

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



INSTITUTO DE GEOFÍSICA

POSGRADO
CIENCIAS DE LA TIERRA



**ANÁLISIS TEXTURAL DEL DEPÓSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS “EL ZAGUÁN”,
VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA: DINÁMICA DE TRANSPORTE Y MECANISMO DE
EMPLAZAMIENTO**

Tesis que para obtener el grado de Maestro en Ciencias presenta:

Ana María Lizeth Caballero García

Tutor

Dra. Lucia Capra Pedol

Jurado:

Dr. Gerardo Carrasco Núñez

Dr. José Luis Macías Vázquez

Dra. Teresa Scolamacchia

Dr. Claus Siebe Grabach



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Quiero agradecer a la Dra. Lucia Capra por haber dirigido este trabajo y por todo el apoyo brindado durante mi estancia en el posgrado. Gracias Lucia por ser una excelente maestra en todos los sentidos!

A los revisores: Dr. Gerardo Carrasco, Dr. José Luis Macías, Dra. Teresa Scolamacchia y Dr. Claus Siebe, cuyos valiosos comentarios y críticas sin duda ayudaron a enriquecer este trabajo. Teresa muchas gracias por ser además una gran amiga y consejera en momentos difíciles.

A Margarita Reyes y Sonia Ángeles, por las horas dedicadas a enseñarme el mundo de la microscopía electrónica de barrido.

A la Dra. Alejandra Arciniega por su apoyo durante el último año en la realización de mi maestría.

A la UNAM y al Posgrado en Ciencias de la Tierra, por haberme permitido ser parte de esta gran institución.

A mi compañeros de Vulcanología Lilia, Paty, Arce, Palomo, Lorenzo, Dmitri, Damiano, Renato y Nacho, por los buenos momentos y por haber compartido la sala de estudiantes con Arantxa. Lilia y Paty no tengo palabras para agradecerles las horas dedicadas a Arantxa y por haber hecho del curso de Vulcanología de Campo una experiencia inolvidable.

A mis compañeras de cubículo y grandes amigas, Lia y Norma, por los grandes momentos en Geografía y en campo, por su valiosa amistad y por compartir su espacio con Ximena. Hicimos un excelente equipo de trabajo!

A Esmeralda, Juan y Juanito por la gran amistad y el cariño que nos une. La maestría nunca hubiera sido la misma sin ustedes.

A Arantxa y Ximena por ser el gran motor de mi vida. A Oscar por compartir su vida conmigo y apoyarme en todo momento. Los amo.

A mis padres por su apoyo incondicional y por ser un gran ejemplo en todos sentidos. Les agradezco infinitamente. A toda mi familia por estar siempre conmigo y ayudarme con las niñas en las salidas a campo. Las palabras no son suficientes para agradecer su apoyo en todo momento.

ÍNDICE	
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE TABLAS	viii
RESUMEN	ix
ABSTRACT	xi
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1 Justificación	1
I.2 Objetivos	2
I.3 Antecedentes	2
<i>I.3.1 Antecedentes e historia eruptiva del Nevado de Toluca</i>	2
<i>I.3.2 Ambiente tectónico</i>	4
<i>I.3.3 Colapsos previos en el Volcán Nevado de Toluca</i>	7
<i>I.3.4 Características de los depósitos de avalancha de escombros definidos previamente en el Volcán Nevado de Toluca</i>	8
I.4 Terminología	9
I.5 Metodología	14
II. AVALANCHAS DE ESCOMBROS VOLCÁNICAS	17
II.1 Introducción	17
II.2 Origen	18
<i>II.2.1 Inestabilidad en edificios volcánicos</i>	18
<i>II.2.2 Mecanismos disparadores</i>	19
<i>II.2.3 Régimen tectónico y dirección del colapso</i>	20
II.3 Clasificación	20
II.4 Morfología de la fuente y características de los depósitos de avalancha de escombros	22
<i>II.4.1 Morfología de la fuente</i>	22
<i>II.4.2 Morfología de los depósitos</i>	23
<i>II.4.3 Facies</i>	24
<i>II.4.4 Estructura y textura</i>	26
<i>II.4.5 Granulometría</i>	28
II.5 Transporte y emplazamiento de las avalanchas de escombros	29
<i>II.5.1 Dinámica de las avalanchas de escombros</i>	29
<i>II.5.2 Mecanismos de transporte y emplazamiento</i>	29
<i>II.5.3 Coeficiente de Heim</i>	32
II.6 Evaluación del peligro por avalanchas de escombros	32
III. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL DEPÓSITO “EL ZAGUÁN”	35
III.1 Estratigrafía	35
III.2 Edad y correlación	47
III.3 Reconstrucción de la distribución original de los depósitos	48
III.4 Reconstrucción del área fuente	49
III.5 Volumen de los depósitos	50
III.6 Movilidad de los flujos que emplazaron el depósito “El Zaguán”	52

IV. CARACTERÍSTICAS TEXTURALES DEL DEPÓSITO “EL ZAGUÁN”	54
IV.1 Sedimentología	54
IV.1.1 <i>Miembro Inferior</i>	54
IV.1.2 <i>Miembro Superior</i>	56
IV.1.3 <i>Comparación de los depósitos</i>	61
IV.2 Características texturales observables con el microscopio binocular	62
IV.2.1 <i>Grado de redondez</i>	63
IV.2.2 <i>Fracturas</i>	65
IV.2.3 <i>Caras planas</i>	71
IV.2.4 <i>Otras características al microscopio binocular</i>	74
IV.3 Características texturales observables con el microscopio electrónico de barrido	75
V. DISCUSIÓN	82
V.1 Interpretación de las unidades que conforman el depósito “El Zaguán”	82
V.2 Características observables con el microscopio electrónico de barrido	89
V.3 Miembro Inferior vs. Miembro Superior del depósito “El Zaguán”	89
V.4 Discusión con otras teorías	90
V.5 Origen del colapso	91
V.6 Modelo eruptivo y comportamiento dinámico de la avalancha	93
VI. CONCLUSIONES	97
REFERENCIAS	99

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. a) Mapa de localización del Volcán Nevado de Toluca, mostrando un modelo digital de la región circundante, generado a partir de la topografía de INEGI. b) Localización del Nevado de Toluca en el Cinturón Volcánico Mexicano.

Figura 1.2. Columna estratigráfica compuesta del Volcán Nevado de Toluca (modificado de García-Palomo et al., 2002).

Figura 1.3. Ambiente tectónico del volcán Nevado de Toluca. Las rosetas de fracturas representan la orientación de los lineamientos principales en el área (modificado de García-Palomo et al., 2000).

Figura 1.4. Distribución de los depósitos producidos por el colapso del volcán Nevado de Toluca en el sector este, a lo largo de las barrancas El Zaguán y A. Grande.

Figura 2.1. Diagrama que muestra el emplazamiento de diques radiales y conos parásitos en dirección paralela a la máxima compresión horizontal (MCH), produciendo elongación del edificio y esfuerzos de dilatación dentro del volcán, promoviendo el colapso en dirección normal a MHC (modificado de Siebert, 1984).

Figura 2.2. Diagrama que muestra la orientación del colapso en relación a la dirección de los esfuerzos en fallas laterales. a) Fallas normales. b) Fallas inversas. (modificado de Lagmay et al., 2000).

Figura 2.3. Distribución de las facies dentro de los depósitos de avalanchas de escombros. a) Paralelas a la dirección del flujo. b) Transversales a la dirección del flujo (modificado de Palmer et al., 1991).

Figura 2.4. Texturas descritas por Komorowski et al. (1991) al microscopio electrónico de barrido. a) Fracturas. b) Textura hackly (tomado de Komorowski et al., 1991).

Figura 2.5. a) Bloque deformado compuesto por capas no consolidadas de limo dentro del depósito de avalancha Kaida, Volcán Ontake, Japón (tomado de Takarada et al., 1999). b) Bloque de andesita con marcas de impacto dentro del depósito de avalancha del Volcán Parinacota, Chile (tomado de Clavero et al., 2002).

Figura 2.6. Representación del coeficiente de fricción y los cambios de energía en las avalanchas de escombros (modificado de Hsü, 1975). La línea AB representa la transferencia de energía desde el punto más alto del deslizamiento hacia el punto B, que es el punto más lejano alcanzado por el depósito de avalancha de escombros. En una pendiente inclinada, la avalancha rápidamente gana energía cinética y pierde energía potencial. Entre los puntos A y Q la energía cinética ganada es positiva, después de Q la avalancha viaja en una pendiente suave y la tasa de disipación de energía por fricción es mayor a la energía potencial, por lo tanto, la energía cinética comienza a decrecer. Después del punto M, la avalancha se mueve

sobre un plano horizontal y ya no existe pérdida de energía potencial, por lo que se mueve con la energía cinética almacenada hasta que esta se disipa completamente por fricción.

Figura 3.1. Columna compuesta de la secuencia producida durante el colapso del flanco oriental del Volcán Nevado de Toluca.

Figura 3.2. Localización de secciones estratigráficas en el sector este del volcán Nevado de Toluca.

Figura 3.3. Fotografías que muestran las características estructurales del Miembro Inferior del depósito “El Zaguán”. a) Detalle de la ausencia de matriz dentro del depósito. b) Megabloques de forma subredondeada dispersos hacia la base del depósito. c) Detalle de un megaclasto que conserva la estructura original de depósitos preexistentes (depósitos de retrabajo) en el Nevado de Toluca.

Figura 3.4. Fotografía que muestra las tres unidades que conforman el Miembro Superior del depósito “El Zaguán” (UD. Unidad Deformada. UA. Unidad Amarilla. UR. Unidad Rosa) sobreyacidas por el depósito de caída Pómez Toluca Inferior (PTI).

Figura 3.5. Columnas y correlación estratigráfica del depósito “El Zaguán”. a) Barranca Las Cruces (facies lateral). b) Barranca el Zaguán (facies central del depósito). Nótese la disminución del espesor con la distancia y en la parte lateral del flujo.

Figura 3.6. Fotografía que muestra el fallamiento normal en la facies central del depósito “El Zaguán” en la sección NT0403. MI. Miembro Inferior. UD. Unidad Deformada. UA. Unidad Amarilla. UR. Unidad Rosa.

Figura 3.7. Diques clásticos presentes en la facies central del depósito “El Zaguán”. a) Dique vertical de la unidad deformada dentro de la unidad rosa. b) Dique orientado en dirección del flujo, donde una parte de éste ha sido completamente reabsorbida en la unidad superior. c) Dique clástico donde se aprecia la variación granulométrica del borde exterior, compuesto por arena fina, hacia la parte interior, compuesto por arena gruesa y grava.

Figura 3.8. Megaclasto de sedimentos lacustres deformados dentro de la Unidad Deformada (sección NT0404). Nótese que conserva la laminación primaria horizontal y el borde exterior mas fino.

Figura 3.9. Clasto estriado dentro de la Unidad Rosa del Miembro Superior del depósito “El Zaguán”.

Figura 3.10. Fotografía del depósito de flujo de bloques y ceniza sobreyaciendo al depósito del Miembro Inferior. Nótese la ausencia de un contacto bien definido entre ambos depósitos. FBC- Flujo de boques y ceniza. MI- Miembro Inferior.

Figura 3.11. Distribución aproximada de los miembros que conforman el depósito “El Zaguán”.

Figura 3.12. Reconstrucción de la morfología del volcán Nevado de Toluca previa al colapso del flanco oriental. a.1) Trazas de perfiles topográficos en el mapa, con dirección N-S, donde fueron proyectadas las pendientes del cráter actual. a.2) Perfiles topográficos. b) Proyección de las curvas de nivel que forman la herradura del flanco oriental del volcán.

Figura 3.13. Gráfica donde se muestra la escala y frecuencia de colapsos en terrenos volcánicamente activos (modificado de McGuire, 1996).

Figura 4.1 Histogramas granulométricos y curvas acumulativas del Miembro Inferior.

Figura 4.2. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de la Unidad Deformada.

Figura 4.3. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de la Unidad Amarilla.

Figura 4.4. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de la Unidad Rosa.

Figura 4.5. Diagramas ternarios que indican la granulometría de los miembros Inferior y Superior del depósito “El Zaguán”. a) Proporción de grava-arena-finos. b) Composición de la matriz.

Figura 4.6. Gráficas que muestran las variaciones en el grado de redondez de las partículas dentro de la Unidad Deformada. a) Grado de redondez vs. distancia. A-anguloso; SA-subanguloso; SR-subredondeado; R-redondeado. b) Partículas angulosas vs. distancia. c) Partículas subangulosas vs. distancia. d) Partículas subredondeadas vs. distancia. e) Partículas redondeadas vs. distancia.

Figura 4.7. Gráfica que muestra la variación del grado de redondez vs. distancia dentro de la Unidad Amarilla.

Figura 4.8. Gráficas que muestran las variaciones en el grado de redondez de las partículas dentro de la Unidad Rosa. a) Grado de redondez vs. distancia. A-anguloso; SA-subanguloso; SR-subredondeado; R-redondeado. b) Partículas angulosas vs. distancia. c) Partículas subangulosas vs. distancia. d) Partículas subredondeadas vs. distancia. e) Partículas redondeadas vs. distancia.

Figura 4.9. Líticos de la Unidad Deformada fracturados. a) Clastos con fracturas que cruzan todo el lítico, de forma sinuosa y sin material intersticial. b) Fracturas cortas y rectas. c) Fractura que corta la matriz y atraviesa un cristal de plagioclasa. d) Fractura que corta parte de la matriz.

Figura 4.10. Gráficas que muestran la abundancia de las fracturas en la Unidad Deformada. a) Total de fracturas vs. distancia. b) Número de fracturas vs. diámetro

de las partículas. c) Abundancia de fracturas vs. distancia, tomando en cuenta los diámetros de los clastos analizados.

Figura 4.11. Gráficas que muestran la variación de las características texturales de la Unidad Amarilla en función del diámetro y la distancia. a) Fracturas vs. distancia. b) Caras planas vs. distancia.

Figura 4.12. Líticos de la Unidad Rosa fracturados. a) Lítico con fractura recta. b) Fractura pequeña y recta. c) Fractura profunda que corta la matriz y atraviesa un cristal de plagioclasa sin cambiar de dirección. d) Fracturas de forma sinuosa que cambia de dirección al pasar del cristal a la matriz.

Figura 4.13. Variación de las fracturas dentro de la Unidad Rosa. a) Número de fracturas vs. distancia. b) Número de fracturas vs. diámetro. c) Número de fracturas contra la distancia mostrando los diferentes diámetros analizados en tres series.

Figura 4.14. Fotografías de caras planas en líticos de la Unidad Rosa. a) Sección NT0401 (4.5 km). b) Sección NT04063M (6.3 km).

Figura 4.15. Abundancia de las caras planas dentro de la Unidad Deformada. a) Número de caras planas vs. distancia. b) Número de caras planas vs. diámetro. c) Número de caras planas contra la distancia mostrando los diferentes diámetros analizados.

Figura 4.16. Abundancia de las caras planas dentro de la Unidad Rosa. a) Número de caras planas vs. distancia. b) Número de caras planas vs. diámetro. c) Número de caras planas contra la distancia mostrando los diferentes diámetros analizados.

Figura 4.17. Fotografías de otras características observadas con el microscopio binocular. a) Cristal de plagioclasa roto siguiendo los planos de foliación dentro del cristal. Sección NT0406 (6.3 km), Unidad Rosa. b) Cristal de plagioclasa sano localizado en el borde del cristal. Sección NT0401 (4.5 km), Unidad Deformada.

Figura 4.18. Fracturas observadas con el microscopio electrónico de barrido. a) Fractura de forma irregular. Lítico de la sección NT0403A, fracción -2Φ . b) Cara de fractura de forma cóncava, donde se observa la intersección de fracturas formando ángulos agudos. La fractura de menor tamaño sigue parcialmente los planos de foliación dentro del cristal (recuadro). La fractura principal atraviesa completamente el cristal. Foto de un cristal de plagioclasa de la sección NT0410C, fracción 2Φ . c) Fractura cortando los planos de foliación dentro de un plagioclasa, sección NT0403A, fracción -2Φ . d) Escalones arqueados. Lítico de la sección NT0401A, fracción 0Φ . e) Fracturas concoides en la superficie de un cristal de cuarzo. Nótese su alto relieve. Sección NT0404C, fracción 2Φ . f) Fractura con geometría en escalera en un cristal de plagioclasa. Sección NT0408A, fracción 2Φ .

Figura 4.19. Marcas de percusión a) Formando arreglos paralelos. Nótese en la parte inferior derecha rasguños paralelos con la misma orientación que las marcas

de percusión. Lítico de la sección NT0412A, fracción -2Φ . b) Formando un arreglo en "V". Lítico de la sección NT0406A, fracción 0Φ .

Figura 4.20. Relictos de un cristal de feldespato dentro de un lítico de la Unidad Rosa. Lítico de la sección NT0406A, fracción 0Φ .

Figura 4.21. a) Colinas paralelas, de forma curvada, separadas a intervalos regulares que terminan de manera gradual y en bifurcación, y cuyo relieve disminuye gradualmente (recuadro). Se nota la presencia de una fractura posterior. Cristal de plagioclasa en un lítico de la sección NT0401A, fracción 0Φ . b) Corte transversal de las colinas paralelas. c) Surcos paralelos en la esquina de un cristal de cuarzo, separados a intervalos regulares. Sección NT0401A, fracción 2Φ . d) Corte transversal de los surcos.

Figura 4.22. a) Rasguños rectos, paralelos, poco profundos, espaciados a intervalos variables. Nótese que estos rasguños representan un segundo evento en la historia del cristal, ya que se encuentran por encima de la fractura localizada en la parte inferior derecha de la foto. Cristal de cuarzo, sección NT0401A, fracción 2Φ . b) Rasguños curvados, de longitud variable, espaciados a intervalos irregulares. En la parte superior derecha se observan marcas de percusión con el borde izquierdo mas profundo, alineadas de forma inclinada. Cristal de cuarzo, sección NT0403A, fracción 2Φ . c) Rasguños paralelos, rectos, localizados en la matriz de un lítico. En la parte media los rasguños cambian abruptamente de dirección. Sección NT0403A, fracción -2Φ . d) Rasguños paralelos, ligeramente curvados. Lítico de la sección NT0401A, fracción -2Φ . e) Rasguños profundos que se acuñan hacia la parte inferior y se vuelven mas profundos y anchos en la parte superior. Nótese los bordes con lineaciones paralelas. Cristal de cuarzo, sección NT04012A, fracción 2Φ . f) Labios rectos, alineados de forma paralela con dimensiones variables. Cristal de cuarzo, sección NT0403A, fracción -2Φ .

Figura 5.1. Modelo analógico experimental donde se observa la dirección del colapso en un edificio volcánico afectado por fallamiento lateral izquierdo (tomado de Norini, 2005).

Figura 5.2. Representación esquemática de la secuencia de eventos que produjeron el depósito "El Zaguán". a) Dinámica de transporte y emplazamiento del Miembro Inferior. b) Dinámica de transporte y emplazamiento del Miembro Superior.

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.1. Escala de tamaño de clases de Wentworth (1922), para las fracciones con diámetro menor a 0Φ .

Tabla 1.2. Fórmulas de Inman (1952) y Folk (1966) para calcular los parámetros sedimentológicos.

Tabla 4.1. Características y parámetros sedimentológicos del Miembro Superior.

Tabla 4.2. Características y parámetros sedimentológicos de la Unidad Deformada.

Tabla 4.3. Características y parámetros sedimentológicos de la Unidad Amarilla.

Tabla 4.4. Características y parámetros sedimentológicos de la Unidad Rosa.

RESUMEN

El Nevado de Toluca es un estratovolcán de composición andesítico-dacítica, con una altura de 4, 680 m.s.n.m., localizado en el límite de los sectores oeste y central del Cinturón Volcánico Mexicano. Aproximadamente hace 28, 000 A.P., este volcán experimentó el colapso de su flanco oriental, el cual originó el depósito de avalancha de escombros “El Zaguán”, constituido por dos miembros, producidos a partir de dos pulsos. El Miembro Inferior tiene una longitud de 14 km y un volumen de 0.34 km³, el Miembro Superior está constituido por tres unidades (Unidad Deformada, Unidad Amarilla y Unidad Rosa), y tiene una longitud aproximada de 8 km, y un volumen de 0.18 km³. Ambos miembros están separados por un depósito de retrabajo con espesor y distribución irregular.

El primer pulso se generó por el derrumbe de material antiguo e inestable localizado en las laderas del volcán. La constancia en los valores de los parámetros sedimentológicos, así como la presencia de grandes bloques en la facies lejana del depósito indican, que este pulso, se movió como un flujo granular homogéneo, de alta concentración, con esfuerzos de cizalla elevados en su base, y sin cambios importantes de energía durante su movimiento, el cual se desplazó con dirección Este, hasta llegar al domo de Putla donde sufrió un cambio de trayectoria en dirección NE.

El segundo pulso fue originado a partir de un deslizamiento en forma de “*retrogressive landslide*”, y se movió como un flujo verticalmente estratificado como lo demuestran las evidencias estructurales y texturales encontradas en las distintas unidades de flujo.

La base del flujo era una zona de alta fricción y en estado de licuefacción, lo cual es evidenciado por la presencia de diques clásticos, clastos de material lacustre deformados y el fracturamiento progresivo de los clastos con el transporte. La parte superior tenía un comportamiento frágil por lo que la energía cinética se disipaba principalmente en forma de calor y por la colisión y fricción entre clastos. Este régimen de movimiento generó en la superficie de los clastos marcas de percusión,

fracturas concoides, rasguños, surcos y labios. Este segundo pulso se desplazó con dirección Este hasta chocar con el domo de Pulta donde se detuvo.

El episodio eruptivo de 28, 000 A.P. culminó con la emisión de un flujo de bloques y cenizas cuyo depósito se encuentra cubriendo al depósito “El Zaguán” en el sector noreste del volcán.

ABSTRACT

Nevado de Toluca Volcano is an andesitic to dacitic stratovolcano (4,680 m.a.s.l.) located between the western and central sector of the Transmexican Volcanic Belt. Approximately 28,000 yrs B.P. this volcano experienced the failure of its eastern flank, which originated "El Zaguán" deposit. This deposit consists of two members, produced by two different pulses. The Lower Member has a total length of 14 km and a volume of 0.34 km³, the Upper Member is 8 km long and has a volume of 0.18 km³. A discontinuous horizon of reworked material stratigraphically separates these two layers.

The first pulse was generated by the failure of old unstable material located on the flank of the edifice. The down-flow values uniformity of sedimentological parameters as well as the presence of large blocks in the distal facies of the deposit indicate that this pulse moved as a high concentrated and homogeneous granular flow, with high shear stresses at its base, which moved down flow up to the east until it reached the Putla Dome, where it change its flow path to the northeast.

The second pulse was originated as a retrogressive landslide and moved as stratified flow as it is shown by the structural and textural characteristics of its different flow units.

The base of the flow was partially liquefied and dominated by high friction. This is noticeable by the presence of clastic dikes, deformed lacustrine sediments and the progressive fracturing of clasts with transport. In contrast, the upper part of the flow had a brittle behavior where kinetic energy was dissipated as heat, and by collision and friction among clasts. This flow regime is responsible of clast features such as percussion marks, concoidal fractures, scratches, grooves and lips. This second pulse moved to the east until it stopped against the Putla dome.

The 28,000 B.P. eruptive episode culminated with the emission of a block and ash flow that emplaced on top of "El Zaguán" deposit on the northeastern sector of the volcano.

I. INTRODUCCIÓN

El colapso de un edificio volcánico es un fenómeno ampliamente reconocido en todo el mundo a partir de la erupción del Monte Santa Elena (1980), y ha sido identificado en muchos volcanes mexicanos que forman parte del Cinturón Volcánico Transmexicano (Capra et al., 2002), como son: Volcán de Fuego, Colima (Luhr y Prestegaard, 1988; Robin y Boudal, 1987, 1990; Stoores y Sheridan, 1992; Komorowski et al., 1994, 1997), Volcán Jocotitlán, Estado de México (Siebe et al., 1992), Volcán Popocatepetl, Estado de México, Tlaxcala y Puebla (Robin y Boudal, 1987; Siebe et al., 1995b), Pico de Orizaba, Veracruz (Carrasco-Núñez et al., 1993; Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997; Carrasco-Núñez et al., 2003; Carrasco-Núñez et al., en prensa), y el Volcán Nevado de Toluca, Estado de México (Macías et al., 1997, Capra y Macías, 2000; Capra et al., 2002), por mencionar sólo algunos. Sin embargo, a pesar de ser reconocido como un proceso de destrucción que se presenta en forma repetitiva en la historia evolutiva de un volcán y de la amplia base bibliográfica acerca de los mecanismos disparadores, características texturales, facies y mecanismos de emplazamiento, no existe un consenso acerca del comportamiento de las avalanchas de escombros que explique en su totalidad las características de los diferentes depósitos producidos por estos flujos.

I.1 Justificación

El estudio de las características estructurales y texturales en depósitos de avalanchas de escombros es de gran importancia ya que ellas tienen su origen en la dinámica de transporte y el mecanismo de emplazamiento, así como por la descompresión del material al originarse el evento, por lo que reconocerlas e identificarlas, así como explicar su formación mediante procesos físicos, permitirá el mejor entendimiento de los fenómenos volcánicos, en particular sobre el colapso de edificios volcánicos y la formación de avalanchas de escombros. Además, entender el comportamiento de las avalanchas de escombros es de vital importancia para conocer la evolución de volcanes y, posteriormente, para evaluar su peligro potencial,

ya que estas avalanchas poseen una alta movilidad y son capaces de modificar la topografía de una amplia región en poco tiempo.

I.2 Objetivos

Los principales objetivos del presente trabajo son:

- Determinar la estratigrafía y distribución del depósito producido por el colapso del sector oriental del Volcán Nevado de Toluca.
- Determinar sus características estructurales, texturales y sedimentológicas.
- Reconstruir el episodio eruptivo que dio origen a estos depósitos.
- Establecer, a partir de las características estructurales y texturales del depósito de avalancha escombros, el mecanismo de transporte y emplazamiento.

I.3 Antecedentes

El volcán Nevado de Toluca (19°06'30"N; 99°45'30"W; 4680 m.s.n.m.) es un estratovolcán, de composición andesítico-dacítica que se encuentra localizado 23 km al sureste de la ciudad de Toluca (Fig. 1.1b), en el límite entre los sectores oeste y central del Eje Volcánico Transmexicano (Pasquarè et al., 1987) (Fig. 1.1a). El cráter central (2-1.5 km de diámetro), orientado E-W, tiene forma de herradura con abertura hacia el este, y está emplazado en la cima de dos estructuras con forma de anfiteatro, con orientaciones SE y NE, cuyos remanentes aún son visibles (García-Palomo et al., 2000).

1.3.1 Antecedentes e historia eruptiva del Nevado de Toluca

Los primeros estudios del Nevado de Toluca se llevaron a cabo a principios del s. XX por Ordoñez (1902), Otis (1907), Flores (1906) y Waitz (1909), quienes describieron las características generales del volcán incluyendo su morfología,

estructura y petrografía. Posteriormente, Bloomfield y Valastro (1974) definieron y fecharon tres episodios eruptivos de gran magnitud del volcán. El más antiguo, tiene una edad de 28, 000 años A.P., y representa un evento de tipo vulcaniano. Además, existen dos depósitos de caída posteriores, denominados Pómez Toluca Inferior de 24, 500 años A.P., el cual fue recientemente fechado con una edad de 21, 700 años A.P. (Capra et al., 2006) y la Pómez Toluca Superior, fechada en 11,600 A.P., y posteriormente en 10, 500 años A.P. por Arce et al., 2003.

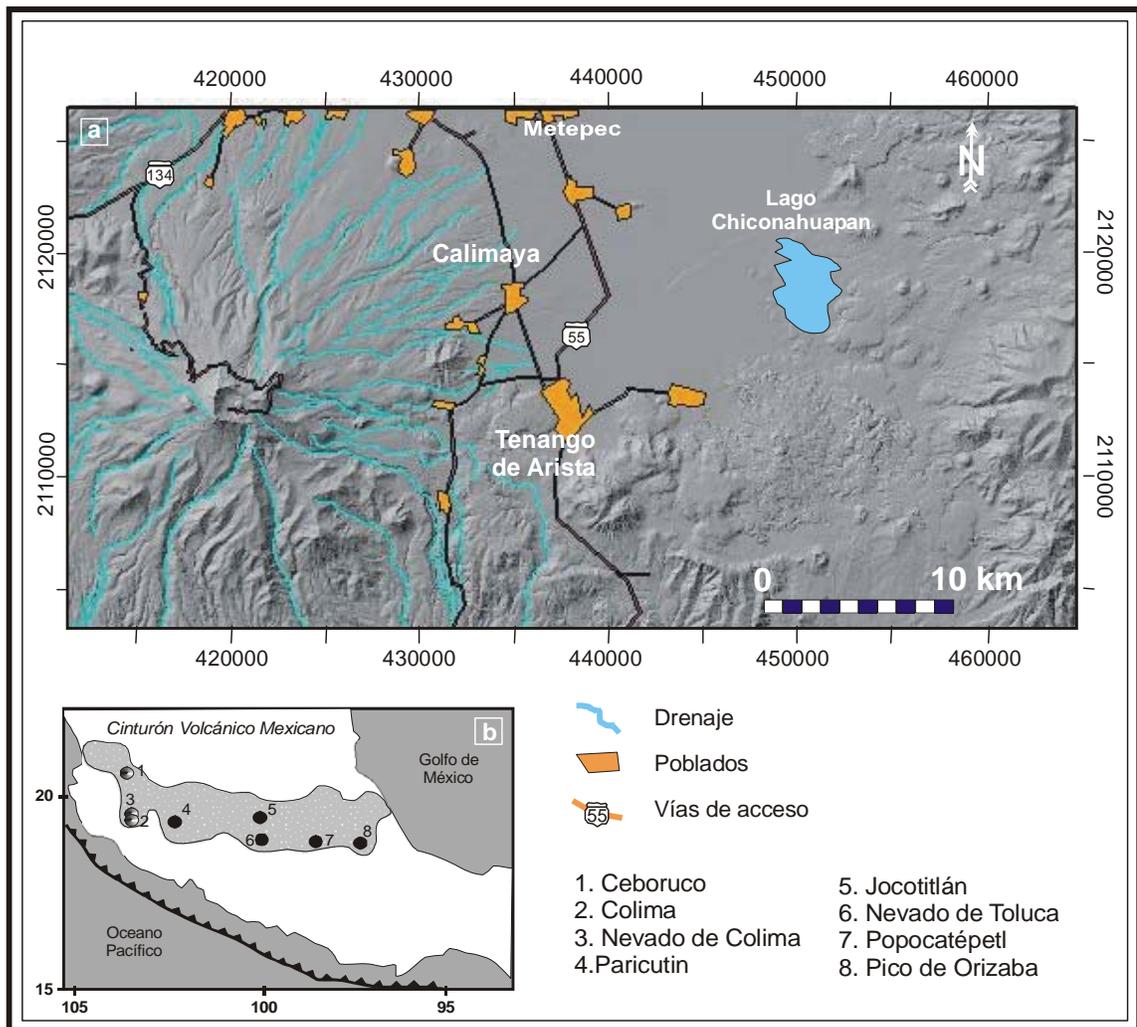


Figura 1.1. a) Mapa de localización del Volcán Nevado de Toluca, mostrando un modelo digital de la región circundante, generado a partir de la topografía de INEGI. b) Localización del Nevado de Toluca en el Cinturón Volcánico Mexicano.

Cantagrel et al. (1981), definieron dos grandes etapas de actividad, la primera caracterizada por actividad efusiva (1.5 M.a) y la segunda (<100, 000 años), por actividad explosiva (destrucción de domos y erupciones plinianas). Entre estas grandes etapas, existió un periodo de erosión donde se depositó una secuencia conglomerática de edad cercana a los 1.5 M.a. (K-Ar) (Cantagrel et al., 1981), denominada por De Cserna y Fries (1981) como la Formación Chontalcoatlán (Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano) y depósitos vulcanoclásticos, con una edad mayor a 42, 000 años, constituidos por lahares y depósitos de avalancha de escombros.

García Palomo et al. (2002), fecharon por el método K-Ar, unas lavas de composición andesítica expuestas en el flanco sur, en 2.6 M.a., por lo que la edad de la primera etapa de actividad ha sido redefinida entre 2.6 y 1.5 M.a. Asimismo, la segunda etapa eruptiva ha sido reestablecida como menor a 42, 000 años, y dentro de ella se han identificado por lo menos doce episodios eruptivos que emitieron flujos piroclásticos de bloques y ceniza. Estos se encuentran depositados en forma de abanicos coalescentes en el flanco norte, y en el sur, canalizados en cuencas tectónicas con orientación NW-SE (García-Palomo et al., 2000). De estas doce erupciones García-Palomo et al. (2002), interpretan tres como originadas por la destrucción de grandes domos centrales de composición dacítica (37, 28 y 14 K.a) y dos, por explosiones dirigidas, base surges y el colapso parcial de domos centrales dacíticos (32 y 26 K.a.). Además, el Nevado de Toluca ha emitido flujos de pómez y flujos de ceniza (42, 12.1 y 3.3k.a.) intercalados con erupciones de grandes dimensiones donde se produjeron depósitos de caída (36-39, 21.7 y 10.5 K.a) de gran extensión. En la figura 1.2 se resume la columna estratigráfica de dichos eventos.

1.3.2 Ambiente tectónico

El Nevado de Toluca se encuentra en la intersección de tres sistemas de fallas que han experimentado diferentes episodios de reactivación (Fig. 1.3) (Macías et al., 1997; García-Palomo et al., 2000, 2002).

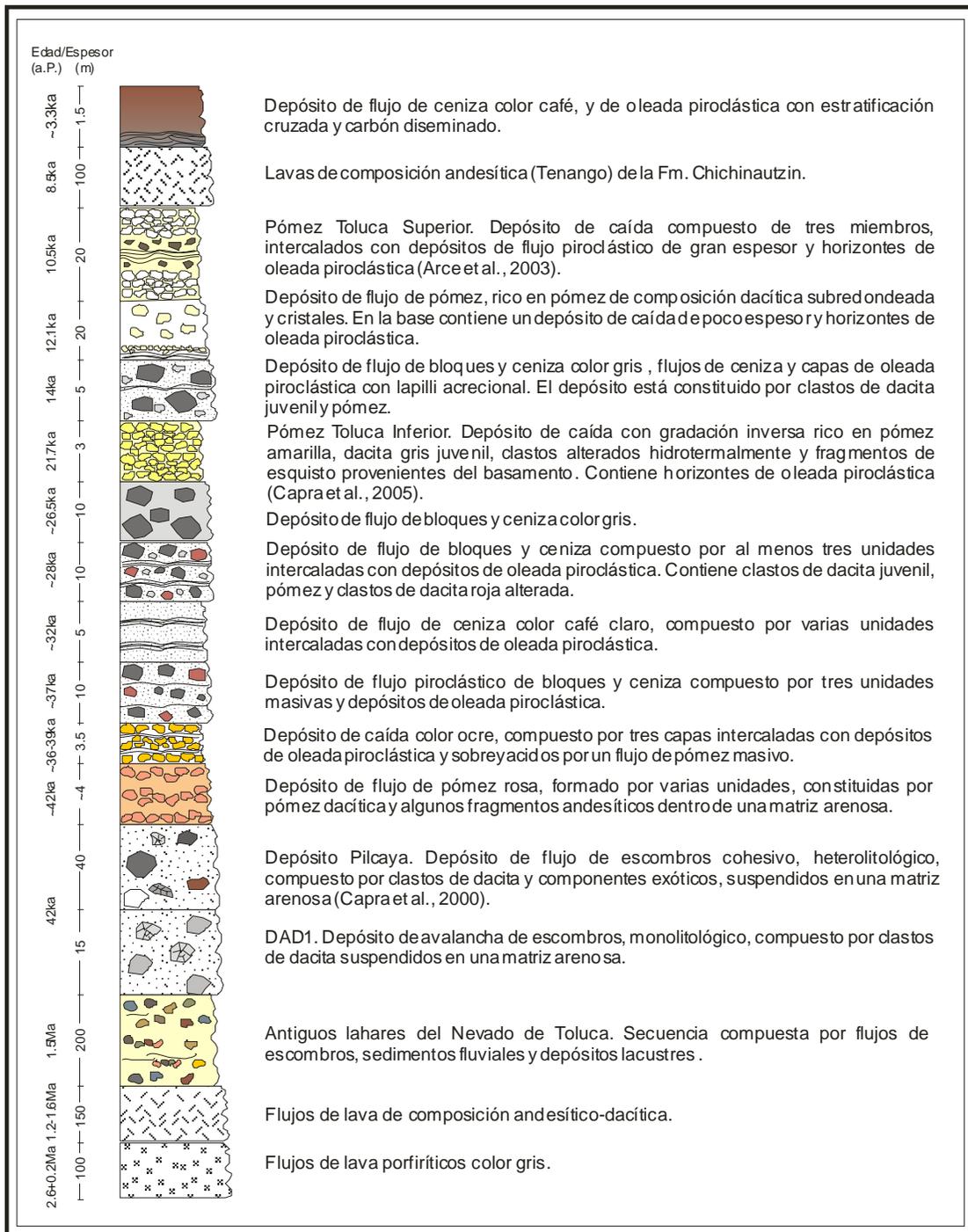


Figura 1.2. Columna estratigráfica compuesta del Volcán Nevado de Toluca (modificado de García-Palomo et al., 2002).

