

7



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO**

**FACULTAD DE INGENIERIA**

**ESTUDIOS DE DETALLE ESTRATIGRAFICO Y  
SEDIMENTOLOGICO DEL LAHAR DE SAN NICOLAS  
EN EL FLANCO NORESTE DEL VOLCAN  
POPOCATEPETL**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:**

**INGENIERO GEOLOGO**

**PRESENTA:**

**ALBERTO ENRIQUE GONZALEZ HUESCA**



**MEXICO, D. F.**

283032

**2000**



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.



FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-078

UNIVERSIDAD NACIONAL  
AVENIDA DE  
MEXICO

**SR. ALBERTO ENRIQUE GONZALEZ HUESCA**  
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Hugo Delgado Granados y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo :

**ESTUDIOS DE DETALLE ESTRATIGRAFICO Y SEDIMENTOLOGICO DEL LAHAR  
DE SAN NICOLAS EN EL FLANCO NORESTE DEL VOLCAN POPOCATEPETL**

- I INTRODUCCION
- II PROCESOS VOLCANICOS
- III METODOLOGIA
- IV GEOLOGIA
- V VOLCANOLOGIA
- VI PELIGROS Y RIESGOS VOLCANICOS
- VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
- BIBLIOGRAFIA
- ANEXOS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Ciudad Universitaria, a 29 de octubre de 1997  
EL DIRECTOR

  
ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS\*RI/R\*gtg

## **EL PRESENTE TRABAJO LO DEDICO CON CARÍÑO:**

### **A JOSE LUIS GONZALEZ CEDILLO Y SILVIA HUESCA DE GONZALEZ.**

Por ser unos padres ejemplares que me han proporcionado los medios y valores humanos necesarios para llegar a ser persona e ingeniero.

### **A SILVIA, AIDA, ROCIO Y JOSE LUIS.**

Por haber compartido momentos inolvidables, y por apoyarme de manera incondicional en todos mis proyectos e iniciativas.

### **A MI TIA AIDA.**

Por proporcionarme su apoyo, además de su ejemplo de trabajo y carácter.

### **A LA MEMORIA DE MANUELITA, CLARITA, JESUS Y ENRIQUE.**

Por su ternura, enseñanzas y valores inculcados.

### **A TODOS MIS TIOS, PRIMOS, CUÑADOS, SOBRINOS Y AMIGOS.**

Por su apoyo, camaradería y enseñanzas proporcionados.

### **A MIS PROFESORES Y COMPAÑEROS.**

Por sus consejos, apoyo y enseñanzas, pero sobre todo por los momentos compartidos.

### **A TI GUILLE.**

Por ser la compañera de mi vida.

**FINALMENTE, PERO DE MANERA MUY ESPECIAL DEDICO EL PRESENTE TRABAJO A TODOS AQUELLOS SERES HUMANOS CUYO LEGADO CIENTIFICO, ARTISTICO Y CULTURAL A LO LARGO DE ESTE MILENIO QUE TERMINA A AYUDADO A FORJAR NUESTRA SOCIEDAD ACTUAL.**

## AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento al Dr. Hugo Delgado Granados por la dirección y apoyo otorgados a este trabajo y por la oportunidad recibida de poder realizar estudios de volcanología en el Instituto de Geofísica de la U.N.A.M.

Agradezco también al distinguido jurado que realizó las revisiones de este trabajo: Ing. Jorge Nieto Obregón, M en C. Gilberto Silva Romo, Ing. Claudia Mendoza Rosales y Dr. José Ortega Ramírez, quienes con sus comentarios han enriquecido el presente trabajo.

A Pablo Cervantes Laing, Ignacio Javier Hernández, Patricia Julio Miranda, Ricardo Molinero Molinero, Carlos Linares López, Luis Rayón Torres y Esther Romero Terán por colaborar amable y desinteresadamente en el desarrollo del trabajo de campo y en la elaboración de figuras y mapas.

A los habitantes de las poblaciones aledañas al volcán Popocatepetl, en especial a los que habitan los poblados de Santiago Xalitzintla, San Nicolás de los Ranchos y San Buenaventura Nealticán con quienes compartí gratos momentos de mucho aprendizaje. Recordándoles que se encuentren alertas por si acaso...

A la DGAPA por brindarme el apoyo económico necesario para mi sustento, mediante la beca asignada al proyecto IN-102497.

Al Quím. Rufino Lozano por su amable ayuda en la realización de los análisis químicos.

Al Lic. Arturo Méndez de la biblioteca por su apoyo siempre entusiasta.

A mi hermana, comadre y colega, Silvia. Muchas gracias por el cariño y el apoyo profesional que siempre me has brindado.

A los Dres. José Luis Macías Vázquez, Claus Siebe Grabach y Yuri Tarán les doy las gracias por sus enseñanzas y por su amistad.

A mis compañeros de la Facultad de Ingeniería de la U.N.A.M, en especial a Armando, los dos Pedros, Eduardo, Emilio, Florencio, Arturo, José Luis (q.e.p.d.), Santiago, Susana, los dos Carlos, Daicy, Miriam, Saúl y Darío. Por su amistad y camaradería tan especial.

A mis compañeros del departamento de volcanología del Instituto de Geofísica: Karina, José Luis, Abel, Lilia, Beti, Noé, Bernardo, Ricardo, Miguel, Virgilio, Armando, Renato, Lucía, Teresa, Lissette, Lucio, Miguel, Oscar, Juan José (q.e.p.d), Gabriel, Isaac y Marcos.

Por los momentos compartidos y el apoyo proporcionado, para todos ellos mi más sincero y profundo agradecimiento.

# INDICE

FIGURAS

TABLAS

RESUMEN

I.-INTRODUCCION.....	1
1.1.-Antecedentes.....	1
1.2.-Objetivos.....	2
1.2.1.-Objetivo Principal.....	2
1.2.2.-Objetivos Específicos.....	3
1.3.Metodología.....	3
1.4.-Localización y vías de acceso.....	4
1.5.-Aspectos Económicos, Sociales y Culturales.....	5
1.6.-Aspectos Climáticos, de Vegetación y Fauna.....	8
1.7.-Trabajos Previos.....	11
II.-PROCESOS VOLCANICOS.....	16
2.1.-Volcanismo Activo, Inactivo y Extinto.....	16
2.2.-Volcanismo Efusivo.....	19
2.2.1.-Los Magmas y la viscosidad.....	19
2.2.2.-Procesos Magmáticos.....	22
2.2.3.-Clasificación de las Rocas Igneas.....	24
2.2.4.-Series Magmáticas.....	27
2.2.5.-Flujos de Lava.....	28
2.3.-Volcanismo Explosivo.....	30
2.3.1.-Materiales Igneos Fragmentados.....	30
2.3.2.-Depósitos Piroclásticos.....	30
2.3.3.-Tipos de Erupciones.....	32
2.4.-Procesos Hidrológicos Asociados al Volcanismo.....	34
2.4.1.-Los Lahares.....	36
2.4.2.-Los Flujos de Escombros.....	36
2.4.3.-Los depósitos de Flujos de Escombros.....	44
2.4.4.-Los Flujos Hiperconcentrados.....	54
2.4.5.-Los depósitos de Flujos Hiperconcentrados.....	59
III.-METODOLOGIA.....	63
3.1.-Cartografía.....	63
3.2.-Estratigrafía Volcánica.....	64
3.3.-Sedimentología.....	65
3.3.1.-Análisis Sedimentológico.....	65
3.3.2.-Escala Granulométrica de Wentworth.....	67

3.3.3.-Parámetros Estadísticos.....	68
3.4.-Geoquímica por Fluorescencia de Rayos X (XRF).....	71
3.4.1.-Muestreo y Preparación de Muestras.....	72
3.4.2.-Análisis de las Muestras.....	72
3.5.-Fechamientos.....	73
3.5.1.-El Método de Fechamiento por Carbono 14.....	73
3.5.2.-Colecta y Preparación de Muestras.....	74
3.6.-Petrología.....	76
3.7.-Hidrología.....	80
IV.-GEOLOGIA.....	82
4.1.-Geomorfología.....	82
4.1.1.-Geomorfología General.....	82
4.1.2.-Características Dimensionales del LSN.....	83
4.2.-Estratigrafía.....	84
4.2.1.-Facies Proximales (Cercanas).....	85
4.2.2.-Facies Distales (Lejanas).....	87
4.3.-Geoquímica.....	87
V.-VOLCANOLOGIA.....	89
5.1.-Lavas.....	89
5.1.1.-Fuente de Origen.....	89
5.1.2.-Tasa de Aspecto.....	90
5.1.3.-Tasa de Extrusión.....	90
5.2.-Lahares: (Granulometría y Composición).....	90
5.3.-Historia Eruptiva.....	93
VI.-PELIGROS Y RIESGOS VOLCANICOS.....	94
6.1.-Peligros.....	94
6.2.-Riesgos.....	95
VII.-CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	98
BIBLIOGRAFIA.....	99
APENDICE.....	110

## FIGURAS

- 1.1 Localización de la zona de estudio
- 1.2 Zonas climáticas en torno a los volcanes Iztaccihuatl y Popocatepetl (Fuentes, 1975)
- 2.1 Las series de reacción de Bowen
- 2.2 Diagrama de contenido total de álcalis y sílice (Le Maitre et al, 1989)
- 2.3 Diagrama de Streckeisen para las rocas volcánicas (Le Maitre et al, 1989)
- 2.4 Gráfica Dispersión-Fragmentación, utilizada para caracterizar diferentes tipos de depósitos piroclásticos de caída (Cas y Wright, 1993)
- 2.5 Tipos de flujos de mezclas desedimento y agua basados en las proporciones relativas de sedimento y agua (Pierson y Costa, 1987; Smith y Lowe, 1991)
- 2.6 Representación esquemática de un flujo de escombros
- 2.7 La población de Armero (Colombia), cubierta por el lahar originado en el volcán Nevado del Ruíz en Noviembre de 1985.
- 2.8 Gráfica de tamaño medio de grano contra clasificación, (ambas en unidades  $\phi$ ), a partir de valores del Monte Rainier (Vallance y Scott, 1997), y del Monte Santa Helena (Scott, 1988a)
- 2.9 Representación esquemática de una carpeta de tracción bajo un flujo turbulento y más diluido (Sohn, 1997), lo cual se infiere como el modo primario de depositación en flujos hiperconcentrados
- 3.1 Distribución cartográfica de los depósitos del lahar San Nicolás al este del volcán Popocatepetl
- 3.2 Escala granulométrica para la clasificación de tamaño de partículas y comparación de esta con la escala de tamaños de material piroclástico
- 3.3 Configuración de drenaje en el volcán Popocatepetl
- 3.4 Distribución de las principales cuencas de drenaje en el volcán Popocatepetl
- 3.5 Vistas de la Avenida Independencia en la localidad de Santiago Xalitintla
- 4.1 Mapa topográfico del sector noreste del volcán Popocatepetl
- 4.2 Distribución cartográfica de los transectos que cortan a los depósitos del LSN
- 4.3 Perfil longitudinal del cauce donde fluyó el Lahar San Nicolás
- 4.4 Columna estratigráfica compuesta, representativa del valle de Xalitintla (zona proximal)
- 4.5 Restos arqueológicos encontrados en el valle de Xalitintla
- 4.6 Columna estratigráfica proximal, en la cual se aprecia un depósito fluvial bajo los depósitos del Lahar San Nicolás que tienen un espesor mayor a los 5 m
- 4.7 Columnas estratigráficas proximales, en las cuales se puede apreciar el gran espesor de los depósitos del Lahar San Nicolás
- 4.8 Columnas estratigráficas proximales en las cuales se aprecia la edad del LSN
- 4.9 Columnas estratigráficas proximales representativas del valle de Xalitintla
- 4.10 Columnas estratigráficas intermedias, en las cuales se puede apreciar el espesor aún considerable de los depósitos del Lahar San Nicolás
- 4.11 Columnas estratigráficas en las cuales se aprecia la diferencia en espesor de los depósitos del Lahar San Nicolás intermedios y distales
- 4.12 Columnas estratigráficas distales en donde se muestran los depósitos del Lahar San Nicolás asociados a otros depósitos laháricos, y a depósitos de avalancha procedentes de la Iztaccihuatl



- 4.13 Columnas estratigráficas distales en las cuales se puede apreciar la asociación de los depósitos del Lahar San Nicolás con otros depósitos laháricos y con depósitos de avalancha procedentes de la Iztaccihuatl
- 4.14 Distribución de los flujos de lava al este del volcán Popocatepetl, y de las muestras recolectadas para la realización de análisis químicos y petrográficos
- 4.15 Diagrama TAS con los resultados de los análisis químicos realizados a clastos del Lahar San Nicolás y a los flujos de lava
- 5.1 Resultados expresados en forma de Histogramas y porcentajes de componentes
- 5.2 Graficación del tamaño medio de partículas (en unidades  $\phi$ ), contra los datos obtenidos de clasificación (en unidades  $\phi$ ) para los análisis granulométricos del Lahar San Nicolás
- 5.3 Historia eruptiva del LSN

## TABLAS

- 2.1 Resumen de estimaciones de temperaturas de erupción típicas para rocas volcánicas
- 3.1 Categorías relativas de Clasificación ( $\sigma$ ), Asimetría ( $Sk$ ) y Curtosis ( $Kg$ )
- 3.2 Extensión en  $km^2$  de las cuencas de drenaje en el volcán Popocatepetl
- 4.1 Desniveles, pendientes, superficies, espesores y volúmenes en cada sector del LSN
- 4.2 Análisis químicos en peso %, de muestras de los flujos de lava y de los clastos grises y rojizos del Lahar San Nicolás
- 5.1 Resultados de los análisis granulométricos

## RESUMEN

El volcán Popocatepetl, (con una altitud de 5452 msnm) se encuentra en la parte central de México, zona en la cual se han establecido desde tiempos prehispánicos numerosos grupos humanos atraídos principalmente por la fertilidad del suelo volcánico, los inmensos recursos naturales, las condiciones climáticas favorables y la disponibilidad de agua. Actualmente las partes aledañas del volcán se encuentran densamente pobladas, y grandes núcleos urbanos como las ciudades de México y Puebla se encuentran a unas decenas de km de distancia.

El Popocatepetl (que se encuentra cubierto por glaciares en su ladera norte), se encuentra en erupción desde Diciembre de 1994, en su flanco noreste existen varias cañadas cuyos arroyos convergen en el valle de Xalitzintla (en lengua nahuatl, la palabra "Xalitzintla" significa "Río de arena"), dicha unión de corrientes prosigue su rumbo por el río Alseseca donde súbitamente cambia su curso hacia el sur por el río Nexapa ("corriente de ceniza").

El Lahar San Nicolás (LSN), está representado por un depósito de flujo de escombros, cuyos afloramientos se encuentran distribuidos en el flanco NE del volcán. Una capa de ceniza (depósito de oleada piroclástica "surge") subyace al depósito de flujo de escombros. El LSN se caracteriza por ser un depósito predominantemente monolitológico, cuyos clastos son de andesita gris en su mayoría (generalmente tienen una abundancia mayor al 80% en peso), en menor cantidad se hayan presentes andesita roja y pómez (el cual es más abundante en facies proximales que en distales).

El LSN está constituido por 3 unidades de flujo. En facies proximales (a menos de 20 km del cráter) el espesor del depósito es de 5 a 6 m con bloques de hasta 90 cm. En facies intermedias (> 20 km, < 40 km) el espesor es de 1 a 3 m y los clastos son < 21 cm. En facies distales (> 40 km, < 60 km) el espesor es de 0.3 a 1.5 m y los clastos son < 16 mm.

Material carbonoso recuperado debajo del depósito, permitió fechar la ocurrencia de este evento lahárico en 1310 años antes del presente.

Los estudios cartográficos y estratigráficos han ayudado a reconstruir la siguiente historia geológica: el cráter fue ocupado por un domo de lavas andesíticas, dicho domo fue destruido por una erupción pliniana y la oleada piroclástica asociada con el inicio de la erupción quemó y derribó a la vegetación y fundió los glaciares del volcán.

El flujo de escombros originado viajó por más de 60 km recorriendo las actuales barrancas y ríos del flanco NE afectando asentamientos humanos prehispánicos. Siguiendo al flujo de escombros hubo otras 3 oleadas piroclásticas y 3 eventos de caída de pómez.

El volumen calculado para este depósito ( $0.042 \text{ km}^3$ ), indica que la cantidad de agua necesaria para movilizar el depósito (un poco más del 60% del volumen total del flujo), debió ser muy abundante y por ello se considera que la fusión glacial aportó el agua necesaria para el flujo.

La explicación del origen y distribución del LSN es utilizada para la evaluación del riesgo volcánico en la actualidad, este tipo de eventos que han ocurrido en el Popocatepetl en el pasado geológico pueden volver a a ocurrir y seguir el mismo patrón de flujo en las barrancas, valles y ríos en los cuales actualmente viven cerca de 33, 000 personas.

# I.- INTRODUCCION.

## 1.1 ANTECEDENTES.

El volcán Popocatepetl, (con una altitud de 5452 msnm) se encuentra en la parte central de México, zona en la cual se han establecido desde tiempos prehispánicos numerosos grupos humanos (Lorenzo, 1957; Seele, 1973; Siebe, 1996) atraídos principalmente por la fertilidad del suelo volcánico, los inmensos recursos naturales, las condiciones climáticas favorables y la disponibilidad de agua. Actualmente las partes aledañas al volcán se encuentran densamente pobladas y grandes núcleos urbanos como las ciudades de México y Puebla se encuentran a unas decenas de kilómetros de distancia.

Es por ello que la reactivación que ha manifestado el volcán Popocatepetl a partir de diciembre de 1994 lo convierte en uno de los volcanes más peligrosos del mundo, por lo que se han intensificado desde entonces las labores de monitoreo y los estudios geológicos alrededor del mismo para poder medir los alcances de su peligrosidad, y entender mejor los procesos eruptivos tanto del pasado como del presente.

El estudio del registro eruptivo del volcán indica que los lahares, al igual que los flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, caídas de tefra, etc, han sido eventos recurrentes que han afectado grandes áreas en torno al volcán en su pasado geológico (Siebe et al, 1995b).

Los lahares pueden definirse como mezclas fluidas de agua y partículas volcánicas de tamaños diversos cuya concentración es igual o mayor a la de los flujos hiperconcentrados (Beverage & Culbertson, 1964, Pierson & Costa, 1987, Smith & Fritz, 1989, Smith & Lowe, 1991) y pueden ser generados durante ó después de una erupción volcánica por diversos factores. Por ejemplo, en el caso de estratovolcanes andesíticos (como es el caso del Popocatepetl), una erupción volcánica de gran magnitud puede fundir el hielo y la nieve de los glaciares existentes provocando el surgimiento de lahares que fluyen rápidamente por las cañadas que circundan al volcán y se canalizan según la topografía preexistente y llegan a extenderse a decenas de kilómetros de distancia, tal fué el caso de la erupción del 12 de noviembre de 1985 en el volcán Nevado del Ruíz (Colombia), en donde se generó un lahar

que viajó 60 km corriente abajo y desembocó en una planicie en la cual se encontraba la población de Armero, al llegar a la planicie, el flujo descargó el material transportado con más de 3 metros de espesor y con la consistencia del concreto mojado cubriendo al poblado y quitando la vida a cerca de 23 000 personas (Williams, 1990).

El Lahar San Nicolás se localiza en el flanco noreste del volcán Popocatepetl, (Siebe et al, 1995b) se caracteriza por tener 3 unidades de flujo y un contenido lítico homogéneo consistente principalmente de clastos andesíticos a dacíticos y pómez en menor cantidad, en una matriz arenosa de composición similar, y se ha propuesto su origen en una súbita mezcla de agua producto de la fusión de hielo glacial originada por una oleada piroclástica que destruyó un domo de lava andesítica (en un escenario similar al del Nevado del Ruiz en noviembre de 1985).

Se considera sin embargo que se requiere de un estudio más detallado del lahar San Nicolás tanto cartográfico, estratigráfico y sedimentológico para poder establecer de manera más precisa su génesis, extensión (en área y volumen), edad y mecanismos de emplazamiento. Esta información puede brindar valiosa ayuda para la evaluación del riesgo volcánico en la actualidad, ya que este tipo de eventos que han ocurrido en el volcán Popocatepetl en su pasado geológico pueden volver a ocurrir y seguir el mismo patrón de flujo en las barrancas, valles, arroyos y planicies en donde muchas personas han establecido sus viviendas en la actualidad.

## **1.2 OBJETIVOS.**

### **1.2.1 OBJETIVO PRINCIPAL.**

El objetivo principal de este trabajo consiste en estudiar un depósito lahárico del volcán Popocatepetl, (Lahar San Nicolás), mostrando su génesis, edad, composición y extensión, y de esta manera aportar información útil para la evaluación del peligro volcánico que sirva para el establecimiento de planes de protección civil.

### **1.2.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS.**

- Definir las características composicionales y texturales del Lahar San Nicolás.
- Reconocer la extensión (tanto en área como en volumen), de los depósitos del Lahar San Nicolás.
- Describir la estratigrafía asociada al Lahar San Nicolás y calibrarla mediante el uso de fechamientos radiométricos de  $^{14}\text{C}$ .
- Caracterizar la petrología y geoquímica de los clastos que constituyen al Lahar San Nicolás.
- Determinar la génesis del lahar San Nicolás.
- Integrar los datos obtenidos para la evaluación de peligros volcánicos que sirva para el establecimiento de planes de protección civil.

### **1.3 METODOLOGIA.**

- Compilación bibliográfica de los trabajos realizados sobre lahares y el volcán Popocatepetl.
- Realización de trabajo de campo con el objeto de hacer descripciones composicionales, texturales y de espesores de los depósitos del Lahar San Nicolás y de su estratigrafía asociada.

- Recolección de muestras para análisis sedimentológicos (tamizado), petrológicos (lámina delgada) y geoquímicos (molienda para la realización de análisis por fluorescencia de rayos X).
- Recolección y preparación de muestras de carbón para obtener fechamientos radiométricos de  $^{14}\text{C}$ .
- Elaboración de la cartografía del Lahar San Nicolás con base en la distribución de los depósitos descritos y la interpretación de fotografías aéreas.
- Obtención del área y volumen del Lahar San Nicolás.
- Procesamiento de los datos sedimentológicos y geoquímicos obtenidos.
- Integración e interpretación de la información obtenida.

#### **1.4 LOCALIZACION Y VIAS DE ACCESO.**

La zona de estudio se localiza en las inmediaciones orientales del volcán Popocatepetl y queda definida entre las coordenadas geográficas (Figura 1.1):

98°20' y 98°39' Longitud Oeste.

18°49' y 19°06' Latitud Norte.

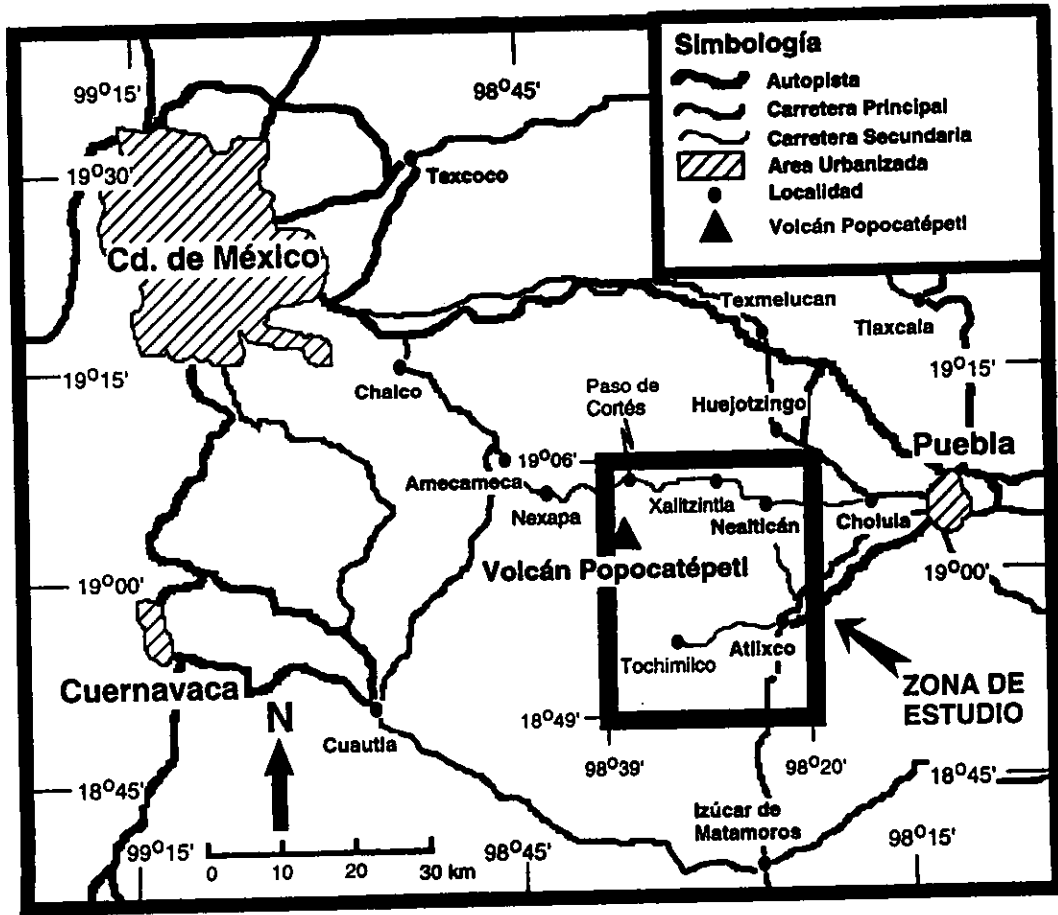


Figura 1.1 Localización de la zona de estudio.



Dicha área se encuentra descrita en las cartas topográficas a escala 1: 50 000 del INEGI:

E14B42 Huejotzingo

E14B52 Atlixco

Existen varias vías de acceso a la zona de estudio (Atlas de carreteras, 1995): la primera consiste en una carretera secundaria pavimentada procedente de Amecameca la cual atraviesa la localidad de San Pedro Nexapa y llega hasta el Paso de Cortés, de ahí se prosigue hacia Santiago Xalitzintla en un camino que no está pavimentado, esta vía en general se deteriora mucho durante la época de lluvias. La segunda vía de acceso consiste en la carretera secundaria que va de Cholula a San Buenaventura Nealticán, la cual fué reparada y pavimentada después de que el volcán entró en erupción en 1994 y se extiende hasta Santiago Xalitzintla, (cabe resaltar que aunque la carretera se encuentra en buen estado, las calles de las diferentes localidades de esa zona se encuentran sumamente deterioradas con muchos baches y desniveladas). La tercera vía de acceso es la carretera principal que va de Izúcar de Matamoros a Atlixco la cual se extiende hasta Cholula. Por último también existe la autopista que va de Puebla a Atlixco.

## **1.5 ASPECTOS ECONOMICOS, SOCIALES Y CULTURALES.**

El volcán Popocatepetl ha ejercido desde tiempos prehispánicos una gran influencia en la vida de las personas que han habitado en sus cercanías. Por una parte, dicha influencia se ha manifestado por efecto de las erupciones que ha tenido el volcán en tiempos históricos cuya magnitud ha sido sumamente variada desde las grandes erupciones que afectaron a las poblaciones prehispánicas y cuyos depósitos se encuentran distribuidos en amplias zonas alrededor del volcán (Seele, 1973, Siebe et al, 1995b, Siebe et al, 1996), hasta erupciones de magnitud menor como la que se esta desarrollando en la actualidad. Otra parte de la influencia que ha tenido el volcán sobre las personas que viven en su alrededor, son las

enormes riquezas naturales entre las cuales se encuentra la fertilidad del suelo volcánico que ha permitido la explotación forestal principalmente de encinos y pinos; y agrícola con cultivos de verduras y cereales tales como el maíz, frijol, tomate, lechuga, alfalfa y cebada verde; además de la siembra de árboles frutales como son el manzano, durazno, capulín, pera, y ciruela (Seele, 1973; Fuentes, 1975). Otra fuente de riqueza natural está dada por la explotación de productos volcánicos tales como son la piedra pómez, y las rocas andesíticas las cuales son utilizadas como materiales de construcción (Siebe, 1996).

A la riqueza natural, se suma la riqueza del esparcimiento que proporciona el volcán, debido a la belleza del paisaje que atrae a muchos ciudadanos a visitarlo, e incluso ha provocado que prolifere la construcción de casas de campo, restaurantes, villas de recreo y balnearios (dada la disponibilidad de agua) en sus alrededores (Siebe, 1996).

Otra parte de la influencia que ha tenido el volcán ha sido desde el punto de vista social, la barrera física que forma el Popocatepetl (junto con la Iztaccíhuatl), también ha marcado una barrera social a los habitantes que se encuentran en el lado poblano cercano a los volcanes, los cuales se encuentran relativamente aislados de los núcleos urbanos importantes (Ciudad de México y Puebla). Durante la realización del trabajo de campo fué notorio el atraso, analfabetismo y la pobreza de una gran mayoría de los habitantes (pese a tener abundancia de recursos naturales a su alrededor).

No es tarea sencilla explicar el origen de este atraso, una explicación podría venir desde la época colonial, ya que cuando los españoles llegaron a estas tierras carecían de trigo del cual se deriva la elaboración de pan (base de la alimentación en España), aunque la primera idea de los españoles fué obligar a los indígenas a sembrarlo en sus milpas al lado del maíz (base de la alimentación en México) el cultivo del trigo resultó muy delicado en la zona y los resultados fueron poco satisfactorios. Por ello, si los españoles no querían contentarse con el maíz, debían contar con sus propias tierras de labor y sus propios huertos, de esta manera la propiedad de la tierra en la época colonial quedó dividida en: (1) Propiedad de los españoles, (2) Propiedad de la iglesia y (3) Propiedad de las comunidades indígenas o pueblos.

Aunque posteriormente hubo otros movimientos sociales (tales como la Independencia, la Reforma, el Porfiriato, la Revolución y la Reforma Agraria), se mantuvo en gran medida la estructura de propiedad de la tierra que surgió durante el periodo colonial, derivando esto en que los pueblos de la región son en su mayoría indígenas y no se han desarrollado debido a que desde la época de la colonia eran centros que no inspiraban confianza y que había que eludir. Los centros de población para criollos y españoles recién surgidos crecieron rápidamente y marginaron a los pueblos indígenas los cuales mantuvieron las costumbres heredadas de sus antepasados, no requiriendo para su subsistencia de un gran desarrollo tecnológico ni apertura externa debido a la abundancia de recursos naturales a su alrededor (Fuentes, 1975).

Otra influencia notable del volcán Popocatepetl ha sido la religiosa, pues desde la época prehispánica tanto él como la Iztaccíhuatl fueron lugares de gran culto y veneración al dios Tláloc "señor de la lluvia, tempestades, ríos y de la vegetación" ya que los indígenas prehispánicos sabían que las altas cumbres influían en la formación de las lluvias, y por ello se han encontrado en los volcanes varias tumbas con ofrendas consagradas a Tláloc (Lorenzo, 1957; Yarza, 1971).

A partir de la conquista, la iglesia ha sido el centro religioso principal, y se ha convertido en un elemento muy importante dentro de la vida de las comunidades aledañas al volcán y en el caso particular de las que habitan en el lado poblano han encontrado en la religión un alivio espiritual a su difícil situación de atraso, marginación social y pobreza. Situación que se ha agravado a partir de 1994 con la reactivación del volcán Popocatepetl que ha puesto en situación de alerta a dichas comunidades.

## 1.6 ASPECTOS CLIMATICOS, DE VEGETACION Y FAUNA.

Los aspectos climáticos determinan los tipos de vegetación existentes, confiriendo características distintivas al paisaje forestal y agrícola, el cual a su vez, es escenario del desarrollo faunístico de una región determinada. Dicha combinación de elementos en constante evolución forma todo un entorno ecológico del cual el ser humano forma parte. De ahí la importancia de su estudio y comprensión para su sabio aprovechamiento y equilibrio.

De acuerdo con el trabajo realizado por Fuentes (1975) en las zonas cercanas a los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl se localizan los climas siguientes (**Figura 1.2**):

EFHw. Muy frío, con temperatura media anual menor a  $-2^{\circ}\text{C}$  y la del mes más caliente menor a  $0^{\circ}\text{C}$ . La letra H indica que este clima se encuentra a grandes altitudes, y el símbolo w que las máximas precipitaciones tienen lugar en verano. Este tipo de clima se localiza en las zonas elevadas de los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl, teniendo como límite inferior aproximadamente la cota de 4 000 metros

$C(w_2)b'$ . Templado, subhúmedo, con lluvias en verano, con un cociente P/T mayor a 55.3. El símbolo  $b'$  indica que el verano es largo y fresco y que el mes más caliente tiene una temperatura entre  $6.5$  y  $22^{\circ}\text{C}$ . En la zona de estudio este clima constituye la transición del clima frío de altura con los climas de los valles que se encuentran en las inmediaciones de la Sierra Nevada. Este clima está comprendido aproximadamente entre las cotas de 3 250 y 4 000 metros sobre el nivel del mar.

$C(w_2)$ . Templado, subhúmedo con lluvias en verano, con un cociente P/T mayor a 55.3. Este clima es el de mayor extensión en la zona y se localiza, en ambas vertientes a partir de la cota de 3 250 metros hacia abajo.

$A(C)w_1$ . Semicálido, con temperatura media anual menor a  $22^{\circ}\text{C}$  y la del mes más frío mayor a  $18^{\circ}\text{C}$ , con un cociente P/T entre 43.2 y 55.3. Este clima se localiza en el extremo sureste de la región considerada, a partir de la cota de 2 250 metros que es el nivel altitudinal en el cual se establece el cambio de los climas templados a los semicálidos.

$A(C)w_2$ . Semicálido, con temperatura media anual menor a  $22^{\circ}\text{C}$  y la del mes más frío mayor a  $18^{\circ}\text{C}$ , con un cociente P/T mayor a 55.3. Este clima se localiza en el extremo

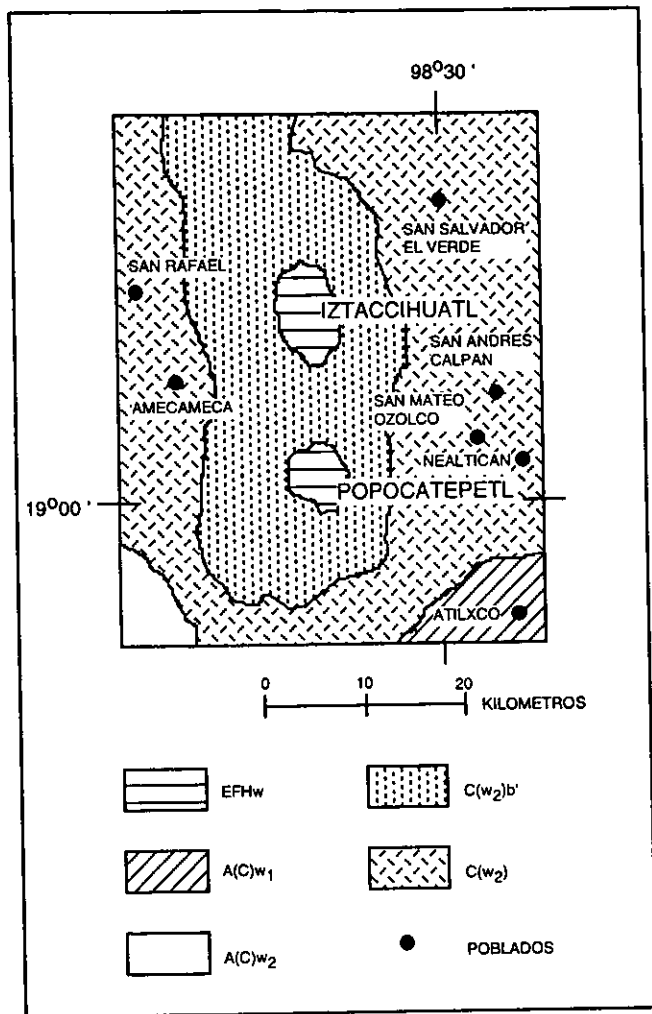


Figura 1.2 Zonas climáticas en torno a los volcanes Iztaccihuatl y Popocatepetl (Fuentes, 1975).

suroeste de la zona y como en el caso anterior, la cota de 2 250 metros sobre el nivel del mar establece el límite altitudinal superior.

Continuando con el trabajo de Fuentes (1975) en lo que se refiere a la vegetación, dicho autor menciona que a una altitud media de 5 000 metros se encuentra el límite de las nieves perpetuas, el cual varía con la exposición de los vientos dominantes y la estación del año; por encima de este nivel ya no existen plantas vasculares.

Entre esa altitud y los 4 300 metros se extiende la tundra formada exclusivamente por plantas herbáceas como *Festuca* y *Calamagrostis*, en los lugares más secos, y *Carex* en los más húmedos.

Sigue más abajo, hasta los 4 000 metros, una zona ocupada por el matorral de enebro, *Juniperus monticola compacta*, junto con algunas gramíneas y otras especies arbustivas bajas.

A la altura de 4 000 metros, que es el límite altitudinal de la vegetación arbórea en la parte central de la República Mexicana, se encuentra un piso de pinar constituido casi exclusivamente por *Pinus hartwegii*, con una subvegetación de gramíneas y otras formas herbáceas.

Entre los 3 500 y 2 800 metros se encuentra el bosque de oyameles cuya especie dominante es *Abies religiosa*, que alcanza una altura hasta de 60 metros. Esta zona se desarrolla casi siempre en lugares de suelos profundos, y en ella se intercalan con frecuencia algunas especies de pinos como *Pinus montezumae* y *Pinus ayacahuite*, entre otros.

En donde las pendientes son menos abruptas y el terreno es más seco, los pinos antes mencionados y el *Pinus rudis* substituyen total o parcialmente a los abetos. La subvegetación está formada por praderas de zacatón, la que se conserva aún después de la desforestación.

Desde el límite inferior del bosque de oyameles hasta los 2 300 metros, se encuentran dos asociaciones principales:

- 1.- En las laderas suficientemente inclinadas se desarrolla el encinar. Las especies que lo forman varían mucho según las localidades. Su altura y densidad están en relación con la

humedad. En las serranías de la parte norte están muy difundidas las especies *Quercus laurina* y *Quercus afinis*.

2.- En las laderas más secas el pinar, de *Pinus montezumae*, *Pinus teocote* y *Pinus ocarpa* puede sustituir al encinar. Intercaladas entre el pinar y el encinar se encuentran especies de *Alnus spp* y *Cupressus lindeleyi*; este último es más común relacionarlo con el bosque de oyameles, aunque siempre ocupando los lugares más húmedos. El bosque de cedro blanco se instala en lugares de suelo profundo en los que alcanza 20 a 25 metros de altura.

Entre los 2 300 y 2 500 metros de altitud es frecuente el bosque bajo formado por individuos, algo espaciados, de enebros en suelos profundos del pie de las serranías, como transición a pinares o encinares.

El bosque de enebros (*Juniperus spp*) es común encontrarlo aún en ciertos lugares, en el piedemonte de los volcanes, así como matorrales de encinos formados a veces por especies arbóreas.

A lo largo de las corrientes de agua o de los canales de riego son frecuentes los ahuejotes (*Salix spp*). Entre estos se encuentran a menudo ejemplares de tepozán (*Buddleia cordata*) y algunos álamos (*Populus tremuloides*). En las partes planas son notables los ailes o ailites (*Alnus spp*) que, siguiendo los cursos de agua, se difunden con mucha facilidad.

Abajo de los 2300 metros en promedio se encuentran los terrenos de cultivo de maíz, legumbres y frutas así como cactus de maguey y nopal (Packard, 1886).

En lo que a fauna se refiere, en la zona del volcán Popocatepetl y sus alrededores se reportaron desde el siglo pasado (Laverriere, 1858; Packard, 1886) además de la existencia de abejas, mariposas, escarabajos y arañas; otros animales como tusas, lobos y pumas (los cuales se hallan extintos en la actualidad). Durante el desarrollo del trabajo de campo fué notoria la presencia de teporingos, liebres y gato montés, además de una gran diversidad de aves entre las cuales destaca por su belleza el famoso "pájaro azul de las montañas".

## 1.7 TRABAJOS PREVIOS.

Laverriere (1858) relata la existencia de una barranca cercana al rancho de Tlamacas llamada "barranca de Huiloac", se cuestiona acerca del hecho de que pese a tener abundante aporte de deshielo glacial la barranca no conduce mucha agua, y sugiere la explicación de que las aguas de la nieve derretida son absorbidas por el lecho arenoso.

Aguilera y Ordoñez (1895) mencionan la existencia de la "barranca de Tlamacas", la cual teniendo al principio una dirección S a N, tiene una inflexión al NE para descender rumbo al E hacia el valle de Puebla, mencionan además que las otras barrancas de la misma vertiente se le unen en diferentes lugares.

Waitz (1921) reporta la presencia de un domo en el cráter, al reportar una "Acumulación elíptica" de roca andesítica de cerca de 100 m de largo y una altura de 40 a 50 m.

Weitzberg (1922) indica la presencia de un "ventisquero" (glaciar), en el lado norte del volcán, además indica que la barranca que pasa cerca del Rancho de Tlamacas llega hasta cerca de Xalitzintla, supone además que la génesis de dicha barranca esta relacionada con un "acontecimiento extraordinario" y no debió a la lluvia o al agua de deshielo proveniente del "ventisquero".

Camacho (1925) ratifica que el valle de Tlamacas, ubicado entre el cerro de Tlamacas y el Popocatepetl, es surcado por dos barrancas que convergen hacia Santiago Xalitzintla, una que corresponde al arroyo de Tlamacas que tiene rumbo NE, y la otra al arroyo de San Mateo que nace al pie del "Ventisquero".

White (1949) menciona que en las barrancas del lado norte del volcán existen evidencias de erosión por corriente, algunos de estos rasgos sugieren la posibilidad alterna de acción de



flujos de lodo. Además partiendo de un estudio de fotografías aéreas dice que no existen barrancas sobre el lado este del volcán.

White (1954) verifica que los lados Norte, Noroeste y Oeste del cono se encuentran cubiertos con un campo de hielo permanente, del cual realiza un análisis histórico de sus fluctuaciones, también compara datos de precipitación, temperatura y nubosidad diciendo que la máxima acumulación de hielo y nieve ocurre en Noviembre, Diciembre y Enero con alimentación adicional de Junio a Septiembre mientras que la mayor pérdida es de Enero a Mayo.

Lorenzo (1957) menciona que durante el Pleistoceno, en el Popocatepetl hubo glaciación y procesos de acumulación de nieve, además hubo alteraciones producto de la actividad volcánica, algunas erupciones deben haber licuado las masas de hielo en ciertos puntos provocando el arrastre violento de grandes cantidades de materiales de todos tamaños, los cuales se redepositaron en las laderas y en la planicie, también destaca la presencia cerca de la barranca de Nexpayantla de varias tumbas al parecer de un momento entre Teotihuacán y Tula (entre 1300 y 1100 años AP) con ofrendas consagradas al dios Tláloc señor de "todas las aguas" y de la vegetación, sugiere la posibilidad de un cambio climático como responsable del abandono de la región por sus habitantes.

Lorenzo (1959) afirma que en términos generales, el Popocatepetl tiene tres glaciares que se encuentran en su lado norte los cuales cubren un área de 720 000 m<sup>2</sup> y llegan a tener espesores de cerca de 30 metros entre las cotas 5030 y 5200.

Seele (1973) estudia las relaciones estratigráficas de restos de milpas y asentamientos prehispánicos localizados en el valle de Xalitzintla (también llamado Tetimpa), en el actual estado de Puebla entre los poblados de San Nicolás de los Ranchos y San Buenaventura Nealticán a una distancia de casi 20 km al NE del cráter del volcán.

White (1981) describe las fluctuaciones que han tenido los glaciares del volcán desde 1519, y en particular destaca los avances y retrocesos en este siglo del glaciar del Ventorrillo situado en la parte Noroccidental. Menciona que dichas fluctuaciones indican cambios en las condiciones promedio del clima, tanto regional como local.

Robin (1984) realiza un estudio de la evolución del volcán Popocatepetl, menciona una gran erupción piroclástica destructiva, tipo "San Vicente" hace 1200 años la cual fué el último evento cataclísmico, y otro episodio de menor intensidad ocurrió entre el año 900 y el 450 antes del presente, menciona también ciclos de erupciones explosivas con intervalos de cerca de 1000 años, además es el primero que hace mención de los depósitos laháricos de Santiago Xalitzintla.

Delgado (1986) realiza estudios glaciológicos en el Popocatepetl, y determina que en vez de tres, hay sólo dos glaciares: el del Ventorrillo y el Noroccidental, habla de la importancia de conocer el volumen del glaciar para poder evaluar el riesgo de lahar en caso de una erupción volcánica.

Robin y Boudal (1987) reportan la presencia de lahares asociados con flujos piroclásticos que fluyeron principalmente hacia el suroeste y oeste entre 5000 y 3800 años antes del presente, afirman también que los flujos piroclásticos de la erupción tipo "San Vicente" de hace 1200 años llegaron hasta Santiago Xalitzintla, estos flujos se encuentran bajo la capa de pómez de hace 965 años.

Delgado et al. (1988) indican que para la evaluación del riesgo de lahar, los glaciares existentes fueron medidos obteniéndose  $0.559 \text{ km}^2$  de área glacial, (lo cual representa  $0.017 \text{ km}^3$  de hielo), mencionan también que emisiones de material caliente pueden fundir parte del glaciar, afectando material volcánico mezclado con agua en el valle del Ventorrillo y en el valle de la Barranca Seca, en esta situación Santiago Xalitzintla y San Nicolás de los Ranchos pueden ser algunos de los lugares habitados más afectados.

Boudal & Robin (1989) indican que formaciones laháricas consistentes de ceniza retrabajada y pómez pertenecientes al volcán Iztaccíhuatl se extienden hasta San Buenaventura Nealticán. Mencionan además, otros lahares los cuales que retrabajaron los depósitos de la erupción tipo San Vicente de hace 1200 años, los cuales llegaron hasta Santiago Xalitzintla generados por el evento explosivo que derritió un glaciar localizado en el flanco noreste del volcán. Además mencionan que la mayoría de los lahares pueden dirigirse hacia el flanco noreste por numerosas barrancas en las cuales la ceniza y el pómez pueden ser fácilmente removilizados.

Delgado et al. (1994) describen eventos registrados en el valle de Xalitzintla, los cuales se encuentran asociados con un depósito lahárico importante el cual es llamado "Lahar San Nicolás", el cual se caracteriza por tener tres unidades de flujo y un homogéneo contenido lítico consistente en clastos andesíticos y bloques en una matriz arenosa de composición similar, mencionando además que el lahar es un flujo de escombros resultante de una súbita mezcla de hielo glacial originada por una explosión que destruyó un domo de lava andesítica. Señalan además que a una altitud de 2900 msnm hay un brusco cambio en la morfología del Popocatepetl, este cambio marca el punto inicial de afloramientos del Lahar San Nicolás.

