciones que contienen los agregados o en fracciones granulométricas inferiores a éstas en los horizontes húmedos (Figs. 4.4H-I), pero no ocurre en los cristales sueltos de los horizontes secos. Sheridan y Wohletz (1983a) y Heiken y Wohletz (1985) explicaron este hecho como el resultado de una fragmentación menos energética, cuando cantidades abundantes de agua entran en contacto con el magma.

En todos los tipos de agregados se encuentran partículas fracturadas, lo que sugiere que el fracturamiento fue anterior a la formación de los agregados. Las fracturas en los fragmentos de vidrio (*hydration cracks*) han sido observadas en situaciones naturales (Dellino y La Volpe, 1995; Dellino et al., 2001) y experimentales (Wohletz, 1983; Büttner et al., 1999; Büttner et al., 2002) e interpretadas como el resultado de una contracción sucesiva de la superficie del magma recién fragmentado y todavía caliente, que entra en contacto nuevamente con agua líquida. Este mecanismo explica las fracturas observadas en los fragmentos de vidrio dentro de los agregados.

De manera diferente, los fenocristales constituyen sólo el 24% en volumen del magma (Luhr et al., 1984), por lo que las probabilidades de entrar en contacto con agua líquida a elevadas velocidades y fracturarse debido a un choque térmico durante la fragmentación, pueden considerarse escasas. El vidrio vesiculado que recubre los cristales, observado en partículas sueltas y al interior de los agregados, descarta de manera similar la posibilidad de un fracturamiento ocurrido por impactos mutuos en un magma en expansión, como lo sugirió Fisher (1963).

Best y Christiansen (1997) describieron la ocurrencia de cristales félsicos fracturados y en algunos casos rotos en varias unidades de depósitos Terciarios de flujo piroclástico en el Great Basin (EUA). Los mismos fenocristales raramente se encontraban fracturados y rotos en los flujos de lava y en las pómez de depósitos de caída Pinianos, en donde contenían

pequeñas inclusiones de vidrio. Los autores explicaron esta diferencia debido a que en inclusiones relativamente pequeñas, el cristal huésped actúa como un contenedor a presión, entre el magma en el interior del cristal y el magma externo. En efecto, no obstante que el módulo elástico elevado de los cristales impide la vesiculación del gas en el interior del cristal, la diferencia en presión que sigue a la decompresión del magma circundante durante un rápido ascenso, puede provocar el aumento del esfuerzo en el interior del cristal hasta exceder el límite de ruptura cerca de la inclusión. Cuando el cristal se fractura, los gases del magma dentro de la inclusión exsolven, y las burbujas comienzan a nuclear con lo que el cristal puede llegar a romperse. Los autores indicaron que los cristales que contienen muchas inclusiones separadas por paredes relativamente delgadas resultan más propensos a la ruptura porque el esfuerzo se concentra en una zona relativamente restringida a lo largo de las paredes de la inclusión.

Luhr et al. (1984) describieron inclusiones de vidrio color rosa y café con dimensiones hasta de 80 μm en fenocristales de plagioclasa, hornblenda, augita y Ti-magnetita (con menor frecuencia en anhidrita) en pómez de los depósitos de caída A1- B y C. Estas inclusiones se encontraban distribuidas de manera casual en el interior del cristal o con más frecuencia a lo largo de bandas paralelas a las superficies de crecimiento del mismo. Por lo tanto la vesiculación de porciones de magma atrapadas a elevadas presiones en las inclusiones y sujetas a una decompresión rápida durante el ascenso del magma, explican las fracturas observadas en los cristales dentro de los agregados.

b) Granulometría y dimensiones de los agregados

La falta de afloramientos de la unidad S1 y de la mayor parte de los horizontes de S3 en zonas cercanas (apartado 3.2), junto con la distribución limitada de los horizontes de la Unidad Intermedia, no permitió una evaluación estadística de las variaciones existentes entre el tipo de agregados, el horizonte en el cual se encuentran, y la distancia del cráter como ha sido efectuado por otros autores (Schumacher y Schmincke, 1991; 1995; Ritchie et al., 2002; Bonadonna et al., 2002). Con excepción de los lapilli accrecionales que fueron ocasionalmente vistos en el afloramiento (en los horizontes UI-8b a 0.6 km al SE, S3-3 y S3-4 a 3.2 km al E), los otros tipos de agregados fueron descubiertos durante el tamizado, a pesar de que estaban recubiertos por ceniza fina hasta que el proceso de limpieza de las muestras terminara (apartado 4.1).

El horizonte S3-3 es el único que puede seguirse de manera casi continua desde zonas cercanas (0.6 km) hasta zonas lejanas (4.7 km) en el flanco oriental del volcán (apartado 3.2). Por esta razón, en este trabajo S3-3 se utilizó como un horizonte tipo para evaluar las variaciones laterales que muestran los agregados con respecto a la distancia del cráter y el espesor de los depósitos. S3-3 tiene un color rojo debido a su elevado grado de oxidación. Sólo en la zona entre el cráter de 1982 y las paredes del somma S3-3 es de color café (Tabla 6).

Entre el cráter y las paredes del Somma, tres tipos de agregados coexisten en S3-3. Éstos son en orden de abundancia: lapilli armado, lapilli accrecional y agregados irregulares (Tabla 7). Las dimensiones máximas de los lapilli armados (8 mm) dependen del diámetro de su núcleo (5-6 mm). El material agregado (2-3 mm en espesor) tiene una granulometría inferior en esta zona con respecto a zonas intermedias y lejanas y consiste principalmente de fragmentos de vidrio y cristales de dimensiones $<30 \mu\text{m}$ (80-90% en peso). Los agregados irregulares consisten principalmente de fragmentos de vidrio y cristales $<90 \mu\text{m}$ (70% en peso) y entre 64 y $30 \mu\text{m}$ (10-20% en peso). Los lapilli accrecionales no tienen estructura y están constituidos en su mayoría por fragmentos de vidrio (64- $30 \mu\text{m}$) que alcanzan hasta el 80% en peso del total de los componentes. El valor elevado de la proporción entre *núcleo/material agregado* en los lapilli armados es responsable de sus mayores dimensiones (8 mm) cerca del cráter con respecto a aquellos (3 mm) en zonas lejanas. Esto se observó también en lapilli accrecional (tipo *core*) en los depósitos de oleada piroclástica de Laacher See (Schumacher y Schmincke, 1995). Estos autores concluyeron que cerca de la zona de emisión, la condensación del vapor de agua es mínima (debido a las mayores temperaturas de las nubes eruptivas) y ocurre preferentemente en partículas más pequeñas, porque se enfrían de manera más rápida. Esto resulta en una película líquida muy delgada que recubre las partículas, y por lo tanto es capaz de agregar únicamente fragmentos con dimensiones $<350 \mu\text{m}$ alrededor de un núcleo $>500 \mu\text{m}$. Este mecanismo explica las dimensiones menores de las partículas agregadas en zonas cercanas al cráter, donde las partículas agregadas no están cementadas por una película roja y forman una estructura compacta alrededor del núcleo. S3-3 no presenta agregados hasta 2 km del cráter y contiene fragmentos líticos accesorios del domo preexistente. Agregados irregulares, lapilli armado y accrecional (con estructura concéntrica) se encuentran en proporciones variables a distancias entre 2 y 3.5 km desde el cráter. Estas diferencias en distribución se pueden atribuir a dos factores: los flujos no eran lo suficientemente turbulentos para que se formaran agregados de ceniza en zonas cercanas, o alternativamente los flujos estaban acelerando en los flancos del volcán causando la abrasión de los agregados.

Las dimensiones máximas de los agregados dentro de diferentes horizontes son variables. Los agregados irregulares y los lapilli armados son los que presentan la más amplia variación en dimensiones. Los agregados irregulares cubiertos por una película roja varían en dimensiones de 4 mm a 88 μm en su eje mayor, alcanzando dimensiones máximas de 9 mm en zonas medias y lejanas en S3-3. Tienen dimensiones menores (máximo 2.41 mm) en los horizontes de la Unidad Intermedia y en S3-3 en la zona comprendida entre el cráter y el somma. Los lapilli armados en S1-0, S1-2, S1-6 y S3-4 tienen dimensiones máximas entre 8 y 4 mm, aunque son característicamente más pequeños (250 μm) en S3-5, reflejando la naturaleza más fina de las partículas que componen este horizonte (Fig. 4.1D). Los lapilli accrecional con una estructura concéntrica (*rim type* de Schumacher y Schmincke, 1995) en S1-6, S3-4 y S3-8 varían de 5.6 mm a 500 μm en diámetro, mientras que aquellos sin estructura interna tienen comúnmente dimensiones mayores (hasta 11.2 mm). Los agregados cilíndricos varían generalmente de 8 a 10 mm en su dimensión mayor, no obstante algunos con dimensiones máximas de 12 mm se encuentran a 3.2 km al Este (S3-4) y a 8.5 km al SO (S1-1).

Contrario a lo encontrado en estudios previos (Lorenz, 1974; Schumacher y Schmincke, 1991; 1995; Sisson, 1995; Ritchie et al., 2002; Bonadonna et al., 2002), no se observó un incremento o decremento claro en las dimensiones de los agregados al aumentar la distancia del cráter o con el espesor de los horizontes que los contienen. Única excepción son los lapilli accrecional color gris, sin estructuras, que coexisten con otros tipos de agregados en los depósitos más lejanos (Tabla 7). Sólo en este último caso las dimensiones máximas de los agregados aumentan al aumentar la distancia al cráter y el espesor del depósito.

La mayor parte de los agregados presenta una distribución de tipo bimodal, con modas principales entre 2 y 4 Φ y secundarias entre 6 y 8 Φ . La moda en el intervalo 250-63 μm refleja la distribución granulométrica de la mayor parte de los horizontes húmedos de las unidades S1, IU y S3, que tienen una moda principal en el mismo intervalo granulométrico (Figs. 4.1 A-E). En algunos horizontes de S1 y en varios horizontes de S3 se observa además una moda entre 8 y 4 μm . La distribución granulométrica de los agregados es independiente de su dimensión máxima, como fue observado en trabajos previos (Bonadonna et al., 2002; James et al., 2003). La distribución granulométrica de los agregados refleja la distribución granulométrica de los depósitos que los contienen, donde el componente más abundante en el intervalo entre 2 y 4 Φ consiste de cristales, mismos que representan el componente más abundante en las fracciones de mayores dimensiones en los agregados.

c) Ocurrencia y naturaleza de la película de color rojo-naranja.

Entre los mecanismos que causan la agregación de partículas, las fuerzas capilares debidas a la existencia de una fase líquida que recubre los clastos, representan el método más eficaz para agregar partículas en un amplio espectro de dimensiones y que permiten la preservación del agregado en el interior de los depósitos (Gilbert y Lane, 1994; Schumacher y Schmincke, 1995). La presencia de una película roja o anaranjada que recubre los agregados varía dependiendo del horizonte, de la distancia desde el cráter y del azimut (Tabla 7). En los horizontes emplazados al inicio de las fases eruptivas III y IV (S1-0 y S3-3 respectivamente) los agregados presentes son únicamente lapilli armado y agregados de forma irregular. A lo largo del eje de dispersión mayor de los depósitos (N-S para S1-0 y E-SE para S3-3) los agregados están recubiertos por una película de color rojo. En el horizonte con mayor area de distribución (S1-1) la película roja recubre de manera discontinua los diferentes tipos de agregados en el sector E-SE hasta distancias de 5.5 km al E y 9.3 al SE (Tabla 7). Esta película es escasa al O, y ocurre hasta 5.9 km al N. Otros horizontes, que afloran únicamente al oriente a distancias entre 3.2 y ≈ 4.5 km están recubiertos de manera variable por una película roja (S1-2, S1-5, S1-6) o no presentan algún grado de recubrimiento (S3-5, S3-9 y S3-10). Los agregados encontrados al Sur (S3-3, S3-4 y S3-5) no están cementados. En los horizontes de la Unidad Intermedia, cuya distribución está limitada en un radio de 1 km, sólo los agregados de los últimos horizontes emplazados (UI-8a, 8b y 10) están cementados por una película roja-anaranjada.