1. Sistema Taxco-Querétaro. Su expresión morfológica se observa al sur del volcán donde se puede seguir por 87 km, forma una serie de “horst” y “grabens” con orientación NW-SE, limitados por escarpes de 100 m de altura. Este sistema de fallas ha experimentado tres episodios de actividad durante el Cenozoico, el primero de tipo normal (Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano), el segundo de tipo lateral derecho (Mioceno Medio) y el tercero de tipo normal (Plioceno).
2. Sistema San Antonio. Tiene una longitud de 60 km y está constituido por una serie de fallas normales orientadas NE-SW. Ha experimentado dos etapas de movimiento, ambas en el Plioceno, la primera de tipo lateral izquierdo y la segunda de tipo normal.
3. Sistema Tenango. Tiene una orientación E-W y ENE-WSW, y ha experimentado dos episodios de actividad, el primero durante el Plioceno Tardío, de tipo lateral, y el segundo durante el Pleistoceno-Holoceno y continua hasta el Presente. García-Palomo et al. (2000) indican un movimiento de tipo normal para este segundo periodo, mientras que Norini (2005) evidencía un movimiento de tipo lateral izquierdo.

La presencia de sistemas de fallas activas determina en gran medida las zonas de mayor inestabilidad en un volcán (Lagmay et al., 2000; Vidal y Merle, 2000). La inestabilidad del flanco oriental del volcán Nevado de Toluca se debe al Sistema de Fallas Tenango, debido a su cinemática, como es evidenciado por la distribución de los domos somitales y de los diferentes depósitos de avalanchas de escombros (Norini, 2005).

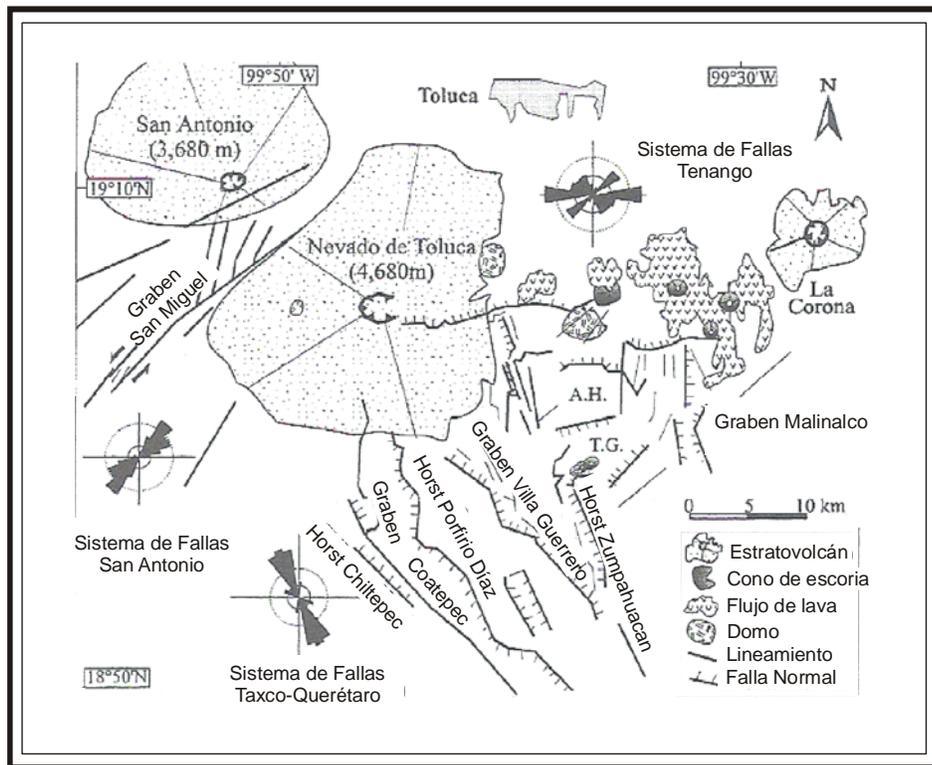


Figura 1.3. Ambiente tectónico del volcán Nevado de Toluca. Las rosetas de fracturas representan la orientación de los lineamientos principales en el área (modificado de García-Palomo et al., 2000).

1.3.3 Colapsos previos en el Volcán Nevado de Toluca

Durante su historia eruptiva, el volcán ha experimentado, en al menos en cuatro ocasiones, colapsos sectoriales. Dos de estos se verificaron en dirección sureste (Macías et al., 1997; Capra y Macías, 2000), y fueron interpretados como controlados por el régimen tectónico, ya que la orientación del colapso es perpendicular al Sistema de Fallas Tenango (García-Palomo et al., 2002), y dos ocurrieron en dirección este (Bellotti et al., 2004). De los colapsos, uno está localizado en dirección este en la barranca Arroyo Grande y presenta características de flujo de escombros, y el otro, sobre la barranca El Zaguán (Fig. 1.4).

Norini et al. (2004) en un análisis morfológico efectuado en el edificio del Nevado de Toluca, identificaron remanentes de un cráter en forma de herradura

abierto hacia el norte, probablemente formado por el colapso parcial del edificio. Esta información sería corroborada por Bellotti (comunicación personal) al encontrar un depósito de avalancha de escombros al norte del volcán y que debido a la escasez de afloramientos no ha sido estudiado. Sin embargo, de todos los colapsos de sector ocurridos a lo largo de la historia del volcán, sólo uno de ellos, el Depósito Pilcaya, localizado en el flanco meridional, ha sido estudiado con detalle (Capra y Macías, 2000), por lo que la reconstrucción de la historia eruptiva del volcán Nevado de Toluca aún se encuentra inconclusa.

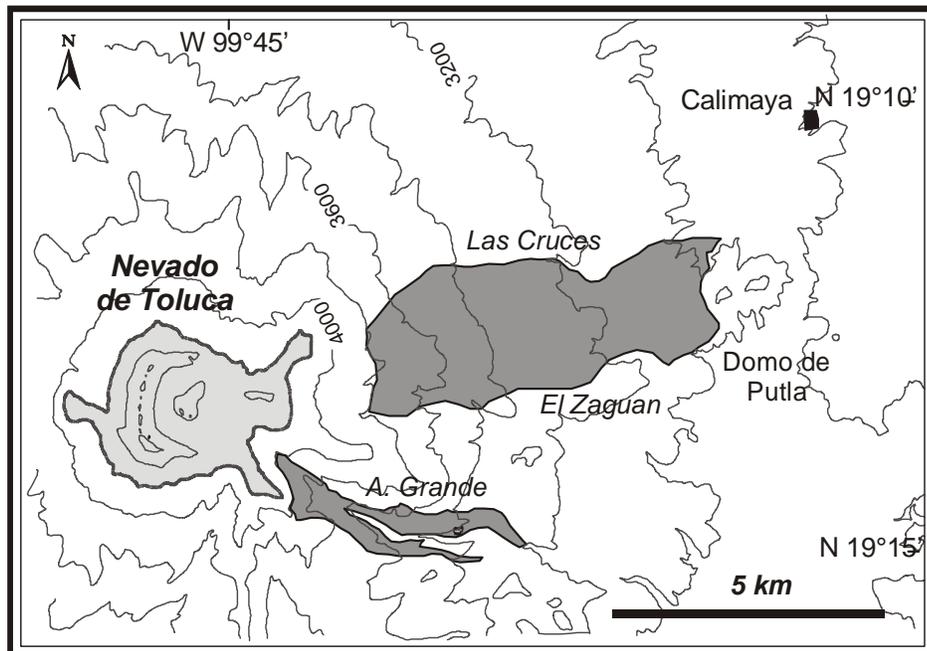


Figura 1.4. Distribución de los depósitos producidos por el colapso del volcán Nevado de Toluca en el sector este, a lo largo de las barrancas El Zaguán y A. Grande.

1.3.4 Características de los depósitos de avalancha de escombros definidos previamente en el Volcán Nevado de Toluca

Depósito DAD1. Es el depósito de avalancha de escombros más antiguo reconocido en el área (Fig. 1.2). Consiste de una sola unidad, con bloques de dacita juvenil gris

porfídica y clastos de dacita roja alterada con estructura de rompecabezas, suspendidos en una matriz de arena gruesa. El depósito presenta un espesor superior a 15 m y una longitud máxima de 55 km en dirección S-SE. Estratigráficamente, sobreyace a un paleosuelo y a la secuencia epiclástica del “Paleo-Nevado” (Macías et al., 1997; Capra y Macías, 2000; García Palomo et al., 2002).

Depósito Pilcaya. Consiste de un depósito de flujo de escombros cohesivo formado a partir de la transformación de una avalancha de escombros (Capra y Macías, 2000, Fig. 1.2). El depósito es masivo, heterolitológico, con fragmentos de andesita y dacita del antiguo edificio, con estructuras de rompecabezas y rocas del basamento. Los clastos están soportados una matriz arenosa con un contenido de arcilla mayor al 16%, que contiene megaclastos en suspensión dentro del depósito de hasta 15 m de diámetro. El depósito tiene un espesor que varía desde 6 hasta 40 m, una extensión aproximada de 55 km y un volumen de 2 km³. El colapso que produjo este depósito se interpreta como producido por alteración hidrotermal del edificio y disección tectónica (Capra y Macías, 2000), similar al Volcán Tetelzingo derivado del volcán Citlaltépetl (Carrasco-Núñez et al., 1993).

I.4 Terminología

Para la descripción de los depósitos de avalancha de escombros a nivel de afloramiento se utilizó la terminología utilizada por Crandell (1989), Palmer et al. (1991) y Glicken (1991).

- *Textura*. Tamaño, forma y fábrica (patrón de arreglo) de las partículas que forman el depósito.
- *Estructura*. Características visibles a simple vista.
- *Clasto*. Componentes del depósito con diámetros entre 2 mm y 1 m, limitados por una superficie externa y que muestran homogeneidad litológica interna. Incluye todas las porciones del flujo que actúan como unidades coherentes y

rocas que han sido intensamente brechadas pero mantienen su forma relativa durante el transporte.

- *Partícula*. Unidad distinta o separable dentro del depósito o del material en movimiento, independientemente de su diámetro.
- *Megaclasto*. Clasto con diámetro mayor a 1 m.
- *Bloque*. Porción del edificio volcánico transportado hasta su posición final sin sufrir deformaciones importantes. Puede ser monolítico o representar parte de la secuencia estratigráfica del edificio.
- *Matriz*. Partículas con diámetro menor a 2 mm. Puede ser interclasto, cuando se encuentra entre los clastos, o intraclasto, cuando está presente dentro de los clastos o megaclastos, rellenando las fracturas.
- *Facies de Bloques*. Consiste de bloques de avalancha de escombros no consolidados o poco consolidados que varían de centímetros a metros, generalmente están deformados y parcial o completamente fracturados, pero la estratigrafía original o las estructuras se preservan localmente. Esta facies se encuentra en “facies cercana” a la fuente o en la parte central del depósito.
- *Facies de matriz* (Crandell, 1989) o *mixta* (Glicken, 1991). En esta facies, el depósito está constituido por clastos heterogéneos en una mezcla de material homogéneo, no gradado, ni estratificado y poco seleccionado, ya que sufrió procesos de abrasión, colisión entre partículas y deformación de cizalla (Ui y Glicken, 1986). Se encuentra en la facies media y lejana o en los márgenes laterales del depósito de avalancha.
- *Estructura de rompecabezas*. Se forma por dilatación al momento de la ruptura de los bloques (Alidibirov, 1994; Glicken, 1996) y por la gran presión a la que son sometidos los clastos durante el transporte (Ui y Glicken, 1986; Glicken, 1996).

En lo referente a la terminología sedimentológica se utilizó la escala de tamaño de clases de Wentworth (1922) para las fracciones con diámetro menor a -1Φ , donde Φ es igual a $-\log d$, y d es el diámetro de la partícula en milímetros.

Diámetro		Nombre	
Φ	mm		
0	1 - 2	Muy Gruesa	Arena
1	0.5(1/2) - 1	Gruesa	
2	0.25(1/4) - 0.5(1/2)	Media	
3	0.125(1/8) - 0.25(1/4)	Fina	
4	0.063(1/16) - 0.125(1/8)	Muy Fina	
5	0.031(1/32) - 0.0625(1/16)	Grueso	Limo
6	0.016(1/64) - 0.031(1/32)	Medio	
7	0.008(1/128) - 0.016(1/64)	Fino	
8	0.0039(1/256) - 0.008(1/128)	Muy Fino	
9	0.0019(1/512) - 0.0039(1/256)	Gruesa	Arcilla
10	0.00098(1/1024) - 0.0019(1/512)	Media	
11	0.00049(1/2048) - 0.00098(1/1024)	Fina	
12	0.00024(1/4096) - 0.00049(1/2048)	Muy Fina	
13	0.00024(1/4096)		

Tabla 1.1. Escala de tamaño de clases de Wentworth (1922), para las fracciones con diámetro menor a 0Φ .

Los parámetros sedimentológicos se obtuvieron con el fin de describir y caracterizar el tamaño y tipo de material parental, las condiciones dinámicas del flujo y su relación con el transporte de los sedimentos y con ello establecer las condiciones de sedimentación.

- *Mediana (Md)*. Corresponde al valor que divide en dos partes de igual área a la curva de distribución normal, y es el diámetro que corresponde a la ordenada del 50% en la curva acumulativa.
- *Media (Mz)*. Medida gráfica de tamaño medio basada en tres puntos de la curva.

- *Desviación estándar gráfica* (σ_G). Mide el grado de dispersión de los valores en relación con el valor de la media y con ello determina el grado de selección de la muestra. Abarca el 68% de la curva de distribución.
- *Desviación estándar inclusiva* (σ_I). Considera el 90% de la curva acumulativa. Es más representativa que σ_G .
- *Sesgo Gráfico* (Sk_G). Mide la simetría de la curva de frecuencia acumulativa y representa el desplazamiento de la mediana desde el punto medio entre Φ_{16} y Φ_{84} es decir, la tendencia de una distribución a alejarse de la forma simétrica. Varía de +1 (exceso de material fino) a -1 (exceso de material grueso). Considera sólo la parte central de la curva de frecuencia acumulativa.
- *Sesgo Inclusivo* (Sk_I). Calculada sobre el 90% de la curva de frecuencia acumulativa.
- *Curtosis* (K_G). Mide la relación entre el grado de selección en las colas y la porción central de la curva. Si la porción central está mejor seleccionada que las colas, la curva es leptocúrtica o muy aguda, si el sesgo está mejor seleccionado que la curva es platicúrtica, o de pico plano. Indica el grado de selección, ya que entre más pobre es la selección, más plana es la curva.

PARÁMETROS ESTADÍSTICOS SEDIMENTOLÓGICOS

Inman (1952)	Folk (1966)
$Md = \Phi_{50}$	$Mz = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$
$\sigma_G = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/2$	$\sigma_I = (\Phi_{16} - \Phi_{84})/4 + (\Phi_5 - \Phi_{95})/6.6$
$Sk_G = (\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50}) / \Phi_{84} - \Phi_{16}$	$Sk_I = (\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50})/2(\Phi_{16} + \Phi_{84}) + (\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50})/2(\Phi_5 - \Phi_{95})$
	$K_G = \Phi_{95} - \Phi_5 / 2.44(\Phi_{75} - \Phi_{25})$

Tabla 1.2. Fórmulas de Inman (1952) y Folk (1966) para calcular los parámetros sedimentológicos.

La terminología utilizada para describir las texturas por medio del microscopio electrónico de barrido, es la descrita por Mahaney (2002), con excepción de los rasguños y los labios, que son descritos en el presente trabajo:

- “Alto relieve”. Superficie topográficamente irregular con protrusiones y depresiones. Relieve es la diferencia entre los puntos altos y bajos en la superficie de un grano.
- “Caras de fracturas” (*fracture faces*). Fracturas grandes, suaves y limpias, que cruzan al menos 25% de la superficie de la partícula. Pueden ser planas o ligeramente curvas pero siempre bien definidas. Generalmente, son rompimientos limpios pero pueden presentar fracturas subparalelas en los márgenes.
- “Crestas paralelas” (*parallel ridges*). Colinas separadas por aproximadamente 0.5-10 μm y localizadas entre depresiones.
- “Surcos o ranuras rectas” (*straight grooves*). Depresiones profundas y elongadas. Microtexturas formadas por abrasión de otros clastos que viajan dentro del flujo.
- “Fracturas concoides” (*conchoidal fractures*). Fracturas suaves, curvadas, similares a conchas. Es característica del cuarzo, pero también se encuentra en plagioclasas y minerales pesados.
- “Escalones arqueados” (*arc-shaped steps*). Rompimientos profundos en la fábrica mineral causados por impacto. Similares a las fracturas concoides pero con mayor profundidad y espaciados ampliamente (mayor a 5 μm).
- Marcas de percusión en forma de “V” (*V-shaped percussion cracks*). Fracturas en forma de “V”, de tamaño y profundidad variable, embebidas en la superficie del clasto.

I.5 Metodología

El presente trabajo se llevó a cabo en diferentes etapas:

La primera etapa consistió en la recopilación y el análisis de información bibliográfica acerca de la inestabilidad de edificios volcánicos y los depósitos asociados, incluyendo las características estructurales y texturales y mecanismos de transporte y de emplazamiento de avalanchas de escombros.

En la segunda etapa se realizó el trabajo de campo, donde se levantaron secciones estratigráficas en la porción E y NE del volcán Nevado de Toluca. Se tomaron muestras de la parte de la porción central y lateral del depósito de avalancha de escombros y los depósitos asociados, y a diferentes niveles en sección vertical. Además, se tomaron fotos de alta resolución perpendiculares al afloramiento que abarcaran un área mínima de 1 m².

La tercera etapa fue el trabajo de laboratorio, el cual consistió de varias fases: 1) Análisis sedimentológicos, 2) Análisis textural al microscopio binocular y; 3) Análisis textural al microscopio electrónico de barrido.

Para llevar a cabo los análisis sedimentológicos se emplearon tres diferentes metodologías, en función del diámetro de las partículas:

a) Las fracciones con diámetro mayor a -4Φ , se midieron por medio de imágenes digitales de alta resolución, en las cuales se creó una malla, con abertura arbitraria, en función del diámetro promedio de las partículas. Las imágenes fueron analizadas con el programa ImageJ versión 1.32j (Abramoff et al., 2004), donde las partículas localizadas en los nodos de la malla con diámetro mayor a -3Φ se midieron, mientras que los clastos con diámetro menor, fueron clasificados como matriz. El límite de -3Φ fue establecido arbitrariamente, en función de la resolución de las fotografías.

b) Las fracciones entre -3 y 4Φ fueron tamizadas en seco a intervalos de 1Φ , con un tiempo de cribado de 10 minutos en un RO-TAP mecánico.

c) Las fracciones con diámetro menor a 4Φ fueron analizadas por vía húmeda para separar limos y arcillas en la fracción mayor a 4Φ . Para efectuar este tipo de análisis, se preparó una solución de 1 g de muestra disuelta en 50 ml de agua destilada, la cual se colocó en un baño ultrasónico por un espacio de 1 minuto. Posteriormente, la muestra se introdujo en un fotosedimentógrafo de barrido "Analysette 20", que mide la velocidad de sedimentación de partículas sólidas en suspensión en una columna de agua destilada, usando el principio de la "Ley de Stokes". Los valores obtenidos por los tres métodos se normalizaron para ajustarlos a una escala que represente el 100% en peso de la muestra.

Una vez realizados los análisis sedimentológicos se obtuvieron los parámetros sedimentológicos mediante el software Kware SFT v.2.19.0157 (Wohletz et al., 1989), que utiliza las fórmulas descritas por Inman (1952), para los parámetros de la mediana (M_d), desviación estándar gráfica (σ_G) y sesgo gráfico (Sk_G); y las fórmulas descritas por Folk (1966), para la media (M_z), la desviación estándar inclusiva (σ_I), el sesgo inclusivo (Sk_I) y la curtosis (K_G).

Todas las fracciones obtenidas por el tamizado seco fueron lavadas con un baño ultrasónico a intervalos de 1 minuto hasta que quedaran libres de partículas finas, y se secaron en un horno precalentado a 60°C , durante 24 horas.

Para el análisis de la morfología y las características texturales de los clastos (fracturas, caras planas y rompimiento de los cristales) se observaron 100 partículas de cada una de las fracciones de -2 , -1 y 0Φ , para sumar un total de 300 partículas por muestra al microscopio binocular y cuyos resultados fueron representados gráficamente.

Para observar las texturas de las partículas a mayor escala y hacer análisis químicos semi-cuantitativos se empleó un microscopio electrónico de barrido, marca JEOL-35C y el equipo de energía dispersiva TRACOR NORTHERN, con un voltaje de 15 kV y un tiempo de adquisición de 20 segundos. Se observaron partículas con diámetros pertenecientes a las fracciones -2 , 0 y 2Φ previamente lavadas en un

baño ultrasónico con agua destilada a intervalos de 1 minuto hasta obtener una muestra limpia de partículas finas. De las fracciones -2Φ y 0Φ se escogieron 10 clastos al azar. La fracción -2Φ contiene el diámetro más grande observable para clastos de forma irregular, y la fracción 0Φ representa el diámetro más grande que forma parte de la matriz. De las partículas con diámetro igual a 2Φ se seleccionaron 5 cristales de plagioclasa, 5 de anfíboles y 5 de cuarzo y 5 líticos. Este diámetro se seleccionó, ya que es la fracción donde se observa gran abundancia de cristales sueltos y es el diámetro más pequeño que permite montarlos con esta metodología. Posteriormente, los líticos y los cristales seleccionados fueron montados en cilindros de aluminio, de 10 mm de diámetro por 10 mm de alto y cubiertos en un baño de plomo por 24 horas, las muestras que no fueron recubiertas de forma adecuada por este método fueron sometidas a un baño de oro, durante un intervalo de 8 minutos. Para los análisis químicos semicuantitativos de las fases minerales se utilizó un voltaje de 15 kV y un tiempo de adquisición de 20 segundos.

II. AVALANCHAS DE ESCOMBROS VOLCÁNICAS

II.1 Introducción

Las avalanchas de escombros son masas de material granular (rocas y suelo), que se movilizan bajo la fuerza de la gravedad (Bates y Jackson, 1987). Los tipos de movimiento que presentan pueden ocurrir en secuencia o simultáneamente, pero el mecanismo principal de movimiento es en forma de fluido. Estos flujos se consideran secos, ya que la fracción sólida representa más del 90% en peso o del 77% en volumen del flujo (Pierson y Costa, 1987). El 10% restante, lo ocupa un fluido intersticial compuesto por gases, de menor densidad y viscosidad, y agua, la cual no es suficiente para saturar los sedimentos y generar altas presiones de poro.

Estos flujos granulares pueden viajar a cientos de kilómetros por hora, cubrir grandes áreas, superan barreras topográficas y modificar completamente la topografía de un área en segundos. Generalmente ocurren en estratovolcanes como el volcán Santa Elena, E.E.U.U, 1980 (Glicken, 1996) o el volcán Unzen, Japón, 1972 (Brantley y Scott, 1993) y en complejos dómicos de composición dacítica o riolítica como por ejemplo Las Derrumbadas, México (Siebe y Sheridan, 1990). Sin embargo, Siebert (1984) notó que volcanes pequeños con alturas de 500-1000 m también pueden experimentar colapsos.

La generación de avalanchas de escombros representa una etapa importante en la historia eruptiva de un estratovolcán, ya que estabiliza la estructura volcánica, ampliando su diámetro basal (Pierson y Scott, comunicación escrita) . La frecuencia con que este tipo de fenómenos se presentan, depende de varios factores de desestabilización que operan en el edificio volcánico y el tipo de mecanismo disparador. Siebert (1992), ha estimado que estos eventos son relativamente frecuentes en todo el mundo y ocurren en promedio cuatro veces por siglo.

II.2 Origen

Las avalanchas de escombros pueden generarse cuando el esfuerzo cortante en una parte del edificio se incrementa, o bien cuando su resistencia interna a dicho esfuerzo disminuye. Ambas situaciones, pueden ser ocasionadas por uno o varios factores desestabilizadores, que actúan sobre largos periodos de tiempo en el volcán. La avalancha es sucesivamente desencadenada por un mecanismo disparador, el cual cambia el balance de fuerzas en segundos o meses.

La porción de un volcán que se desliza depende de las condiciones del edificio y de la efectividad de los factores de desestabilización pero, generalmente, no excede el 10% del volumen total del edificio (Siebert, 1996).

II.2.1 Inestabilidad en edificios volcánicos

Los factores que definen el grado de inestabilidad en los edificios volcánicos son:

- Altura y estructura del edificio. La altura a la cual los estratovolcanes pueden crecer está limitada por el ángulo de reposo de los materiales que los constituyen. Una vez superado este valor, el edificio se vuelve inestable y tienen lugar colapsos de origen gravitacional (Schneider y Fisher, 1998).
- Configuración del basamento, por ejemplo, el volcán Paríacota (Chile), donde el basamento está formado por rocas débiles constituidas por sedimentos lacustres (Clavero et al., 2002).
- Orientación irregular del sustrato rocoso, como en el caso de la cadena Cofre de Perote-Pico de Orizaba donde la pendiente en dirección este del sustrato causada por la configuración irregular de las rocas del basamento ha determinado la dirección de los colapsos (Carrasco-Núñez et al., en prensa).
- Grado y tipo de alteración hidrotermal (Frank, 1995; Carrasco-Núñez et al., 1993; Crowley y Zimbelman, 1997; Kerle y van Wyk de Vries, 2001; Reid, 2004; Zimbelman et al., 2004). Este tipo de actividad, eleva el contenido de arcilla en el volcán lo que disminuye la permeabilidad de las rocas, atrapando efectivamente

el agua y los fluidos hidrotermales, lo que favorece el aumento de la presión de poro que debilita el edificio e incrementa la tasa de deformación.

- La alternancia de depósitos piroclásticos poco compactos con lavas, como en el caso de los depósitos de avalanchas de escombros Iwasegawa y Kaida, Japón (Takarada et al., 1999).
- Efectos de una intrusión magmática, como en el caso de la erupción de 1980 del Volcán Santa Elena (Glicken, 1996) o el volcán Siveluch, donde cada uno de los ocho colapsos del edificio volcánico ocurridos durante el Holoceno fue originado por la inestabilidad producida por el ascenso de magma (Belousov et al., 1999).
- Actividad tectónica, como por ejemplo el Volcán Iriga (Filipinas) y el Monte Santa Elena (Estados Unidos), donde la dirección del colapso fue paralelo a la orientación de la cizalla subyacente (Lagmay et al., 2000).
- Efectos climáticos. El efecto de intensas lluvias produce una rápida infiltración, lo que aumenta la presión del agua intersticial que alcanza a superar las presiones confinantes provocando el deslizamiento. Tal fue el caso de “La Avalancha”, en el volcán Nevado del Huila, Colombia, 1994 (Pulgarín, 2000; Scott et al., 2001) y del colapso del Volcán Casita, Nicaragua, 1998 (Scott, 2000).

II.2.2 Mecanismos disparadores

El colapso de un edificio volcánico puede ser disparado por diferentes mecanismos, a saber: (1) Desestabilización magmática asociada a una erupción explosiva o a actividad freática o freatomagmática (Monte Bandai, Japón, 1888, Siebert et al., 1987; Monte Baker, E.E.U.U., 1890-1891 a.D, Scott et al., 2001), (2) Actividad sísmica relacionada a esfuerzos regionales en zonas tectónicamente activas (“La Avalancha”, Nevado del Huila, Colombia; Pulgarín, 2000; Scott et al., 2001), y (3) Factores meteorológicos como lluvias extraordinarias que causan la saturación del terreno, elevando la presión de poro ocasionando el deslizamiento (Volcán Casita, Nicaragua, 1998; Kerle y van Wik de Vries, 2001).

II.2.3 Régimen tectónico y dirección del colapso

Los esfuerzos locales y regionales pueden influir en la dirección del colapso del edificio volcánico (Siebert, 1984; Capra et al., 2002) y en algunos casos pueden ser mecanismos disparadores (McGuire, 1996). En el caso de fallas normales, el colapso y sus depósitos se localizan en dirección perpendicular a la de máxima compresión horizontal (Fig. 2.1), la cual coincide con el emplazamiento de diques radiales y conos parásitos emplazados a través de fallas importantes. El eje mayor de dispersión de las avalanchas de escombros coincide con el eje de máxima distensión o σ_3 , como por ejemplo en El Volcán Jocotitlán, México (9690±89 A.P., Siebe et al., 1992; Capra et al., 2002), y en el volcán Nevado de Toluca, México (Depósito Pilcaya, Pleistoceno; Capra, 2000). En las fallas laterales, experimentos realizados por Lagmay et al. (2000) en conos de arena, demostraron que en los edificios volcánicos sometidos a esfuerzos de cizalla se pueden formar estructuras en flor, compuestas por sistemas de fallas de forma curvilínea, de tipo transpresional y transtensional, las cuales definen una región de inestabilidad. En este caso, el colapso se produciría en dirección oblicua a la dirección de la falla lateral (Fig. 2.2). Además, Norini y Lagmay (en prensa), utilizando modelos analógicos de conos volcánicos atravesados por fallas laterales, demostraron que conos simétricos bajo este tipo de esfuerzos pueden ser deformados internamente sin manifestar cambios en su forma cónica (Ej. Volcán Mayon, Filipinas).

II.3 Clasificación

Siebert (1984) clasificó las avalanchas de escombros de acuerdo con el tipo de actividad a la que se encuentran asociadas.

- Tipo Bezymianny. Con componente magmática asociada antes o después del colapso (existe material juvenil), como en los casos del Volcán Bezymianny, Kamchatka, 1956 y el Volcán Santa Elena, E.E.U.U., 1980. La actividad premonitora a este tipo de eventos puede consistir en sismicidad, erupciones

freáticas o magmáticas y deformación del edificio. Después del colapso, la actividad magmática que lo desencadenó puede continuar.

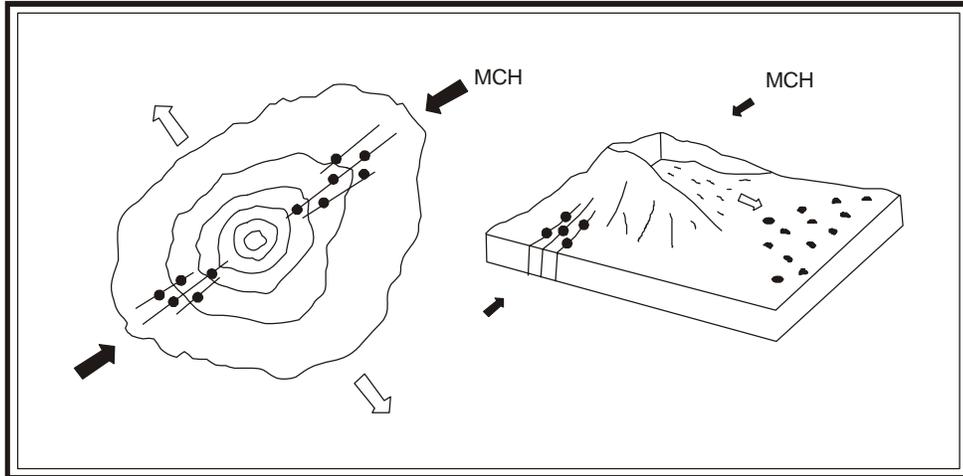


Figura 2.1. Diagrama que muestra el emplazamiento de diques radiales y conos parásitos en dirección paralela a la máxima compresión horizontal (MCH), produciendo elongación del edificio y esfuerzos de dilatación dentro del volcán, promoviendo el colapso en dirección normal a MCH (modificado de Siebert, 1984).

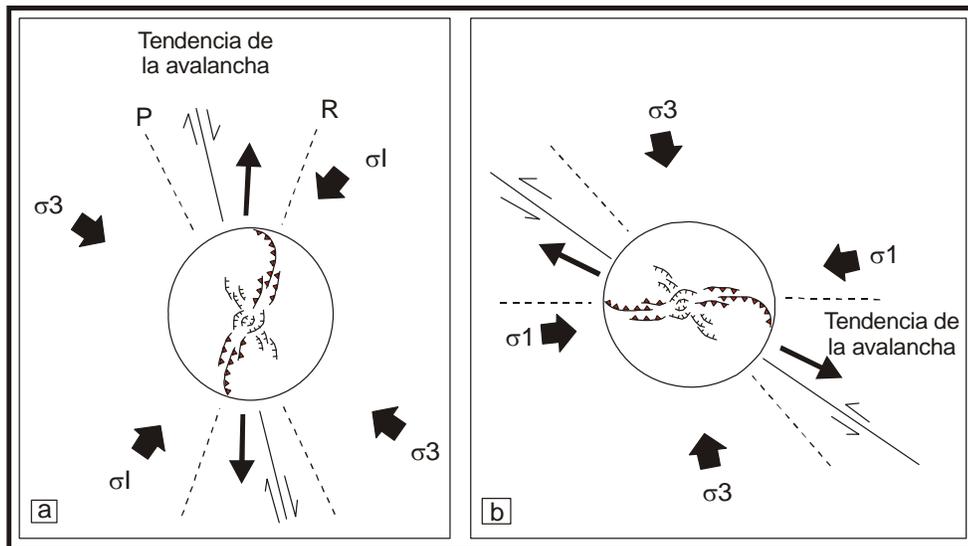


Figura 2.2. Diagrama que muestra la orientación del colapso en relación a la dirección de los esfuerzos en fallas laterales. a) Fallas normales. b) Fallas inversas. (modificado de Lagmay et al., 2000).

- Tipo Bandai. Se asocia a actividad freática y no existe material juvenil en el depósito, ya que no hay actividad magmática asociada previa o posterior al evento. La actividad premonitora consiste en actividad sísmica o erupciones de tipo explosivo. Esta actividad tomó su nombre a partir del colapso del Volcán Bandai ocurrido en Japón en 1888.
- Tipo Unzen. En este tipo de actividad el colapso se encuentra asociado únicamente a actividad sísmica. Al igual que en el tipo Bandai, la actividad magmática está ausente.