Delgado & Brugman (1995) indican que los glaciares de México, por su tamaño, inclinación de la pendiente donde se encuentran, posición geográfica y cercanía a zonas densamente pobladas son sumamente sensibles a los cambios climáticos, (en este siglo han presentado tanto avances como retrocesos), aunque en particular la tendencia general de los glaciares del Popocatepetl es la de retroceder. Durante la época de lluvias que empieza en mayo y dura hasta octubre existe la posibilidad de generación de lahares en cualquier ladera del volcán debido a las lluvias que aportan el agua suficiente para su generación.

Siebe et al. (1995b) detallan la estratigrafía reciente alrededor del volcán y la calibran con fechamientos radiométricos, con base en los datos plantean que durante los últimos 20 000 años la actividad del Popocatepetl fué caracterizada por al menos 7 grandes erupciones plinianas las cuales produjeron pómez de caída y depósitos de flujo de cenizas, oleadas piroclásticas y lahares, en particular las dos últimas erupciones cataclísmicas ocurrieron en el periodo de ocupación humana entre 2300 a 1200 años A.P. Con efectos devastadores sobre todo hacia el flanco noreste del volcán, los cuales se evidencian con la presencia de restos arqueológicos los cuales fueron cubiertos con los depósitos mencionados.

Macías et al. (1995) consideran que los flujos piroclásticos y los flujos de lodo pueden ser los eventos más peligrosos que amenazan a las poblaciones aledañas al volcán, debido a su gran alcance tal como se observa en depósitos similares estudiados en un radio de hasta 60 km del volcán.

## II.-PROCESOS VOLCANICOS.

### 2.1.-VOLCANISMO ACTIVO, INACTIVO Y EXTINTO.

El volcanismo es una manifestación superficial de los fenómenos que se desarrollan en el interior de nuestro planeta, es por ello que el reconocimiento de la estructura interna de la Tierra ha sido de gran importancia para la explicación de los diferentes procesos volcánicos.

A partir de investigaciones de índole sismológico se ha interpretado que la Tierra tiene tres capas concéntricas fundamentales: el núcleo, el cual empieza a los 2900 km de profundidad y tiene una densidad promedio de  $10.7 \text{ g/cm}^3$  y se encuentra formado de dos partes, una interna que es sólida y otra externa que es líquida; el manto, el cual se localiza a una profundidad variable de 12 a 65 km y tiene una densidad que varía entre  $3.3$  y  $5.7 \text{ g/cm}^3$  y que también se encuentra constituido por dos capas que son, el manto inferior y el manto superior; y finalmente la corteza terrestre, la cual es la capa más externa y delgada, tiene una densidad promedio menor a los  $3 \text{ g/cm}^3$  y se divide en corteza oceánica que es más delgada, y corteza continental que es más gruesa (Cepeda, 1985; Chester, 1993).

Estudios posteriores han revelado que es posible interpretar la estructura interna de la Tierra de acuerdo a los cambios en la velocidad de las ondas sísmicas en otras capas que tienen una gran importancia asociada con la explicación de los fenómenos volcánicos: una de las más importantes es la litósfera, la cual es la capa más externa de la Tierra y se encuentra fría, rígida y quebradiza, de hecho, se encuentra fragmentada en diferentes porciones que son conocidas con el nombre de placas tectónicas (o litosféricas) las cuales llegan a alcanzar 100 km de espesor siendo más delgadas bajo los océanos que bajo los continentes y comprenden la corteza y el manto superior. Otra capa que es muy importante es la astenósfera: la cual corresponde a la zona de baja velocidad de las ondas sísmicas, es más caliente y deformable por carecer de rigidez permanente, y por tanto es móvil con respecto a la litósfera que la cubre, se estima que alcanza los 300 km de profundidad (Cepeda, 1985; Decker & Decker, 1989; Chester, 1993).

Los materiales de la astenósfera se mueven conforme a la distribución del calor interno de la Tierra por medio de un proceso llamado convección, de esta manera, las

partes frías se mueven hacia las zonas calientes y las porciones calientes hacia las zonas frías, este desplazamiento de materiales es el factor fundamental que hace que las placas litosféricas se muevan.

Dependiendo del movimiento de las placas, se tienen en general tres tipos de límites entre las mismas (Fisher & Schmincke, 1984; Cepeda, 1985; Chester, 1993), entre los cuales se encuentran:

a) Límites Convergentes: Son zonas en las cuales chocan entre si dos placas litosféricas que se mueven en direcciones opuestas y se encuentran por tanto sujetas a esfuerzos compresivos, se llevan a cabo procesos geológicos complicados tales como la subducción, actividad ígnea tanto plutónica como volcánica de composición máfica a félsica, diferentes procesos metamórficos, deformación cortical y generación de cadenas montañosas. Como ejemplo de este tipo de límites tenemos la unión de la placa de Nazca con la placa Sudamericana, la cual formó la cordillera de los Andes y la unión de las placas Indoaustraliana y Euroasiática, y cuyo choque produjo la cadena montañosa de los montes Himalaya.

b) Límites Divergentes: Son zonas en las cuales dos placas se separan entre si y se caracterizan por estar sometidas a esfuerzos de tensión que dan lugar a fisuramientos y fallamientos, se originan tanto en los continentes como en los océanos. En estos últimos, las erupciones de magma basáltico generan nueva corteza oceánica la cual se encuentra en continuo proceso de expansión. Como ejemplos de estas zonas tenemos el rift de Kenia en Africa y la dorsal Mesoatlántica.

c) Límites de las fallas transformes: Son zonas que por ser paralelas a la dirección del movimiento relativo de las placas, no implican convergencia ni divergencia y en consecuencia no hay generación ni destrucción de las placas y el volcanismo es escaso, las placas se deslizan a lo largo de las fallas produciendo fracturamiento y actividad sísmica derivada de la fricción entre las mismas. Como ejemplo de este tipo de zonas se puede mencionar la unión de la placa Pacífico y la placa Norteamericana a la altura de California en donde se encuentra la falla de San Andrés.

Una gran parte del volcanismo se manifiesta en la superficie terrestre en los límites divergentes y convergentes de las placas litosféricas (aproximadamente en un 90%), pero además de estos dos tipos de volcanismo se produce también el denominado volcanismo "intraplaca" el cual se produce en los denominados "puntos calientes", en los cuales se

forman de manera típica los volcanes escudo, los cuales se encuentran constituidos de grandes acumulaciones de lavas basálticas las cuales construyen edificios volcánicos de pendientes suaves y gran volumen que los hace considerar como los más grandes de nuestro planeta, ejemplos notables de este tipo de volcanes se encuentran en las islas Hawaii (Fisher & Schmincke, 1984).

El volcanismo entonces se manifiesta de diversas formas, con diferentes grados de intensidad dependiendo del ambiente tectónico en donde se produce, de hecho en la literatura vulcanológica existen una serie de términos para distinguir el tipo de actividad volcánica que desarrolla un determinado volcán, estos términos son los siguientes (Decker & Decker, 1989):

**Volcán en Erupción:** Es aquel volcán en el cual está llegando magma a la superficie terrestre en forma de lava o material fragmentado (piroclastos), es decir aquel volcán en el cual se encuentra saliendo material en estado líquido o sólido y no únicamente gases.

**Volcán Activo:** Es aquel volcán que ha hecho erupción en tiempos históricos.

**Volcán Dormido:** Es aquél volcán activo que no se encuentra en erupción, pero que puede hacer erupción en el futuro.

**Volcán Extinto:** Es aquel volcán que no se encuentra en erupción y no se considera que lo haga en el futuro.

Es importante destacar que estos términos tienen un significado que puede resultar subjetivo y es ajustable a las necesidades de predicción de las diferentes regiones volcánicas, sobre todo teniendo en cuenta el elevado costo económico y logístico para tener en constante observación a una gran cantidad de volcanes activos (Tilling, 1993).

Por ejemplo, el término original de volcán activo ha sido modificado por los vulcanólogos en Norteamérica para todo aquél volcán que ha tenido una erupción en los últimos 10,000 años, (el fin aproximado de la última glaciación).

En países asiáticos (Japón, Filipinas, Indonesia) que se encuentran en el denominado Cinturón de Fuego del Pacífico, en donde el volcanismo es un proceso de intensidad elevada, la definición de volcán activo ha sido modificada por los vulcanólogos para todos aquéllos volcanes que han tenido actividad eruptiva durante los últimos 2,000 años.

En general, aunque estos términos tienen cierto grado de subjetividad, son prácticos y sirven bastante bien para definir al volcanismo activo. Sin embargo, aún se da el caso de

que volcanes aparentemente extintos se vuelven activos. Esto se debe a que algunos volcanes tienen intervalos entre erupciones que son mucho más grandes que los tiempos que se han establecido como la base de la definición de volcán activo (Blong, 1984), así por ejemplo se conoce ahora que cerca del 2% de los volcanes hacen erupción una vez en intervalos mayores a los 10,000 años, (utilizando el criterio dado en Norteamérica). De esta manera, la UNESCO ha reportado que a nivel mundial cada 5 años en promedio, algún volcán que se consideraba extinto hace erupción.

## **2.2.-VOLCANISMO EFUSIVO.**

### **2.2.1.-LOS MAGMAS Y LA VISCOSIDAD.**

El magma puede definirse (Cepeda, 1985; Cas & Wrigth, 1993), como un sistema multicomponente, el cual se encuentra compuesto de varias fases: una fase líquida compuesta principalmente por silicatos fundidos, una fase sólida constituida por cristales en suspensión tales como olivino, piroxenos, plagioclasas, etc, y una fase gaseosa la cual consta principalmente de compuestos tales como  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ,  $SO_2$ ,  $H_2$ , etc; los cuales también reciben el nombre genérico de “volátiles”.

Por otra parte, la viscosidad se puede definir (Cas & Wright, 1993) como una medida de la “consistencia” de una sustancia, o también como la “resistencia interna” a fluir por una sustancia cuando se le aplica un esfuerzo cortante, resistencia causada esencialmente por cohesión molecular ó iónica. Sin embargo en los magmas, la presencia de fases sólidas y gaseosas hacen que aparte de la cohesión, otros procesos tales como la liberación de la presión, cristalización, enfriamiento y desgasificación hacen que se modifique la viscosidad.

De esta manera, el análisis de la viscosidad en los magmas es importante, ya que esta propiedad afectará notablemente forma y movilidad de los productos volcánicos.

La viscosidad en los magmas es afectada por varios factores, entre los cuales se encuentran: composición química, temperatura, presión, contenido de cristales, contenido de volátiles y contenido de burbujas (Cas & Wright, 1993).



En lo que concierne a la composición química, aunque los magmas son sistemas multicomponentes complejos, tienen una fase predominante que es la líquida en la cual existen principalmente silicatos. Estos compuestos construyen estructuras a partir de tetraedros de  $\text{SiO}_4$  en un proceso llamado "polimerización" (Cas & Wright, 1993), a medida que las estructuras son más grandes se hacen más fuertes y la viscosidad aumenta. De este modo iones tales como el  $\text{Si}^{+4}$ ,  $\text{Al}^{+3}$  y  $\text{Fe}^{+3}$  se consideran como formadores de estructuras, y iones tales como  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{H}^+$  y  $\text{OH}^-$  se consideran como modificadores de estructuras. Silicatos que constituyen esencialmente a los magmas de composición félsica tales como la ortoclasa, biotita y hornblenda forman estructuras de cadenas grandes y fuertes (inosilicatos, filosilicatos y tectosilicatos). De hecho, este tipo de magmas tienen mayor cantidad de sílice ( $\text{SiO}_4$ ) y tienen capacidad de construir una mayor cantidad de tetraedros y hacer estructuras más grandes, mientras que silicatos que constituyen a los magmas de composición máfica tales como el olivino y la augita forman estructuras de cadenas pequeñas y débiles (nesosilicatos e inosilicatos) y no tienen sílice para construir una mayor cantidad de tetraedros y hacer crecer la estructura. Es por ello que los magmas de composición félsica al tener estructuras más grandes y más fuertes son más viscosos que los magmas de composición máfica que tienen estructuras más pequeñas y débiles (Cas & Wright, 1993).

En lo que respecta a la temperatura, la viscosidad es sumamente dependiente de esta, con base en mediciones directas e indirectas realizadas en magmas de diferentes composiciones que han llegado a la superficie terrestre (lavas), se han llegado a establecer diferencias considerables de temperatura para los distintos tipos de rocas volcánicas, las cuales se indican en la tabla **Tabla 2.1**, (Cas & Wright, 1993):

Roca	Temperatura (°C)
Riolita	700-90
Dacita	800-1100
Andesita	950-1200
Basalto	1000-1200

**Tabla 2.1** Resumen de estimaciones de temperaturasde erupción típicas para rocas volcánicas.

De este modo, las riolitas que son rocas que tienen una composición félsica y son muy viscosas, cristalizan (se solidifican), a temperaturas menores que los basaltos que tienen una composición máfica y son menos viscosos, a partir de estas observaciones se puede establecer que en magmas más fríos la viscosidad es mayor que en magmas más calientes, es decir que al disminuir la temperatura aumenta la viscosidad.

La presión también controla la viscosidad del magma al encontrarse estrechamente ligada con la temperatura, debido a propiedades termodinámicas cuando aumenta la presión se eleva la temperatura de fusión del magma y viceversa, lo cual es notorio sobre todo cuando se varía la profundidad. En otras palabras, cuando se incrementa la presión disminuye la movilidad del magma y con ello aumenta la viscosidad (Cas & Wright, 1993).

El contenido de cristales suspendidos en el magma tiende a incrementar la viscosidad (aumento de la fase sólida), mientras que el contenido de volátiles tiene diferentes efectos sobre la viscosidad dependiendo del compuesto del que se trate. Así por ejemplo, el agua ( $H_2O$ ) tiene un efecto despolimerizante (modificador de la estructura) en los magmas especialmente en los silícicos, es decir, al aumentar el contenido de agua disminuye la viscosidad. El dióxido de carbono ( $CO_2$ ) por el contrario, aumenta la polimerización (formación de la estructura). Por ello al aumentar su contenido aumenta la viscosidad. Los ácidos clorídrico (HCl) y fluorídrico (HF) tienen también un efecto despolimerizante y reducen considerablemente la viscosidad (Cas & Wright, 1993).

El efecto de burbujas fluídas en la viscosidad del magma puede ser variable, en magmas de baja viscosidad como los basaltos la exsolución de los volátiles puede tener relativamente poco efecto sobre la viscosidad, debido a que otros factores tales como la composición y la temperatura ejercen una influencia mucho más significativa, la presencia de burbujas puede, sin embargo, reducir aún más la ya de por sí reducida viscosidad. En magmas más félsicos sin embargo, la viscosidad del magma es inicialmente alta y puede ser afectada significativamente por la exsolución volviendo al magma más fluído, como en el caso de riolitas vesiculadas.

## 2.2.2.-PROCESOS MAGMATICOS.

Los magmas se originan y se transforman debido a diferentes procesos (Cepeda, 1985; Wilson, 1989), entre los cuales destacan la fusión parcial, la diferenciación magmática y la asimilación. El entendimiento de dichos procesos es importante ya que explican la génesis y desarrollo de la gran variedad de manifestaciones volcánicas que podemos reconocer en la superficie terrestre.

**Fusión Parcial:** La génesis del magma es explicada por medio de la fusión parcial de rocas del manto superior, las cuales pese a tener elevadas temperaturas se encuentran en fase líquida muy cercana a la sólida debido a que también se hayan sujetas a una gran presión por la gran profundidad a la que se encuentran, cuando sin embargo existe una disminución de la presión debido a fallamiento en las llamadas "zonas de debilidad", el magma tiende a desplazarse hacia la superficie.

En las zonas de subducción, cuando las placas chocan y la más pesada de ellas se hunde bajo la más ligera, la astenósfera adyacente calienta gradualmente a la placa subyacente hasta fundirla y generar magma, el cual es más ligero que las rocas que no están fundidas al tener una gran cantidad de gases disueltos, cuando debido a fallamiento se produce una disminución de la presión, el magma asciende a la superficie debido a su menor densidad.

El proceso de fusión es parcial, porque las rocas no se funden completamente a una temperatura dada, debido principalmente a los diferentes puntos de fusión que tienen los minerales que las constituyen, es por esto que los magmas de diferente composición provienen de diferentes grados de fusión parcial y de diferentes escenarios tectónicos. De esta manera, en las dorsales oceánicas y en los puntos calientes (hot spots) se genera principalmente magma basáltico, y en las zonas de subducción se presentan principalmente magmas andesíticos, sin embargo esta presencia de magmas de diferente composición es atribuida también a otros procesos los cuales intervienen en el desarrollo de los diferentes tipos de magmas.

**Diferenciación Magmática:** Es el conjunto de procesos mediante los cuales un magma primitivo más o menos homogéneo se separa en distintas fracciones que llegan a formar rocas de composiciones diferentes, los procesos de diferenciación se realizan principalmente cuando el magma se encuentra ascendiendo hacia la superficie y se va

enfriando y estacionando en los grandes reservorios denominados como "cámaras magmáticas". Se tienen varios mecanismos involucrados entre los cuales destacan:

- 1) Convección: cuando ocurren movimientos convectivos en la cámara magmática, principalmente en los márgenes, el magma adyacente a los cristales en movimiento desarrolla una densidad diferente a la de la cámara magmática y desarrolla una corriente de convección que lleva en suspensión a los cristales.
- 2) Mezcla: aunque es probable que las cámaras magmáticas permanezcan como sistemas cerrados, puede haber inyección de lotes frescos de magma nuevo provisto por la fusión parcial del manto subyacente.
- 3) Separación gravitacional: involucra hundimiento o flotación de los cristales de la fase sólida, dependiendo exclusivamente de su densidad y tamaño, además de la viscosidad de la fase líquida.
- 4) Cristalización fraccionada: es el proceso de diferenciación más importante, y consiste en la separación y remoción de sucesivas fracciones de cristales formados a partir de un magma que se enfría. De esta manera ciertos minerales en las rocas ígneas se encuentran normalmente asociados debido a que cristalizan casi a la misma temperatura, por ejemplo la ortoclasa con la oligoclasa, el olivino con la labradorita, la hornblenda con la andesina, etc. Siendo por el contrario muy raro encontrar juntos minerales como el cuarzo y la anortita, la muscovita y los piroxenos, el olivino y la ortoclasa, etc.

Bowen en 1928, propuso que a medida que se produce la cristalización, tiende a mantenerse el equilibrio entre las fases líquida y sólida, de modo que al descender la temperatura los primeros cristales reaccionan con el líquido y cambian de composición. La reacción puede ser progresiva, de tal modo que se producen "series de reacción continua", como es el caso de las plagioclasas, en donde las especies minerales cálcicas que cristalizaron primero se vuelven cada vez más ricas en sodio al descender la temperatura. Por otro lado, con el descenso de la temperatura, los minerales ferromagnesianos se transforman en otros minerales de estructuras cristalinas diferentes, por ejemplo el olivino en piroxenos y estos a su vez en anfíboles, tales cambios constituyen las denominadas "series de reacción discontinua".

Las series de reacción principales (discontinua y continua), se muestran en la **Figura 2.1**, (Strahler, 1992).

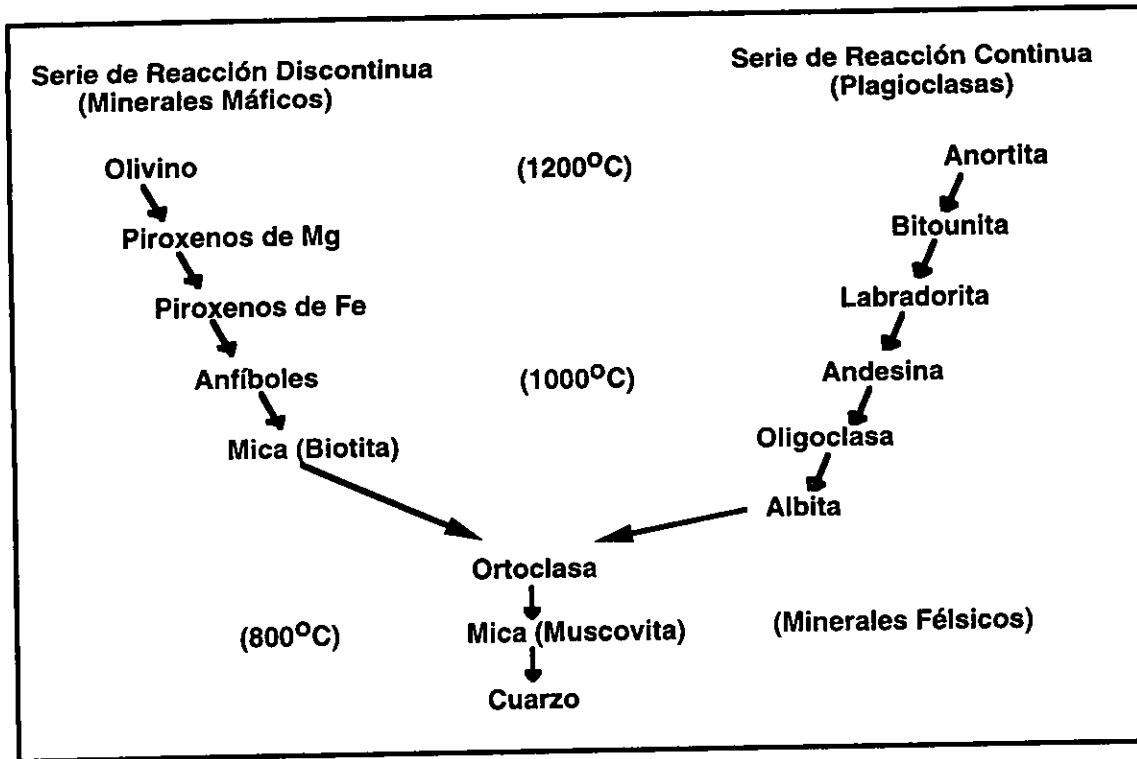


Figura 2.1 Las series de reacción de Bowen.

De esta manera, los minerales de mayor temperatura como son el olivino, piroxenos de Mg y plagioclasas cálcicas por lo general cristalizan juntos en ambas series generando así rocas tales como el gabro. De la misma forma, los minerales de menor temperatura también tienden a asociarse, de tal suerte que la biotita, los feldespatos alcalinos y el cuarzo a menudo se encuentran juntos en rocas félsicas como el Granito.

**Asimilación Magmática:** Es el proceso mediante el cual, el magma incorpora material con el que se halla en contacto, sean rocas encajonantes, xenolitos u otro magma de composición diferente. De este modo, el magma original puede sufrir una modificación en su composición.

Por el proceso de asimilación se ha sugerido la génesis de diversas rocas ígneas, tales como las dioritas en donde se produce una reacción de magma granítico con gabros o calizas y de rocas feldespatóídicas en donde se produce asimilación de calizas o dolomías por magmas silíceos.

### 2.2.3.-CLASIFICACION DE LAS ROCAS IGNEAS.

En los magmas, predomina fundamentalmente la fase líquida, pero cuando debido a disminuciones de presión y temperatura los magmas solidifican completamente, se convierten en rocas ígneas. Dependiendo de la velocidad de enfriamiento los cristales generados son más grandes cuando el enfriamiento es más lento y más pequeños cuando el enfriamiento es más rápido, de este modo surge una primera clasificación (Mottana et al, 1980) de las rocas ígneas generadas a partir del enfriamiento de un magma:

- a) **Intrusivas o plutónicas:** Cristalizan lentamente a profundidad, bajo condiciones de presión y de temperatura adecuadas para que se desarrollen cristales de tamaño relativamente grande, los cuales son fácilmente observables a simple vista (textura “fanerítica”).
- b) **Hipabisales o filonianas:** Son rocas cristalizadas a profundidad intermedia, bajo condiciones de presión y temperatura suficientes para que se desarrollen cristales relativamente grandes junto con cristales relativamente pequeños, tal textura se denomina “porfirítica” o “porfídica”.

- c) **Efusivas o volcánicas:** Rocas que solidifican en la superficie de la tierra, bajo condiciones de presión atmosférica y temperatura ambiental, debido a esto se produce un enfriamiento rápido del magma el cual genera cristales de tamaño sumamente pequeño e invisibles desarrollándose de esta manera la denominada textura "afanítica".

Otras formas de clasificar a las rocas ígneas se basan tanto en la composición química como en la mineralogía modal observable. De esta manera, por lo general las rocas plutónicas son clasificadas utilizando ambos criterios, y las rocas volcánicas sólo el primero.

La clasificación química de las rocas se basa en la composición obtenida del análisis químico global de cada roca (Cas & Wright, 1993, Rollinson, 1993), expresada en porcentaje en peso de los óxidos de los elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{H}_2\text{O}$ ).

El componente más abundante en los magmas es el  $\text{SiO}_2$ , el cual se encuentra presente en porcentajes variables entre el 35 y el 80%, es por esta razón que el contenido de este compuesto es utilizado como la base de la clasificación química de los magmas y de las rocas ígneas (Le Maitre, 1989; Cas & Wright, 1993), la cual los divide en:

- a) **Silíceos o félsicos:** Magmas y rocas ígneas que tienen más del 63% de  $\text{SiO}_2$ , y por lo tanto se consideran de alto contenido de sílice, como ejemplos de rocas ígneas intrusivas se tienen al granito y la granodiorita, y como ejemplos de rocas ígneas extrusivas se tienen a la riolita y a la dacita.
- b) **Intermedios:** Cuando el contenido de  $\text{SiO}_2$  se encuentra entre el 52% y el 63%, como ejemplo de roca ígnea intrusiva se tiene a la diorita, y como ejemplo extrusivo se tiene a la andesita.
- c) **Máficos:** El contenido de  $\text{SiO}_2$  se encuentra entre el 45% y el 52%, y se considera por tanto de bajo contenido de sílice, como ejemplo intrusivo de este tipo de rocas se tiene al gabro, y como ejemplo extrusivo se tiene al basalto.
- d) **Ultramáficos:** Cuando el contenido de  $\text{SiO}_2$  es inferior al 45%, como ejemplos de rocas ígneas se tienen a las peridotitas y las piroxenitas.

Otra manera de clasificar a las rocas ígneas químicamente es por medio de los esquemas de clasificación (Rollinson, 1993), de los cuales el más ampliamente utilizado es el diagrama de contenido total de álcalis y sílice (TAS), en el cual se grafica la suma del

porcentaje total en peso de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  contra el porcentaje total en peso de  $\text{SiO}_2$  (Figura 2.2), este esquema fué construido tomando en cuenta los resultados de cerca de 24,000 análisis de rocas volcánicas frescas llevando los nombres utilizados en la clasificación original (Le Maitre et al, 1989), procurando que los límites sean acordes al uso común con un mínimo de traslape entre las zonas adyacentes, cabe señalar que para hacer uso de este esquema de clasificación la muestra debe tener un porcentaje en peso de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ) menor al 2% y un porcentaje en peso de bióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) menor al 0.5%. Para la realización del esquema se deben ajustar los datos de peso porcentual a 100% en base seca, es decir sin tomar en cuenta a los volátiles.

En lo que respecta a la clasificación basada en la mineralogía modal observable, se toma en cuenta el hecho de que las rocas ígneas sólo tienen una docena de minerales esenciales (Cas & Wright, 1993), como son el cuarzo, feldespatos, feldespatoides, micas, anfíboles, piroxenos y olivino, los cuales le dan el nombre a la roca y pueden estar asociados en combinaciones y proporciones diversas.

De manera cuantitativa se miden los porcentajes de estos minerales con aparatos como el contador de puntos o la platina integratriz que se acoplan al microscopio petrográfico normal.

Se toman en cuenta varios parámetros modales para llevar a cabo la clasificación de las rocas ígneas en base a la construcción de los llamados "diagramas de Streckeisen" dependiendo del contenido de diversos tipos de minerales entre los cuales se encuentran:

**Q**= Minerales de sílice (cuarzo, tridimita y cristobalita).

**A**= Feldespatos alcalinos (ortoclasa, microclina, sanidino, anortoclasa, pertita y albita).

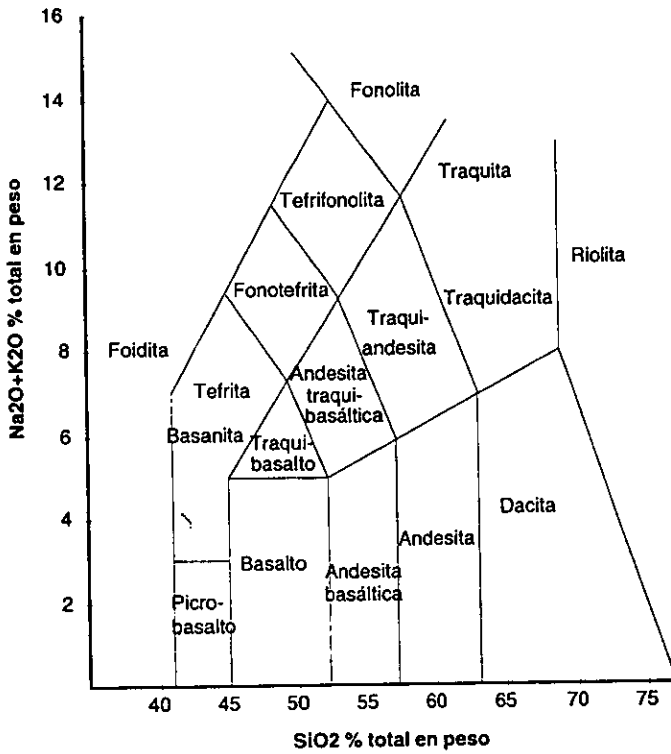
**P**= Plagioclasas ( $\text{An}_{5-100}$ ).

**F**= Feldespatoides (leucita, nefelina, sodalita, hauyna, analcima y cancrinita).

**M**= Micas, anfíboles, piroxenos, olivino, minerales opacos, y minerales accesorios como epidota, granates, melilita, monticellita y carbonatos primarios.

Las rocas que tienen al parámetro  $M > 90\%$  se conocen como "ultramáficas" y se clasifican según dos diagramas especiales en los cuales se tienen como vértices el contenido de olivino, ortopiroxenos, clinopiroxenos y hornblenda, en cambio las rocas que tienen al parámetro  $M < 90\%$  se clasifican utilizando el doble triángulo QAPF (Figura 2.3).





**Figura 2.2** Diagrama de contenido total de álcalis y sílice (TAS), (tomado de Le Maitre et, al, 1989).

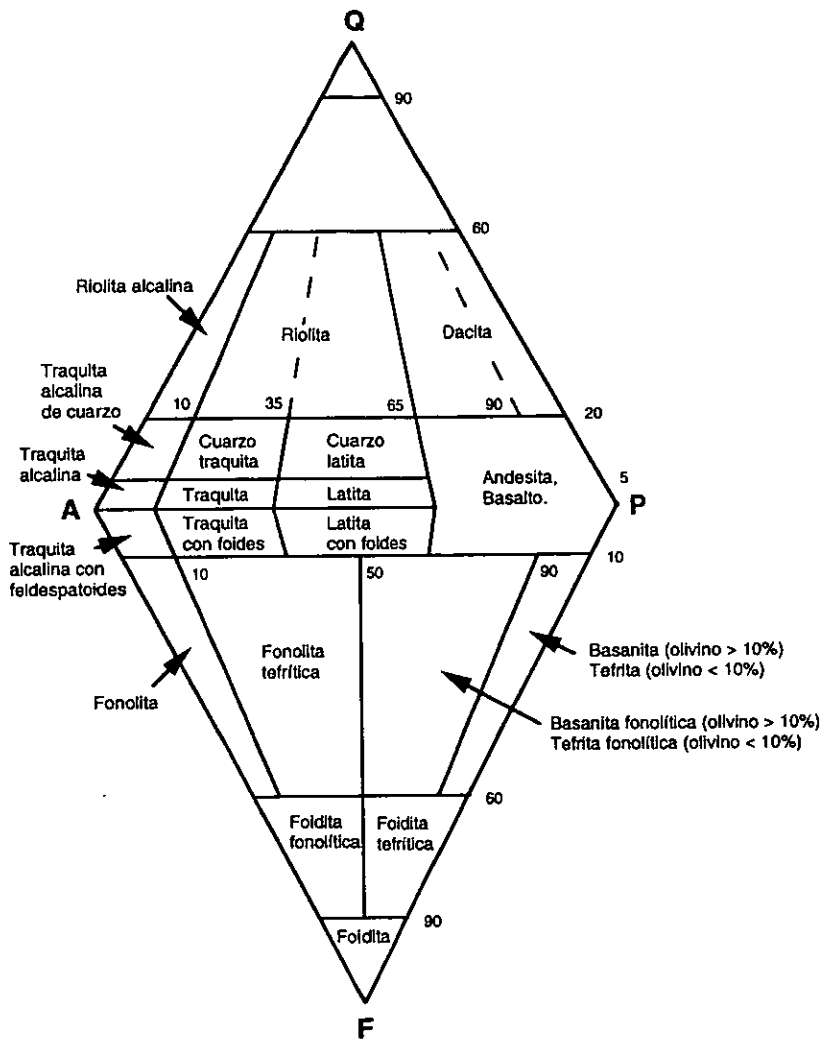


Figura 2.3 Diagrama de Streckeisen para las rocas volcánicas con  $M < 90\%$ , utilizando el doble triángulo QAPF (Le Maitre, 1989).

## 2.2.4.-SERIES MAGMATICAS.

Las rocas ígneas de un ambiente tectónico particular rara vez son todas de la misma naturaleza, en la mayoría de los casos pertenecen a diversos tipos químicos y petrográficos; tales asociaciones no son fortuitas y a escala mundial tienen un carácter repetitivo (Cas & Wright, 1993), a partir de tales asociaciones surge el concepto de serie magmática.

En general existen cuatro series magmáticas principales, las cuales han sido denominadas series toleítica, calcialcalina, alcalina y shoshonítica.

- 1) **Serie Toleítica:** Se encuentra constituida de rocas relativamente ricas en fierro, en donde la relación Fe/Mg es mayor que la cantidad de K y de Na, además de tener una baja relación  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$  la serie está compuesta por las rocas siguientes, enumeradas de la más máfica a la más félsica: basalto picrítico (oceanita), toleíta de olivino o basalto toleítico, toleíta o cuarzo-toleíta, andesita toleítica (islandita), dacita y riolita. Desde el punto de vista mineralógico, la pigeonita (píroxeno pobre en calcio) es el mineral más característico de la serie, el olivino cuando está presente, aparece sobre todo bajo la forma de fenocristales a veces en cantidades importantes, a menudo muestra una reacción con el líquido sobresaturado en sílice y se transforma en ortopíroxeno, en las lavas intermedias se halla ausente, pero puede volver a aparecer en las lavas félsicas mostrando un alto contenido en fayalita. Como ejemplos de ambientes tectónicos en donde se presenta esta serie se encuentran las dorsales oceánicas y los puntos calientes (hot spots).
- 2) **Serie Calcialcalina:** Se caracterizan por un contenido relativamente pobre en fierro, además de una mayor saturación en sílice, la relación K/Na es mayor que la cantidad de Fe y Mg, las lavas que la caracterizan son los basaltos ricos en Al, andesitas, dacitas y riolitas, el mineral más característico es el ortopíroxeno, presente en forma de fenocristales y de matriz, mientras que la pigeonita es rara o está ausente, el olivino aparece a menudo bajo la forma de fenocristales en los miembros básicos e intermedios pero es inestable y como consecuencia de reacciones con el líquido se transforma en ortopíroxeno. Esta serie se presenta generalmente en arcos volcánicos.

- 3) **Serie Alcalina:** Presenta un valor alto en la relación  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ , además de contener olivino estable, tanto en fenocristales como en la matriz, presencia de feldespatoides como consecuencia de su déficit en  $\text{SiO}_2$  y ausencia de ortopiroxenos y clinopiroxenos pobres en calcio. Se han definido dos secuencias (Irvine & Baragar, 1971), una potásica ( $\text{Na}/\text{K} < 1$ ) y otra sódica ( $\text{Na}/\text{K} > 1$ ), la primera está representada por traquiandesitas, tristanitas, traquitas y fonolitas potásicas, y la segunda por basaltos alcalinos y basanitas, hawaiitas, mugearitas, benmoeritas y traquitas o fonolitas. Desde el punto de vista mineralógico, la serie se identifica por la ausencia de hiperstena y pigeonita, por la presencia de clinopiroxenos más ricos en Ca y Ti que en las series magmáticas precedentes y por la presencia de olivino en fenocristales. Se presenta la serie generalmente en zonas de post-arco volcánico.
- 4) **Serie Shoshonítica:** Se caracteriza por un elevado contenido de K (>17%), el esquema de clasificación  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  es inadecuado para caracterizar a las lavas de esta serie, pues quedan incluidas en el campo de la serie alcalina. Desde el punto de vista químico presentan contenidos elevados en potasio con una relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  cercana a la unidad y contenidos relativamente bajos en  $\text{TiO}_2$ . Esta serie se presenta sobre todo en las márgenes continentales y ciertos arcos insulares.

### 2.2.5.-FLUJOS DE LAVA.

Los magmas al llegar a la superficie terrestre por medio de orificios volcánicos centrales (cráteres) o fisuras, reciben el nombre genérico de lavas. Estas, dependiendo de su composición química tendrán un distinto comportamiento de flujo el cual es reflejo de su viscosidad, de este modo las lavas de composición félsica (riolíticas y dacíticas), al ser más viscosas fluyen más lentamente que las lavas de composición máfica (basálticas), que tienen un comportamiento de flujo más rápido (Cas & Wright, 1993).

Las lavas máficas al tener mayor dificultad para fluir se acumulan por encima del conducto de salida y forman flujos gruesos y de poca extensión, o bien, se acumulan

generando una forma cómica o sobresalen como espinas. Sin embargo la inmensa mayoría de las erupciones riolíticas se producen de forma violenta generándose de este modo, una gran cantidad de material fragmentado.

Las lavas de composición andesítica, también a menudo hacen erupción con violencia explosiva, y por tanto generan material fragmentado, aunque también pueden tener una erupción más tranquila y generar flujos de lava. De este modo, se construyen los estratovolcanes al alternar depósitos de material fragmentado con depósitos de lavas más fluidas y menos explosivas.

Las lavas basálticas son muy móviles y fluidas debido a su baja viscosidad, lo que permite que se desplacen de un modo relativamente fácil sobre distancias considerables que pueden llegar a exceder 100 km, constituyendo flujos extensos y generalmente de poco espesor, en promedio de unos cuantos metros, pero que puede variar entre algunos centímetros y 400 metros. Aunque el movimiento generalmente es lento, en pendientes pronunciadas pueden llegar a alcanzar velocidades de hasta 45 km/hr.

Los flujos de lava de composición basáltica pueden presentar varios tipos de estructuras entre las cuales destacan las siguientes:

**Pahoehoe:** Es lava que se caracteriza por solidificarse en una superficie lisa, ondulante o acordonada, característica de magmas muy fluidos de poco espesor que dan lugar a vesículas subsféricas regulares sumamente abundantes.

**Aa:** Lava con una superficie rugosa, la cual presenta mayores espesores que la Pahoehoe y avanza con mayor lentitud debido a que posee una mayor viscosidad, internamente presentan vesículas irregulares elongadas.

**Lava en Bloques:** Consiste en bloques angulares de caras lisas que se encuentran sueltos o desprendidos y los cuales llegan a alcanzar un espesor considerable, se forman por movimientos rápidos de lava que se encuentra muy viscosa.

## 2.3.-VOLCANISMO EXPLOSIVO.

### 2.3.1.-MATERIALES IGNEOS FRAGMENTADOS.

El material ígneo fragmentado, en fase sólida o líquida que es arrojado directamente por las erupciones volcánicas en forma violenta o explosiva, es denominado genéricamente como "material piroclástico" (Fisher & Schmincke, 1984), y su acumulación en la superficie terrestre recibe el nombre genérico de "tefra".

Las explosiones magmáticas son el resultado del escape súbito de gases del magma confinados bajo presión. Otro tipo de explosiones, denominadas freáticas, resultan de la transformación en vapor del agua subterránea por la acción del magma, y si se deben a la mezcla de gases magmáticos y vapor no magmático se llaman freatomagmáticas.

De acuerdo con su tamaño, el material piroclástico se clasifica en bombas y bloques si su diámetro es superior a 64 mm; lapilli, si está comprendido entre 64 y 2 mm, y ceniza, si es inferior a 2 mm. Los bloques son fragmentos angulosos ya sólidos en el momento de la erupción, mientras que las bombas son fluidas y sus formas redondeadas son moldeadas por rotación cuando se encuentran en el aire. Los términos lapilli y ceniza son independientes del estado original, sólido ó líquido del material.

En lo que se refiere a su composición, los piroclastos se clasifican en:

**Juveniles:** Son los fragmentos que proceden de magma nuevo, es decir que fueron producidos directamente de la cámara magmática, tales como líticos juveniles, pómez, escoria, vidrio y cristales.

**Accesorios:** Son los fragmentos que fueron producidos por erupciones anteriores y corresponden a parte del edificio volcánico el cual fué roto por la explosión.

**Accidentales:** Son los fragmentos que provienen del basamento o de las paredes del volcán de tipo ígneo o no, reciben el nombre genérico de "xenolitos".

### 2.3.2.-DEPOSITOS PIROCLASTICOS.

Existen 3 tipos fundamentales de depósitos piroclásticos (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1993) entre los cuales se encuentran:

**1) Depósitos de Caída:** Son originados cuando los piroclastos caen libremente por gravedad y dan lugar a un depósito estratificado el cual cubre la topografía y disminuye de espesor de manera paulatina a medida que aumenta la distancia de la fuente. Muestran una clasificación de las partículas componentes que puede ser burda a muy completa y depende del tamaño y la densidad de los granos originándose gradación normal o inversa. En general, los depósitos se encuentran soportados clasto a clasto y están constituidos por pómez, líticos, cristales y vidrio, la pómez generalmente es angulosa y/o vesicular.

**2) Depósitos de Flujos piroclásticos:** Son producidos cuando una mezcla turbulenta de gases y materiales piroclásticos de temperatura generalmente superior a los 700°C son arrojados en forma explosiva a partir de un cráter o fisura, y se mueven por las laderas del volcán o por la superficie del terreno a velocidades que pueden alcanzar los 200 km/hr. Los depósitos transforman la topografía de la zona por donde pasan, al rellenar las barrancas y depresiones, por lo que su espesor no se mantiene constante, generalmente tienen un aspecto masivo y se encuentran soportados por la matriz, la cual se encuentra sumamente pulverizada, y los componentes pueden ser líticos, pómez, cristales y vidrio de tamaños variables desde bloques hasta ceniza, la pómez generalmente es subredondeada a redondeada y poco vesiculada. Además, los depósitos pueden presentar carbón, estructuras de desgasificación e imbricación de fragmentos.

**3) Depósitos de Oleadas piroclásticas:** Son conocidas comúnmente con el nombre de "surges", y consisten en flujos turbulentos de gases y material volcánico a temperaturas mayores a la ambiental, en donde la concentración de gases es mucho mayor que la concentración de sólidos, por lo que son más fluidas que los flujos piroclásticos. En general se distinguen dos tipos de depósitos: los húmedos, en donde la cantidad de agua es mayor que la cantidad de partículas y gases, y los secos en donde es a la inversa. Los depósitos no conservan espesores, están soportados por matriz (grano a grano), presentan estratificación cruzada, estructuras de deposición distales como dunas y antidunas de ángulo bajo, lapilli acrecional (en el caso de los húmedos), y gran presencia de piroclastos accidentales los cuales son más abundantes con respecto a los otros tipos de depósitos piroclásticos.

### 2.3.3.-TIPOS DE ERUPCIONES.

Las erupciones volcánicas consisten en la salida de magma en fase sólida o líquida a la superficie terrestre, ya sea en forma de lava o de material fragmentado, los cuales al acumularse progresivamente van construyendo a los volcanes (Cas & Wright, 1993), los cuales dependiendo de su naturaleza se clasifican en:

**Monogenéticos:** Cuando el volcán registra una sola erupción y cesa su actividad para extinguirse por completo, como ejemplos se tiene a los conos simples, como es el caso del Parícutin y del Xitle.

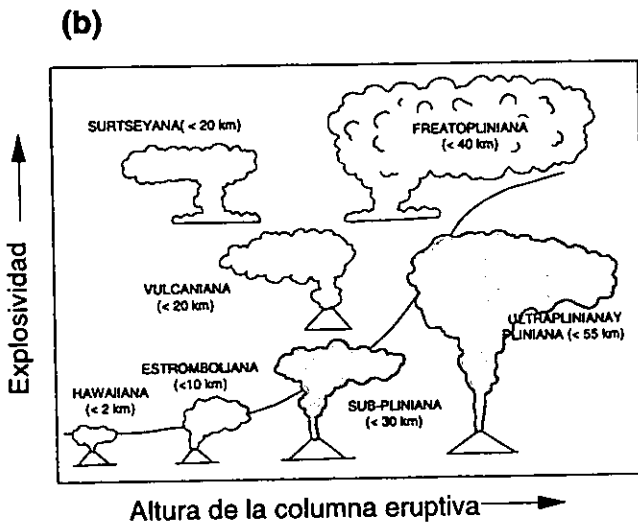
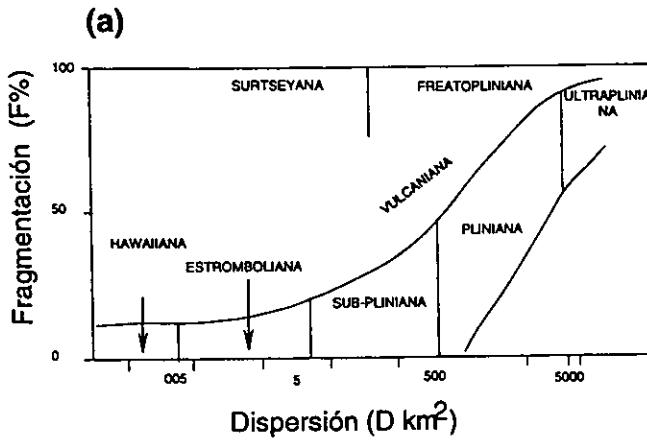
**Poligenéticos:** Cuando en un mismo volcán hay distintos periodos de desactivación y reactivación en lapsos de miles a cientos de miles de años, como ejemplos tenemos a los estratovolcanes, los cuales se encuentran constituídos por la alternancia de flujos de lava y depósitos piroclásticos como es el caso del Popocatépetl y el Nevado de Toluca.