Los análisis EDS y EPMA efectuados en la película cementante de los agregados irregulares, cilíndricos y lapilli acrecional, indican que ésta consiste de abundante Fe con menores cantidades de P y S. La composición de la película en agregados formados alrededor de una pómez, muestra valores inusuales de S y P además de elevados contenidos en Fe, y cantidades variables de Na, Mg, K y Ca.

A pesar de que esta composición pueda parecer anómala, tampoco es inesperada, si consideramos las grandes cantidades de azufre (2.2×10^{13} g) que fueron emitidas durante la erupción (Luhr y Logan, 2002). Gran parte de este azufre fue emitido como fase de vapor en las nubes eruptivas (Varekamp et al., 1984; Luhr et al., 1984). Además, Luhr et al. (1984) indicaron que el magma traquiandesítico del Chichón no sólo era rico en SO_3 (1.24 % en peso), sino también en P_2O_5 . Los valores inusualmente elevados de $\delta^{34}\text{S}$ (5.8 ‰) del magma, fueron explicados como debidos a una perdida de H_2S presente como fase gaseosa o fluida a

profundidad. Esto fue atribuido a la presencia de un sistema hidrotermal de elevada temperatura localizado por debajo del Chichón (Rye et al., 1984).

Varekamp et al. (1984) atribuyeron las distribuciones polimodales de los depósitos de caída a la presencia de agregados de partículas de varios tamaños. Los análisis de lixiviados en la ceniza recién depositada revelaron grandes concentraciones de SO_4 , Cl y F (Varekamp et al., 1984). Además, las muestras de nubes estratosféricas tomadas en los meses de Mayo y Julio de 1982 (MacKinnon et al., 1984) indicaron que una porción significativa de las nubes contenía fragmentos angulares (2-40 μm), muchos de los cuales pertenecían a agregados irregulares (10-50 μm). Los análisis con el MEB de estos agregados indicaron que consistían principalmente de fragmentos de vidrio con menores plagioclasas, piroxenos cálcicos, feldespatos potásicos y óxidos de Fe y Ti. Estas partículas estaban recubiertas por gotas de ácido sulfúrico y gotas de dimensiones mayores de un gel de sulfatos con contenidos variables de Na, Mg, K, Ca y Fe, dependiendo de la fase mineral a la cual se habían adherido. Las gotas de gel de sulfato eran más abundantes en las muestras recolectadas en Mayo, que las muestras recolectadas en Julio, lo que sugería que la formación del gel estaba relacionada a las condiciones iniciales presentes en las nubes eruptivas. MacKinnon et al. (1984) propusieron que la formación del gel se originó por la reacción entre la fase sólida y una elevada concentración de SO_2 y vapor de agua a temperaturas elevadas. En cambio la formación de aerosoles de ácido sulfúrico, en lugar del gel, fue explicada como el producto de la dilución y del progresivo enfriamiento de las nubes o alternativamente como el producto de regiones particulares de la nube debido a su heterogeneidad (MacKinnon et al., 1984). Luhr et al. (1984) indicaron que los minerales máficos en El Chichón se caracterizaban por contenidos inusuales de FeO. El contenido elevado de Fe en la película que recubre y cementa diferentes tipos de agregados (Figs. 4.9D, 4.10E-F, 4.11 F-G-H), sugiere que parte de este elemento estaba ya disuelto en la fase fluida que cementó los agregados. La elevada concentración de hierro en la superficie de los agregados aumentó progresivamente durante la alteración post-deposicional.

Bigham et al. (1966) describieron una fase poco cristalina y metaestable que representa un precipitado de Fe comúnmente observado en aguas sulfatadas con un pH entre 2 y 4. Este producto llamado Schwertmannita, es de color amarillo y su fórmula ideal es $\text{Fe}_8\text{O}_8(\text{OH})_6\text{SO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Generalmente ocurre en mezclas con otros minerales, que pueden ser amorfos (*ferrhidrita*) o cristalinos (*jarosita*). Debido a la presencia de esta asociación mineralógica, en muchos casos es difícil identificar las fases minerales presentes. La

difracción de rayos X no es útil a menos que se trate de especies puras, porque la ferrhidrita puede absorber una cantidad suficiente de sulfato y aproximar la composición de la schwertmannita. La proporción entre Fe/S en la schwertmannita varía de 8 a 4.6 (Bigham et al., 1966) pero el contenido en sulfato es muy variable y puede ser parcialmente o completamente substituido por aniones como arsenato, nitrato y fosfato. La mineralogía de los precipitados color ocre recolectados en sitios de descargas de minas (Bigham et al., 1966) indica la existencia de una relación paragenética entre la schwertmannita y los minerales asociados (ferrhidrita, goetita, jarosita) en amplios rangos de pH (2.8-6.5). Las relaciones de estabilidad y solubilidad para los hidroxisulfatos de Fe en un rango variable de concentración de ácido sulfúrico indican que su formación ocurre a temperaturas de 60°C o mayores (Merwin y Posnjak, 1937), no obstante Bigham et al. (1966) y Bigham y Norstrom (2000) han sugerido temperaturas menores para la formación de la schwertmannita.

Los precipitados ricos en Fe también han sido reconocidos en emisiones hidrotermales submarinas en condiciones fisicoquímicas variables (Murray, 1979). Los estudios efectuados en fluidos hidrotermales en aguas marinas a baja profundidad (Pichler y Veizer, 1999; Savelli et al., 1999) indicaron la presencia de una fase amorfa o ligeramente cristalina (ferrhidrita y proto-ferrhidrita), de color entre anaranjado y café oscuro, que consiste principalmente de óxidos e hidróxidos de Fe. Esta fase precipita directamente a partir de una solución ya sea por hidrólisis lenta de Fe^{3+} o por la oxidación desde una solución rica de Fe^{2+} (Murray, 1979).

Pichler y Veizer (1999) indicaron que un incremento en Eh y pH y un decremento en la temperatura al entrar en contacto aguas de mar oxigenadas, frías y alcalinas con fluidos hidrotermales, controla la oxidación del Fe^{2+} y causa una precipitación muy rápida (1 cm/año) de una fase amorfa de Fe^{3+} a temperaturas de 60-93°C.

La composición particular de la película que recubre los agregados en los horizontes húmedos del Chichón puede por lo tanto atribuirse a una relación compleja entre fluidos hidrotermales, magmáticos y freáticos durante los diferentes eventos hidromagmáticos.

De hecho, se han observado diferentes grados de alteración en los depósitos de oleada piroclástica húmedos relacionados con el color del depósito en La Fossa di Vulcano, Italia (Dellino et al., 1990; Capaccioni y Coniglio, 1995). Las diferencias de color fueron atribuidas a procesos sin-deposicionales ocasionados por los grados de reacción de las diferentes soluciones ácidas condensadas en depósitos recién fragmentados, durante el transporte y poco después de la depositación. El primer estado de alteración consistía en la precipitación de hidróxidos de Fe y Al, seguido por un aumento regular de los valores de pH debido a un intercambio de cationes entre las soluciones ácidas y el vidrio; en el último estadio se

producían esmectitas autigénicas con grados diferentes de cristalinidad. Una comparación entre los depósitos de color gris y rojo, reveló que las muestras de color rojo tenían un grado de alteración más elevado, evidenciado por un índice de cristalinidad mayor de las esmectitas. La variabilidad en el grado de alteración de los depósitos fue atribuida a un grado diferente de acidez del agua, que fue determinado por el contenido original de las especies ácidas emitidas durante la erupción y/o a la eficiencia de la captura de especies ácidas en soluciones acuosas durante los procesos de alteración (Capaccioni y Coniglio, 1995).

Considerando estas evidencias, la ocurrencia y abundancia de la película que recubre a los agregados puede estar relacionada con el contenido original de los fluidos ácidos en las nubes eruptivas o en porciones de las mismas, durante eventos eruptivos específicos. La gran variedad de agregados de ceniza cementados en zonas intermedias y lejanas del volcán, refleja el aumento de la acción cementante de los fluidos ácidos higroscópicos (principalmente H_2SO_4) debido al incremento de la humedad relativa en las nubes relacionado a un alto grado de condensación de vapor de agua.

d) Estructura interna

La estructura interna de los agregados es importante para determinar los procesos de agregación.

Los análisis con el MEB indican que los lapilli armados y los agregados irregulares, no tienen estructuras; los agregados de tipo cilíndrico presentan varias capas agregadas; los lapilli accrecionales pueden estar compuestos por varios niveles o no tener estructura. Estas variaciones reflejan las modalidades del proceso de agregación.

La ausencia de selección granulométrica y/o de densidad dentro de los lapilli armados y de los agregados irregulares, indica que ambos se formaron de manera instantánea pero distinta.

La morfología de las partículas agregadas ofrece indicaciones sobre los mecanismos principales de fragmentación (magmática o hidromagmática, Wohletz, 1983; Heiken y Wohletz, 1985; Büttner et al., 2002), la relación entre la modificación de la forma de las partículas y las estructuras presentes en su superficie resultan de procesos posteriores a la fragmentación. En los agregados irregulares la mayor parte de las partículas tiene forma tipo *bloque*. En algunos casos, cuando la película roja está rota y permite observar la estructura superficial de algunos clastos, se observaron estructuras escalonadas (*stepped*) en fragmentos de vidrio. Esta característica ha sido descrita en casos naturales y experimentales (Heiken y Wohletz, 1985; Büttner et al., 1999; Dellino et al., 2001; Büttner et al., 2002) y ha sido

interpretada como resultado de una fragmentación frágil que ocurre durante las fases más energéticas del proceso de fragmentación hidromagmática.

Las últimas fases de la erupción de 1982 se caracterizaron por una alternancia entre explosiones altamente energéticas (responsables de la depositación de horizontes secos), y explosiones menos energéticas (responsables de la depositación de horizontes húmedos), como consecuencia de cantidades diferentes de agua que interactuaron con el magma y a los tipos de interacción (apartado 1.4). Por esta razón, las partículas formadas durante episodios muy energéticos (horizontes secos) estaban disponibles para formar agregados durante los eventos menos energéticos (horizontes húmedos). Agregados de partículas con dimensiones variables de 350 μm a 2 mm y con una morfología irregular fueron obtenidos experimentalmente con cantidades de agua $>50\%$ en volumen (Schumacher y Schmincke, 1995). La cantidad total de agua utilizada, la intensidad del rocío y el tamaño de las gotas de agua utilizadas fueron los factores principales que controlaron el tamaño de las partículas agregadas. Partículas de 1-2 mm, se agregaron de manera espontánea cuando el agua se rociaba rápidamente, sin grandes intervalos de tiempo, en gotas de grandes dimensiones. Estos resultados experimentales permiten interpretar que la agregación de partículas de tamaños y densidades distintas observada en los agregados irregulares es un proceso que ocurrió súbitamente (*clotting*) en el interior de las nubes o en porciones de la misma, entre clastos de varios tipos recubiertos por un exceso de la fase fluida. Considerando que los compuestos higroscópicos (como el ácido sulfúrico) pueden inducir la condensación en aire no saturado en vapor de agua, los fragmentos presentes en el interior de las nubes se encontraban probablemente ya recubiertos por capas de fluido con contenidos inferiores a los sugeridos por Schumacher y Schmincke (1995), como fue encontrado en otros estudios experimentales (Gilbert y Lane, 1994).

El tamaño de las gotas líquidas ácidas fue aumentando de manera progresiva alejándose del cráter, conforme aumentaba la humedad relativa en el interior de las nubes, relacionada con el aumento progresivo de la condensación de vapor a distancias mayores. Este proceso explica la agregación de partículas más grandes en zonas medio-lejanas, porque estaban recubiertas por niveles más espesos de fase líquida.