II.4 Morfología de la fuente y características de los depósitos de avalancha de escombros

Los depósitos producidos por avalanchas de escombros presentan características distintivas entre ellas se encuentran la topografía de montículos, leeves laterales y clastos con fracturamiento en rompecabezas. Además, los depósitos presentan variaciones laterales y longitudinales en la estructura por lo cual, se han dividido en facies de bloques (Crandell, 1989; Glicken, 1991) y facies mixta (Glicken, 1991) o de matriz (Crandell, 1989).

II.4.1. Morfología de la fuente

El área remanente después del colapso es un cráter en forma de herradura o anfiteatro en la cual. Existe una relación entre el volumen de la porción faltante del edificio y el volumen del depósito; Glicken (1996) sugiere que el depósito es 20% mayor a la porción faltante del edificio y Wadge et al., (1995) estima un 30%. Esta diferencia en volúmenes depende de la dilatación del material producida por el colapso y a la incorporación de material durante el transporte.

II.4.2 Morfología de los depósitos

Los depósitos de avalanchas de escombros forman unidades deposicionales de gran espesor, no estratificadas, con límites bien definidos y con pendientes abruptas. En la facies cercana, el depósito presenta montículos y depresiones cerradas sobre la superficie del depósito. En la facies lejana, el depósito forma una superficie plana con pocos montículos, leeves laterales y un frente abrupto (sólo si el depósito no se transformó a un flujo de escombros).

- Montículos.

La formación de montículos puede ser atribuida a:

- Sistemas de horsts y grabens formados en respuesta a la dispersión de la avalancha de escombros (Voight et al., 1981, 1983).
- La topografía superficial de los bloques de la avalancha de escombros (Glicken, 1996).
- La presencia de uno o varios bloques en suspensión dentro de la matriz (Glicken, 1996).
- La disminución de la velocidad del flujo por esfuerzos de cizalla basal o lateral (Glicken, 1996) o;
- Por concentraciones elevadas de clastos y matriz (Glicken, 1996).

Los montículos se clasifican con base en la proporción de la facies de bloques y de matriz (Glicken, 1991), en dos tipos:

- *Tipo A.* Montículos en la facies de bloques sin facies de matriz. Se encuentran en la parte cercana del depósito de avalancha. Los montículos y el área entre ellas están constituidos sólo por bloques.
- *Tipo B.* Montículos predominantemente constituidos por la facies de matriz o mixta. Se encuentran en las áreas lejanas del depósito en avalanchas de escombros confinadas, son de algunos metros de altura y de menor tamaño a

los del tipo A. No están presentes en muchas avalanchas por su naturaleza uniforme y bien mezclada.

- *Tipo C.* Montículos hechos de bloques que se depositaron sobre la facies de matriz.

- Depresiones cerradas. Son áreas intermontículos de forma irregular, y se interpretan como formadas por el colapso del material superficial en espacios vacíos bajo él o sobre los espacios creados por hielo glacial fundido (Glicken, 1996; Clavero et al., 2002). Tienen forma irregular y pendientes abruptas.

- Leeves. Se forman dentro del depósito de avalancha de escombros o entre este y las paredes de los valles (en bordes de cizalla), o a veces bloquean valles tributarios formando represas que debido a su pequeño espesor, son barreras fáciles de romper (Glicken, 1996).

II.4.3 Facies

- Glicken (1991), clasificó dos tipos de facies en depósitos de avalanchas de escombros y el contacto entre ellas es gradacional. La facies de bloques consiste de bloques no consolidados o poco consolidados que varían en dimensión de centímetros a cientos de metros; generalmente los bloques están deformados y parcial o completamente fracturados, pero la estratigrafía original o estructuras se preservan localmente. La facies de matriz (Crandell, 1989) o mixta (Glicken, 1991) consiste de clastos de varios tipos de rocas en una mezcla de material homogéneo. El depósito resulta sin gradación, ni estratificación y con baja selección granulométrica debido a procesos de abrasión, colisión entre partículas y deformación de cizalla (Ui et al., 1986). La facies de matriz se encuentra hacia las partes medias y lejanas o en los márgenes laterales del depósito.

Ambas facies pueden ocurrir en el mismo afloramiento, ya que la facies de matriz puede encontrarse rodeando a la facies de bloques, o sólo puede encontrarse alguna de ellas a lo largo de todo el depósito. Sin embargo,

generalmente la facies de bloques se encuentra en parte cercana o en la parte central del depósito y las facies de matriz se encuentra en la parte lejana o en la parte lateral del depósito en avalanchas de escombros confinadas (Fig. 2.3).

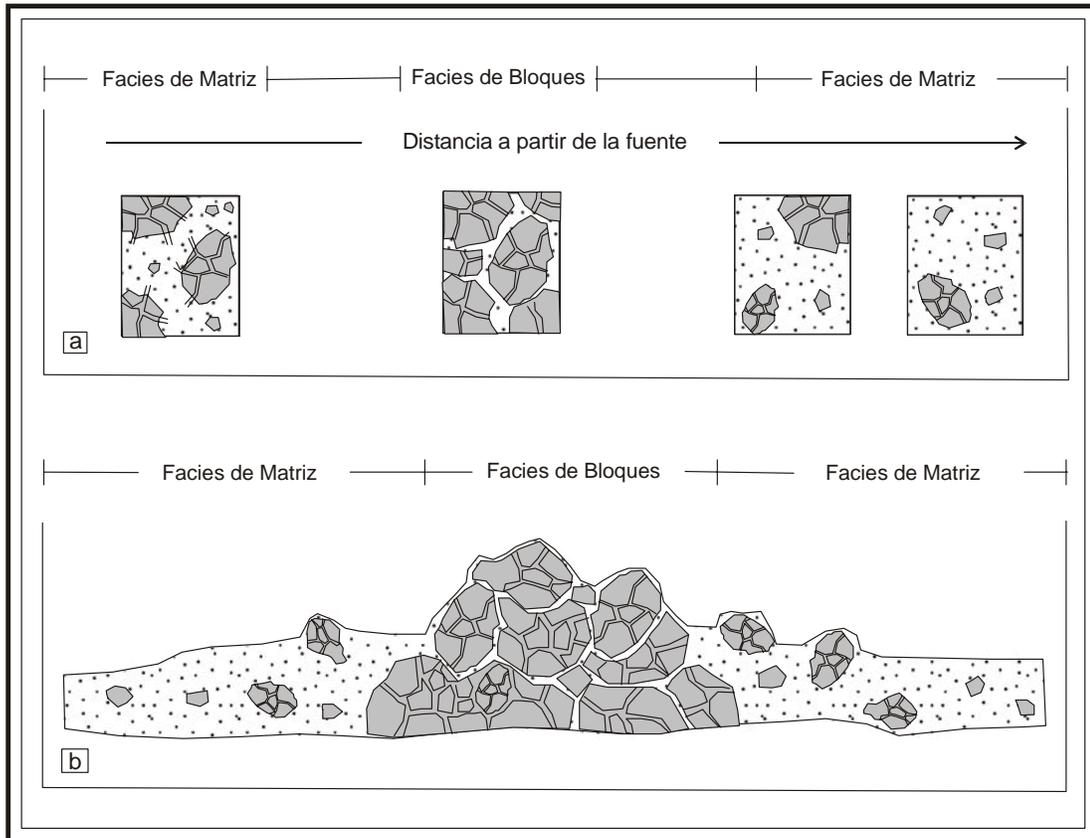


Figura 2.3. Distribución de las facies dentro de los depósitos de avalanchas de escombros. a) Paralelas a la dirección del flujo. b) Transversales a la dirección del flujo (modificado de Palmer et al., 1991).

Palmer y colaboradores (1991), definen tres tipos de facies. La facies central o “axial A”, que corresponde a la facies de bloques (Glicken, 1991), la facies transicional o “axial B” (10-70% de bloques) y por último, la facies marginal (<10% de bloques); las últimas dos, corresponderían a la facies de matriz (Crandell, 1989) o mixta (Glicken, 1991).

II.4.4 Estructura y textura

Los depósitos de avalanchas de escombros están constituidos por material heterogéneo, pobremente seleccionado (varía de arcillas a bloques), fracturado y fragmentado, que a pesar de haber sido transportado por varios kilómetros conserva la estratigrafía y estructuras originales de depósitos preexistentes. La distribución de los bloques dentro del depósito no es uniforme, ya que ocurre rompimiento durante el transporte, además de la incorporación de fragmentos de suelo y sedimentos en la base.

Los fragmentos muestran fracturas, estructura de rompecabezas, textura *hackly*, *hertzian*, estructuras de deformación y marcas de impacto en diferentes grados y escalas.

- *Fracturas* (Komorowski et al., 1991). Se consideran una característica distintiva de depósitos de avalanchas de escombros, ya que no se han observado en otros depósitos volcanoclásticos u otros donde haya colisiones a alta velocidad. Se observan tanto a nivel del afloramiento, en megabloques, como en las partículas finas, al microscopio electrónico de barrido, y son parecidas a las estructuras de rompecabezas. Komorowski et al. (1991) las interpretan debido a la propagación repetida de ondas de esfuerzos de compresión y dilatación generados durante las etapas iniciales del colapso. Son inducidas mecánicamente y los clastos no se disgregan debido a la carga de la masa, lo que indica que las partículas se mantienen casi en la misma posición todo el tiempo. Estas fracturas penetran profundamente las partículas, tienen contornos filosos, muestran evidencias de desplazamiento lateral, formas pull-apart, imbricación de microbloques e intersecciones y su apertura varía de 0.5 a 5 μm . Partículas subangulares formadas por el choque entre bloques y microbloques adjuntos y por la depositación de material se pueden encontrar en su interior (Fig. 2.4a).

- *Estructura de rompecabezas*. Se forma por dilatación al momento de la ruptura de los bloques (Glicken, 1996) y por la gran presión a la que son sometidos los clastos durante el transporte (Ui et al., 1986; Glicken, 1996).
- *Textura Hackly*. Se presenta en la superficie de las partículas de la fracción arenosa. Consiste en escamas abundantes, traslapadas, limitadas por superficies de fractura suaves, cóncavas o planas. Son típicas de zonas protuberantes y su abundancia disminuye con la distancia, por lo que Komorowski et al. (1991) las atribuye a mecanismos que operan durante la fase de deslizamiento (Fig. 2.4b).

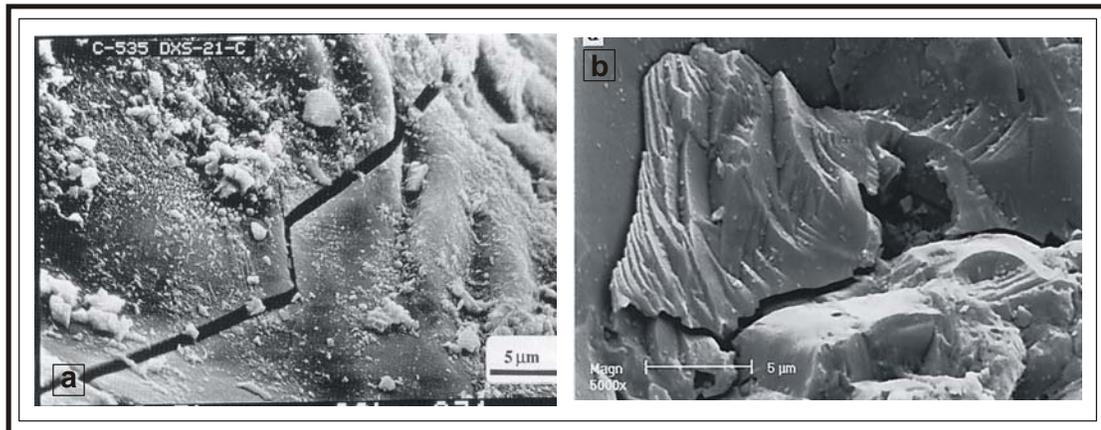


Figura 2.4. Texturas descritas por Komorowski et al. (1991) al microscopio electrónico de barrido. a) Fracturas. b) Textura hackly (tomado de Komorowski et al., 1991).

- *Estructuras de deformación*. Se observan en los bloques y consisten en elongación, foliación, fallas conjugadas y acanalamientos friccionales (Takarada et al., 1999; Schneider y Fisher, 1998) (Fig. 2.5a).
- *Marcas de Impacto*. Clavero et al. (2002), las interpretan como resultado de la vibración a la cual están sujetos los clastos. Este tipo de marcas se presentan sin ningún patrón y a escala macroscópica (Fig. 2.5b).

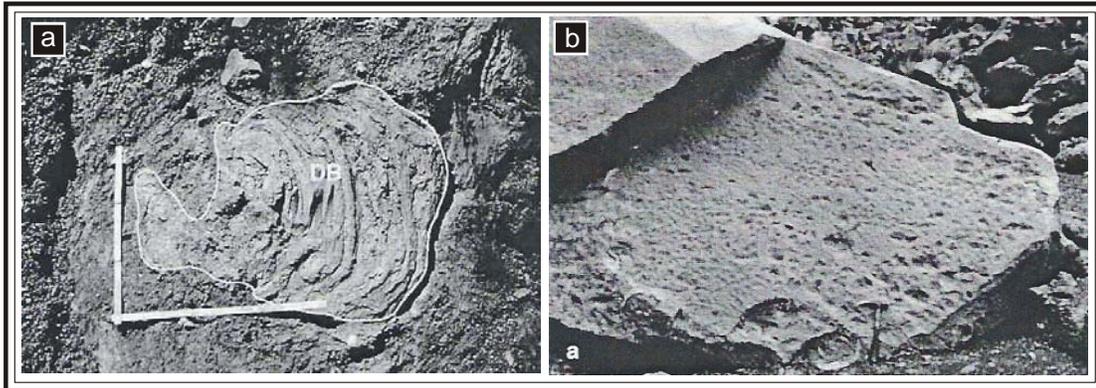


Figura 2.5. a) Bloque deformado compuesto por capas no consolidadas de limo dentro del depósito de avalancha Kaida, Volcán Ontake, Japón (tomado de Takarada et al., 1999). b) Bloque de andesita con marcas de impacto dentro del depósito de avalancha del Volcán Parinacota, Chile (tomado de Clavero et al., 2002).

II.4.5 Granulometría

Las avalanchas de escombros forman depósitos compuestos por clastos que varían de arcillas a bloques por lo tanto, están mal clasificados y su distribución granulométrica varía de bimodal a polimodal. Sin embargo, el material no está tan mal seleccionado como se esperaría en un depósito de esta naturaleza, debido al rompimiento de los bloques y a la incorporación de material uniforme del cauce por donde pasa el flujo. De hecho, no se observa una disminución elevada en la media granulométrica, ni un aumento importante de la fracción arenosa y fina con la distancia, probablemente debido a que el fracturamiento no ocurre de manera importante a lo largo del flujo, sino que ocurre en las primeras etapas del deslizamiento (Alidivirov, 1994; Glicken, 1996; Capra et al., 2002).

La matriz del depósito se forma por colisión y fragmentación de los bloques y en algunas ocasiones por efecto de la componente explosiva que acompaña al colapso (Capra, 2000). Su proporción aumenta hacia la base pero principalmente aumenta con la distancia y en el caso de avalanchas confinadas aumenta en las porciones laterales. En las partes lejanas, se encuentra mezclada con aluvión, fragmentos de suelo y rocas del basamento que han sido erosionadas por el flujo y

la proporción de estos materiales exóticos aumenta exponencialmente con la distancia (Ui et al., 1986; Takarada et al., 1999).

II.5 Transporte y emplazamiento de las avalanchas de escombros

II.5.1 Dinámica de las avalanchas de escombros

Las avalanchas de escombros poseen gran movilidad, por lo que pueden viajar casi 50 km (Monte Shasta; Crandell, 1989), alcanzar velocidades de hasta 100 m/seg (Siebert, 1996) y superar barreras topográficas, como en el caso de la avalancha Iwasegawa, la cual superó una barrera de 150 m de altura (Volcán Tashirodake, Takarada et al., 1999).

El movimiento comienza con el deslizamiento de una o varias porciones del edificio volcánico. Este movimiento favorece la dilatación, deformación, disgregación y mezcla de bloques en el flujo, debido al alto esfuerzo de cizalla generado en la base. Shreve (1968), Schneider y Fisher (1998), Takarada et al. (1999), y Reubi y Hernández (2000) atribuyen la generación de estos esfuerzos a que la masa se comporta como un cuerpo rígido. Una vez alcanzado un alto grado de fragmentación, el deslizamiento se transforma en un fluido, cuyo movimiento, emplazamiento y gran movilidad han sido explicadas por varias teorías, sin que en la actualidad exista un consenso (Melosh, 1987).

II.5.2 Mecanismos de transporte y emplazamiento

Bagnold (1954) propuso un modelo de flujo granular dispersivo, en el que las colisiones entre partículas transmiten la energía cinética dentro del fluido y generan esfuerzos dispersivos con dirección normal a la colisión. Este fenómeno de dispersión impide la depositación de las partículas que las mantiene en suspensión durante el transporte. Además, explicó que un flujo de partículas sin cohesión, se puede presentar en pendientes menos inclinadas que las requeridas para un deslizamiento, por lo que este tipo de flujos son capaces de moverse a lo largo de

pendientes en las que un deslizamiento se detendría. Sin embargo, se ha estimado que la colisión entre partículas disipa rápidamente la energía cinética por ser inelásticas, por lo que esta teoría no explica la gran movilidad de estos flujos (Melosh y Gaffney, 1983).

Shreve (1968) propuso el modelo de “fluidización por colchón de aire”. En él, la gran movilidad de las avalanchas de escombros se explica a que en la caída inicial los fragmentos, son atrapados en un colchón de aire comprimido, sobre el cual se desliza la masa a gran velocidad y con poca fricción. Este mecanismo requiere que el aire dentro del colchón escape a través de los clastos para producir un estado de licuefacción. Esta teoría explica el gran desplazamiento observado en los depósitos, sin embargo, no explica la generación de avalanchas de escombros en ausencia de aire (Luna y Marte), por lo cual no ha sido aceptada como un mecanismo necesario para su transporte y emplazamiento (Melosh, 1987).

Hsü (1975), retomó el modelo de Bagnold (1954) de un flujo granular, y añadió que los flujos granulares pueden moverse sobre pendientes suaves debido a la presencia de un fluido intersticial, el cual reduciría la presión normal existente en las partículas y disminuiría la fuerza de fricción. El fluido intersticial estaría compuesto por una nube de polvo densa, producto de la fragmentación de los clastos y roca pulverizada. Además, considerando el coeficiente de fricción en el modelo de Heim (1932), añadió el término “exceso de distancia recorrida”, que representa el desplazamiento horizontal de la avalancha más allá de la distancia esperada para un cuerpo rígido. El exceso de distancia recorrida lo atribuyó a la reducción de la fricción entre bloques causada por la suspensión en polvo, y a que la presión normal en los bloques es menor debido a la fuerza de flotabilidad del fluido intersticial.

Melosh (1987) propuso el mecanismo de “fluidización acústica”, similar al modelo de Bagnold (1954). Este modelo supone que el peso de la masa rocosa es soportado por movimientos aleatorios de los clastos dentro de los escombros. Sin embargo, difiere en que el movimiento aleatorio no ocurre entre fragmentos, sino entre grupos de fragmentos organizados en forma de ondas elásticas, ya que este

proceso disipa la energía a una tasa menor que el flujo granular. En este modelo, un campo acústico, generado durante la caída inicial en una pendiente abrupta, fluidiza las partículas liberando la sobrecarga. Los valores de presión en un pequeño volumen de clastos fluctúan de nivel. Cuando el valor es bajo, las rocas se deslizan entre sí, y cuando la presión es mayor, las rocas se quedan estáticas acumulando fuerza elástica del movimiento general del fluido que será liberada posteriormente. Una porción de la energía elástica liberada contribuye al campo acústico y favorece el proceso de flujo. Las últimas fuentes de energía son la energía potencial de la caída inicial y la energía cinética adquirida durante su descenso. Una parte de esta energía se convierte en energía acústica conforme se mueve el flujo facilitando el movimiento debido a que se regenera a sí misma durante el proceso.

Takarada et al. (1999) propusieron que las avalanchas están compuestas por un “plug flow” y una capa límite laminar (laminar boundary layer). El “plug flow” se mueve como un cuerpo semirígido que se deforma muy poco o no se deforma, debido a que el esfuerzo de cizalla en la base de la avalancha es muy bajo y consecuentemente no supera la resistencia crítica del fluido. El espesor de esta parte del flujo está controlado por la resistencia crítica, la densidad de la matriz y la pendiente sobre la cual se desplaza el fluido. La capa límite se encuentra muy deformada debido a que el esfuerzo de cizalla en la base excede la resistencia crítica. En esta porción donde se forma la matriz debido a los procesos de fricción en la base y las partes laterales de la avalancha, y es donde se incorporan fragmentos exóticos debido a la erosión. La matriz formada presenta una resistencia crítica y una viscosidad suficientes para soportar los bloques de la avalancha de escombros. El emplazamiento de la avalancha ocurre cuando el esfuerzo de cizalla en la “capa límite” disminuye hasta el punto de ser menor a la resistencia crítica del fluido, debido a la desaceleración. Entonces la avalancha se “congela” gradualmente a partir de los márgenes y la base del flujo.

II.5.3 Coeficiente de Heim

La movilidad de las avalanchas de escombros está definida por la altura a la cual se produce el colapso (H) y la distancia máxima alcanzada por el flujo (L), y se define por la expresión H/L o “coeficiente de fricción aparente” o “coeficiente de Heim” (Heim, 1932; Shreve, 1968; Hsü, 1975; Ui, 1983). Este valor describe la pendiente de la línea que une el punto A con el punto B (Fig. 2.6), a la que se denomina como “línea de energía”, que es una medida de la tasa de disipación de la energía cinética por fricción interna. Así, a menor valor de H/L , corresponde una pérdida de energía y una mayor distancia recorrida por el flujo (Hsü, 1975).

Los valores de H/L de distintas avalanchas (Hsü, 1975; Ui, 1983), han permitido establecer que el valor del “coeficiente de fricción aparente” es inversamente proporcional al volumen de la avalancha. Es decir, a mayor volumen, corresponde un valor menor de H/L . Ui (1983) calculó rangos de valores de H/L para avalanchas volcánicas y no volcánicas, de 0.18-0.06 y de 0.58-0.08 respectivamente.

La mayor movilidad (o menor H/L) de las avalanchas de escombros volcánicas ha sido explicado por: (1) el grado de alteración hidrotermal presente en las rocas, (2) el grado de fracturamiento previo al colapso, (3) por la componente explosiva durante una erupción magmática o freática y, (4) por el calentamiento de un fluido supercrítico contenido en la masa colapsada (Pierson y Scott, comunicación escrita).

II.6 Evaluación del peligro por avalanchas de escombros

Las avalanchas de escombros pueden generar eventos secundarios, cuya magnitud y área afectada pueden ser mayores al de las avalanchas. Entre estos eventos se encuentran:

- Tsunamis. Generados cuando las avalanchas de escombros producidas en volcanes situados en islas o a lo largo de costas se deslizan dentro del mar a altas velocidades desplazando repentinamente un gran volumen de agua.
- Inundaciones repentinas. Causadas por el rompimiento de una represa originada por una avalancha de escombros cuando ésta, durante el emplazamiento, obstruye los drenajes laterales.

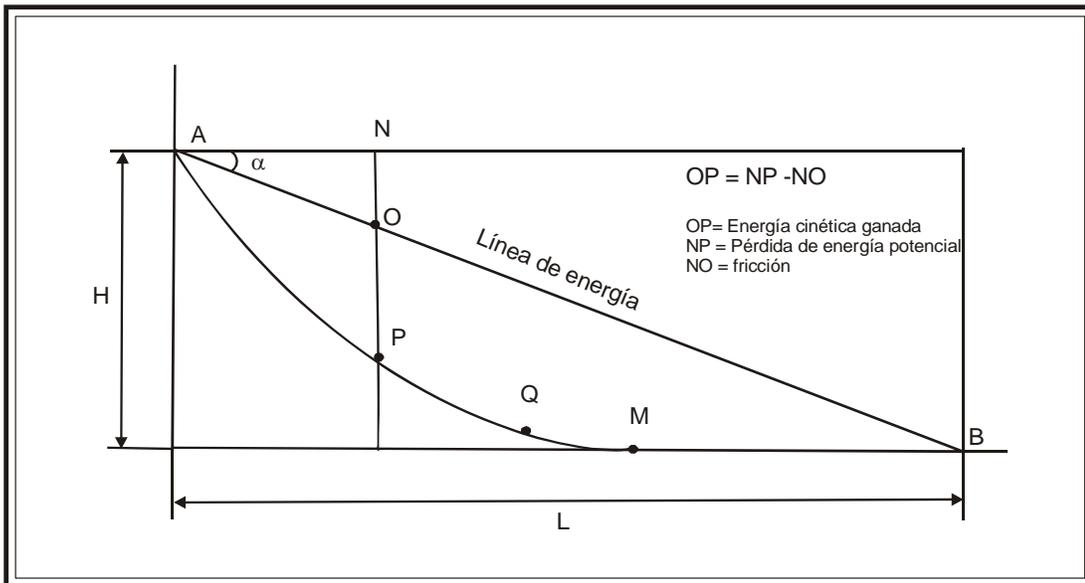


Figura 2.6. Representación del coeficiente de fricción y los cambios de energía en las avalanchas de escombros (modificado de Hsü, 1975). La línea AB representa la transferencia de energía desde el punto más alto del deslizamiento hacia el punto B, que es el punto más lejano alcanzado por el depósito de avalancha de escombros. En una pendiente inclinada, la avalancha rápidamente gana energía cinética y pierde energía potencial. Entre los puntos A y Q la energía cinética ganada es positiva, después de Q la avalancha viaja en una pendiente suave y la tasa de disipación de energía por fricción es mayor a la energía potencial, por lo tanto, le energía cinética comienza a decrecer. Después del punto M, la avalancha se mueve sobre un plano horizontal y ya no existe pérdida de energía potencial, por lo que se mueve con la energía cinética almacenada hasta que esta se disipa completamente por fricción.

- Sedimentación acelerada en áreas río abajo de los depósitos de avalancha de escombros. Debido a que estos depósitos son deleznable y fácilmente

erosionados por lo que los ríos transportan una mayor cantidad de sedimentos y la agradación de sedimentos llega a ser de 20 a 30 m en un año o dos (Pierson et al., 1992). Sin embargo, esta condición no persiste durante mucho tiempo ya que el sedimento transportado y acumulado disminuye exponencialmente hasta llegar a sus valores normales varios años después (Pierson y Costa, 1994).

III. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL DEPÓSITO “EL ZAGUÁN”

III.1 Estratigrafía

El depósito “El Zaguán” está constituido por los depósitos producidos durante el colapso del flanco oriental del Nevado de Toluca. Se encuentra distribuido en los sectores E y NE del volcán, a distancias comprendidas entre 4 y los 14 km, principalmente a lo largo de las barrancas “El Zaguán” y “Las Cruces”. Con base en sus características texturales, se dividió en dos miembros, ambos constituidos por depósitos de avalancha de escombros, el Miembro Inferior, constituido únicamente por una unidad, y el Miembro Superior, constituido, de la base a la cima, por las unidades Deformada, Amarilla y Rosa (Fig. 3.1). En algunas zonas, ambos miembros están separados por un horizonte de retrabajo color gris. Estas unidades están cubiertas por un depósito de flujo de bloques y ceniza, un suelo color café oscuro, y por las secuencias de la Pómez Toluca Inferior y Pómez Toluca Superior. En la figura 3.2 se muestra la localización de las secciones descritas en las barrancas El Zaguán y Las Cruces y en el sector este del cráter.

Miembro Inferior

Depósito de avalancha de escombros, color rosa, masivo, heterolitológico, con soporte clasto a clasto o por una matriz muy escasa de arena gruesa (Fig. 3.3a). Los clastos varían de subangulosos a redondeados y están constituidos principalmente por dacita gris oscura ($\theta_{\max}= 35$ cm), dacita gris clara ($\theta_{\max}= 6$ cm), dacita gris oscura alterada ($\theta_{\max}= 44$ cm), líticos color rojo, alterados ($\theta_{\max}= 94$ cm) y pómez blanca y gris ($\theta_{\max}= 12$ cm). Los clastos más grandes son bloques de hasta 3.5 m de diámetro, constituidos por porciones antiguas del edificio, que conservan la estratigrafía original de depósitos de caída y vulcanoclásticos (Fig. 3.3 b-c). Este depósito tiene una longitud de 14 km y un espesor mínimo de 15 m (sección NT0414).

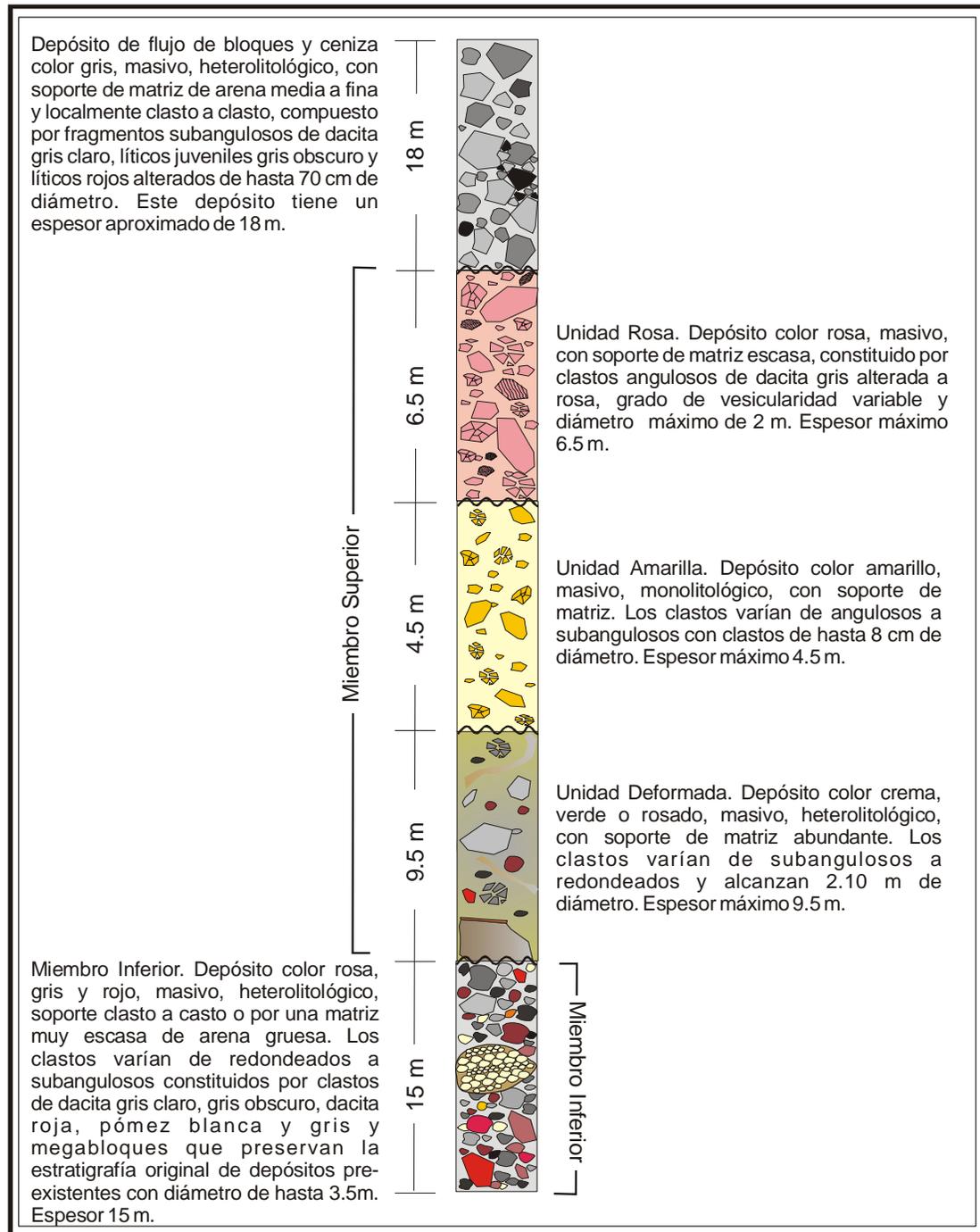


Figura 3.1. Columna compuesta de la secuencia producida durante el colapso del flanco oriental del Volcán Nevado de Toluca.

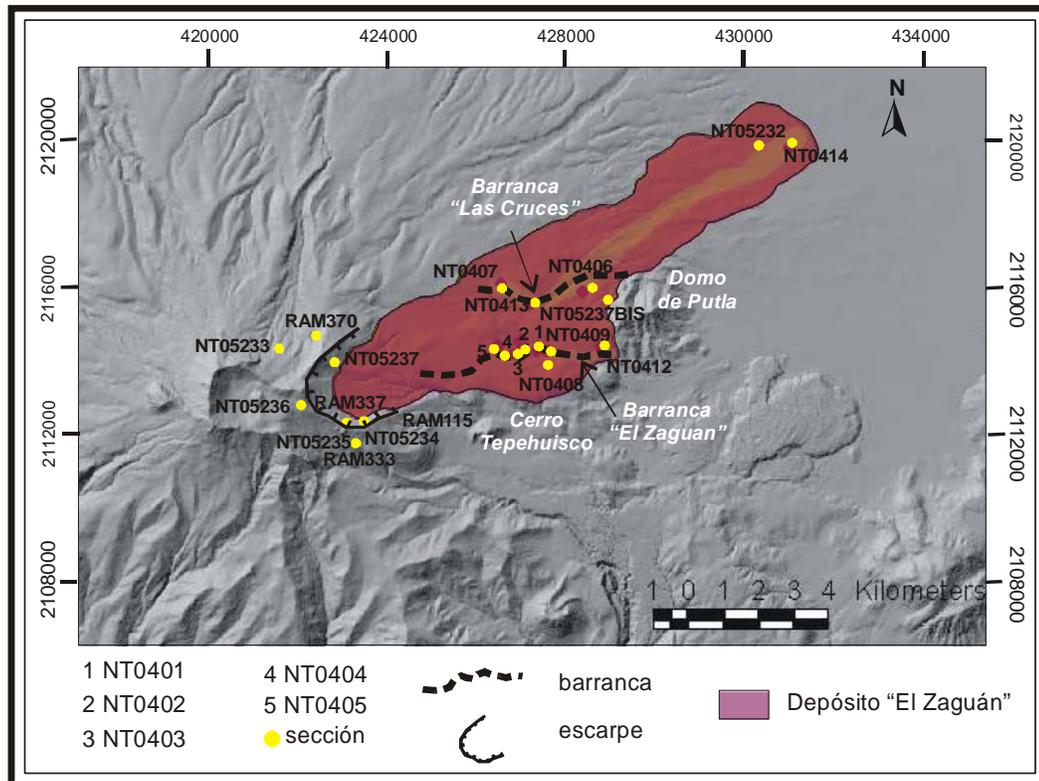


Figura 3.2. Localización de secciones estratigráficas en el sector este del volcán Nevado de Toluca.

El contacto superior, con el Miembro Superior del depósito "El Zaguán", es erosivo. En la sección NT0409, donde esta unidad se encuentra en contacto con la Pómez Toluca Superior, el contacto es concordante y en la sección NT0414, donde se encuentra en contacto con el depósito de *Flujo de Bloques y Cenizas* el contacto es gradual.