Las erupciones volcánicas pueden tener diferentes grados de magnitud, y en un mismo volcán se pueden generar diferentes tipos de erupciones (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1993), de índole magmático o hidromagmático. Entre las magmáticas se encuentran las siguientes, nombradas y descritas primeramente por (Lacroix, 1904), con base al volcán o área volcánica en la cual fueron observadas: Hawaiana, Estromboliana, Vulcaniana y Pliniana.

Sin embargo con el transcurso del tiempo los términos resultaron ser un tanto amplios y poco definidos, hasta que (Walker, 1973) desarrolló un esquema de clasificación basado en mediciones de campo y datos de laboratorio, el cual consta de dos parámetros que son el área de dispersión y el grado de fragmentación. El primero consiste en el área comprendida en la isopaca que representa al 1% del máximo espesor y es llamado D, y el segundo es una medida del grado de fragmentación, llamado F, el cual es el valor en porcentaje de material más fino que 1 mm determinado de muestras donde el área de las isopacas representa al 10% de el máximo espesor tomando como referencia el eje principal de dispersión (**Figura 2.4a**).

Otros parámetros que son utilizados son la explosividad, y la altura de la columna eruptiva (**Figura 2.4b**), los cuales se basan en características medibles en los depósitos, una descripción más amplia de los tipos de erupciones volcánicas y sus depósitos con base en su magnitud es la siguiente:





**Figura 2.4** a) Gráfica Dispersión-Fragmentación, utilizada para caracterizar diferentes tipos de depósitos piroclásticos de caída, y (b) Misma Gráfica pero en términos de la altura de la columna eruptiva y la explosividad, (tomadas de Cas & Wright, 1993)

**Hawaiana:** Erupciones de lavas basálticas de baja viscosidad en donde se genera un volcanismo efusivo sin explosiones violentas, las cuales sin embargo, llegan a alcanzar alturas de cientos de metros, se generan diferentes productos entre los cuales destacan los flujos de lava pahoehoe, aa y escoria soldada.

**Estromboliana:** Son erupciones que van desde pequeñas explosiones, hasta columnas eruptivas de cerca de un km de altura, ocurren en magmas un poco más viscosos que los hawaianos que al ser fragmentados generan bombas volcánicas que describen trayectorias parabólicas. Se generan principalmente depósitos de escoria y vidrio basáltico los cuales suelen tener una distribución restringida.

**Vulcaniana:** En estas erupciones la columna eruptiva llega a alcanzar alturas cercanas a los 10 km, produciendo caída de ceniza en áreas distantes, los magmas son más ácidos y viscosos que los de las erupciones hawaiana y estromboliana por lo que son más explosivos, llegan a producir depósitos de caída de pómez de poca distribución y también flujos piroclásticos de dimensiones pequeñas.

**Pliniana:** Son erupciones explosivas que se caracterizan por la formación de columnas eruptivas que alcanzan alturas estratosféricas, las cuales pueden entrar en tres rangos principales: Subpliniana cuando la altura de la columna se encuentra entre 10 y 20 km, Pliniana cuando se encuentra entre 20 y 45 km y Ultrapliniana cuando es mayor de 45 km.

Se originan por la fragmentación de una columna de magma de composición intermedia a félsica lo cual produce liberación repentina a velocidades supersónicas de pómez vesiculado, líticos juveniles, accesorios y accidentales de tamaños desde bloques hasta ceniza, gases y vapor de agua. La mezcla de partículas volcánicas y gases asciende por convección hasta que alcanza la estratosfera en donde empieza a enfriarse y entonces es transportada por la dirección de los vientos predominante sobre el llamado eje de dispersión. Los volúmenes de material generado pueden llegar a ser de hasta varios km<sup>3</sup>.

## 2.4 PROCESOS HIDROLOGICOS ASOCIADOS AL VULCANISMO.

En el estudio de depósitos de origen volcánico, nos encontramos con procesos en los cuales el agua actúa como el agente importante de transporte de materiales sueltos en grandes volúmenes, antes, durante y después de una erupción.

Es fundamental reconocer las estructuras de los depósitos para entender los mecanismos de emplazamiento, al entender estos mecanismos conoceremos la forma en que se generaron, los alcances y los procesos hidrológicos involucrados.

Los procesos hidrológicos que se asocian al vulcanismo, incluyen un amplio rango de concentraciones de sedimento, sin embargo existen cuatro tipos reológicos básicos (Pierson & Costa, 1987):

**Flujo granular:** se refiere a una masa de material granular sólido que fluye bajo la acción de la fuerza de gravedad y es controlada por fuerzas de impacto friccionales, inerciales y colisionales entre las partículas, aunque el agua se encuentra comúnmente presente en flujos granulares naturales, el flujo granular involucra predominantemente material no saturado en donde el valor de la presión de poro del agua es generalmente menor que valores hidrostáticos.

**Flujo lechado:** una mezcla de agua y material sólido granular que fluye bajo la acción de la fuerza de gravedad. La mezcla posee suficiente esfuerzo cortante para suspender indefinidamente clastos del tamaño de la grava, aunque en general, la estructura consiste de granos pobremente clasificados, y el valor de la presión de poro del agua es generalmente mayor que valores hidrostáticos.

**Flujo hiperconcentrado:** una mezcla fluyente de agua y partículas sólidas intermedia en proporción entre flujo lechado y flujo de agua, definida originalmente (Beverage & Culbertson, 1964) para mezclas naturales de sedimento y agua las cuales tienen concentraciones de sedimento entre el 40 y el 80 % en peso, (20 a 60 % en volumen). Esta definición original fué limitada a una específica distribución de tamaño de grano para una localidad particular; la definición más general identifica a este tipo de flujos como una mezcla fluida de agua y sólidos granulares que posee un esfuerzo de cedencia "yield strength", medible, (probablemente menor de 400 dinas/cm<sup>2</sup>), dicho esfuerzo se produce aproximadamente cuando la concentración de partículas sólidas se encuentra entre 55 y 60% (finos solamente) en peso (35 a 40% en volumen), (Fei, 1983;

Major & Pierson, 1992). Es más viscoso y menos turbulento que el flujo de agua, pero es incapaz de cargar clastos del tamaño de gravas en suspensión como lo hacen los flujos lechados.

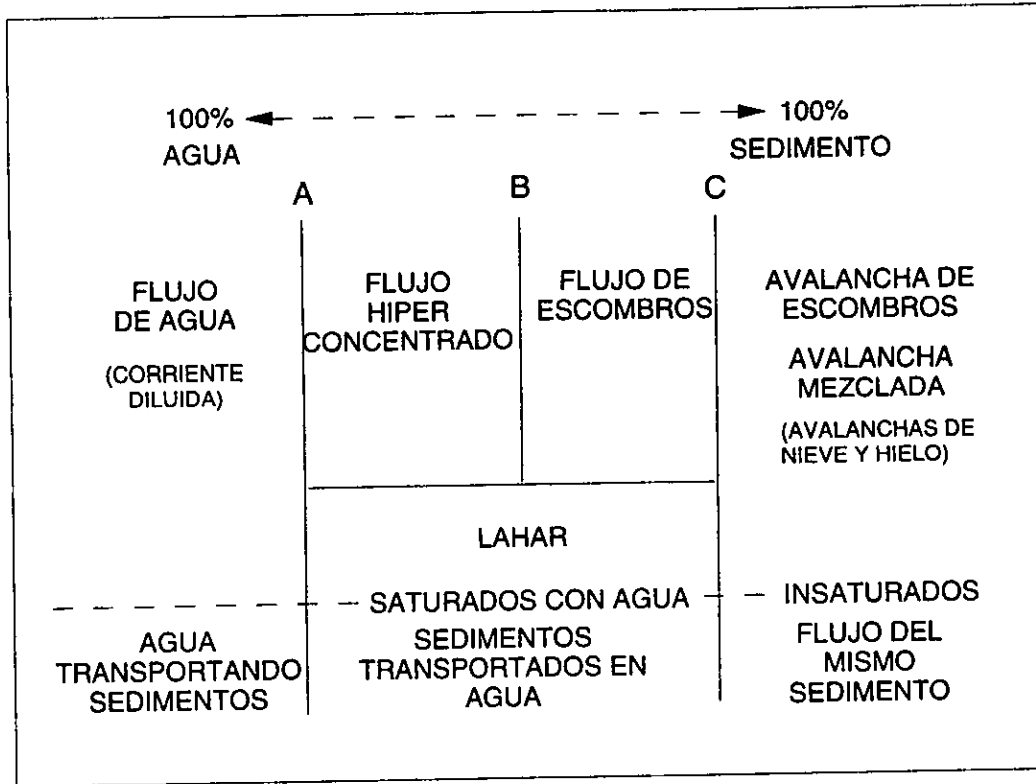
**Flujo normal de agua:** una corriente de agua que tiene una muy pequeña concentración de sólidos granulares, la cual no afecta su comportamiento reológico que es la de un fluido newtoniano (los fluidos newtonianos son aquellos fluidos en los cuales existe una relación lineal entre el esfuerzo cortante y la deformación).

Estos 4 tipos reológicos básicos de flujo pueden ocurrir de manera contemporánea o muy posteriormente a una erupción volcánica. La proporción de sedimento y agua en estos flujos puede también cambiar durante el flujo, una vez que la mezcla de sedimento y de agua empieza a moverse generalmente encuentra material erosionable a lo largo de su cauce, (escombros piroclásticos, nieve, hielo fragmentado, sedimento del fondo del valle y agua), la erosión y la mezcla ocurren generalmente en laderas lo suficientemente empinadas, (generalmente mayores a los 10 grados), al proceso en el cual la mezcla fluyente incrementa su volumen por incorporación de material erosionado se le llama "acreción" o "bulking" en inglés, (Pierson et al, 1990; Vallance & Scott, 1997).

A las masas de roca fragmentada relativamente secas, (no licuadas) y comúnmente mezcladas con hielo, nieve y otros escombros disponibles, y que se mueven predominantemente como flujos granulares muy rápidos se les llama **avalanchas de escombros** (Varnes, 1978; Ui, 1983; Siebert, 1984, 1996; Pierson & Costa, 1987).

A las mezclas de escombros de roca y agua, viscosos, licuados (saturados con agua), parecidos al concreto húmedo, que tienen un significativo esfuerzo de cedencia "yield strength" y son capaces de transportar partículas del tamaño de la grava (es decir que tienen la concentración de un flujo lechado), son llamados **flujos de escombros**. (Costa, 1984; Pierson & Costa, 1987).

Los flujos de escombros y los flujos hiperconcentrados que ocurren en zonas volcánicas son colectivamente denominados como **lahares** (Smith & Fritz, 1989; Smith & Lowe, 1991). (Figura 2.5)



**Figura 2.5** Tipos de flujos de mezclas de sedimento y agua basados en las proporciones relativas de sedimento y agua (Tomado de Pierson & Costa, 1987; Smith & Lowe, 1991)

## 2.4.1 LOS LAHARES.

### INTRODUCCION.

Lahar es un término de origen Indonesio el cual ha sido ampliamente utilizado en la literatura geológica y volcanológica, sin embargo continúa teniendo diferentes significados para diferentes autores Van Bemmelen (1949) los describió como “flujos de lodo que contienen escombros y bloques angulares de origen principalmente volcánico”. Más recientemente el término se ha utilizado como un sinónimo de “flujo de lodo volcánico o flujo de escombros” (Crandell, 1971; Fisher & Schmincke, 1984; Pierson & Scott, 1985), sin embargo es muy importante aclarar que los lahares por una parte no solamente transportan partículas volcánicas del tamaño de los lodos ( $< 1/16$  mm), y por otra parte no incluyen solamente a los flujos de escombros (Smith & Fritz, 1989; Smith & Lowe, 1991).

La definición que se utilizará en este trabajo es la siguiente: “Un lahar es una mezcla fluída de agua y partículas volcánicas de tamaños diversos cuya concentración es igual o mayor a la de los flujos hiperconcentrados”, (es decir que la mezcla de agua y partículas volcánicas produce un esfuerzo de cedencia medible el cual es de aproximadamente 400 dinas/  $\text{cm}^2$ ), en otras palabras un lahar puede significar tanto flujos de escombros volcánicos, flujos hiperconcentrados volcánicos, y los flujos transicionalmente reológicos entre ambos.

## 2.4.2 LOS FLUJOS DE ESCOMBROS.

Los flujos de escombros son mezclas de escombros de roca fragmentados saturados con agua (o flujos lechados), los cuales fluyen bajo la fuerza de gravedad. Fueron definidos originalmente (Beverage & Culbertson, 1964) como aquellos flujos que tienen 80% en peso o más, (es decir más del 60% en volumen) de partículas sólidas. Posteriormente otros autores: (Costa, 1984, 1988; Costa & Williams, 1984; Johnson, 1984; Pierson, 1995), dieron una visión más amplia del carácter de los flujos de escombros naturales: fuerzas fluídas y sólidas controlan conjuntamente los mecanismos

de flujo. Esta característica distingue a los flujos de escombros de: (1) avalanchas de escombros secas (también llamadas avalanchas de roca o flujos de grano secos), en las cuales fuerzas colisionales y friccionales entre partículas sólidas dominan la disipación de energía y el transporte del flujo, y (2) flujos de agua cargados de sedimento, en los cuales fuerzas fluídas dominan el comportamiento. Un tratamiento más amplio de la movilización, flujo y procesos deposicionales está dado por Iverson, 1997; Iverson et al, 1997; Major, 1996, 1997.

**Propiedades del material:** Un flujo de escombros típico está compuesto de una lechada densa y saturada de agua y sedimento pobremente clasificada la cual se asemeja en consistencia al concreto húmedo. La arena y la grava son generalmente los tamaños de partículas dominantes, sin embargo el rango de tamaño total se extiende generalmente a arcilla y cantos. El contenido de finos (limo y arcilla) es normalmente menor al 25% y el contenido de arcilla es generalmente menor al 10%. Algunos depósitos pueden contener vesículas pequeñas de burbujas de aire (~ 1 mm), debido a que los flujos comúnmente ingieren pequeñas cantidades de aire durante el flujo.

Los flujos de escombros, típicamente están compuestos de aproximadamente dos terceras partes de sedimento y una tercera parte de agua en volumen. Debido a la mezcla de sedimento, son muy pobremente a pobremente clasificados. Las densidades de los flujos de escombros tienen un rango que va de aproximadamente 1800 a 2300 kg/m<sup>3</sup>.

Si los vemos como simples fluídos viscosos, son típicamente 10 000 a 100 000 veces más viscosos que el agua, y pueden transportar partículas de roca del tamaño de la grava en suspensión. Grandes peñascos de más de 10 metros de diámetro (cantos rodados grandes a muy grandes), han sido transportados por flujos de escombros pero no en suspensión.

Se reconocen generalmente por pertenecer a alguna de dos amplias categorías, basados en la distribución de tamaño de sus depósitos: flujos granulares o no cohesivos, los cuales contienen muy poco material arcilloso y flujos lodosos o cohesivos los cuales son más ricos en material arcilloso. La distinción tiene importantes implicaciones acerca de la génesis del flujo: los flujos granulares son casi siempre originados por la movilización de depósitos superficiales relativamente frescos, dada por lluvias intensas, rompimiento de represas naturales, o rápido derretimiento de nieve inducido por una erupción. Los flujos de escombros cohesivos son generalmente originados por el colapso de una parte del

edificio volcánico la cual contiene material que ha sufrido alteración hidrotermal o intenso intemperismo tropical. El trabajo de campo realizado para diferentes volcanes ha mostrado que el límite entre estos dos flujos es de 3 a 5% de partículas arcillosas por peso relativo de la mezcla total (Scott, 1988a,b, 1989; Scott et al, 1995) ó de 5% de arcilla por peso relativo de la fracción de matriz (Vallance & Scott, 1997).

Desde el punto de vista de la mecánica de fluidos, los términos “cohesivo” y “no cohesivo” pueden ser confusos, porque en los flujos de escombros cohesivos, la arcilla sólo es un componente menor de las mezclas dominantes de arena y grava, y no hay suficiente arcilla presente para que las fuerzas cohesivas desempeñen un papel importante en el comportamiento de flujo del material (Iverson, 1997). Sin embargo, los depósitos de flujos de escombros cohesivos (lodosos) pueden ser distinguidos de depósitos de flujos de escombros no cohesivos (granulares) sobre la base de la “cohesividad” de muestras de mano en el campo, y de este modo la terminología tiene validez práctica.

**Inicio:** Los flujos de escombros se movilizan en dos pasos: primero, una masa de agua y escombros de roca es puesta en movimiento, y segundo, ocurren cambios físicos a la masa en movimiento (contracción o dilatación del volumen, rompimiento de uniones cohesivas, incorporación de agua y/o sedimento adicionales).

**Mecanismos:** El movimiento inicial de la masa de agua y sedimento puede ser originado por diferentes mecanismos los cuales son: (1) avalanchas volcánicas; (2) explosiones freáticas y explosiones dirigidas; (3) flujos piroclásticos calientes, oleadas piroclásticas y flujos de lava que causan rápido derretimiento de nieve; (4) lluvias intensas; (5) rompimiento de un lago cratérico durante erupciones volcánicas; (6) liberación de agua almacenada bajo una cubierta de hielo (jökulhlaup); (Neall, 1976; Pierson et al, 1990; Iverson et al, 1997).

Laderas abruptas, canales con flancos inestables, vegetación dispersa o ausente y flujo turbulento rápido son condiciones que favorecen la incorporación de sedimento suficiente (Pierson, 1997).

**Comportamiento dinámico:** Los flujos de escombros rara vez se mueven como un flujo constante o uniforme, generalmente ellos se mueven como una ó más oleadas (Iverson, 1997), estas oleadas ó “pulsaciones” se han observado tanto en flujos que se



mueven rápidamente sobre laderas relativamente abruptas, como en flujos que se mueven lentamente sobre laderas suaves.

En una sección de corte longitudinal (Figura 2.6), los "pulsos" tienen: (1) una "cabeza" abrupta, la cual tiende a tener una alta concentración de clastos gruesos (cuando estos se encuentran disponibles para ser transportados); (2) un cuerpo principal móvil licuado y (3) una "cola" de descarga y concentración de sedimento la cual se puede volver lo suficientemente diluida para transformarse en un flujo hiperconcentrado (Pierson & Scott, 1985; Pierson & Costa, 1987).

A velocidades relativamente bajas (menores de 5 a 10 m/s, dependiendo de la profundidad y composición), los flujos de escombros pueden presentarse como flujos laminares. Los daños que pueden hacer a construcciones y otras estructuras bajo esas condiciones es generalmente limitado a inundación pasiva y enterramiento con pocos daños en la estructura. Para velocidades más grandes y en lugares donde el flujo es perturbado por irregularidades en el sustrato, el flujo se vuelve fuertemente agitado y turbulento (Costa & Williams, 1984; Pierson, 1995). Los daños a construcciones y estructuras en este tipo de flujo pueden ser catastróficos, incluso edificios de concreto reforzado pueden ser totalmente destruidos (Pierson et al. 1990).

La apariencia y comportamiento de los frentes de flujo dependen de la abundancia relativa de los escombros gruesos disponibles. Si pocos clastos gruesos se encuentran presentes, los frentes de flujo se mostrarán similares en composición al cuerpo principal del flujo pero más agitados y salpicados. Las acumulaciones de clastos gruesos en los frentes y márgenes laterales de los flujos juegan un papel muy importante en causar que los flujos de escombros se detengan (Major, 1996). Tanto en flujos de escombros granulares y lodosos, el material que se encuentra atrás de la cabeza se vuelve progresivamente más diluido con la distancia, aunque esta transición longitudinal es más pronunciada en flujos granulares. Las colas de los flujos se transforman comúnmente en flujos hiperconcentrados, volviéndose más turbulentos y más erosivos que el cuerpo principal del flujo (Pierson, 1985b; 1986).

La estratificación por densidad puede ocurrir en flujos de escombros a unos pocos metros de profundidad cuando los clastos presentes exceden la competencia suspensión del flujo. Pequeños cantos rodados (menores a 0.5 m) son suspendidos típicamente en

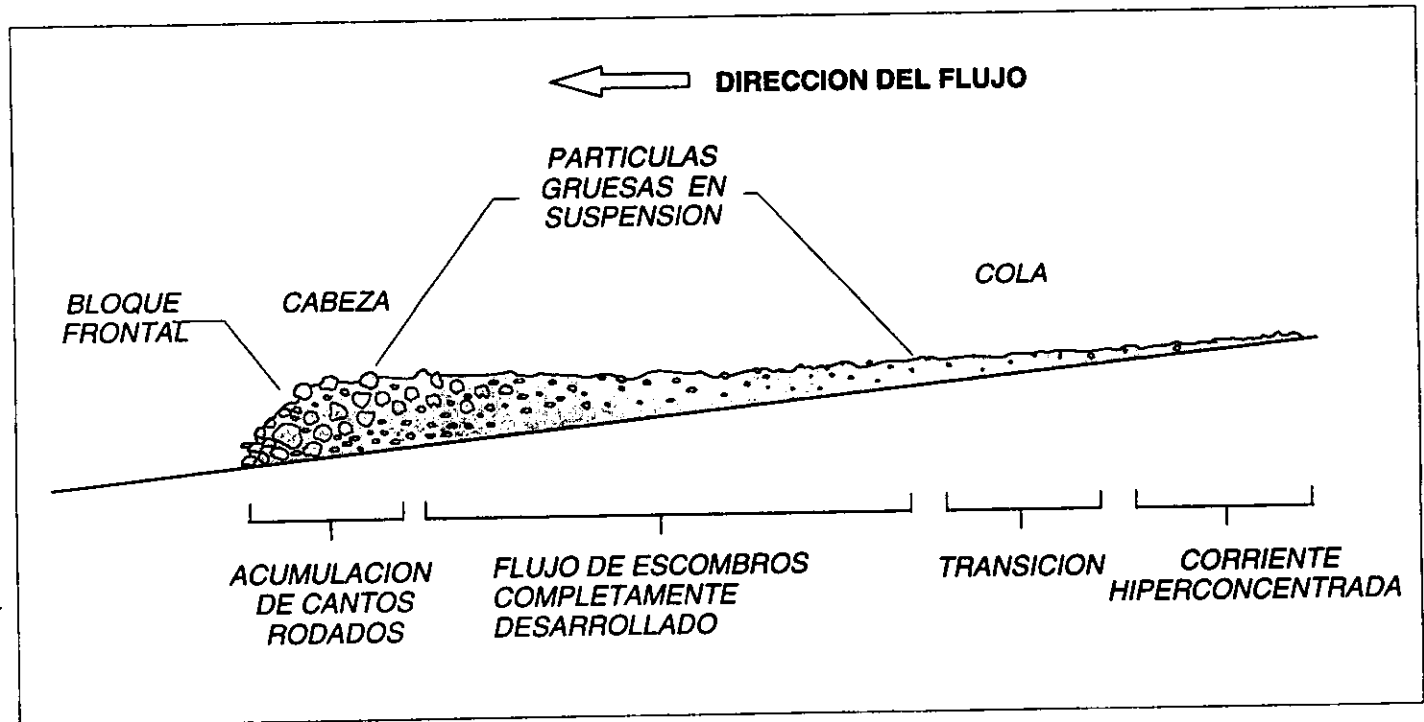


Figura 2.6 Representación esquemática de un flujo de escombros.

flujos de escombros, clastos más grandes son comúnmente transportados por saltación, rodados y arrastrados (Lowe, 1979; Scott, 1988a; Pierson et al, 1990).

Los flujos de escombros se pueden mover rápidamente, a pesar de su gran contenido de partículas sólidas, y pueden adquirir velocidades tan altas como la de los flujos de agua, a profundidades e inclinación de canal similares. Las razones de esta similitud no son todavía del todo entendidas. Se sabe que los flujos de escombros volcánicos fluyen tan rápido como 40 m/s (144 km/hr), en especial los que han sido producidos por flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas, los cuales le imparten momentum a los flujos (Pierson, 1995). Sin embargo, la mayoría de los flujos de escombros alcanzan velocidades de entre 5 y 15 m/s (18 y 54 km/hr) generalmente, las velocidades del frente son ligeramente menores que las velocidades de flujo del cuerpo principal (Pierson, 1985b, 1986).

La magnitud del flujo (medida como descarga pico o volumen total) depende de: (1) los volúmenes iniciales de escombros y agua movilizados, y (2) el volumen de material adicional que entra durante el flujo. Comparados con flujos de agua, los flujos de escombros grandes pueden tener descargas pico extraordinariamente grandes, lo cual resulta de una combinación de movilización rápida de grandes volúmenes de material y altas velocidades. Algunos flujos de escombros volcánicos pueden adquirir descargas pico tan grandes como 100 000 m<sup>3</sup>/s a unos pocos kilómetros de sus fuentes (Pierson, 1995). Las descargas pico iniciales pueden ser ampliadas corriente abajo por la unión de flujos tributarios. El volumen total de flujo comúnmente se incrementa a medida que el flujo de escombros se mueve corriente abajo por la erosión y la entrada de sedimento y agua, pero simultáneamente la descarga pico de los flujos de escombros se decrementa con la distancia corriente abajo (después de 15 km de la fuente) porque el cuerpo del flujo tiende a elongarse (Pierson et al, 1990; Pierson, 1995).

Las profundidades de flujos de escombros canalizados pueden alcanzar algunas decenas (algunas veces cientos) de metros, pero típicamente el rango es de 1 a 10 m. A lo largo de patrones de flujo no confinados, tales como abanicos aluviales ó en amplias terrazas, las profundidades de flujo rara vez exceden de 1 a 2 m, típicamente los flujos de escombros volcánicos de tamaño moderado (con descarga pico de 100 a 1 000 m<sup>3</sup>/s) fluyen algunas decenas de kilómetros, flujos de escombros grandes los cuales pueden

involucrar más de 1 km<sup>3</sup> de material (con descarga pico > 1 000 000 m<sup>3</sup>/s) pueden recorrer distancias de algunos cientos de kilómetros de sus fuentes.

Las relaciones de magnitud y frecuencia de flujos de escombros dependen directamente del tipo de mecanismo generador, el grado de perturbación de áreas fuente, variables climáticas, etc. Las laderas volcánicas perturbadas, comúnmente producen picos de flujos de escombros entre el primero y segundo año siguientes a una erupción volcánica (Pierson et al, 1996; Rodolfo et al , 1996; Umbal & Rodolfo, 1996). Si la perturbación no continua, la actividad de los flujos de escombros puede declinar gradualmente hasta llegar al rango de antes de la perturbación. Si la perturbación prosigue, la actividad de los flujos de escombros puede permanecer alta. Por ejemplo, el volcán Sakurajima en el sur de Japón ha estado activo desde 1955 y ha depositado continuamente ceniza en la parte superior de la cuenca del río Nojiri (3.0 km<sup>2</sup> de área). Como resultado de la depositación de ceniza y fuertes lluvias estacionales, el río Nojiri ha producido entre 10 y 20 flujos de escombros por año desde el inicio de su actividad (un promedio de 18 flujos por año o 6 flujos por km<sup>2</sup> por año de 1973 a 1977 (Watanabe & Ikeya, 1981).

**Erosión, transformación y depósito:** Los flujos de escombros erosionan a los sedimentos subyacentes y algunas veces lechos rocosos cuando fluyen sobre laderas abruptas, y todavía pueden fluir sobre terrenos planos sin erosionar materiales subyacentes. La inclinación entre esos dos regímenes es variable, variando en ejemplos medidos de cerca de 25 grados para flujos de escombros no confinados, pequeños y gruesos (Curry, 1966) hasta 1 grado para flujos de escombros confinados en un cañón, grandes y de grano fino (Pierson et al, 1990). El material erosionado puede incluir sedimento, nieve y hielo, agua líquida y vegetación. El material erosionado es normalmente incorporado en el flujo de escombros (un proceso llamado "acreción" o "bulking" en inglés), el cual incrementa el volumen de flujo y puede cambiar las propiedades del flujo dependiendo de las cantidades relativas de agua y de partículas sólidas que entran. El volumen se incrementa para flujos de escombros volcánicos grandes cuando mucho en un factor de 4. Flujos de escombros más pequeños han mostrado un crecimiento en volumen de cuando mucho unas 15 a 20 veces (Gallino & Pierson, 1985). La eficiencia del acrecionamiento se relaciona con el lecho del canal y la

erosionabilidad de los flancos, el esfuerzo cortante aplicado al lecho y flancos por la mezcla fluida, y el volumen de sedimento erosionable disponible (Pierson, 1997).

Si un flujo de escombros puede incorporar suficiente agua o selectivamente depositar suficiente sedimento en su recorrido río abajo, se puede transformar en un flujo hiperconcentrado (algunas veces llamado "lahar runout" según Scott, 1988a,b, 1989). Aunque las fases hiperconcentradas de lahares son generalmente más erosivas en los flancos que las fases de flujo de escombros, hay decrementos significativos en la descarga pico, velocidad de flujo, y densidad de flujo en las fases hiperconcentradas; los lahares se vuelven menos peligrosos en general después de la transformación. Una susceptibilidad del flujo a la transformación depende de la distribución del tamaño de grano en la mezcla fluida: los flujos de escombros ricos en material arcilloso (cohesivos) tienden a no mezclarse bien con agua encontrada en su ruta y pueden fluir al menos 100 km sin transformarse (Vallance, 1994; Scott et al, 1995; Vallance & Scott, 1997), cuando los flujos son pobres en material arcilloso se mezclan rápidamente con agua y pueden transformarse en flujos hiperconcentrados a unas pocas decenas de kilómetros de su fuente (Pierson & Scott; Scott et al, 1995), lo cual tiene implicaciones importantes para riesgos de comunidades localizadas corriente abajo.

El depósito de grandes flujos de escombros ocurre primeramente en superficies de tierra con gradientes menores a 2 grados (Pierson, 1995; Vallance & Scott, 1997). Flujos de escombros pequeños, en especial los que son relativamente de grano grueso, pueden depositarse sobre laderas tan abruptas como 10 a 12 grados (Curry, 1966; Pierson, 1980; Suwa & Okuda, 1983). El depósito de flujos de escombros puede ocurrir en varias formas: (1) tamaño preferencial o segregación de clastos con depositación localizada, (2) acreción basal de material, y (3) solidificación relativamente "en masa" (algunas veces referida como "enfriamiento"), estos procesos pueden ocurrir simultáneamente durante la depositación de un sólo flujo. Un tipo de segregación preferencial ocurre con partículas (generalmente cantos rodados) que son grandes y pesadas para ser transportadas en suspensión por un flujo de escombros (segregación gravitacional). Tales cantos rodados pueden ser depositados preferencialmente de manera longitudinal y en grupos (atrás de obstáculos tales como rocas y troncos de árbol) (Pierson et al, 1990). Otro tipo de segregación ocurre cuando clastos gruesos transportados en suspensión migran a la superficie superior y después al frente del flujo mediante procesos internos

de clasificación. Este tipo de segregación de clastos permite la formación de “narices” de grano grueso, márgenes laterales de flujo y levees laterales (Suwa & Okuda, 1983; Pierson, 1986). Se ha sostenido que la solidificación de flujos de escombros ocurre de la cima hacia abajo como ocurre con un fluido tipo Bingham, (Johnson, 1984), pero evidencia más reciente sugiere que la solidificación puede ocurrir de la parte inferior hacia arriba en una versión menos pronunciada de acreción basal (Vallance, 1994; Vallance & Scott, 1997; Iverson, 1997). La solidificación ocurre en mezclas ideales homogéneas cuando el esfuerzo cortante no excede el esfuerzo de cedencia, pero flujos de escombros más reales son definitivamente mezclas no homogéneas. En cambio, segregaciones de partículas gruesas no saturadas se concentran comúnmente en las márgenes del flujo, proveyendo resistencia friccional adicional al flujo (Major, 1997).

**Riesgos primarios y secundarios:** Los riesgos primarios de los flujos de escombros a la gente, estructuras (edificios, puentes, presas, etc), infraestructura (carreteras, vías de tren, canales de navegación, torres de transmisión eléctrica, oleoductos) y tierras de cultivo incluyen: (1) aplastamiento por impacto directo de escombros transportados (grandes cantos rodados, troncos, etc), (2) flotación, (3) abrasión severa, (4) colapso de los flancos debido a la erosión, e (5) inundación y sepultamiento. Valles confinados y abanicos procedentes de la boca de cañones son las áreas más peligrosas para flujos de escombros. Cerca de 23 000 personas perecieron en tales lugares por los flujos de escombros procedentes del volcán Nevado del Ruiz (Colombia) en 1985 (Figura 2.7).

Los riesgos secundarios incluyen: (1) flujos rápidos procedentes de lagos rotos formados cuando el drenaje de valles tributarios es bloqueado temporalmente por depósitos de flujo de escombros (Umbal & Rodolfo, 1996; Pierson et al, 1996), y (2) agradación de canales posterior a la erupción y migración lateral de canal debido a la rápida erosión de depósitos de flujo de escombros (Rodolfo et al, 1996; Scott et al, 1996), estos riesgos secundarios causaron graves daños a las áreas alrededor del monte Pinatubo en las Filipinas, en los años que siguieron a la erupción catastrófica del 15 de Junio de 1991.



**Figura 2.7** La población de Armero (Colombia), cubierta por el lahar originado en el volcán Nevado del Ruíz en Noviembre de 1985.

### 2.4.3 LOS DEPOSITOS DE FLUJOS DE ESCOMBROS.

**Rasgos deposicionales:** Los flujos de escombros dejan caracteristicamente depósitos del cuerpo principal, los cuales: (1) son de espesor relativamente uniforme, (2) generalmente siguen el contorno de la topografía, (3) tienen generalmente superficies lisas excepto donde clastos grandes salen de la matriz y en márgenes abruptas de lóbulos deposicionales, y (4) comúnmente muestran evidencia de escape de agua durante su consolidación y retrabajo fluvial menor sobre la superficie del depósito. El carácter de los depósitos de flujos de escombros grandes típicamente cambia con la posición relativa dentro del canal donde la depositación ocurre; una facies de canal gruesa y una facies de flujo plano de grano fino comúnmente pueden ser distinguidas (Scott, 1988a,b).

**Forma de los depósitos de cuerpo principal:** Los espesores de los depósitos de una sola oleada de flujo generalmente tiene un rango de 0.5 a 2 m, dependiendo de la concentración de sedimento, distribución del tamaño de grano, y el tamaño de grano y espesor de algunas acumulaciones marginales de clastos gruesos no saturados. Si la mezcla de escombros permanece en una condición licuada cuando llegan las oleadas subsecuentes, el primer depósito puede ser removilizado y empujado hacia adelante, si de otro modo el primer depósito rápidamente pierde suficiente de su agua de poro para volverse "fijo", las oleadas subsecuentes serán depositadas directamente encima del primero (Suwa & Okuda, 1983; Major, 1996, 1997).

**Rasgos superficiales de los depósitos:** Las superficies de depósitos de flujos de escombros frescas tienen una apariencia absolutamnte diferente a aquellos depósitos generados por la acción fluvial normal. En mezclas de escombros gruesos, los clastos generalmente sobresalen de la superficie lisa formada por el material consolidado de la matriz. En casos donde partículas gruesas se encuentran ausentes o se han asentado bajo la superficie, las superficies del depósito pueden ser remarcablemente lisas y planas. Los depósitos de flujos de escombros consolidados, planos cuando son de grano relativamente fino, son notablemente firmes y compactos: son generalmente muy difíciles de excavar con una pala. Esto contrasta con los depósitos de arena y grava aluviales normales relativamente poco consolidados y bien clasificados.

La salida de agua de poro de depósitos de flujos de escombros durante la consolidación post-deposicional puede producir un gran número de rasgos superficiales



parecidos a aquellos de depósitos fluviales: tubos de drenaje, pequeños montículos de arena, pequeños canales superficiales, y una capa de acumulación superficial de limo y arcilla. La cual puede servir como un marcador para distinguir depósitos de flujos de escombros individuales en una secuencia vertical de depósitos de flujo múltiples los cuales tienen una textura similar.

**Depósitos remanentes:** En este tipo de depósitos se encuentran los levees, los cuales son probablemente los depósitos remanentes mejor conocidos. Los levees se presentan en un amplio rango de tamaños de grano, (incluyen clastos del tamaño de guijarros e incluso de cantos rodados). Se forman cuando el material en las márgenes laterales de los flujos se detiene y se separa del resto del cuerpo del flujo debido a: (1) adelgazamiento del flujo y depositación de clastos gruesos, y (2) resistencia al flujo debido ya sea a la presencia de vegetación en las orillas, o a que estas sean hidráulicamente ásperas. Los depósitos de levee se componen generalmente de los clastos más gruesos disponibles debido a que los clastos en los frentes de flujo grueso (generalmente cantos rodados) son empujados hacia los lados y depositados en las márgenes del flujo (Sharp, 1942; Pierson, 1986). Los levees se desarrollan mejor en flujos granulares que en flujos lodosos, estos últimos son relativamente amplios y tienen la parte superior plana en comparación con los primeros.

**Clastos gruesos selectivamente depositados:** Junto con los levees, las barras y las agrupaciones son otros depósitos con partículas del tamaño de cantos rodados que también son comúnmente depositados por flujos que contienen partículas gruesas (Scott, 1988a; Pierson et al, 1990). Las barras se forman en la parte media de los canales debido a obstrucciones. Cantos rodados más pequeños pueden formar agrupaciones posicionales cuando un canto rodado, moviéndose a lo largo del lecho es detenido por una obstrucción en el flujo (como un tronco de árbol ó un montículo rocoso). Los clastos en las barras y agrupaciones algunas veces muestran imbricación, la cual es evidencia de una depositación grano a grano. Los depósitos tamizados también son depósitos de flujos de escombros remanentes que se presentan en la forma de capas de gravas que se producen cuando la fracción más fina de una lechada (matriz y grava fina) ha escapado o ha sido lavada por el agua procedente de los espacios entre los clastos del tamaño de guijarros y cantos rodados (Costa, 1984). Una marcada bimodalidad en la distribución del tamaño de grano (modas de grava gruesa y arena) se encuentran presentes, lo cual es

parecido a lo que ocurre en flujos de escombros diluidos y flujos de transición entre flujos de escombros y flujos hiperconcentrados.

**Rasgos erosionales:** Cuando los flujos de escombros erosionan, restriegan el lecho rocoso, erosionando gran parte del suelo y sedimento no consolidado presente en la superficie de un valle o canal. Superficies de lechos rocosos y aluvión herméticamente empacado pueden ser marcadamente excavados, estriados ó alisadas por la acción de pulimiento de cantos rodados a lo largo del talweg de flujo. Mientras los flujos de escombros tienden a erosionar canales en forma de U (en sección transversal), los flujos hiperconcentrados y flujos de agua forman típicamente canales en forma rectangular con paredes verticales).

**Textura:** Los depósitos de flujo de escombros muestran una distribución relativamente amplia de tamaños de partículas, desde partículas del tamaño de la arcilla a cantos rodados, siendo en comparación con los flujos hiperconcentrados y flujos de agua más pobremente clasificados. Diferencias en las curvas de distribución son usadas para distinguir entre depósitos de diferentes tipos de flujo. Los depósitos de flujos de escombros cohesivos tienen característicamente una distribución amplia (más pobremente clasificados), que los flujos de escombros granulares debido a su mayor contenido de partículas finas. Con excepción de los depósitos tamizados y vesículas pequeñas comúnmente observadas, no existen espacios vacíos en depósitos de flujo de escombros. Las vesículas son formadas por burbujas de aire adquirido en el flujo o posiblemente de aire que escapó de un estrato subyacente. Las vesículas son un criterio que ayuda a identificar depósitos de flujos de escombros porque son más comunes (o mejor preservadas) en la matriz de este tipo de flujos que en depósitos de flujo de agua (Sharp & Nobles, 1953; Bull, 1964; Crandell, 1971; Costa, 1984), tampoco parece que se encuentren en depósitos de avalanchas de escombros, depósitos de flujo piroclástico y depósitos glaciales.

Los depósitos de flujos de escombros varían considerablemente en apariencia en los afloramientos. Las descripciones texturales se basan en las cantidades relativas de grava, arena y finos (limo y arcilla) en un depósito. Si los clastos del tamaño de las gravas se encuentran mayoritariamente en contacto uno con otro, el depósito se describe entonces como soportado por clastos en textura. Inversamente, si el material de la matriz (arena y finos) separa a los clastos de grava, se dice que el depósito se encuentra soportado por

matriz. Muchas veces son descritos como diamicticos o brechas en afloramiento. Tilitas, flujos piroclásticos y avalanchas de escombros comúnmente dejan depósitos que son muy similares a aquellos de flujos de escombros en términos texturales solamente, otros criterios tales como la morfología del depósito, evidencia de cantidad de temperatura y litología de los clastos, en ocasiones son utilizados para distinguir depósitos de flujos de escombros de otro tipo de depósitos.

**Parámetros de distribución de tamaño:** Análisis estadísticos de distribuciones de tamaño de grano se basan en el hecho de que las distribuciones se asemejan a una curva logarítmica normal y tienen una sola moda. Esto no siempre es el caso. Algunos depósitos de flujos de escombros son bimodales, especialmente en localidades cercanas a la fuente (Sharp & Nobles, 1953; Scott, 1988a). Distribuciones bimodales se pueden transformar en distribuciones unimodales a distancias más alejadas de la fuente y de la parte baja a la parte alta en secciones verticales de depósitos (Scott, 1988a). Los parámetros estadísticos derivados de las distribuciones de tamaños de partículas pueden frecuentemente ser utilizados para distinguir depósitos formados por otros procesos. La clasificación es característicamente muy pobre a extremadamente pobre en depósitos de flujo de escombros, con valores de  $\sigma$  mayores a 2.0  $\phi$ . La distribución pobremente clasificada de diferentes tamaños de partículas proporciona depósitos con una apariencia característica la cual es distintiva en comparación con depósitos fluviales. La asimetría tiene más frecuentemente valores neutros y positivos en depósitos de flujo de escombros, o en otras palabras, la "cola" fina de la distribución es más grande que la "cola" gruesa (Scott, 1988a; Pierson et al, 1990; Scott et al, 1995). Los valores de curtosis son comúnmente pequeños y cercanos a 1.0 (curva platicúrtica a mesocúrtica), (Pierson, 1985a; Scott, 1988a), indicando que las distribuciones logarítmicas de tamaño de sedimento tienen picos ligeramente planos.

Varios métodos han sido propuestos para distinguir de manera objetiva procesos de flujo usando parámetros estadísticos de tamaño de grano. Los métodos distinguen entre flujos de escombros y otros depósitos o entre tipos de depósitos de flujos de escombros. Estos métodos son:

- (1) Graficar la mediana ( $M_d$ ) contra el valor de clasificación ( $\sigma$ ).
- (2) Graficar el tamaño de grano medio (en unidades  $\phi$ ) contra el valor de clasificación ( $\sigma$ ).
- (3) Graficar la mediana ( $M_d$ ) contra el tamaño de grano más grueso.

(4) Graficar el tamaño de grano más grueso contra el espesor del estrato para inferir propiedades de la mezcla de escombros.

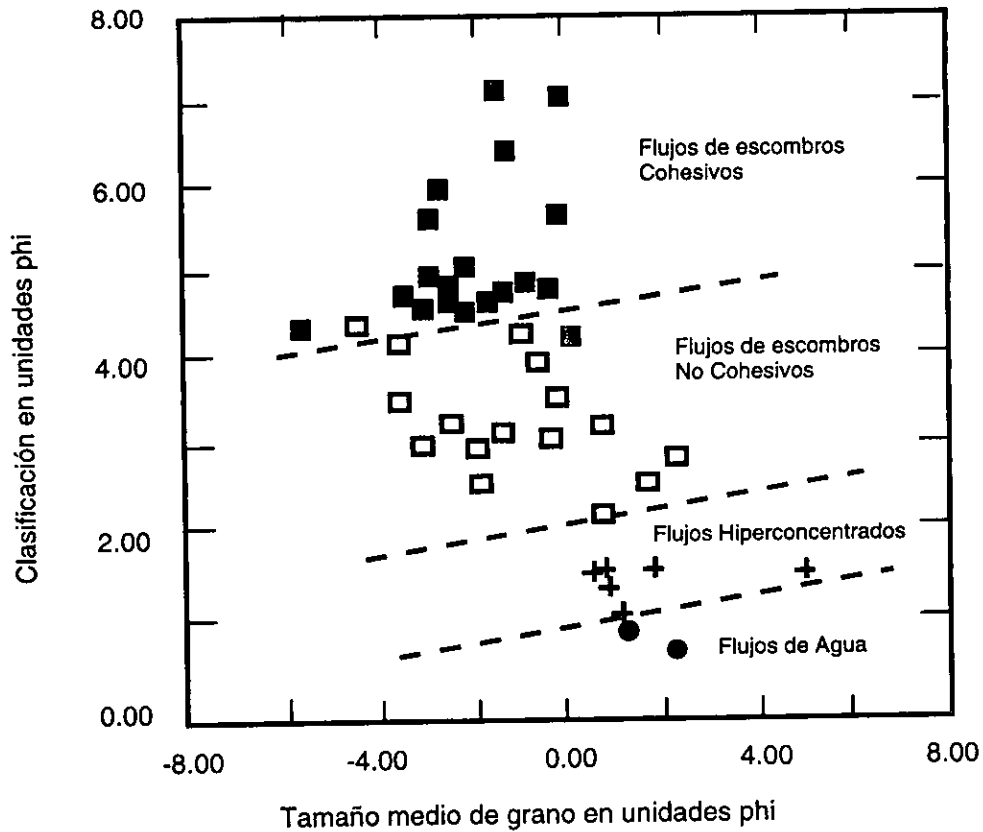
El primer método fué desarrollado con el reconocimiento de que procesos diferentes de transporte de sedimento en ríos (por ejemplo tracción vs. suspensión), tienen resultados parecidos a otros depósitos que tienen diferencias en tamaño de grano y clasificación. Esto fué utilizado (Buller & McManus, 1972) para diferenciar depósitos glaciales de depósitos fluviales. El método también se aplicó para separar depósitos de flujo de escombros, de depósitos de flujo de corriente normal (Pe & Piper, 1975), pero notaron que el grado de clasificación fué independiente del tamaño de grano. Entonces ellos recomendaron que un índice de clasificación por sí sólo podía ser suficiente para discriminar entre depósitos de flujo de escombros de sedimentos fluviales (aunque no de tilitas). También utilizaron los parámetros de mediana (Md) y desviación estándar (un método alternativo para medir la clasificación). (Folk, 1966).

El segundo método fué desarrollado (Figura 2.8), con valores del Monte Rainier (Vallance & Scott, 1997) y del monte Santa Helena (Scott, 1988a), en términos de los resultados obtenidos, resulta ser un método bastante eficiente y práctico, por lo cual será el método ha utilizarse en el presente trabajo.

El tercer método de discriminación es generalmente referido como diagramas CM (Passega, 1957; Bull, 1962), utilizando el tamaño de grano más grueso (C) graficado contra la mediana (Md) sobre papel logarítmico. Los depósitos de flujos de escombros tienden a caer en campos separados de depósitos fluviales, aunque comúnmente se sobreponen. La técnica CM es, sin embargo, afectada fácilmente por el muestreo, particularmente muestreo no representativo de la fracción de grava (Pe & Piper, 1975).