Las dimensiones hasta de 10 mm de estos agregados, excluye que éstos se hayan producido por la atracción electrostática entre partículas cargadas sin una fase fluida, debido a las dimensiones inferiores (máximo 800 μm) de estos agregados obtenidos experimentalmente (James et al., 2002). Las grandes dimensiones que presenta este tipo de agregado en El

Chichón no son raras, si se considera que éstos se encuentran en zonas medio-lejanas en el horizonte S3-3, el cual está muy oxidado y fue producido en presencia de un elevado contenido de fluidos ácidos y que agregados irregulares de 50 μm se encontraban en la estratósfera algunos meses después de la erupción (MacKinnon et al., 1984).

La presencia de lapilli armados con dimensiones milimétricas, encontrados como partículas agregadas en los agregados irregulares, sugieren que el proceso de agregación ocurrió en el interior de las corrientes piroclásticas, a escalas distintas, con contenidos diferentes de la fase líquida, y en tiempos diferentes, antes de que ocurriera el proceso final de agregación. En ausencia de una película roja, se observaron en algunos casos fases minerales secundarias como sulfatos de calcio. Esto no es extraño si se considera la ocurrencia de cristales de anhidrita primaria en pómez de la misma erupción (Luhr et al., 1984) y sugiere un mecanismo alternativo para la agregación de las partículas sin la existencia de una película cementante, como fue sugerido en otros casos (Gilbert y Lane, 1994).

Sin embargo, Zimbelmann et al. (2005), indicaron que los hidroxisulfatos de Al y Fe, así como el yeso y la anhidrita, están sujetos a muchos ciclos de solución y re-depositación en la superficie de volcanes activos, en zonas de pH bajo, especialmente cerca de fumarolas, debido a la alternancia estacional con húmedos y secos y a las variaciones en la tasa de degasificación. Además, sulfatos de Fe solubles pueden precipitar directamente a partir de aguas ácidas superficiales en la superficie de separación entre zonas saturadas y no saturadas (Bigham y Nordstrom, 2000) en donde la evaporación tiende a acumular las especies disueltas. Por lo tanto, los sulfatos de Ca y hidroxisulfatos de Fe, presentes en los agregados de ceniza, pueden también atribuirse a procesos post-depositacionales. En este caso, no se explicaría el porqué algunos horizontes contiguos, con un grado de permeabilidad similar, presentan un grado diferente de alteración, y sobre todo porqué esta alteración se encuentra únicamente en los horizontes de tipo húmedo.

El tipo más común de lapilli armado se desarrolla alrededor de pómez blancas y redondas. Las partículas agregadas poseen una forma angular o subangular y están en contacto por medio de una película de espesor micrométrico que rodea burbujas con formas diferentes. La presencia de burbujas distribuidas de manera uniforme en todo el agregado, sugiere la ocurrencia de un proceso de vaporización instantánea de la fase líquida y una rápida agregación de las partículas.

El proceso de agregación en los lapilli armados puede por lo tanto atribuirse al movimiento de un fragmento grande y con una temperatura elevada, el cual fue transportado de manera

turbulenta en porciones de las nubes eruptivas ricas en gotas de agua líquida o de vapor en fase de condensación, en donde se encontraban partículas de diferente tipo recubiertas por fluidos ácidos. Este contacto provocó la vaporización instantánea del vapor de agua y un decremento local contemporáneo de los valores de pH, al cual siguió la precipitación de una fase amorfa rica en Fe>S>P, que congeló las burbujas garantizando su preservación. La composición de la fase líquida que recubría a las partículas resultó de la combinación de fluidos magmáticos e hidrotermales.

De manera diferente, las zonas concéntricas encontradas en los agregados cilíndricos y algunos tipos de lapilli acrecional, sugieren que la agregación ocurrió en diferentes estadios durante el transporte en el interior de las nubes eruptivas o en regiones diferentes, que contenían poblaciones granulométricas distintas, como fue propuesto en otros trabajos (Gilbert y Lane, 1994).

Los lapilli acrecional que tienen una estructura concéntrica (*rim type* de Schumacher y Schmincke, 1991), se encuentran en zonas medias (3.2-4.5 km) en los flancos E-SE del volcán (Tabla 7). La porción interna con granulometría fina sugiere que la agregación empezó en una región de la nube enriquecida en partículas finas (matriz) en la cual se desplazaban fragmentos más grandes. La presencia de vesículas (burbujas) en el interior de la matriz, indica que ocurrió condensación de vapor de agua durante la agregación, como lo sugirieron Sheridan y Wohletz (1983b). Una re-vaporización post-deposicional de los fluidos cementantes en el interior de depósitos calientes (Schumacher y Schmincke, 1991) puede excluirse, considerando la naturaleza de los depósitos que contienen los agregados de ceniza (cohesivos, vesiculados y con estructuras de deformación plástica). En algunos casos, lapilli accreccionales ya consolidados fueron nuevamente puestos en movimiento en el interior del flujo, o levantados por un flujo sucesivo, como lo indica el hecho de que no existe un intercambio de partículas entre sus porciones más internas y externas (Fig. 4.12B). El proceso de agregación probablemente continuó (ya sea en dirección vertical u horizontal) en partes de las nubes que eran ricas en fragmentos de mayores dimensiones, considerando que la segunda porción agregada carece de la fracción fina. El borde más externo, que es similar al más interno, como lo indican su estructura y granulometría, sugiere que los agregados se movieron en una porción de la nube en la cual las partículas de dimensiones menores eran abundantes. Agregados de forma esférica con una granulometría variable entre 350 μm y 2 mm, fueron obtenidos con cantidades de fluidos variables entre 30 y 50% en volumen (Schumacher y

Schmincke, 1995). Por lo tanto, se puede asumir que el mismo tipo de agregado en el Chichón se formó con cantidades parecidas de fluidos o inferiores a éstas.

Un mecanismo de formación similar puede explicar la generación de agregados de forma cilíndrica, no obstante éstos últimos difieran en la forma de los lapilli acrecionales tipo *rim*, por su abundancia en el interior de los depósitos y la distribución alrededor del cráter. Estos agregados tienen un diámetro (3-6 mm) y una longitud (8-12 mm) parecidos. Hojas carbonizadas o fragmentos de madera de dimensiones milimétricas representan el núcleo alrededor del cual la agregación empezó. La forma del núcleo influyó la morfología total del agregado. La agregación ocurrió de manera uniforme alrededor de fragmentos de madera rígidos originando una morfología cilíndrica bien definida con una sección interna vacía y uniforme con diámetro de 0.9 -1 (± 0.2) mm (Figs. 4.8 A, 4.10 A) que se preservó cuando el fragmento fue removilizado. La agregación ocurrió de manera asimétrica alrededor de hojas irregulares y suaves determinando una morfología del agregado aproximadamente cilíndrica con una sección vacía alargada que varía en diámetro hasta 500 μm (± 0.02) (Figs. 4.8B, 4.9 A-B). El rango de temperaturas (110-140 °C) a las cuales se quemaron los diferentes tipos de fragmentos orgánicos indican únicamente un rango de T posible en el interior de las nubes eruptivas. Considerando el poder erosivo de los flujos de oleada piroclástica S1 hasta 3.5 km del cráter (Sigurdsson et al., 1984; 1987), las hojas carbonizadas encontradas en el interior de algunos agregados de S1-1, fueron probablemente tomadas del substrato de los depósitos de caída subyacentes (A1-2). Las hojas de quelele representan el material más común encontrado en los depósitos de caída A1-A2 y considerando sus dimensiones es probable que representen el núcleo alrededor del cual empezó la agregación de este tipo de agregado. Las temperaturas a las cuales estas hojas pierden su humedad (110°C approx.) pueden por lo tanto asumirse como las temperaturas aproximadas de formación de este tipo de agregado.

La ocurrencia de estos agregados está limitada a una distancia ≥ 3.2 km desde el cráter, en sólo cuatro horizontes (S1-0, S1-1, S3-4 y S3-8) donde representan únicamente entre el 3 y el 10% en peso de la abundancia total de la muestra. Estas evidencias sugieren que su formación fue determinada únicamente por la presencia de fragmentos orgánicos de dimensiones milimétricas que fueron levantados en el interior de las nubes cuando éstas se volvieron turbulentas en zonas intermedias a lejanas, por lo que su origen depende estrictamente de la disponibilidad de fragmentos orgánicos en el suelo. Estos fragmentos fueron removilizados o desintegrados durante cualquier estadio de la agregación.

La agregación por rodamiento o saltación en la base de la nube en la dirección del flujo puede excluirse como un proceso dominante. Si se considera que en un día de viento moderado,

hojas de diferentes dimensiones y detritos de varios tipos pueden ser levantados y quedarse suspendidos en el aire por algunos segundos, es lógico pensar que este proceso haya ocurrido en las corrientes diluidas de densidad. Las partículas húmedas y pegajosas dispersadas en el interior de las nubes se adhirieron alrededor de estos fragmentos milimétricos en movimiento turbulento hasta formar agregados con una dimensión máxima de 12 mm y/o un peso máximo de 0.23 gramos, después cayeron al suelo y se depositaron. Esto explica porqué las dimensiones de estos agregados no están relacionadas con la distancia al cráter, y porqué agregados de las mismas dimensiones se encuentran a 8.5 km al SO en el horizonte S1-1 y a 3.2 km al E en el horizonte S3-4.

Una agregación progresiva en la porción basal de una corriente de densidad, donde la concentración es elevada y los fragmentos poseen dimensiones mayores con respecto a las porciones superiores más diluidas (Cole y Scarpati, 1993; Sohn, 1997), hubiera destruido estos cilindros milimétricos por los frecuentes impactos con otros fragmentos más grandes. De manera parecida a los lapilli acrecionales concéntricos, vesículas (algunas decenas de micras en diámetro) se encuentran dispersas en el interior de los agregados cilíndricos. Las partículas de mayores dimensiones se encuentran frecuentemente fracturadas, pero sólo en estos dos tipos de agregados están rotas. El hecho de que las fracturas estén rellenas por material fino (matriz) sugiere que éstas se abrieron durante la formación de los agregados.

Los análisis de rayos X efectuados en diferentes secciones en estos tipos de agregados indican que tienen un elevado contenido de Fe en su interior (Fig. 4.10F), en particular en sus bordes (Figs. 4.9A, 4.10E). En algunos casos (Fig. 4.10E) es evidente un contenido menor de S. Esto indica que los fluidos ácidos estuvieron presentes durante todo el proceso de agregación y que procesos post-deposicionales causaron el aumento del contenido en Fe en las porciones más externas de estos agregados.

Fracturas de dimensiones micrométricas en cristales y vidrio pueden ser provocadas de manera mecánica (Komorowski et al., 1991) o térmica (Büttner et al., 1999).

Una fracturación de tipo mecánico ocurre por la colisión entre clastos y por lo tanto presupone que los mismos se encuentren en estricto contacto uno con el otro. Este tipo de fractura no presenta un desplazamiento lateral o, si lo presenta, éste tiene un ancho entre 0.5-5 μm (Komorowski et al., 1991; Bonadonna et al., 2002). En este último caso, partículas de forma sub-angular astilladas en los ángulos de los micro-bloques se observan en el interior de las fracturas (Komorowski et al., 1991). De manera diferente, en los agregados cilíndricos y

en los lapilli accrecionales con estructura concéntrica, las fracturas están rellenas por matriz fina de naturaleza variable, que produce un desplazamiento de hasta de 20 μm (en los agregados cilíndricos), pero preserva la forma original del clasto. Los clastos rotos se encuentran en la porción intermedia del agregado, en algunos casos cerca de vesículas pero que no están en contacto uno con otro. Estas evidencias excluyen un proceso de ruptura de los clastos al interior de los agregados de tipo mecánico o post-deposicional.