Miembro Superior

El Miembro Superior del depósito "El Zaguán" aflora únicamente a lo largo de dos barrancas con orientación E-W, conocidas con los nombres de Barranca El Zaguán y Barranca Las Cruces, hasta el domo de Putla, a una distancia de poco más de 8 km a partir de la fuente. La porción superior del depósito es irregular y no se distinguió la morfología de montículos característica de los depósitos de avalancha de escombros, aunque esta pudiera haber sido erosionada o disimulada por los depósitos de caída de la Pómez Toluca Inferior y Superior, que en el sector Este del volcán, subyacen a la avalancha (Fig. 3.4).

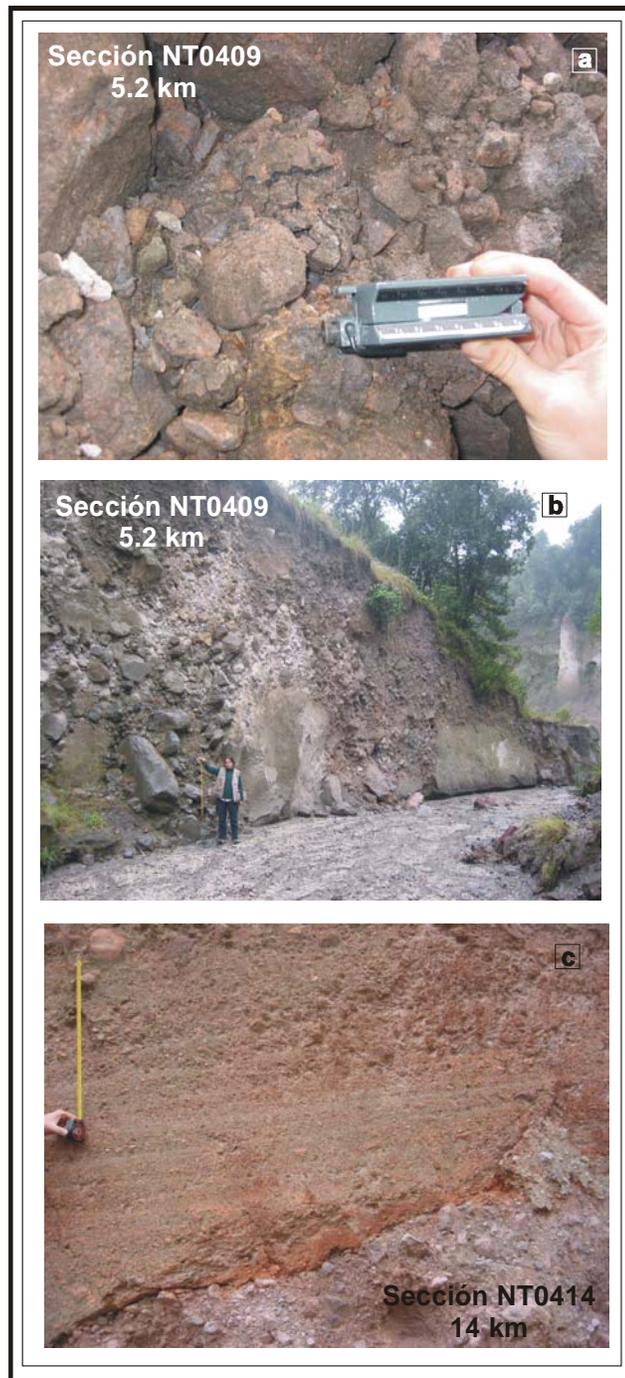


Figura 3.3. Fotografías que muestran las características estructurales del Miembro Inferior del depósito "El Zaguán". a) Detalle de la ausencia de matriz dentro del depósito. b) Megabloques de forma subredondeada dispersos hacia la base del depósito. c) Detalle de un megaclasto que conserva la estructura original de depósitos preexistentes (depósitos de retrabajo) en el Nevado de Toluca.



Figura 3.4. Fotografía que muestra las tres unidades que conforman el Miembro Superior del depósito “El Zaguán” (UD. Unidad Deformada. UA. Unidad Amarilla. UR. Unidad Rosa) sobreyacidas por el depósito de caída Pómez Toluca Inferior (PTI).

El Miembro Superior aflora en dos facies diferentes. La “facies central”, que corresponde a las secciones que afloran dentro de la Barranca El Zaguán, localizada en la porción central del cráter en forma de herradura, y en “facies lateral”, donde se encuentran las secciones levantadas en la Barranca Las Cruces, localizada en el extremo norte de la herradura. La figura 3.5 (a-b) muestra la correlación estratigráfica de las secciones levantadas a lo largo de las dos barrancas donde se observa la disminución del espesor con la distancia y hacia los márgenes del flujo. En la facies central la distribución del depósito esta limitada por el Domo de Putla.

En la parte cercana, el Miembro Superior está afectado por fallamiento normal, que pone en contacto vertical a diferentes unidades que conforman el depósito (Fig. 3.6). Además, en la facies central y cercana se observan diques

clásticos, de las unidades que conforman este miembro, donde las unidades subyacentes se encuentran penetrando a las superiores (Fig. 3.7a), o se observan completamente absorbidos dentro de ellas (Fig. 3.7b). Texturalmente, estos diques se presentan más finos en la parte externa y más gruesos en la región interna y, ocasionalmente, se presentan bien cementados (Fig. 3.7c).

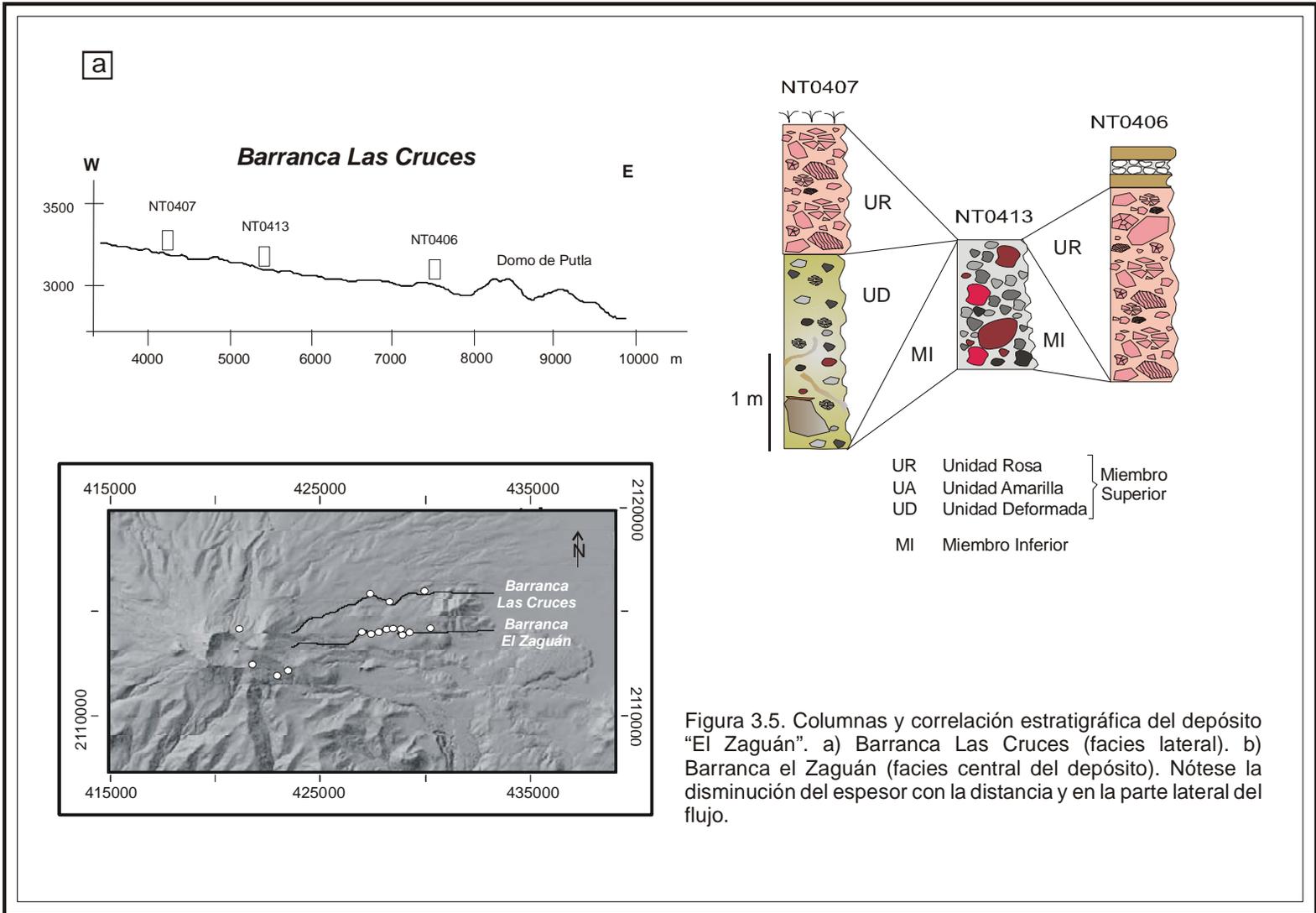
El espesor total de este depósito es muy variable y la secuencia completa alcanza hasta 20.5 m de espesor (sección NT0401).

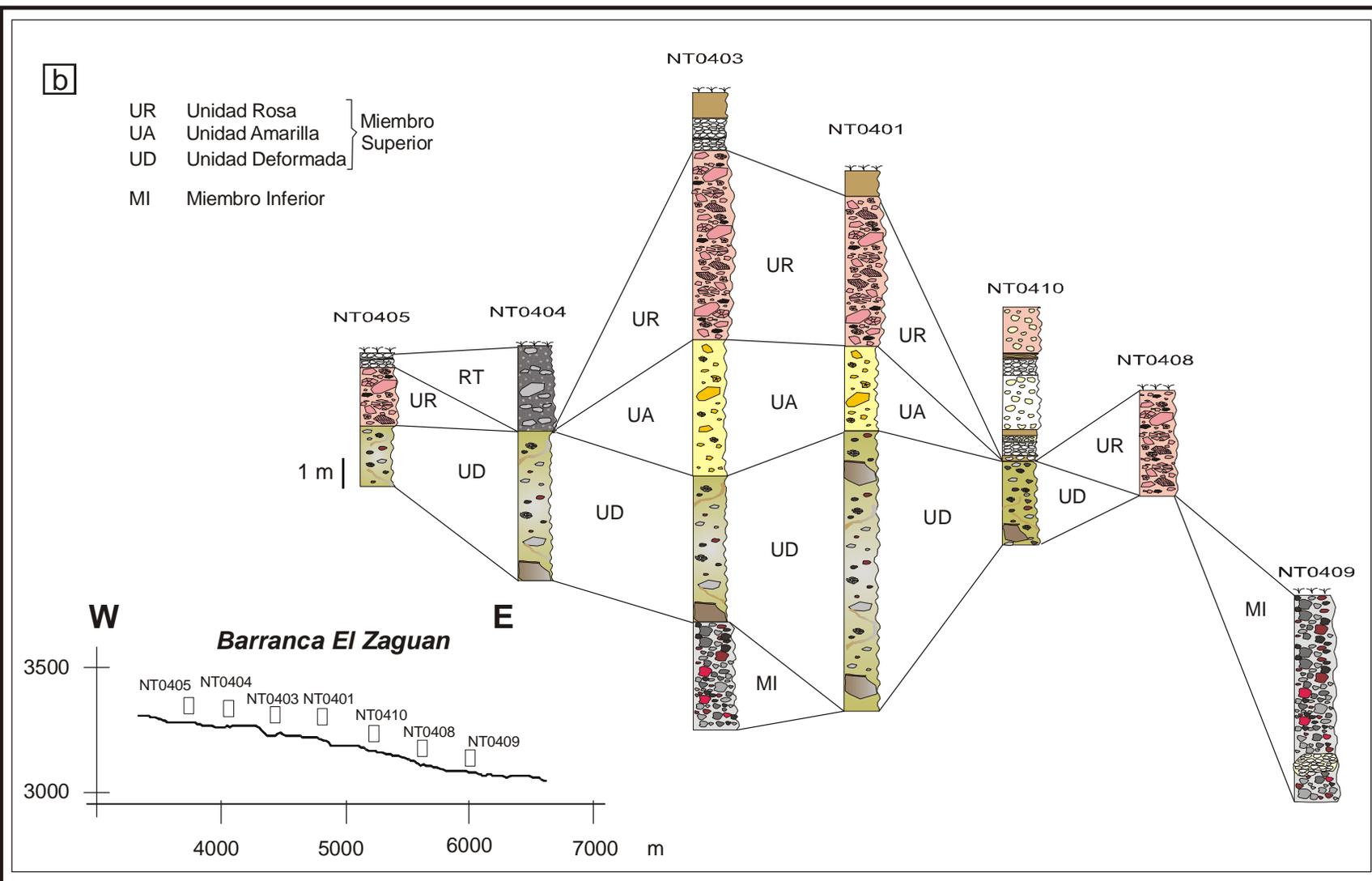
A continuación, se describen en detalle, de la base a la cima, las tres unidades que conforman el Miembro Superior.

Unidad Deformada

Es un depósito color crema, verde o rosado, de aspecto masivo, con un grado de consolidación variable, heterolitológico y con soporte de matriz abundante. Los clastos varían de subangulosos a redondeados, y están compuestos por dacita gris clara, dacita gris oscura, dacita rosa alterada, fragmentos líticos color naranja y fragmentos de sedimentos lacustres deformados. Estos últimos son de color blanco y gris claro, con estructura masiva o estratificada, y están compuestos por arena muy fina, limo y arcilla, constituyen los clastos más grandes de esta unidad y alcanzan 2.10 m de diámetro (sección NT0404) (Fig. 3.8). En algunas zonas estos clastos se encuentran asociados a una capa de arcilla, color café, de 1 a 3 cm de espesor, compuesta por esmectita y plagioclasa. Los clastos de dacita dentro del depósito se presentan fracturados y con estructuras de rompecabezas escasas, de hasta 82 cm (sección NT0405) las cuales se hacen menos abundantes con la distancia a partir de la fuente. Esta unidad contiene horizontes de sedimentos finos muy deformados de espesor variable (3.6 cm en NT0403) y clastos estriados con orientación aleatoria.

El contacto inferior, con la Unidad Roja, es erosivo, y el superior, con la Unidad Amarilla o con la Unidad Rosa es erosivo o por falla (Fig. 3.6).





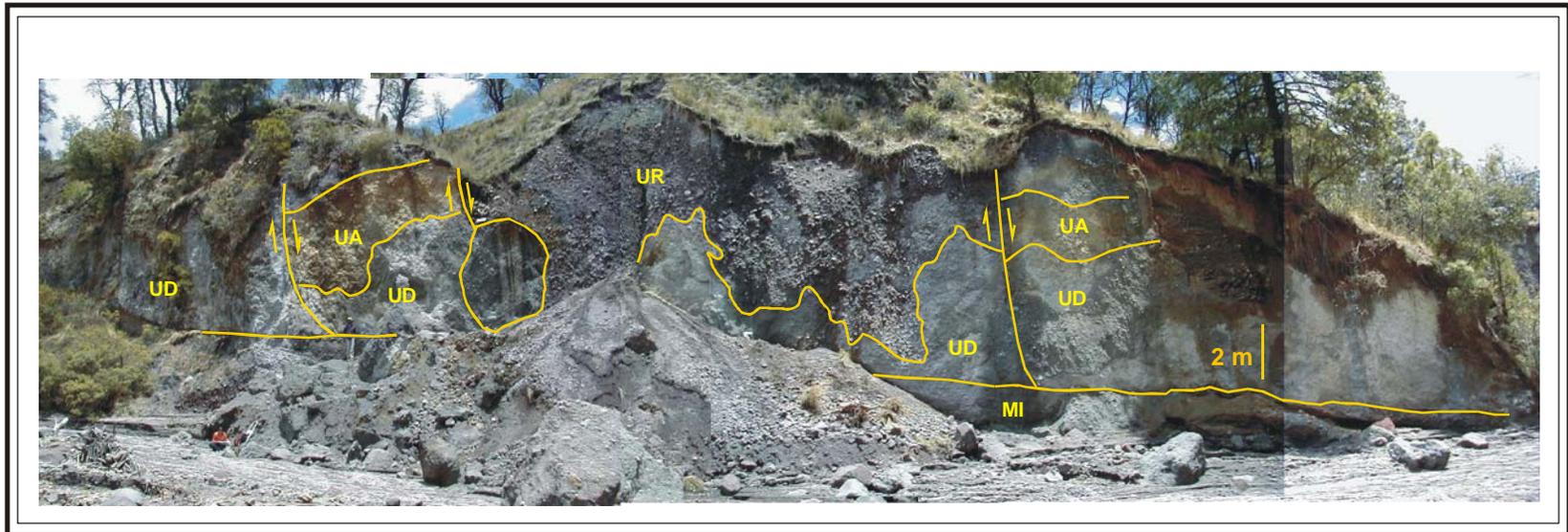


Figura 3.6. Fotografía que muestra el fallamiento normal en la facies central del depósito “El Zaguán” en la sección NT0403. MI. Miembro Inferior. UD. Unidad Deformada. UA. Unidad Amarilla. UR. Unidad Rosa.

Unidad Amarilla

Es un depósito de color amarillo, masivo, monolitológico, con soporte de matriz, cuyo contenido varía tanto lateral como verticalmente. Los clastos son angulosos a subangulosos, y están constituidos por clastos de dacita gris con alteración de color amarillo. En el interior de la unidad se encuentran diques clásticos de la Unidad Deformada, estrías con orientación aleatoria y bloques con estructura en rompecabezas. Tiene un espesor máximo de 4.6 m y es la de menor distribución ya que sólo aflora en las secciones NT0401, NT0402 y NT0403. Los contactos inferior y superior son erosivos o por falla (Fig. 3.6), con la Unidad Deformada y la Unidad Rosa, respectivamente.

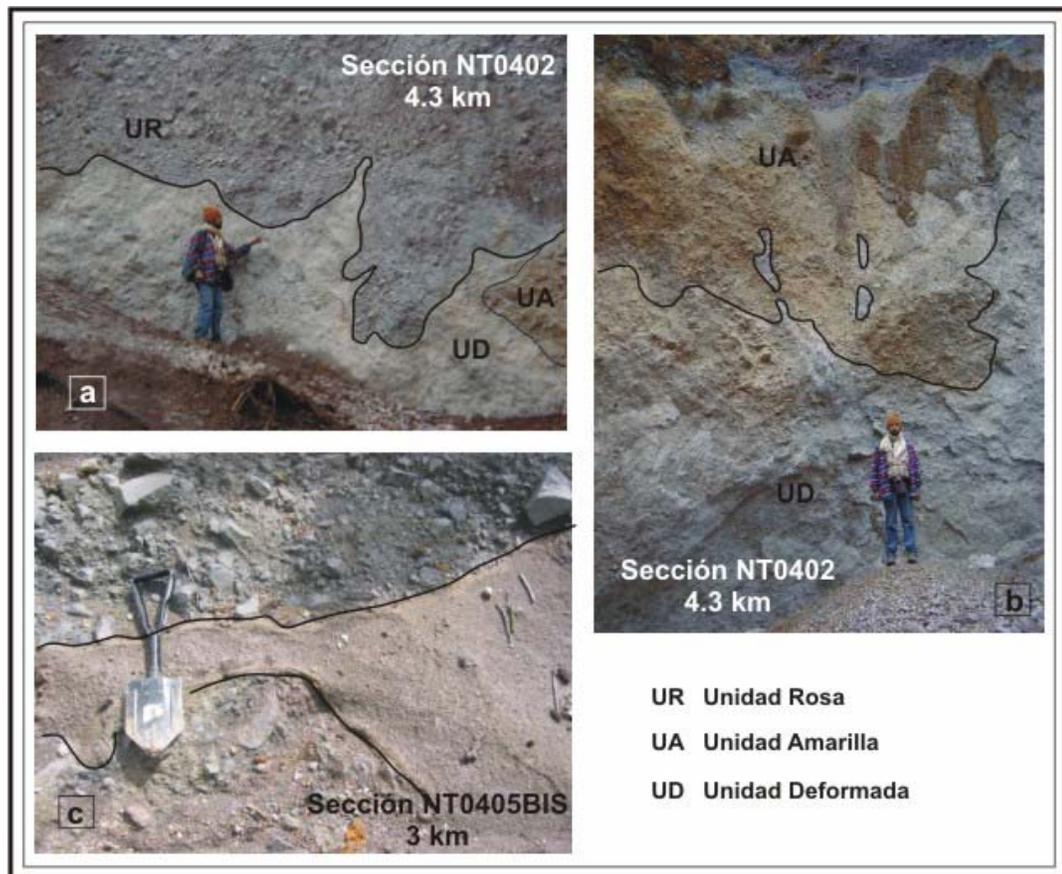


Figura 3.7. Diques clásticos presentes en la facies central del depósito "El Zaguán". a) Dique vertical de la unidad deformada dentro de la unidad rosa. b) Dique orientado en dirección del flujo, donde una parte de éste ha sido completamente reabsorbida en la unidad superior. c) Dique clástico donde se aprecia la variación granulométrica del borde exterior, compuesto por arena fina, hacia la parte interior, compuesto por arena gruesa y grava.

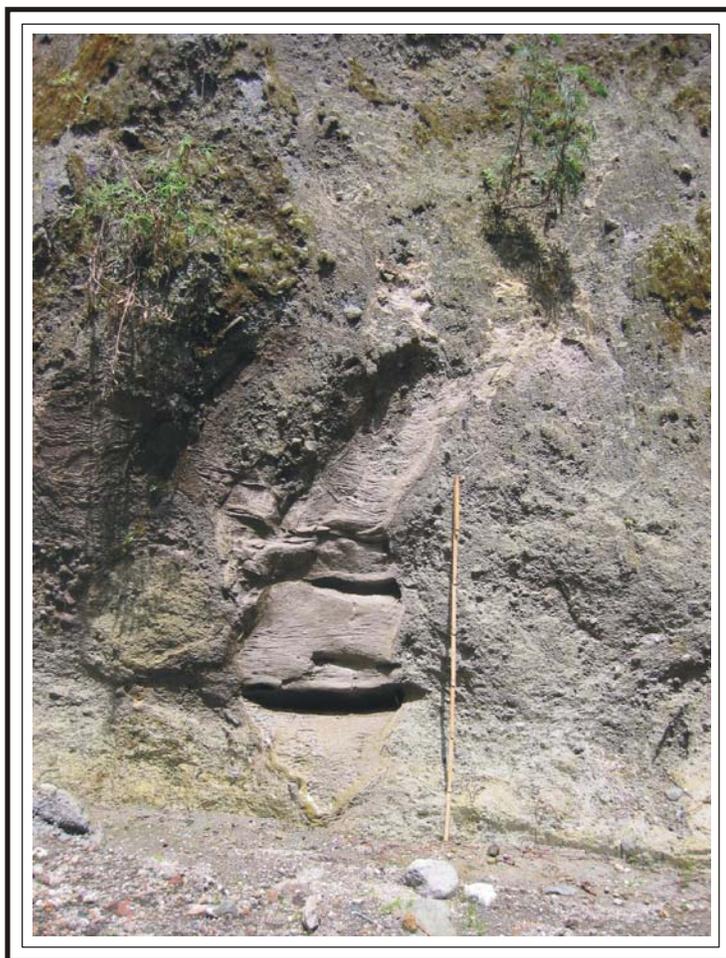


Figura 3.8. Megaclasto de sedimentos lacustres deformados dentro de la Unidad Deformada (sección NT0404). Nótese que conserva la laminación primaria horizontal y el borde exterior mas fino.

Unidad Rosa

Es un depósito color rosa, masivo, monolítico, con soporte clasto a clasto o de matriz, que varía en proporción con la distancia. Los clastos que la componen son angulosos a subangulosos, constituidos por fragmentos de dacita gris alterada a rosa, con grado de vesicularidad variable, y con un diámetro máximo de 70 cm (sección NT0408). Se observaron algunos megaclastos en la porción superior del depósito de aproximadamente 2 m. Los fragmentos dentro de esta unidad presentan caras planas, fracturas, con arreglo paralelo o perpendicular,

abundantes estructuras de rompecabezas y estrías sin dirección preferencial, cuya proporción disminuye con la distancia (Fig. 3.9). El depósito presenta diques clásticos de las Unidades Deformada y Amarilla. Esta unidad tiene un espesor máximo de 6.4 m, en la sección NT0403, y el contacto con las unidades subyacentes es erosivo o por falla (Fig. 3.6), el contacto superior es gradual, con el suelo que se encuentra por debajo de la Pómez Toluca Inferior.



Figura 3.9. Clasto estriado dentro de la Unidad Rosa del Miembro Superior del depósito "El Zaguán".

Depósito de flujo de bloques y cenizas

Depósito color gris, masivo, heterolitológico, con soporte de matriz de ceniza media a fina, y en algunas partes clasto a clasto. Este depósito está compuesto por fragmentos subangulosos de dacita gris claro poco densos, líticos juveniles de dacita gris oscuro y líticos rojos alterados, de hasta 70 cm de diámetro (sección NT0414); y presenta abundantes pipas de degasificación. Su espesor es de aproximadamente 18 m, en la sección NT0414, y el contacto inferior, con el Miembro Inferior o Unidad Roja es gradual (Fig. 3.10). Con base en los trabajos anteriores (Macías et al., 1997; García-Palomo et al., 2002) este depósito fue datado en 28, 925 +625/-580 y 28, 140 +865/-780, por el método C¹⁴, y su posición

estratigráfica con respecto al depósito “El Zaguán” es de fundamental importancia para determinar la edad del colapso.

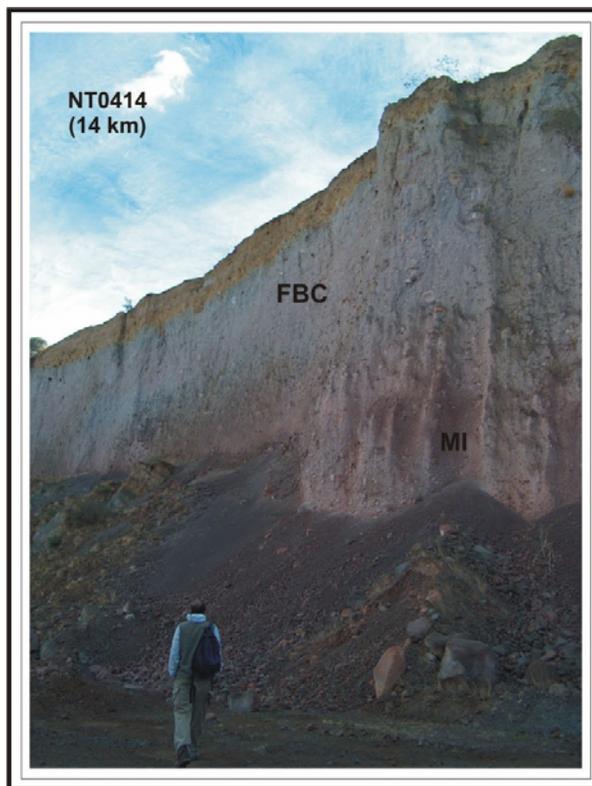


Figura 3.10. Fotografía del depósito de flujo de bloques y ceniza sobreyaciendo al depósito del Miembro Inferior. Nótese la ausencia de un contacto bien definido entre ambos depósitos. FBC- Flujo de boques y ceniza. MI- Miembro Inferior.

III.2 Edad y correlación

De acuerdo al análisis estratigráfico efectuado en el sector Este del volcán nevado de Toluca, se pudo establecer la edad del colapso que dio origen al depósito “El Zaguán”. A lo largo de la barranca El Zaguán, zona de mejor exposición del depósito, la avalancha se encuentra siempre suprayacida por los depósitos de la Pómez Toluca Inferior y Pómez Toluca Superior, lo cual indicaría una edad mínima de 21, 700 A.P., considerando la edad reportada por Capra et al. (2006) para este

depósito. La edad del depósito queda confirmada en las secciones NT0414 y NT05232, situadas al NE de Calimaya donde el Miembro Inferior se encuentra debajo y en contacto gradual con el depósito de flujo de bloques y cenizas fechado en 28, 925 +625/-580 y 28, 140 +865/-780 A.P. (García-Palomo et al., 2002), por lo que la edad del colapso correspondería a esta edad.

III.3 Reconstrucción de la distribución original de los depósitos

Como se mencionó en la sección anterior, los depósitos producidos por este episodio eruptivo se encuentran distribuidos en el flanco este del volcán Nevado de Toluca. Sin embargo, por la morfología del área fuente y por la amplia distribución que suelen tener los depósitos de avalancha de escombros es probable, que el depósito "El Zaguán" tuviera una distribución más amplia, la cual fue cubierta posteriormente por las erupciones que produjeron los depósitos de la Pómez Toluca Inferior y Pómez Toluca Superior.

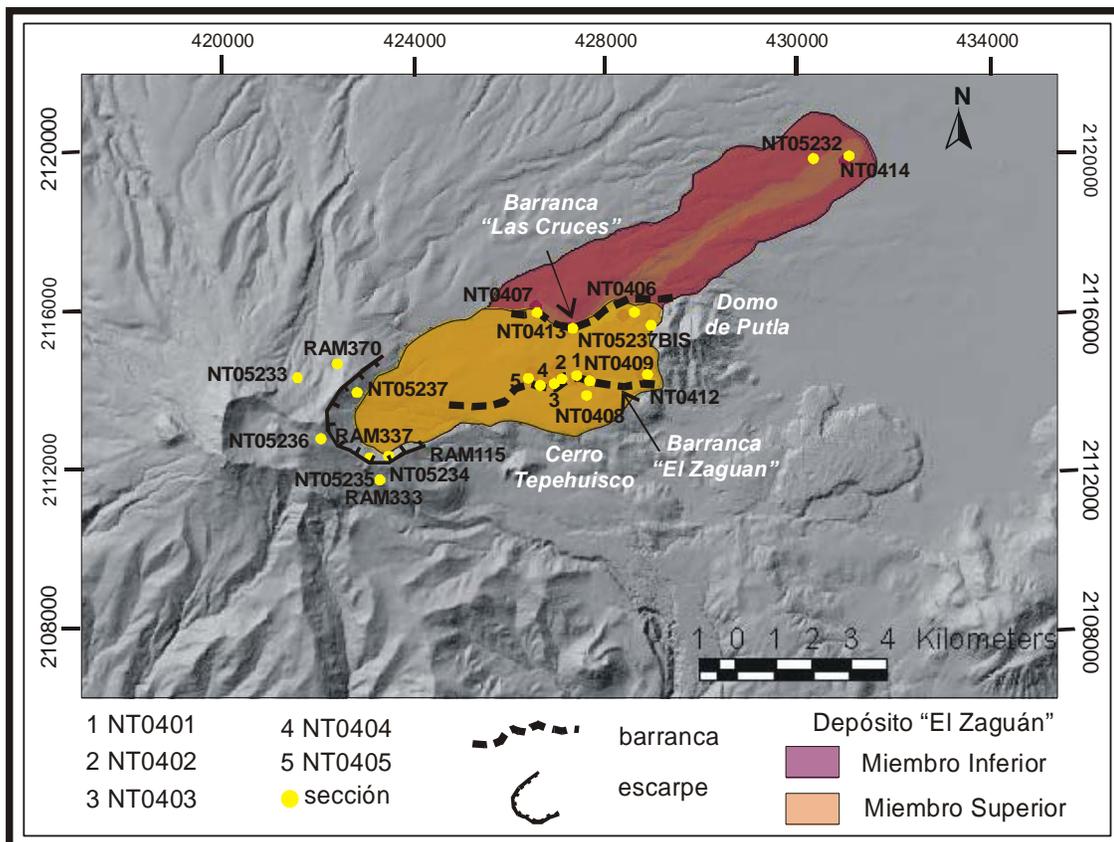


Figura 3.11. Distribución aproximada de los miembros que conforman el depósito "El Zaguán".

El depósito “El Zaguán” se encontraría distribuido en forma semiradial, a partir del cráter en forma de herradura, en una zona de morfología muy suave, donde el drenaje se encuentra muy poco desarrollado, que se extendería a partir del cerro del Tepehuisco, en el borde sur, hasta la Baranca Zacango, con dirección NE-SW, en el norte. El borde oriental estaría definido por el Domo de Putla, para el Miembro Superior, y por el cambio en la forma del drenaje, a uno de tipo dendrítico, mejor desarrollado, con dirección NE-SW, para el Miembro Inferior. En la Fig. 3.11 se representa la distribución aproximada que se interpreta debió tener el depósito “El Zaguán”.

III.4 Reconstrucción del área fuente

El remanente del área fuente es un cráter incompleto con forma de herradura, ligeramente asimétrico, abierto hacia el E-NE, con una altura aproximada de 4, 400 m.s.n.m en su parte más alta, y un ancho aproximado de 2.5 km en la parte más abierta, tomando en cuenta los bordes externos de la herradura. Este cráter forma el límite oriental del cráter actual, que también presenta una abertura hacia el oriente, probablemente formada por erosión glacial (Heine, 1986).

Para reconstruir la morfología del Nevado de Toluca previa al colapso, se construyeron tres perfiles topográficos, en dirección N-S, en la cicatriz dejada por el colapso (Fig. 3.12a), posteriormente se proyectaron las pendientes del volcán en ambos flancos para obtener la altura aproximada del edificio que sería de aproximadamente 4, 480 m.s.n.m. A continuación, se proyectaron las curvas de nivel formadas por la herradura, utilizando el SIG Arc View 3.2 y se dibujaron las curvas faltantes hasta la altura que se obtuvo mediante las secciones (Fig. 3.12b), con lo cual se obtuvo una estructura con dimensiones de 3.2 * 1.9 km, elongado en dirección NNE-SSW y una altura aproximada de 440 m, con respecto al nivel base. Con las curvas de nivel formadas en Arc View 3.2, se creó un archivo TIN (Triangulated Irregular Network) donde se representa la superficie ocupada por el edificio volcánico, como una serie de triángulos continuos no traslapados. En cada nodo de la red triangular, se registra una altura, posteriormente, los nodos son

interpolados permitiendo la formación de una superficie continua. Con este archivo y tomando como base de la herradura la cota de 4040 m.s.n.m., que es la altura donde comienza la morfología creada por el colapso, Arc View 3.2 es capaz de calcular el volumen del domo previo al colapso, el cual sería de 0.68 km^3 . De la misma forma se calculó el volumen de material faltante en el edificio que resultó ser de 0.32 km^3 .

III.5 Volumen de los depósitos

Para obtener el volumen total de los depósitos se tomó un espesor promedio de 8 m, tanto para el Miembro Inferior, como para el Miembro Superior del depósito “El Zaguán”, este espesor se consideró el más representativo ya que los espesores son muy variables y este depósito se encuentra muy erosionado o cubierto por depósitos suprayacentes. Con estos datos, el volumen obtenido es de aproximadamente 0.34 km^3 para el primero y 0.18 km^3 para el segundo, lo que nos daría un volumen total de 0.52 km^3 . Si se toma en cuenta que este tipo de depósitos experimentan un 30% de dilatación al momento del desprendimiento (Wadge et al., 1995), y restamos al volumen obtenido, el volumen de material que colapsó del edificio sería de 0.36 km^3 . Al comparar este resultado con un volumen de 0.32 km^3 , que corresponde a la porción faltante del domo debido al colapso vemos que existe una buena correspondencia en orden de magnitud.

De acuerdo con la gráfica de McGuire (1996), que confronta el volumen de avalanchas de escombros subaéreas y submarinas, colapsos de domo y caídas de rocas contra su frecuencia en años (Fig. 3.15), el depósito “El Zaguán” cae en el rango de avalanchas de escombros de pequeñas a medianas con una recurrencia de 10-100 000 años.