En la cuarta técnica, el esfuerzo de cedencia "yield strenght", de la mezcla se infiere de la coordenada "y" resultante de la graficación del tamaño de partículas máximo (MPS) contra el espesor del estrato (BTh), (Nemec & Steel, 1984). El (MPS) se toma generalmente del valor promedio de los diez clastos más grandes en la unidad de depósito muestreada encima del contacto basal, se asume que el (MPS) se encuentra en función de la competencia del flujo para suspender partículas encima del lecho durante la vida del flujo.

El método sin embargo no toma en cuenta algunos factores que son válidos para flujos de escombros canalizados en forma subaérea procedentes de volcanes: (1) tales como



**Figura 2.8** Gráfica de tamaño medio de grano contra clasificación, (ambas en unidades phi), a partir de valores del Monte Rainier (Vallance y Scott, 1997) y del Monte Santa Helena (Scott, 1988a).

irregularidades del lecho del canal, resistencia friccional de frentes de flujo gruesos y no saturados y los bordes del flujo (Major, 1996, 1997); (2) no se asume que el depósito no ocurra solamente "en masa"; y (3) los flujos se encuentran confinados por levees, estrechamiento del canal, árboles o atrapados por irregularidades topográficas. Parece que el método es más aplicable a grandes flujos de escombros subacuáticos, no confinados lateralmente y extremadamente ricos en arcillas.

**Facies deposicionales:** Algunas facies deposicionales en depósitos de flujos de escombros han sido identificadas (Scott, 1988a,b), debido a la estratificación por densidad que ocurre en grandes flujos de escombros y a la depositación relativa que cambia distribuciones de tamaño de partículas y reología del flujo: (1) depósitos de facies de canal, los cuales incluyen flujo basal y depósitos de barra con capas bien desarrolladas localmente, resultantes de intenso cizallamiento basal y los cuales son depositados en o cerca de la cabeza del flujo durante el flujo pico. Esta facies se depositará a lo largo del eje principal del canal (talweg). Los depósitos se componen de clastos del tamaño de cantos rodados, generalmente tienen texturas soportadas por clastos, y gradación normal común resultante de una acreción secuencial de material progresivamente más fino (Vallance, 1994; Vallance & Scott, 1997). (2) depósitos de facies de flujo planar, los cuales incluyen depósitos que yacen en partes planas alejadas del eje principal de flujo como las superficies de terrazas. Constan los depósitos de clastos más finos que los de facies de canal debido a la segregación por densidad, las texturas se encuentran típicamente soportadas por matriz. (3) depósitos de facies de transición, los cuales incluyen depósitos del cuerpo principal de un flujo que es transicional entre flujos de escombros y flujos hiperconcentrados, y depósitos que se encuentran en la interfase con flujo normal de agua (pre-pico).

**Estratificación:** Los depósitos de flujos de escombros individuales o "pulsaciones" de flujos de escombros, forman lechos masivos (no estratificados) con un rango de espesor típico de 0.5 a 2 m. Sin embargo pueden ser tan delgados como de unos pocos centímetros (Pierson, 1985a), o tan gruesos como 25 m (Vallance & Scott, 1997). Los contactos con las unidades inferiores son disconformes donde el flujo ha sido rápido y erosivo, o puede ser conforme donde el flujo ha sido no erosivo. La erosión ocurre al parecer más frecuentemente en valles cercanos al volcán y en el eje principal. Estructuras

de carga se pueden desarrollar cuando los depósitos sobreyacen a depósitos que fueron saturados en el tiempo de la depositación de los flujos de escombros.

**Gradación:** La gradación (cambios verticales graduales en el tamaño medio de los clastos), puede o no estar presente en depósitos de flujos de escombros. Las unidades individuales de depósito pueden tener gradación inversa, normal, ó no estar gradadas. La gradación inversa resulta hipotéticamente de tamizado cinético en mezclas secas de granos de múltiple tamaño (Middleton, 1970; Bridgwater et al, 1978; Rosato et al, 1987; Savage, 1987), así como en mezclas de líquido y partículas (Vallance, 1994). En el tamizado cinético, los granos más pequeños caen preferentemente en los huecos que se encuentran entre granos más grandes cuando la mezcla es empujada durante el flujo, de esta manera los granos grandes son desplazados hacia arriba.

La gradación inversa es citada algunas veces como evidencia de depositación esencialmente en masa, caso en el cual la gradación inversa adquirida durante el flujo es preservada en el depósito. Este es probablemente el caso cuando los flujos son relativamente pequeños y se interrumpen de forma relativamente rápida, como cuando un flujo desciende por una abrupta barranca y luego se desparrama en una superficie deposicional plana. En otros casos, particularmente en zonas axiales de flujo de grandes flujos de escombros, la gradación inversa resulta de un incremento en la depositación de un flujo composicionalmente variado el cual es inicialmente diluido y de grano fino y entonces se vuelve más grueso y más concentrado como un resultado del retraso del sedimento atrás de la descarga pico (Pierson & Scott, 1985; Vallance, 1994).

La gradación normal se ha asumido generalmente como el resultado de asentamiento gravitacional (conforme a la ley de Stokes), de clastos gruesos en un rango más grande que los clastos finos durante el descenso. Sin embargo se ha propuesto recientemente (Vallance, 1994; Vallance & Scott, 1997), que la gradación normal también resulta de un incremento de depositación en partes diferentes del flujo de escombros, empezando con una cabeza de grano grueso de un flujo y terminando con una cola de grano más fino.

Los estratos no gradados pueden resultar de un "flujo tapón" (Johnson, 1970), (una zona vertical en el flujo donde las partículas se "traban" impidiendo el asentamiento diferencial de granos, o un mezclado completo de la mezcla previo a la depositación, sin embargo un gran esfuerzo de corte puede ser mantenido en la base del flujo aunque el resto se haya "congelado"). Cuando la gradación es relativamente abrupta, otros

procesos pueden ser involucrados resultando en "capas basales" en la base de los depósitos y "capas superiores" en la cima de los depósitos.

**Capas basales:** Son subunidades basales texturalmente diferentes, las cuales se han reconocido como partes distintivas de los depósitos de flujo de escombros (Scott, 1988a). El contacto entre la unidad basal y el cuerpo principal puede ser relativamente abrupto o gradacional a través de varios centímetros. Se han reconocido tres tipos: (1) arenoso, (2) mixto (arenoso con clastos gruesos dispersados), y (3) gravoso. Las capas basales consisten principalmente de arena (la cual muestra frecuentemente laminaciones horizontales borrosas), la cual es texturalmente diferente del cuerpo principal que la sobreyace el cual tiene abundantes clastos de grava dispersos, pero el color y la textura de la matriz de ambas subunidades son idénticos y sugieren que ambas fueron partes de un sólo flujo. Las capas basales arenosas generalmente no se encuentran muy compactadas como los otros tipos de capas únicas (Scott, 1988a).

**Fábrica:** Los depósitos de flujo de escombros, al igual que los depósitos glaciales y fluviales, tienen comúnmente una débil imbricación con el eje mayor (eje a) de los clastos orientado paralelamente al flujo (Mills, 1991; Major & Voight, 1986; Major, 1996; Vallance & Scott, 1997), pero en algunas zonas, particularmente donde las partículas del flujo de escombros encuentran resistencia a fluir (tales como cantos rodados arrastrados por un flujo a lo largo del lecho del canal), o experimentan compresión durante la depositación (como las márgenes de flujo donde concentraciones de clastos gruesos proveen fricción adicional), los ejes largos tienden a ser transversales a la dirección del flujo (Mills, 1984, 1991; Major & Voight, 1986). En general se tiene que los depósitos glaciales basales, los escombros de roca glacial y los depósitos por solifluxión tienen fuertes fábricas, mientras que los depósitos de flujo de escombros, tilitas recesionales y depósitos de movimiento de masas tienen fábricas débiles.

**Redondez de clastos y composición:** Los flujos de escombros son fenómenos de vida relativamente corta (unas pocas horas), entonces la duración de la abrasión mecánica entre las partículas que chocan y entre partículas y el lecho del canal es corta. Consecuentemente el grado de redondez de las partículas líticas, especialmente clastos del tamaño de guijas y guijarros, es completamente inherente al origen del clasto antes de su incorporación al flujo de escombros. Si éste es iniciado con escombros piroclásticos frescos de diferentes tamaños, los clastos del tamaño de gravas más finos pueden



permanecer muy angulosos a angulosos después de ser transportados en el flujo de escombros. Los clastos más gruesos, sin embargo (empezando por el tamaño de guijarro grueso), tienden a mostrar numerosas marcas de choque y progresivamente se vuelven más redondeados a medida que el tamaño de los clastos aumenta. Esto se debe a que los clastos más grandes tienen un gran *momentum*, y las colisiones partícula a partícula y partícula a lecho causan fuerzas más grandes. Los cantos rodados típicamente muestran marcas de choque y un grado de redondez a lo más subangular a subredondeado después de viajar en el flujo de escombros sólo unas decenas de kilómetros. Se puede notar que tal redondeamiento rápido de cantos rodados puede ocurrir también en flujos de agua (Scott & Gravelle, 1968). Los flujos que tienen altos porcentajes de clastos de baja densidad tales como pómez y escoria son una excepción. Esos clastos son redondeados fácilmente en breves periodos de transporte en los flujos piroclásticos y en los subsecuentes flujos de escombros en donde por densidad son llevados hacia la parte superior. Tales clastos son generalmente redondeados a bien redondeados cuando se establecen en los depósitos.

Comúnmente los flujos de escombros también transportan bloques de material relativamente suave, tales como pedazos de suelo, arena, aluvión gravoso y depósitos volcániclasticos cohesivos, tales bloques muestran frecuentemente la redondez que resulta de la abrasión en el flujo, pero no obstante permanecen intactos, reflejando el tratamiento relativamente gentil experimentado durante el transporte.

La redondez promedio de clastos en los depósitos de flujo de escombros puede ser también aumentada a medida que el flujo recorre una mayor distancia corriente abajo, sin embargo las gravas redondeadas de lechos de río son distintivamente más alisadas que aquellas redondeadas sólo por el transporte en flujos de escombros.

Asimismo, la composición litológica promedio de los clastos puede variar en comparación con la del área fuente cuando el flujo atraviesa áreas con diferentes lechos rocosos (Pierson et al, 1990; Vallance & Scott, 1997). La proporción de clastos exóticos en un depósito es la llave para descifrar el coeficiente de bulking de un flujo de escombros, los clastos exóticos tienden a mezclarse en el flujo, por lo que no solamente se encuentran confinados en la zona justo encima del contacto basal (Vallance & Scott, 1997).

**Consolidación:** Los depósitos de flujo de escombros en general, tienden a ser más consolidados que los depósitos fluviales normales y los depósitos de flujos hiperconcentrados, lo cual puede ser debido a una variedad de causas: (1) se produce un empaquetamiento hermético de las partículas pobremente clasificadas, (2) el efecto cohesivo de las partículas arcillosas presentes, y (3) cementación por precipitados postdeposicionales, tales como sílice liberado por la desvitrificación de fragmentos de vidrio volcánico. La primera causa es generalmente el motivo por el cual los depósitos todavía frescos son ligeramente suaves, pero tan pronto el agua libre se ha drenado, los depósitos adquieren la consistencia del concreto y se vuelven muy duros. Los depósitos de flujos de escombros generalmente tienen una consolidación equivalente o ligeramente menor que los depósitos de avalancha de escombros. Sin embargo, el grado de consolidación en los depósitos de flujo de escombros puede ser muy variable. Los depósitos de flujo de escombros extremadamente pobres en material arcilloso pueden ser pobremente consolidados y ser excavados fácilmente con una pala en un afloramiento. En cambio, los depósitos de flujos de escombros con contenido de material arcilloso de moderado a alto (cohesivos), se vuelven muy consolidados y no son fácilmente excavados con una pala. En algunos casos, los depósitos de flujo de escombros pueden llegar a ser extremadamente bien consolidados con sólo unas decenas de años de tiempo de depósito, y es imposible excavarlos con una pala.

**Indicios de salida del agua:** Cuando los flujos de escombros llegan al reposo por el proceso de solidificación en masa, el depósito se encuentra muy dilatado y tiene virtualmente toda el agua de poro que fué necesaria para su movilización y flujo. Este puede no ser el caso cuando la depositación es por construcción acrecional de capas de depositación. En el primer caso, la consolidación postdeposicional puede ocurrir en un periodo de horas a días, y el agua de poro será expelida. El volumen de compactación puede ser cuando mucho de un 10 por ciento (Major, 1996). En depósitos extensos, la mayoría del agua expelida se mueve hacia la superficie del depósito, llevando consigo limo y arcilla que fue parte de la mezcla fluida durante el flujo. En depósitos de flujo de escombros granulares de grano fino, particularmente aquéllos depositados por flujos que tienen un contenido de agua relativamente alto (cercano a la transición a flujo hiperconcentrado), forman algunas veces estructuras de escape de agua, lo cual es muy útil para distinguir depósitos de flujo de escombros, de depósitos de flujo piroclástico

visualmente similares. Las estructuras pueden ser: (1) tubos de elutriación subverticales a verticales, y (2) delgadas marcas de lodo paralelas o subparalelas a la estratificación. Sin embargo no siempre son visibles estas estructuras internas. También se forma una capa delgada limo-arcillosa producida por la mezcla de limo, arcilla y agua, que llega a la superficie del depósito.

#### 2.4.4 LOS FLUJOS HIPERCONCENTRADOS.

Los flujos hiperconcentrados son flujos dirigidos por la gravedad de sedimento y agua, los cuales ocurren generalmente como una gran descarga, son intermedios en concentración de sedimento entre los flujos de escombros y los flujos de agua corriente normales. Fueron separados de otros tipos menos concentrados de flujos de agua debido a su tendencia a obstruir canales de irrigación y agrandar el perfil de los arroyos. Aunque algunas veces son referidos como flujos de lodo, los flujos hiperconcentrados pueden llevar incluso material del tamaño de la arena más que lodo.

Los límites de la concentración de sedimento suspendido en agua que definen un flujo hiperconcentrado no se encuentran aún precisamente establecidos. Beverage & Culbertson (1964) utilizaron los valores arbitrarios de 40% en peso (cerca del 20% en volumen) para marcar el límite inferior, y 80% en peso (cerca del 60% en volumen) como el límite superior. Waldron (1967) evidenció sin embargo, que tales valores de concentración de sedimento en agua tienen poco significado en las propiedades del flujo y en los datos de distribuciones de tamaño de partículas (y densidad de partículas). Pierson & Costa (1987) propusieron entonces el uso de criterios reológicos para definir los límites: el inicio de un insignificante pero medible esfuerzo de cedencia "yield strength" en la mezcla de sedimento y agua marca el límite inferior, y la competencia suficiente en la mezcla para suspender clastos del tamaño de la grava de densidad normal define el límite superior (la transición a flujo de escombros). En mezclas de sedimentos con densidad normal ( $\sim 2.65 \text{ g/cm}^3$ ), el límite inferior que marcaron Pierson & Costa puede empezar entre 55 y 60% de sedimento (finos solamente) en peso, (35 a 40% en volumen) (Fei, 1983; Major & Pierson, 1992); mientras que el límite superior se

encuentra en el rango de 75 a 80% en peso (55 a 60% en volumen) (Pierson & Scott, 1985; Pierson, 1986).

**Propiedades del material:** Los flujos hiperconcentrados de origen volcánico contienen típicamente dos diferentes poblaciones de sedimento suspendido: (1) el sedimento suspendido comprende tamaños de grano del tamaño de la arcilla y el limo y probablemente algo de arena fina los cuales son fácilmente sostenidos en suspensión por flotabilidad, bajas velocidades de caída, turbulencia y colisiones entre los granos, y (2) la carga suspendida de granos del tamaño de arenas gruesas y sus equivalentes hidráulicos granos más grandes pero de densidad más baja, los cuales se mueven por saltación. Los fragmentos más grandes con densidad normal (de tamaño similar o mayor al de los cantos rodados) son transportados por tracción. La concentración de finos juega un papel importante en la mecánica de transporte de la fracción de arena suspendida (Simons et al, 1963; Beverage & Culbertson, 1964). La diferencia entre esas dos poblaciones, es que los finos se encuentran fácilmente en suspensión durante el flujo independientemente de su concentración, mientras que la arena no puede ser transportada en suspensión a menos que una concentración mínima de finos se encuentre presente. Los flujos con material arcilloso como componente de finos primario necesitan tener al menos un 15% de finos en peso en suspensión (6% en volumen) para poder transportar en suspensión grandes cantidades de arena (Beverage & Culbertson, 1964), mientras que los flujos con limo como el componente de finos primario requieren entre 25 y 45% de finos en peso en suspensión (11 a 23% en volumen) para transportar grandes cantidades de arena (McCutcheon & Bradley, 1984). Sin embargo, el papel que juega el material fino para sostener la arena en suspensión durante un flujo hiperconcentrado no es todavía bien comprendido, pero se ha observado que el decremento en la velocidad de caída dado por un incremento en la viscosidad del fluido, junto con la flotabilidad provista por el incremento en la densidad del fluido, ayuda a transportar los granos de arena en suspensión por más tiempo que en el flujo de corriente normal (Simons et al, 1963; Beverage & Culbertson, 1964). La velocidad de caída es la velocidad de asentamiento gravitacional uniforme de una esfera de diámetro dado y una densidad de  $2.65 \text{ g/cm}^3$  que cae en una columna de agua destilada a una temperatura de  $24 \text{ }^\circ\text{C}$ .

**Inicio y mecanismos:** Los flujos hiperconcentrados generalmente ocurren como oleadas. Su inicio directo generalmente requiere algún tipo de evento hidrológico: una tormenta, el rompimiento de un lago, una erupción volcánica que provoque un flujo de agua procedente del derretimiento glaciar, etc. También se requiere de una amplia fuente de sedimento fácilmente erosionable. Los flujos hiperconcentrados pueden ser indirectamente generados por la transformación de flujos de escombros al diluirse estos por la pérdida de sedimento y la incorporación de agua. Es común en áreas volcánicas que lahares originados por erupciones o por lluvias tengan una fase proximal de flujo de escombros granular y una fase distal de flujo hiperconcentrado.

Sin embargo, no se reconoció la continuación de flujos de escombros volcánicos en flujos hiperconcentrados corriente abajo, hasta que los depósitos de la erupción de 1980 del volcán Santa Elena fueron estudiados (Janda et al, 1981). La fase distal de flujo hiperconcentrado es algunas veces referida como "lahar runout" (Pierson & Scott, 1985; Scott, 1988a,b).

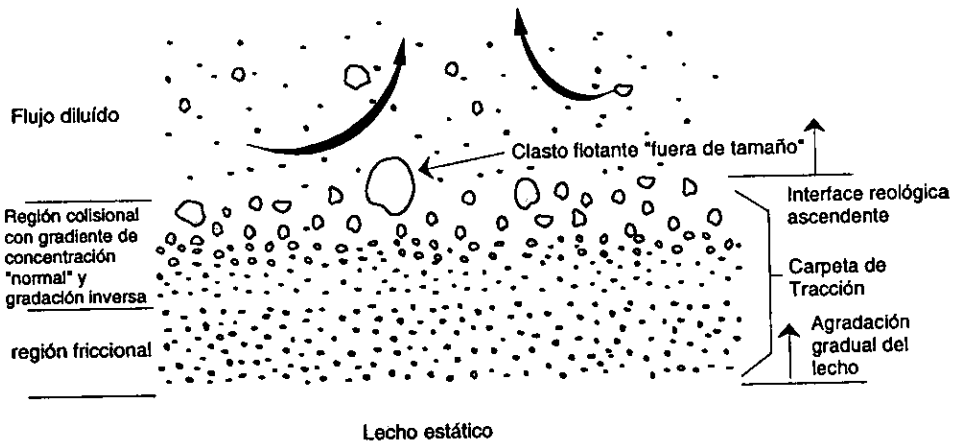
**Transformación de flujos de escombros:** La transformación de flujo de escombros a flujo hiperconcentrado ha sido documentada para algunos lahares (Pierson & Scott, 1985; Scott, 1988a; Pringle & Cameron, 1997). En esos casos, los flujos de escombros fluyeron en canales que ya contenían agua en ellos. Las velocidades de los flujos de escombros fueron mayores que las velocidades del flujo normal de agua. Se ha inferido a partir de los depósitos de lahar que las transformaciones siguen un orden secuencial de eventos: (1) la mezcla con agua resulta en dilución del flujo de escombros en el frente de flujo, (2) la transformación a flujo hiperconcentrado ocurre con la pérdida de competencia de transportar las fracciones de arena gruesa y grava, (3) la depositación de las fracciones de arena gruesa y grava ocurre por la rápida acreción sobre el lecho del canal, (4) Los depósitos de la zona de transición son entonces impuestos por la fase de flujo de escombros del cuerpo principal del lahar, la cual acreciona capas de depósito de flujo de escombros en la cima de los depósitos de la zona de transición, y (5) la cola del lahar, la cual se transforma característicamente en flujo hiperconcentrado, puede incidir en al menos parte de los depósitos frescos.

**Comportamiento dinámico:** En los flujos hiperconcentrados el sedimento se transporta en dos zonas principales: una que es relativamente diluida y que transporta sedimento en suspensión, y otra más altamente concentrada de gran carga de transporte

que es referida como una carpeta de tracción (Figura 2.9) (Hiscott & Middleton, 1979, 1980; Hiscott, 1994, 1995; Sohn, 1997). Trabajo teórico y experimental reciente sobre transporte de altas concentraciones de partículas en fluidos indica que la carpeta de tracción puede ser subdividida en una región colisional la cual experimenta intenso esfuerzo cortante impuesto por el flujo sobreyacente y se caracteriza por altos gradientes en concentración de partículas, activa colisión de granos, alta temperatura granular y generación de presión dispersiva; la carpeta de tracción también se subdivide en una región friccional la cual es una capa compacta de granos que se mueven lentamente y se encuentran en contacto friccional uno con otro (Sohn, 1997).

Los flujos hiperconcentrados de manera parecida a los flujos de escombros rara vez ocurren como un flujo uniforme y constante, se ha observado que tienen las oleadas, las pulsaciones de flujo que son comunes en flujos de escombros (Rodolfo et al, 1996). La velocidad de las ondas del flujo hiperconcentrado que se mueven corriente abajo es probablemente la misma que para flujos de agua de concentración normal de descarga similar (Dinehart, 1997), aunque existe alguna evidencia de que los flujos hiperconcentrados pueden viajar ligeramente más rápido, la velocidad promedio de un flujo hiperconcentrado en el monte Santa Helena fué medida y se observó que fué cerca del 10% más rápida que la velocidad promedio de algunos flujos de invierno de concentración normal de profundidad y descarga similares (Pierson & Scott, 1985).

Los flujos hiperconcentrados han sido muestreados y observados en detalle en muy pocos casos: los lahares del 19 de Marzo de 1982, y el 14 de Mayo de 1984 en el río Toutle North Fork procedentes del Monte Santa Helena (Pierson & Scott, 1985; Dinehart, 1997; Pringle & Cameron, 1997); y una serie de lahares en 1991 y 1992 en los ríos Santo Tomás y Bucaco en el monte Pinatubo (Rodolfo et al, 1996). Los lahares estudiados empezaron como flujos de escombros y se transformaron en flujos hiperconcentrados. Algunas mediciones han sido también realizadas en otros lahares hiperconcentrados en Costa Rica (Waldron, 1967), México (Seegerstrom, 1950) y en grandes flujos hiperconcentrados abundantes en limo en China (Zhou et al, 1983). Las observaciones directas mostraron que los flujos hiperconcentrados tienen diversos rasgos en común, y características adicionales han sido inferidas a partir de trabajo experimental: (Simons et al, 1963; Engelund & Wan, 1984; McCutcheon & Bradley, 1984; Bradley, 1986); (1) el flujo es generalmente turbulento pero en algunos casos no



**Figura 2.9** Representación esquemática de una carpeta de tracción bajo un flujo turbulento y más diluido (tomado de Sohn, 1997), lo cual se infiere como el modo primario de depositación en flujos hiperconcentrados.

salpica, burbujas y pequeños remolinos originan superficies de flujo lisas y de brillo aceitoso, (2) el perfil de velocidad vertical es logarítmico como en un flujo normal, pero para concentraciones más altas las velocidades de las capas superiores son más grandes de lo esperado, (3) el diámetro medio de sedimento transportado varía directamente con la concentración total de sedimento en suspensión, (4) cuando la concentración de sedimento suspendido se incrementa por encima de la de un flujo normal, las superficies de los flujos canalizados evolucionan de tener una apariencia planar y lisa a tener ondas superficiales, antidunas y finalmente regresan a la apariencia planar y lisa cuando las concentraciones se aproximan a las de los flujos de escombros, (5) en los sitios donde el flujo es relativamente profundo y los canales son relativamente abruptos el flujo hiperconcentrado puede causar erosión drástica al lecho del canal, pero cuando los flujos son relativamente superficiales en canales amplios se origina una rápida depositación por agradación del lecho del canal.

**Depositación:** El sedimento en los flujos hiperconcentrados se deposita de dos maneras: por asentamiento del material transportado en suspensión y por acreción de la carpeta de tracción. La fracción más gruesa es depositada predominantemente a lo largo del canal principal y el depósito va disminuyendo progresivamente de tamaño con la distancia corriente abajo (Pierson & Scott, 1985; Dinehart, 1997).

**Riesgos primarios y secundarios:** Aunque los flujos hiperconcentrados transportan volúmenes inmensos de finos y arenas en suspensión (40 a 50% del fluido total), probablemente los riesgos directos de esos flujos no son muy diferentes de los riesgos causados por flujos normales de agua, es decir inundación y cubrimiento pasivo de sedimento. Los riesgos secundarios incluyen (1) migración del canal debido a una acelerada erosión de los flancos, y (2) lento cubrimiento debido a un incremento de la agradación en el lecho del canal. Ambos tipos de riesgos se presentaron en los ríos provenientes del Monte Pinatubo (en las Filipinas), a consecuencia de la gran erupción de 1991 (Scott et al, 1996).



## 2.4.5 LOS DEPOSITOS DE FLUJOS HIPERCONCENTRADOS.

**Rasgos deposicionales:** El sedimento depositado a lo largo de las márgenes del canal forma bermas relativamente lisas, planas en la cima que pueden ser de decenas de metros de amplitud y algunos metros de espesor (Dinehart, 1997). No existen estudios sistemáticos de rasgos erosionales de flujos hiperconcentrados, sin embargo observaciones realizadas en algunos depósitos laháricos han llegado a concluir que las colas de los flujos de escombros tienden a erosionar canales rectangulares amplios y poco profundos. Tales canales típicamente cortan en los depósitos de flujo de escombros recién depositados del cuerpo principal del mismo lahar (Pringle & Cameron, 1997).

La depositación en los flujos hiperconcentrados es diferente de la depositación en los flujos de escombros y en los flujos normales, y esas diferencias se reflejan en la naturaleza de los depósitos de flujo hiperconcentrado. En la depositación de flujos de escombros el sedimento y el agua son depositados en masa, o capas sin clasificar de la mezcla fluvente de sedimento y agua son acrecionadas en el lecho. En cualquier caso, hay muy poca oportunidad para diferenciar el sedimento o segregarlo por tamaño (con excepción de los clastos que exceden la competencia de suspensión del flujo) durante la depositación. En la depositación de corriente normal (fluvial), las fracciones de arena y grava son depositadas casi exclusivamente por tracción, y sólo una cantidad pequeña de la fracción de finos en suspensión es depositada junto con la arena y grava. En los flujos hiperconcentrados el depósito se produce en forma primaria por la acreción de sedimento en la base de la carpeta de tracción, aunque esto puede ser suplido por depositación del material en suspensión particularmente a lo largo de las márgenes del canal.

La distribución de tamaño de grano, la clasificación, la gradación y la estratificación dan a los depósitos de flujo hiperconcentrado su apariencia y textura distintivas en los afloramientos, y esas características son suficientes para permitir la identificación de depósitos de flujo hiperconcentrado en el campo.

**Tamaño de grano:** El tamaño medio de grano de los depósitos de flujo hiperconcentrado se encuentra generalmente en el rango de arena media a gruesa, aunque los depósitos de mitad del canal pueden ser totalmente gravosos. El contenido total de

finos generalmente se encuentra en el rango de 4 a 10% en peso (Scott, 1988a). La clasificación es intermedia entre la que se da entre los depósitos de flujo de escombros y los depósitos de flujo de corriente normal, los sedimentos que se han estudiado de flujos hiperconcentrados han tenido valores de clasificación en el rango de 1.1 a 1.6  $\phi$ . Los depósitos de flujo de escombros tienen su valor más bajo aproximado de 1.8 a 2.0  $\phi$ , mientras que las arenas fluviales generalmente tienen valores de clasificación en el rango de 0.5 a 0.8  $\phi$ . Mientras que la asimetría es generalmente positiva (exceso de finos), (Scott, 1988a).

Las curvas acumulativas de tamaño de grano para depósitos de flujo hiperconcentrado son más abruptas que las de los depósitos de flujo de escombros (reflejando una mejor clasificación), pero no son tan abruptas como aquellas de los depósitos de corriente normal. Algunas curvas hiperconcentradas también carecen del punto de inflexión grueso el cual es común en las curvas de sedimentos fluviales y lo cual implica que la parte gruesa de la distribución no fué clasificada y depositada por un proceso diferente a aquel que depositó los granos más finos (Scott, 1988a). En esos casos, la depositación fué en suspensión o en tracción solamente donde esas muestras fueron colectadas, ó ambas maneras de transporte de sedimento llevaron distribuciones similares de grano.

**Facies deposicionales:** Estudiando depósitos de flujos hiperconcentrados en el volcán Ruapehu en Septiembre de 1995. Cronin et al. (1997) identificaron dos diferentes facies: (1) una facies abundante en guijarros a cantos rodados en la parte baja del depósito a lo largo del canal principal (la facies de canal), y (2) una facies de grano más fino, predominantemente arenosa retirada del canal y que se vuelve progresivamente de grano más fino a medida que aumenta la distancia del eje del canal (la facies lateral). Capas lodosas comúnmente yacen en la cima de los depósitos arenosos en las márgenes distales de los depósitos. Scott (1988) notó que los depósitos de la mitad del canal tienden a ser más masivos que los depósitos de las márgenes laterales los cuales se encuentran más distintivamente gradados. La matriz entre los clastos en la facies de canal tiene una textura arenosa relativamente suelta, similar a la de los depósitos más finos. En la posición de la mitad del canal es donde la turbulencia y las concentraciones de sedimento se vuelven muy grandes, de este modo las partículas más grandes pueden ser transportadas, los lentes de grava son relativamente comunes en las facies de canal (Pierson & Scott, 1985).

**Estratificación:** Los depósitos emplazados por flujos hiperconcentrados son típicamente masivos o presentan una estratificación incipiente con contactos gradacionales en casos donde los sedimentos son bastante homogéneos, pero en casos donde subpoblaciones diferentes de sedimento se combinan, como es el caso de sedimentos que contrastan en color, tamaño y/o densidad (por ejemplo una mezcla de gránulos de pómez blancos y arena lítica gris oscuro), pueden presentarse estratos marcadamente definidos (Smith & Lowe, 1991). La estratificación se presenta mejor desarrollada cuando las fuentes de sedimento son cercanas, cerca de las márgenes del canal, y en áreas estancadas (Scott, 1988a). Clastos de baja densidad (pómez y fragmentos de madera) se concentran comúnmente cerca de los límites laterales del flujo en donde se presentan en hileras (Scott, 1988a). Los fragmentos de pómez y madera también se concentran comúnmente hacia la cima de las unidades de depósito debido a la flotación, pero también pueden ser cubiertos por el siguiente pulso de sedimento, aparecen comúnmente en afloramientos como lentes y estratos discontinuos. Los estratos pueden tener un rango de espesor de algunos milímetros a algunos centímetros y son característicamente horizontales. Los estratos individuales pueden ser continuos lateralmente de una, hasta varias decenas de metros. Tanto rizaduras, como estratificación cruzada se encuentran ausentes.

Las unidades de depósito individuales pueden tener un rango de algunas decenas de centímetros hasta 2.5 metros para eventos deposicionales individuales conocidos (Scott, 1988a). Smith (1986) cita la carencia de superficies de erosión interna en paquetes de sedimento mayores a 30 metros de espesor como una evidencia de la acumulación de dichos espesores en eventos deposicionales individuales. Sin embargo secuencias de agradación de 30 a 40 m de espesor depositadas por grandes corrientes procedentes del volcán Pinatubo en las Filipinas muestran algunas superficies de erosión interna, y esas secuencias se puede demostrar que son los productos de múltiples eventos deposicionales (depósitos de algunos metros por evento) sobre algunos años (Major et al, 1996; Rodolfo et al, 1996; Scott et al, 1996).

Clastos tales como guijarros y cantos rodados son relativamente comunes en los depósitos arenosos masivos principalmente cercanos al eje del canal, donde estos ruedan a su lugar de depositación. Aunque generalmente ocurren de manera individual pueden ocurrir también en pequeñas agrupaciones. El modelo dual de depositación se cumple

con una depositación de clastos por tracción, y una depositación de la mayoría de la arena por asentamiento de las partículas transportadas en suspensión.

**Gradación:** En los depósitos de flujo hiperconcentrado del Monte Santa Helena, las unidades deposicionales tienen gradación inversa característica en donde las concentraciones de sedimento se encuentran en el límite superior del rango hiperconcentrado, y no gradadas a ligeramente gradadas normalmente en alcances donde los flujos tuvieron concentraciones en la parte baja del rango hiperconcentrado (Scott, 1988a). La gradación inversa probablemente resulta del efecto de dilución en el frente de flujo cuando la onda de flujo alcanza y se mezcla con el flujo normal en el canal. En canales donde un lahar se encuentra en transición de flujo de escombros a flujo hiperconcentrado, el contacto entre la subunidad de flujo hiperconcentrado y la subunidad de flujo de escombros sobreyacente es típicamente gradacional, la gradación inversa de la unidad más baja continúa hacia arriba a la unidad superior.

**Consolidación:** Los depósitos de flujo hiperconcentrado son típicamente menos consolidados que los depósitos de flujo de escombros, pero a su vez son generalmente mejor consolidados que los depósitos de flujo normal de corriente los cuales se encuentran muy disgregados. Los depósitos de flujo hiperconcentrado cuando se excavan con una pala, presentan alguna resistencia a la excavación, pero las arenas generalmente se desagregan completamente.

**Rasgos de salida del agua:** Tubos de escape de fluidos verticales y diques, estructuras de disco y pilares y laminación convoluta (Lowe, 1975; Hodgson, 1993) han sido observadas en depósitos volcanoclásticos que texturalmente parecen haber sido depositados por flujos hiperconcentrados. En general, los depósitos de flujo hiperconcentrado tienen las características que favorecen la formación de tales estructuras como son: rápida depositación, suficiente cantidad de finos para atrapar agua de poro, y un ambiente de agradación.

### III.-METODOLOGIA.

#### 3.1.-CARTOGRAFIA.

El lahar San Nicolás (LSN) es un depósito lahárico (Delgado et al. 1994), que se caracteriza por tener tres unidades de flujo y una litología homogénea consistente principalmente en clastos andesíticos de color gris oscuro, y en menor cantidad clastos de andesita roja y pómez en una matriz arenosa de composición similar, cuyos afloramientos se encuentran distribuidos siguiendo el curso de barrancas, valles y arroyos en las inmediaciones orientales del volcán Popocatepetl.

Para la realización de la cartografía del LSN se tomaron como referencia las cartas topográficas a escala 1: 50, 000 del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI):

E14B42 Huejotzingo

E14B52 Atlixco

En las cuales se ubicaron los afloramientos reconocidos del LSN con base en:

- El reconocimiento visual de rasgos geomorfológicos en el campo.
- La utilización de coordenadas GPS.
- El uso de fotografías aéreas.

Como resultado se obtuvo un mapa con la distribución cartográfica de los depósitos del LSN (Figura 3.1), en el cual se puede apreciar que quedan comprendidos en el área definida entre las coordenadas geográficas:

98°20' Longitud Oeste

98°39' " "

18°49' Latitud Norte

19°06' " "

Es notable además el gran alcance que tuvo el flujo al recorrer una distancia total mayor a 60 km desde donde nacen las cañadas en el lado norte del Popocatepetl hasta el sitio en donde se observó el afloramiento más distal, (distancia que fué medida por medio de un curvímetro sobre el mapa). Otro aspecto notable observable por medio de la

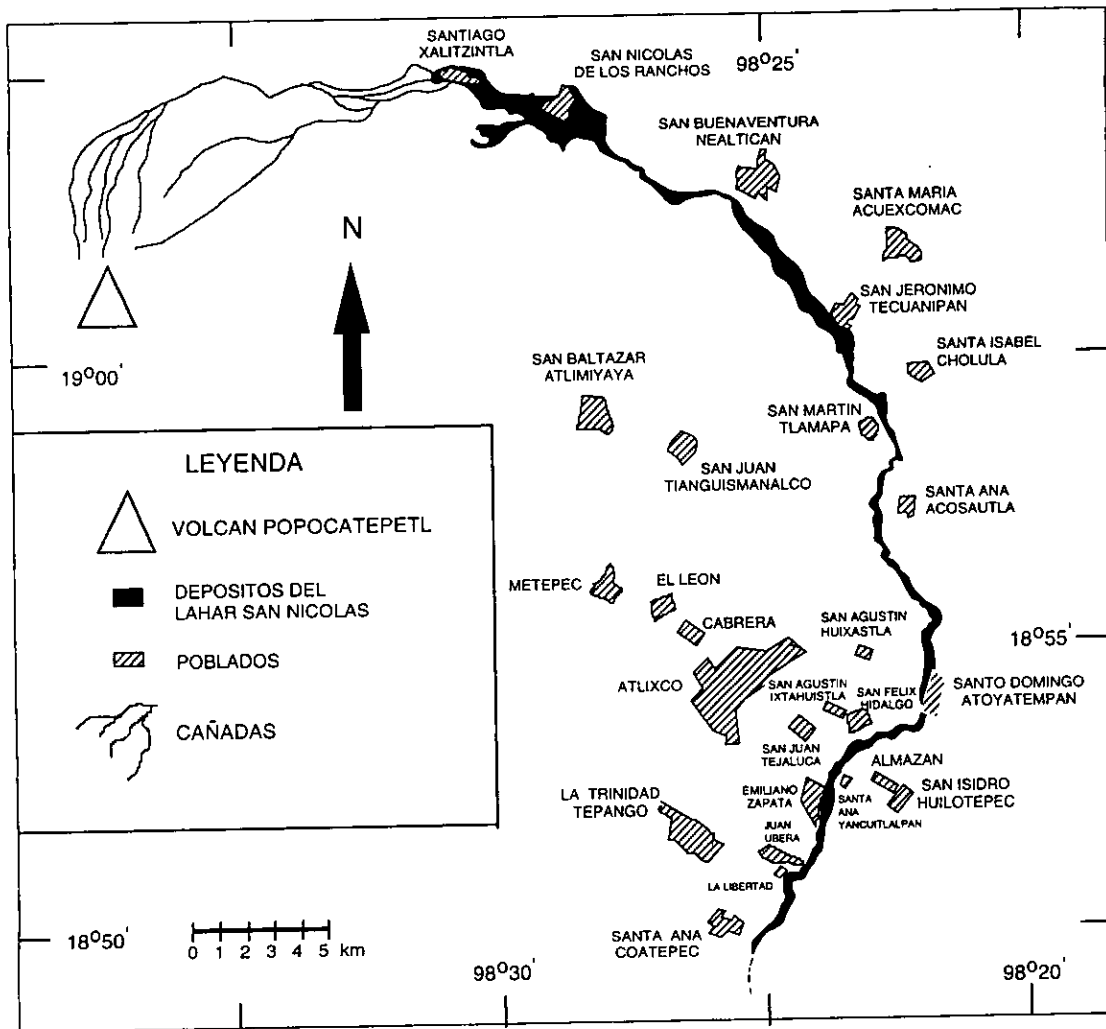


Figura 3.1 Distribución cartográfica de los depósitos del lahar San Nicolás al este del volcán Popocatepetl.

cartografía es la gran cantidad de poblaciones que en la actualidad se encuentran ubicadas por encima o muy cerca de los depósitos del LSN.

### 3.2.-ESTRATIGRAFIA VOLCANICA.

Para intentar explicar los diferentes procesos que dan origen a los depósitos volcánicos es sumamente importante llevar a cabo una adecuada descripción de los mismos, la cual se realiza tomando en cuenta ciertas características distintivas de cada depósito, entre las cuales se encuentran las siguientes (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1993):

- La descripción del depósito se realiza desde la parte superior, hacia la parte inferior.
- Distinguir si el depósito se encuentra constituido por lavas o por material piroclástico.
- En el caso de depósitos constituidos por material piroclástico, observar si el soporte del depósito es por medio de clastos o de matriz, este último término es definido en general como el material de grano más fino que se encuentra rellenando los intersticios entre los granos más grandes de un sedimento o roca sedimentaria (Bates & Jackson, 1987), sin embargo existe otra definición de matriz que es utilizada para depósitos de avalancha de escombros y flujo de escombros la cual comprende a todos los granos más finos de 2 mm de diámetro que rellenan los intersticios entre los granos más grandes de un sedimento o roca sedimentaria (Palmer et al, 1991).
- Determinar la composición y mineralogía de los clastos.
- Mencionar el color de los clastos y de la matriz.
- Medir el tamaño de los diferentes clastos.
- Determinar el grado de redondez y de vesicularidad de los clastos.
- Describir las diferentes estructuras sedimentarias del depósito (gradación normal o inversa, estratificación cruzada, etc).
- Con base en las características anteriores, distinguir diferentes unidades dentro del depósito y los contactos entre ellas.
- Medir el espesor de las diferentes unidades.

- Recolectar fragmentos de carbón para realizar fechamientos de Carbono 14 ( $C^{14}$ ) en depósitos más jóvenes de 50,000 años.

### 3.3.-SEDIMENTOLOGIA.

#### 3.3.1.-ANÁLISIS SEDIMENTOLOGICO.

Los análisis sedimentológicos son de suma utilidad para apoyar la descripción de los diferentes depósitos constituidos por material piroclástico, ya que en ellos se refleja la distribución de los diferentes tamaños de partículas, producida por los diferentes mecanismos de emplazamiento involucrados.

Para la realización de un análisis sedimentológico (o análisis granulométrico), se requiere en primer lugar, saber a que tamaños específicos de partículas se les va a aplicar (Folk, 1974; Friedman & Sanders, 1978). De esta manera por ejemplo, para el análisis sedimentológico de partículas del tamaño de la arena (entre 2 y 1/16 de mm), el método a emplearse es el del tubo de Emery, y para partículas de tamaño menor a 1/16 de mm (lodos) se emplea el método de pipeteo, en ambos métodos se toma en cuenta la velocidad de caída de las partículas sedimentarias en el agua, en el tubo de Emery se mide la acumulación de las mismas en su fondo a diferentes tiempos, y en el método de pipeteo tomando muestras del agua que contiene a las partículas secando y pesando cada muestra colectada a diferentes tiempos y obteniendo con la diferencia de pesos los porcentajes correspondientes a cada fracción.

Los análisis granulométricos de partículas más grandes que 64 mm se realizan directamente en el afloramiento por medio de una malla, o también mediante la toma de fotografías del depósito a las cuales posteriormente en gabinete se les traza una cuadrícula.

Sin embargo el método más comúnmente utilizado para la realización de un análisis sedimentológico es el de tamizado, el cual consiste básicamente en la colocación sucesiva de tamices de apertura de malla variable entre 64 y 1/16 de mm, a los cuales se les agrega una cantidad de sedimento que será variable entre 0.5 y 2.0 kg dependiendo del tamaño de las partículas a analizar (Cas & Wright, 1993), las partículas de un determinado rango



de tamaño se irán quedando retenidas en cada tamiz, al final se cuentan los pesos individuales de cada porción de sedimento recolectada por tamiz y se calculan porcentajes individuales y acumulativos en los cuales se basará el análisis estadístico, los pasos generales para la realización de un análisis sedimentológico por tamizado son los siguientes:

1).-Colectar en el campo entre 0.5 y 2.0 kg de muestra que sea representativa del depósito a analizar.

2),Secar la muestra en una charola de aluminio previamente numerada a una temperatura de alrededor de 60° durante 24 hrs, removiendo periódicamente la muestra para facilitar su secado, al retirar la muestra se le debe dejar en reposo por espacio de 4 hrs. a temperatura ambiente.

3).-En caso de muestras más grandes de 2.0 kg se deberá secar toda la muestra de la misma forma, una vez seca se deberá cuartear hasta obtener un peso adecuado al tamaño de partículas a analizar, el resto de la muestra se almacena para ser utilizada en otro tipo de análisis.

4).-Pesar la muestra en una balanza analítica.

5).-Seleccionar los tamices a utilizar dependiendo del objetivo del estudio con aperturas de malla cada  $1\phi$  o cada  $0.5\phi$  donde:

$$\phi = -\log_2 d \quad (d = \text{diámetro de las partículas en mm})$$

6).-Ordenar los tamices del más grueso en la parte alta al más fino en la parte baja, incluyendo la charola receptora y la tapa.

7).-Vaciar la muestra en los tamices, observando que si la muestra contiene material alterado o fácil de fragmentar (pómez por ejemplo), se agite la pila de tamices manualmente varios minutos antes de comenzar a separar la muestra. Si la muestra por el contrario contiene material bastante sólido, colocar la columna de tamices en la mesa rotatoria (ro-tap) por 10 minutos aunque los primeros tamices deberán agitarse manualmente.

8).-Colectar la muestra atrapada en cada malla golpeando el tamiz en los costados y vaciar el contenido en papel blanco de preferencia, limpiar el tamiz con una brocha tratando de dejarlo libre de partículas atoradas entre la malla.

9).-En una bolsa de plástico o en una charola de aluminio previamente marcada, pesada y llevada a cero en la balanza analítica vaciar cada fracción de la muestra para obtener su peso absoluto y anotar el valor en la forma disponible en el laboratorio.

10).-Si las fracciones  $>4\phi$  de la muestra representan una parte significativa ( $>20\%$  del total), se podrían efectuar análisis posteriores de estas fracciones a través del método de pipeteo.

11).-Sumar los pesos absolutos de todas las fracciones para obtener el peso total de la muestra. De este resultado se obtendrán los porcentajes relativos de cada fracción.