Considerando que tanto los cristales como los fragmentos de vidrio habían sido debilitados por procesos primarios de fracturamiento (ver sección a), es probable que esfuerzos térmicos de pequeña magnitud, generados en el contacto con material fino y con una temperatura inferior, hayan provocado la abertura de las fracturas, seguida en algunos casos por la intrusión de la matriz. La presencia de vesículas al interior de ambos tipos de agregados apoya la ocurrencia de este proceso, indicando que durante la agregación ocurrió la condensación de vapor de agua. En efecto, el movimiento turbulento en un fluido es un proceso irregular, en el cual varios parámetros tienen variaciones casuales en tiempo y espacio, por lo tanto no sólo la velocidad, sino también la temperatura, la presión y la concentración de sedimento, varían de manera instantánea en diferentes puntos a lo largo de una línea de flujo (Garde, 1994).

La abertura de las fracturas pudo haber ocurrido, por la desaparición de los enlaces electrostáticos entre los cristales en un ambiente conductivo por la presencia de una fase fluida (S. Lane, comunicación personal). Si este mecanismo hubiera actuado, se observarían clastos rotos y rellenos por matriz, también en los lapilli accrecionales grises, en las facies lejanas de los depósitos, hecho que no fue observado.

Una génesis distinta se propone para los lapilli grises sin estructura interna que predominan en las facies lejanas de los depósitos (Tabla 7). Su distribución alrededor del cráter en los diferentes horizontes, sugiere que éstos se depositaron durante la caída desde las porciones más finas de las nubes eruptivas (cuando las mismas eran ya diluidas), no obstante no se observaron capas distintas depositadas por caída en los horizontes que contienen este tipo de agregado.

La película de color anaranjado que recubre la porción externa de este tipo de agregado, está ausente en su interior, indicando que el proceso de alteración ocurrió en porciones de las nubes con cantidades de fluidos muy bajas. La forma de las partículas de mayores dimensiones (centenares de micras) es extremadamente variable indicando que éstas fueron transportadas en otras porciones de las nubes, antes de ser levantadas y accrecionadas.

La ausencia de vesículas y de clastos rotos, indica que durante la agregación no ocurrió la condensación de vapor y los fragmentos estaban ya lo suficientemente fríos en porciones más elevadas de la nube para que ocurriera un contraste térmico adicional responsable de la abertura de las fracturas.

Las fracturas en este tipo de agregado se encuentran distribuidas de manera variable en su interior, afectando principalmente al material fino y sin afectar los clastos más grandes. Considerando que estas fracturas se parecen a las fracturas de disecación, su génesis puede haber sido causada por mecanismos distintos: el emplazamiento sucesivo de un depósito caliente (por ejemplo caída) directamente arriba del depósito que los contiene (como ocurre en S1-1 a 7.5 km al N del cráter, por debajo del depósito de caída B); de manera alternativa, la carga de los depósitos sobreyacientes, pudo haber causado su fracturamiento de manera mecánica.

CAPÍTULO V. MECANISMOS ERUPTIVOS QUE GENERARON LAS OLEADAS PIROCLÁSTICAS DE 1982.

La revisión de la estratigrafía y el análisis de los componentes descritos en los capítulos anteriores permitieron caracterizar la sucesión de eventos eruptivos que ocurrieron durante las fases más explosivas de la erupción del 4 de Abril de 1982, las cuales fueron responsables de la depositación de las oleadas piroclásticas S1, UI, S2 y S3. Contrariamente a los estudios previos, los resultados de este trabajo indican que la fase III empezó con ocho eventos eruptivos (Unidad S1, párrafo 2.5), todos producidos por la interacción entre magma y agua subterránea, con una participación variable de fluidos del sistema hidrotermal activo (Casadevall et al., 1984; Rye et al., 1984).

El primer evento depositó el horizonte S1-0 con una distribución N-S. La baja selección granulométrica del depósito, su granulometría y el elevado contenido en fragmentos líticos accidentales hidrotermalizados, soporta la hipótesis de Macías et al. (1997b) quienes sugieren que este evento destruyó partes del domo pre-existente. Sin embargo, la distribución N-S de este depósito, sus características texturales, la morfología de los clastos y la ocurrencia de varios tipos de agregados, excluyen una explosión dirigida hacia el Sur (*blast surge*) como propuesto anteriormente. Esta afirmación está soportada por el mismo grado de erosión (4 cm) en los depósitos de caída A1-A2, en ambas direcciones hacia las cuales se emplazó el flujo S1-0 y no en una sola dirección, como en el caso de oleadas piroclásticas dirigidas (Lipmann y Mollineaux, 1981; Fisher et al., 1987). La topografía pre-existente al Norte y al Sur favoreció el movimiento de este flujo en ambas direcciones determinando la distribución elongada de S1-0. La fase III de la erupción (01:35 GMT, SEAN, 1982) comenzó una vez que el magma ascendió hacia las partes superiores de los conductos volcánicos, que estaban fracturadas y debilitadas por la actividad eruptiva anterior (fases I y II). El magma entró en contacto con agua freática y fluidos del sistema hidrotermal provocando la vaporización súbita (*flashing*) de este último. Esta violenta interacción fue responsable de la destrucción de porciones del domo remanentes. Como resultado, se produjo una corriente piroclástica de densidad rica en fragmentos líticos del domo, agua líquida y fluidos ácidos del sistema hidrotermal activo.

Este evento favoreció la entrada de ulteriores cantidades de agua al sistema de conductos (o en porciones del mismo). Las características deposicionales de los horizontes S1-1 y S1-2 como los contactos irregulares entre capas, el aplastamiento en contra de las paredes con pendientes elevadas (Cerro El Gavilán), la presencia de vesículas, la ausencia de una base con granulometría gruesa y la presencia de diferentes tipos de agregados, indican que estas nubes eruptivas eran ricas en vapor en fase de condensación, agua líquida y contenidos variables de fluidos ácidos. Sucesivamente, las cantidades de agua que entraron en contacto con el magma disminuyeron (o las modalidades del contacto entre estos dos medios cambiaron), lo que causó una explosión altamente energética. El flujo resultante (S1-3) tenía temperaturas capaces de carbonizar madera y erosionar el substrato en todas las direcciones especialmente en áreas planas. Los eventos posteriores pueden atribuirse a un fracturamiento heterogéneo del conducto. En presencia de cantidades elevadas de agua se produjeron nubes poco ensanchadas y ricas en gotas de agua líquida (depósitos de tipo húmedo: S1-4, S1-5 y S1-6). De manera diferente, cuando las proporciones entre agua y magma se acercaron al contenido óptimo ($A/M \approx 0.02-0.03$ en masa, Zimanowski et al., 1997), ocurrieron eventos altamente energéticos, que produjeron flujos con temperaturas elevadas capaces de carbonizar madera (S1-7).

La descompresión causada por la remoción casi completa del domo pre-existente provocó la aceleración del magma hacia la superficie y la generación de flujos piroclásticos densos que sobrepasaron el cráter (F1, Sigurdsson et al., 1984; Macías et al., 1997b), y se encañalaron en las barrancas profundas alrededor del volcán en particular hacia el Sur.

Poco después del emplazamiento de F1, tuvo lugar otra fase de actividad hidromagmática debida a la interacción entre magma y agua freática, que produjo nubes eruptivas poco expandidas, con un alcance de algunos centenares de metros (UI-Inferior). La actividad eruptiva continuó produciendo un flujo piroclástico de pequeño volumen (UI-3), el cual fue bloqueado por las paredes del somma, seguido por una sucesión de nueve eventos hidromagmáticos (UI- Superior). Esta actividad pulsante produjo nubes que fueron contenidas por las paredes del cráter somma por lo que sólo alcanzaron una distancia máxima de 1.5 km hacia el NE del cráter. La ausencia de alteración hidrotermal en los componentes juveniles y en los agregados de ceniza de los horizontes de UI-Inferior y de los primeros horizontes que constituyen la UI-Superior, indica que no fueron involucrados fluidos ácidos del sistema hidrotermal, sino hasta los últimos eventos (UI-8a, UI-8b, UI-9 y UI-10).

La erupción alcanzó su clímax cuando formó una columna pliniana que depositó una caída rica en fragmentos líticos (B) hacia el oriente (Carey y Sigurdsson, 1986). El colapso de la columna generó al flujo piroclástico F2 que fue canalizado en los valles que siguen el curso del río Platanar al ENE (Fig. 3.20). Estos autores asociaron la oleada piroclástica S2 con el emplazamiento del flujo piroclástico F2, en forma de *ground surge*, en la base de las tres unidades de flujo que constituyen F2, y un *ash cloud surge* en la porción superior de la secuencia. Sin embargo, la distribución de S2 en los estudios previos es aproximadamente radial alrededor del cráter, lo que contradice su asociación con el flujo piroclástico F2. Los resultados de este trabajo indican que la Unidad S2 no estuvo asociada al emplazamiento del flujo piroclástico F2, y fue producida por eventos hidromagmáticos independientes. Varias evidencias soportan esta hipótesis. Al igual que otras unidades, S2 tiene una distribución hacia el oriente del volcán, con una dirección preferencial hacia el SE hasta 10.5 km, siguiendo el cauce del río Susnubac. Sin embargo, donde el depósito está mejor expuesto, se reconocieron hasta tres secuencias verticales de capas, con una granulometría más fina y estructuras distintas en las porciones superiores, separadas por un nivel continuo de ceniza fina (*bedsets*). Secuencias similares a éstas, han sido reconocidas en depósitos de oleada piroclástica emitidos directamente desde el cráter, ya sea por una explosión dirigida (Fisher et al., 1987; Fisher, 1990; Druitt, 1992; Belousov, 1996) o por nubes con movimiento radial asociadas con explosiones hidromagmáticas (Sohn y Cough, 1989; Lajoie et al., 1989; Sohn y Cough, 1993; Cole y Scarpati, 1993; Dellino et al., 2004a), y han sido interpretadas como debidas al emplazamiento de partes diferentes de un único flujo. La presencia de estructuras tipo *cluster bedforms* en la unidad de flujo S2-0 a distancias de 3.3 km del cráter, representa otra evidencia de su emplazamiento independiente al flujo piroclástico F2. También se reconocieron varias unidades de flujo de S2 al SSO del cráter sobre depósitos del flujo piroclástico F1. Sin embargo, los fragmentos de vidrio encontrados en diferentes unidades de flujo (S2-0 hasta S2-2), además de una morfología típica de fragmentación hidromagmática (*tipo bloque*), presentan un porcentaje elevado de partículas con un grado de vesiculación elevado. Esta evidencia sugiere que la actividad de tipo hidromagmático ocurrió contemporáneamente al colapso de la columna eruptiva (B) que dio origen al depósito de flujo piroclástico F2, probablemente a través de un conducto diferente, lo que generó oleadas piroclásticas independientes. Estos depósitos (S2-0, S2-1, S2-2) se encuentran intercalados con el depósito de flujo piroclástico F2, en contacto erosivo tanto con el depósito de caída B como con el depósito

F1, y en contacto directo unos con otros. Con esta actividad terminó la fase III de la erupción de 1982, como lo atestigua una superficie erosiva producida por el escurrimiento de aguas meteóricas sobre los depósitos recién emplazados S2 y/o F2.