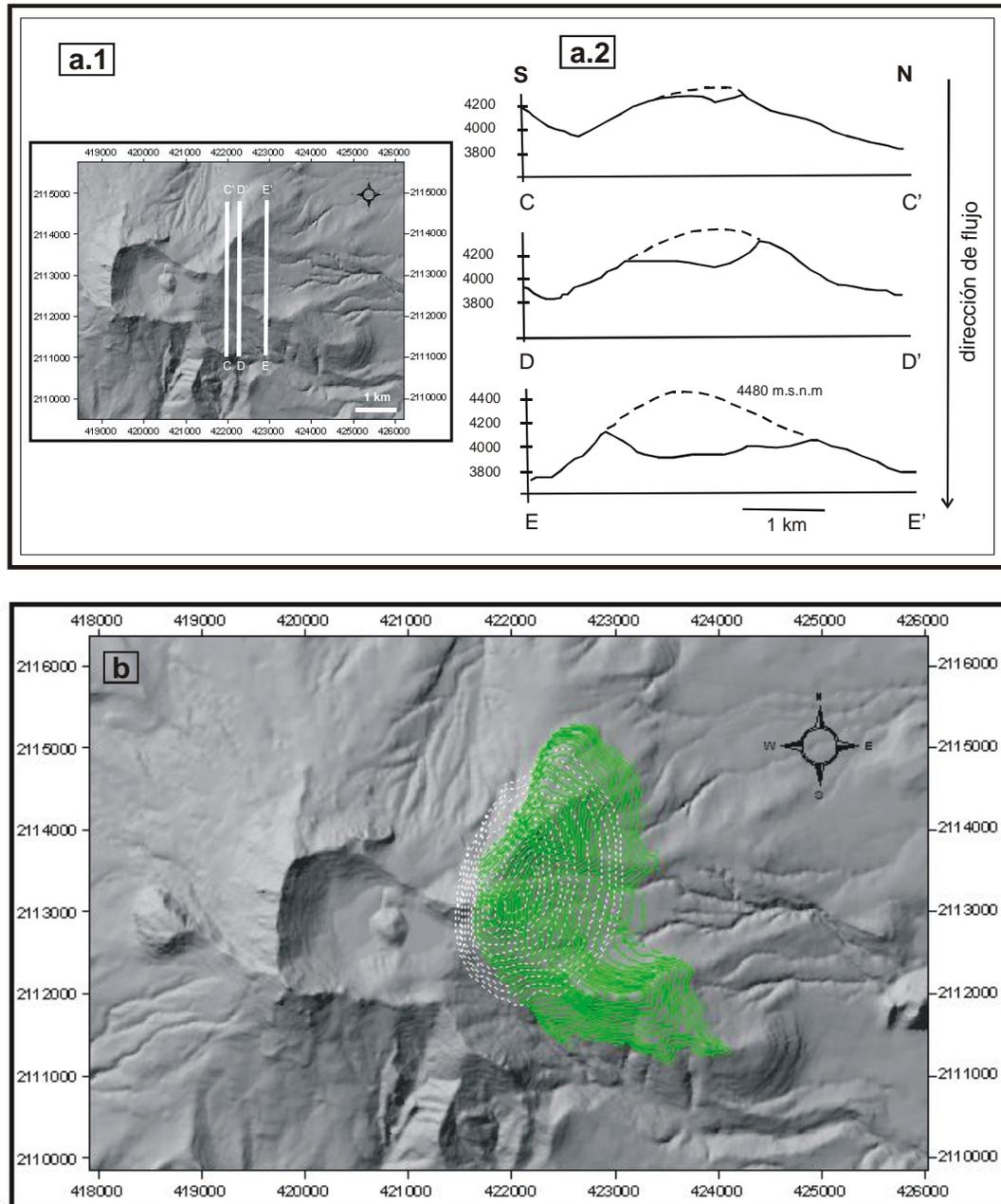


Figura 3.12. Reconstrucción de la morfología del volcán Nevado de Toluca previa al colapso del flanco oriental. a.1) Trazas de perfiles topográficos en el mapa, con dirección N-S, donde fueron proyectadas las pendientes del cráter actual. a.2) Perfiles topográficos. b) Proyección de las curvas de nivel que forman la herradura del flanco oriental del volcán.

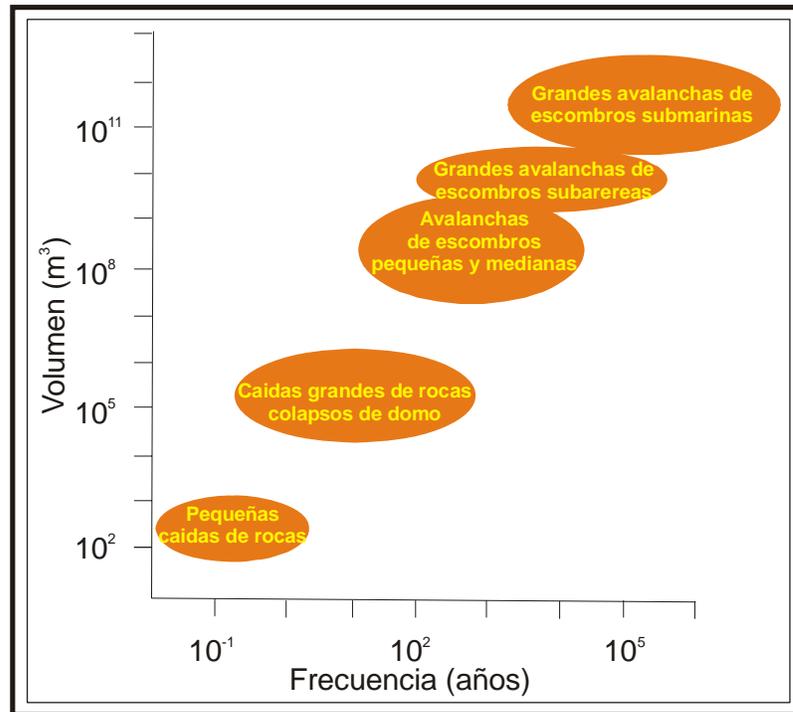


Figura 3.13. Gráfica donde se muestra la escala y frecuencia de colapsos en terrenos volcánicamente activos (modificado de McGuire, 1996).

III.6 Movilidad de los flujos que emplazaron el depósito “El Zaguán”

La movilidad de los deslizamientos de origen volcánico y no volcánico ha sido definida por el parámetro H/L o “coeficiente de Heim” (Heim, 1932; Shreve, 1968; Hsü, 1975; Ui, 1983).

Para obtener los valores de H/L de ambos miembros, se utilizaron los datos obtenidos con la reconstrucción del área fuente y el trabajo de campo y el valor de la altura a la cual se produjo el colapso es de 4, 480 m.s.n.m., de acuerdo a la reconstrucción previa del edificio volcánico. Sin embargo, los valores obtenidos fueron diferentes debido a la diferente longitud de los depósitos.

En el Miembro Inferior, la altura base del depósito es de 2, 660 m, lo cual da como resultado un valor de H= 1835, y la longitud, o valor de L es igual a 15, 568,

por lo tanto $H/L = 0.12$. El Miembro Superior se extiende por 8, 410 m, hasta la cota de los 2, 940 m.s.n.m., por lo tanto H tiene un valor de 1, 540, y el valor del "coeficiente de Heim" es de 0.18, el cual se encuentra en el límite superior de los valores de H/L según los datos reportados por Hsü (1975) y Ui (1983).

IV. CARACTERÍSTICAS TEXTURALES DEL DEPÓSITO “EL ZAGUÁN”

IV.1 Sedimentología

IV.1.1 Miembro Inferior

Esta unidad es la que presenta el mayor contenido de material con diámetro mayor a 2 mm (-1Φ), que varía de 84–97 wt%, sin cambios notables con la distancia (Tabla 4.1). La matriz del depósito es muy escasa, generalmente es menor al 8 wt%, y está constituida principalmente por arena, que representa 83-90 wt% de la matriz. El contenido de material fino (limo y arcilla) no representa más del 2 wt% dentro del depósito o del 17 wt% en la matriz y la arcilla está prácticamente ausente.

Tabla 4.1. Características y parámetros sedimentológicos del Miembro Inferior

SECCIÓN	Distancia (m)	Espesor (m)	G: A: F	A: L: Ar	PARÁMETROS SEDIMENTOLÓGICOS				
					Md	Mz	σ	Skl	KG
NT0402DFG	4390	5	93.24: 5.63: 1.13	83.31: 16.27: 0.41	-5.25	-5.22	2.31	0.13	1.17
NT0413FG	4700	2	92.31: 6.71: 0.98	87.23: 12.10: 0.67	-5.10	-4.63	2.02	0.38	1.35
NT0409FG	5220	7	84.30: 13.90: 1.81	88.50: 11.19: 0.31	-5.00	-4.28	2.92	0.38	1.20
NT0414FG	14000	15	96.82: 2.86: 0.31	90.14: 9.72: 0.14	-5.60	-5.55	2.03	0.10	1.15

G: Grava L: limo F: Finos Md: Mediana σ : Desviación estándar inclusiva KG: Kurtosis
A: Arena Ar: Arcilla (L+Ar) Mz: Media Skl: Sesgo Inclusivo

Los histogramas granulométricos (Fig. 4.1) presentan una distribución generalmente unimodal, con una moda muy pronunciada en -5Φ , con excepción de la sección NT0402D, la más cercana a la fuente, donde la distribución es bimodal con modas en -6 y -4Φ . La mayor abundancia de clastos en el rango de -5Φ (32 - 64 mm) se refleja también en los valores de la mediana (Md) y la media (Mz) que oscilan alrededor de este valor (-4.28Φ a -5.55Φ) (Tabla 1).

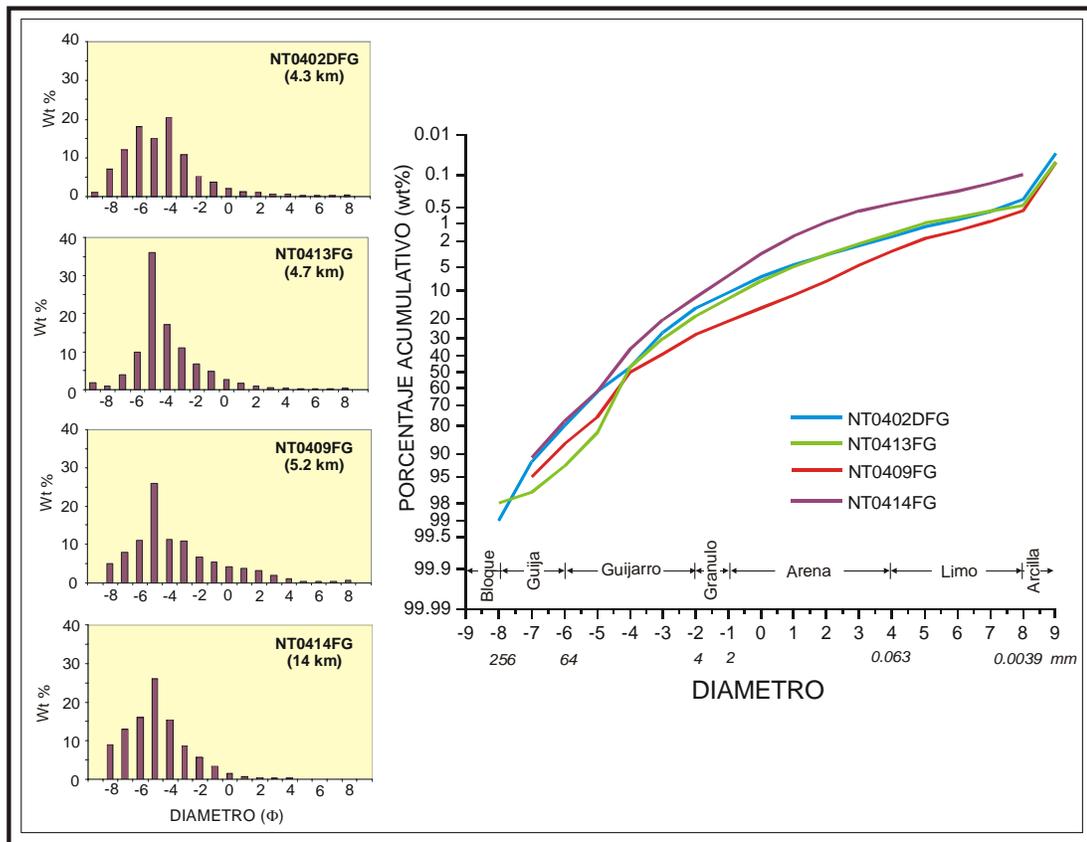


Figura 4.1 Histogramas granulométricos y curvas acumulativas del Miembro Inferior.

Las curvas acumulativas (Fig. 4.1) sustentan el hecho de que esta unidad presenta un abundante contenido de material grueso ya que la mayor pendiente en estas curvas se observa desde el inicio de la curva hasta -4Φ , donde queda incluido más del 50% del material que constituye el depósito, a partir de -4Φ , la pendiente de la curva disminuye. Además, se observa una migración de éstas a la fracción gruesa con la distancia.

En lo referente a los parámetros sedimentológicos, la desviación estándar refleja un grado de selección muy pobre dentro del depósito (2.03 – 2.92), que se mantiene con la distancia, sin un cambio significativo. La asimetría (Sk_i) es positiva, con valores de +0.10 a +0.38, por lo que las curvas acumulativas tienen asimetría fina. La curtosis tiene valores de 1.15 a 1.35, que definen una curva leptocúrtica, es

decir el grado de selección es mejor en la porción central de la curva que en las colas.

IV.1.2 Miembro Superior

Unidad Deformada

La unidad deformada presenta un contenido de grava que varía de 41 a 56 wt% aproximadamente. La matriz que soporta el material grueso es muy abundante y disminuye de 58 wt% en la primera sección, hasta 43 wt% en la última (Tabla 4.2) y está constituida principalmente por arena (75-86 wt%), aunque el porcentaje de limo llega a constituir el 21 wt%. El contenido de arcilla no sobrepasa el 3 wt%.

Tabla 4.2. Características y parámetros sedimentológicos de la Unidad Deformada

SECCIÓN	Distancia (m)	Espesor (m)	G: A: F	A: L: Ar	PARAMETROS SEDIMENTOLOGICOS				
					Md	Mz	σ	Skl	KG
NT0405C	3550	2.00	41.81: 43.87: 14.32	75.39: 21.59: 3.02		-0.08	3.69	0.02	0.85
NT0404C	3830	5.00	51.79: 39.55: 8.66	82.04: 17.69: 0.27	-1.25	-1.35	3.74	0.04	0.70
NT0410C	4800	2.80	56.62: 37.37: 6.02	86.13: 11.79: 2.07	-1.65	-1.48	3.30	0.10	0.94

G: Grava L: limo F: Finos Md: Mediana σ : Desviación estándar inclusiva KG: Kurtosis
A: Arena Ar: Arcilla (L+Ar) Mz: Media Skl: Sesgo Inclusivo

La distribución granulométrica (Fig. 4.2) es polimodal o bimodal con modas en las fracciones -5, -3, y -1 Φ y secundarias en 2 Φ . Este comportamiento se ve reflejado en la forma de las curvas acumulativas, que es recta con dos pendientes y con punto de inflexión en -1 Φ . La pendiente más abrupta se encuentra en la fracción de -2 a -6 Φ y la más suave abarca la mayor parte de la curva acumulativa, e involucra a las fracciones con diámetro menor a -2 Φ además, en esta parte las curvas acumulativas semejan una curva de distribución normal.

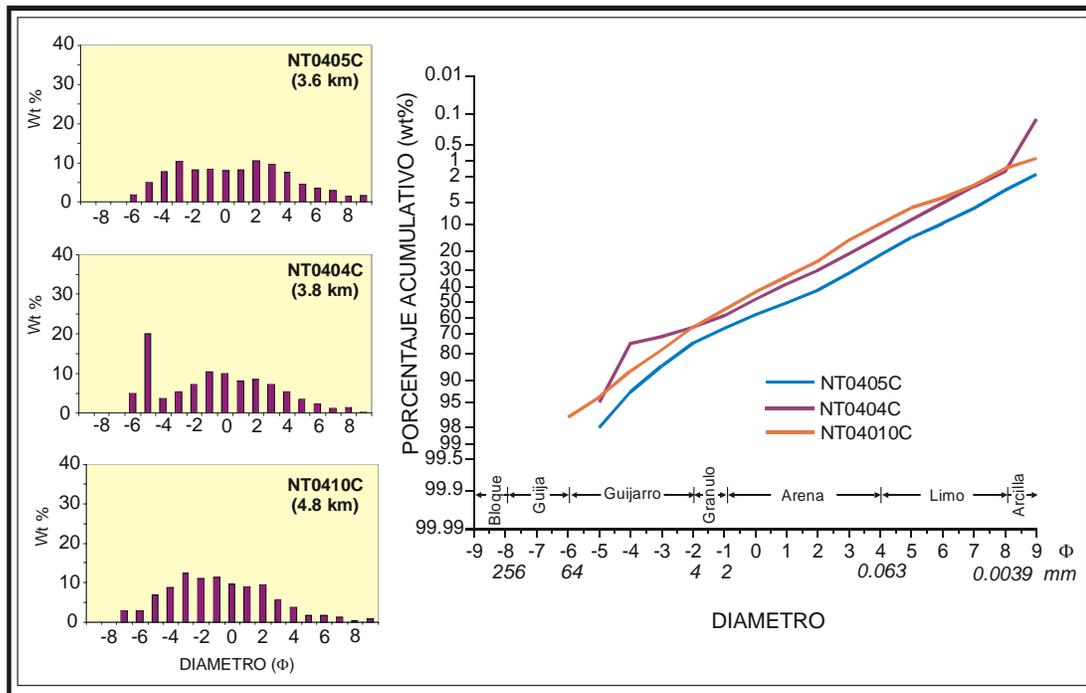


Figura 4.2. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de la Unidad Deformada.

Los parámetros sedimentológicos de esta unidad presentan un aumento progresivo en el diámetro medio de los clastos con la distancia ($Mz = -0.08$ a -1.48Φ) y una desviación estándar constante (3.30 a 3.74). La asimetría aumenta de 0.02 a 0.10 con la distancia, por lo que las curvas acumulativas son casi simétricas. La curtosis tiene valores de 0.70 a 0.94, por lo que las curvas de frecuencias acumulativas varían de platicúrticas a mesocúrticas esta última, con un valor muy cercano a la de una curva de distribución normal ($k = 1$).

Unidad Amarilla

De la Unidad Amarilla del depósito "El Zaguán" se realizaron únicamente dos análisis sedimentológicos completos debido a la escasez y posición de los afloramientos, por lo que el análisis de imágenes digitales no fue posible, y el análisis sedimentológico se realizó hasta la fracción de -4Φ .

En las muestras analizadas, los clastos con diámetro mayor a 2 mm aumentan de 67 a 76 wt% con la distancia, la matriz es de arena gruesa-media, la cual representa del 78-86 wt% de la matriz. El contenido de material fino no sobrepasa el 22 wt% de la matriz o 5 wt% de todo el depósito y está constituido en su mayoría por limo, ya que el contenido de arcilla es prácticamente despreciable (menor al 0.10 wt% del depósito) (Tabla 4.3).

Tabla 4.3. Características y parámetros sedimentológicos de la Unidad Amarilla

SECCIÓN	Distancia (m)	Espesor (m)	G: A: F	A: L: Ar	PARÁMETROS SEDIMENTOLÓGICOS				
					Md	Mz	σI	SkI	KG
NT0403B	4180	4.60	67.02: 28.39: 4.59	86.08: 13.87: 0.05		-0.08	3.69	0.02	0.85
NT0401B	4525	2.90	76.00: 18.81: 5.19	78.38: 21.21: 0.41	-1.65	-1.48	3.30	0.10	0.94

G: Grava L: limo F: Finos Md: Mediana σI : Desviación estándar inclusiva KG: Kurtosis
 A: Arena Ar: Arcilla (L+Ar) Mz: Media SkI: Sesgo Inclusivo

Los histogramas presentan una distribución unimodal (Fig. 4.3), con modas en $-5/-3 \Phi$ y las curvas presentan una asimetría positiva (exceso de finos).

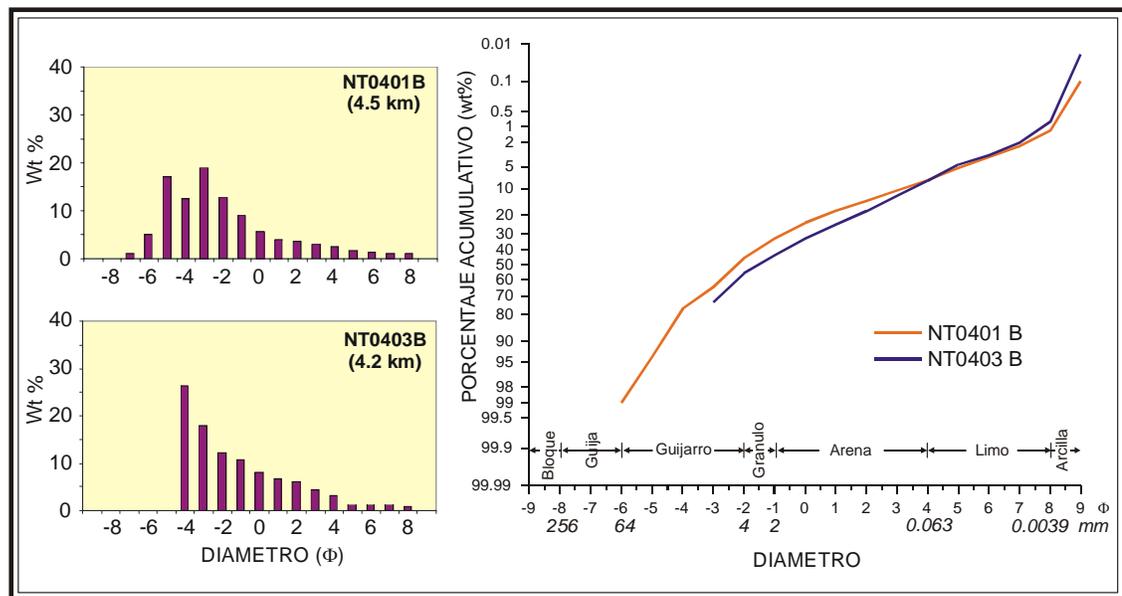


Figura 4.3. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de la Unidad Amarilla.

Unidad Rosa

Las características sedimentológicas de la Unidad Rosa presentan dos tendencias en función de la facies donde se encuentran las secciones. En la facies cercana, a 8 km a partir de la fuente, el porcentaje de material con diámetro mayor a -1Φ varía de 81-86 wt%, en la facies lejana, el contenido de este material disminuye drásticamente hasta 56–46 wt%. En ambas facies la matriz del depósito está constituida principalmente por arena cuyo contenido oscila entre 79 a 84% dentro de la matriz. El contenido de material fino (limo y arcilla) en la facies cercana, es de 2-3 wt% y en la facies lejana aumenta a 4-9 wt%, debido al incremento en el contenido de limo dentro del depósito (Tabla 4.4).

Tabla 4.4. Características y parámetros sedimentológicos de la Unidad Rosa

SECCIÓN	Distancia (m)	Espesor (m)	G: A: F	A: L: Ar	PARÁMETROS SEDIMENTOLÓGICOS				
					Md	Mz	σ_I	Ski	KG
NT0403A	4180	6.40	85.76: 11.99: 2.25	84.20: 14.19: 1.61	-4.95	-4.27	2.62	0.48	1.25
NT0401A	4525	5.00	88.13: 9.78: 2.09	82.36: 16.35: 1.28	-4.60	-4.32	2.54	0.29	1.20
NT0408A	5130	3.50	81.27: 15.87: 2.86:	84.74: 15.01: 0.24	-4.80	-3.92	3.05	0.47	1.07
NT0406A3M	6260	3.00	56.49: 34.40: 9.11	79.07: 18.89: 2.04	-1.90	-1.55	4.08	0.14	0.78
NT0412A	6730		46.21: 46.14: 7.65	85.78: 12.72: 1.50	-0.70	-0.45	3.13	0.13	0.82

G: Grava L: limo F: Finos Md: Mediana σ_I : Desviación estándar inclusiva KG: Kurtosis
A: Arena Ar: Arcilla (L+Ar) Mz: Media Ski: Sesgo Inclusivo

Los histogramas granulométricos de la facies cercana presentan una distribución unimodal o bimodal con modas en los diámetros entre -4 y -6Φ , y reflejan la escasez de matriz del depósito. Las curvas acumulativas reafirman este hecho presentando una mayor pendiente en las fracciones con diámetro mayor a -1Φ . Los parámetros de la media y la mediana se mantienen constantes alrededor de -4Φ , la desviación estándar se encuentra entre 2.5 y 3.00, lo que clasifica al depósito como muy pobremente seleccionado (Folk, 1980). Los valores de la asimetría (0.29–0.48) reflejan una curva con una fuerte asimetría positiva y la curva varía de leptocúrtica a mesocúrtica, según los valores de la curtosis, único parámetro que registra una disminución con la distancia (Fig. 4.4).

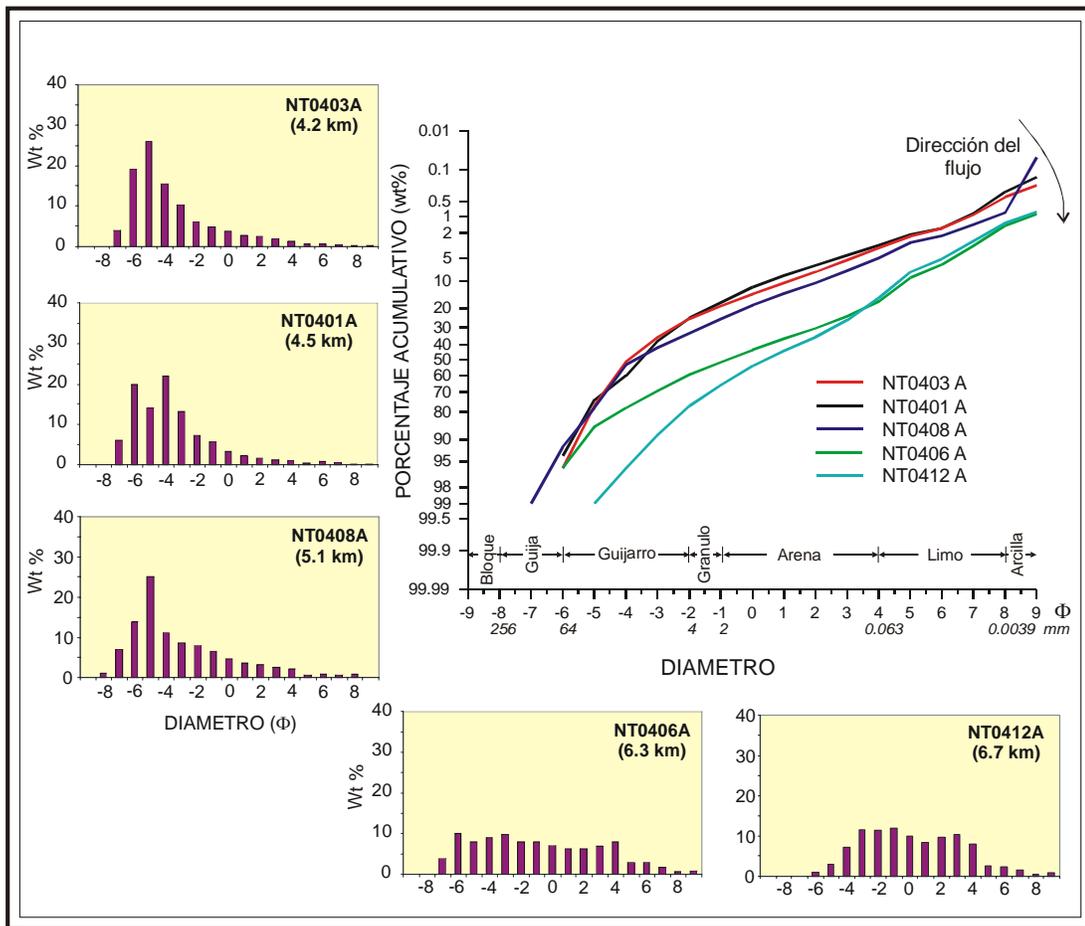


Figura 4.4. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de la Unidad Rosa.

En la facies lejana, los histogramas granulométricos muestran una distribución multimodal con modas en -6Φ , en la porción más gruesa del depósito, en -3 y -1Φ en la porción intermedia y en 3 y 4Φ en la fracción de la arena. Las curvas acumulativas reflejan este cambio en la granulometría presentando una migración hacia la fracción arenosa con la distancia y una disminución en la pendiente de la curva para la fracción con diámetro mayor a -1Φ . La media y la mediana disminuyen drásticamente con respecto a la facies cercana, a -1.55 a -0.45 , y -1.90 a -0.70 , respectivamente. El cambio entre una facies y otra también se observa en los otros parámetros sedimentológicos. El grado de selección empeora con la distancia, la asimetría cambia a fina y la curtosis disminuye, es decir la curva se vuelve platicúrtica (Fig. 4.4).

IV.1.3 Comparación de los depósitos

Al graficar las proporciones de grava, arena y finos, de los Miembros Inferior y Superior, en diagramas ternarios se observa claramente una migración hacia la fracción de la grava en el depósito “El Zaguán” de la base a la cima, es decir el contenido de material grueso aumenta hacia la cima del depósito. Además, el Miembro Inferior presenta características granulométricas similares a la Unidad Rosa del Miembro Superior en su facies cercana. En la parte lejana, la Unidad Rosa presenta características granulométricas similares a la Unidad Deformada debido al enriquecimiento en la fracción arenosa de este depósito (Fig. 4.5a).

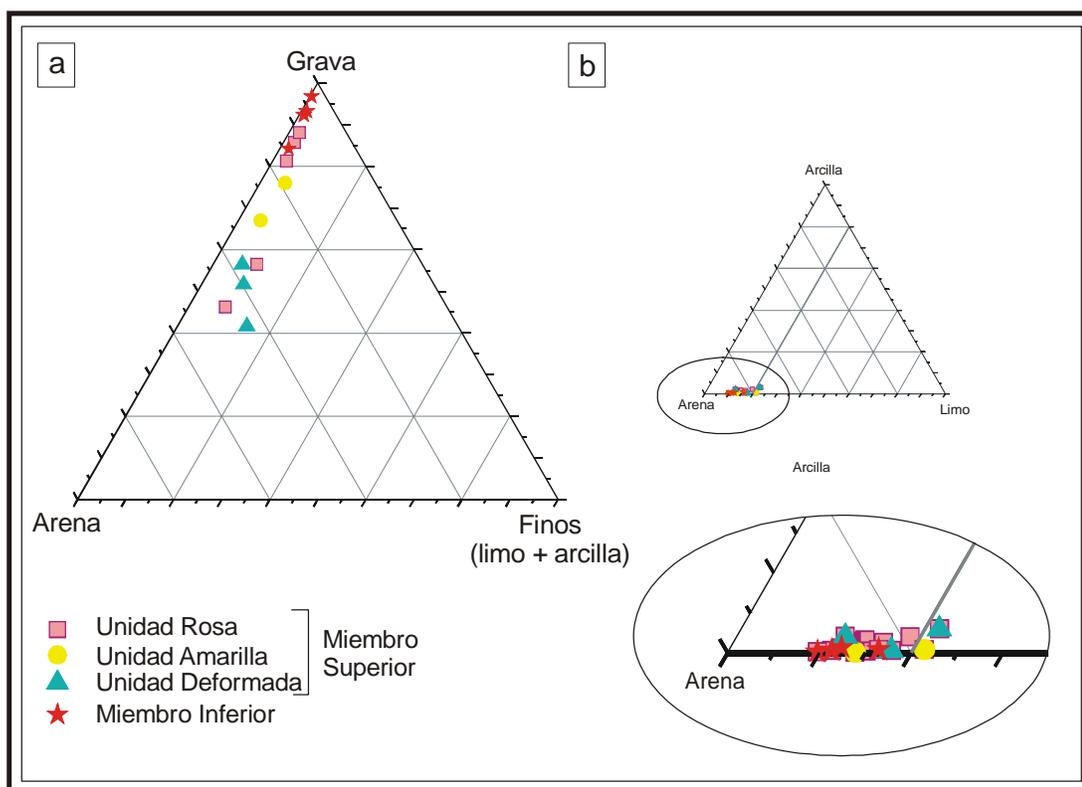


Figura 4.5. Diagramas ternarios que indican la granulometría de los miembros Inferior y Superior del depósito “El Zaguán”. a) Proporción de grava-arena-finós. b) Composición de la matriz.

La matriz de todas las unidades que conforman el depósito “El Zaguán” presenta una composición bastante similar es decir, compuesta en su mayoría por

partículas del tamaño de la arena, lo único que varía es la proporción de matriz dentro del depósito (Fig. 4.5b).

IV.2 Características texturales observables con el microscopio binocular

Las características texturales de las partículas al microscopio binocular fueron establecidas midiendo tres parámetros: el grado de redondez y la presencia de fracturas y de caras planas en 300 clastos pertenecientes a las fracciones de -2 , -1 y 0Φ (100 por cada diámetro). El número de clastos fue elegido de manera que se analizara el mayor número de clastos posibles por cada diámetro, debido a que en los diámetros mayores ($>-3\Phi$) no siempre existían el número de clastos necesarios para este análisis y en los clastos más pequeños, las características al microscopio binocular eran difícilmente observables. Además, estas dimensiones reflejan un aspecto transitorio entre el régimen de movimiento de la matriz en el flujo y el de las partículas de mayores dimensiones.

Para este análisis sólo se analizaron las Unidades Deformada y Rosa del Miembro Superior del depósito, ya que a diferencia del Miembro Inferior, este refleja las características estructurales y texturales de un depósito de avalancha de escombros *sensu stricto*. Por otro lado, debido a los escasos afloramientos de la Unidad Amarilla se muestran los datos resultantes de los mismos análisis únicamente para efectuar la comparación con el resto de las unidades.

El grado de redondez se evaluó con el fin de determinar si existió abrasión significativa durante el transporte de la avalancha. Por otro lado, las fracturas y las caras planas se contabilizaron para determinar si existió algún proceso que actuó de manera sistemática durante la formación, el transporte y el emplazamiento del flujo.

Después de cuantificar cada una de sus características se compararon contra la distancia y contra el diámetro, para observar si en alguno de los diámetros analizados alguna de estas características es más repetitiva o si muestra variación con la distancia.

IV.2.1 Grado de redondez

Para determinar el grado de redondez de las partículas, se efectuaron análisis cualitativos según la escala modificada de Powers (1953), ya que se agruparon las categorías de partículas angulosas y muy angulosas, y redondeadas y muy redondeadas, con el fin de disminuir el grado de subjetividad. Por lo tanto, los clastos se dividieron en cuatro grupos: angulosos, subangulosos, subredondeados y redondeados.

Con los resultados obtenidos, se elaboraron gráficas del grado de redondez, primero contra la distancia, y posteriormente cada una de las cuatro clasificaciones se graficó separadamente, utilizando tres series que representan los diámetros observados al microscopio binocular (-2 , -1 y 0Φ).

Unidad Deformada

En la Unidad Deformada se observa un claro predominio de las partículas subredondeadas, las cuales presentan una disminución con la distancia, de la misma forma que los clastos redondeados. Los clastos angulosos son los más escasos. Sin embargo, al igual que las partículas subangulosas muestran un aumento sistemático con la distancia (Fig. 4.6a). La figura 4.6 (b-e) confirma esta tendencia y además muestra que el aumento o disminución no tiene ninguna preferencia en función del diámetro.

Unidad Amarilla

Cómo se había mencionado antes, en la Unidad Amarilla, debido al escaso número de afloramientos analizados, no fue posible establecer una variación con la distancia y mucho menos en el diámetro de las partículas. Por lo tanto, sólo se elaboró la gráfica del grado de redondez vs. distancia donde se observa, al igual que en la unidad subyacente, que los clastos subredondeados son los más abundantes y los de forma angulosa, los más escasos (Fig. 4.7).