12).-Los datos obtenidos se representan en diferentes tipos de curvas, desde histogramas de frecuencia en donde se grafica el porcentaje individual en peso contra el tamaño medio de cada fracción analizada, hasta curvas de porcentaje acumulado trazadas en papel probabilístico a partir de las cuales se obtienen los percentiles con los cuales se aplicarán las fórmulas de los parámetros estadísticos para obtener las distribuciones de tamaño de grano.

### 3.3.2.-ESCALA GRANULOMETRICA DE WENTWORTH.

La escala de clasificación de tamaños de partículas más ampliamente utilizada en geología (Folk, 1974; Friedman & Sanders, 1978; Fisher & Schmincke, 1984), es la desarrollada por Udden en 1914, y más ampliamente difundida por Wentworth en 1922, La cual utiliza una escala logarítmica en la cual cada tamaño sucesivo de clasto es del doble de tamaño del que le preside, por ejemplo, en el rango de las gravas más finas (guijas) los tamaños se incrementan sucesivamente de 2 mm a 4 mm, 8 mm, 16 mm, etc. Una adición posterior a la escala fué dada por Krumbein en 1934 al utilizar los valores  $\phi$  para designar cada tamaño sucesivo de clastos, los cuales se definen por la fórmula:

$$\phi = -\log_2 d \quad (d = \text{diámetro de las partículas en mm})$$

Como complemento, se le ha añadido a la escala de Wentworth, la escala de tamaños del material piroclástico, en donde se puede apreciar sucesivamente que los límites entre bloques y lapilli, ceniza gruesa y lapilli, y ceniza gruesa y ceniza fina corresponden

respectivamente con los límites entre guijarros y guijas, gravas y arena, y arena y lodos (Figura 3.2).

### 3.3.3.-PARAMETROS ESTADISTICOS.

Para realizar la cuantificación de las distribuciones de tamaño de grano, es necesario determinar varios parámetros estadísticos (Fisher & Schmincke, 1984), los cuales son calculados a partir de percentiles obtenidos de la realización de gráficas de porcentajes individuales y porcentajes acumulados de cada una de las fracciones de sedimento en unidades  $\phi$ . Los parámetros más ampliamente utilizados por los geólogos en la actualidad, son los que desarrollaron Folk & Ward en 1957 por ser consistentes y prácticos en su utilización, los cuales son:

**Moda (Mo):** Es el tamaño de partículas que ocurre con mayor frecuencia, o también puede definirse como el punto medio de la barra más grande de un histograma. Algunas distribuciones de tamaño de partículas pueden tener más de una moda.

**Mediana (Md):** Es el tamaño para el cual una mitad de las partículas son más gruesas y la otra mitad son más finas.

**Media Gráfica (Mz):** Es el punto medio de la curva de frecuencias, y es calculada a partir de la fórmula:

$$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

**Clasificación ( $\sigma$ ):** Es una medida de la uniformidad que tiene la distribución de tamaño de grano y es equivalente a la desviación estándar de la distribución, los valores de la clasificación son siempre proporcionados en unidades  $\phi$ , su cálculo se realiza por medio de la expresión:

Límites de Diámetro de Partículas		Nombre	Material Piroclástico	
(mm)	(Phi)			
2048	— -11	Canto rodado muy grande	<b>Bombas</b> (Si se encuentran completa ó parcialmente fundidas durante la formación y el transporte)  <b>Bloques</b> (Si se encuentran en fase sólida durante la formación y el transporte)	
1024	— -10	Canto rodado grande		
512	— -9	Canto rodado medio		
256	— -8	Canto rodado pequeño		
128	— -7	Guijarro grande		
64	— -6	Guijarro pequeño		
32	— -5	Guija muy gruesa		Lapilli
16	— -4	Guija gruesa		
8	— -3	Guija media		
4	— -2	Guija fina		
2	— -1	Guija muy fina		
1	— 0	Arena muy gruesa	Ceniza Gruesa	
1/2	— 1	Arena gruesa		
1/4	— 2	Arena media		
1/8	— 3	Arena fina		
1/16	— 4	Arena muy fina		
1/32	— 5	Limo grueso	Lodos	Ceniza Fina
1/64	— 6	Limo medio		
1/128	— 7	Limo fino		
1/256	— 8	Limo muy fino		
1/512	— 9	Arcilla gruesa		
1/1024	— 10	Arcilla media		
1/2048	— 11	Arcilla fina		
1/4096	— 12	Arcilla muy fina		

Figura 3.2 Escala granulométrica para la clasificación de tamaño de partículas y comparación de esta con la escala de tamaños de material piroclástico.

$$\sigma = \frac{(\phi_{84} - \phi_{16})}{4} + \frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{6.6}$$

**Asimetría (Sk):** Es una medida de la "inclinación" de la distribución de tamaño de partículas, o la "tendencia" de la gráfica a estar hacia el lado fino o grueso de las partículas, a diferencia de la clasificación, los valores de asimetría están dados como números simples, el método empleado por Folk & Ward en 1957 en esencia mide el desplazamiento de la mediana de la media y usa 90% de la curva en la determinación, la cual se realiza utilizando la fórmula:

$$Sk = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

**Curtosis (Kg):** Es una medida de qué tan estrecha o amplia es la curva de la distribución de tamaños, o en otras palabras: que tanto se encuentra concentrado el sedimento en un rango pequeño o si está disperso. Consiste en una comparación de la clasificación en las colas de la distribución y la clasificación en la porción central de la distribución. Si la porción central se encuentra mejor clasificada la curva es "leptocúrtica" (es decir puntiaguda), si las colas son las que se encuentran mejor clasificadas la curva es "platicúrtica" (es decir de punta aplanada). La fórmula para calcular la curtosis es:

$$Kg = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44 (\phi_{75} - \phi_{25})}$$

Tanto la clasificación ( $\sigma$ ), asimetría (Sk) y curtosis (Kg) pueden ser descritas en categorías relativas, dependiendo de los valores obtenidos a partir de las fórmulas desarrolladas por Folk & Ward en 1957. Dichas categorías se encuentran listadas en la

**Tabla 3.1** (Folk, 1974; Friedman & Sanders, 1978), destacando que los valores de clasificación son proporcionados en unidades  $\phi$ , mientras que los valores de asimetría y curtosis son únicamente numéricos:

**Clasificación ( $\sigma$ )**

Valor	Categoría
$<0.35\phi$	Muy Bien Clasificado
$0.35\phi — 0.49\phi$	Bien Clasificado
$0.50\phi — 0.70\phi$	Moderadamente Bien Clasificado
$0.71\phi — 0.99\phi$	Moderadamente Clasificado
$1.00\phi — 1.99\phi$	Pobremente Clasificado
$2.00\phi — 3.99\phi$	Muy Pobremente Clasificado
$\geq 4.00\phi$	Extremadamente Mal Clasificado

**Asimetría ( $Sk$ )**

Valor	Categoría
$-1.00 — -0.31$	Altamente Asimétrico Gueso
$-0.30 — -0.11$	Asimétrico Gueso
$-0.10 — 0.09$	Casi Simétrico
$0.10 — 0.29$	Asimétrico Fino
$0.30 — 0.99$	Altamente Asimétrico Fino

## Curtosis (Kg)

Valor	Categoría
<0.67	Muy Platicúrtico
0.67 — 0.89	Platicúrtico
0.90 — 1.09	Mesocúrtico
1.10 — 1.49	Leptocúrtico
1.50 — 2.99	Muy Leptocúrtico
≥3.00	Extremadamente Leptocúrtico

Tabla 3.1 Categorías relativas de Clasificación ( $\sigma$ ), Asimetría (Sk) y Curtosis (Kg).

### 3.4.-GEOQUIMICA POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X (XRF).

La espectrometría por fluorescencia de rayos X (XRF) es la técnica analítica más ampliamente utilizada en la determinación de las proporciones de elementos mayores y traza de muestras de roca (Rollinson, 1993), debido a que es versátil y puede reconocer y cuantificar más de 80 elementos sobre un amplio rango de sensibilidades, detectando concentraciones desde el 100% hasta unas cuantas partes por millón, además de que es un método rápido y gran número de análisis con un alto grado de precisión pueden ser realizados en un tiempo relativamente corto. La principal limitación que tiene la técnica es que elementos más ligeros que el Sodio (el cual tiene el número atómico de 11) no pueden ser analizados por XRF.

La técnica se basa en la excitación de una muestra por rayos X. Un haz primario de rayos X excita rayos X secundarios los cuales tienen longitudes de onda características de los elementos presentes en la muestra. La intensidad de los rayos X secundarios es utilizada para determinar las concentraciones de los elementos presentes por referencia a los estándares de calibración, se realizan correcciones por errores instrumentales y por efectos que la composición de la muestra tiene sobre las intensidades de emisión de los rayos X.

(a)



(b)



Figura 3.5 (a y b) Vistas de la Avenida Independencia en la localidad de Santiago Xalitzintla, después de una fuerte lluvia, en la cual se puede apreciar la gran cantidad de sedimento transportado por el agua.



Los análisis típicos por XRF involucran la preparación de la roca en dos formas diferentes: Una pastilla de polvo prensada para el análisis de elementos traza, y una pastilla de vidrio hecha a partir de polvo de la muestra fundida en metaborato o tetraborato de litio para el análisis de los elementos mayores.

### **3.4.1.-MUESTREO Y PREPARACION DE MUESTRAS.**

Las muestras de roca que se recolectaron para la realización de los análisis químicos de elementos mayores correspondientes a este trabajo fueron preparadas de acuerdo con los pasos siguientes:

- 1).-Partiendo de la cartografía realizada a los diferentes depósitos volcánicos, se procede a la recolección de las muestras de roca en el campo (de preferencia del tamaño de dos puños juntos), procurando que se encuentren lo más frescas posible y etiquetarlas con una clave representativa del lugar y fecha de la recolección de la manera más clara posible con un marcador de tinta indeleble.
- 2).-Separar las partes alteradas de la roca mediante el uso de marro o pica, y fragmentarla hasta convertirla en esquirlas de no más de 5 cm de largo.
- 3).-En el laboratorio, pulverizar las esquirlas resultantes en un mortero de hierro al cual previamente se le limpia con aire a presión.
- 4).-El material pulverizado, se coloca en un molino de roca marca Herzog hasta que es capaz de atravesar la malla 200.
- 5).-Se coloca la muestra resultante en papel limpio y el molino de roca se limpia primero con una brocha seca y posteriormente con algodón remojado en acetona.
- 6).-Del papel, la muestra se coloca en una bolsa de plástico a la cual previamente se le ha rotulado la clave de la muestra, con lo cual termina la fase de preparación y muestreo.

### **3.4.2.-ANALISIS DE LAS MUESTRAS.**

Las muestras ya debidamente pulverizadas fueron analizadas mediante la técnica analítica de espectrometría por fluorescencia de rayos X (XRF) en el Laboratorio

Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la U.N.A.M por el MC. Rufino Lozano Santa Cruz en un espectrómetro de rayos X (Sequential X-Ray Spectrometer), marca Siemens modelo SRS3000 con base en estándares de elementos mayores para andesitas y basaltos, se obtuvieron solamente los resultados de los elementos mayores, ya que el espectrómetro todavía no estaba calibrado para la determinación de los elementos traza. Los datos obtenidos fueron vaciados en una base de datos y se graficaron los resultados en el diagrama de contenido total de álcalis y sílice (TAS) utilizando el paquete de graficación geoquímica Petrograph v 1.2, tanto los datos, como los resultados son más ampliamente discutidos en el capítulo IV.

### 3.5.-FECHAMIENTOS.

#### 3.5.1.-EL METODO DE FECHAMIENTO POR CARBONO 14.

A partir del conocimiento adquirido en la década de los 30's acerca de que en la atmósfera se produce  $^{14}\text{C}$  por la interacción de los neutrones de los rayos cósmicos con el gas más abundante de la atmósfera que es el Nitrógeno (Faure, 1986), desarrolla Arnold Libby en 1952 el método de fechamiento por Carbono 14, basándose en el hecho de que el  $^{14}\text{C}$  reacciona con el oxígeno para formar  $\text{CO}_2$  el cual es respirado e incorporado por todos los organismos vivientes. Al morir los organismos ya no incorporan  $\text{CO}_2$  y el carbono 14, que es un isótopo inestable, empieza a decaer conforme a la expresión:

$$A = A_0 e^{-\lambda t}$$

Donde:

A = Actividad del carbono 14 medida en unidades de desintegración por minuto por gramo.

$A_0$  = Actividad inicial del carbono 14, es decir la actividad del carbono que tenía el organismo cuando vivía, medida en unidades de desintegración por minuto por gramo.

$$e = 2.71828$$

$\lambda$  = Constante de decaimiento radioactivo, que para el caso del  $^{14}\text{C}$  tiene un valor de  $1.209 \times$

$$10^{-4} \text{ (años}^{-1}\text{)}$$

$t$  = tiempo transcurrido desde la muerte del organismo.

Al despejar  $t$  de la expresión anterior se obtiene:

$$t = 19.035 \times 10^3 \log (A_0 / A) \text{ (años)}$$

Obteniendo de esta manera la edad de la muestra.

El método de a su vez se basa en las siguientes premisas:

- 1).-La cantidad de  $^{14}\text{C}$  ha sido constante en los últimos 50,000 años, lo cual no es completamente cierto, ya que existen variaciones en la cantidad de rayos cósmicos que caen a la tierra debido principalmente a variaciones en el campo magnético, inyección de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera, y el estallamiento de bombas atómicas que han alterado el equilibrio a partir de 1950.
- 2).-La vida media del  $^{14}\text{C}$  es una constante, la cual es independiente del sitio de muestreo.
- 3).-La muestra no ha sido contaminada.

En la actualidad, el método de fechamiento por Carbono 14 se ha convertido en el más utilizado para depósitos que tienen una edad menor a los 50,000 años.

### 3.5.2.-COLECTA Y PREPARACION DE MUESTRAS.

La colecta y preparación de las muestras a las que se les va a aplicar el método de Carbono 14 es sumamente importante para evitar problemas de contaminación, una indicación de pasos a seguir para evitar esto es la siguiente:

- 1).-El mejor material para fechar son los fragmentos de carbón, madera, hueso y conchas de organismos, la cantidad mínima de material que se debe coleccionar en el campo es de 1.7

g

- 2).-El error más común al realizar la colecta consiste en recoger material más joven el cual pudo ser introducido por raíces, animales o humanos, de este modo la edad del material no es la del depósito, en este caso además de reconocer la calidad del material, es importante reconocer rastros de excavación que pudieran dar indicios de la introducción posterior en el depósito del material encontrado.
- 3).-Un fragmento de carbón o de madera que se encuentran de manera original en el depósito pueden ser más antiguos que el depósito mismo, en este caso por ejemplo, para el caso del carbón lo ideal es recolectar fragmentos de carbón embebidos en la parte central del depósito los cuales seguramente pertenecerán a ramas de árbol incendiadas durante la erupción, a diferencia de troncos o demás materiales que se encuentren en la base del depósito en contacto con el sustrato inferior los cuales seguramente pertenecerán a una época anterior a la del emplazamiento del depósito.
- 4).-En sitios húmedos, es importante reconocer si la superficie de la muestra recolectada se encuentra libre de líquenes, los cuales pueden rejuvener la edad de la muestra.
- 5).-El muestreo cuidadoso por medio de una espátula en el campo es el más recomendable, las muestras se colocan en bolsas de plástico pequeñas en las cuales se rotula la clave del sitio y fecha de la recolección. Asimismo es importante dibujar una columna estratigráfica del depósito con una breve descripción ubicando el horizonte de muestreo en ella.
- 6).-Una vez en el laboratorio, las muestras se deben poner a secar en una mufla a una temperatura menor a los 100°C hasta que se encuentren completamente secas, para evitar el crecimiento de hongos que pueden rejuvenecer la edad de la muestra.
- 7).- Las muestras se envuelven ya secas en papel aluminio (para prevenir contaminación procedente de fragmentos de plástico) y se colocan a su vez dentro de bolsas de plástico previamente rotuladas con una clave del sitio y fecha de recolección.
- 8).-Las muestras se mandan ya empacadas junto con un mapa de localización y una columna estratigráfica del horizonte de muestreo al laboratorio en donde se van a realizar los análisis.

### 3.6.-PETROLOGIA.

La Petrología es la rama de la Geología que estudia la descripción, origen y clasificación de las rocas (Mottana et al, 1980), la descripción de las rocas puede ser tanto microscópica como macroscópica.

**Descripción Macroscópica:** Consiste en la observación de rasgos a simple vista en las rocas, para ello se requiere que la roca se encuentre "fresca", es decir que no se encuentre alterada, es por ello que es recomendable la utilización de un "martillo de geólogo" (pica), para romper la roca. Una vez hecho esto se anotan en una libreta de tránsito varios aspectos fundamentales entre los cuales se encuentran:

**Color:** Del cual se anota tanto de la muestra fresca, como de la parte que ha sido intemperizada.

**Estructura:** En general, la estructura se refiere a los grandes rasgos que se observan a simple vista en las rocas tales como el bandeamiento, la lineación y la vesicularidad.

**Textura:** Es el modo de asociación de los minerales constituyentes de una roca y de sus relaciones mutuas, a escala macroscópica se reconocen en general 3 texturas diferentes dadas por el tamaño del grano, las cuales son Fanerítica (los cristales son visibles a simple vista), Porfídica (una parte de los cristales son visibles a simple vista y otra parte no es visible) y Afanítica (los cristales no son visibles a simple vista).

**Minerales observables:** Debido a ciertos caracteres como el color, la forma, la dureza, el lustre, etc, es posible reconocer a simple vista a los minerales más comunes que constituyen a las rocas ígneas, tales como el cuarzo, feldespatos, feldespatoides, micas anfíboles, piroxenos y olivino.

**Descripción Microscópica:** Consiste en la observación de rasgos en las rocas con ayuda del microscopio, para tal efecto se monta un fragmento de roca por medio de una resina llamada "bálsamo de Canadá" en un portaobjetos y se pule hasta que el fragmento de roca llega a ser tan delgado que permite el paso de la luz del microscopio a través de los minerales que constituyen a la roca formando de esta manera una "lámina delgada", entre los rasgos importantes que se describen en este tipo de observaciones se encuentran:

**Textura:** Esta vez observada a escala microscópica, se puede expresar de diferentes formas dependiendo del criterio a utilizar, entre los cuales se encuentran:

**Cristalinidad:** Se refiere al "grado de cristalización" o en otras palabras a la proporción de materiales cristalinos y vítreos, de este modo las rocas holocristalinas son las que se encuentran compuestas enteramente de cristales, las rocas hololialinas son las que están constituidas en su totalidad por vidrio y las hipocristalinas son las que se encuentran compuestas en parte por cristales y en parte por vidrio.

**Forma:** Dependiendo de su forma, los cristales pueden ser: euedrales o automorfos si poseen formas cristalinas precisas, subedrales o subautomorfos cuando sus formas cristalinas no se han desarrollado por completo, y anedrales o xenomorfos si los cristales no poseen formas propias.

Según relaciones mutuas entre cristales y el vidrio las texturas se clasifican a su vez en:

**Equigranulares:** Los constituyentes minerales tienen aproximadamente el mismo tamaño, las variaciones dentro de esta misma textura son:

- **Xenomórfica o Alotriomórfica:** Los constituyentes minerales no poseen formas propias, es decir son xenomorfos.
- **Aplítica:** Es una variedad de la anterior, los cristales son de grano fino.
- **Subautomórfica o hipidiomórfica:** La mayor parte de los cristales son subedrales.
- **Granítica:** Es una variedad de la subautomórfica con plagioclasas subedrales.
- **Monzonítica:** Variedad de la subautomórfica con plagioclasas subedrales englobadas en feldespato potásico.
- **Automórfica o Panidiomórfica:** Cuando la mayor parte de los cristales son euedrales.
- **Ortofírica:** Variedad de la automórfica, los feldespatos euedrales son de grano fino.
- **Felsítica:** Los cristales de roca son tan pequeños que la vuelven criptocristalina, (los cristales se distinguen difícilmente, inclusive bajo los más fuertes aumentos del microscopio).
- **Inequigranulares:** Es grande la diferencia en tamaño de los constituyentes minerales (mega y microscópicamente).
- **Porfírica ó Porfídica:** Cuando se observan cristales grandes rodeados de una matriz de cristales más pequeños.
- **Vitrofirica:** Si la matriz es vítrea en lugar de cristalina.

- **Felsítica:** Si la matriz es Felsítica.
  - **Poikilitica o Poecilítica:** Si existen minerales pequeños no orientados como inclusiones dentro de fenocristales.
  - **Ofíticas y Subofíticas:** Variedad de textura Poikilitica, donde las plagioclasas parecen estar encerradas total ó parcialmente por piroxenos.
  - **Intersertal:** Intersticios rellenos de vidrio ó de minerales secundarios.
  - **Glomero-porfídica:** Cuando un grupo de fenocristales se reúnen en partes de la roca.
  - **Lamprofídica:** Biotita y Hornblenda automorfos rodeados de una matriz de feldespatos de grano más fino.
  - **Piroclástica:** Fragmentos de cristales, rocas ó vidrio en una matriz fina.
  - **Eutaxítica:** La presentan las ignimbritas (fragmentos de rocas, cristales y vidrios en matriz de esquirlas de vidrio), y tiene forma de flama (fiame).
- Intercrecimiento:** Texturas dadas por el intercrecimiento de cristales.
- **Pegmatítica:** Es una interpenetración mutua de un cristal de cuarzo con uno de feldespato potásico.
  - **Mirmekítica:** Cuando un cristal de feldespato potásico se encuentra en contacto con otro de plagioclasa.
  - **Microlíticas:** Se caracterizan por la extrema abundancia de pequeños cristales de feldespatos automorfos, desarrollados en forma de laminillas y que se denominan microlitos.
  - **Traquítica:** Si los microlitos están orientados en forma más o menos paralela y sus intersticios están ocupados por material microcristalino.
  - **Pilotaxítica:** Si el material es criptocristalino.
  - **Hialopilitica:** Si el material es vidrio.
- Hialinas:** Predomina el vidrio sobre los cristales o bien existe sólo.
- **Perlítica:** Se observan líneas de fractura más o menos concéntricas, a veces desarrolladas de modo tan perfecto que la roca asemeja un agregado de nódulos como de cebollas.
  - **Esferulítica:** Agregados radiales, total o parcialmente esféricos, compuestos de feldespato potásico solo ó acompañado de cuarzo ó tridimita.

- **Variolítica:** Formada por fibras de plagioclasas con o sin vidrio intersticial, o bien fibras de plagioclasa con ferromagnesianos.
- **Vacuolar:** Se observan cavidades o vacuolas esféricas ovoides o irregulares.
- **Amigdaloidal:** Cuando las vacuolas (cavidades) están rellenas de minerales secundarios como ópalo, calcedonia, clorita, calcita ó ceolitas.
- **Miarolítica:** Cuando cristales automorfos o subautomorfos se forman en las cavidades de rocas plutónicas.
- **Desvitrificación:** Consiste en la formación de "cristalitos", primeramente piroxenos en forma de ramitas, rosarios y hojas de helecho y luego cristales de cuarzo y feldespatos de hábito fibroso.

**Mineralogía:** Los minerales constituyentes de una roca se clasifican en:

**Esenciales:** los cuales son los minerales más abundantes, los cuales le dan el nombre a la roca, y son formados por cristalización primaria como ejemplos tenemos al cuarzo, feldespatos potásicos, feldespatoides, plagioclasas, piroxenos, anfíboles, micas y olivino.

**Accesorios:** Son aquellos minerales que son mucho menos abundantes que los esenciales, por lo cual no son utilizados para darle nombre a la roca y también son formados por cristalización primaria, como ejemplos se tiene a la esfena, magnetita y apatito.

**Minerales secundarios:** Son aquellos producidos por alteración de minerales preexistentes en la roca, como es el caso de las arcillas que son derivadas a partir de plagioclasas o la clorita que se desarrolla a partir de la biotita y la hornblenda.

**Matriz y cementante:** Son aquellos materiales que se encuentran relleno los intersticios entre los granos minerales más grandes, la matriz se refiere al material detrítico, y el cementante al material que es químicamente precipitado como sílice, carbonatos, óxidos de hierro e hidróxidos (American Geological Institute, 1976).

El origen de las rocas puede ser expresado de manera general, como: ígneo, sedimentario o metamórfico, y de manera más específica se pueden dar interpretaciones de origen tan complejas como las necesidades lo requieran mencionando el proceso geológico involucrado.



La clasificación de las rocas ígneas se realiza tomando en cuenta los criterios mencionados en el capítulo anterior como son la velocidad de enfriamiento, y las composiciones química y modal observables.

### 3.7.-HIDROLOGIA.

La Hidrología es la parte de la Geología que estudia al agua que existe en nuestro planeta (American Geological Institute, 1976; Press & Siever, 1978), en especial la manera en que un área continental dispone del agua que escurre sobre ella (es decir el drenaje), es de gran interés geológico, ya que es el resultado de las características climatológicas, litológicas, geomorfológicas y estructurales de la zona en estudio (Guerra, 1980).

Un sistema, red o configuración de drenaje, se encuentra constituido por una corriente y sus tributarios (American Geological Institute, 1976), y puede ser clasificado dependiendo de su forma (Press & Siever, 1978; Guerra, 1980), en varios tipos entre los cuales destacan:

**Dendrítico:** Se denomina también “arborescente”, por parecerse en su desarrollo a la configuración de un árbol, de donde le viene su nombre, del griego “dendron”, árbol. Es la más común de todas las configuraciones de drenaje.

**Paralelo:** Cuando las corrientes fluyen casi paralelas unas a otras, por tal motivo se le denomina también de “cola de caballo”.

**Enrejado:** Se le designa también con el nombre de “emparrillada”, por su parecido con la figura que forma una parra en el enrejado de un jardín.

**Radial:** Denominada así, porque las corrientes fluviales se encuentran dispuestas como los rayos o radios de una rueda, con relación a un punto central, se clasifica a su vez en **Centrífugo**, si las corrientes fluviales divergen desde un punto ó area central elevado, y **Centrípeto**, si las corrientes fluviales convergen en un punto o zona central baja o hundida.

**Anular:** Su nombre proviene de la semejanza que tiene este tipo de configuración de drenaje a un anillo.

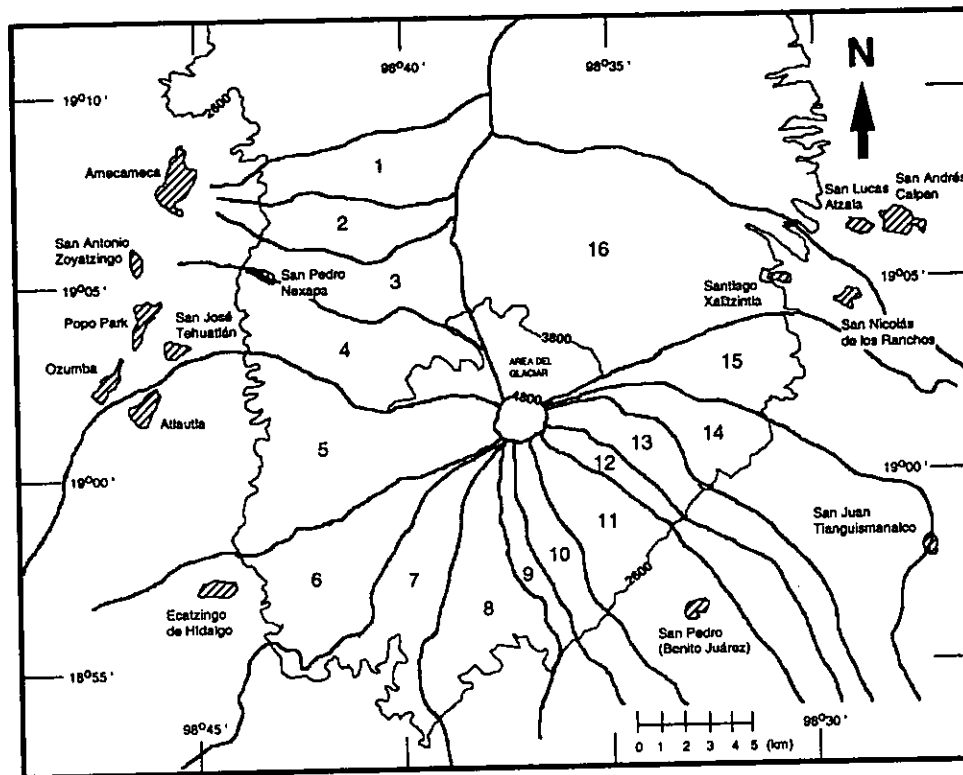


Figura 3.4 Distribución de las principales cuencas de drenaje en el volcán Popocatépetl.

**Trenzado:** Se denomina corriente “trenzada” a aquella que fluye en numerosos canales divididos, que se vuelven a unir, como los cabos o ramales retorcidos de una trenza, originando dicha división de los canales, el obstáculo causado por los sedimentos depositados por la corriente.

**Kárstico:** Esta configuración de drenaje se denomina también de “sumideros” y es característica de áreas de estratos de caliza horizontales, cuya localidad típica es la región del “karst” en Yugoslavia.

En el caso del volcán Popocatepetl se puede apreciar (**Figura 3.3**), una configuración de drenaje de tipo radial, en donde gran parte de las corrientes fluyen hacia el lado sur, describiendo trayectorias hiperbólicas. Otro rasgo destacable es que las corrientes en el lado noreste del volcán tienen una configuración de drenaje que se asemeja bastante a la distribución cartográfica de los depósitos del lahar San Nicolás (**Figura 3.1**), lo cual sugiere que la red de drenaje no ha cambiado de manera notable desde la época en que se depositó el lahar San Nicolás hasta la época actual.

Por otra parte, una Cuenca de drenaje, se puede definir (American Geological Institute, 1976; Press & Siever, 1978) como “una zona de la superficie de la tierra, que es ocupada por un sistema de drenaje”, este concepto al ser aplicado al estudio del volcán Popocatepetl, mostró que tomando como referencia las cotas 4800 y 2600, existen 16 cuencas de drenaje (**Figura 3.4**), las cuales tienen la extensión mostrada en la (**Tabla 3.2**), en  $\text{km}^2$ .

Se puede apreciar claramente, que la cuenca 16 (donde se generó el lahar San Nicolás), es la de mayor extensión. En la actualidad existen poblaciones como Santiago Xalitzintla y San Nicolás de los Ranchos las cuales se encuentran directamente donde la cuenca de drenaje empieza a estrecharse y los tributarios han terminado de formar a la corriente principal, provocando de este modo que cuando existe precipitación pluvial, grandes cantidades de sedimento sean acarreadas y llevadas directamente hacia esas poblaciones (**Figura 3.5a y b**).

Volviendo a la **Figura 3.3**, se puede apreciar como los arroyos en el sector NE del volcán convergen en el valle de Xalitzintla, y prosiguen su curso por el río Alseseca en dirección Sureste donde súbitamente cambian de rumbo hacia el sur por el río Nexapa. Un detalle interesante de destacar es que la palabra nahuatl “Nexapa” significa (“corriente de ceniza”), (Siebe et al. 1995b).

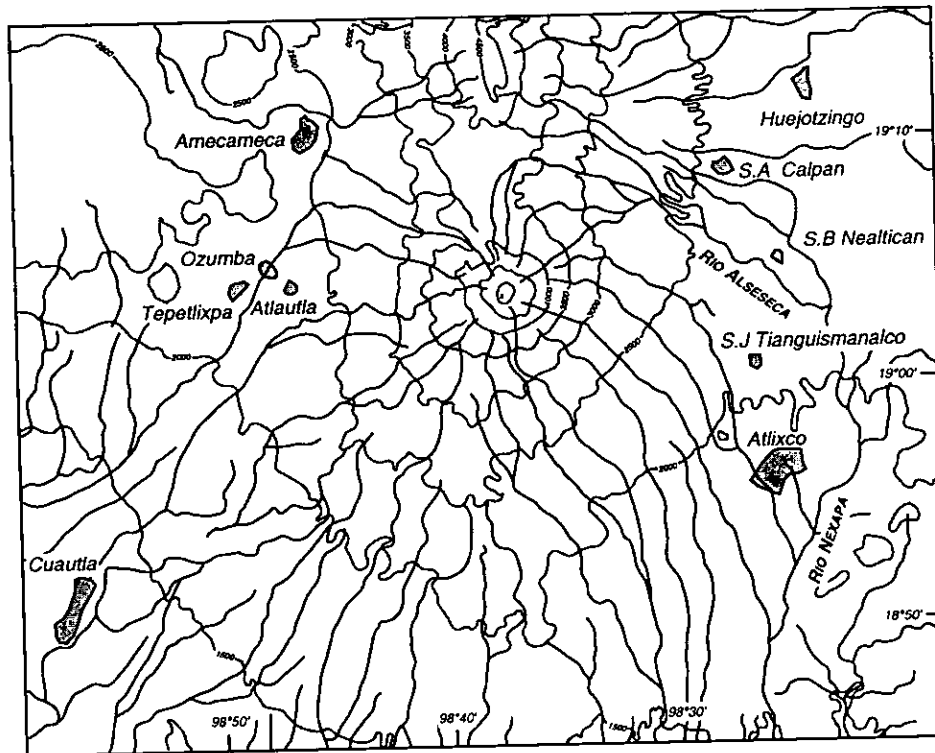


Figura 3.3 Configuración de drenaje en el volcán Popocatépetl.

CUENCA	EXTENSION (km <sup>2</sup> )
1	32.0
2	18.7
3	27.7
4	39.5
5	49.0
6	30.9
7	36.3
8	31.8
9	9.0
10	11.3
11	21.5
12	8.1
13	14.1
14	17.7
15	23.2
16	129.3

Tabla 3.2 Extensión en km<sup>2</sup> de las cuencas de drenaje en el volcán Popocatepetl.

## IV.-GEOLOGIA.

### 4.1.-GEOMORFOLOGIA.

#### 4.1.1.-GEOMORFOLOGIA GENERAL.

La Geomorfología es la rama de la geología que trata del estudio de la "forma" de la superficie terrestre, y la interpretación de su evolución con base en las características climatológicas, litológicas y estructurales de la zona en estudio (American Geological Institute, 1976; Press & Siever, 1978; Guerra, 1980).

Asimismo, la geomorfología tiene una gran importancia en volcanología, sobre todo en el estudio de eventos volcánicos tales como son los flujos piroclásticos y los lahares, ya que estos tienden a canalizarse por efecto de la gravedad en las barrancas de los edificios volcánicos llegando de manera peligrosa hasta valles y planicies los cuales pueden encontrarse a varias decenas de kilómetros de la fuente de origen (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1993; Macías et al, 1995).

En el mapa topográfico del sector noreste del volcán Popocatepetl (Figura 4.1), se puede apreciar que existen varias barrancas (Tetenepanco, Tlamacas, Huiloac, Ylio, Xalipilcayatl), que convergen hacia el valle de Xalitzintla, el cual fué rellenado por depósitos del Lahar San Nicolás (LSN). De hecho, es interesante destacar que en lengua nahúatl "Xalitzintla" signifique "río de arena" (Delgado et al, 1994; Siebe et al, 1995b).

En la misma figura, se puede observar la "incisión", que provocó el LSN al momento de alcanzar, brincar y erosionar el primer contrafuerte topográfico (ver capítulo V), antes de virar casi en ángulo recto en dirección sureste a lo largo del valle de Xalitzintla (Delgado & Brugman, 1995).

En la actualidad, existen poblaciones como Santiago Xalitzintla y San Nicolás de los Ranchos que se encuentran asentadas justamente encima de los depósitos del LSN, lo cual tiene importantes implicaciones de riesgo para sus habitantes en el futuro.

Otras estructuras que resaltan desde el punto de vista Geomorfológico en la zona son los conos volcánicos de composición básica (Siebe et al, 1995b), el "cerro Tecajete" es un ejemplo ilustrativo al respecto.



Existen además en la zona, otros “cerros” (Teotón, Teteolotitla, Metepec, Xaltepec), los cuales son vestigios de una avalancha de escombros originada en la parte sur de la Iztaccíhuatl (Ver capítulo V), en donde se observa un gran cráter en forma de herradura que forma las llamadas “rodillas” (Siebe et al, 1995b).

#### 4.1.2.-CARACTERISTICAS DIMENSIONALES DEL LSN.

Con el objetivo de realizar un análisis de las características dimensionales de los depósitos del Lahar San Nicolás (LSN), se realizaron una serie de cortes (transectos) utilizando como referencia la distribución cartográfica mostrada en el mapa topográfico a escala 1: 50, 000 del INEGI, como resultado se obtuvo un mapa (Figura 4.2) en el cual se muestran los transectos numerados del 0 al 22, cada uno de los cuales tiene una longitud de 2 km, además se muestran los 22 sectores resultantes que se han numerado con simbología romana.

A partir de las mediciones realizadas, se generó una la **Tabla 4.1**, con los datos de distancia horizontal, desnivel vertical, pendiente, superficie, espesor promedio y volumen en cada sector del Lahar San Nicolás.

En dicha tabla se puede apreciar que el LSN viajó por una distancia horizontal de por lo menos 57, 300 metros (57.3 km) antes de diluirse.

En lo que respecta al desnivel vertical, se puede observar que el lahar se inició a los 5100 metros de altitud y alcanzó por lo menos los 1660 metros, lo cual representa un desnivel de 3440 m, ambas distancias (horizontal y desnivel vertical) se encuentran graficadas (Figura 4.3), generando de esta manera el perfil longitudinal del cauce por donde fluyó el Lahar San Nicolás.

Los valores numéricos de la pendiente tienden a disminuir a medida que nos alejamos del volcán, haciendo una relación con el perfil longitudinal del cauce en donde se muestra el primer afloramiento registrado del LSN (9801-1). Se observa que este se localiza a los 2900 metros de altitud cuando la pendiente es de 0.08, dichos valores marcan el punto inicial de afloramientos del LSN.



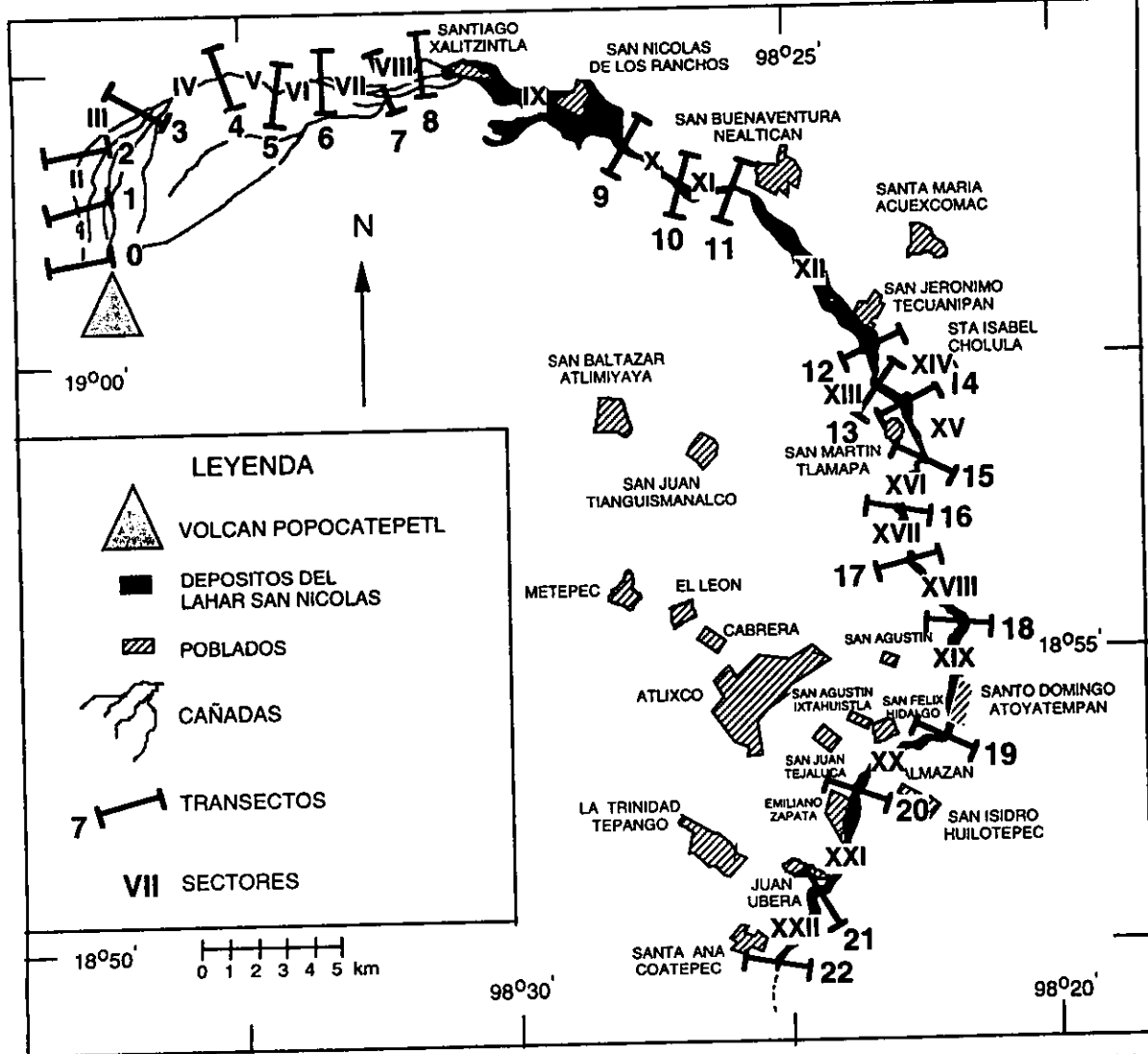


Figura 4.2 Distribución cartográfica de los transectos que cortan a los depósitos del lahar San Nicolás al este del volcán Popocatepetl.

TABLA 4.1 DESNIVELES, PENDIENTES, SUPERFICIES, ESPESORES Y VOLUMENES EN CADA SECTOR DEL LAHAR SAN NICOLAS

SECTOR	HORIZONTAL		VERTICAL		DIFERENCIA		PENDIENTE $m = y/x$	SUPERFICIE (km <sup>2</sup> )	ESPESOR PROMEDIO (km)	VOLUMEN (km <sup>3</sup> )
	Inicial (m)	Final (m)	Inicial (m)	Final (m)	x (m)	y (m)				
I	0	1800	5100	4200	1800	900	0.500			
II	1800	3300	4200	3900	1500	300	0.200			
III	3300	6000	3900	3600	2700	300	0.111			
IV	6000	9000	3600	3180	3000	420	0.140			
V	9000	10600	3180	3020	1600	160	0.100			
VI	10600	12100	3020	2900	1500	120	0.080		0.0052	
VII	12100	14100	2900	2780	2000	120	0.060		0.0048	
VIII	14100	15700	2780	2700	1600	80	0.050	6.03	0.0044	0.0264
IX	15700	22400	2700	2400	6700	300	0.045	0.43	0.0027	0.0011
X	22400	25000	2400	2300	2600	100	0.038	0.55	0.0011	0.0006
XI	25000	26700	2300	2230	1700	70	0.041	2.63	0.0021	0.0054
XII	26700	32700	2230	2100	6000	130	0.022	0.50	0.0025	0.0013
XIII	32700	34200	2100	2060	1500	40	0.027	0.25	0.0020	0.0005
XIV	34200	35300	2060	2030	1100	30	0.027	0.28	0.0020	0.0006
XV	35300	37100	2030	2000	1800	30	0.017	0.58	0.0020	0.0012
XVI	37100	39100	2000	1940	2000	60	0.030	0.65	0.0020	0.0013
XVII	39100	40900	1940	1920	1800	20	0.011	0.45	0.0016	0.0007
XVIII	40900	43600	1920	1840	2700	80	0.030	0.98	0.0012	0.0012
XX	43600	47200	1840	1800	3600	40	0.011	0.83	0.0014	0.0012
XXI	47200	50300	1800	1760	3100	40	0.013	0.83	0.0011	0.0009
XXII	50300	54200	1760	1700	3900	60	0.015	0.93	0.0005	0.0005
XXIII	54200	57300	1700	1660	3100	40	0.013	0.93	0.0005	0.0005
								Total = 15.87		Total = 0.042

(METROS)

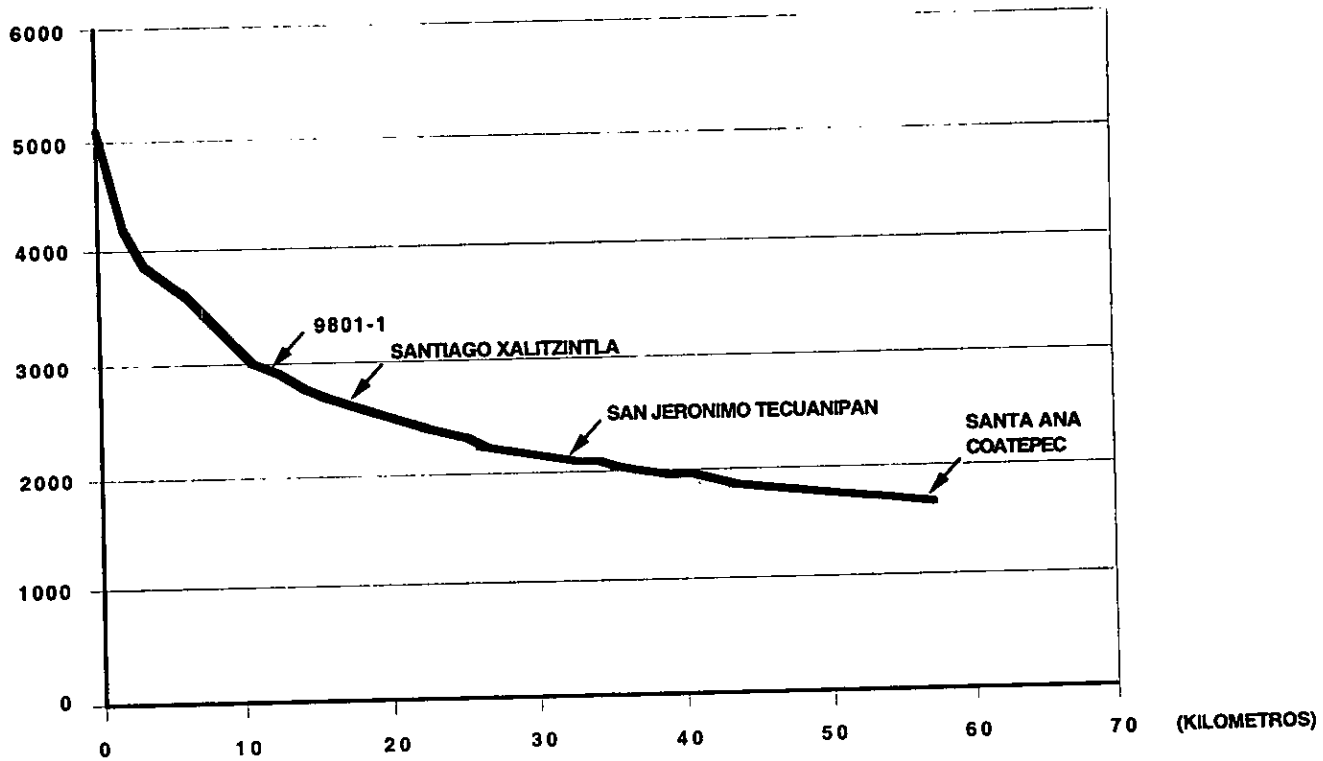


Figura 4.3 Perfil longitudinal del cauce donde fluyó el Lahar San Nicolás

Otro dato que se muestra en la tabla es la superficie (la cual fué medida con un planímetro en cada sector), la sumatoria de todas las superficies parciales a partir del sector IX (que es donde se encuentra el valle de Xalitzintla), es de 15.87 km<sup>2</sup>.