La fase IV de la erupción empezó después de algunas horas (11:30 GMT, SEAN, 1982) con una columna pliniana que produjo el depósito de caída C con gradación normal el cual tiene una dispersión preferencial hacia el ENE. La erupción continuó con una actividad hidromagmática dominante que originó a la unidad S3. Esta unidad consiste de ocho horizontes húmedos y de varios colores intercalados con cuatro horizontes secos. Al principio, una actividad pulsante produjo corrientes piroclásticas diluidas breves que se dispersaron pocos kilómetros del cráter y depositaron los horizontes S3-1 y S3-2, los cuales se preservaron únicamente en pequeñas depresiones topográficas al oriente del cráter. El siguiente evento tuvo mayor magnitud (S3-3) la oleada piroclástica alcanzó alrededor de 4 km del cráter. Los contactos irregulares con los horizontes contiguos (Dellino et al., 1990), la ocurrencia de vesículas en el depósito (Lorenz, 1974), la morfología de las partículas y la presencia exclusiva de agregados de tipo irregular, indican que estas nubes eran húmedas y con una temperatura por debajo del punto de condensación del agua. La presencia de agregados irregulares cementados por una película rica en Fe-S y P, indica que los fluidos del sistema hidrotermal fueron involucrados en cantidades elevadas durante este evento eruptivo. La removilización de las especies ácidas aumentó en las zonas medio-lejanas al oriente del cráter debido al enfriamiento de las nubes eruptivas. Al interior de la nube, partículas con dimensiones y densidades diferentes, se agregaron como coágulos porque estaban recubiertos por espesas capas de fluidos ácidos y cayeron como lluvia de lodo (Gilbert y Lane, 1994). Los eventos hidromagmáticos sucesivos (S3-4, S3-5 y S3-6) produjeron flujos que se movieron radialmente hasta ≈ 4 km (S3-4, S3-5) al Sur y al Este del cráter, o se extinguieron después de los primeros 2 km (S3-6). La presencia de cuatro tipos diferentes de agregados en el horizonte S3-4 indica que estas nubes eruptivas no sólo eran estratificadas en términos de densidad (Valentine, 1987), sino también que contenían cantidades variables de vapor de agua en fase de condensación y fluidos ácidos del sistema hidrotermal. La escasa ocurrencia de lapilli armado sin alteración en el horizonte S3-5 también indica que durante este evento no fueron involucrados fluidos del sistema hidrotermal.

Debido a la disminución temporal de agua freática o al sellado de las fracturas de los conductos, el evento sucesivo fue más energético y produjo nubes altamente erosivas y con una temperatura

elevada capaz de quemar madera (S3-7). La erupción siguió con una alternancia entre eventos poco energéticos (S3-8-9-10-12), y altamente energéticos que produjeron nubes muy expandidas de altas temperaturas (S3-11, S3-13) con un elevado poder erosivo que alcanzaron hasta 3.7 km del cráter. El último evento que presenta evidencia de la incorporación de fluidos del sistema hidrotermal es el que depositó el horizonte S3-8.

La presencia de cuatro pequeños cráteres en el interior del cráter de 1982, observados por R. Tilling en el mes de Septiembre 1982, sugiere que el sistema de alimentación estaba constituido por múltiples conductos. Esto soporta la hipótesis de la contemporánea ocurrencia de una actividad de tipo magmático e hidromagmático como indican las evidencias microscópicas encontradas en los depósitos. En este contexto, los fluidos ácidos también pudieron haber sido involucrados de manera distinta y en cantidades variables durante los diferentes eventos eruptivos, dependiendo de que el magma en ascenso interceptara o no al sistema hidrotermal.

Estas observaciones ofrecen indicaciones acerca de los peligros asociados al emplazamiento de este tipo de flujos. Tomando en consideración los eventos hidromagmáticos máximos, con una magnitud parecida a los que produjeron la unidad S1, es razonable concluir que estos flujos pueden moverse en un radio aproximado de 5 km alrededor del cráter con una energía cinética elevada que aumenta en las áreas planas o en bajos topográficos.

La ocurrencia de una variedad tan grande de agregados de ceniza encontrada en los horizontes húmedos de la erupción de 1982, no es inusual, si consideramos que algunos estudios previos sobre los depósitos de caída y la ceniza en la estratósfera (Varekamp et al., 1984; Rye et al., 1984; MacKinnon et al., 1984) reportaron la ocurrencia de agregados debidos a la condensación de aerosoles ácidos (principalmente ácido sulfúrico) sobre las partículas. La ocurrencia de los agregados de ceniza únicamente en los horizontes húmedos y cohesivos de oleada piroclástica evidencia que la remoción de especies ácidas de las nubes eruptivas ocurre esencialmente en presencia de vapor en fase de condensación o agua líquida, como lo concluyeron Fujita y colaboradores (2003).

CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES.

Las conclusiones de este estudio son las siguientes:

- a) De los eventos eruptivos ocurridos el 4 de Abril de 1982 (GMT) en el volcán Chichón, la actividad hidromagmática jugó un papel muy importante, aspecto que no se había destacado en trabajos anteriores.
- b) Los eventos más violentos ocurrieron al principio de la fase III que depositó a la Unidad S1 y la fase IV que depositó a la Unidad S3 de la erupción de 1982.
- c) Las relaciones estratigráficas de los depósitos de oleada piroclástica S1, UI, S2 y S3, y las características texturales de los horizontes que los componen, indican que la actividad hidromagmática se alternó en varias ocasiones con actividad puramente magmática, y sugieren que el sistema de alimentación del volcán estaba constituido por múltiples conductos que involucraron en mayor o menor medida al sistema hidrotermal durante los diferentes eventos eruptivos.
- d) En algunos casos (unidad S1), la distribución de los depósitos de oleada piroclástica supera ampliamente los límites trazados en estudios previos. Esto indica que estas corrientes de densidad fueron sólo parcialmente confinadas por la topografía pre-existente por lo que representan un fenómeno más destructivo de lo que se había propuesto. Por el contrario, los flujos piroclásticos se movieron siguiendo el curso de los ríos principales y de sus afluentes.
- e) La similitud existente entre la distribución de los depósitos de caída y los de oleada piroclástica indica que los vientos cercanos al terreno eran fuertes y soplaban en la misma dirección que los vientos a altitudes mayores, y por lo tanto influenciaron la distribución de las partes más diluidas de los flujos.
- f) Al interior de las nubes eruptivas tuvieron lugar procesos de agregación de partículas los cuales fueron acentuados por la presencia de ácido sulfúrico, lo que contribuyó de manera eficaz a remover el material más fino de las mismas.
- g) Se describió por primera vez la ocurrencia de agregados de forma cilíndrica en los depósitos de oleada piroclástica húmeda. Encontrar agregados del mismo tipo en sucesiones estratigráficas antiguas podría indicar la presencia de una cobertura vegetal en zonas en las cuales no existe evidencia en el presente.

Algunos de los resultados obtenidos en este trabajo requieren de estudios más detallados y ulteriores investigaciones, como los que se enuncian a continuación:

a) Las variaciones laterales de la Unidad S1 fueron observadas de manera parcial debido a la carencia de afloramientos. Se recomienda realizar más trabajo de campo con el fin de encontrar secciones estratigráficas tipo.

b) La ocurrencia de dinámicas eruptivas mixtas (magmática e hidromagmática) observadas en los depósitos de la Unidad S2, no ha sido evaluada cuantitativamente. El cálculo del índice de vesicularidad (Houghton y Wilson, 1989) de los fragmentos juveniles a varias escalas (centímetros a centenares de micras) en un número significativo de clastos, es el único método para comprobar esta hipótesis, que ahora se basa sólomente en estimaciones cualitativas.

c) Es necesario cuantificar el peligro asociado al emplazamiento de los flujos de oleada piroclástica, calculando la presión dinámica que estas corrientes ejercen sobre objetos de vario tipo. Sólo de esta forma es posible construir mapas de uso del suelo alrededor del volcán que contribuyan a mitigar el peligro volcánico y la ocurrencia de un nuevo desastre.

Referencias

- Allen, J.R.L., 1984. Sedimentary structures, their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, 30. Elsevier, 663 p.
- Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity-freedisersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Royal Society of London, Proceedings*, A225: 49-63.
- Barberi, F., Cioni, R., Rosi, M., Santacroce, R., Sbrana, A., Vecci, R., 1989. Magmatic and phreatomagmatic phases in explosive eruptions of Vesuvius as deduced by grain size and component analysis of the pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38: 287-307.
- Belousov, A., 1996. Deposits of the 30 March 1956 directed blast at Bezymianni volcano, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*, 57: 649-662.
- Bennet, J.P., 1997. Resistance, sediment transport and bedform geometry relationship in sand-bed channels, *Sediment Workshop. Proceedings of the U.S. Geological Survey*, 5 p.
- Best, M.G., Christiansen, E.H., 1997. Origin of broken phenocrysts in ash flow tuffs. *Geological Society of America Bulletin*, 109(1): 63-73.
- Bevis, M., Isacks, B. L., 1984. Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of Benioff zone.: *Journal of Geophysical Research*, 89: 6153-6170.
- Bigam, J.M., Schwertmann, U., Carlson, L., Murad, E., 1990. A poorly crystallized oxyhydroxysulfate of iron formed by bacterial oxidation of Fe(II) in acid mine waters. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 54: 2743-2758.
- Bigam, J.M., Schwertmann, U., Traina, S.J., Winland, R.L., Wolf, M., 1996. Schwertmannite and the chemical modeling of iron in acid sulfate waters. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 60(12): 2111-2121.
- Bigam, J.M., Nordstrom, D.K., 2000. Iron and aluminium hydroxysulfates from acid sulfate waters. In: Alpers, C.N., Jambor, J.L., Nordstrom, D.K. (Editors): *Sulfate minerals-crystallography, geochemistry and environmental significance. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 40. Mineralogical Society of America-Geochemical Society, p. 362-369.
- Bonadonna, C., Mayberry, G. C., Calder, E. S., Sparks, R. S. J., Choux, C., Jackson, P., Lejeune, A. M., Loughlin, S. C., Norton, G. E., Rose, W. I., Ryan, G., Young, S. R., 2002. Tephra fallout in the eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat. In *Druitt, T.H., Kokelaar, B.P., (Editors): The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society of London, Memoir: 483-516.*
- Branney, M.J., Kokelaar, B.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., Kokelaar, B.P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London Memoirs*, 27.
- Brayshaw, A.C., 1984. Characteristics and origin of cluster bedforms in coarse-grained alluvial channels. In: E.H. Koster, Steel, R.J. (Editors), *Sedimentology of gravels and conglomerates. Memoir Canadian Society of Petroleum Geologists: 77-85.*

- Brinkley, S.R.J., Kirkwood, J.G., Lapson, C.W., Revelle, R., Smith, A.L., 1950. Shock from underwater and underground blast. In: Los Alamos Scientific Laboratory: The effects of atomic weapons. U.S. Printing Office, Los Alamos, New Mexico: 83-113.
- Brissette, F.P., Lajoie, J., 1990. Depositional mechanics of turbulent nuees ardentes (surges) from their grain size. *Bulletin of Volcanology*, 53(1): 60-66.
- Bull, S., Cas, R.A., 2000. Distinguishing base-surge deposits and volcanoclastic fluvial sediments: an ancient example from the Lower Devonian Snowy River Volcanics, south-eastern Australia. *Sedimentology*, 47: 87-98.
- Burgisser, A., Bergantz, G.W., 2002. Reconciling pyroclastic flow and surge: the multiphase of pyroclastic density currents. *Earth and Planetary Science Letters*, 202: 405-418.
- Burbach, G. V., Frohlich, C., Penington, N. D., Matumoto, T. 1984. Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate.: *Journal of Geophysical Research*, 89: 7719-7735.
- Burkart, B., 1978. Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *Geology*, 6: 328-332.
- Bursik, M.I., Woods, A.W., 1996. The dynamics and thermodynamics of volcanic ash flows. *Bulletin of Volcanology*, 58: 175-193.
- Büttner, R., Zimanowski, B., 1998. Physics of thermohydraulic explosions. *Physical Review*, 57(5): 5726-5729.
- Büttner, R., Dellino, P., Zimanowski, B., 1999. Identifying magma-water interaction from the surface features of ash particles. *Nature*, 401: 688-690.
- Büttner, R., Dellino, P., La Volpe, L., Lorenz, V., Zimanowski, B., 2002. Thermohydraulic explosions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from molten fuel-coolant interaction experiments. *Journal of Geophysical Research*, 107(B11): 2277.
- Canul, R.F., Rocha, V.L., 1981. Informe geológico de la zona geotérmica de "El Chichonal", Chiapas., Reporte Interno, Comisión Federal de Electricidad, México, pp. 38.
- Canul, R.F., Razo, A.M., Rocha, V.L., 1983. Geología e historia volcánica del volcán Chichónal, Estado de Chiapas. *Revista del Instituto de Geología, U.N.A.M., México*: 3-22.
- Capaccioni, B., Coniglio, S., 1995. Varicolored and vesiculated tuffs from La Fossa volcano, Vulcano Island (Aeolian Archipelago, Italy): evidence of syndepositional alteration processes. *Bulletin of Volcanology*, 57: 61-70.
- Capaul, W.A., 1987. Volcanoes of the Chiapas Volcanic Belt, Mexico. Tesis de Maestría, Michigan Technological University, 93 pp.
- Carey, S., Sigurdsson, H., 1986. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (2): Observations and numerical modelling of tephra-fall distribution. *Bulletin of Volcanology*, 48: 127-141.
- Cas, R.A., Wright, J.V., 1987. Volcanic successions: Modern and Ancient. Allen and Unwin, London, 528 pp.
- Casadevall, T. J., De la Cruz Reyna, S., Rose, W. I., Bagley, S., Finnegan, D. L., Zoller, W. H., 1984. Crater lake and post-eruption hydrothermal activity, El Chichón volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23:169-191.