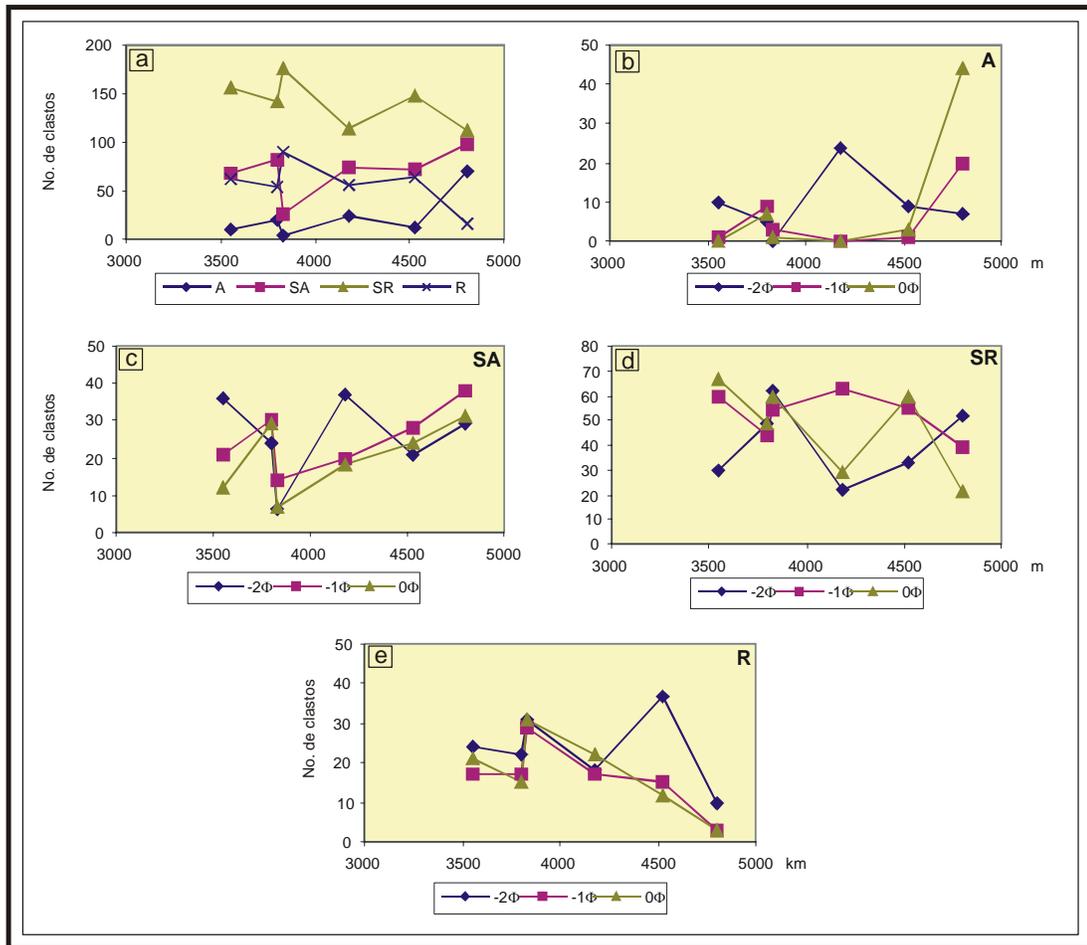


Figura 4.6. Gráficas que muestran las variaciones en el grado de redondez de las partículas dentro de la Unidad Deformada. a) Grado de redondez vs. distancia. A-anguloso; SA-subanguloso; SR-subredondeado; R-redondeado. b) Partículas angulosas vs. distancia. c) Partículas subangulosas vs. distancia. d) Partículas subredondeadas vs. distancia. e) Partículas redondeadas vs. distancia.

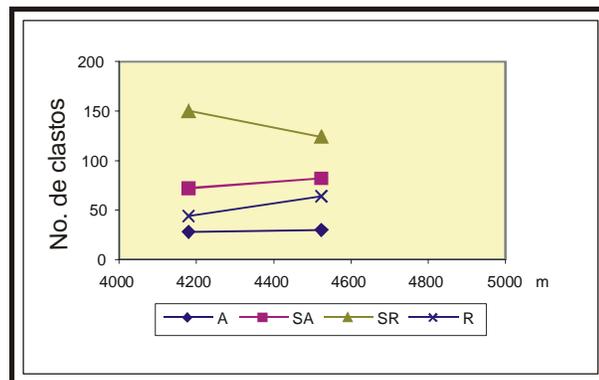


Figura 4.7. Gráfica que muestra la variación del grado de redondez vs. distancia dentro de la Unidad Amarilla.

Unidad Rosa

En la Unidad Rosa no se observa alguna tendencia clara en el grado de redondez contra la distancia y, al igual que en las Unidades Deformada y Amarilla, los clastos subredondeados son los más abundantes y los angulosos los más escasos. La cantidad de partículas angulosas se mantiene constante con la distancia (Fig. 4.8a). Sin embargo, al graficar cada uno de los diámetros por separado se observaron dos tendencias, totalmente diferentes, aunque algo erráticas. En los clastos angulosos, las partículas más gruesas (-2Φ) muestran un claro aumento con la distancia, mientras que los diámetros de -1 y 0Φ decrecen (Fig. 4.8b). Los clastos subangulosos y subredondeados no muestran un arreglo definido (Fig. 4.8c-d) y las partículas redondeadas aumentan sin ninguna preferencia respecto al diámetro (Fig. 4.8e).

IV.2.2 Fracturas

Unidad Deformada

Las fracturas observadas en las muestras de la Unidad Deformada son de dos tipos: las primeras, son fracturas largas que abarcan una gran proporción del clasto, son sinuosas, poco profundas y son las más abundantes (Fig. 4.9a); las segundas son cortas, rectas y profundas (Fig. 4.9b). Se presentan en la matriz del clasto y pueden o no cortar el cristal y generalmente, al llegar a un cristal, la fractura cambia de dirección y bordea el límite entre el clasto y la matriz (Fig. 4.9c-d).

La presencia de fracturas aumenta en proporción con la distancia en más del 100%, ya que de los 300 clastos observados, casi una cuarta parte se encuentran rotos (Fig. 4.10a). Este aumento se debe principalmente a la fracción -2Φ , donde el número de clastos fracturados siempre es mayor. En los diámetros -1 y 0Φ , su

presencia es escasa y sólo se observa un ligero aumento en -1Φ , ya que en 0Φ el número se mantiene constante (Fig. 4.10b-c).

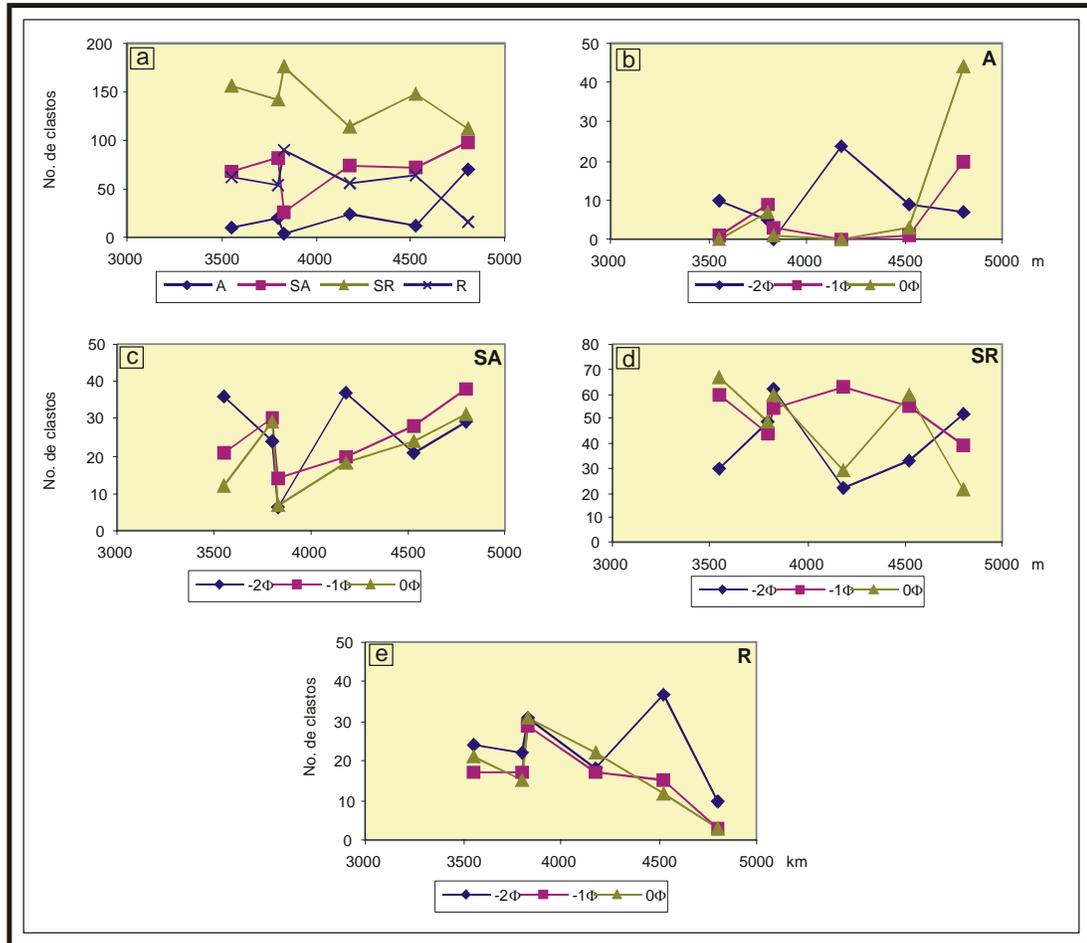


Figura 4.8. Gráficas que muestran las variaciones en el grado de redondez de las partículas dentro de la Unidad Rosa. a) Grado de redondez vs. distancia. A-anguloso; SA-subanguloso; SR-subredondeado; R-redondeado. b) Partículas angulosas vs. distancia. c) Partículas subangulosas vs. distancia. d) Partículas subredondeadas vs. distancia. e) Partículas redondeadas vs. distancia.

Unidad Amarilla

En esta unidad sólo una tercera parte de los clastos se encuentran rotos, principalmente en la fracción -2Φ . Las fracturas observadas se presentan solas, y son muy pequeñas y poco profundas (Fig. 4.11a).

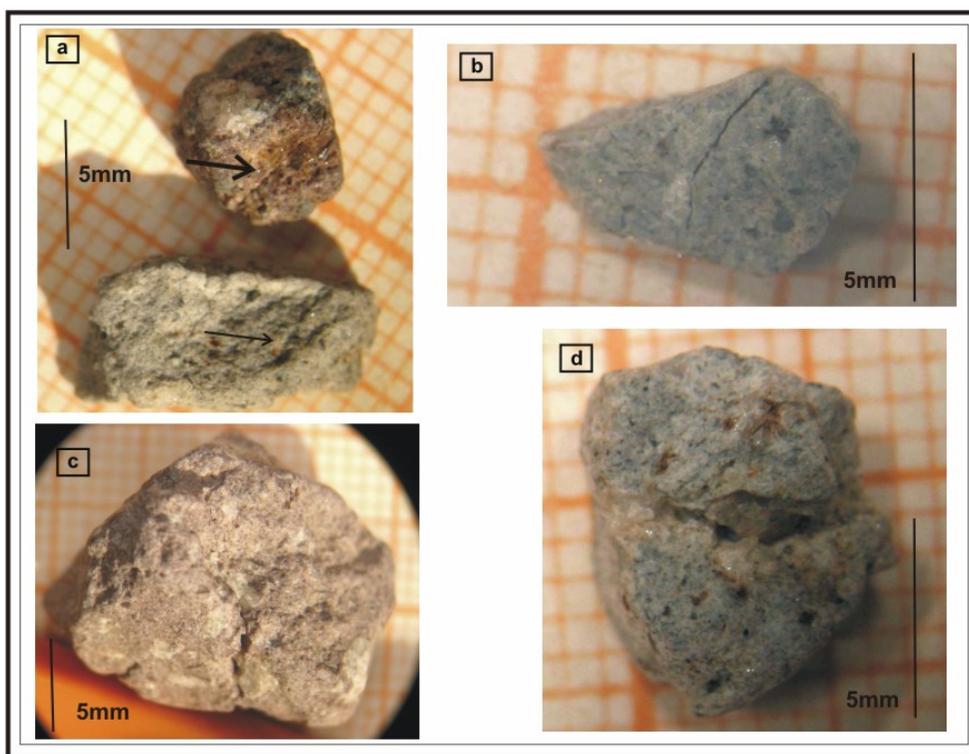


Figura 4.9. Líticos de la Unidad Deformada fracturados. a) Clastos con fracturas que cruzan todo el lítico, de forma sinuosa y sin material intersticial. b) Fracturas cortas y rectas. c) Fractura que corta la matriz y atraviesa un cristal de plagioclasa. d) Fractura que corta parte de la matriz.

Unidad Rosa

En esta unidad, las fracturas son de forma irregular o lineales y más profundas que en las unidades subyacentes. En algunas ocasiones cortan el cristal y la matriz, y al pasar de un medio a otro cambian de dirección. En otras forman arreglos perpendiculares pero éstos son escasos. Es importante señalar, que sólo en esta unidad un mismo clasto puede presentar una o dos fracturas dentro de él, mientras que en las otras sólo se observan de forma aislada (Fig. 4.12).

En el análisis cuantitativo las fracturas son mucho menos abundantes que en la Unidad Deformada y su número se mantiene constante con la distancia. Al igual que en la unidad basal son más abundantes en la fracción -2Φ , aunque su

predominio no es tan claro. En la fracción 0Φ están prácticamente ausentes (Fig. 4.13c).

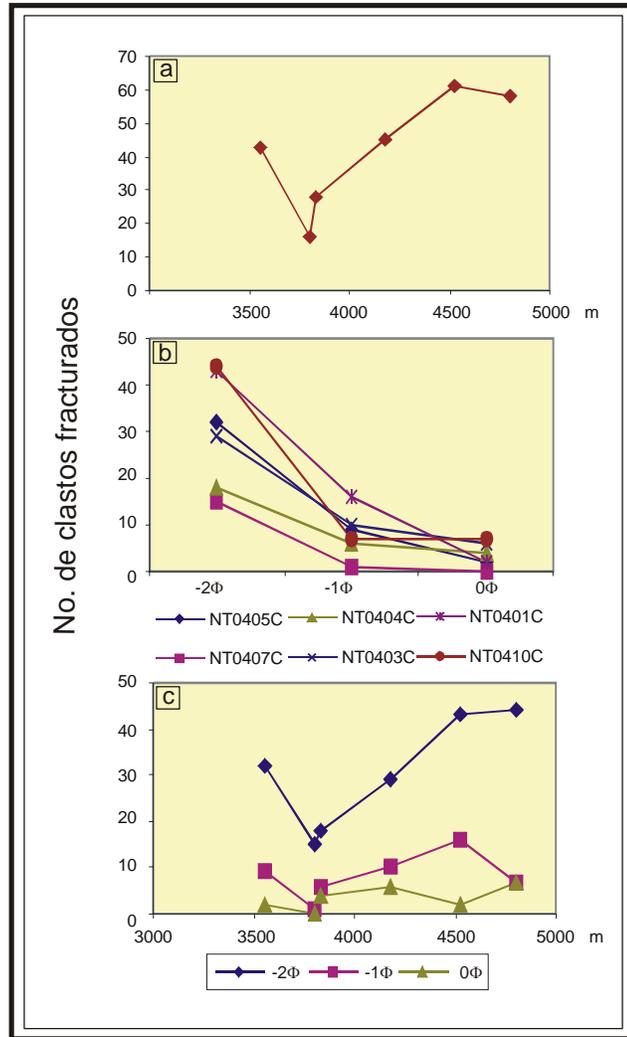


Figura 4.10. Gráficas que muestran la abundancia de las fracturas en la Unidad Deformada. a) Total de fracturas vs. distancia. b) Número de fracturas vs. diámetro de las partículas. c) Abundancia de fracturas vs. distancia, tomando en cuenta los diámetros de los clastos analizados.

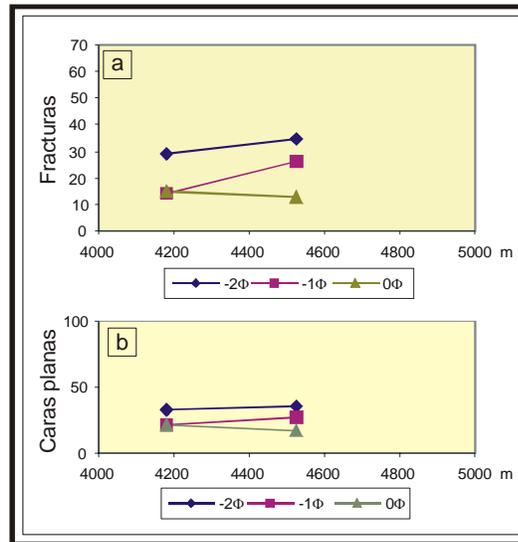


Figura 4.11. Gráficas que muestran la variación de las características texturales de la Unidad Amarilla en función del diámetro y la distancia. a) Fracturas vs. distancia. b) Caras planas vs. distancia.

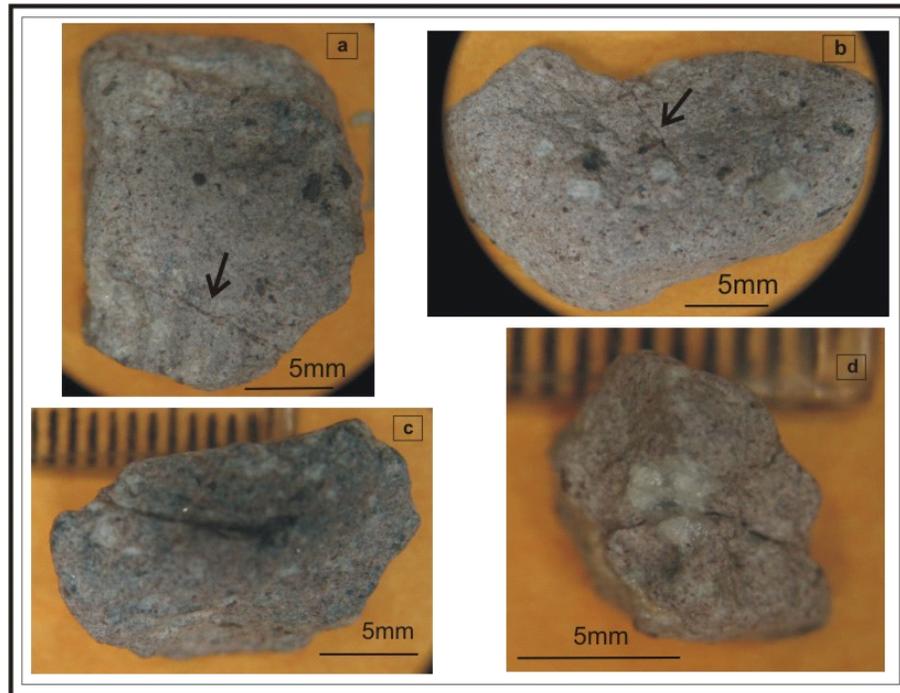


Figura 4.12. Líticos de la Unidad Rosa fracturados. a) Lítico con fractura recta. b) Fractura pequeña y recta. c) Fractura profunda que corta la matriz y atraviesa un cristal de plagioclasa sin cambiar de dirección. d) Fracturas de forma sinuosa que cambia de dirección al pasar del cristal a la matriz.

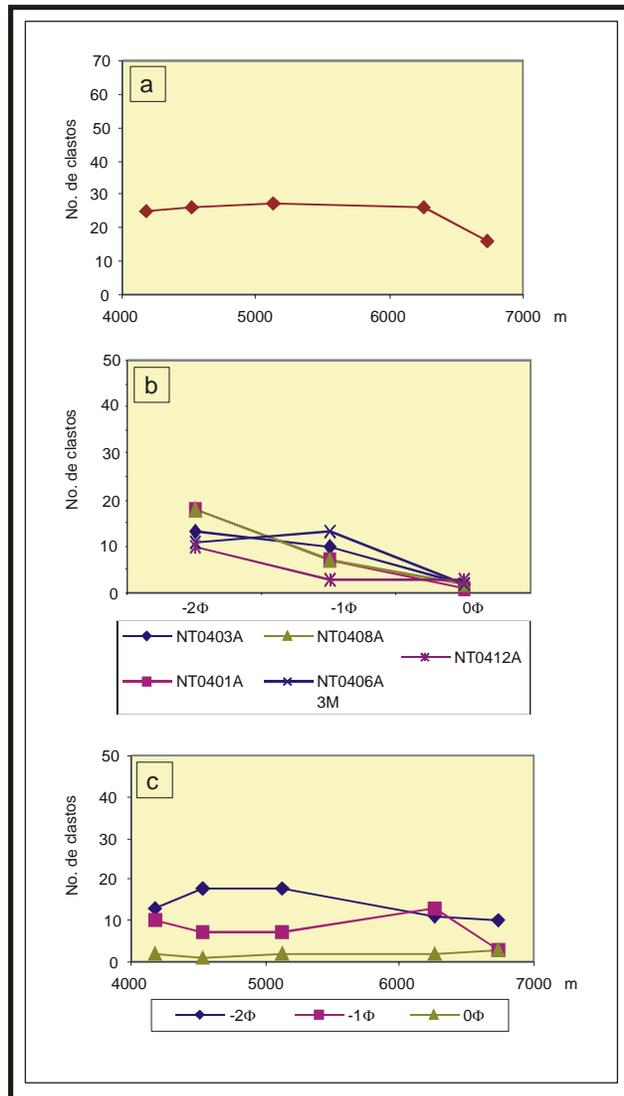


Figura 4.13. Variación de las fracturas dentro de la Unidad Rosa. a) Número de fracturas vs. distancia. b) Número de fracturas vs. diámetro. c) Número de fracturas contra la distancia mostrando los diferentes diámetros analizados en tres series.

IV.2.3 Caras planas

Con el microscopio binocular, se pudo observar que varios de ellos, independientemente de su grado de redondez, tenían un lado plano, como si una parte del clasto hubiera sido cortada o separada. Esta característica se observó tanto a nivel de afloramiento, en las diferentes unidades, como al microscopio binocular y su presencia es bastante común. Se puede presentar una sola, aunque en algunos clastos se observaron 2 ó 3 (Fig. 4.14).

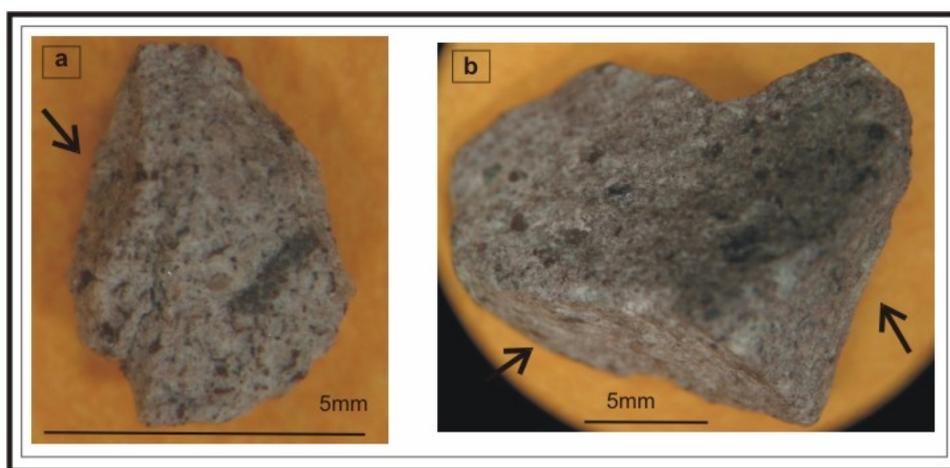


Figura 4.14. Fotografías de caras planas en líticos de la Unidad Rosa. a) Sección NT0401 (4.5 km). b) Sección NT04063M (6.3 km).

Unidad Deformada

El número de caras planas, al igual que las fracturas, aumenta con la distancia, en más del doble y este aumento es más notable después de los 4000 m. Su abundancia no depende del tamaño, ya que se presentan en la misma cantidad en los diámetros analizados. Sin embargo, el aumento con la distancia es observado principalmente en el diámetro -2 Φ (Fig. 4.15).

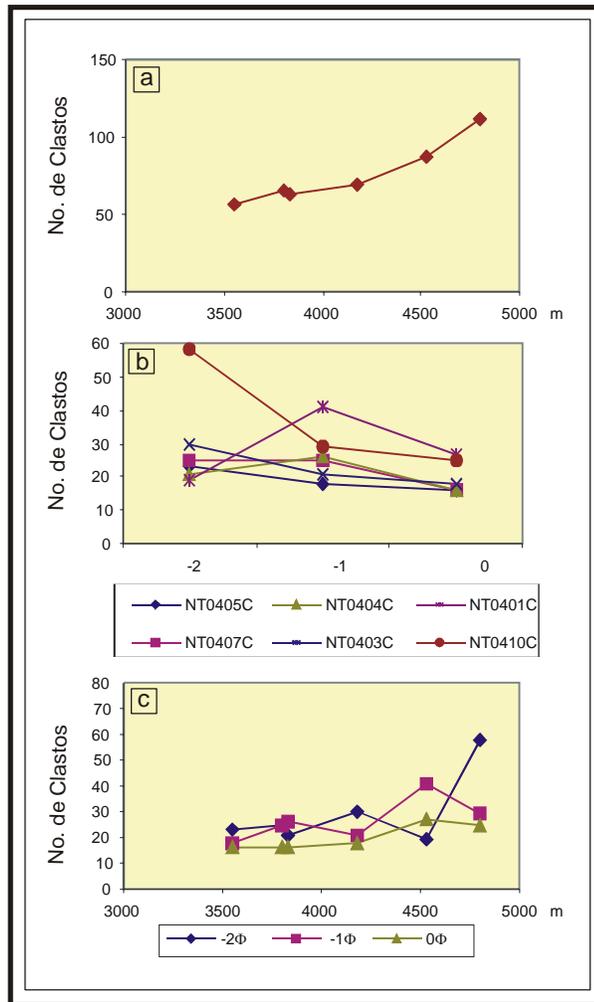


Figura 4.15. Abundancia de las caras planas dentro de la Unidad Deformada. a) Número de caras planas vs. distancia. b) Número de caras planas vs. diámetro. c) Número de caras planas contra la distancia mostrando los diferentes diámetros analizados.

Unidad Amarilla

En esta unidad, el número de caras planas aparece en la misma proporción que en las otras unidades que conforman el depósito "El Zaguán". Su presencia es un poco más abundante en la fracción -2Φ y disminuye sensiblemente según el diámetro de las partículas (Fig. 4.11b).

Unidad Rosa

La presencia de caras planas se observa con mayor frecuencia en la fracción -2Φ . A nivel general su abundancia disminuye en proporción con la distancia (Fig. 4.16a), fenómeno observado en las fracciones -1 y 0Φ principalmente, ya que en el diámetro -2Φ su aparición no refleja variaciones significativas con la distancia (Fig. 4.16b-c).

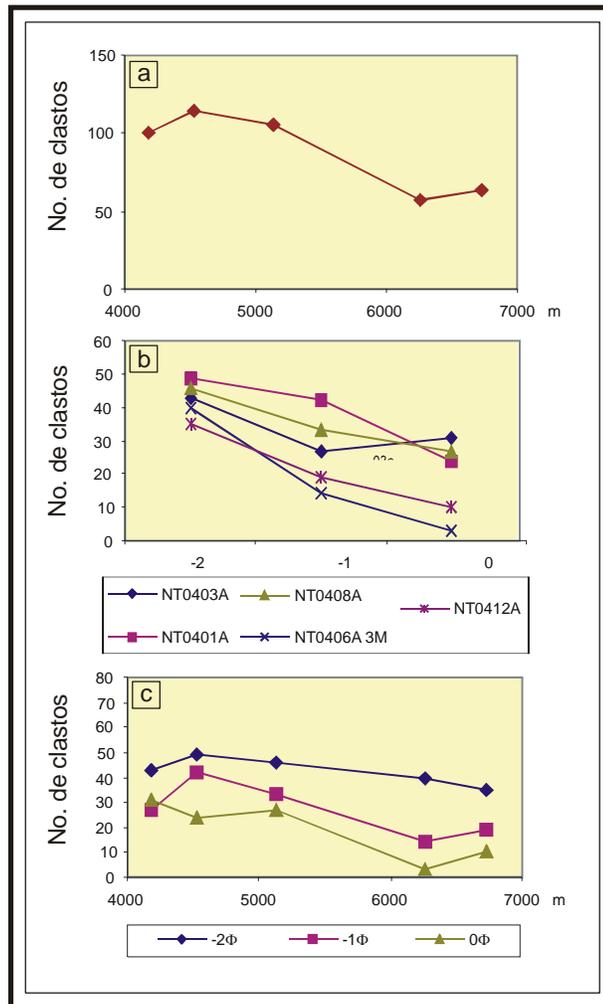


Figura 4.16. Abundancia de las caras planas dentro de la Unidad Rosa. a) Número de caras planas vs. distancia. b) Número de caras planas vs. diámetro. c) Número de caras planas contra la distancia mostrando los diferentes diámetros analizados.

IV.2.4 Otras características al microscopio binocular

Al observar los cristales dentro y en los márgenes de los clastos analizados, se pudo apreciar que algunos cristales de plagioclasa se encuentran rotos o fracturados, algunas veces siguiendo los planos de debilidad establecidos por la foliación (Fig. 4.17a) y otras con fracturas de forma irregular atravesando los cristales. Esta característica se observó de manera preponderante en la Unidad Rosa y de forma más escasa en las Unidades Amarilla y Deformada. Asimismo, en la Unidad Rosa que existen huecos dejados por cristales, de anfíboles o plagioclasas, característica fácilmente identificable, ya que en algunas ocasiones se observaron relictos de cristales completamente rotos o parcialmente molidos. En las Unidades Deformada y Amarilla por el contrario, los cristales dentro del clasto no siempre se encontraban fracturados (Fig. 4.17b).

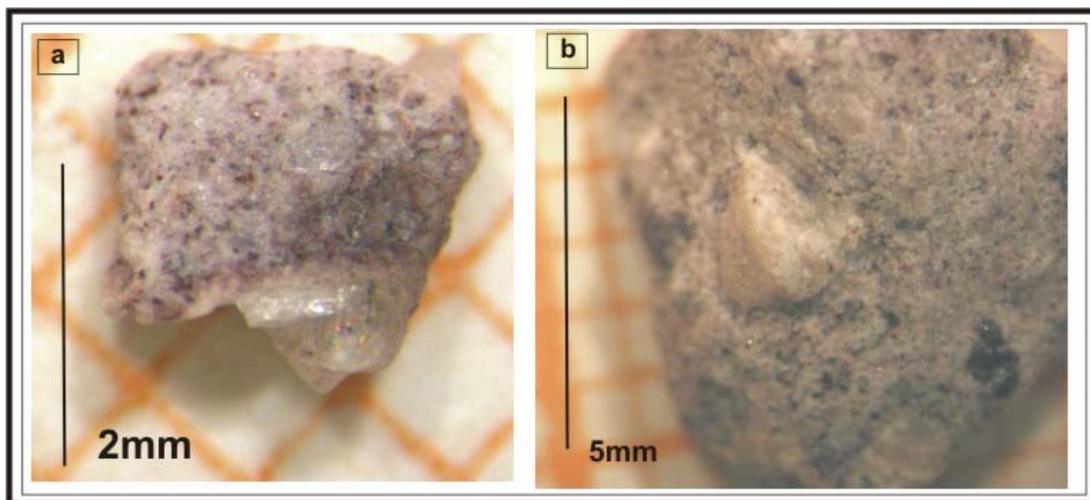


Figura 4.17. Fotografías de otras características observadas con el microscopio binocular. a) Cristal de plagioclasa roto siguiendo los planos de foliación dentro del cristal. Sección NT0406 (6.3 km), Unidad Rosa. b) Cristal de plagioclasa sano localizado en el borde del cristal. Sección NT0401 (4.5 km), Unidad Deformada.

IV.3 Características texturales observables con el microscopio electrónico de barrido

Las características encontradas en las partículas fueron de diversos tipos como son: fracturas, caras de fracturas, colinas paralelas, surcos rectos, fracturas concoides, escalones arqueados, marcas de percusión y rasguños de diferente intensidad. Estas características se presentaron en la Unidad Deformada y en la Unidad Rosa, con diferentes abundancias.

Como se observó al microscopio binocular, la forma de los clastos es variable sin embargo, se observó que un mismo clasto puede presentar una morfología inhomogénea es decir, una parte de éste es redondeada y la otra subangulosa. El relieve de las partículas o irregularidades en la superficie de los clastos es de bajo a alto.

Las fracturas en los líticos se observaron tanto en la matriz del clasto, como dentro de los cristales de plagioclasa, anfíboles y cuarzo y en los cristales sueltos. Tienen forma irregular o sinuosa y se pueden presentar aisladas (Fig. 4.18a), o en arreglos de forma irregular, paralelos, perpendiculares o formando ángulos agudos (Fig. 4.18b). Cuando se encuentran dentro de la matriz cambian de dirección al pasar por un cristal, o se terminan al chocar con otro medio y ocasionalmente pueden pasar de la matriz al cristal. Generalmente no presentan material intersticial, no obstante, este puede presentarse de forma muy escasa (Fig. 4.18a). La abertura y profundidad de las fracturas es variable aún dentro de una misma fractura y dentro de un mismo cristal.

En los cristales, la mayor intensidad de fracturamiento se observó en los feldespatos y el cuarzo, aunque estos últimos se presentan de forma escasa. Las fracturas siguen patrones irregulares o planos de debilidad dentro del cristal, aunque algunas veces cortan a estos últimos formando con la foliación presente en los cristales de feldespatos ángulos agudos (Fig. 4.18b-c). En cristales de feldespatos y en cristales de cuarzo se observa gran abundancia de fracturas (Fig. 4.18d),

fracturas concoides (Fig. 4.18e) y algunos cristales de feldspatos presentan "geometría en escalera", textura descrita previamente en depósitos de avalancha de escombros (Komorowski et al., 1991) (Fig. 4.18f). La gran mayoría de las fracturas presentes en los cristales no continúan en la matriz.

Las caras de fracturas se presentan únicamente en los cristales, ya sea dentro de los líticos o en los cristales sueltos, estas superficies otras fracturas y partículas adheridas (Fig. 4.18b).

Los cristales muestran marcas de percusión en forma de "V", en las cuales la parte más angosta es la de mayor profundidad y la parte más amplia es más somera. Las marcas de percusión se encuentran en arreglos de forma aleatoria, alineados de forma paralela (Fig. 4.19a), en echelón o formando arreglos en "V" (Fig. 4.19b). Por lo general, tienen una longitud aproximada de 6 μm un ancho de 0.5-1.6 μm y el espacio entre ellas varía de 1-5 μm .

Otra característica muy frecuente es la presencia de cristales rotos e incluso molidos. En algunas situaciones se observa el espacio dejado por éstos dentro de la matriz del lítico (Fig. 4.20).

Además, de manera muy abundante se observaron colinas paralelas, surcos y rasguños, que se presentan en grupos de forma paralela o aislados, rectos o ligeramente curvados, separados a intervalos regulares con longitud parecida o variable.