De acuerdo con el estudio estratigráfico realizado en este trabajo, se obtuvo un espesor promedio en cada sector del LSN el cual fué expresado en km para facilitar el cálculo posterior del volumen en km<sup>3</sup> (el volumen se calculó multiplicando sencillamente el área superficial obtenida por el espesor promedio). De este modo, al calcularse y sumarse los volúmenes de cada sector se obtuvo un volumen total para el depósito de 0.042 km<sup>3</sup>.

#### 4.2.-ESTRATIGRAFIA.

La estratigrafía del Lahar San Nicolás (LSN), puede ser agrupada y resumida en dos partes principales, una que puede denominarse: "proximal-intermedia", la cual abarca los depósitos que se encuentran tanto en las partes "proximales" o "cercanas" (aquellos depósitos que hicieron un recorrido de hasta 20 km a partir de la fuente de origen), así como aquellos depósitos que se encuentran en las zonas "intermedias" (depósitos que realizaron un recorrido entre 20 y 40 km a partir de la fuente de origen), la otra parte de la estratigrafía se puede denominar como "distal" o "lejana", la cual abarca aquellos depósitos que se encuentran a una distancia mayor de 40 km de la fuente de origen (el glaciar del Popocatepetl).

La división que se ha realizado de los depósitos en proximales, intermedios y distales, tiene que ver tanto con el espesor del depósito así como con la granulometría de los clastos. De esta manera, los depósitos que se han denominado como "proximales", tienen un tamaño medio de clastos que oscila entre los 2 cm hasta los 30 cm existiendo clastos que llegan a alcanzar los 90 cm, los espesores se encuentran entre los 5 y los 6 m.

Los depósitos que se han denominado como "intermedios", tienen un tamaño medio de clastos que se encuentra entre 0.25 de mm y 5 cm, existiendo clastos que llegan a alcanzar los 21 cm, los espesores se encuentran entre 1 y 3 m.

Por último, los depósitos denominados “distales” tienen un tamaño medio de clastos que se encuentra entre 2.5 y 5 mm, existiendo clastos que llegan a medir 16 mm, los espesores de los depósitos se encuentran entre 30 cm y 1.5 m.

#### 4.2.1 FACIES PROXIMALES (CERCANAS)

La primera parte de la estratigrafía, (Figura 4.4) asociada al Lahar San Nicolás (proximal-intermedia), se puede apreciar en el llamado “valle de Xalitzintla”, el cual fué denominado por los antiguos pobladores como “valle de Petlachica o Tetimpa” (Seele, 1973).

a) **Depósito de Flujo Piroclástico.** En el valle de Xalitzintla se puede describir primeramente (de abajo hacia arriba) un depósito masivo soportado por la matriz de ceniza fina color amarillento con baja proporción de clastos líticos andesíticos subangulosos a subredondeados con imbricación hacia el sureste de tamaño menor a 57 cm, clastos de pómez de color blanco redondeados de tamaño entre 1 y 2.5 cm y clastos de carbón de tamaño inferior a 1 cm. Este depósito ha sido interpretado (Delgado et al, 1994; Siebe et al, 1995b) como un flujo piroclástico de bloques y cenizas posiblemente originado en la Iztaccihuatl el cual ha sido fechado (Siebe et al, 1996b) en 3560 A.P.

b) **Suelo.** Desarrollado a partir del depósito anterior, se tiene un suelo areno-limoso, en el cual se han encontrado restos arqueológicos (Figura 4.5a y b), así como evidencias de surcos o milpas prehispánicos los cuales se han fechado en 2300 A.P (Seele, 1973).

c) **Depósito de caída.** Sobreyaciendo al suelo anterior, se tiene un depósito soportado por clastos de pómez de color gris verdoso, subangulosos, con estructura vesicular a fibrosa, de tamaño inferior a los 5 cm, se aprecia gradación normal, este depósito fué generado por una erupción pliniana (Siebe et al, 1996b), los fechamientos realizados a este depósito le otorgan una edad de entre 2800 y 2215 A.P.

d) **Suelo.** Un suelo incipiente el cual tiene matriz arenosa y clastos de pómez de color gris verdoso, se ha desarrollado a partir del depósito anterior, este suelo se ha fechado en 1700 A.P.

e) **Lavas.** Lavas andesíticas de color gris oscuro con vesículas alargadas en sentido horizontal y con xenolitos abundantes de cuarzo, yeso y esfalerita acaramelada

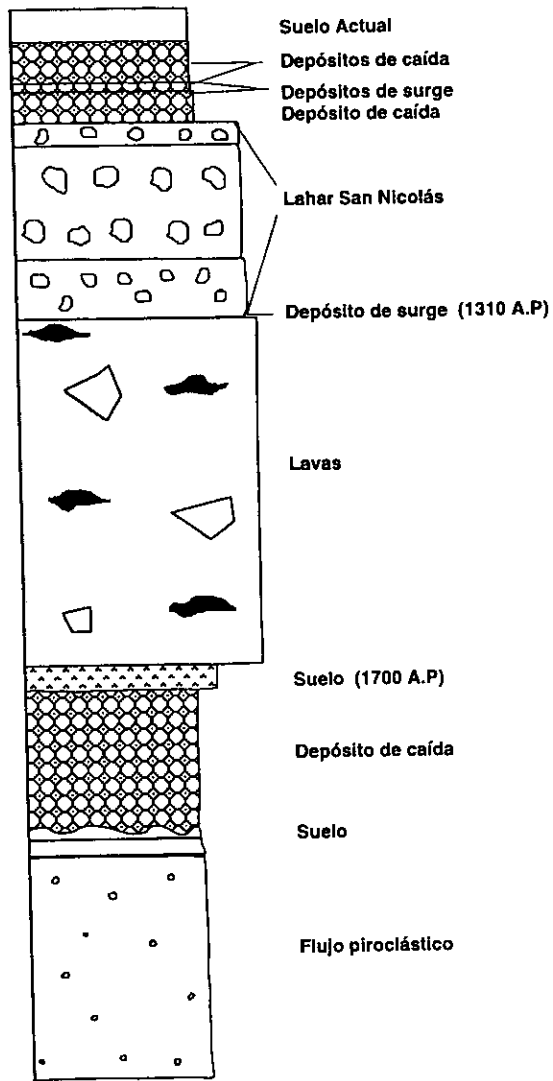


Figura 4.4 Columna estratigráfica compuesta, representativa del valle de Xalitzintla (zona proximal).



Figura 4.5a Restos arqueológicos encontrados en el valle de Xalitzintla, el cual fué cubierto por depósitos de caída plinianos los cuales son utilizados en la actualidad como material de construcción.

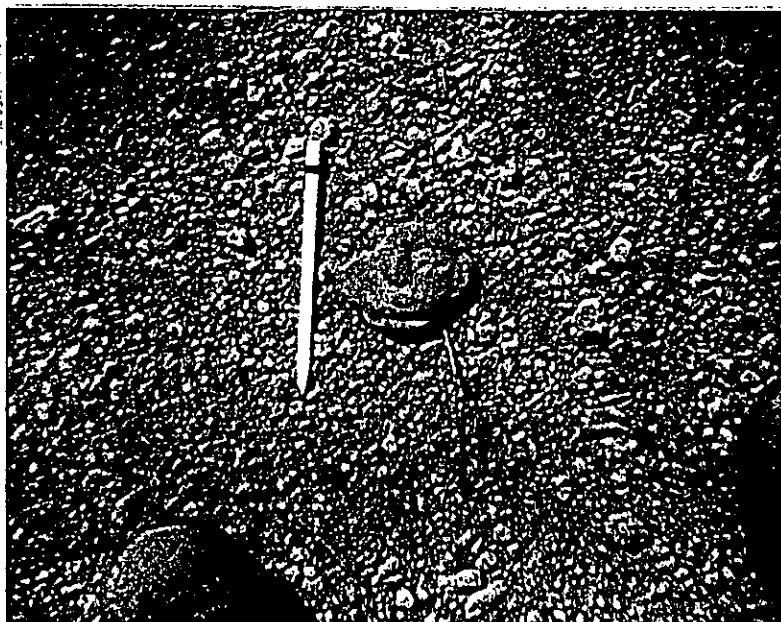


Figura 4.5b Pieza de cerámica encontrada en el valle de Xalitzintla.

sobreyacen a los depósitos anteriores, estas lavas se ha sugerido que provienen de una fisura en el flanco noreste del volcán (Siebe et al. 1995b).

**f) Depósito de surge.** Un delgado horizonte (de tamaño menor a 1 cm), de cenizas color gris con estratificación cruzada cubre a las lavas andesíticas, este depósito se considera una oleada piroclástica (surge) con una edad de 1310 A.P (Siebe et al. 1995b).

**g) Depósito de lahar (LSN).** Sobreyaciendo al depósito de surge, se encuentran los depósitos del LSN (Delgado et al, 1994; Siebe et al, 1995b), el cual se caracteriza por tener 3 unidades de flujo y un contenido lítico homogéneo consistente en clastos de andesita porfídica grises y rojizos en menor cantidad, subredondeados a subangulosos y pómez en una matriz arenosa de composición similar.

**h) Depósito de caída.** Encima de los depósitos laháricos, se encuentran depósitos de caída plinianos, los cuales han sido utilizados (**Figura 4.5a**), como material de construcción (Seele, 1973; Siebe et al. 1995b), los cuales tienen una edad entre 1325 y 905 A.P, el más inferior de estos depósitos de pómez de caída es uno soportado por clastos de pómez rosa angulosos a subangulosos con estructura vesicular y fibrosa con gradación simétrica (P-G-P), de tamaño inferior a 1.5 cm.

**i) Depósito de surge.** Separando a este depósito de caída con otro que lo sobreyace, se encuentra un depósito de color gris con estratificación cruzada que corresponde también a una oleada piroclástica (surge).

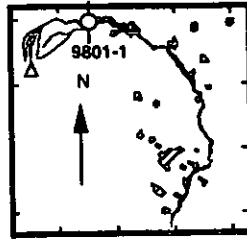
**j) Depósito de caída.** Depósito soportado por clastos de pómez de color blanco angulosos a subangulosos con estructura vesicular a fibrosa, con secuencias alternadas de gradación inversa, este depósito se encuentra separado de otro de características similares por otro horizonte de cenizas el cual presenta la forma de dunas y tiene estratificación cruzada (oleada piroclástica).

La presencia de olivino forsterítico en la pómez de todos los depósitos de caída que son de naturaleza andesítica, pudo haber sido causado por la inyección repetida de un magma más máfico en la cámara magmática antes de las erupciones, cada una de las columnas eruptivas alcanzó por lo menos 25 km de altura (Siebe et al, 1995b).

Sobreyaciendo a toda la secuencia se encuentra el suelo actual, el cual presenta clastos de todas las capas descritas.

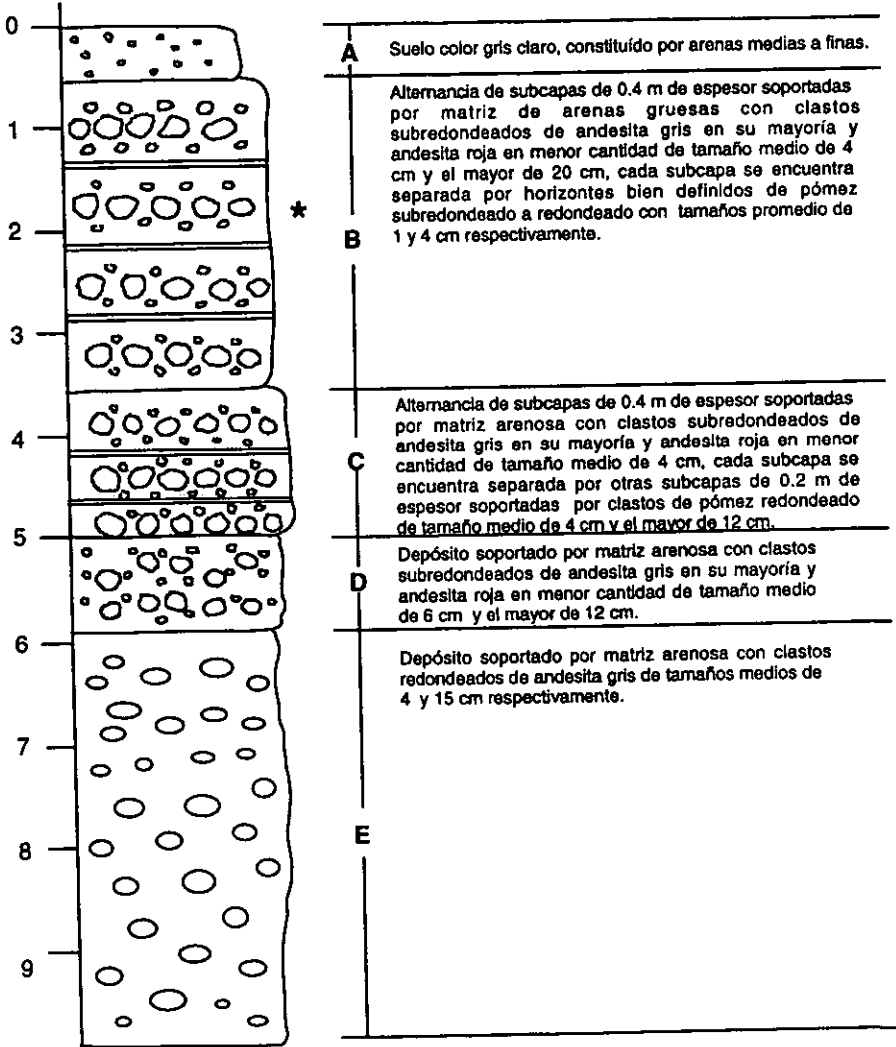
Ejemplos de estos depósitos se pueden observar en las columnas estratigráficas que se presentan (**Figura 4.6 a Figura 4.11**).





9801-1

(m)



\* (Muestra para análisis granulométrico)

Figura 4.6 Columna estratigráfica proximal, en la cual se aprecia un depósito fluvial (E), bajo los depósitos del Lahar San Nicolás (B), (C) Y (D), que tienen un espesor mayor a los 5 m.

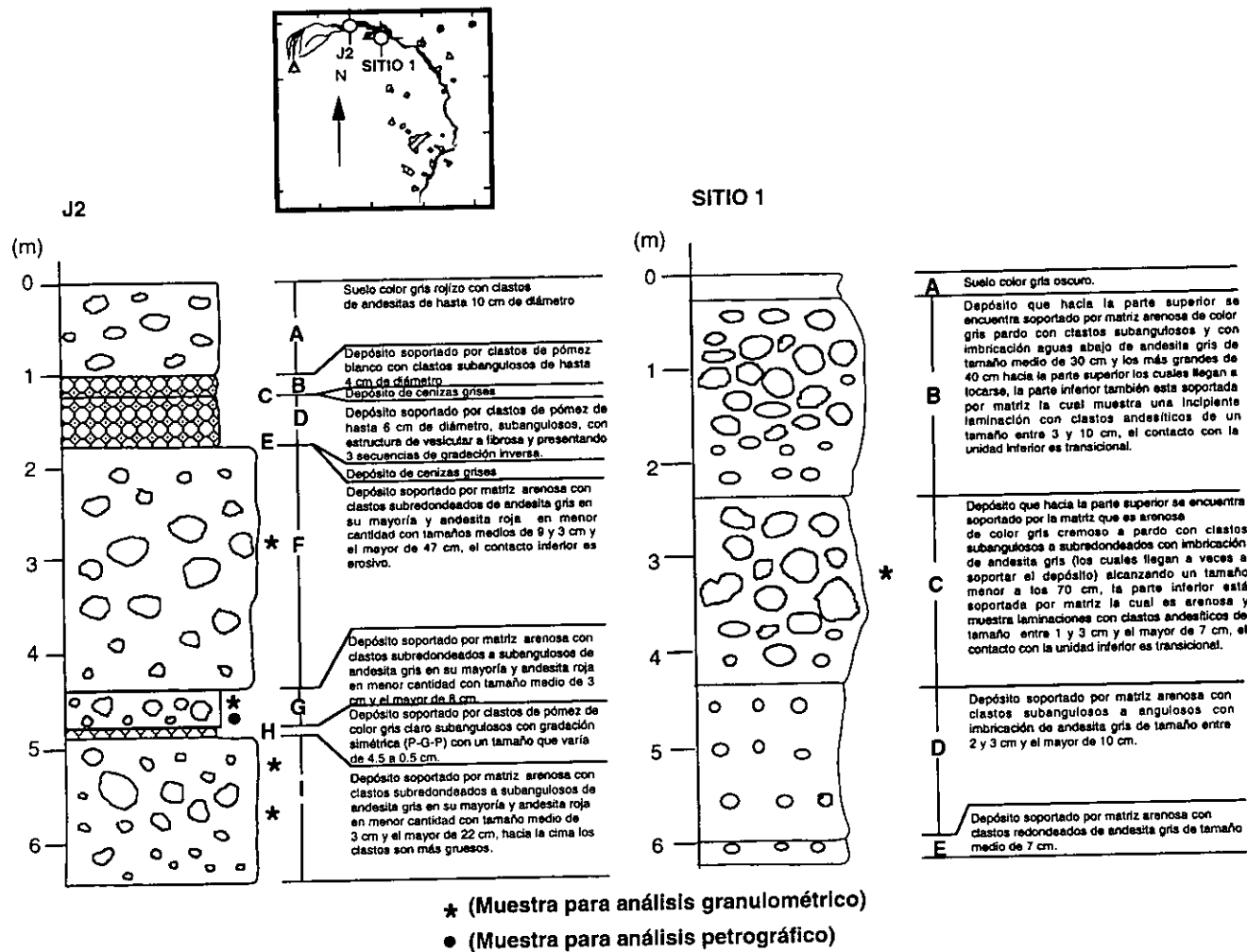
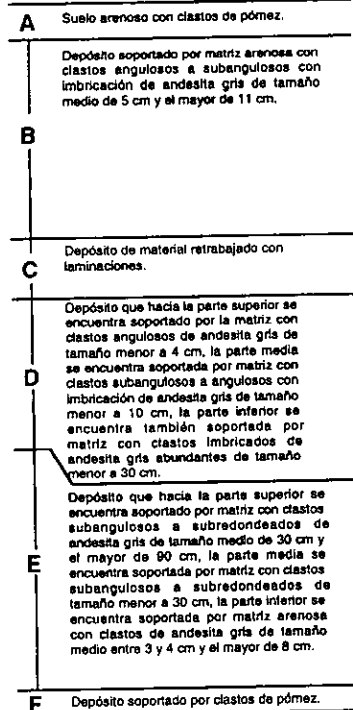
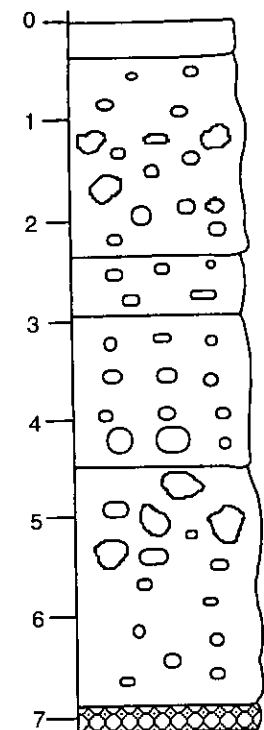


Figura 4.7 Columnas estratigráficas proximales, en las cuales se puede apreciar el gran espesor de los depósitos del Lahar San Nicolás (J2 - F, G, H, I) y (SITIO 1 - B, C y D).

(m) SITIO 2



\* (Muestra para análisis granulométrico)

(m) PNE4

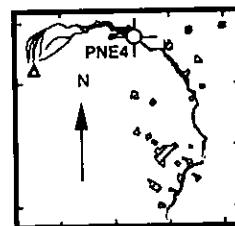
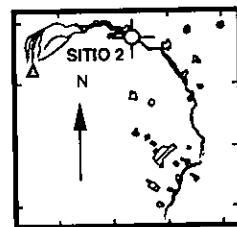
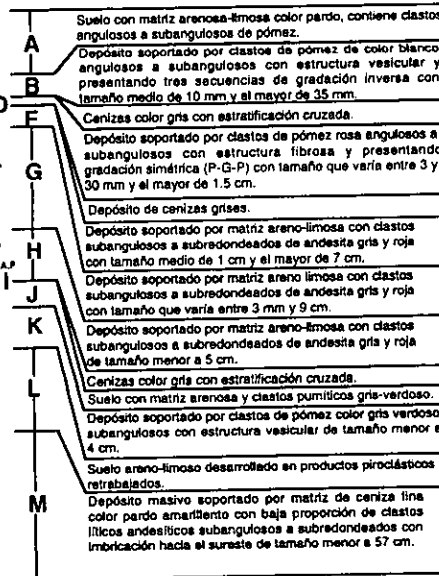
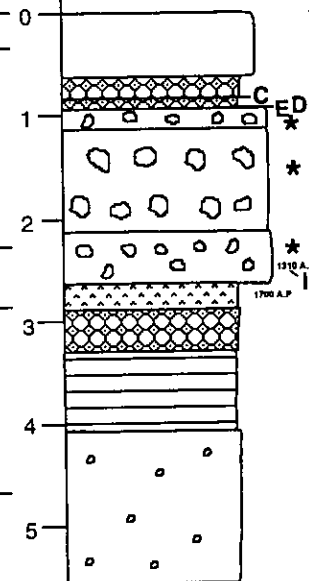
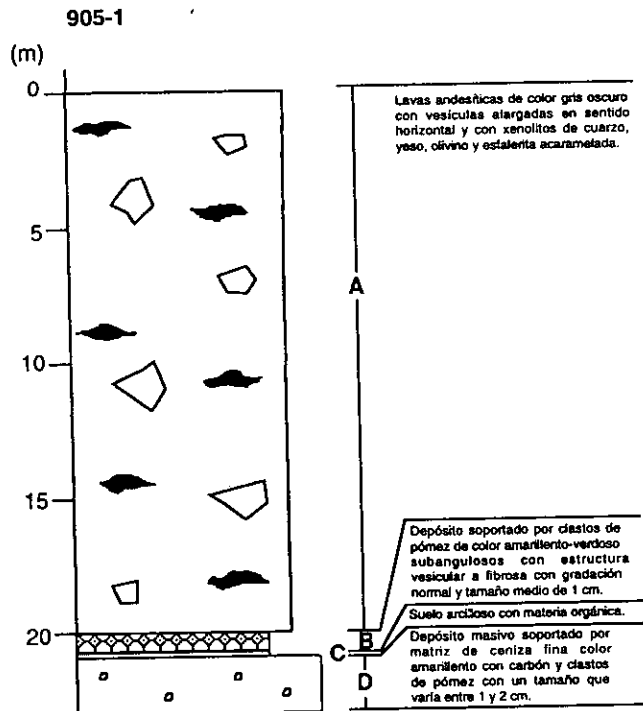


Figura 4.8 Columnas estratigráficas proximales en las cuales se aprecia tanto el espesor de los depósitos del Lahar San Nicolás (SITIO 2 - B, C, D y E) y (PNE4 - F, G y H), como los depósitos asociados, asimismo se aprecia la edad del LSN medida según el método del carbono 14, en 1310 años antes del presente.



\* (Muestra para análisis granulométrico)

● (Muestra para análisis petrográfico)

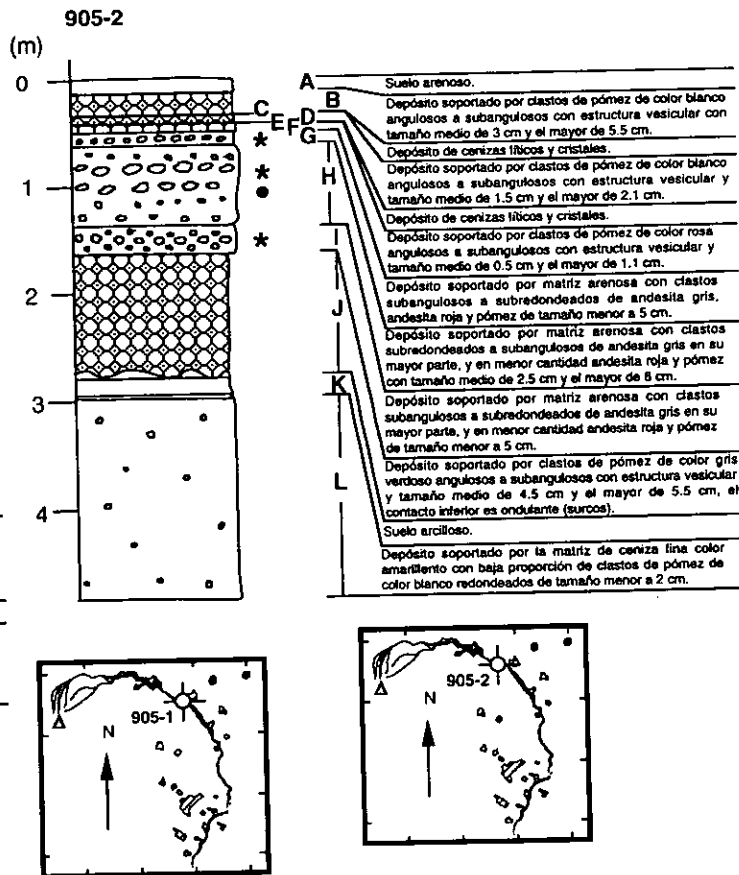
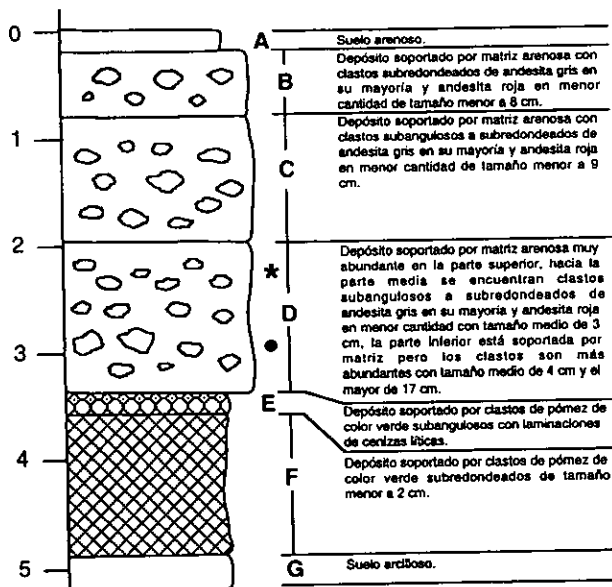
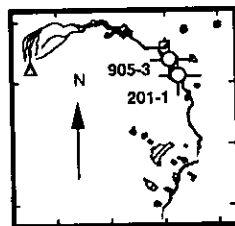
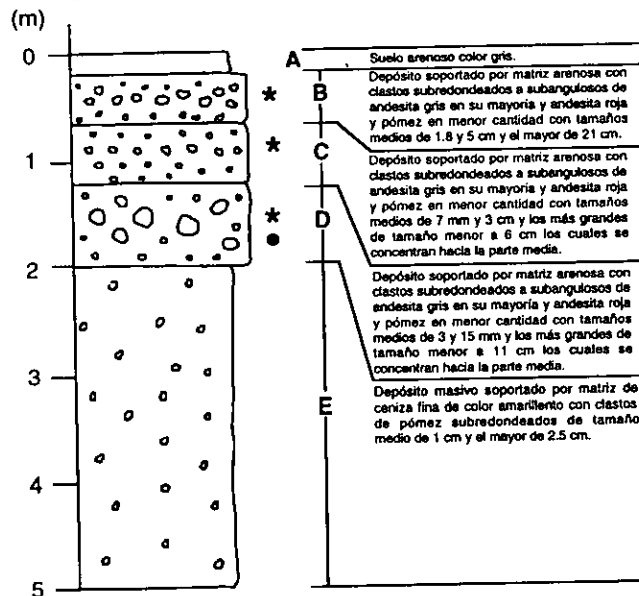


Figura 4.9 Columnas estratigráficas proximales representativas del valle de Xalitzintla, (las capas 905 - 2, G, H e I corresponden al Lahar San Nicolás).

(m) 905-3



201-1



\* (Muestra para análisis granulométrico)

● (Muestra para análisis petrográfico)

Figura 4.10 Columnas estratigráficas intermedias, en las cuales se puede apreciar el espesor aún considerable de los depósitos del Lahar San Nicolás, (905 - 3 - B, C y D) y (201 - 1 - B, C y D).

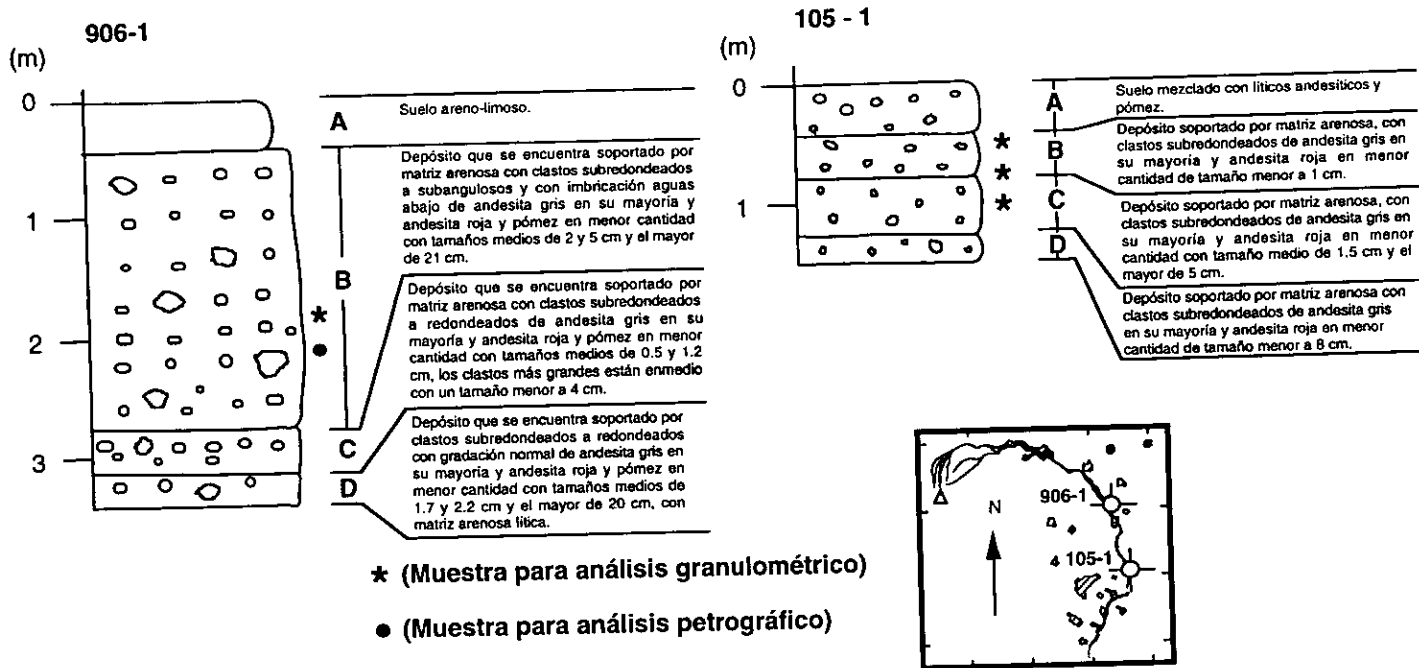


Figura 4.11 Columnas estratigráficas en las cuales se aprecia la diferencia en espesor de los depósitos del Lahar San Nicolás (906 - 1 - B, C y D) y (105 - 1 - B, C, y D), intermedios y distales.

## 4.2.2 FACIES DISTALES (LEJANAS)

La otra parte de la estratigrafía (distal), parece ser un poco más sencilla de describir, y puede ser resumida de la manera siguiente (Figuras 4.12 y 4.13):

**a) Depósito de avalancha de escombros.** Un depósito masivo soportado por matriz limo-arenosa de color gris claro rojizo al fresco y gris amarillento al intemperismo con clastos subredondeados a subangulosos con estructura vesicular de andesita gris en su mayoría y andesita roja en menor cantidad de tamaño menor a 42 cm, además hay clastos subredondeados a subangulosos de pómez de color amarillento de tamaño medio de 2 cm los cuales son muy abundantes. Este depósito se ha considerado de avalancha en "Facies de matriz" originado en la parte sur de la Iztaccíhuatl y que cubre un área aproximada de 50 km<sup>2</sup> al sureste (Siebe et al, 1995a), aunque no se conoce la edad del depósito se ha estimado en unos cuantos miles de años, se originó en la Iztaccíhuatl en donde se observa un gran cráter en forma de herradura que forma las llamadas "rodillas".

**b) Depósito de lahar.** Encima del depósito de avalancha se observan depósitos laháricos de composición y características muy similares a la del Lahar San Nicolás (LSN), es decir con una gran cantidad de matriz arenosa y clastos de andesita gris y andesita roja en menor cantidad, la diferencia esencial con los depósitos del LSN estriba principalmente en la granulometría, en la cual se puede establecer que son flujos de procedencia distinta.

Sobreyaciendo a dichos depósitos laháricos, se encuentra el LSN.

## 4.3.-GEOQUIMICA.

En la (Figura 4.14), se puede apreciar la distribución de los flujos de lava al este del volcán Popocatepetl, así como de las muestras recolectadas para la realización de los análisis químicos y petrográficos, anteriormente ya se habían realizado análisis químicos de depósitos del volcán Popocatepetl (Siebe et al. 1995b), en donde se observó que la composición química es básicamente calcialcalina y las lavas y los depósitos son de composición andesítica a dacítica, en la **Tabla 4.2** se presentan los resultados de los análisis químicos realizados a los flujos de lava y a los clastos grises y rojizos del LSN, resultados que han sido graficados en la **Figura 4.15**, en la que se puede observar que los

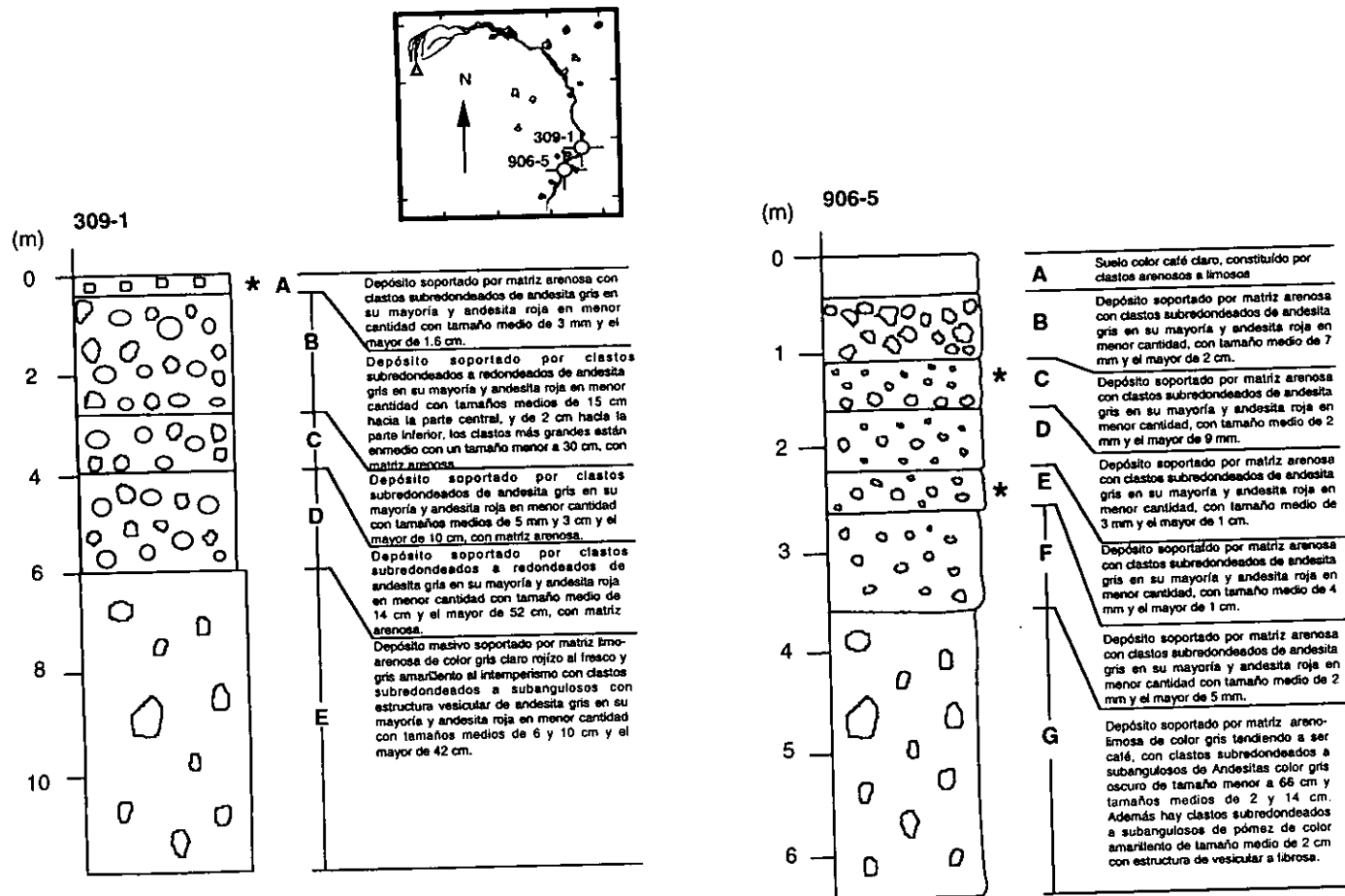
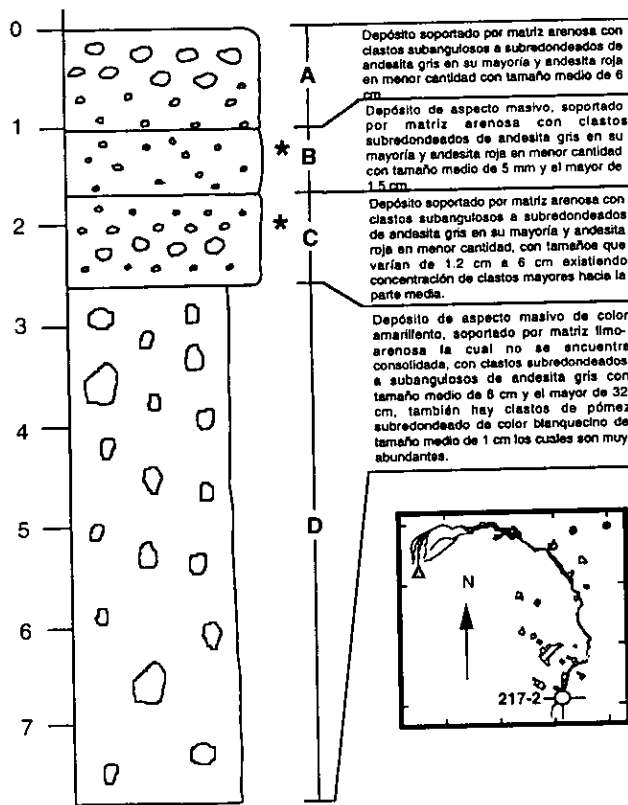


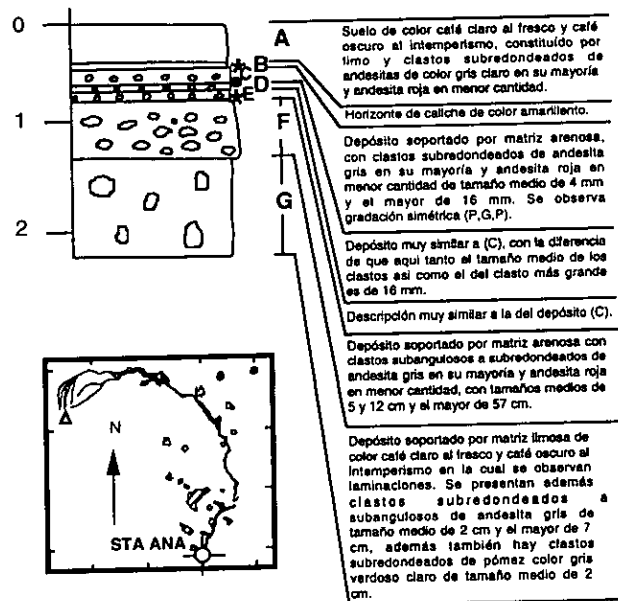
Figura 4.12 Columnas estratigráficas distales en donde se muestran los depósitos del Lahar San Nicolás (309 - 1 - A) y (906 - 5, C, D y E), asociados a otros depósitos laháricos y a depósitos de avalancha procedentes de la Iztaccíhuatl.



(m) 217-2



(m) STA ANA



- \* (Muestra para análisis granulométrico)
- (Muestra para análisis petrográfico)

Figura 4.13 Columnas estratigráficas distales en las cuales se puede apreciar la asociación de los depósitos del Lahar San Nicolás (217 - 2 - B) y (STA ANA C, D y E), con otros depósitos lahéricos y con depósitos de avalancha procedentes de la Iztaccihuatl.

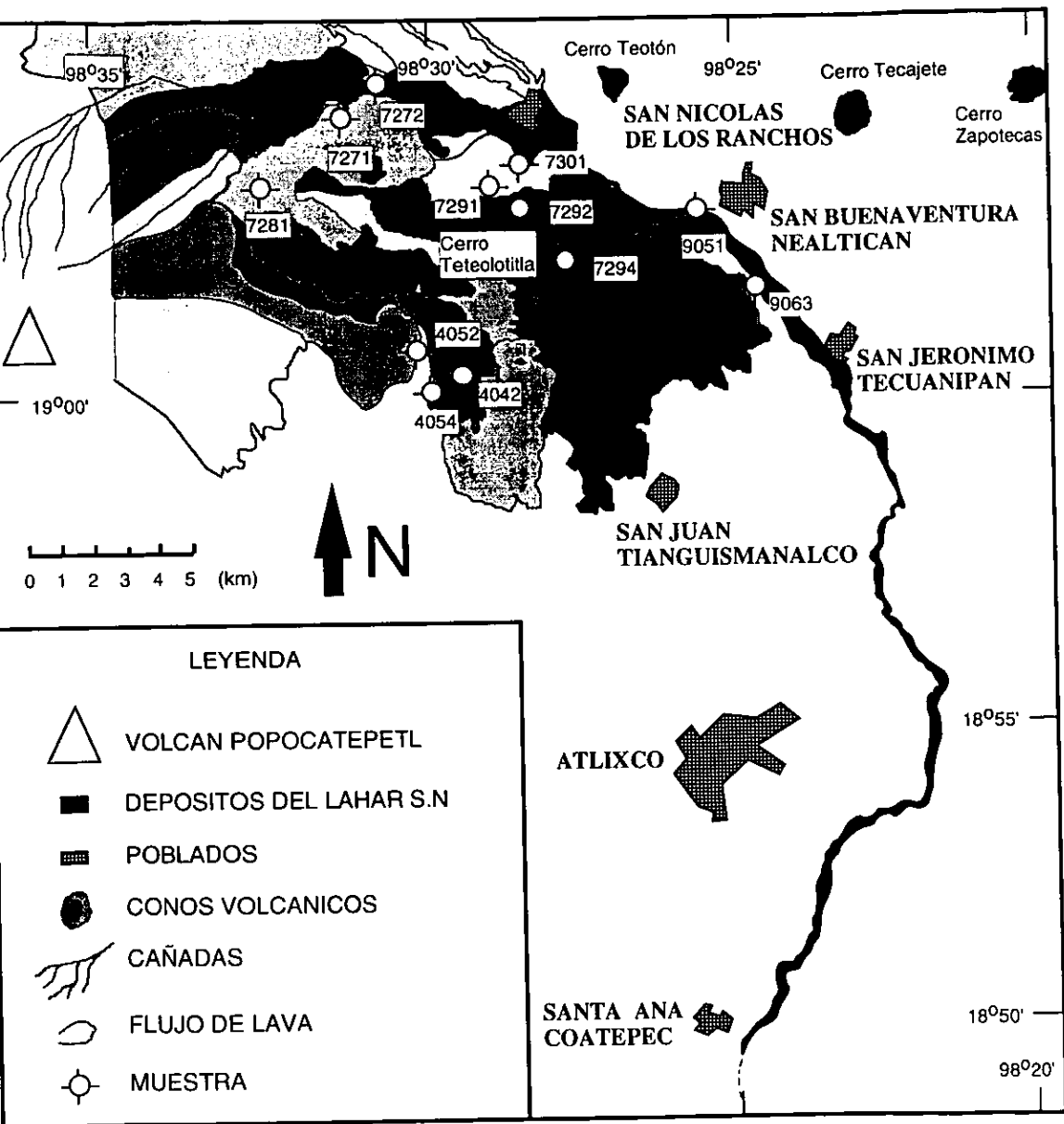


Figura 4.14 Distribución de los flujos de lava al este del volcán Popocatepetl, y de las muestras recolectadas para la realización de análisis químicos y petrográficos.