- Cioni, R., Sbrana, A., Vecci, R., 1992. Morphologic features of juvenile pyroclasts from magmatic and phreatomagmatic deposits of Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51: 61-78.
- Cole, P.D., 1991. Migration direction of sandwave structures in pyroclastic surge deposits: implications for depositional processes. *Geology*, 19: 1108-1111.
- Cole, P.D., Scarpati, C., 1993. A facies interpretation of the eruption and emplacement of mechanisms of the upper part of the Neapolitan Yellow Tuff, Campi Flegrei, Southern Italy. *Bulletin of Volcanology*, 55: 311-326.
- Cole, P.D., Guest J.E., Duncan, A.M., Pacheco, J.M., 2001. Capelinhos 1957-1958, Faial, Azores: deposits formed by an emergent surtseyan eruption. *Bulletin of Volcanology*, 63: 204-220.
- Cough, S.K., Sohn, Y.K., 1990. Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. *Sedimentology*, 37: 1115-1135.
- Crowe, B.M., Fisher, R.V., 1973. Sedimentary structures in base surge deposits with special reference to cross bedding: Ubehebe Crater, Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 663-682.
- Dade, W.B., Huppert, H.E., 1996. Emplacement of the Taupo ignimbrite by a dilute turbulent flow. *Nature*, 381: 509-512.
- Damon, P., Montesinos, E., 1978. Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff zone in Chiapas, Mexico. *Arizona Geological Society Digest*, 11: 155-168.
- De Astis, G., Dellino, P., De Rosa, R., La Volpe, L., 1997. Eruptive and emplacement mechanisms of fine grained pyroclastic deposits on Vulcano Island (Italy). *Bulletin of Volcanology*, 59: 87-102.
- De Rosa, R., Frazzetta G., La Volpe L., 1992. An approach to investigate the depositional mechanisms of fine grained surge deposits. The example of the dry surge deposits at "La Fossa di Vulcano": *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51: 305-321.
- Dellino, P., Frazzetta, G., La Volpe, L., 1990. Wet surge deposits at La Fossa di Vulcano: depositional and eruptive mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43: 215-233.
- Dellino, P., La Volpe, L., 1995. Fragmentation vs transportation mechanisms in the pyroclastic sequence of Monte Pilato-Rocche Rosse (Lipari, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64: 211-232.
- Dellino, P., La Volpe, L., 2000. Structure and grain size distribution in surge deposits as a tool for modelling the dynamics of dilute pyroclastic density currents at La Fossa di Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96: 57-78.
- Dellino, P., Isaia, R., La Volpe, L., Orsi, G., 2001. Statistical analysis of textural data from complex pyroclastic sequences: implications for fragmentation processes of the Agnano-Monte Spina Tephra (4.1 ka), Phlegrean Fields, southern Italy. *Bulletin of Volcanology*, 63: 443-461.
- Dellino, P., Isaia, R., Veneruso, M., 2004a. Turbulent boundary layer shear flow as an approximation of pyroclastic surge. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133 (1-4): 211-228.
- Dellino, P., Isaia, R., La Volpe, L., Orsi, G., 2004b. Interaction between particles transported by fallout and surge in the deposits of Agnano-Monte Spina eruption (Campi Flegrei, Southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113: 193-210.

- Dobran, F., Neri, A., Macedonio, G., 1993. Numerical simulations of collapsing eruption column. *Journal of Geophysical Research*, 98: 4231-4259.
- Drake, T.G., 1990. Structural features in granular flows. *Journal of Geophysical Research*, 95: 8681-8696.
- Druitt, T.H., 1992. Emplacement of the 18 May 1980 lateral blast deposit east-northeast of Mount St. Helens. *Bulletin of Volcanology*, 54: 554-572.
- Druitt, T.H., 1996. Turbulent times at Taupo. *Nature*, 381: 476-477.
- Druitt, T.H., 1998. Pyroclastic density currents. In: Gilbert, J.S., Sparks, R.S.J. (Editors), *The physics of explosive volcanic eruptions*. Geological Society of London, Special Publication no. 145: 145-182.
- Druitt, T. H., Calder, E. S., Cole, P. D., Hoblitt, R. P., Loughlin, S. C., Norton, G. E., Ritchie, L. J., Sparks, R. S. J., Voight, B., 2002. Small-volume, highly mobile pyroclastic flows formed by rapid sedimentation from pyroclastic surges at Soufrière Hills Volcano, Montserrat: an important volcanic hazard, In Druitt, T. H., Kokelaar, B.P. (Editors), *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999: Geological Society of London, Memoirs*, 21: 263-279.
- Duffield, W., Tilling, R., Canul, R.F., 1984. Geology of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20: 117-132.
- Dzulynsky, S., Sanders, J.E., 1962. Current marks on firm mud bottoms, Connecticut Academy of Art and Sciences, *Transactions*, 42: 57-96.
- Espíndola, J.M., Macías, J.L., Tilling, R., Sheridan, M.F., 2000. Volcanic history of El Chichón volcano (Chiapas, Mexico) during the Holocene and its impact on human activity. *Bulletin of Volcanology*, 62: 90-104.
- Fiedler, A., Fröhlich, G., Müller, G., Benz, R., Bürger, M., Schwalbe, W., Unger, H., 1980. Theoretische und experimentelle Untersuchungen zur Dampfexplosion. IKE 2 BMFT RS 206, 72 pp.
- Fisher, R.V., 1963. Bubble-wall texture and its significance. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33: 224-227.
- Fisher, R.V., Waters, A., 1970. Base surge bed forms in maar volcanoes. *American Journal of Science*, 268: 157-180.
- Fisher, R.V., 1977. Erosion by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1287-97.
- Fisher, R.V., 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6: 305-318.
- Fisher, R.V., Smith, A.L., Roobol, M.J., 1980. Destruction of St. Pierre, Martinique, by ash cloud surges, May 8 and 20, 1902. *Geology*, 8(10): 472-476.
- Fisher, R.V., 1983. Flow transformation in sediment gravity flows. *Geology*, 11: 273-274.
- Fisher, R. V., Heiken G. H., 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., Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag, Heidelberg: 1-472.

- Fisher, R.V., Glicken, H.X., Hoblitt, R.P., 1987. May 18, 1980, Mount St. Helens deposits in South Coldwater Creek, Washington. *Journal of Geophysical Research*, 92(B10): 10267-10283.
- Fisher, R.V., 1990. Transport and deposition of pyroclastic surge across an area of high relief: the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Bulletin of the Geological Society of America*, 102: 1038-1054.
- Fisher, R.V., 1995. Decoupling of pyroclastic density currents: hazard assesment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66: 257-263.
- Frazzetta, G., La Volpe, L., Sheridan, M.F., 1983. Evolution of the Fossa cone, Vulcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17: 329-360.
- Fujita, S., Tatsuya, S., Matsuda, K., 2003. Wet and dry deposition of sulfur associated with the eruption of Miyakejima volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 108(D15): 4444, DOI:10.1029/2002JD003064.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Espíndola, J.M., 2004. Strike-slip faults and K-alkaline volcanism at El Chichón volcano, southeastern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Garde, R.J., 1994. *Turbulent flow*. John Wiley and Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore, 287 pp.
- Gilbert, G.K., 1914. The transportation of debris by running water. U.S. Geological Survey Professional Paper, 86: 263 pp.
- Gilbert, J.S., Lane, S.J., 1994. The origin of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*, 56: 398-411.
- Gorshkov, G. S., 1959. Gigantic eruption of the Volcano Bezymianny. *Bulletin Volcanologique*, 20: 77-109.
- Gorshkov, G. S., 1963. Directed volcanic blasts: *Bulletin Volcanologique*. 26: 83-88.
- Guo, S., Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Watson, M.I., 2004. Particles in the great Pinatubo volcanic cloud of June 1991: The role of ice. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(Q05003, DOI:10.1029/2003GC000655).
- Gurioli, L., Cioni, R., Sbrana, A., Zanella, E., 2002. Transport and deposition of pyroclastic density currents over an inhabited area: the deposits of the AD 79 eruption of Vesuvius at Hercolaneum, Italy. *Sedimentology*, 49: 929-953.
- Hanes, D.M., Bowen, A.J., 1985. A granular-fluid model for steady intense bed-load transport. *Journal of Geophysical Research*, 90: 9149-9158.
- Haskov, J., De la Cruz Reyna, S., Singh, S., Medina, F., Gutierrez, C., 1983. Seismic activity related to the March-April, 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 10: 293-296.
- Heiken, G.H., 1971. Tuff rings: examples from the Fort Rock Christmas Valley basin, South Central Oregon. *Journal of Geophysical Research*, 76: 5615-5626.
- Heiken, G.H., Wholetz, K., 1985. *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley, pp. 1-246.

- Houghton, B.F., Schmincke, H.U., 1989. Mixed deposits of simultaneous strombolian and phreatomagmatic volcanism: Rothenberg volcano, East Eifel Volcanic Field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30: 117-130.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 52: 28-48.
- Houghton, B. F., Nairn I. A., 1991. The 1976-1982 Strombolian and phreatomagmatic eruption of White Island, New Zealand: eruptive and depositional mechanisms at a "wet" volcano. *Bulletin of Volcanology*, 54: 25-49.
- Houghton, B.F., Wilson C.J.N., Smith I.E. M., 1999. Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91: 97-120.
- Hovey, E.O., 1902. Observations on the eruptions of 1902 of La Soufrière, St. Vincent and Mt. Pelée, Martinique. *American Journal of Science*, 164: 319-350.
- Hughes, S.R., 1995. Transport and deposition of pyroclastic surges. PhD Thesis, University of Wales, College of Cardiff, Wales, 500 pp.
- Ingram, R.L., 1954. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 65: 937-938.
- Inman, D.L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22: 125-145.
- James, M.R., Gilbert, J.S., Lane, S.J., 2002. Experimental investigation of volcanic particle aggregation in the absence of a liquid phase. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B9)(ECV4): 1-13.
- James, M.R., Lane, S.J., Gilbert, J.S., 2003. Density, construction, and drag coefficient of electrostatic volcanic ash aggregates. *Journal of Geophysical Research*, 108(B9): 2435. DOI: 10.1029/2002JB002011.
- Jimenez, Z., Espíndola, V.H., Espíndola, J.M., 1999. Evolution of the seismic activity from the 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 61(6): 411-422.
- Julien, R., Meakin, P., Paviovitch, A., 1992. Three dimensional model for particle size segregation by shaking. *Physical Review Letters*, 69: 640-643.
- Julien, P.J., Lan, Y., Berthault, G., 1993. Experiments on stratification of heterogeneous sand mixtures. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164: 649-660.
- Kato, Y., 1986. Accretionary lapilli originated from hailstone. *Journal of the Geological Society of Japan*, 92: 429-437.
- Kennedy, J.F., 1961. Stationary waves and antidunes in alluvial channels. California Institute of Technology, W.M. Keck laboratory of Hydraulics and Water Resources, Pasadena.
- Kennedy, J.F., 1963. The mechanics of dunes and antidunes in erodible bed channels. *Journal of Fluid Mechanics*, 16: 521-544.
- Kieffer, S. W., 1981. Blast dynamics at Mount St. Helens on 18 May 1980. *Nature*, 291: 568-570.