Las "colinas paralelas" son estructuras simétricas que forman ondulaciones en el relieve de clastos o cristales. En el Miembro Superior del depósito "El Zaguán" siempre se encuentran en grupos, separados a intervalos regulares de 3-20 μm , formando crestas y valles de superficie suave, generalmente de la misma longitud que varía de 30-130 μm (Figs. 4.21 a y b), y un ancho dentro de un rango de 2-7 μm . La terminación de estas estructuras es gradual, aunque algunas veces en los

extremos se observan bifurcaciones cuyo relieve disminuye progresivamente (Fig. 4.21a, recuadro).

Los surcos, al igual que las colinas paralelas, se presentan en grupos de longitud variable, habitualmente de 10-40 μm , un ancho menor a 1 μm y un espacio aproximado de 0.3 μm . Las principales diferencias entre las colinas paralelas y los surcos, estriban en que las primeras forman protuberancias en el relieve de los clastos y las segundas forman un relieve negativo. El ancho, y el espacio entre un surco y otro es menor que en las colinas, ya que se encuentran casi uno en seguida del otro (Fig. 4.21b-c).

Los rasguños se presentan en la superficie de cristales (Fig. 4.22a-b), o en la matriz de los líticos (Fig. 4.22c), pueden ser rectos o ligeramente curvados (Figs. 4.22 b y d) y cambiar súbitamente de dirección (Figs. 4.22 b y c). Se muestran en grupos, y presentan longitud y ancho variables, la longitud varía entre 3-120 μm y el ancho varía de 1-3 μm .

Los labios son estructuras lineales, con una parte central profunda que se vuelve más somera hacia los bordes (Fig. 4.22e), y que, en ocasiones, forma bordes profusos que se extienden por encima del relieve del clasto (Fig. 4.22f). Generalmente, se presentan en grupos con una misma orientación, aunque a veces dentro de un mismo clasto, se pueden observar varios grupos con diferente orientación. Los bordes laterales pueden presentar lineaciones paralelas en la parte central o son lisos. Esta textura termina acuniándose hacia los extremos o de forma abrupta. Esta textura tiene una longitud de 10-20 mm y su espesor varía entre 2-10 μm .

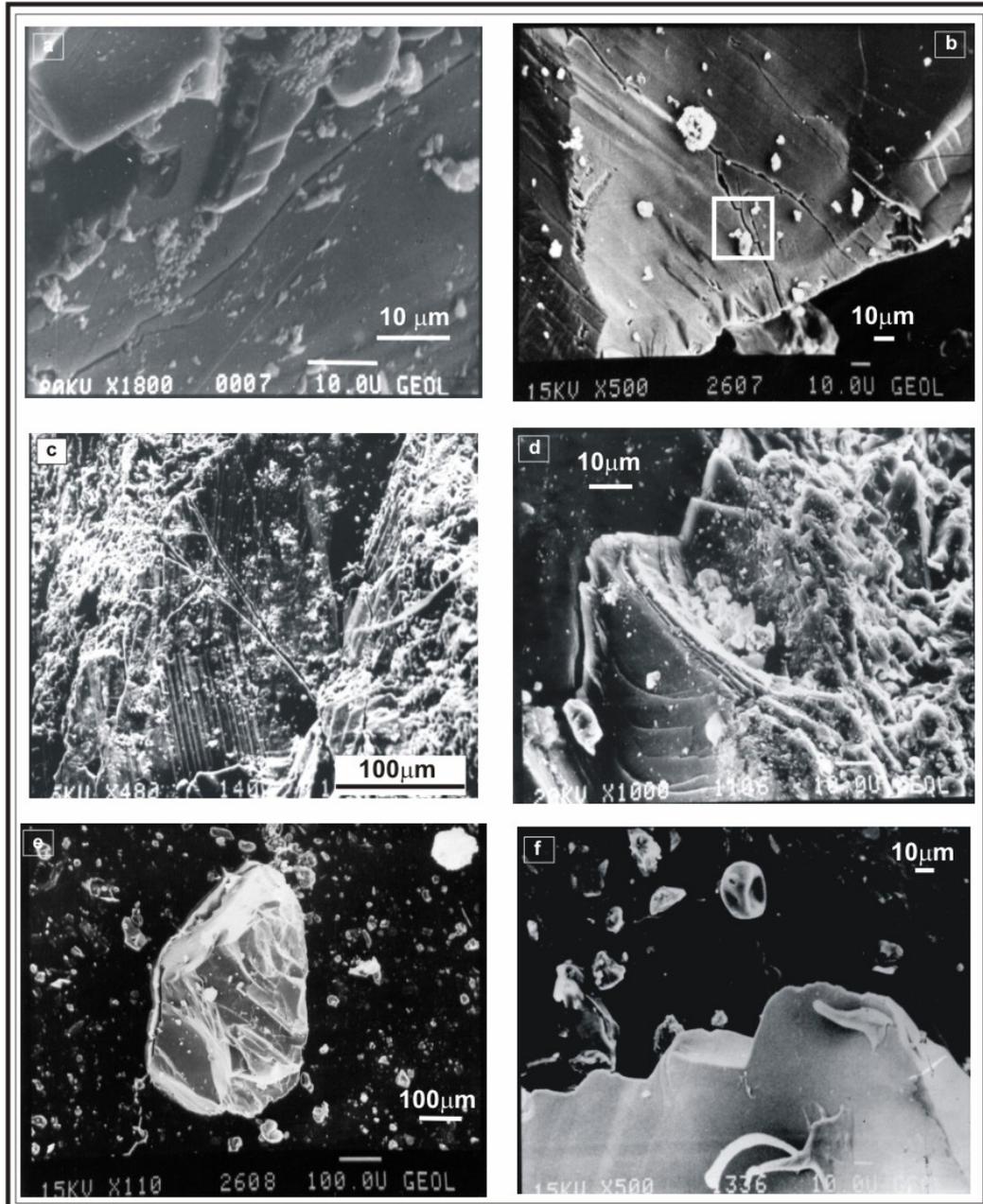


Figura 4.18. Fracturas observadas con el microscopio electrónico de barrido. a) Fractura de forma irregular. Lítico de la sección NT0403A, fracción -2Φ . b) Cara de fractura de forma cóncava, donde se observa la intersección de fracturas formando ángulos agudos. La fractura de menor tamaño sigue parcialmente los planos de foliación dentro del cristal (recuadro). La fractura principal atraviesa completamente el cristal. Foto de un cristal de plagioclasa de la sección NT0410C, fracción 2Φ . c) Fractura cortando los planos de foliación dentro de un plagioclasa, sección NT0403A, fracción -2Φ . d) Escalones arqueados. Lítico de la sección NT0401A, fracción 0Φ . e) Fracturas concoides en la superficie de un cristal de cuarzo. Nótese su alto relieve. Sección NT0404C, fracción 2Φ . f) Fractura con geometría en escalera en un cristal de plagioclasa. Sección NT0408A, fracción 2Φ .

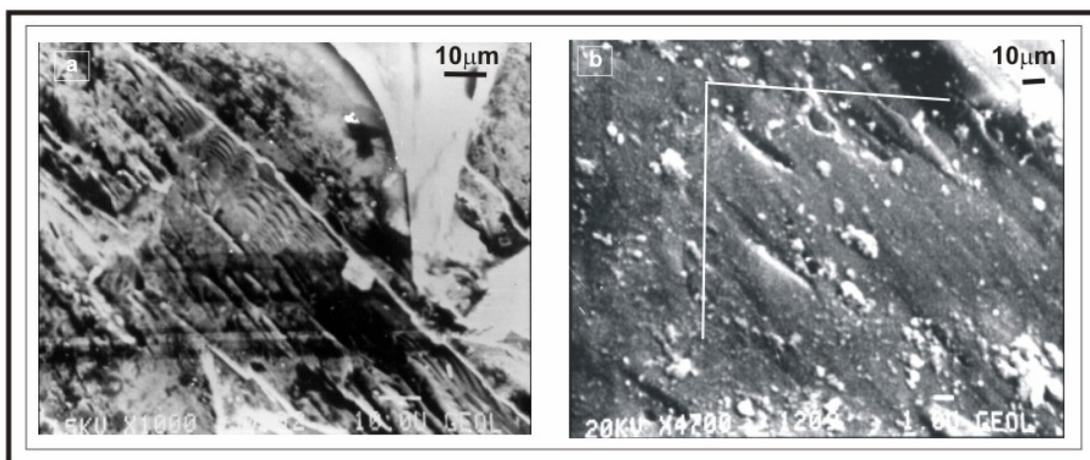


Figura 4.19. Marcas de percusión a) Formando arreglos paralelos. Nótese en la parte inferior derecha rasguños paralelos con la misma orientación que las marcas de percusión. Lítico de la sección NT0412A, fracción -2Φ . b) Formando un arreglo en "V". Lítico de la sección NT0406A, fracción 0Φ .

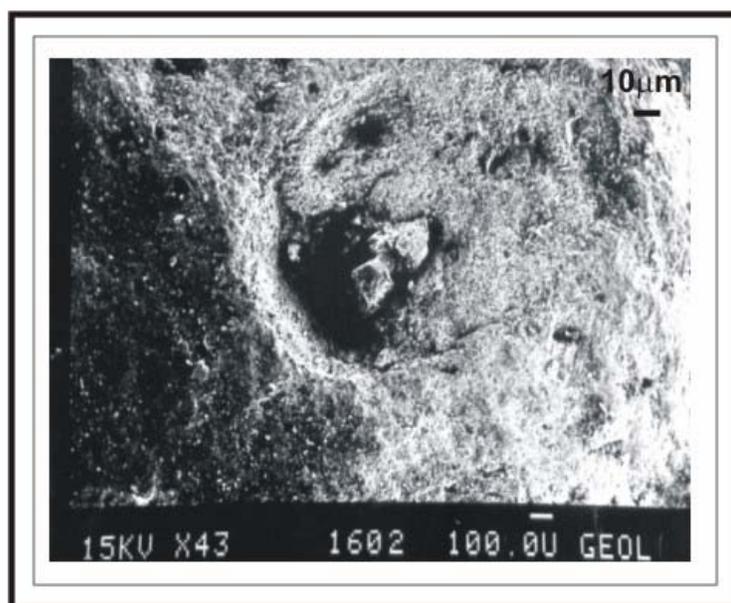


Figura 4.20. Relictos de un cristal de feldespato dentro de un lítico de la Unidad Rosa. Lítico de la sección NT0406A, fracción 0Φ .

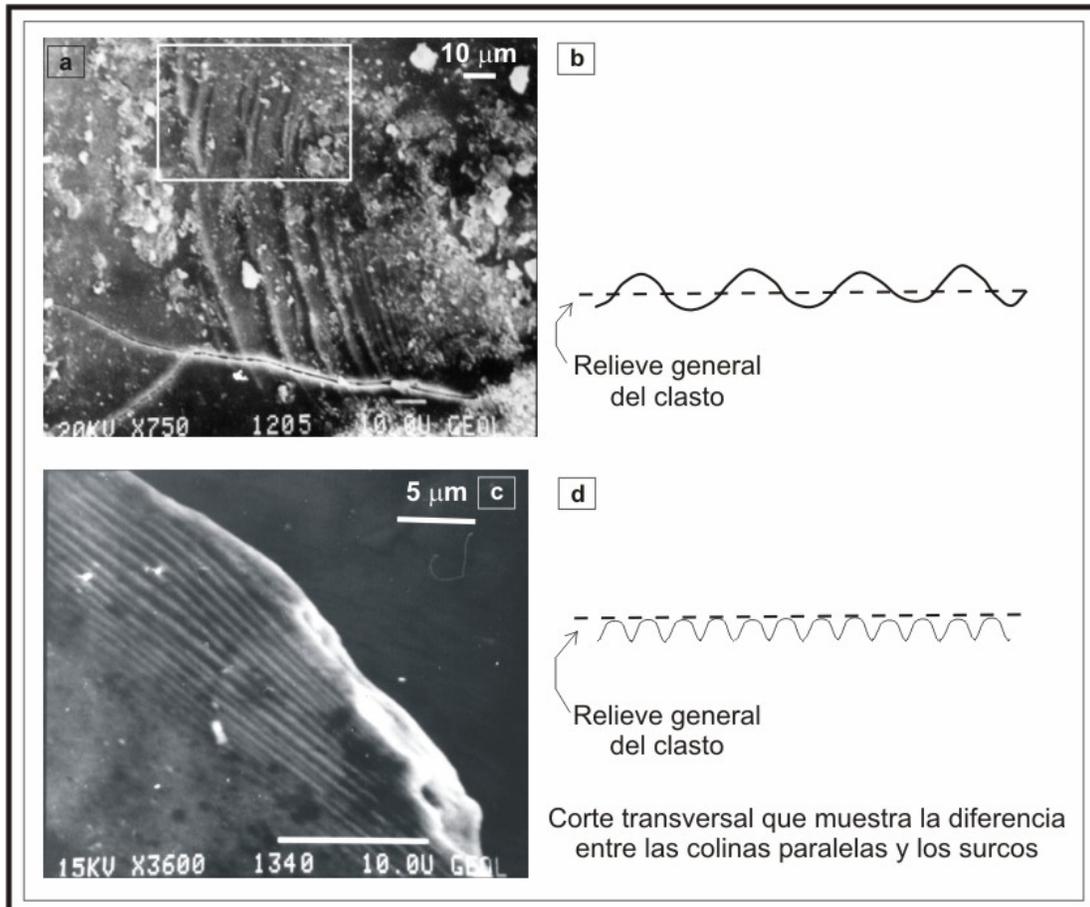


Figura 4.21. a) Colinas paralelas, de forma curveada, separadas a intervalos regulares que terminan de manera gradual y en bifurcación, y cuyo relieve disminuye gradualmente (recuadro). Se nota la presencia de una fractura posterior. Cristal de plagioclasa en un lítico de la sección NT0401A, fracción 0Φ. b) Corte transversal de las colinas paralelas. c) Surcos paralelos en la esquina de un cristal de cuarzo, separados a intervalos regulares. Sección NT0401A, fracción 2Φ. d) Corte transversal de los surcos.

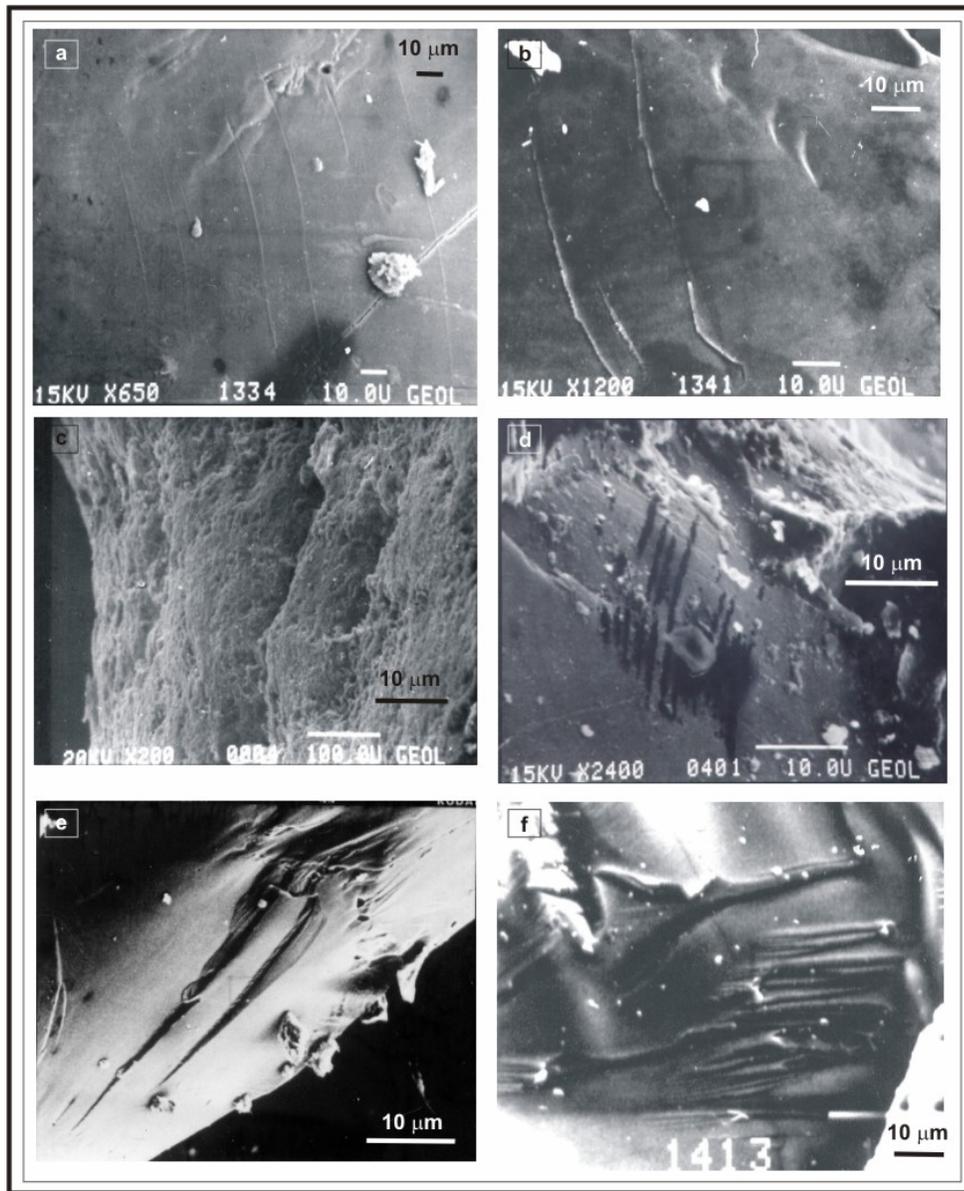


Figura 4.22. a) Rasguños rectos, paralelos, poco profundos, espaciados a intervalos variables. Nótese que estos rasguños representan un segundo evento en la historia del cristal, ya que se encuentran por encima de la fractura localizada en la parte inferior derecha de la foto. Cristal de cuarzo, sección NT0401A, fracción 2Φ . b) Rasguños curvados, de longitud variable, espaciados a intervalos irregulares. En la parte superior derecha se observan marcas de percusión con el borde izquierdo mas profundo, alineadas de forma inclinada. Cristal de cuarzo, sección NT0403A, fracción 2Φ . c) Rasguños paralelos, rectos, localizados en la matriz de un lítico. En la parte media los rasguños cambian abruptamente de dirección. Sección NT0403A, fracción -2Φ . d) Rasguños paralelos, ligeramente curvados. Lítico de la sección NT0401A, fracción -2Φ . e) Rasguños profundos que se acúan hacia la parte inferior y se vuelven mas profundos y anchos en la parte superior. Nótese los bordes con lineaciones paralelas. Cristal de cuarzo, sección NT04012A, fracción 2Φ . f) Labios rectos, alineados de forma paralela con dimensiones variables. Cristal de cuarzo, sección NT0403A, fracción -2Φ .

V. DISCUSIÓN

V.1 Interpretación de las unidades que conforman el depósito “El Zaguán”

El depósito “El Zaguán” está constituido por dos miembros, el Miembro Inferior y el Miembro Superior, los cuales representan diferentes pulsos generados durante el emplazamiento de la avalancha de escombros formada durante el colapso del flanco oriental del Nevado de Toluca.

El Miembro Inferior representa la base de la secuencia asociada al colapso según su posición estratigráfica. La distribución del depósito indica que este flujo se desplazó hacia el Este y sufrió una desviación de trayectoria hacia el Noreste durante su recorrido, ocasionada por una barrera topográfica, en este caso el domo de Putla. El hecho de que en las partes más distales el depósito conserve aún un gran espesor indica un alto “yield strength” del flujo.

El volumen calculado para este depósito indica un deslizamiento de tamaño pequeño a medio, siendo del orden de 10^9 m³, según la clasificación de McGuire, 1996 (Fig. 3.15), y el valor de H/L (0.12), indicador de la movilidad apunta a un valor que es normal para deslizamientos de origen volcánico (Ui, 1983).

La apariencia masiva sugiere un flujo no estratificado y la heterogeneidad de los clastos indica diversas fuentes. Sin embargo, la ausencia de material juvenil dentro del depósito descarta la posibilidad de actividad explosiva asociada al colapso. La presencia de líticos alterados indica erosión e intemperismo previos al deslizamiento.

El escaso contenido de matriz dentro del depósito, nos indica que en este pulso la presencia de material fino no influyó en la movilidad, y por ende, la interacción entre clastos fue el proceso dominante. El hecho de que grandes bloques constituidos por material antiguo se preservaran hasta las porciones más distales del depósito (14 km), indica un movimiento repentino a gran velocidad, sin colisión significativa entre partículas donde, por el contrario, dominaban los

esfuerzos de cizalla. Esto puede ser corroborado por la imbricación de algunos clastos de dacita roja alterada dentro del depósito, en la facies central y la parte más cercana a la fuente, ya que la existencia de esfuerzos de cizalla altos en esta región, obligó a los clastos a acomodarse de manera que opusieran una menor resistencia a esta. La intensidad de la cizalla puede ser atribuida a la alta concentración de partículas dentro del flujo, que impedía su movimiento libre debido a la falta de espacio, impidiendo la colisión inelástica de los clastos y favoreciendo únicamente el deslizamiento entre ellos. Un ejemplo de flujo granular donde la alta concentración de partículas determina zonas cuasi-estáticas y zonas de deslizamiento entre bloques de clastos, ha sido reportada por Drake (1990), en experimentos realizados utilizando partículas esféricas, de 6 mm de diámetro, deslizándose a través de un conducto de vidrio.

Las características sedimentológicas del Miembro Inferior es decir, la proporción constante de grava, arena y finos (limo y arcilla), así como los valores de la mediana, la media, la desviación estándar y la forma leptocúrtica de la curva de distribución (curtosis = 1), prueban que el flujo que depositó esta unidad, mantuvo un comportamiento dinámico constante durante su desplazamiento, es decir, no existieron cambios de energía importantes que permitieran la depositación selectiva de material grueso. Lo anterior resulta de la evidencia de grandes bloques dentro del depósito aún en las partes más distales. Además, el hecho de que la media, la mediana y la desviación estándar tengan valores constantes, alude no sólo a la inexistencia de un proceso de depositación selectiva sino al hecho de que tampoco existió abrasión de partículas o fracturamiento que modificara su diámetro.

Las características antes mencionadas sugieren que el flujo que emplazó este miembro se movió como una entidad homogénea desde su inicio hasta su depositación, como un flujo granular unifásico.

La presencia de material de retrabajo en la parte superior, distribuido de forma intermitente y con espesor variable sugiere un lapso de tiempo entre el emplazamiento del Miembro Inferior y el Miembro Superior del depósito "El Zaguán". Sin embargo, el lapso de tiempo que separó los eventos tuvo que ser breve, ya que

en la zona de Calimaya esta unidad se encuentra en un contacto gradual con el depósito de flujo de bloques y cenizas que marca el último estadio de esta erupción.

Después del derrumbe de material que emplazó el Miembro Inferior, el edificio aún se encontraba inestable, por lo que ocurrió el desprendimiento subsecuente de diferentes bloques de composición heterogénea, que emplazaron las Unidades Deformada, Amarilla y Rosa del Miembro Superior. El movimiento de estos bloques ocurrió en forma de “*retrogressive landslide*”, ya que las características del depósito sugieren un movimiento simultáneo de las tres unidades. Este tipo de movimiento consta de una serie de eventos discretos de deslizamiento, en donde la superficie de ruptura se extiende en dirección contraria al movimiento.

El Miembro Superior se desplazó hacia el Este, hasta encontrarse con el domo de Putla, una barrera topográfica muy alta, difícil de superar. El hecho de que el volumen de la avalancha no fuera muy grande disminuyó su movilidad, ya que su inercia no era tan grande para desviarse y continuar su recorrido como ocurrió con el Miembro Inferior, por lo que se detuvo. Probablemente, algunas porciones marginales de este pulso continuaron su recorrido hacia los bordes del domo, pero no existen evidencias para corroborarlo debido a los grandes espesores en esta zona de la última erupción del Nevado de Toluca “Pómez Toluca Superior” (Arce et al., 2003).

El valor de H/L (0.18) para el Miembro Superior, es alto con respecto a los valores reportados para avalanchas de escombros volcánicas, según los datos presentados por Siebert (1984), el valor de H/L para los depósitos avalanchas de escombros del volcán Santa Elena (1980) y el Monte Shasta (300-360, 000 A.P.) son de 0.11 y 0.07 respectivamente. Clavero et al. (2002) reporta un valor de 0.08 para la avalancha de escombros del volcán Parinacota (8, 000 A.P.) y en el caso de volcanes mexicanos Siebert (1984) y Siebe et al. (1992) reportan valores 0.10 y 0.08 para las avalanchas del volcán de Colima (4, 028 A.P.) y del volcán Jocotitlán (9690+85 A.P.). Sin embargo, estos datos son para avalanchas de escombros sin confinamiento, es decir, que fluyeron hasta que su energía cinética se disipó

totalmente durante su recorrido. Por el contrario, el valor elevado encontrado para el depósito aquí estudiado indica una baja movilidad debido al choque del flujo con una barrera morfológica que no pudo ser rebasada.

La gran influencia de la topografía en la distribución de avalanchas de rocas, ha sido reportada en otros casos (Heim, 1932; Abele, 1974; Hsü, 1975). Nicoletti y Sorriso-Valvo (1991), la describen como un control geomórfico, que para el caso del Miembro Superior del depósito “El Zaguán”, sería de alta disipación de energía o clasificación “C”, donde la mayor parte de la avalancha es detenida por una barrera topográfica perpendicular o casi perpendicular al movimiento, en este caso el Domo de Putla.

El hecho de que el Miembro Superior conste de tres unidades diferentes, cuya composición y características texturales difieran, sugiere diversas fuentes, que ocasionaron dinámicas de transporte y emplazamiento diferentes. Se trataba de un flujo verticalmente estratificado, donde la parte basal (Unidad Deformada) y la parte media (Unidad Amarilla) se encontraban en un estado plástico o de licuefacción, para permitir la formación de diques clásticos.

La formación de diques clásticos sugiere que el movimiento de material en dirección perpendicular a la superficie, ocurre desde una zona de sobrepresión a una de menor presión lo que determina las condiciones necesarias para la licuefacción, fluidización e inyección de sedimentos (Cousineau, 1998; Obermeier, 1998). Esta sobrepresión pudo ser ocasionada por la rápida sobrecarga del material por la parte suprayacente de la avalancha, lo que generó una extensión perpendicular a la superficie, dando como resultado la apertura de espacios que acomodaran la inyección clástica de sedimentos sobrepresurizados (Rowe et al, 2002).

La composición de la Unidad Deformada, donde se encuentran clastos exóticos de material lacustre deformados, indica que esta unidad, al igual que el Miembro Inferior, incorporó material antiguo del volcán y los sedimentos lacustres podrían provenir de pequeñas bermas intermorrénicas localizadas en la parte

superior del volcán. Existen dudas con respecto al hecho de si estas lagunas estaban secas o no, pero este tipo de sedimentos pudieron incorporar agua al flujo, ya sea por la existencia de una laguna o por la deshidratación de los sedimentos durante el movimiento.

La deformación de los megaclastos que mostraban un comportamiento plástico durante el transporte (lacustres), los horizontes de sedimentos finos deformados y el abundante contenido de matriz en esta unidad, superior a las unidades suprayacentes, confirmaría el estado plástico y de licuefacción, como es sugerido por la presencia de diques clásticos, en el interior del depósito, lo que contribuyó a reducir la fricción a la base de la avalancha.

Zonas de cizalla similares, a la base de avalanchas de escombros, han sido reportadas previamente por Voight et al. (2002), Takarada et al. (1999) y Schneider y Fisher (1998). Friedman (1997) al igual que Reubi y Hernández (2000), le denominan zona de mezcla (*mixed zone*) a esta zona, donde encuentran estructuras similares, como diques clásticos, deformación de sedimentos suaves, “slumps”, pliegues y estructuras en flama, así como un enriquecimiento de la matriz. Asimismo, Friedman (1997) propone, que cuando la “zona de mezcla” es muy gruesa, y los sedimentos suaves se encuentran muy deformados, como es el caso de la Unidad Deformada en el depósito “El Zaguán”, existe una fase fluida dentro del flujo, y la magnitud de la cizalla es directamente proporcional al espesor. Sin embargo, se desconoce el grado de saturación de los sedimentos en esta parte del depósito “El Zaguán”.

La Unidad Deformada presenta un enriquecimiento en la fracción -2Φ , evidenciado también por el aumento en los valores de la mediana y la media con la distancia, probablemente por la incorporación de material del substrato. El aumento de la asimetría, se debe al empobrecimiento en la fracción del limo con la distancia. La distribución polimodal de los histogramas granulométricos indica una gran variedad en el diámetro de las partículas, así como el abundante contenido de matriz dentro de ella.

La morfología de las partículas, indica un aumento del número de partículas angulosas con la distancia en la Unidad Deformada. Este hecho puede atribuirse al aumento progresivo en el fracturamiento de los clastos con la distancia. Este fenómeno, se refleja tanto en la disminución del grado de redondez dentro de esta unidad como en el aumento de la proporción de la arena dentro de la matriz con la distancia, aunque esto último pudo ser enfatizado por la incorporación de material del substrato. Conjuntamente, este aumento en el fracturamiento refleja un proceso sistemático durante el transporte que afecta en mayor proporción a las fracciones más gruesas, debido a que estas últimas poseen mayor superficie para interactuar con otras partículas, a diferencia de las partículas de menores dimensiones. Por otro lado, la colisión a alta velocidad entre partículas hacia la base del flujo se descarta como uno de los mecanismos principales, ya que los clastos en la Unidad Deformada muestran pocas evidencias de ello, tanto al microscopio binocular como bajo al microscopio electrónico de barrido, puesto que los cristales que se encuentran en los bordes de los clastos forman protuberancias y se encuentran sanos.

La Unidad Amarilla aflora de manera limitada. Esto, junto a su carácter monolitológico indican que se trata de un bloque antiguo del volcán, de grandes dimensiones que fue acarreado dentro de la avalancha al momento del desprendimiento y cuyo rol dinámico sólo tuvo lugar en las primeras etapas del movimiento. Las características texturales, como los histogramas granulométricos truncados de esta unidad, más que un carácter sedimentológico del depósito, reflejan el muestreo incompleto, debido a la escasez y posición de los afloramientos, y los pocos datos obtenidos para el grado de redondez y las características bajo el microscopio binocular y el microscopio electrónico de barrido indican un comportamiento transicional entre el régimen de la parte basal y el régimen de parte superior de la avalancha.

La Unidad Rosa tuvo un origen diferente, ya que está constituido por material frágil que provino, probablemente, de un domo antiguo localizado en el cráter. Esto influyó directamente en el comportamiento dinámico de esta porción del flujo, y en el contenido inicial de matriz dentro del depósito, que fue considerablemente menor

que en las porciones subyacentes del Miembro Superior de la avalancha. En esta unidad el origen de la matriz se debe a la dilatación y rompimiento del material al momento del colapso, a diferencia de las unidades subyacentes donde gran parte del material con diámetro menor a -2Φ ya se encontraba ahí desde el inicio de la avalancha. Este mecanismo de formación de matriz dentro de depósitos de avalanchas de escombros ha sido sugerido anteriormente por Glicken (1986, 1996) y Takarada y Yamamoto (1999), quienes indican que la repentina reducción de la presión de carga, causa una expansión rápida del material, por lo que este se fragmenta y produce material fino formando la matriz.

Las características sedimentológicas de esta porción del depósito como son el empobrecimiento del material del tamaño de la grava, y la disminución de la media y la mediana durante el transporte, se atribuyen a la disgregación del material roto al momento del colapso y a la depositación selectiva de material grueso debido a la poca competencia del flujo, ya que este no tenía la fuerza para transportarlo, favorecida por la poca matriz disponible para soportar las partículas gruesas, y a la ausencia de una fase fluida gaseosa o líquida. El hecho de que los cristales dentro de esta unidad se encuentren rotos o molidos se explica por la colisión entre partículas, que a diferencia de las unidades inferiores, jugó un papel importante en la dinámica en esta parte del flujo. Sin embargo dicha interacción no sólo fue por colisión, ya que las características superficiales de las partículas bajo el microscopio electrónico de barrido indican que los esfuerzos de cizalla jugaron un rol muy importante dentro del movimiento.

Las características texturales de los fragmentos con diámetro -2 , -1 y 0Φ de la Unidad Rosa indican un comportamiento totalmente diferente a la parte basal. El grado de redondez no muestran ninguna variación sistemática con la distancia y el grado de fracturamiento se mantiene constante. Por lo tanto, los mecanismos de interacción entre partículas que rigen la base del segundo pulso no predominan en la parte superior.

V.2 Características observables con el microscopio electrónico de barrido

Las diferentes texturas observadas bajo el microscopio electrónico de barrido indican que los esfuerzos entre las partículas fueron de tipo normal y de cizalla. Los cristales rotos a diferentes escalas, las marcas de percusión en forma de “V”, las fracturas concoides y los escalones arqueados, indican una abundante colisión entre partículas, dominante en la porción superior del flujo. El esfuerzo de cizalla se refleja principalmente en los rasguños, surcos y labios, que indican además, la diferente intensidad entre el roce de partículas, determinada por el grado de profundidad en las marcas. Los labios encontrados en la superficie de los cristales sugieren un comportamiento dúctil, al menos en la superficie, ya que los bordes se encuentran deformados. Este comportamiento sería ocasionado por el aumento de temperatura ocasionado por la fricción entre partículas. Evidencias del aumento de temperatura durante el movimiento de las avalanchas de escombros ha sido reportada por Legros et al. (2000), quien postula que la disipación de energía potencial por conversión en calor se efectúa principalmente en el cuerpo del deslizamiento.

V.3 Miembro Inferior vs. Miembro Superior del depósito “El Zaguán”

Los flujos que emplazaron el depósito “El Zaguán” tienen una génesis común, es decir, ambos fueron originados por el colapso del flanco oriental del Nevado de Toluca. Sin embargo, las características texturales difieren significativamente aludiendo a una dinámica de transporte completamente diferente, lo que induce a efectuar la siguiente pregunta:

¿Qué es lo que determina que un mismo fenómeno se comporte de una forma tan diferente?

La causa es atribuible a las diferencias existentes en el material parental. En el Miembro Inferior, el material consta de una mezcla homogénea de varios líticos con diferente grado de alteración. Por el contrario, el Miembro Superior del depósito

muestra una heterogeneidad vertical desde la fuente, dando como resultado un flujo estratificado. El porcentaje inicial de matriz jugó un papel importante, especialmente a la base del Miembro Superior, ya que esto realizó el comportamiento plástico centrando la cizalla hacia esta parte del flujo.

Las estructuras de rompecabezas son una característica distintiva de las avalanchas de escombros, la ausencia de ellas en el Miembro Inferior, es imputada a que el material fuente no era una única entidad de roca, sino una serie infinita de clastos sin coherencia donde la dilatación sólo aumentó el espacio entre cada clasto dentro del deslizamiento.

Otro factor que influyó de manera importante, fue el volumen de material desplazado entre el primero y el segundo pulso. Como se mencionó anteriormente, el volumen depositado por el Miembro Inferior es casi el doble que el de el Miembro Superior, 0.34 km^3 y 0.18 km^3 respectivamente, y existen numerosos casos reportados donde la distancia recorrida está determinada principalmente por el volumen de material desplazado.

V.4 Discusión con otras teorías

Existen dos vertientes principales en las teorías que tratan de explicar la alta movilidad y el mecanismo de transporte y emplazamiento de las avalanchas de escombros volcánicas. En la primera, se sugiere que una avalancha es un flujo estratificado, en donde el depósito contiene en su base un mayor contenido de matriz y presenta abundantes estructuras de cizalla. Los diferentes autores coinciden en que en la base de la avalancha se presenta una mayor fricción y que el comportamiento plástico de la misma aumenta la movilidad de las avalanchas (Clavero et al., 2002; Voight et al., 2002; Reubi y Hernández, 2000; Takarada et al., 1999; Schneider y Fisher, 1998; Friedman, 1997). La segunda, explica la alta movilidad de las avalanchas con un mecanismo en la base del flujo que disminuye o nulifica la fricción con el substrato como puede ser una capa de colchón de aire

(Shreve, 1968) o una capa vítrea producto de la fusión por fricción (Legros et al., 2000).