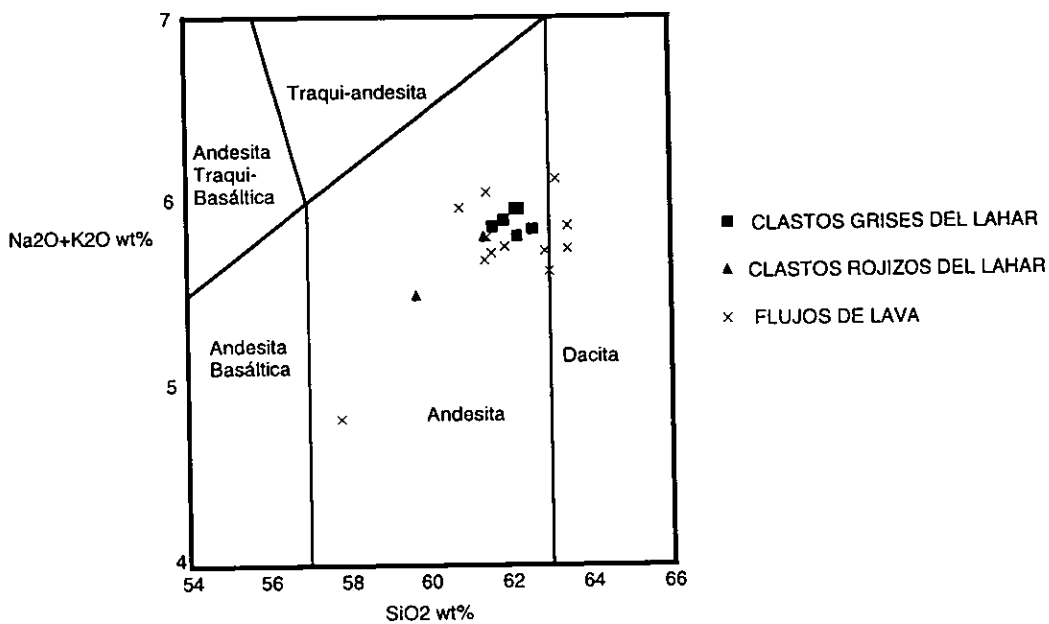


Figura 4.15 Diagrama TAS con los resultados de los análisis químicos realizados a clastos del LaharSan Nicolás y a los flujos de lava.

clastos del LSN son de naturaleza andesítica. Los clastos rojizos tienen menor contenido de sílice que los clastos grises. Respecto a las lavas, se aprecia que son de composición andesítica a dacítica y las que tienen mayor cantidad de sílice son las más cercanas a la fuente.

## V.-VOLCANOLOGIA.

### 5.1.-LAVAS.

#### 5.1.1 FUENTE DE ORIGEN.

Desde el siglo pasado se distinguieron varias corrientes de lava en el cuadrante noreste del Popocatepetl (Aguilera y Ordoñez, 1895), las cuales Fuentes. (1975) mencionó que eran de composición andesítica a basáltica y constituyen la materia prima para la construcción de viviendas y tallado de diferentes tipos de artesanías de la región, tales como son los molcajetes y los metates.

El estudio de estas lavas es importante, ya que se encuentran asociadas a los depósitos del Lahar San Nicolás, el origen de estos flujos de lava se encuentra asociado a una fisura en la porción este del volcán Popocatepetl, la cual se encuentra a una altitud de 3400 m.s.m (Siebe et al, 1995b, Macías et al, 1995).

Las lavas se han clasificado como Andesitas con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y hornblenda en una matriz afanítica, las cuales se caracterizan por la cantidad de xenolitos incluidos, la mayoría de olivino, rocas evaporíticas, granulitas y rocas ultramáficas (Siebe et al, 1995b). (Ver apéndice).

Debido a su espesor (de cerca de 20 metros), superficie rugosa y presencia de grandes vesículas irregulares elongadas, los flujos de lava se pueden clasificar como del tipo Aa.

Basados en criterios estratigráficos, se ha propuesto (Siebe et al, 1995b) que las lavas son más jóvenes que los depósitos de pómez de caída que las subyacen (2215 A.P) y más antiguas que el depósito de caída de pómez rosa que las sobreyacen (1310 A.P).

### 5.1.2 TASA DE ASPECTO.

La Tasa de Aspecto se define (Cas and Wright, 1993) como el espesor promedio (V) dividido entre la extensión horizontal (H), donde H se considera como el diámetro de un círculo con un área superficial igual a la de la lava. En el caso de las lavas de Nealticán se tiene un espesor promedio de unos 20 m y una extensión de 40 km<sup>2</sup> (Siebe et al. 1995b). Con estos datos se obtiene por medio de fórmulas matemáticas que la Tasa de aspecto V/H es igual a 20 m/ 7130m = 0.0028, el cual es un valor bastante bajo de Tasa de Aspecto el cual se encuentra más asociado a lavas basálticas que andesíticas.

### 5.1.3 TASA DE EXTRUSION.

En lo que respecta a la Tasa de extrusión (Cas and Wright, 1993), Walker en 1973 mostró que la distancia viajada por los flujos de lava era proporcional a la tasa de extrusión, las lavas que tienen grandes tasas de extrusión viajan más lejos antes de enfriarse, de este modo las lavas basálticas extruyen a grandes tasas de extrusión (las cuales son medidas en m<sup>3</sup>/s), de esta manera, para el caso de las lavas de Nealticán se puede obtener una Tasa de extrusión mínima dada por el volumen (40 km<sup>2</sup> por 20 m = 800 millones de m<sup>3</sup>) dividido entre la diferencia entre 2215 y 1310 A.P traducida a segundos, o sea 905 años = 28 500 000 000 s, o sea que la Tasa de extrusión es de 0.028 m<sup>3</sup>/s.

### 5.2.-LAHARES (GRANULOMETRIA Y COMPOSICION).

En lo que respecta a la granulometría del LSN, en el capítulo IV se comentaba que los depósitos se han dividido en tres tipos fundamentales para su estudio (proximales, intermedios

y distales) en base a su espesor y granulometría, de este modo los depósitos que se han clasificado como "proximales" (que se encuentran a < 20 km del cráter), tienen un tamaño medio de clastos que oscila entre los 2 cm hasta los 30 cm existiendo clastos que llegan a alcanzar los 90 cm, los espesores se encuentran entre los 5 y los 6 m.

Los depósitos que se han denominado como "intermedios" (que se encuentran a una distancia entre 20 y 40 km del cráter) tienen un tamaño medio de clastos que se encuentra entre 0.25 mm y 5 cm, existiendo clastos que llegan a alcanzar los 21 cm, los espesores se encuentran entre 1 y 3 m.

Por último, los depósitos denominados "distales" (localizados a una distancia entre 40 y 60 km del cráter), tienen un tamaño medio de clastos que se encuentra entre 2.5 y 5 mm, existiendo clastos que llegan a medir 16 mm, los espesores de los depósitos se encuentran entre 30 cm y 1.5 m.

Del capítulo IV también se sabe (Delgado et al, 1994; Siebe et al, 1995b), que el Lahar San Nicolás (LSN) se caracteriza por tener tres unidades de flujo y un contenido lítico homogéneo consistente en clastos de andesita porfídica grises y rojizos en menor cantidad subredondeados a subangulosos y pómez en una matriz arenosa de composición similar.

Se tomaron muestras del LSN en diferentes sitios con el objetivo de realizar análisis sedimentológicos (Ver apéndice), para obtener los percentiles con los cuales aplicar los parámetros estadísticos de Folk y Ward (1957), otros análisis que se realizaron fueron de conteo modal de los componentes hasta la malla  $1\phi$ , como resultado se obtuvieron histogramas y porcentajes de componentes (Ver figura 5.1 y apéndice), así como curvas de porcentaje acumulativo graficadas en papel probabilístico (ver apéndice). De manera general se puede observar que la mayoría de los componentes del LSN son clastos andesíticos que en general se presentan en una proporción mayor al 80% en casi todas las muestras, así como una disminución de la cantidad de clastos de pómez en relación a la cantidad total de muestra a medida que las muestras van siendo más distales, esto puede ser explicado en que como el eje de dispersión de la erupción pliniana de hace 2215 A.P se encuentra hacia el noreste (Siebe et al, 1995b) el lahar



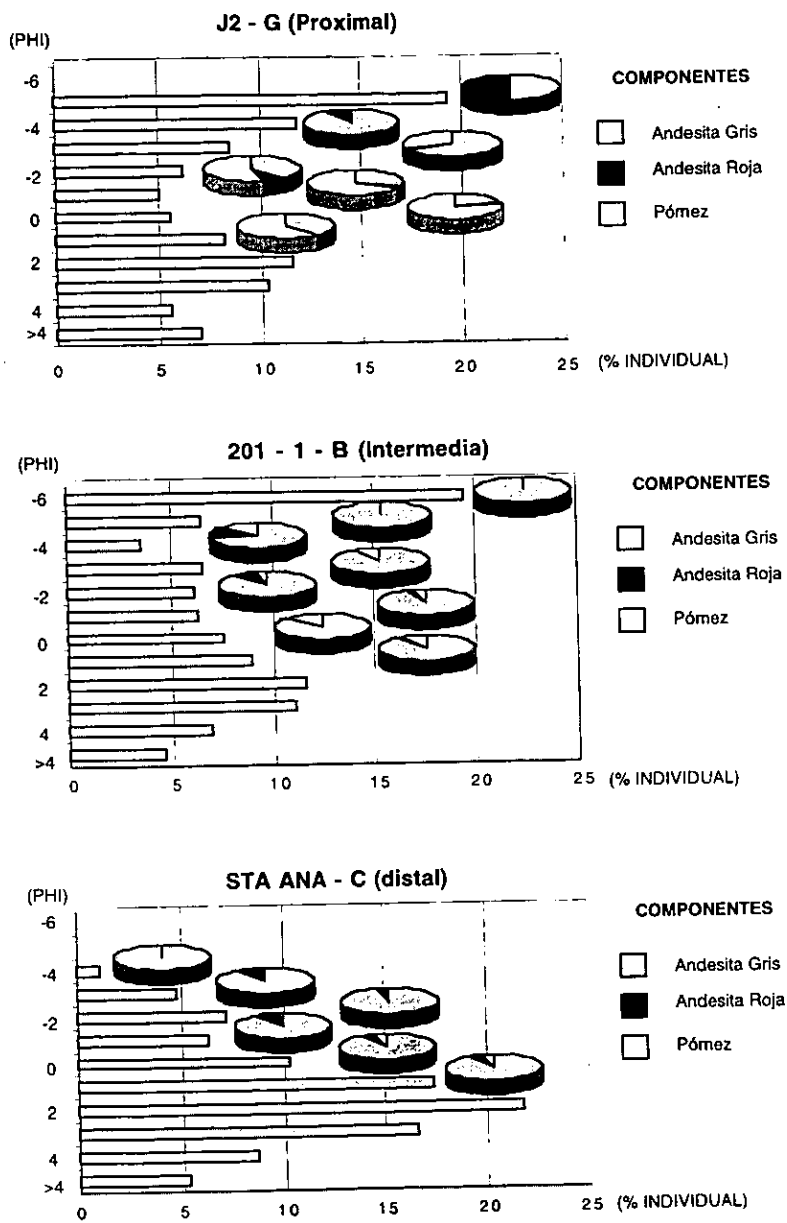


Figura 5.1 Ejemplos de resultados granulométricos y modales (en forma de histogramas y porcentajes de componentes), realizados a muestras del Lahar San Nicolás: J2 - G (proximal), 201 - 1 - B (intermedia) y STA ANA - E (distal).

alcanzó a arrastrar una gran cantidad del depósito de pómez subyacente, cuando el lahar cambió su trayectoria hacia el sur, ya no existe pómez que arrastrar y disminuyó su cantidad considerablemente.

En la (Tabla 5.1) se pueden observar los resultados de los análisis granulométricos, se puede observar por un lado que la mayoría de los sitios muestreados en base a la cartografía mostrada, presentan dos modas (una moda principal y una secundaria). De hecho, se aprecia que las muestras que resultaron ser unimodales son distales, lo cual es más característico de depósitos que se encuentran lejos de la fuente.

En lo que respecta a la Clasificación se aprecian en general valores de entre  $1\phi$  y  $4\phi$  que revelan que en general el depósito es de Pobrementemente Clasificado a Muy Pobrementemente Clasificado.

En lo que respecta a la Asimetría, no se observa en si una tendencia, aunque gran parte de las muestras presentan valores negativos de Asimetría gruesa.

Finalmente en lo que respecta a la Curtosis, esta se muestra en general con tendencia Platicúrtica, es decir que existe una gran distribución de tamaños de partículas, lo cual era de esperarse para un depósito lahárico.

En términos de la granulometría el depósito se puede considerar como un Flujo de escombros, ya que en general en toda la extensión en donde se tomaron muestras, siempre existieron gravas, es decir partículas mayores a los 2 mm. Sin embargo la (Figura 5.2) muestra que al graficar el tamaño medio de partículas contra la clasificación (ambas en unidades  $\phi$ ), una parte de las muestras cae en el dominio de los flujos hiperconcentrados (en especial las que tienen un valor de clasificación inferior a  $2\phi$ ), pero cuando se analiza la (Tabla 5.1), no es posible decir que las muestras "distales" sean exclusivamente las que representen a los flujos hiperconcentrados (aunque si existe cierta tendencia en los valores obtenidos por este método).

La misma Figura 5.2 revela que el Lahar San Nicolás cae en el campo de "los flujos de escombros No cohesivos", es decir que tiene un contenido de material arcilloso menor al 10%, esto se verifica en relación a los resultados de los análisis granulométricos, al observarse en

TABLA 5.1 RESULTADOS DE LOS ANALISIS GRANULOMETRICOS

MUESTRAS	PERCENTILES										PARAMETROS ESTADISTICOS (FOLK & WARD, 1957)			
	5	16	25	50	75	84	95	MODA PRINCIPAL (M <sub>0</sub> )	MODA SECUNDARIA (M <sub>1</sub> )	MEDIANA (M <sub>2</sub> )	CLASIFICACION	ASIMETRIA (S <sub>k</sub> )	CURTOSIS (K <sub>u</sub> )	
9801-1-B	-2.6	-0.4	0.2	1.2	2.3	2.9	2	2	-3	1.2	1.03	1.51	-0.28	1.25
J2F	-5.4	-5.1	-4.5	0	1.4	1.8	2.6	2	-5	0	-1.1	2.84	-0.41	0.56
J2G	-5.3	-5.1	-4.5	-1	1.9	2.8	4.2	-5	2	-1.1	1.1	3.41	0.03	0.61
J2-I-(SUP)	-5.4	-5.1	-4.8	-1.5	1.6	2.6	3.9	-5	2	-1.5	-1.33	3.33	0.11	0.61
J2-I-(INF)	-4.2	-3.8	-3.3	-1	1.5	2.4	3.9	-3	2	-1	-0.8	2.78	0.15	0.89
J2-I0-1-C	-5.4	-5.2	-4.1	-4.2	0.7	2.1	4.1	-5	2	-4.2	-2.43	3.26	0.74	0.74
SITO-2-D	-5.1	-3.9	-3.2	-0.1	1.7	2.4	3.7	2	-4	-0.1	-0.53	2.91	-0.17	0.67
SITO-2-E-S	-5.4	-5.2	-5.1	-4.2	0	1.6	4	-5	2	-4.2	-2.6	3.12	0.73	0.78
SITO-2-E-I	-5.3	-5.1	-4.9	-1.5	1.6	2.5	3.9	-5	2	-1.5	-1.37	3.29	0.11	0.58
PNE4-F	-5	-3.6	-2.6	0.3	2.1	2.8	3.9	2	-3	0.3	-0.17	2.95	-0.20	0.78
PNE4-G	-5.2	-4	-2.8	0.3	2	2.4	3.2	3	-5	0.3	-0.43	2.87	-0.33	0.72
PNE4-H	-6	-1.9	-1.1	1.1	2.4	3	4.1	2	-5	1.1	0.73	2.60	-0.28	1.10
905-2-G	-2.7	-1.5	-0.8	1.1	2.5	3.2	4.2	2	NO HAY	1.1	0.93	2.22	-0.10	0.86
905-2-H	-5.1	-3.2	-2.1	0.5	2.3	3	4.2	2	-3	0.5	0.1	2.96	-0.20	0.87
905-2-I	-3.5	-1.3	-0.4	1.6	3	3.8	4.3	2	>4	1.6	1.37	2.46	-0.22	0.94
905-3-D	-5.4	-5.2	-5.1	-4	1.1	2.3	4	-5	2	-4	-2.3	3.30	0.69	0.62
201-1-B	-6.4	-6.1	-5.1	-0.7	1.9	2.6	3.9	-6	2	-0.7	-1.4	3.74	-0.17	0.60
201-1-C	-5.2	-4.5	-3.9	-0.4	1.9	2.7	4	-4	2	-0.4	-0.73	3.19	-0.09	0.85
201-1-D	-5.1	-4.4	-2.7	0.8	2.4	3	4.1	2	-4	0.8	-0.2	3.24	-0.34	0.74
906-1-B	-3.6	-3	-2.5	-0.1	1.7	2.3	3.3	2	-2	-0.1	-0.27	2.37	-0.05	0.67
105-1-B-S	-0.6	0.1	0.4	1.3	2.1	2.7	4	2	-3	1.3	1.37	1.35	0.13	1.11
105-1-B-I	-4.3	-4.1	-3.5	-1	1.8	2.7	4.1	-4	2	-1	-0.8	2.97	0.15	0.65
105-1-C	-4.8	-4.1	-1.8	1	1.8	2.2	3.1	2	-4	1	-0.3	2.77	-0.54	0.88
309-1-A	-3.2	-2	-1	1	2.6	3.2	4.2	2	NO HAY	1	0.73	2.42	-0.14	0.84
906-5-C	-2.4	-1.7	-1.3	0.2	1.7	2.5	3.7	-1	2	0.2	0.33	1.97	0.12	0.83
906-5-E	-3.2	-2.7	-2.3	-0.8	1.5	2.4	3.7	-2	2	-0.8	-0.37	2.32	0.28	0.74
217-2-B	-2.4	-1.4	-0.9	0.6	1.6	2	2.8	2	NO HAY	0.8	0.4	1.64	-0.17	0.85
217-2-C	-3.6	-3	-2.3	0.2	2	2.7	4	-3	2	0.2	-0.03	2.58	-0.06	0.72
STA ANA-C	-3	-1.4	-0.4	1.2	2.3	2.9	4.1	2	-2	1.2	0.9	2.15	-0.20	1.08
STA ANA-E	-4.4	-4.1	-4	-2.2	1.3	2.3	3.9	-4	2	-2.2	-1.33	2.86	0.44	0.64

general (ver apéndice), un porcentaje en peso de la fracción de Lodos (Limo y Arcilla) de alrededor del 5% para todas las muestras.

### 5.3.-HISTORIA ERUPTIVA.

El origen del LSN puede ser asociado (Figura 5.3) con una erupción pliniana la cual provocó la destrucción de un domo de lava que ocupaba y rellenaba el cráter del volcán Popocatepetl (es posible también que con el aporte de nuevo material lávico las paredes del domo se hayan tornado inestables) dando origen a los productos fragmentados que se mezclaron con el agua resultante de la fusión del glaciér (en una proporción aproximada de 2/3 partes de productos volcánicos fragmentados y 1/3 parte de agua), originando de este modo que el delgado depósito de cenizas grises se ubicara por debajo de los depósitos del LSN, la energía de este flujo fué de tal magnitud que al alcanzar el primer contrafuerte topográfico del volcán Iztaccíhuatl lo saltó y lo erosionó dejando una incisión antes de virar casi en ángulo recto hacia el sureste (Delgado & Brugman, 1995; Macías et al, 1995), y continuar su recorrido que fué de más de 60 km a partir de su fuente de origen antes de diluirse.

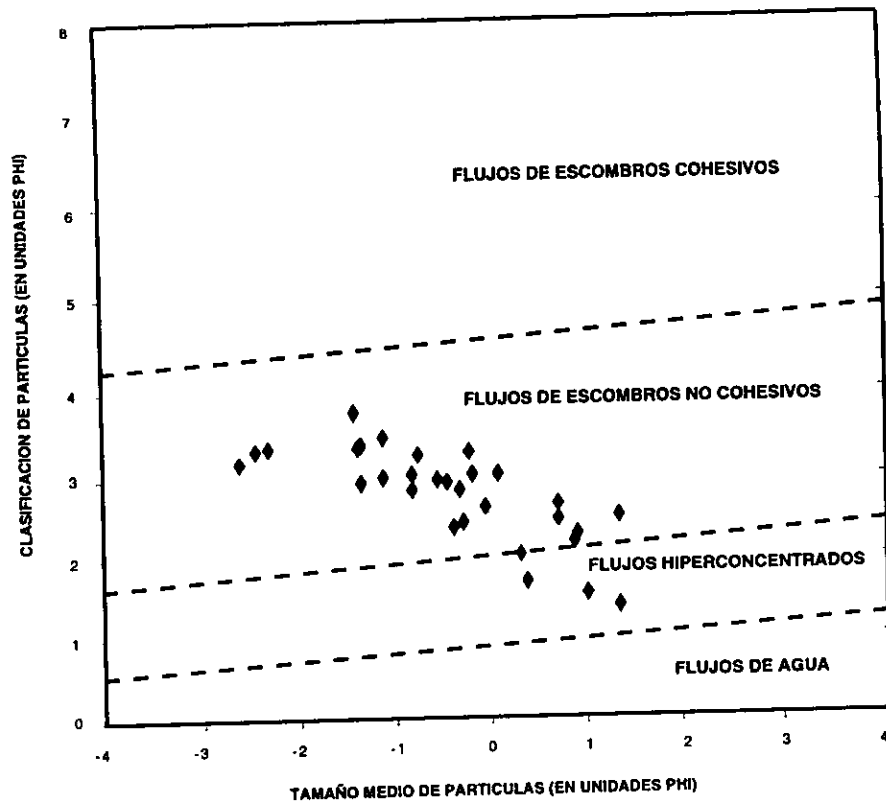
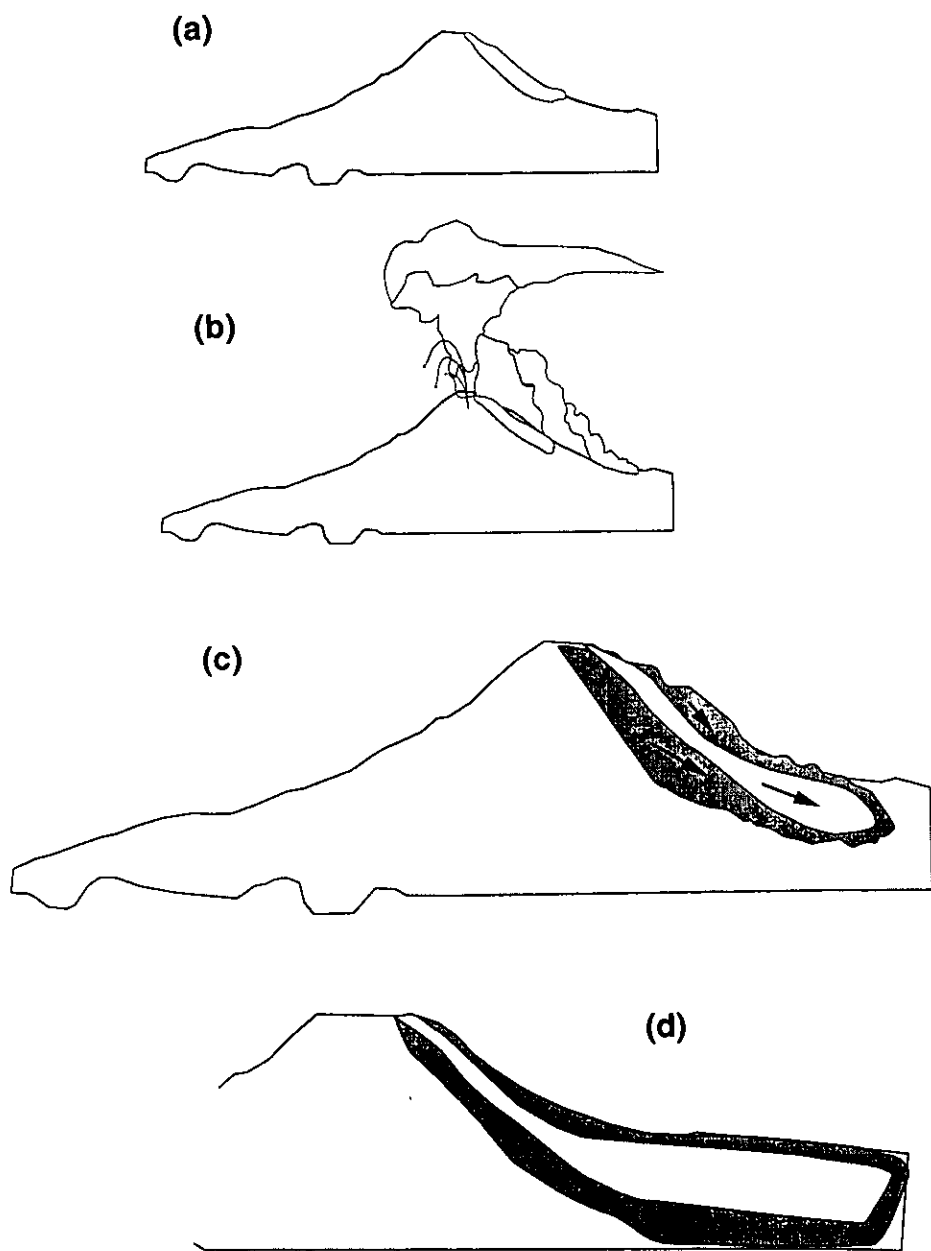


Figura 5.2 Graficación del tamaño medio de partículas (en unidades phi), contra los datos obtenidos de clasificación (en unidades phi), en base a los análisis granulométricos realizados a las muestras del Lahar San Nicolás.



**Figura 5.3** a) El Popocatepetl con glaciar, b) Se produce una erupción pliniana que derrite el glaciar, c) Los productos de la destrucción del domo volcánico se mezclan con el agua derretida y descienden por la ladera del volcán (lahar), bajo la oleada piroclástica (surge), d) Los materiales quedan finalmente depositados.

## **VI.-PELIGROS Y RIESGOS VOLCANICOS.**

### **6.1.-PELIGROS.**

En el trabajo volcanológico es sumamente importante distinguir la diferencia entre peligros y riesgos. Aunque aparentemente pueden aparentar ser sinónimos, son en realidad conceptos diferentes que nos ayudan a comprender mejor a los fenómenos eruptivos con base en el grado de afectación que pueden tener hacia su propio entorno tanto natural como social.

El peligro se define como la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo (Tilling, 1993), por su parte el riesgo se define como la posibilidad de pérdida de vidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc, dentro de un área determinada sujeta a (los) peligro (s).

Es decir, un volcán al hacer erupción, no necesariamente tiene que representar un gran riesgo, ya que puede estar situado en una zona muy aislada y apartada del establecimiento de grandes núcleos de actividad y asentamiento humanos, sin embargo una gran cantidad de los denominados volcanes activos se encuentran cercanos relativamente a asentamientos humanos que pueden ser afectados de una u otra forma por la actividad volcánica.

Los lahares generados en zonas elevadas de grandes edificios volcánicos, al tender a canalizarse según la topografía preexistente otorgan áreas de afectación que siguen preferentemente zonas de bajo relieve topográfico (Macías et al, 1995).

Tal es el caso de grandes estratovolcanes, (como el Nevado de Toluca y el Popocatépetl). En lo que respecta al volcán Popocatépetl se considera que los lahares y los flujos piroclásticos pueden ser los eventos más peligrosos que amenazan a las poblaciones aledañas al volcán, sobre todo debido a su gran alcance observado en depósitos similares observados en un radio de hasta 60 km del volcán.

## 6.2.-RIESGOS.

Como se ha mencionado en el presente trabajo, debido principalmente a la fertilidad del suelo volcánico, los inmensos recursos naturales, las condiciones climáticas favorables y la disponibilidad de agua (Lorenzo, 1957; Seele, 1973; Siebe, 1996) desde tiempos prehispánicos numerosos grupos humanos se han establecido en la parte central de México. En la actualidad las zonas aledañas al volcán Popocatepetl se encuentran densamente pobladas y grandes núcleos urbanos como las ciudades de México y Puebla se encuentran a unas decenas de kilómetros de distancia.

A partir de la erupción que tuvo el volcán Popocatepetl en diciembre de 1994, se han intensificado las labores de monitoreo y los estudios geológicos alrededor del mismo para poder medir los alcances de su peligrosidad para comprender mejor los procesos eruptivos tanto del pasado como del presente.

Al estudiar el registro eruptivo del volcán (Siebe et al. 1995b), se puede apreciar que los lahares al igual que los flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, caídas de tefra, etc, han sido eventos recurrentes que han afectado grandes áreas en torno al volcán en su pasado geológico.

En el volcán Popocatepetl (al igual que en otros grandes estratovolcanes como en el caso del Nevado de Toluca y el Nevado del Ruiz), las barrancas pueden canalizar los flujos provocados por una erupción volcánica. En este sentido, poblaciones como Santiago Xalitzintla, San Nicolás de los Ranchos y San Buenaventura Nealticán, pueden ser los lugares habitados más afectados, debido a que se encuentran directamente ubicados en donde la cuenca de mayor extensión (129.3 km<sup>2</sup>) empieza a estrecharse y los tributarios han terminado de formar a la corriente principal, provocando de este modo que cuando existe precipitación pluvial, grandes cantidades de sedimento sean acarreadas y llevadas directamente hacia esas poblaciones.

Numerosos trabajos se han realizado en el siglo XX sobre los glaciares del Popocatepetl (Weitzberg, 1922; White, 1954; Lorenzo, 1959; White, 1981; Delgado, 1986; Delgado et al, 1988; Delgado y Brugman, 1995), en todos ellos se menciona la importancia de conocer los



avances y retrocesos de los glaciares del Popocatepetl con el objetivo fundamental de conocer las dimensiones de los mismos, para poder evaluar el riesgo de lahar en caso de una erupción volcánica.

Se ha señalado (Delgado y Brugman, 1995) que aunque la tendencia general de los glaciares del Popocatepetl es la de retroceder, durante la época de lluvias que empieza en mayo y dura hasta octubre, existe la posibilidad de generación de lahares en cualquier ladera del volcán debido a las fuertes lluvias que aportan el agua suficiente para su generación.

El volumen del Lahar San Nicolás calculado en el presente trabajo es de  $0.042 \text{ km}^3$  de material, si se realiza un análisis sencillo de la cantidad de agua necesaria para movilizar ese volumen de material en un flujo de escombros es de aproximadamente un 60% de agua y un 40% de sedimento, es decir que se requirieron aproximadamente  $0.06 \text{ km}^3$  de agua para el flujo. Si comparamos este volumen con los  $0.017 \text{ km}^3$  de hielo en el volcán calculados por Delgado et al. (1988), podemos apreciar que la cantidad de agua que movilizó el lahar (hace 1310 años), es aproximadamente 3.5 veces mayor a la cantidad de agua existente en el glaciar hace 12 años. Las preguntas a realizarse aquí son entonces: ¿Si continua la tendencia de retroceso de los glaciares en el volcán Popocatepetl llegará un momento en que desaparezcan por completo?, y si esto ocurre ¿El riesgo lahárico en la región disminuiría considerablemente pese al aporte anual de agua de lluvia?

Se ha estimado en base a la distribución cartográfica de los depósitos observados del Lahar San Nicolás y datos estadísticos de las poblaciones que en la actualidad se encuentran asentadas sobre o muy cerca de ellos, que aproximadamente 33, 000 personas en 5620 viviendas particulares habitadas (INEGI, 1990), así como una vía de tren, una línea de conducción eléctrica de 115 kv, una autopista y 6 caminos pavimentados se encuentran en riesgo por inundación y sepultamiento (solamente considerando esta ruta de lahar y este único peligro), de lo cual es sumamente importante la evaluación del riesgo en la región.

Los riesgos a los cuales se encuentra sujeta la población en el caso de generarse este tipo de flujos incluyen: aplastamiento, abrasión severa, inundación y sepultamiento, los daños a

construcciones y estructuras en los sitios donde el flujo se vuelve fuertemente agitado y turbulento pueden ser catastróficos, incluso edificios de concreto reforzado pueden ser totalmente destruidos (Pierson et al. 1990).

La trágica lección aprendida en el poblado de Armero Colombia en noviembre de 1985 en donde perdieron la vida cerca de 23,000 personas (Williams, 1990), así como el estudio del registro estratigráfico en el volcán Popocatépetl en donde se revela que asentamientos prehispánicos fueron afectados por las últimas erupciones plinianas, nos deben servir de recordatorio para evitar que lo mismo vuelva a ocurrir en el futuro en los poblados cercanos al volcán Popocatépetl, (en particular los poblados de Santiago Xalitlitzintla, San Nicolás de los Ranchos y San Buenaventura Nealticán), entre estos tres poblados suman (según datos del censo de 1990 realizado por el INEGI) a cerca de 18, 000 personas, aunque definitivamente otros poblados más lejanos pueden ser afectados y elevar la cifra de personas afectadas a cerca de 33, 000 (INEGI, 1990), es por ello que deben incrementarse las labores de información a la población, y mejorar los planes de evacuación para saber que hacer en caso de presentarse una emergencia originada por una erupción de gran explosividad que origine el derretimiento de la capa de hielo y nieve en el volcán Popocatépetl en un futuro quizás remoto, quizás cercano pero definitivamente cierto.

## VII.-CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

### 7.1.-CONCLUSIONES.

- El Lahar San Nicolás se produjo durante un evento eruptivo pliniano.
- Consiste en un flujo de escombros no cohesivo.
- Los componentes del Lahar San Nicolás están dominados por los fragmentos de un antiguo domo volcánico (rocas andesíticas porfídicas de color gris).
- El volumen calculado para este depósito es de  $0.042 \text{ km}^3$ .
- La cantidad de agua necesaria para movilizar ese volumen debió ser muy abundante (un poco más del 60% del volumen total del flujo), es decir cerca de  $0.06 \text{ km}^3$  de agua y su fuente se considera en la fusión glacial.
- El flujo viajó por una distancia mayor a los 60 km.

### 7.2.-RECOMENDACIONES.

- Realización de la granulometría utilizando técnicas aplicables para partículas volcánicas de tamaño mayor a  $64 \text{ mm}$  ( $-6\phi$ ), y de tamaño menor a  $1/16$  de  $\text{mm}$  ( $4\phi$ ). Para tener una idea más amplia de las características granulométricas de los depósitos.
- Realizar estudios de otros depósitos laháricos en otras zonas del volcán Popocatepetl para evaluar el riesgo lahárico en la región.
- Concientizar a los habitantes de los poblados cercanos al volcán Popocatepetl acerca del riesgo lahárico.
- Reparación de las calles en las localidades cercanas al volcán Popocatepetl para lograr una evacuación rápida y eficiente en caso de que esta sea requerida.

## BIBLIOGRAFIA.

- AGUILERA, J.G. & ORDOÑEZ, E., 1895, Expedición científica al Popocatepetl, México D.F, Comisión Geológica Mexicana. p 3-48.
- AMERICAN, G.I., 1976, Dictionary of Geological Terms, Anchor Press/ Doubleday, Garden City, New York, 472 p.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A., 1987, Glossary of Geology: American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 788 p.
- BEVERAGE, J.P. & CULBERTSON, J.K., 1964, Hyperconcentrations of suspended sediment: Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, v. 90, p. 117-128.
- BLONG, R.J., 1984, Volcanic Hazards: a source book on the effects of eruptions, Academic Press, Florida, U.S.A., 424 p.
- BOUDAL, C. & ROBIN, C., 1989, Volcano Popocatepetl: Recent eruptive History, and Potential Hazards and Risks in future eruptions, IAVCEI, Proceedings in volcanology, Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg., p. 110-128.
- BRADLEY, J.B., 1986, Hydraulics and bed material transport at high fine suspended sediment concentrations: Unpublished Ph.D. dissertation, Colorado State University, Fort Collins, 140 p.
- BRIDGWATER, J., COOKE, M.H. & SCOTT, A.M., 1978, Inter-particle percolation: equipment development and mean percolation velocities: Transactions of the Institute of Chemical Engineers, v. 56, p. 157-167.
- BULL, W.B., 1962, Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits: J. Sediment. Petrol. V 32, p 211-216.
- BULL, W.B., 1964., Alluvial fans and near-surface subsidence in western Fresno Country, California : U.S. Geological Survey Professional Paper. 437-A, p. 71.
- BULLER, A.T. & MCMANUS, J., 1972, Simple metric statistics used to recognize different environments: Sedimentology, v. 18, p. 1-21.
- CAMACHO, H., 1925, Apuntes acerca de la actividad actual del Popocatepetl en relación con la sismología, Anales del Instituto de Geología de México, II (1-3), p. 38-60.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V., 1993, Volcanic Successions: modern and ancient, Chapman & Hall, London, 528 p.
- CEPEDA, L., 1985, Apuntes de Petrología Ignea, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F, 363 p.

CHESTER, D., 1993, *Volcanoes and Society*, University of Liverpool, Edward Arnold a division of Hodder & Stoughton, 351 p.

COSTA, J.E., 1984, The physical geomorphology of debris flows, in Costa, J.E., AND Fleisher, P.J., eds, *Developments and applications of geomorphology*: Springer, Berlin, New York, p. 268-317.

COSTA, J.E., 1988, Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows, in Baker, V.R., Kochel, R.C., and Patton, P.C., eds., *Flood geomorphology*: John Wiley & Sons, New York, p: 113-122.

COSTA, J.E. & WILLIAMS, G.P., 1984, Debris-flow dynamics (videotape): U.S Geological Survey Open File Report 84-606, 22.5 min.

CRANDELL, D.R., 1971, Postglacial lahars from Mount Rainier Volcano, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 677, 73 p.

CRONIN, S.J., NEALL, V.E., LECOINTRE, J.A. & PALMER, A.S., 1997, Changes in Whangaehu River lahar characteristics during the 1995 eruption sequence, Ruapehu volcano, New Zealand, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 1-2, Elsevier Amsterdam, Netherlands, p. 47-61

CURRY, R.R., 1966, Observation of alpine mudflows in the Tenmile Range, central Colorado: *Geological Society of America Bulletin* v 77, p. 771-776.

DECKER, R. & DECKER, B., 1989, *Volcanoes*, W.H Freeman & Company, Revised and updated edition, New York.

DELGADO, G.H., 1986., Estudios glaciológicos en los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl., In S.G. Méx (Ed), *Resúmenes de la VIII Convención Anual.*, p. 109.

DELGADO, G.H., CARRASCO, N.G., URRUTIA, F.J., CASANOVA, B.J.M., 1988, Analysis of the eruptive records of the Popocatepetl volcano, México. In Kagoshima International Conference on Volcanoes, Kagoshima, Japan, p. 510-513.

DELGADO, G.H., GONZALEZ, H.A.E. & ABRAMS, M., 1994, Lahar risk on the NE flank of Popocatepetl volcano, Resúmen Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana.

DELGADO, G.H. & BRUGMAN, M., 1995, Monitoreo de los glaciares del Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, Centro Nacional de Prevención de Desastres y Universidad Nacional Autónoma de México, p. 221-234.

DINEHART, R.L., 1997, Sediment transport in the hyperconcentrated phase of the March 19, 1982, lahar, in Pierson, T.C., ed., *Hydrologic consequences of hot-rock/snowpack interactions at Mount St. Helens volcano, Washington, 1982-84*: U.S. Geological Survey Open-File Report 96-179, p. 37-52.

- ENGELUND, F. & WAN, Z., 1984, Inastibility of hyperconcentrated flow: *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 110, p. 219-233.
- FAURE, G., 1986, *Principles of Isotope Geology*, John Wiley & Sons, Second Edition, New York, p. 589.
- FEI, X., 1983, Grain composition and flow properties of heavily concentrated suspensions, in *Proceedings of the Second International Symposium on River Sedimentation*, English summary: Water Resources and Electrical Power Press, Nanjing, China, p. 307-308.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.U., 1984, *Pyroclastic Rocks*, Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, New York, Tokyo, p. 451.
- FOLK, R.L., 1966, A review of grain-size parameters: *Sedimentology*, v.6, p. 73-93.
- FOLK, R.L., 1974, *Petrology of sedimentary rock*: Hemphill, Austin, 184 p.
- FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E., 1978, *Principles of sedimentology*: John Wiley & Sons, New York, 792 p.
- FUENTES, A.L., 1975, El paisaje en el pie de monte poblano de los volcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl, *Boletín Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México* (6), p. 97-116.
- GALLINO, G.L. & PIERSON, T.C., 1985, Polallie Creek debris flow and subsequent dam-break flood of 1980, East Fork Hood River Basin, Oregon: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2273, 22 p.
- GUERRA, P.F., 1980, *Fotogeología*, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F., 337 p.
- GUIA ROJI, S.A de C.V, 1995, *Atlas de carreteras*, México, D.F. 29 p.
- HISCOTT, R.N., 1994, Traction-carpet stratification in turbidities-fact or fiction?: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. A64, p. 204-208.
- HISCOTT, R.N., 1995, Traction-carpet stratification in turbidities- fact or fiction?-Reply: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. A65, p. 704-705.
- HISCOTT, R.N., & MIDDLETON, G.V., 1979, Depositional mechanics of thick-bedded sandstone's at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada, in Doyle, L.J., and Pilkey, O.H., eds., *Geology of continental slopes*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 27, p. 307-326.

- HISCOTT, R.N., & MIDDLETON, G.V., 1980, Fabric of coarse deep-water sandstones, Tourelle Formation, Quebec, Canada: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p. 703-722.
- HODGSON, K.A., 1993, Late Quaternary lahars from Mt. Ruapehu in the Whangachu River valley, North Island, New Zealand: Unpublished Ph.D. dissertation, Massey University, Palmerston North, New Zealand, 242 p.
- INEGI, 1990, Censo nacional de población y vivienda, Estado de Puebla, p. 64-403.
- IVERSON, R.M., 1997, The physics of debris flows: *Reviews of Geophysics*, v.35, p. 245-296.
- IVERSON, R.M., REID, M.E., & LAHUSEN, R.G., 1997, Debris-flow mobilization from landslides: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v.25, p. 85-138.
- JANDA, R.J., SCOTT, K.M., NOLAN, K.M. & MARTINSON, H.A., 1981, Lahar movement, effects, and deposits, in Lipman, P.W., and Mullineaux, D.R., eds, *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, p. 461-478.
- JOHNSON, A.M., 1970, *Physical processes in geology*: Freeman, Cooper, and Company, San Francisco, 577 p.
- JOHNSON, A.M., 1984, *Debris flow, Slope instability*: John Wiley & Sons, Chichester, p. 257-361.
- LACROIX, A., 1904, *La Montagne Peleé et ses Eruptions*. Masson et cie, Paris, 662 p.
- LAVERRIERE, J., 1858, Exploración del valle de México, *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística*, Tomo VI, p. 191-245.
- LE MAITRE, R.W., 1989, *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 193.
- LORENZO, J.L., 1957, Las zonas arqueológicas de los volcanes Iztaccihuatl y Popocatepetl, *Instituto Nacional de Antropología e Historia, Dirección Prehistórica*, 3, p. 1-62.
- LORENZO, J.L., 1959, Los glaciares de México, *Monografías del Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México*, p. 7-114.
- LOWE, D.R., 1975, Water escape structures in coarse-grained sediments: *Sedimentology*, v. 22, p. 157-204.

LOWE, D.R., 1979, Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposit, in Doyle, L. J, and Pilkey, O. J. Eds, *Geology of Continental Slopes* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 27, p. 75-82.

MACIAS, J.L., CARRASCO, G. & SIEBE, C., 1995, Zonificación de peligros volcánicos del Popocatepetl", Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, Centro Nacional de Prevención de Desastres y Universidad Nacional Autónoma de México, p. 79-91.

MAJOR, J.J., 1996, Experimental studies of deposition by debris flows: process, characteristics of deposits and effects of pore-fluid pressure: Unpublished Ph.D. dissertation, University of Washington, Seattle, Washington, 341 p.

MAJOR, J.J., 1997, Depositional processes in large-scale debris-flow experiments: *Journal of Geology*, v. 105, p. 345-366.

MAJOR, J.J., & PIERSON, T.C., 1992, Debris flow rheology: experimental analysis of fine-grained slurries: *Water Resources Research*, v.28, p. 841-857.

MAJOR, J.J., & VOIGHT, B., 1986: Sedimentology and clast orientations of the 18 May 1980 southwest-flank lahars, Mount St. Helens, Washington. *Jour. Sed. Petrology*, 56, p. 691-705.

MOOLETON, G.V., 1970, Experimental studies related to problems of flysch sedimentation, *Geol. Ass. Can. Spec. Pap.* 7, p 253-272.

MCCUTCHEON, S.C. & BRADLEY, J.B., 1984, Effects of high sediment concentrations on velocity and sediment distributions, in *Water for resource development*, Proceedings of the Conference, Coeur d'Alene, Idaho: American Society of Civil Engineers, New York, p. 43-47.

MILLS, H.H., 1984, Clast orientation in Mount St. Helens debris-flow deposits, North Fork Toutle River, Washington: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 626-634.

MILLS, H.H., 1991, Three-dimensional clast orientation in glacial and mass-movement sediments: compilation and preliminary analysis: U.S. Geological Survey Open-File Report 90-128, 71 p.

MOTTANA, A., CRESPI, R. & LIBORIO, G., 1980, *Guía de Minerales y Rocas*, Grijalbo, Barcelona, p. 605.

NEALL, V.E., 1976, Lahars as major geological hazards: *Bulletin of the International Association of Engineering Geologists*, v. 14, p. 233-240.



- NEMEC, W., & STEEL, R.J., 1984, Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits, in Koster, E.H., and Steel, R.J. eds., *Sedimentology of gravels and conglomerates: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10*, p. 1-31.
- PACKARD, A.S., 1886, Ascent of the volcano of Popocatepetl, *American Nat*, Vol 20, No 2, p. 109-123.
- PALMER, B.A., ALLOWAY, B.V. & NEALL, V.E., 1991, Volcanic debris-avalanche deposits in New Zealand—lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows, in Fisher, R.V., and Smith, G.A., eds., *Sedimentation in volcanic settings: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication No. 45*, p. 89-98.
- PASSEGA, R., 1957, Texture as characteristic of clastic deposition: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.41, p. 1952-1984.
- PE, G.G. & PIPER, D.J.W., 1975, Textural recognition of mudflow deposits: *Sedimentology*, v. 13, p. 303-306.
- PIERSON, T.C., 1980, Erosion and deposition by debris flows at Mount Thomas, North Canterbury, New Zealand: *Earth Surface Processes*, v.5, p. 227-247.
- PIERSON, T.C., & SCOTT, K.M., 1985, Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow: *Water Resources Research*, v.21, p. 1511-1524.
- PIERSON, T.C., 1985a, Initiation and flow behavior of the 1980 Pine Creek and Muddy River lahars, Mount St. Helens, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 1056-1069.
- PIERSON, T.C., 1985b, Effects of slurry composition on debris flow dynamics, Rudd Canyon, Utah, in Bowles, D.D., ed., *Delineation of Landslide, Flash Flood, and Debris-Flow Hazards in Utah: Utah Water Research Laboratory, General Series UWRL/G-85/03*, Logan, Utah, p. 132-152.
- PIERSON, T.C., 1986, Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington, in Abrahams, A.D., ed., *Hillslope processes: Allen and Unwin*, Boston, p. 269-296.
- PIERSON, T.C., 1995, Flow characteristics of large eruption-triggered debris flows at snow-clad volcanoes: constraints for debris-flow models: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 66, p. 283-294.
- PIERSON, T.C., 1997, Transformation of water flood to debris flow following the eruption-triggered lake breakout from the crater on 19 March 1982, in Pierson, T.C., ed., *Hydrologic consequences of hot rock—snowpack interactions at Mount St. Helens Volcano, Washington, 1982-1984: US Geological Survey Open-File Report 96-179*, p. 19-36.