- Kokelaar, P. 1983. The mechanism of Surtseyan volcanism. *Journal of the Geological Society of London*, 140: 939-944.
- Kokelaar, P. 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 48: 275-289.
- Komorowski, J.C., Glicken, H.X., Sheridan, M.F., 1991. Secondary electron imagery of microcracks and hackly fracture surfaces in sand-size clasts from the 1980 Mount S. Helens debris-avalanche deposit: Implications for particle-particle interactions. *Geology*, 19: 261-264.
- Krueger, A. J., Walter, L. S., Bhartia, P. K., Schnetzler, C. C., Kroktov, N. A., Sprod, I., Bluth, G. J. S., 1995. Volcanic sulfur dioxide measurements from the total ozone mapping spectrometer instruments: *Journal of Geophysical Research*, 100 (D7): 14,057-14,076.
- Lacroix, A., 1904. *La montagne Pelée et ses eruptions*. Masson et Cie, Paris, 662 pp.
- Lajoie, J., Boudon, G., Bourdier, J.L., 1989. Depositional mechanics of the 1902 pyroclastic nuée ardente deposits of Mt. Pelée, Martinique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38: 131-142.
- Lane, S.J., Gilbert, J.S., Hilton, M., 1993. The aerodynamic behavior of volcanic aggregates. *Bulletin of Volcanology*, 55: 481-488.
- Larone, J.B., Carson, M.A., 1976. Interrelationships between bed morphology and bed material transport for a small gravel channel. *Sedimentology*, 23: 67-85.
- Lipmann, P.W., Mullineaux, D. (Editors), 1981. The 1980 eruption of Mount St. Helens. U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, 1250, 1-844 pp.
- Lirer, L., Vinci, A., 1991. Grain size distribution of pyroclastic deposits. *Sedimentology*, 38: 1075-1083.
- Lorenz, V., 1974. Vesiculated tuffs and associated features. *Sedimentology*, 21: 273-291.
- Lorenz, V., 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology*, 48: 265-274.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows II, depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Varekamp, J.C., 1984. The 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23: 69-108.
- Luhr, J.F., Logan, M.A.V., 2002. Sulfur isotope systematics of the 1982 El Chichón trachyandesite: An ion microprobe study. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 66(18): 3303-3316.
- Macías, J.L., 1994. Violent short-lived eruptions from small sized volcanoes: El Chichón, Mexico (1982) and Styubel, Russia (1907). Tesis de Doctorado, University of Buffalo, NY, 196 pp.
- Macías, J.L., Espíndola, J.M., Taran, Y., Sheridan, M.F., García, A., 1997a. Explosive volcanic activity during the last 3,500 years at El Chichón volcano, Mexico., I.A.V.C.E.I. General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico, 53 pp.

- Macías, J.L., Sheridan, M.F., Espindola, J.M., 1997 b. Reappraisal of the 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: new data from proximal deposits. *Bulletin of Volcanology*, 58: 459-471.
- Macías, J.L., Arce, J.L., Mora, J.C., Espíndola, J.M., Saucedo, R., Manetti, P., 2003. A 550-year-old Plinian eruption at El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Explosive volcanism linked to reheating of the magma reservoir. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B12), 2569, DOI: 10.1029/2003JB002551.
- Macías, J. L., Capra, L., Scout, K.M, Espindola, J.M., García-Palomo, A., Costa, J.E., 2004. The 26 May 1982 breakout flows derived from failure of a volcanic dam at El Chichón, Chiapas, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 116: 233-246 DOI: 10.1130/B25318.1.
- MacKinnon, I.D.R., Gooding, J.L., McKay, D.S., Clanton, U.S., 1984. The El Chichón stratospheric cloud: solid particulates and settling rates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23 (1-2): 125-146.
- Matson, M., 1984. The 1982 El Chichón Volcano eruptions. A satellite perspective. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23 (1-2): 1-10.
- McClelland, L., Simkin, T., Summers, M., Nielsen, E., Stein, T.C. (Editors), 1989. *Global Volcanism 1975-1985*. Prentice Hall and American Geophysical Union, New Jersey, 653 pp.
- McGee, J. J., Tilling, R. I., Duffield, W. A., 1987. Petrologic characteristics of the 1982 pre-eruptive products of El Chichón volcano, Chiapas, México. *Geofísica Internacional*, 26: 85-108.
- Medina-Martínez, F., 1982. El volcán Chichón. *GEOS*, 2: 19.
- Merwin, H. E., Posnjac, E., 1937. Sulphate encrustations in the Copper Queen mine, Bisbee, Arizona: *American Mineralogy*, 22: 567-571.
- Middleton, G.V., 1967. Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediment. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4: 475-505.
- Middleton, G.V., 1970. Experimental studies related to problems of flysh sedimentation. In: Lajoie E.A. (Editor), *Flysh sedimentology in North America*. Special Paper Geological Association of Canada: 253-272.
- Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley D.J., Swift, D.J.P. (Editors), *Marine sediment transport and environmental management*. John Wiley and Sons Inc., New York, pp. 197-218.
- Middleton, G.V., Southard, J.B., 1984. *Mechanics of sediment movement*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 3, 401 p.
- Moore, J.G., Peck, D.L., 1962. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States. *Journal of Geology*, 70: 182-193.
- Moore, J.G., Nakamura, K., Alcaraz, A., 1966. The 1965 eruption of Taal volcano. *Science*, 151: 955-960.
- Moore, J.G., 1967. Base surge in recent volcanic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 30: 337-363.
- Mülleried, F.K.G., 1933a. El Chichón, único volcán en actividad, en el Sureste de México. *Revista del Instituto de Geología, U.N.A.M., México*, 33: 156-170.

- Mülleried, F.K.G., 1933b. "El Chichón", volcán en actividad, descubierto en el Estado de Chiapas. *Memorias de la Academia "Antonio Alzate"*, 53(32): 411-416.
- Murray, J. W., 1979. Iron oxides. In Burns, R.G. (Editor), *Marine Minerals: Mineralogical Society of America*, 47-98.
- Nairn, I.A., 1979. Rotomahna-Waimangu eruption, 1886: base surge and basalt magma. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 22(3): 363-378.
- Neri, A., Dobran, F., 1994. Influence of eruption parameters on the thermofluid dynamics of colapsing volcanic columns. *Journal of Geophysical Research*, 99: 11833-11857.
- Nixon, G. T. 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of the subducted ocean lithosphere. *Bulletin of the Geological Society of America*, 93: 514-523.
- Perret, F. A., 1913. Some Kilauean ejectamenta. *American Journal of Science*, 35: 611-618.
- Pichler, T., Veizer J., 1999. Precipitation of Fe (III) oxyhydroxide deposits from shallow-water hydrothermal fluids in Tutum Bay, Amblite Island, Papua New Guinea: *Chemical Geology*, 162: 15-31.
- Ramos, E. L., 1981. *Geología de México, Vol.3: México D.F., Imprenta Privada*, p. 446.
- Reimer, T.O., 1983. Accretionary lapilli in volcanic ashfalls: physical factors governing their formation. In: Peryt, T.M. (Editor), *Coated Grains*. Springer Verlag, Berlin, pp. 56-68.
- Richards, A.F., 1959. Geology of the Islas Revillagigedo, México.1. Birth and development of Volcán Bárcena, Isla San Benedicto. *Bulletin of Volcanology*, 22: 73-123.
- Ritchie, L.J., Cole, P.D., Sparks, R.S.J., 2002. Sedimentology of deposits from the pyroclastic density current of the 26 of December 1997 at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. In: Druitt T.H., Kokelaar B.P. (Editors), *The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society of London Memoirs, 435-456.
- Rose, W.I., Bornhorst T.J., Halsor, S.P., Capaul, W.A., Plumey, P.S., De la Cruz Reyna, S., Mena, M., Mota, R., 1984. Volcán El Chichón, Mexico: pre S-rich eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23: 147-167.
- Rose, W.I., Delene, D.J., Schneider, D.J., Bluth, G.J.S., Krueger, A.J., Sprod, I., McKee, C., Davies, H.L., Ernst, G.G.J., 1995. Ice in the 1994 Rabaul eruption cloud: implications for volcano hazard and atmospheric effects: *Nature*, 375: 477-479.
- Rosi, M., 1992. A model for the formation of vesiculated tuffs by the coalescence of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*, 54: 429-434.
- Rye, R.O., Luhr, J.F., Wasserman, M.D., 1984. Sulfur and oxygen isotopes systematics of the 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24: 109-123.
- Savage, S.B., Lun, C.K.K., 1988. Particle size segregation in inclined chute flow of dry cohesionless granular solids. *Journal of Fluid Mechanics*, 189: 311-335.
- Savelli, C., Marani, M., Gamberi, F., 1999. Geochemistry of metalliferous, hydrothermal deposits in the Aeolian Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88: 305-323.

- Schmincke, H.U., Fisher, R.V., Waters, A., 1973. Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of Laacher See area, Germany. *Sedimentology*, 20: 553-574.
- Schumacher, R., Schmincke, H.U., 1991. Internal structure and occurrence of accretionary lapilli-a case study at Laacher See volcano. *Bulletin of Volcanology*, 53: 612-634.
- Schumacher, R., Schmincke, H.U., 1995. Models for the origin of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*, 56: 612-634.
- S.E.A.N., 1982. Volcanic events: El Chichón volcano. Smithsonian Institution, Seismic Alert Network Bulletin, vol. 7, No. 3, pp. 2-6.
- S.E.A.N., 1986. Volcanic events: El Chichón volcano, Smithsonian Institution, Seismic Alert Network Bulletin, vol. 11, No. 9, p. 9.
- Sheridan, M.F., Updike, R.G., 1975. Sugarloaf Mountain Tephra- a Pleistocene rhyolitic deposit of base surge origin in Northern Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 571-581.
- Sheridan, M. F., Wohletz K., 1981. Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-tephra equilibration. *Science*, 212: 1387-1389.
- Sheridan, M.F., Wohletz, K.H., 1983a. Hydrovolcanism: basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1-4): 1-29.
- Sheridan, M.F., Wohletz, K., 1983b. Origin of accretionary lapilli from Pompei and Avellino deposits of Vesuvius. In: R. Gooley (ed.), *Microbeam Analysis*. San Francisco Press Inc., San Francisco, pp. 35-38.
- Sheridan, M. F., Wohletz K., Dehn J., 1987. Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits: *Geology*, 15: 367-370.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Espíndola, J.M., 1984. The 1982 eruption of El Chichón volcano, Mexico: stratigraphy of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23: 11-37.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Fisher, R.V., 1987. The 1982 eruptions of El Chichón volcano (3): Physical properties of pyroclastic surges. *Bulletin of Volcanology*, 49: 467-488.
- Sisson, T.W., 1995. Blast ashfall deposit of May 18, 1980 at Mount St. Helens, Washington: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66: 203-216.
- Sohn, Y.K., Chough, S.K., 1989. Depositional processes of the Suwobong tuff ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentology*, 36: 837-855.
- Sohn, Y.K., Cough, S.K., 1992. The Ilchulbong tuff cone, Cheju Island, South Korea: depositional processes and evolution of an emergent, Surtseyan-type tuff cone. *Sedimentology*, 39: 523-544.
- Sohn, Y.K., Cough, S.K., 1993. The Udo tuff cone, Cheju Island, South Korea: transformation of pyroclastic fall into debris flow and grain flow on a steep volcanic cone slope. *Sedimentology*, 40: 769-786.
- Sohn, Y.K., 1996. Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. *Geological Society of America Bulletin*, 108: 1199-1211.
- Sohn, Y.K., 1997. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 67(3): 502-509.