Las características observadas en campo, así como los análisis de laboratorio observados en el depósito “El Zaguán” coinciden con la primera vertiente de las teorías, pero difieren significativamente al explicar las características de la porción superior del flujo.

Para el origen de la matriz en los depósitos de avalancha se sugieren dos teorías, la primera por disgregación progresiva de material durante el transporte (Ui et al., 1986; Takarada et al., 1999; Davies y McSaveney, 2004) y la segunda por la dilatación inicial del material al momento del colapso (Glicken, H., 1986, 1996; Takarada et al., 1999) debida a una componente explosiva que fragmente en mayor proporción el material (Capra L., 2000). Las evidencias mostradas en este trabajo sugieren que la matriz en este depósito se originó a partir de ambos fenómenos.

V.5 Origen del colapso

El origen del colapso de un edificio volcánico es por lo general incierto de determinar, más aun el mecanismo disparador. Los indicadores más evidentes de la posible causa de inestabilidad son la presencia de material juvenil en el depósito, lo que indicaría que actividad magmática disparó el evento, o abundante alteración hidrotermal del material previo al colapso, que debilitaría la estructura volcánica. En el depósito “El Zaguán”, no se observa un grado significativo de alteración hidrotermal y tampoco existen depósitos de flujos de escombros cohesivos asociados, que estarían indicando una debilidad por alteración del edificio previo al colapso. Por otro lado, no existe presencia de depósitos originados a partir de una columna eruptiva o de tipo *blast*, que demostrarían que el colapso estuvo asociado a una columna de tipo pliniano o a una explosión dirigida contemporánea al colapso del edificio, como en el caso del Monte Santa Elena, 1980 (Glicken, 1996). La única evidencia de la presencia de material juvenil que se encuentra en el episodio eruptivo de 28,000 A.P., es el flujo piroclástico de bloques y cenizas al final de este

evento. Esto indicaría, que hubo intrusión de magma en el evento estudiado, lo que determinó la desestabilización de las laderas del edificio. La razón por la que no hubo una componente magmática explosiva contemporánea al colapso se atribuye a que el domo ya se encontraba emplazado en el cráter antes del colapso. Otros ejemplos de esto ocurrieron en la erupción del volcán Tacaná (García-Palomo et al., 2004) y en el volcán Soufriere, en 1997 (Voigth et al., 2002), donde el colapso del edificio estuvo acompañado de depósitos de flujo piroclástico de bloques y cenizas sin que existiera una componente explosiva asociada.

Por lo tanto, la inestabilidad del edificio fue causada, probablemente, por la extrusión de un domo en el cráter que desestabilizó el flanco oriental del volcán y debilitó las paredes debido a la circulación de fluidos hidrotermales, lo que provocó el colapso de los depósitos no consolidados localizados en los flancos (Miembro Inferior) y previamente alterados (Unidad Deformada), así como de grandes bloques (Unidad Amarilla) y domos antiguos (Unidad Rosa).

Como fue indicado en los capítulos introductorios, el mecanismo disparador de una avalancha de escombros puede ser diferente del proceso que genera la inestabilidad de un edificio volcánico o uno puede ser la consecuencia del otro. En el caso del Nevado de Toluca existe una relación entre la actividad magmática y la actividad tectónica asociada al Sistema de Fallas Tenango.

El Sistema de Fallas Tenango atraviesa el volcán en dirección E-W y ha interactuado con el volcán Nevado de Toluca durante los últimos 42 mil años además, está asociada a la actividad efusiva fisural de la Sierra Volcánica de Chichinautzin, determinando el emplazamiento del basalto Tenango y las lavas de la Sierra de Las Cruces (García-Palomo et al., 2002).

Norini (2005), basado en trabajo de campo y en un modelo analógico experimental del volcán, reprodujo los procesos de deformación frágil y dúctil a varias escalas y concluyó que el movimiento lateral izquierdo del Sistema de Fallas Tenango, con orientación E-W, ocasionaría el colapso lateral del edificio aproximadamente a 30° a partir de la falla (Fig. 5.1) Esto coincide con la apertura

del cráter en herradura y la distribución del depósito “El Zaguán”, por lo tanto, el colapso de 28, 000 A.P. del Nevado de Toluca pudo ser desencadenado por la actividad de este sistema de fallas (Fig. 5.1).

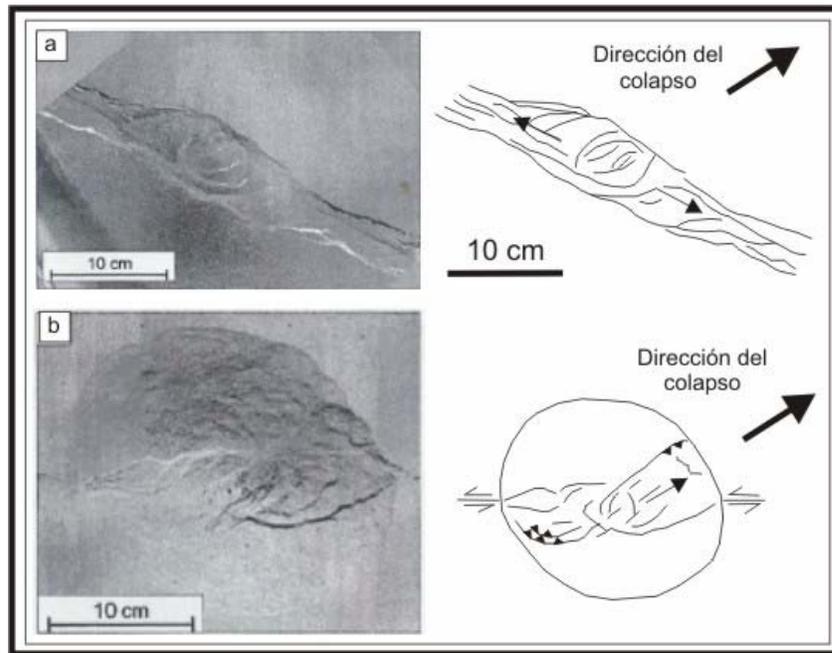


Figura 5.1. Modelo analógico experimental donde se observa la dirección del colapso en un edificio volcánico afectado por fallamiento lateral izquierdo (tomado de Norini, 2005).

Un ejemplo similar ocurrió en el caso del volcán Santa Elena (Lagmay, 2000), donde la presencia de lineamientos tectónicos activos determinó el ascenso del magma y simultáneamente disparó el colapso de la porción inestable.

V.6 Modelo eruptivo y comportamiento dinámico de la avalancha

El colapso de 28, 000 A.P. del Nevado de Toluca fue originado por la extrusión de un domo en el cráter, el cual desestabilizó el flanco oriental del Nevado de Toluca y debilitó las paredes debido a la circulación de fluidos. Esto trajo como consecuencia el colapso de la parte Este del edificio en forma de dos pulsos.

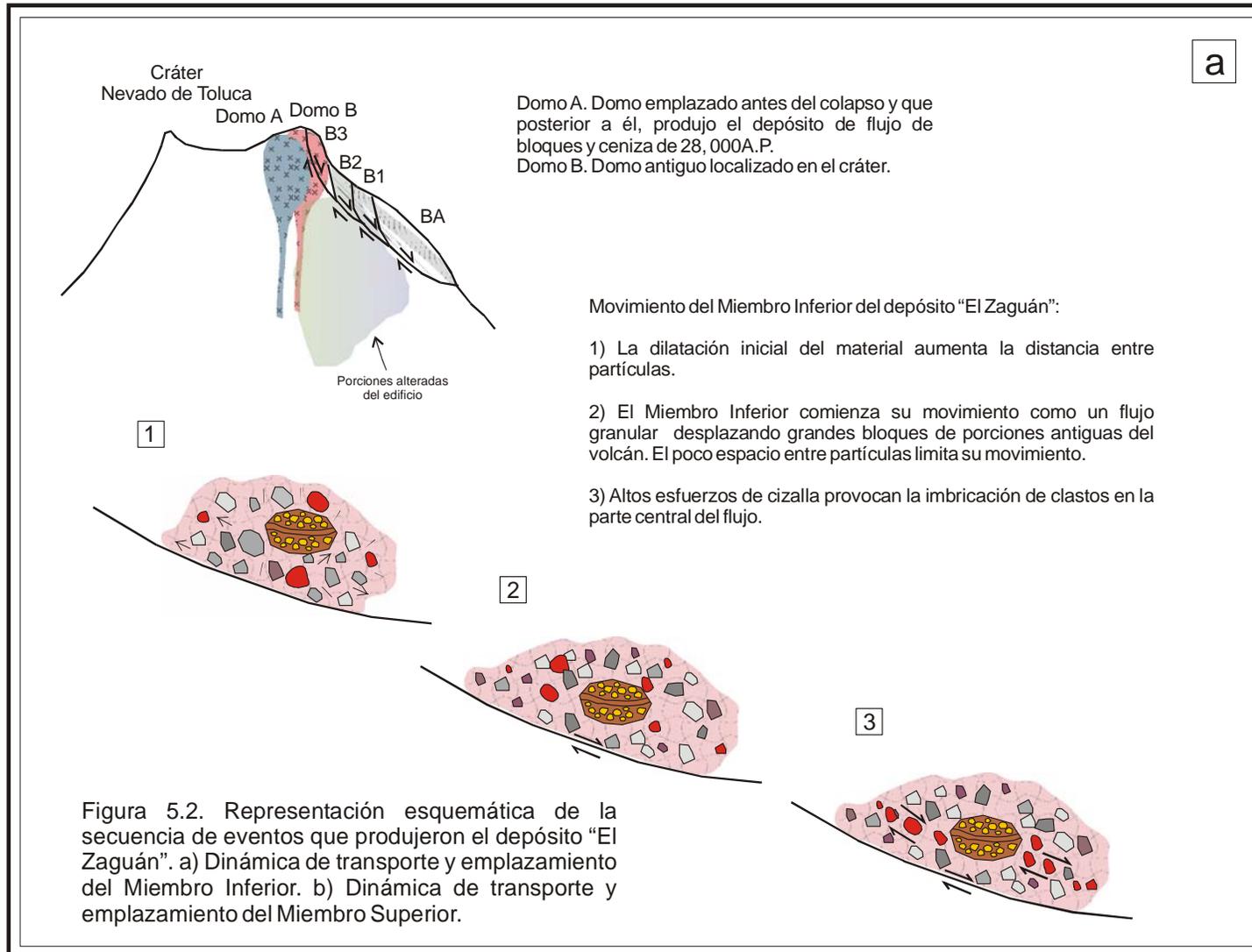
El primer pulso se desplazó como un fluido homogéneo de alto “*yield strength*”, con el comportamiento de un flujo granular, que al llegar al domo de Putla se desvió hacia el ENE-WSW hasta que su energía interna se disipó totalmente emplazando el Miembro Inferior.

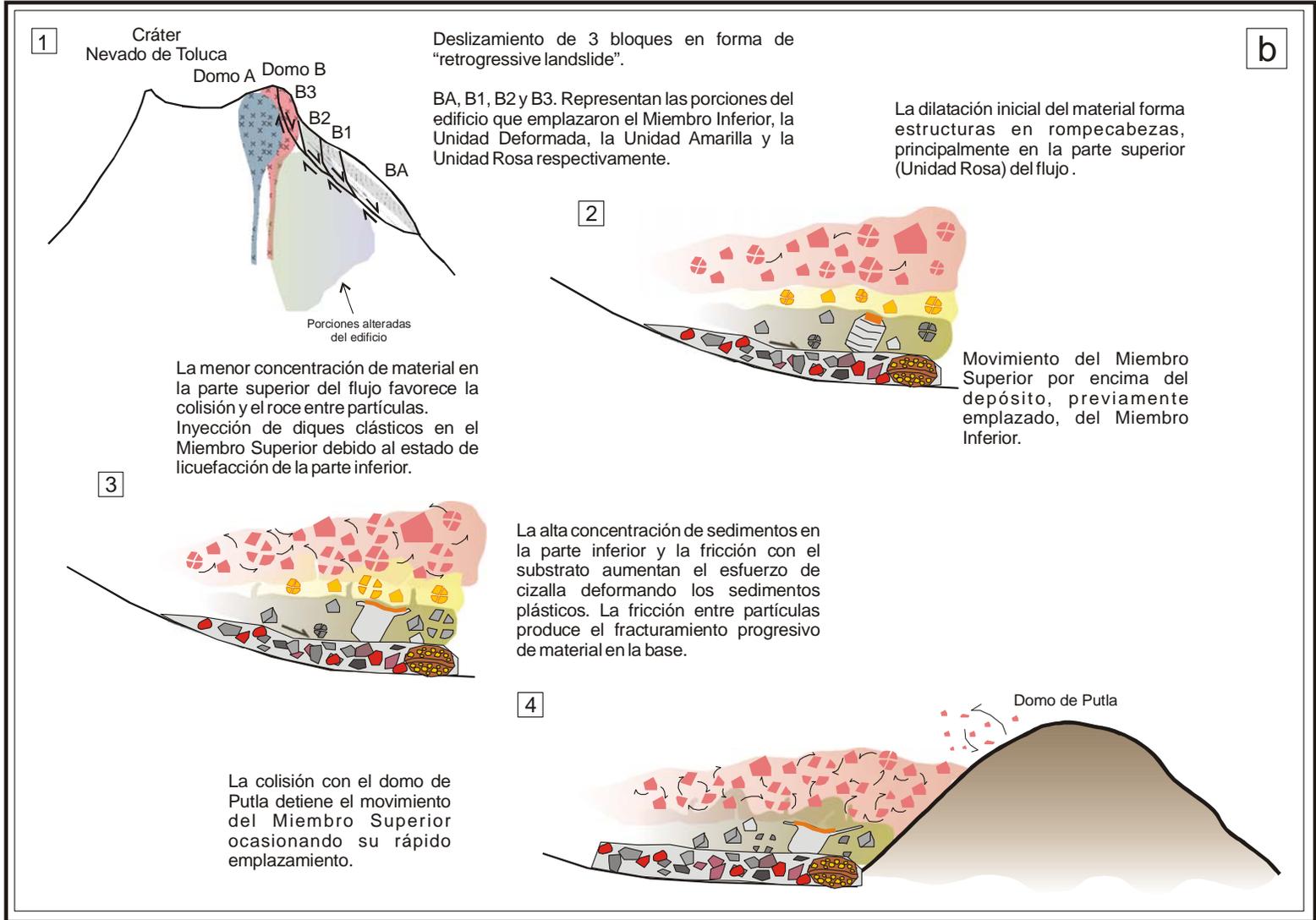
La inestabilidad del edificio continuó por lo que tiene lugar un segundo pulso, en forma de “*retrogressive landslide*”, donde cada plano de deslizamiento estaba delimitado por cambios en la composición de los materiales localizados en los flancos, es decir el primer bloque emplazó la Unidad Deformada, el segundo, la Unidades Amarilla y el tercero la Unidad Rosa. Este último, coincide con el despredimiento del domo “Ciénega”, localizado en el cráter.

El segundo pulso, se movió como un flujo verticalmente estratificado donde la base estaba en estado de licuefacción y el esfuerzo de cizalla era muy intenso. La alta fricción con el substrato ocasionó la fragmentación y disgregación progresiva del material, así como la deformación de los sedimentos plásticos. Por el contrario, la porción superior se movió como un flujo en el que la agitación de los clastos ocasionó la colisión y el roce entre partículas, determinando la ruptura de los cristales y las marcas de cizalla respectivamente. Ambos procesos jugaron un papel importante en la disipación de la energía del segundo pulso. Este régimen se mantuvo hasta que el flujo chocó con el domo de Putla, y sólo unas pequeñas porciones de la avalancha son capaces de continuar hacia los márgenes del domo.

Por último, el magma que desestabilizó previamente el edificio, salió a la superficie formando un domo que colapsó de manera radial emplazando un flujo de bloques y ceniza que marca el fin de este episodio eruptivo.

La figura 5.2 resume gráficamente la secuencia de eventos producida por este colapso.





VI. CONCLUSIONES

- El colapso ocurrió hace aproximadamente 28 mil años debido a la inestabilidad creada en el flanco oriental del volcán Nevado de Toluca por el emplazamiento de un domo en su cráter.
- El colapso generó un depósito de avalancha de escombros, denominado “El Zaguán”, con un volumen total aproximado de 0.52km^3 , constituido por dos miembros, generados a partir de dos pulsos.
- El primer pulso, que emplazó el Miembro Inferior, se generó por el derrumbe de material inestable localizado en las laderas del volcán, y se movió como un flujo granular homogéneo, de alta concentración, con esfuerzos de cizalla elevados en su base, el cual recorrió 14 km a partir de la fuente, hasta llegar a la zona de Calimaya.
- El segundo pulso, que emplazó el Miembro Superior, fue originado a partir de un deslizamiento en forma de “*retrogressive landslide*” donde las variaciones geométricas y en la composición del material propias del edificio volcánico, generaron planos de discontinuidad, que facilitaron el desprendimiento de tres grandes bloques (Unidad Deformada, Unidad Amarilla y Unidad Rosa) con un comportamiento reológico diferente.
- El segundo pulso se movió como un flujo verticalmente estratificado. En la base se generó una zona de alta fricción y en estado de licuefacción, y la parte superior tenía un comportamiento frágil, por lo que la energía cinética se disipaba principalmente en forma de calor y por la colisión entre clastos. Este pulso recorrió 6.7 km, hasta chocar con el Domo de Putla, una barrera topográfica imposible de superar.
- El episodio eruptivo que dio origen al emplazamiento del depósito “El Zaguán” culminó con la emisión de un flujo de bloques y cenizas.

- Las evidencias mostradas en este trabajo sugieren que los mecanismos operantes durante el transporte y el emplazamiento de las avalanchas de escombros, como fricción y colisión, no actúan de manera uniforme dentro de las avalanchas y dependen, en gran medida, de la composición litológica y sedimentológica del material fuente. De esta forma se explica que dos depósitos, en este caso el Miembro Inferior y el Miembro Superior, emplazados a partir de un mismo evento de colapso, originen flujos con reología completamente diferente, y cuyas características se encuentran reflejadas en las características de sus depósitos.

- Por último, ningún mecanismo de transporte y emplazamiento puede aplicarse a todos los eventos de avalanchas de escombros, ya que existen numerosos factores a considerar, como son: (1) el mecanismo desestabilizante, (2) el evento disparador, (3) el volumen y tipo de material involucrado, (4) la disponibilidad de fluidos y, (5) la topografía. Sin embargo, la elaboración de modelos que expliquen su comportamiento ayuda a comprenderlos de mejor manera y a descubrir los procesos que actúan de forma constante en este tipo de eventos.

REFERENCIAS

Abele, G. (1974). Bergstuerze in den Alpen; ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte* 25: 230.

Abramoff, M. D., Magelhaes, P.J., Ram, S.J. (2004). Image Processing with ImageJ. *Biophotonics International* 11(7): 36-42.

Alidibirov, M. (1994). A model for viscous magma fragmentation during volcanic blasts. *Bulletin of Volcanology* 56: 459-465.

Arce, J. L., Macías, J. L., Vazquez-Selem, L. (2003). The 10.5 ka plinian eruption of Nevado de Toluca Volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin* 115(2): 230-248.

Bagnold, R. A. (1954). Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London* 225A: 49-63.

Bates, R. L., Jackson, J.A. (1987). *Glossary of Geology*. American Geological Institute, p.804.

Bellotti, F., Capra, L., Casartelli, M., D'Antonio, M., De Beni, E., Gigliuto, A., Lunghi, R., Merlini, A., Norini, G. and Sarocchi, D. (2004). *Geology of Nevado de Toluca Volcano (Mexico)*. 32nd International Geological Congress, Florence, Italy.

Belousov, A., Belousova, M., Voight, B. (1999). Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Siveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology* 61: 324-342.

Bloomfield, K., Valastro, S. (1974). Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, central Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 85: 901-906.

Brantley, S. R., Scott K. (1993). The Danger of Collapsing Lava Domes: Lessons for Mount Hood, Oregon. *Earthquakes & Volcanoes* 24(6).

Cantagrel, J. M., Robin, C., Vincent, P. (1981). Les grandes étapes d'évolution d'un volcan andésitique composite: exemple du Nevado de Toluca. *Bulletin of Volcanology* 44: 177-188.

Capra, L., Macías, J.L. (2000). Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 149-168.

Capra, L. (2000). Colapsos de edificios volcánicos: transformación de avalanchas de escombros en flujos de escombros cohesivos. Los casos del Monte Santa Helena (E.E.U.U.), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México). Instituto de Geofísica, UNAM, p. 177.

Capra, L., Macías, J.L., Scott, K.M., Abrams, M., Garduño-Monroy, V.H. (2002). Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico- behavior, and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113: 81-110.

Capra, L., Carreras, L., Arce, J.L., Macías, J.L. (2006). The Lower Toluca Pumice: A 21, 700 yr B.P. Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico. In: Siebe, C., Macías, J.L., and Aguirre, G.J. (Editors): Neogene-Quaternary continental arc magmatism: A perspective from Mexico. *GSA Special Paper* 402, p. 155-174.

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

Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., (1997). Volcanogenic sedimentation around Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba) and surroundings, Veracruz, Mexico. In: Aguirre-Díaz, G.J., Aranda-Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (Editors): *Magmatism and Tectonics in the Central and North-western Mexico - A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions, Mexico, UNAM, Instituto de Geología*, p.131-151.

Carrasco-Núñez, G., Siebert, L., Hubbard, B. E., Díaz, R., Sheridan, M., Zimbelman, D. R., Watters, R., Rodríguez, S. (2003). Catastrophic sedimentation on the eastern end of the Mexican volcanic belt. *Geological Society of America, Cordilleran Section, 99th Annual Meeting. Abstracts with Programs*, p. 76.

Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellon, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M., Rodríguez, S. (2006). Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Clavero, J. E., Sparks, R.S.J., Huppert, H.E., Dade, W.B. (2002). Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile. *Bulletin of Volcanology* 64: 40-54.

Cousineau, P. A. (1998). Large-scale liquefaction and fluidization in the Cap Chat Melange, Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35(12): 1408-1422.

Crandell, D. R. (1989). Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation. *U.S.G.S Bulletin* 1861, p. 32.

Crowley, J.K., Zimbelman, D.R. (1997). Mapping hydrothermally altered rocks on Mount Rainier, Washington, with airborne visible/infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) data. *Geology* 25(6): 559-562.

Davies, T. R., McSaveney, M.J. (2004). Security of natural and artificial rockslide dams. In: NATO ARW (Editor): Dynamic fragmentation in landslides: application to natural dam stability, Bishkek, Kyrgyzstan.

De Cserna, Z., Fries, C., Jr. (1981). Resumen de la geología de la hoja Taxco, estados de Guerrero, Mexico y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta geológica de México, Serie 1: 100 000, mapa con texto, p.47.

Drake, T. (1990). Structural features in granular flows. *Journal of Geophysical Research* 95(B6): 8681-8696.

Flores, T. (1906). Le Xinantecatli ou Volcan Nevado de Toluca, México, 10th Session of International Geological Congress, Excursion Guide No. 9, México, D.F.

Folk, R. (1966). A review of grain-size parameters. *Sedimentology* 6: 73-93.

Folk, R. (1980). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, p. 184.

Frank, D. (1995). Surficial extent and conceptual model of hydrothermal system at Mount Rainier, Washington. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 65: 51-80.

Friedmann, S. J. (1997). Rock-avalanche elements of the Shadow Valley Basin, east of Mojave Desert, California: Processes and Problems. *Journal of Sedimentary Research* 67(5): 792-804.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño-Monroy, V.H. (2000). Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics* 318: 281-302.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espíndola, J.M. (2002). Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, central Mexico. Geological Society of America Map and Chart Series MCH089.

Glicken, H. (1991). Sedimentary architecture of large volcanic debris avalanches. In: Fisher, R.V., Smith, G.A. (Editors): *Sedimentation in volcanic settings*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication No. 2: p. 99-106.

Glicken, H. (1996). Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington. U.S.G.S Open-File Report 96-677, p. 90.

Hayatsu, K. (1976). Geologic study on the Myoko volcanoes, central Japan; Part 1, Stratigraphy. *Memoirs of the Faculty of Science. Kyoto University. Series of Geology and Mineralogy* 42(2): 131-170.

Heim, A. (1932). *Bergsturz and Menschenleben*. Zurich, Fretz and Wasmuth Verlag.

Heine, K. (1986). Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes. *Die Geowissenschaften* 6: 197-205.

Hsü, K. J. (1975). Catastrophic debris stream (Sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin* 86: 129-140.

Inman, D. (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 22(3): 125-145.

Johnson, A. M. (1970). *Physical processes in geology*. San Francisco, Freeman, Cooper, and Company, p. 577.

Kerle, N., van Wyk de Vries, B. (2001). The 1998 debris avalanche at Casita Volcano, Nicaragua; investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 105(1-2): 49-63.

Komorowski, J. C., Glicken, H.X., Sheridan, M. (1991). Secondary electron imagery of microcracks and hackly fracture surfaces in sand-size clasts from the 1980 Mount St. Helens debris avalanche deposit: Implications for particle-particle interactions. *Geology* 19: 261-264.

Komorowski, J. C., Navarro, C., Cortés, A., Siebe, C. (1994). The repetitive collapsing nature of Colima volcanoes (Mexico). Problems related to the distinction of multiple deposits and the interpretation of ¹⁴C ages with implications for future hazards. Colima Volcano Fourth International Meeting, Mexico.

Komorowski, J. C., Navarro, C., Cortés, A., Saucedo, R., Gavilanes, J.C., Siebe, C., Espíndola, J. M., Rodríguez-Elizarrarás, S.R. (1997). The Colima Volcanic Complex. The Colima Volcanic Complex. Field Guide 3. IAVCEI General Assembly, Puerto Vallarta, México.

Lagmay, A. M. F., van Wyk de Vries, B., Kerle, N., Pyle, D. M. (2000). Volcano instability induced by strike-slip faulting. *Bulletin of Volcanology* 62(4-5): 331-346.

Legros, F., Cantagrel, J.M., Devouard, B. (2000). Pseudotachylyte (Frictionite) at the base of the Arequipa volcanic landslide deposit (Peru): Implications for emplacement mechanisms. *Journal of Geology* 108: 601-611.

Luhr, J. F., Prestegard, K.L. (1988). Caldera formation at volcán de Colima, Mexico, by large Holocene volcanic debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 35: 335-348.

Lunghi, R. (2003). Evoluzione geo-vulcanologica del Nevado de Toluca (Messico) Finalizzata alla valutazione della pericolosità vulcanica. Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, Università degli Studi di Milano, p. 326.

Macías, J. L., García-Palomo, A., Arce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K. (1997). Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions

at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central Mexico. In: Link, P.K., Kowallis, B.J. (Editors): Proterozoic to Recent Stratigraphy, Tectonics, and Volcanology, Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico, Part I. *BYU Geology Studies*, p. 493-528.

Mahaney, W. (2002). *Atlas of sand grain surface and textures and applications*. New York, Oxford University Press.

McGuire, W. J. (1996). *Volcano Instability: a review of contemporary themes*. In: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Editors): *Volcano Instability on Earth and other planets*. Geological Society Special Publication No. 110, p. 1-23.

Melosh, H. J., Gaffney, E.S. (1983). Acoustic fluidization and the scale dependence of impact crater morphology. *Journal of Geophysical Research* 88, suppl. A.: 830-834.

Melosh, H. J. (1987). The mechanics of large rock avalanches. In: Costa, J., Weickzorek, G. F. (Editors): *Debris flows/avalanches: processes, recognition, and mitigation*. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology VII: 41-49.

Nicoletti, P. G., Sorriso-Valvo, M. (1991). Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches. *Geological Society of America Bulletin* 103(10): 1365-1373.

Norini, G., Gropelli, G., Capra, L., De Beni, E. (2004). Morphological analysis of Nevado de Toluca volcano (Mexico): new insights into the structure and evolution of an andesitic to dacitic stratovolcano. *Geomorphology* 62: 47-61.

Norini, G. (2005). *Relazioni tra attività tettonica e vulcanismo: Evidenze e modelli dallo studio del vulcano Nevado de Toluca (Messico)*. Dipartimento di Scienze della Terra. Milán, Italia, Università degli Studi di Milano, p. 268.

Norini, G., Lagmay, A.M.F. (en prensa). *Deformed symmetrical volcanoes*.

Obermeier, S. F. (1998). Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and Illinois, USA. *Engineering Geology* 50(3-4): 227-254.

Ordoñez, E. (1902). *Le Xinantecatli ou Volcan Nevado de Toluca*. Sociedad Científica Antonio Alzate(18): 83-112.

Otis, H. E. (1907). *Volcanoes of Colima, Toluca and Popocatéptl*. New York Academic of Sciences Annals 25: 646.

Palmer, B. A., Alloway, B.V., Neall, V.E. (1991). Volcanic debris-avalanche deposit in New Zealand -lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows. In: Fisher, R.V., Smith, G.A. (Editors): *Sedimentation in volcanic settings*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, p. 89-98.

Pasquarè, G., Vezzoli, L., Zanchi, A. (1987). Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 26: 159-176.

Pierson, T. C., Costa, J.C. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology* 7: 1-12.

Pierson, T. C., Janda, R.J., Umbal, J.V., Daag, A.S. (1992). Immediate and long-term hazards from lahars and excess sedimentation in rivers draining Mt. Pinatubo, Philippines. U.S.G.S Water-Resources Investigation Report 92-4039: 35.

Pierson, T. C., Costa, J.C. (1994). Trends in sediment yield from volcanoes following explosive eruptions. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 26(7): 377.

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

Pulgarín, B. (2000). Depósitos masivos del Pleistoceno Tardío asociados al colapso del flanco sur del volcán Nevado del Huila, Colombia. Instituto de Geofísica, UNAM, p. 135.

Reid, M. (2004). Massive collapse of volcano edifices triggered by hydrothermal pressurization. *Geology* 32(5): 373-376.

Reubi, O., Hernández, J. (2000). Volcanic debris avalanche deposits of the Upper Maronne valley (Cantaal Volcano, France): evidence for contrasted formation and transport mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 271-286.

Robin, C., Mossand, P., Gamus, G., Cantagrel, J-M., Gourgaud, A., Vincent, P.M. (1987). Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 31: 99-113.

Robin, C., Boudal, C. (1987). A gigantic Bezymianni-type event at the beginning of modern volcán Popocatepetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 31: 115-130.

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

Rowe, C. A., Mustard, P. S., Mahoney, J. B., Katnick, D. C. (2002). Oriented clastic dike swarms as indicators of paleoslope? An example from the Upper Cretaceous Nanaimo Group, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 72(1): 192-200.

Schneider, J. L., Fisher, R.V. (1998). Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: evidence from northwest sector of Cantal volcano (France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83: 141-165.

Schuster, R. L., Nieto, A.S., O'Rourke, T.D., Crespo, E., Plaza-Nieto, G. (1996). Mass wasting triggered by the 5 March 1987 Ecuador Earthquakes. *Engineering Geology* 42: 1-23.

Scott, K. (2000). Precipitation-triggered debris-flow at Casita volcano, Nicaragua: Implications for mitigation strategies in volcanic and tectonically active steep lands. Debris-flow hazard mitigation, mechanics, prediction, and assessment: Proceedings of the Second International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Taipei, Taiwan.

Scott, K., Macías, J.L., Naranjo, J.A., Rodríguez, S., McGeehin, J. (2001). Catastrophic debris flows transformed from landslides in volcanic terrains: Mobility, hazard assessment, and mitigation strategies. U.S.G.S Professional Paper 1630, p. 59.

Shreve, R. L. (1968). The Blackhawk landslide. *Geological Society of America Special Paper* (108): 47.

Siebe, C., Sheridan, M.F. (1990). Reconstrucción de las diferentes fases evolutivas de crecimiento y subsecuente colapso gravitacional de los domos riolíticos localizados en la cuenca de Serdán -Oriental, Estados de Puebla y Veracruz. 2a Reunión Nacional Volcán de Colima, Colima, Universidad de Colima.

Siebe, C., Komorowski, J.C., Sheridan, M.F. (1992). Morphology and emplacement collapse of an unusual debris avalanche deposit at Jocotitlán Volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology* 54: 573-589.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Ed. (1995b). Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatepetl. Comité Científico Asesor Universidad Nacional Autónoma de México-Centro Nacional de Prevención de Desastres: Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995: Edición Especial, Secretaría de Gobernación.

Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 22: 163-197.

Siebert, L., Glicken, H., Ui, T. (1987). Volcanic hazards from Bezymianny - and Bandai - type eruptions. *Bulletin of Volcanologie* 49: 435-459.

Siebert, L. (1992). Volcano hazards; threats from debris avalanches. *Nature* 356(6371): 658-659.

Siebert, L. (1996). Hazards of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena. In: Scarpa, R., Tilling, R.I. (Editors): *Monitoring and mitigation of volcano hazards*: 541-572.

Sousa, J., Voight, B. (1995). Multiple pulsed debris avalanche emplacement at Mount St. Helens in 1980, evidence from numerical continuum flow simulations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 66: 227-250.

Stoopes, G. R., Sheridan, M.F. (1992). Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico: Implications for long-runout landslides (>100 km). *Geology* 20: 299-302.

Takarada, S., Ui, T., Yamamoto, Y. (1999). Structural features and transportation mechanism of valley-filling Iwasegawa and Kaida debris avalanches, Japan. *Bulletin of Volcanology* 60: 508-522.

Ui, T. (1983). Volcanic dry avalanche deposits -identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 18: 135-150.

Ui, T., Kawachi, S., Neall, V.E. (1986). Fragmentation of debris avalanche material during flowage -evidence from the Pungarehu Formation, Mount Egmont, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 27: 255-264.

Ui, T., Glicken, H. (1986). Internal structure variations in a debris-avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA. *Bulletin of Volcanology* 48: 189-194.

Vidal, N., Merle, O. (2000). Reactivation of basement faults beneath volcanoes; a new model of flank collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 99(1-4): 9-26.

Voight, B., Glicken, H., Janda, R.J., Douglass, P.M. (1981). Catastrophic rockslide-avalanche of May 18. In: Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R. (Editors): *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*, USGS Professional Paper 1250, p. 347-377.

Voight, B., Janda, R.J., Glicken, H., Douglass, P.M. (1983). Nature and mechanics of the Mount St. Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. *Geotechnique* 33: 243-273.

Voight, B., Komorowski, J-C., Norton, G., Belousov, A.B., Beolusova, M., Boudon, G., Francis, P.W., Franz, W., Heinrich, P., Sparks, R. S. J., Young, S.R. (2002). The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In: Druitt, T.H., Kokelaar, B. P. (Editors): *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995-1999*. London, Geological Society of London. *Geological Society Memoir No. 21*: 363-407.

Wadge, G., Francis, P.W., Ramírez, C.F. (1995). The Socompa collapse and avalanche event. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 66: 309-336.

Waitz, P. (1909). Excursión geológica al Nevado de Toluca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*(VI): 113-117.

Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediment. *Journal of Geology* 30: 377-392.

Wohletz, K. H., Sheridan, M.F., Brown W.K. (1989). Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. *Journal of Geophysical Research* 94: 15703-15721.

Zimbelman, D., Watters, R., Firth, I., Breit, G., Carrasco-Núñez, G. (2004). Stratovolcano stability assessment methods and results from Citlaltépetl, Mexico. *Bulletin of Volcanology* 66: 66-79.