- Sparks, R.S.J., Walker, G.P.L., 1973. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature*, 241: 62-64.
- Sparks, R.S.J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23: 147-188.
- 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.
- Stoiber, R. E., Carr, M. J., 1973. Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bulletin of Volcanology*, 37: 304-325.
- Taran, Y., Fischer, T. P., Pokrovsky, B., Sano, Y., Aurora Armienta, M.A., Macías, J. L., 1998. Geochemistry of the volcano-hydrothermal system of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 59: 436-449.
- Tepley, F.J.I., Davidson, J.P., Tilling, R.I., Arth, J.G., 2000. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico. *Journal of Petrology*, 41: 1397-1411.
- Textor, T., Ernst, G.G.J., 2004. Comment on "Particle aggregation in volcanic eruption columns" by Graham Veitch and Andrew W. Woods. *Journal of Geophysical Research*, 109 B05 (202), DOI:10.1029/2002JB002291.
- Thorpe, R.S., 1977. Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico. *Tectonophysics*, 40: 19-26.
- Tilling, R., Rubin, M., Sigurdsson, H., Carey, S., Duffield, W., Rose, W. I., 1984. Holocene eruptive activity of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Science*, 224: 747-749.
- Tomita, K., Kanai, T., Kobayashi T., Oba, N., 1985. Accretionary lapilli formed by the eruption of Sakurajima volcano. *Journal of Japan Association of Mineralogic, Petrol. and Economic Geology*, 80: 49-54.
- Toon, O.B., 1982. An overview of the effects of volcanic eruptions on climate. *EOS*, 63: 901.
- Valentine, G.A., 1987. Stratified flow in pyroclastic surges. *Bulletin of Volcanology*, 49: 616-630.
- Valentine, G.A., Wohletz, K., 1989. Numerical models of plinian eruption columns and pyroclastic flows. *Journal of Geophysical Research*, 94: 1867-1887.
- Valentine, G. A., Fisher R. V., 1986. Origin of layer 1 deposits in ignimbrites: *Geology*, 14: 146-148.
- Valentine, G.A., 1998. Damage to structures by pyroclastic flows and surges, inferred from nuclear weapons effects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87: 117-140.
- Valentine, G.A., Fisher, R.V., 2000. Pyroclastic surges and blasts. In: Sigurdsson H., (Editor), *Encyclopedia of Volcanoes*. Accademic Press, pp. 571-580.
- Varekamp, J.C., Luhr, J.F., Prestegard, K.L., 1984. The 1982 eruption of El Chichón volcano (Chiapas, Mexico): character of the eruptions, ash fall deposits and gas phase. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23: 36-68.

- Veitch, G., Woods, A.W., 2001. Particle aggregation in volcanic eruption columns. *Journal of Geophysical Research*, 106(B11): 26,425-26,441.
- Walker, G.P.L., 1971. Grain size distribution of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*, 79: 696-714.
- Walker, G.P.L., 1984. Characteristics of dune-bedded pyroclastic surge bedset. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20: 281-296.
- Waters, A., Fisher, R.V., 1971. Base surges and their deposits: Caphelinos and Taal volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, 76: 5596-5614.
- Wentworth, C. K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-392.
- White, J.D.L., 1991. Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. *Bulletin of Volcanology*, 53: 239-258.
- Wilson, C.J.N., Houghton, B.F., 2000. Pyroclastic transport and deposition. In: Sigurdsson H. (Editor), *Encyclopedia of Volcanoes*. Accademic Press, pp. 545-554.
- Wohletz, K.H., 1983. Mechanism of hydrovolcanic pyroclastic formation: grain size, scanning electron microscopy and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17: 31-63.
- Wohletz, K., Sheridan, M.F., 1979. A model of pyroclastic surge. *Geological Society of America Special Paper*, 180: 177-193.
- Wohletz, K.H., Sheridan, M.F., 1983. Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science*, 283: 385-413.
- Wohletz, K., McGetchin, T.R., Sandford M.T., Jones, E.M., 1984. Hydrodynamic aspects of caldera-forming eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8269-8285.
- Wohletz, K., Sheridan, M. F., Brown, W. K., 1989. Particle size distribution and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. *Journal of Geophysical Research*, 94, 15,703-15,721.
- Wohletz K.H., Brown W., 1995. Particulate size distributions and sequential fragmentation/transport theory. In: *Intense Multiphase Interactions*, Theofanous T.G., Akiyama M. (Eds.) Proceedings of US (NSF) Japan (JSPS) Joint Seminar, Santa Barbara, CA. June 8-13, 1995, p. 235-241.
- Woods, A.W., Bursik, M.I., 1991. Particle fallout, thermal disequilibrium and volcanic plumes. *Bulletin of Volcanology*, 53: 559-570.
- Woods, A. W., Sparks, R. S. J., Ritchie, L. J., Batey, J., Gladstone, C., Bursik, M. I., 2002. The explosive decompression of a pressurized volcanic dome: the 26 December collapse and explosion of Soufriere Hills volcano, Montserrat., In Druitt, T. H., Kokelaar. B.P. (Editors). *The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society of London Memoir, 21: 457-465.
- Wright, J.V., Smith, A.L., Self, S., 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 315-336.
- Yamamoto, T., Takarada, S., Suto, S., 1993. Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 55: 166-175.

Yokoyama, I., De la Cruz Reyna, S., Espíndola, J.M., 1992. Energy partition in the 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51: 1-21.

Zimanowski, B., Fröhlich, G., Lorenz, V., 1991. Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48: 341-358.

Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V., 1997a. Premixing of magma and water in MFCI experiments. *Bulletin of Volcanology*, 58: 491-495.

Zimanowski, B., Büttner R., Lorenz V., Häfele H.G., 1997-b. Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B1), 803-814.

Zimbelman, D.R., Rye, R.O., Breit, G.N., 2005. Origin of secondary sulfate minerals on active andesitic stratovolcanoes. *Chemical Geology*, 215 (1-4) DOI:101016/j.chemgeo.2004.06.056.

Apéndice.

Funcionamiento del equipo Fritsch Analysette 20.

El equipo *Fritsch Particle Sizer Analysette 20 Sedimentograph* se basa en el método de foto-extinción, con el cual se mide el grado de atenuación (c) de un rayo de luz monocromática provocado por las partículas en suspensión en una columna de sedimentación. El principio utilizado es la Ley de Stokes, según la cual la velocidad de caída (ws) de una partícula esférica en un fluido, está dada por:

$$1) \quad ws = \Delta\rho g d^2 / 18\mu$$

donde $\Delta\rho$ es el contraste de densidad entre el fluido y la partícula, g la aceleración de la gravedad, d el diámetro de la partícula y μ la viscosidad del líquido. $\Delta\rho$ se asume igual al contraste existente entre el cuarzo y el agua. El grado de atenuación del rayo de luz (c) causado por la suspensión de partículas, se debe a dos efectos: (a) de absorción y (b) de dispersión, por lo tanto $c = a+b$ (Zaneveld et al., 1982).

El efecto de absorción, ligado al índice de refracción de las partículas, depende de la composición química del material y de su densidad, mientras que el efecto de dispersión ligado al ángulo de dispersión, depende del tamaño, la forma, la orientación, la composición y la estructura de las partículas sobre las cuales incide el rayo de luz. El tamaño de las partículas puede entonces determinarse conociendo el valor del coeficiente de atenuación determinado para diferentes concentraciones de las partículas en diferentes periodos. Para partículas de diferente tamaño, el coeficiente de atenuación cp es:

$$2) \quad cp = \pi/4 \int_{d1}^{d2} N(d)d^2 K(d)dd$$

donde la atenuación de un rayo de luz (cp) causada por una partícula de diámetro d^* , se obtiene midiendo la misma atenuación a intervalos de tiempo regulares $t1$ y $t2$, de los tamaños $d1$ y $d2$, entre los cuales está comprendido el valor d^* .

El número de las partículas entre $d1$ y $d2$ es:

$$2) \quad N(d1, d2) = 4/\pi \frac{[cp(d1, d2)]}{d^{*2} K(d^*)}$$

donde $cp(d1, d2)$ es el valor medido, d^* se obtiene de la Ley de Stokes y $K(d^*)$ representa la eficiencia de la atenuación, y se obtiene de los parámetros de viscosidad y densidad del líquido en el cual se realiza la suspensión y de la densidad de las partículas.

La ecuación utilizada en la teoría de la fotosedimentación y que relaciona la opacidad de una suspensión y las propiedades de la misma, es la Ley de Lambert –Beer (Kaye, 1999) y está dada por:

$$3) \quad I_C = I_{Oe}^{-CLM}$$

donde

I_C representa la intensidad de un rayo de luz después de atravesar una suspensión

I_O representa la intensidad original del rayo de luz

C indica la concentración de la suspensión

L indica la trayectoria a través de la suspensión

M es una constante que incorpora los efectos relacionados con el ángulo sólido detectado por el detector fotoeléctrico, la respuesta espectral de este último, la geometría de la cubeta de sedimentación, la naturaleza física de sus paredes y el espesor de las mismas, las características ópticas del rayo de luz y generalmente el tamaño de las partículas finas involucradas en la dispersión del mismo rayo.

El *Fritsch Analysette 20- Sedimentograph* consiste de una guía móvil en la cual se inserta una cubeta de vidrio de sección rectangular, que contiene una suspensión de partículas (muestra). En el lado opuesto de la cubeta de vidrio emanan rayos de luz verde y amarilla que inciden en su superficie.

A su vez un fotómetro que mide la intensidad de la luz, se mueve de abajo hacia arriba de la cubeta controlado por un motor conectado a una computadora a velocidad determinada. El

equipo mide a diferentes alturas pre-establecidas el grado de atenuación de la luz, que depende directamente de la concentración de las partículas en suspensión. El grado de dilución óptimo de la muestra es de 0.5 gramos en 3 mililitros de líquido, correspondiente a una absorción de la luz por parte de la suspensión, variable entre el 50 y el 70 %. La diferencia existente entre las distintas mediciones es proporcional al contenido de cada fracción granulométrica. El diámetro de las partículas que pueden ser analizados, varía de 0.5 a 500 micras, pero para que la distribución obtenida refleje el valor real, es necesario que se verifiquen las siguientes condiciones:

- el peso específico (densidad) de la muestra debe ser conocido y uniforme
- la densidad del líquido de sedimentación debe ser conocida e inferior a la densidad de la muestra
- la viscosidad dinámica del líquido debe ser conocida.

Estas condiciones reflejan el principio sobre el cual se basa el funcionamiento del equipo (Ley de Stokes), mismo que se utiliza con la pipeta. Debido a que el método que utiliza el equipo es la foto-extinción, existen limitaciones debidas a la manera diferente de absorber y dispersar la luz por parte de las partículas que constituyen la muestra y que poseen formas y densidades diferentes. En partículas que poseen una forma diferente a la de una esfera, la dispersión de la luz está influenciada por la sección transversal sobre la cual incide el haz de luz. Una solución para este problema, consiste en considerar que el fotómetro no capta algún ángulo de dispersión (ángulo formado entre la trayectoria de luz perpendicular al foto-detector y la porción más externa de la misma captada por el foto-detector), el cual es muy pequeño. Este problema se puede resolver únicamente si la distancia entre la cubeta de sedimentación y el detector es muy grande.

Hasta la fecha no existen equipos con tales características. Por esta razón en los instrumentos que utilizan el método de foto-extinción, se indican las concentraciones máximas del material en la suspensión. De esta manera, trabajando con concentraciones bajas de partículas sólidas, se evitan problemas relacionados con la interacción entre el fluido y las partículas y las señales de la luz transmitida se calibran de acuerdo a la concentración de partículas sólidas en la suspensión.