PIERSON, T.C., & COSTA, J.C., 1987, A rheologic classification of subaerial sediment-water flows: Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, v.7, p. 1-12.

PIERSON, T.C., DAAG, A.S., DELOS REYES, P.J., REGALADO, M.T.M., SOLIDUM, R. & TUBIANOSA, B.S., 1996, Flow and deposition of posteruption hot lahars on the east side of Mount Pinatubo, July—October 1991, in Newhall, C.G., and Punungbayan, R.S., eds., Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines: Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, p. 921-950.

PIERSON, T.C., JANDA, R.J., THOURET, J.C. & BORRERO, C.A., 1990, Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow, and deposition of lahars: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v.41, p. 17-66.

PIERSON, T.C., & SCOTT, K.M., 1985, Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow: Water Resources Research, v.21, p. 1511-1524.

PRESS, F. & SIEVER, R., 1978, Earth, W.H. Freeman and Company, San Francisco, p p 649.

PRINGLE, P.T., & CAMERON, K.A., 1997, Eruption-triggered lahar on May 14, 1984, in Pierson, T.C., ed., Hydrologic consequences of hot rock/snowpack interactions at Mount St. Helens volcano, Washington, 1982-1984: U.S. Geological Survey Open-File Report 96-179, p. 81-103.

ROBIN, C., 1984, Le Volcan Popocatepetl (Mexique): Structure, evolution petrologique et risques, Bull Volcanol, Vol 47-1, p. 1-23.

ROBIN, C. & BOUDAL, C., 1987, A Gigantic Bezymianny-Type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl, Jour. Volcanol. Geoth. Res., 31, p. 115-130.

RODOLFO, K.S., UMBAL, J.V., ALONSO, R.A., REMOTIGUE, C.T., PALADIO-MELOSANTOS, M.L., SALVADOR, J.H.G., EVANGELISTA, D. & MILLER, Y., 1996, Two years of lahars on the western flank of Mount Pinatubo: initiation, flow processes, deposits, and attendant geomorphic and hydraulic changes, in Newhall, C.G., and Punungbayan, R.S., eds., Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines: Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezón City, and University of Washington Press, Seattle, p. 989-1013.

ROLLINSON, H., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman, Scientific & Technical, Essex England, p. 352.

ROSATO, A., STRANDBURG, K.J., PRINZ, F., SWENDSEN, R.H., 1987, Why the Brazil nuts are on top: size segregation of particulate matter by shaking: *Physical Review Letters*, v. 25, p. 1038-1040.

SAVAGE, S.B., 1987, Interparticle percolation and segregation in granular materials: a review, in Selvadurai, A.P.S., ed., *Developments in engineering mechanics*: Elsevier, Amsterdam, p. 347-363.

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

SCOTT, K.M., 1988b, Origin, behavior, and sedimentology of prehistoric catastrophic lahars at Mount St. Helens, Washington, in Clifton, H.E., ed., *Sedimentologic consequences of convulsive geologic events*: Geological Society of America Special Paper 229, p. 23-36.

SCOTT, K.M., 1989, Magnitude and frequency of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system: U.S. Geological Survey Prof. Paper 1447-B, 33 p.

SCOTT, K.M., JANDA, R.J., DE LA CRUZ, E.G., GABINETE, E., ETO, I., ISADA, M., SEXON, M. & HADLEY, K.C., 1996, Channel and sedimentation responses to large volumes of 1991 volcanic deposits on the east flank of Mount Pinatubo, in Newhall, C.G., and Punungbayan, R.S., eds., *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*: Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, p. 971-988.

SCOTT, K.M., VALLANCE, J.W. & PRINGLE, P.P., 1995, Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 1547, 56 p.

SEELE, E., 1973, Restos de milpas y poblaciones prehispánicas cerca de San Buenaventura Nealticán, Puebla, *Comunicaciones proyecto Puebla-Tlaxcala* 7, p. 77-86.

SEGERSTROM, K., 1950, Erosion studies at Paricutin, State of Michoacán, Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin 965-A, 164 p.

SHARP, R.P., 1942, Mudflow levees: *Journal of Geomorphology*, v.5, p. 222-227.

SHARP, R.P. & NOBLES, L.H., 1953, Mudflow of 1941 at Wrightwood, southern California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 64, p. 547-560.

SIEBE, C., ABRAMS, M. & MACIAS, J.L., 1995, Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, Centro Nacional de Prevención de desastres y Universidad Nacional Autónoma de México, p. 195-220.

SIEBE, C., MACIAS, J.L., ABRAMS, M., RODRIGUEZ, S., CASTRO, R. & DELGADO, H., 1995, Quaternary Explosive volcanism and Pyroclastic Deposits in East Central Mexico: Implications for Future Hazards, Geological Society of America Annual Meeting, Field Trip Guide Book # 1, 47 p.

SIEBE, C., ABRAMS, M. & MACIAS, J.L., 1996, Repeated Volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future?, *Geology*, v. 24, n. 5, p. 399-402.

SIEBE, C., 1996, La destrucción de Cacaxtla y Cholula; un suceso en la historia eruptiva del Popocatépetl, *Revista Ciencias* No 41, p. 36-45.

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

SIEBERT, L., 1996, Hazards of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena, in Scarpa, R. and Tilling, R.I., eds., *Monitoring and mitigation of volcano hazards*: Springer-Verlag, Berlin, p. 541-572.

SIMONS, D.B., RICHARDSON, E.V. & HAUSHILD, W.L., 1963, Studies of flow in alluvial channels, some effects of fine sediment on flow phenomena: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1498-G, 46 p.

SMITH, G.A., 1986, Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process: *Geological Society of America Bulletin*, v.97, p. 1-10.

SMITH, G.A. & FRITZ, W.J., 1989, Volcanic influences on terrestrial sedimentation: *Geology*, v. 17, p. 375-376.

SMITH, G.A. & LOWE, D.R., 1991, Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow - hyperconcentrated flow continuum, in Fisher, R.V., and Smith, G.A., eds., *Sedimentation in volcanic settings*: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 45, p. 59-70.

SOHN, Y.K., 1997, On traction-carpet sedimentation: *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 502-509.

STRAHLER, N.A., 1992, *Geología Física*, Omega Bacerlona, 629 p.

SUWA, H. & OKUDA, S., 1983, Deposition of debris flows on a fan surface, Mt. Yakedake, Japan: *Zeitschrift für Geomorphologie*, v.46, p. 79-101.

TILLING, R.I., 1993, Los peligros volcánicos, *Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos*, 125 p.

UI, T., 1983, Volcanic dry avalanche deposits – identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.18, p. 135-150.

UMBAL, J.V. & RODOLFO, K.S., 1996, The 1991 lahars of southwestern Mount Pinatubo and evolution of the lahar-dammed Mapanuepe Lake, in Newhall, C.G., and Punungbayan, R.S., eds., *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*: Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, p. 951-970.

VALLANCE, J.W., 1994, Experimental and field studies related to the behavior of granular mass flows and the characteristics of their deposits: unpublished Ph.D. dissertation, Michigan Technological University, Houghton, MI, 197 p.

VALLANCE, J.W. & SCOTT, K.M., 1997, The Osceola Mudflow from Mount Rainier: sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 143-163.

VAN BEMMELEN, R.W., 1949, *The geology of Indonesia*, vol. 1A: Government Printing Office, The Hague.

VARNES, D.J., 1978, Slope movement types and processes, in Schuster, R.L., and Krizek, R.J., eds, *Landslides: analysis and control*: Washington, D.C., National Academy of Sciences, Transportation Research Board Special Report 176, p. 11-33.

WAITZ, P., 1921, Popocatepetl again in activity, *Amer. Jour. of Sci. 5 Hr. Ser.*, 1(1), p. 81-87.

WALDRON, H.H., 1967, Debris flow and erosion control problems caused by the ash eruptions of Irazu volcano, Costa Rica: *U.S. Geological Survey Bulletin* 1241-I, 37 p.

WALKER, G.P.L., 1973, Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme, *Geol. Rundsch.* 62, p. 431-446.

WATANABE, M. & IKEYA, H., 1981, Investigation and analysis of volcanic mud flows on Mt. Sakurajima, Japan, in *Proceedings of Symposium. On Erosion and Sediment Transport Measurement*, Florence, Italy: International Association of Hydrological Sciences, Publ. No. 133, p. 245-256.

WEITZBERG, F., 1922, El ventisquero del Popocatepetl, *Mems. De la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 41 (2-3), p. 65-90.

WHITE, S.E., 1949, Preliminary Report on geology of Popocatepetl, Mexico, Vol 60, No 12, p. 1976.

WHITE, S.E., 1954, The Firm Field on the Volcano Popocatepetl, Mexico, *Jour. Glaciol.* 2(16), p. 389-392.

WHITE, E., 1981, Neoglacial to recent glacier fluctuations on the volcano Popocatepetl, *Journal of glaciology*, 27 (96), p. 359-363.

WILLIAMS, S.N., 1990, Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol 41, No 1-4, July 15.

WILSON, M., 1989, *Igneos Petrógenesis*, Unwin Hyaman, London, 466 p.

YARZA, de la T., 1971, *Volcanes de Mexico*, Toll, Lege Aguilar, p. 11-219.

ZHOU, W., ZENG, Q., FANG, Z., PAN, G. & FAN, Z., 1983, Characteristics of fluvial processes for the flow with hyperconcentration in the Yellow River, in *Proceedings of the Second International Symposium on River Sedimentation*, Nanjing, China: Water Resources and Electric Power Press (China), p. 618-619 (abst. In English).

# APENDICE

# PETROLOGIA

## 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 728-1

Localidad: 5 km al Suroeste de Santiago Xalitzintla.

## 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro Verdoso.

Estructura y textura: Masiva, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

## 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 36%, Clinopiroxeno 4%,

Ortopiroxeno 8%, Hornblenda 4%, Minerales Opacos 3%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatita.

Minerales secundarios: No se encontraron.

Matriz ó cementante: Matriz Vítrea 45%.

Observaciones: La roca presenta fracturamiento debido a enfriamiento súbito.

Orígen de la roca: Flujo de lava superficial (Igneo Extrusivo).

Clasificación: Andesita.

## 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 727-1

Localidad: 2 km al Suroeste de Santiago Xalitzintla.

## 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro Verdoso.

Estructura y textura: Masiva, Afanítica.

Minerales observables: Plagioclasa.

## 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 40%, Ortopiroxeno 10%,

Clinopiroxeno 4%, Hornblenda 4%, Minerales Opacos 2%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatita.

Minerales secundarios: No se encontraron.

Matriz ó cementante: Matriz Vítrea 40%.

Observaciones: La roca presenta fracturamiento debido a enfriamiento súbito.

Orígen de la roca: Flujo de lava superficial (Igneo Extrusivo).

Clasificación: Andesita.

## 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 727-2

Localidad: 1 km al Oeste de Santiago Xalitzintla.

## 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro.

Estructura y textura: Vesicular, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

## 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Plagioclasa (Andesina) 20%, Ortopiroxeno 10%,

Clinopiroxeno 4%, Hornblenda 4%, Minerales Opacos 2%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatita.

Minerales secundarios: No se encontraron.

Matriz ó cementante: Matriz cristalina compuesta de pequeños cristales de plagioclasa 60%.

Observaciones: La matriz tiene aspecto Acicular.

Orígen de la roca: Flujo de lava superficial (Igneo Extrusivo).

Clasificación: Andesita.



### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 405-2

Localidad: 5 km al Noroeste de San Baltazar Atlimiyaya.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro.

Estructura y textura: Masiva, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 20%, Ortopiroxeno 8%,

Clinopiroxeno 3%, Hornblenda 2%, Minerales Opacos 2%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatita.

Minerales secundarios: No se encontraron.

Matriz ó cementante: Matriz Vítrea 65%.

Observaciones: La roca presenta fracturamiento debido a enfriamiento súbito.

Origen de la roca: Flujo de lava superficial (Igneo Extrusivo).

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 729-1.

Localidad: 2 km al Sur de San Nicolás de los Ranchos.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro.

Estructura y textura: Masiva, Afanítica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 30%, Ortopiroxeno 10%,

Clinopiroxeno 4%, Hornblenda 3%, Minerales Opacos 3%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatita.

Minerales secundarios: No se encontraron.

Matriz ó cementante: Matriz Vítrea 50%.

Observaciones: La roca presenta fracturamiento debido a enfriamiento súbito.

Origen de la roca: Flujo de lava superficial (Igneo Extrusivo).

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 405-4

Localidad: 3.5 km al Noroeste de San Baltazar Atlimiyaya.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Oscuro.

Estructura y textura: Masiva, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 20%, Ortopiroxeno 8%,

Clinopiroxeno 4%, Hornblenda 3%, Minerales Opacos 5%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatita.

Minerales secundarios: No se encontraron.

Matriz ó cementante: Matriz Cristalina (pequeños cristales de plagioclasa) 60%.

Observaciones: Los cristales de la matriz son de forma Acicular.

Origen de la roca: Flujo de lava superficial (Igneo Extrusivo).

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 730-1.

Localidad: 1.5 km al sur de San Nicolás de los Ranchos.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro.

Estructura y textura: Masiva, Afanítica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 35%, Ortopiroxeno 10%, Clinopiroxeno 5%, Hornblenda 2%, Minerales Opacos 3%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatita.

Minerales secundarios: No se encontraron.

Matriz ó cementante: Matriz Vitrea 45%.

Observaciones: La roca presenta fracturamiento debido a enfriamiento súbito.

Origen de la roca: Flujo de lava superficial (Igneo Extrusivo).

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 404-2

Localidad: 3.5 km al Noroeste de San Baltazar Atlimiyaya.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Oscuro.

Estructura y textura: Vesicular, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 40%, Ortopiroxeno 10%, Clinopiroxeno 4%, Hornblenda 4%, Minerales Opacos 2%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatita.

Minerales secundarios: Oxido de Hierro.

Matriz ó cementante: Matriz Cristalina (consistente de plagioclasas) 40%

Observaciones: Los cristales de la matriz son de forma Acicular, y se encuentran oxidados.

Origen de la roca: Flujo de lava superficial (Igneo Extrusivo).

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 905-1

Localidad: 1.5 km al Oeste de San Buenaventura Nealticán.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Oscuro.

Estructura y textura: Vesicular, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 45%, Ortopiroxeno 9%, Clinopiroxeno 5%, Hornblenda 4%, Minerales Opacos 2%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: Oxido de Hierro.

Matriz ó cementante: Matriz Cristalina (cristales de plagioclasa sumamente pequeños) 35%

Observaciones: Los cristales de la matriz son de forma Acicular, y se encuentran oxidados.

Origen de la roca: Flujo de lava Superficial (Igneo Extrusivo).

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 729-2

Localidad: 2.5 km al Sur de San Nicolás de los Ranchos.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro.

Estructura y textura: Masiva, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 40%, Ortopiroxeno 8%,

Clinopiroxeno 3%, Hornblenda 4%, Minerales Opacos 3%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: No se encontraron.

Matriz ó cementante: Matriz Vítrea 42%.

Observaciones: La roca presenta fracturamiento debido a enfriamiento súbito.

Orígen de la roca: Flujo de lava Superficial (Igneo Extrusivo).

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 906-3

Localidad: 2 km al Sur de San Buenaventura Nealticán.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro.

Estructura y textura: Masiva, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 36%, Ortopiroxeno 10%,

Clinopiroxeno 2%, Hornblenda 2%, Minerales Opacos 10%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: Oxido de Hierro.

Matriz ó cementante: Matriz Vítrea 40%.

Observaciones: La matriz se encuentra oxidada.

Orígen de la roca: Flujo de lava superficial (Igneo Extrusivo).

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 729-4

Localidad: 50 m al Sureste del Cerro Teteolotitla.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Oscuro.

Estructura y textura: Masiva, Afánítica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 35%, Ortopiroxeno 10%,

Clinopiroxeno 3%, Hornblenda 2%, Minerales Opacos 5%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: Oxido de Hierro.

Matriz ó cementante: Matriz Vítrea 45%.

Observaciones: La matriz se encuentra oxidada.

Orígen de la roca: Flujo de lava superficial (Igneo Extrusivo).

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 729-3

Localidad: Costado Suroeste del Cerro Teteolotitla.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro.

Estructura y textura: Masiva, Afanítica.

Minerales observables: Plagioclasa

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 35%, Ortopiroxeno 8%, Clinopiroxeno 3%, Hornblenda 3%, Minerales Opacos 5%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: Oxido de Hierro.

Matriz ó cementante: Matriz Vítreá 46%..

Observaciones: La matriz se encuentra oxidada.

Origen de la roca: Flujo de lava que fué parte del edificio volcánico del Iztaccfhuatl.

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 730-2

Localidad: Cima del Cerro Teotón.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro.

Estructura y textura: Vesicular, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 35%, Ortopiroxeno 9%, Clinopiroxeno 4%, Hornblenda 4%, Minerales Opacos 3%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: Oxido de Hierro.

Matriz ó cementante: Matriz Vítreá 45%.

Observaciones: La matriz se encuentra sumamente fracturada por enfriamiento súbito y oxidada.

Origen de la roca: Flujo de lava que fué parte del edificio volcánico del Iztaccfhuatl.

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: J2-GG

Localidad: 1.5 km al Oeste de Santiago Xalitzintla.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Oscuro.

Estructura y textura: Vesicular, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 30%, Ortopiroxeno 8%, Clinopiroxeno 2%, Hornblenda 3%, Minerales Opacos 2%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: No se encontraron.

Matriz ó cementante: Matriz Vítreá 55%

Observaciones: La roca se encuentra fracturada por enfriamiento rápido..

Origen de la roca: Flujo de lava viscoso en el cráter del Popocatépetl.

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: S2-D

Localidad: 0.5 km al sur de San Nicolás de los Ranchos.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro.

Estructura y textura: Masiva, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 20%, Ortopiroxeno 8%, Clinopiroxeno 4%, Hornblenda 2%, Minerales Opacos 2%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: No se encontraron.

Matriz ó cementante: Matriz Vítreá 64%.

Observaciones: La roca se encuentra fracturada por enfriamiento rápido.

Origen de la roca: Flujo de lava viscoso en el cráter del Popocatépetl.

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 905-2-HG

Localidad: 2 km al Oeste de San Buenaventura Nealticán.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro.

Estructura y textura: Vesicular, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 32%, Ortopiroxeno 9%, Clinopiroxeno 4%, Hornblenda 2%, Minerales Opacos 3%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: Oxido de Hierro.

Matriz ó cementante: Matriz Vítreá 50%.

Observaciones: La roca se encuentra fracturada por enfriamiento rápido, la matriz se encuentra oxidada.

Origen de la roca: Flujo de lava viscoso en el cráter del Popocatépetl.

Clasificación: Andesita.

### 1.-DATOS DE CAMPO

Clave de la muestra: 201-1-D

Localidad: 1.25 km al Oeste de San Jerónimo Tecuanipan.

### 2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color: Gris Claro.

Estructura y textura: Masiva, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### 3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 30%, Ortopiroxeno 6%, Clinopiroxeno 3%, Hornblenda 2%, Minerales Opacos 2%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: No se encontraron.

Matriz ó cementante: Matriz Vítreá 57%.

Observaciones: La roca se encuentra fracturada por enfriamiento rápido.

Origen de la roca: Flujo de lava viscoso en el cráter del Popocatépetl.

Clasificación: Andesita.

### **1.-DATOS DE CAMPO**

Clave de la muestra: SAC-E

Localidad: 0.75 km al Este de Santa Ana Coatepec.

### **2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA**

Color: Gris Oscuro.

Estructura y textura: Masiva, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### **3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA**

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 34%, Ortopiroxeno 8%,

Clinopiroxeno 4%, Hornblenda 3%, Minerales Opacos 2%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: Oxido de Fierro.

Matriz ó cementante: Matriz Vítreo 49%.

Observaciones: La matriz se encuentra oxidada.

Origen de la roca: Flujo de lava viscoso en el cráter del Popocatépetl.

Clasificación: Andesita.

### **1.-DATOS DE CAMPO**

Clave de la muestra: J2-GR.

Localidad: 1.5 km al Oeste de Santiago Xalitzintla.

### **2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA**

Color: Rojizo.

Estructura y textura: Masiva, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### **3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA**

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 28%, Ortopiroxeno 7%,

Clinopiroxeno 2%, Hornblenda 2%, Minerales Opacos 3%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: Oxido de Fierro.

Matriz ó cementante: Matriz Vítreo 60%.

Observaciones: La matriz se encuentra sumamente oxidada.

Origen de la roca: Flujo de lava viscoso en el cráter del Popocatépetl.

Clasificación: Andesita.

### **1.-DATOS DE CAMPO**

Clave de la muestra: 905-2-HR.

Localidad: 2 km al Oeste de San Buenaventura Nealticán.

### **2.-DESCRIPCION MACROSCOPICA**

Color: Rojizo.

Estructura y textura: Vesicular, Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasa.

### **3.-DESCRIPCION MICROSCOPICA**

Textura: Hipocristalina, Inequigranular, Porfídica.

Minerales esenciales: Fenocristales de Plagioclasa (Andesina) 28%, Ortopiroxeno 8%,

Clinopiroxeno 4%, Hornblenda 2%, Minerales Opacos 3%.

Minerales accesorios: Esfena, Apatito.

Minerales secundarios: Oxido de Fierro.

Matriz ó cementante: Matriz Vítreo 55%.

Observaciones: La matriz se encuentra sumamente oxidada.

Origen de la roca: Flujo de lava viscoso en el cráter del Popocatépetl.

Clasificación: Andesita.

DATOS CUMULATIVOS

CUESTRAD (PUNTO CRISTAL)																	
MALLA (PHI)	9801-1-B	J2-F	J2-G	J2-I (SUP)	J2-I (INF)	SITO-1-C	SITO-2-D	SITO-2-E-S	SITO-2-E-I	FX2-F	FX2-G	FX2-H	905-2-G	905-2-H	905-2-I	905-3-D	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	759.69
-5	0	302.02	210.73	254.28	0	369.58	91.04	470.41	259.78	105.7	100.85	69.25	0	07.03	0	261.03	
-4	0	97.73	133.99	93.78	133.27	151.14	147	193.5	141.52	128.49	57.43	15.02	0	70.2	32.09	75.73	
-3	47.92	116.3	50.00	110.04	227.1	30.17	73.59	93.31	70.13	159.04	69.71	33.04	22.73	134.09	33.0	62.13	
-2	32.49	69.31	70.99	00.99	125.31	34.92	69.22	51.54	40.09	124.08	50.2	50.31	54.28	122.3	42.14	75.61	
-1	46.65	20.01	57.61	71.19	69.09	37.0	89.71	48.69	52.73	159.33	67.33	91.47	70.25	124.02	02.08	95.04	
0	124.6	118.68	63.23	70.43	91.72	43.81	119.04	64.2	71.05	188.07	69.27	112.78	60.78	150.60	84.27	121.08	
1	230.44	217.2	63.72	69.11	104.77	62.37	135.05	63.41	69.23	199.03	104.14	142.07	92.29	170.55	110.9	151.04	
2	396.78	390.7	130.78	124	129.88	69.01	160.13	70.78	112.58	250.51	150.05	107.25	118.02	210.02	154.37	135.34	
3	231.09	171.11	117.52	113.45	111.42	53.35	125.89	65.79	65.79	222.01	185.84	104.37	101.34	100.68	143.17	92.33	
4	34.11	25.01	63.75	77.09	69.01	33.47	50.68	39.78	69.31	140.54	40.71	110.65	69.41	141.43	109.89	92.33	
>4	15.48	4.79	70.31	53.0	46.22	56.66	39.22	60.11	43.04	81.93	10.08	59.77	47.41	116.35	120.04	106.02	
TOTAL	1170.22	1600.15	1123.03	1171.14	1133.5	649.79	1113.72	1217.18	1032.02	1739.9	940.07	1031.09	630.03	1545.8	916.25	1958.18	

CUESTRAD (% INDIVIDUAL)																
MALLA (PHI)	9801-1-B	J2-F	J2-G	J2-I (SUP)	J2-I (INF)	SITO-1-C	SITO-2-D	SITO-2-E-S	SITO-2-E-I	FX2-F	FX2-G	FX2-H	905-2-G	905-2-H	905-2-I	905-3-D
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	33.65
-5	0	22.78	19.39	21.71	0	33.91	8.25	39.65	24.44	8.08	10.73	5.75	0	5.03	0	13.34
-4	0	5.02	11.07	6.43	11.93	15.91	13.20	15.90	13.32	7.45	6.11	1.40	0	4.84	3.90	3.97
-3	4.09	6.12	0.52	10.22	20.04	4.02	7.08	7.67	6.60	6.15	7.10	3.77	3.48	0.73	3.09	3.40
-2	2.78	4.13	0.21	6.01	11.09	3.80	6.13	4.23	4.69	7.14	6.30	5.40	0.27	7.01	4.60	3.97
-1	4.00	4.80	5.10	6.03	7.93	3.69	7.87	3.88	4.86	6.02	7.18	7.80	10.70	6.06	6.06	4.90
0	10.65	7.07	6.01	6.78	6.09	4.61	10.74	4.45	4.67	6.00	9.18	10.94	12.30	0.75	10.20	6.10
1	20.39	12.93	6.31	6.21	6.24	5.51	12.13	5.21	6.40	11.45	11.88	13.88	14.05	11.55	13.09	7.84
2	33.91	23.25	11.59	10.59	11.43	6.55	14.30	6.31	10.59	14.07	10.03	10.10	17.52	14.10	10.65	6.02
3	19.75	10.18	10.42	9.69	8.83	6.14	11.30	5.40	6.37	12.77	10.74	16.64	19.43	12.72	15.03	8.03
4	2.91	1.49	5.65	6.60	6.03	4.05	5.12	3.27	6.52	6.54	5.10	10.73	10.67	6.15	11.89	6.03
>4	1.32	0.29	7.03	4.58	4.08	5.96	3.52	4.77	4.12	4.69	1.18	5.00	7.22	7.53	13.10	5.47

CUESTRAD (% ACUMULADO)																
MALLA (PHI)	9801-1-B	J2-F	J2-G	J2-I (SUP)	J2-I (INF)	SITO-1-C	SITO-2-D	SITO-2-E-S	SITO-2-E-I	FX2-F	FX2-G	FX2-H	905-2-G	905-2-H	905-2-I	905-3-D
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	33.65
-5	0	22.78	19.39	21.71	0	36.91	8.25	39.65	24.44	13.53	16.84	7.20	0	10.17	3.50	52.19
-4	0	28.80	31.26	30.14	11.93	54.02	21.45	54.54	37.76	23.03	23.03	10.97	3.48	10.00	7.39	56.06
-3	4.09	35.52	39.78	40.38	31.97	58.84	28.50	62.21	44.35	22.07	30.23	16.43	11.73	26.81	11.09	59.54
-2	6.87	39.65	45.99	47.27	43.02	62.52	34.83	66.45	49.04	29.01	36.33	24.33	22.42	34.07	10.05	63.41
-1	10.87	44.45	51.09	53.35	50.95	66.51	42.58	70.30	54.01	37.02	37.39	24.33	22.42	44.02	29.14	68.31
0	21.52	51.52	59.69	60.13	59.05	71.12	53.33	74.78	60.78	47.42	46.57	35.27	34.72	56.17	42.22	74.50
1	41.90	64.45	63.00	63.34	63.28	70.64	65.48	78.07	69.17	59.07	57.05	49.13	40.78	60.29	70.33	80.28
2	75.60	67.70	70.59	70.99	70.72	83.59	79.84	88.27	78.78	73.74	73.07	67.29	60.29	70.33	80.28	80.28
3	85.55	67.69	77.01	83.02	83.55	83.73	91.14	91.07	89.13	85.51	83.41	83.23	81.72	83.05	84.70	84.29
4	98.47	99.38	92.68	95.20	95.83	93.70	98.26	94.94	95.05	95.05	93.59	93.69	92.29	92.20	90.63	94.29
>4	99.79	99.66	99.69	99.79	99.71	99.75	99.78	99.72	99.78	99.74	99.75	99.76	99.51	99.73	99.76	99.75

DATOS CRANIOLOGICOS

MUESTRAS (PESO GRAMOS)														
MALLA (PHI)	201-1-B	201-1-C	201-1-D	908-1-B	105-1-B-S	105-1-B-I	105-1-C	309-1-A	908-5-C	908-5-E	217-2-B	217-2-C	STA ANA-C	STA ANA-E
-6	347.10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
-5	115.53	140.93	120.03	0	0	0	56.22	0	0	0	0	0	0	0
-4	64.58	228.88	155.38	19.39	0	243.68	216.13	6.37	0	0	0	0	17.54	9.9
-3	116.01	127.20	20.4	188.58	0.85	151.41	58.03	54.41	9.26	54.02	21.10	145.32	42.87	201.51
-2	109.85	89.04	34.01	198.84	2.57	131.53	41.85	70.55	00.70	120.07	113.47	117.30	83.43	79.4
-1	112.88	103.52	55.32	100.66	10.59	99.94	51.64	72.43	170.2	79.91	201.5	82.49	55.93	26.69
0	134.03	120.73	109.19	63.43	70.15	93.61	87.80	64.32	137.03	52.31	210.33	69.09	81.3	32.53
1	189.6	145.03	153.65	111.34	210.79	100.41	254.16	102.5	111.17	48.82	272.5	109.77	153.0	55.69
2	203.78	168.89	194.89	207.73	225.86	132.8	389.52	123.39	110.16	57.69	380.02	140.32	169.03	75.80
3	186.88	171.66	184.72	171.94	114.73	114.82	219.72	114.64	93.03	49.89	165.17	113.04	147.1	84.57
4	124.02	114.58	110.83	44.11	41.84	70.26	60.59	76.84	52.7	35.1	34.86	88.85	78.95	37.63
>4	82.46	74.24	74.99	10.69	38.96	84.72	18.72	65.18	26.04	16.19	14.04	47.84	47.39	30.81
TOTAL	1774.42	1524.33	1217.32	1157.68	729.87	1232.74	1448.67	777.68	801.31	514.69	1428.17	933.53	684.03	741.01

MUESTRAS (% INDIVIDUAL)														
MALLA (PHI)	201-1-B	201-1-C	201-1-D	908-1-B	105-1-B-S	105-1-B-I	105-1-C	309-1-A	908-5-C	908-5-E	217-2-B	217-2-C	STA ANA-C	STA ANA-E
-6	19.57	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
-5	6.51	9.77	9.86	0	0	0	3.89	0	0	0	0	1.88	1.12	27.19
-4	3.64	14.63	12.78	1.67	0	19.77	14.04	0.82	0	0	1.49	15.57	4.65	15.97
-3	6.50	8.35	1.88	16.29	0.94	12.28	4.05	7.00	1.16	10.63	1.49	12.57	7.17	10.72
-2	6.19	6.50	2.88	17.00	0.35	10.67	2.88	9.07	10.08	23.32	7.98	12.57	6.33	4.95
-1	6.38	9.79	4.54	9.47	1.45	10.43	7.59	4.67	10.04	17.10	10.16	15.32	9.54	10.33
0	7.65	7.92	8.97	7.64	10.43	7.59	4.67	10.04	17.10	10.16	15.32	9.54	10.33	5.20
1	8.94	9.55	12.82	9.82	20.80	8.63	17.57	13.18	13.87	9.11	19.12	11.65	17.40	7.84
2	11.85	12.27	15.99	17.94	30.92	10.77	27.62	16.51	14.75	11.20	26.66	15.03	21.84	10.21
3	11.10	11.20	15.17	14.85	15.72	9.31	15.19	14.74	11.82	9.71	11.59	12.19	16.64	8.71
4	6.99	7.52	9.09	3.81	5.71	5.70	4.19	8.89	6.59	0.22	2.45	7.33	0.70	5.06
>4	4.65	4.87	6.16	1.46	5.34	6.67	1.16	6.38	3.35	3.14	0.99	5.10	5.38	4.16

MUESTRAS (% ACUMULADO)														
MALLA (PHI)	201-1-B	201-1-C	201-1-D	908-1-B	105-1-B-S	105-1-B-I	105-1-C	309-1-A	908-5-C	908-5-E	217-2-B	217-2-C	STA ANA-C	STA ANA-E
-6	19.57	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
-5	26.08	9.77	9.86	0	0	0	3.89	0	0	0	0	0	1.12	27.19
-4	29.72	24.65	22.82	1.67	0	19.77	18.83	0.82	0	0	0	1.88	5.97	43.16
-3	36.30	33.00	24.30	17.96	0.94	32.05	22.88	7.62	1.16	10.05	1.49	17.43	13.14	53.63
-2	42.40	39.50	27.16	34.97	1.29	42.72	25.76	16.89	11.23	33.97	9.45	30.02	19.47	58.83
-1	48.85	46.29	31.70	44.44	2.74	50.83	29.33	26.20	32.47	49.49	23.59	39.06	29.00	64.03
0	56.40	54.21	40.87	52.03	13.17	58.42	34.00	37.04	49.58	59.65	38.91	48.40	29.00	81.79
1	65.34	63.77	53.29	61.70	42.08	67.05	51.57	50.23	63.45	63.76	59.03	60.65	47.19	71.57
2	76.89	78.03	69.29	78.64	72.97	77.83	78.18	68.73	78.19	79.98	84.69	75.09	69.03	81.79
3	88.03	87.39	84.40	94.49	88.69	87.14	84.37	81.48	89.81	89.67	96.29	87.27	85.67	90.50
4	95.08	94.81	93.55	98.30	94.40	92.84	98.58	91.38	93.39	99.49	93.73	94.65	94.33	95.57
>4	99.73	99.63	99.71	99.78	99.74	99.71	99.72	99.74	99.74	99.83	99.71	99.75	99.74	99.73



CONTENIDO

MUESTRA C31-1-0							
MALLA (PH)	AND GR S	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GR S	% AND ROJA	% POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	0	0	0	0	0	0	0
-3	6	0	2	0	75	0	25
-2	0	1	1	10	00	10	10
-1	60	2	4	66	90.91	3.03	0.08
0	40	3	0	48	61.03	6.12	12.24
1	65	5	10	80	81.25	0.25	12.5

MUESTRA J2-0							
MALLA (PH)	AND GR S	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GR S	% AND ROJA	% POVEZ
-5	1	1	0	2	50	50	0
-4	10	1	0	11	90.91	9.09	0
-3	47	2	22	71	66.20	2.82	30.99
-2	87	15	132	244	39.75	0.15	54.10
-1	152	12	331	495	30.71	2.42	66.87
0	56	7	217	280	20	2.5	77.5
1	60	1	87	150	37.97	0.63	61.39

MUESTRA J2-4							
MALLA (PH)	AND GR S	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GR S	% AND ROJA	% POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	12	2	0	14	85.71	14.29	0
-3	122	6	0	128	95.31	4.69	0
-2	214	4	3	221	96.83	1.01	1.30
-1	631	22	10	663	95.17	3.32	1.51
0	94	8	36	138	68.12	5.80	26.09
1	121	7	32	160	75.63	4.39	20

MUESTRA SITIO 2-0							
MALLA (PH)	AND GR S	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GR S	% AND ROJA	% POVEZ
-5	2	0	0	2	100	0	0
-4	0	0	0	0	100	0	0
-3	29	1	1	31	93.55	3.23	3.23
-2	71	2	2	75	94.67	2.67	2.67
-1	49	1	10	60	81.67	1.67	16.67
0	09	2	10	101	88.12	1.99	9.90
1	50	1	5	56	89.29	1.79	8.93

MUESTRA SITIO 2-E-1							
MALLA (PH)	AND GR S	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GR S	% AND ROJA	% POVEZ
-5	2	0	0	2	100	0	0
-4	7	0	0	7	100	0	0
-3	35	0	4	45	77.78	13.33	6.67
-2	221	13	0	242	91.32	5.37	3.31
-1	306	13	12	421	94.06	3.09	2.65
0	102	3	5	116	93.10	2.59	4.31
1	132	4	5	141	93.62	2.84	3.55

MUESTRA J2-F							
MALLA (PH)	AND GR S	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GR S	% AND ROJA	% POVEZ
-5	4	0	1	5	80	0	20
-4	4	1	7	12	33.33	8.33	58.33
-3	35	2	72	109	32.11	1.83	63.03
-2	65	4	133	207	31.40	1.93	66.67
-1	133	2	51	191	72.25	1.05	26.70
0	57	0	40	105	54.29	0	45.71
1	74	0	52	126	58.73	0	41.27

MUESTRA J2-0							
MALLA (PH)	AND GR S	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GR S	% AND ROJA	% POVEZ
-5	2	0	0	2	100	0	0
-4	10	0	0	10	100	0	0
-3	69	3	0	72	95.83	4.17	0
-2	133	2	5	140	95	1.43	3.57
-1	117	0	15	133	84.78	4.35	10.67
0	146	4	24	174	83.91	2.30	13.79
1	195	7	20	191	81.15	3.60	15.10

MUESTRA SITIO 1-C							
MALLA (PH)	AND GR S	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GR S	% AND ROJA	% POVEZ
-5	5	0	0	5	100	0	0
-4	0	0	0	0	100	0	0
-3	11	1	0	12	91.67	8.33	0
-2	21	2	0	23	91.30	8.70	0
-1	25	1	0	26	96.15	3.65	0
0	48	3	0	51	94.12	5.88	0
1	69	2	0	71	97.10	2.90	0

MUESTRA SITIO 2-E-0							
MALLA (PH)	AND GR S	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GR S	% AND ROJA	% POVEZ
-5	4	0	0	4	100	0	0
-4	0	0	0	0	100	0	0
-3	13	0	0	13	100	0	0
-2	34	0	0	34	100	0	0
-1	62	2	2	66	93.94	3.03	3.03
0	110	2	0	112	90.21	1.79	0
1	160	7	2	169	94.67	4.14	1.10

MUESTRA F2E-F							
MALLA (PH)	AND GR S	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GR S	% AND ROJA	% POVEZ
-5	1	1	0	2	50	50	0
-4	10	0	0	10	100	0	0
-3	03	5	0	03	94.32	5.68	0
-2	223	12	0	241	92.53	4.99	2.49
-1	502	15	7	524	95.60	2.88	1.34
0	110	4	7	121	90.91	3.31	5.70
1	130	4	6	140	92.86	2.86	4.29

MUESTRA P03-0

MALLA (PHI)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORIA	% AND GRIS	%AND ROJA	%POVEZ
-5	4	0	0	4	100	0	0
-4	25	2	0	27	92.59	7.41	0
-3	74	3	4	81	91.38	3.70	4.94
-2	37	2	5	44	82.55	2.13	5.32
-1	200	7	6	213	93.90	3.29	2.82
0	59	2	2	63	96.78	3.17	3.17
1	64	3	1	68	94.12	4.41	1.47

MUESTRA C03-2-0

MALLA (PHI)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORIA	% AND GRIS	%AND ROJA	%POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	0	0	0	0	0	0.09	0
-3	20	2	0	22	90.91	0	0
-2	239	25	3	267	89.47	9.40	1.13
-1	460	16	14	490	93.05	3.23	2.82
0	275	8	34	317	88.75	2.52	10.73
1	91	3	12	106	85.05	2.03	11.32

MUESTRA C03-2-1

MALLA (PHI)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORIA	% AND GRIS	%AND ROJA	%POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	2	0	2	4	50	0	50
-3	21	0	18	39	53.85	0	46.15
-2	49	4	21	74	66.22	5.41	28.33
-1	160	4	26	190	84.21	2.11	13.68
0	59	2	2	63	93.55	3.23	3.23
1	120	5	5	130	92.31	3.85	3.95

MUESTRA 201-1-0

MALLA (PHI)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORIA	% AND GRIS	%AND ROJA	%POVEZ
-6	1	0	0	1	100	0	0
-5	2	0	0	2	100	0	0
-4	5	1	1	7	71.43	14.29	14.29
-3	74	0	7	81	91.36	0	8.04
-2	250	23	11	282	88.36	7.88	3.77
-1	464	12	19	495	93.74	2.42	3.84
0	158	4	22	184	85.87	2.17	11.96
1	98	3	9	110	89.09	2.73	8.18

MUESTRA 201-1-D

MALLA (PHI)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORIA	% AND GRIS	%AND ROJA	%POVEZ
-5	2	0	0	2	100	0	0
-4	11	0	0	11	100	0	0
-3	17	0	0	17	100	0	0
-2	102	8	0	170	85.29	4.71	0
-1	432	8	7	445	97.03	1.35	1.57
0	152	4	10	174	87.36	2.30	10.34
1	149	4	22	175	85.14	2.29	12.57

MUESTRA P03-H

MALLA (PHI)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORIA	% AND GRIS	%AND ROJA	%POVEZ
-5	2	0	0	2	100	0	0
-4	5	0	0	5	100	0	0
-3	57	2	10	69	82.61	2.90	14.49
-2	139	5	5	149	93.20	3.36	3.30
-1	483	5	20	488	94.88	1.02	4.10
0	98	5	21	122	78.69	4.10	17.21
1	123	2	8	131	93.89	1.53	4.58

MUESTRA C03-2-H

MALLA (PHI)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORIA	% AND GRIS	%AND ROJA	%POVEZ
-5	1	0	0	1	100	0	0
-4	4	1	0	5	80	20	0
-3	48	5	2	53	88.78	9.43	3.77
-2	345	10	15	370	91.27	4.78	3.97
-1	332	11	13	356	93.26	3.09	3.65
0	166	11	20	197	83.42	5.88	10.70
1	190	7	29	226	84.07	3.10	12.03

MUESTRA C03-3-D

MALLA (PHI)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORIA	% AND GRIS	%AND ROJA	%POVEZ
-5	5	0	0	5	100	0	0
-4	9	3	0	12	75	25	0
-3	40	0	0	40	100	0	0
-2	30	2	1	33	90.91	6.06	3.03
-1	69	3	2	74	93.24	4.05	2.70
0	64	3	3	70	91.43	4.29	4.29
1	162	3	1	166	97.59	1.81	0.60

MUESTRA 201-1-C

MALLA (PHI)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORIA	% AND GRIS	%AND ROJA	%POVEZ
-6	0	0	0	0	0	0	0
-5	2	0	0	2	100	0	0
-4	21	2	0	23	91.30	8.70	0
-3	61	8	0	67	91.04	8.96	0
-2	150	10	0	160	93.75	6.25	0
-1	308	11	9	328	93.90	3.35	2.74
0	149	21	26	196	76.02	10.71	13.27
1	187	7	34	228	82.02	3.07	14.91

MUESTRA 203-1-B

MALLA (PHI)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORIA	% AND GRIS	%AND ROJA	%POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	4	0	0	4	100	0	0
-3	89	0	0	89	93.09	6.32	0
-2	297	10	0	247	85.05	4.05	0
-1	180	19	3	202	89.11	9.41	1.48
0	47	5	4	56	83.93	8.93	7.14
1	80	6	3	89	89.89	6.74	3.37

CONTINGENCIAL

MUESTRA 103-1-0-9							
MALLA (PH)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GRIS	%AND ROJA	% POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	0	0	0	0	0	0	0
-3	5	0	0	5	100	0	0
-2	12	0	2	14	85.71	0	14.29
-1	34	2	3	39	87.18	5.13	7.89
0	44	2	4	50	88	4	8
1	80	2	18	110	81.82	1.02	16.30

MUESTRA 103-1-C							
MALLA (PH)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GRIS	%AND ROJA	% POVEZ
-5	1	0	0	1	100	0	0
-4	10	0	0	10	100	0	0
-3	28	0	0	28	100	0	0
-2	14	1	1	16	87.5	6.25	6.25
-1	59	0	2	61	96.72	0	3.28
0	30	1	2	33	80.91	3.03	6.00
1	47	1	2	50	94	2	4

MUESTRA 103-0-C							
MALLA (PH)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GRIS	%AND ROJA	% POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	0	0	0	0	0	0	0
-3	8	2	0	11	81.82	18.18	0
-2	154	12	0	166	92.77	7.23	0
-1	188	10	0	198	94.85	5.05	0
0	104	6	0	110	84.55	5.45	0
1	95	4	0	99	85.98	4.04	0

MUESTRA 217-2-0							
MALLA (PH)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GRIS	%AND ROJA	% POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	0	0	0	0	0	0	0
-3	3	0	0	3	100	0	0
-2	85	2	0	87	97.01	2.99	0
-1	50	3	0	53	84.34	5.66	0
0	39	2	0	41	95.12	4.88	0
1	60	3	0	63	95.24	4.76	0

MUESTRA STA ANA-C							
MALLA (PH)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GRIS	%AND ROJA	% POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	1	0	0	1	100	0	0
-3	28	3	0	29	89.66	10.34	0
-2	250	12	0	271	95.57	4.43	0
-1	174	18	2	194	89.69	9.28	1.03
0	98	5	5	108	80.74	4.63	4.63
1	134	6	6	146	91.78	4.11	4.11

MUESTRA 103-1-0-4							
MALLA (PH)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GRIS	%AND ROJA	% POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	15	3	0	18	83.33	16.67	0
-3	28	1	0	29	96.55	3.45	0
-2	76	4	12	92	82.61	4.35	13.04
-1	86	2	10	98	87.76	2.04	10.20
0	55	1	7	63	87.30	1.59	11.11
1	69	4	7	100	69	4	7

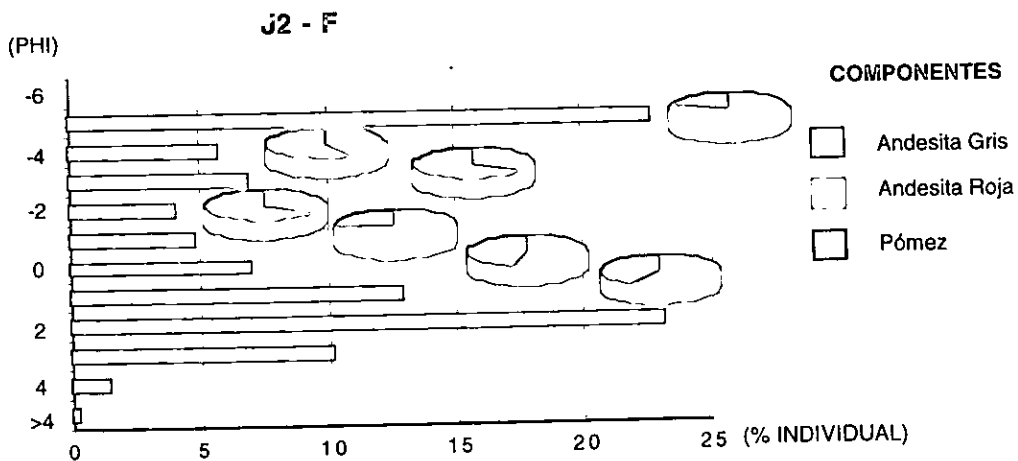
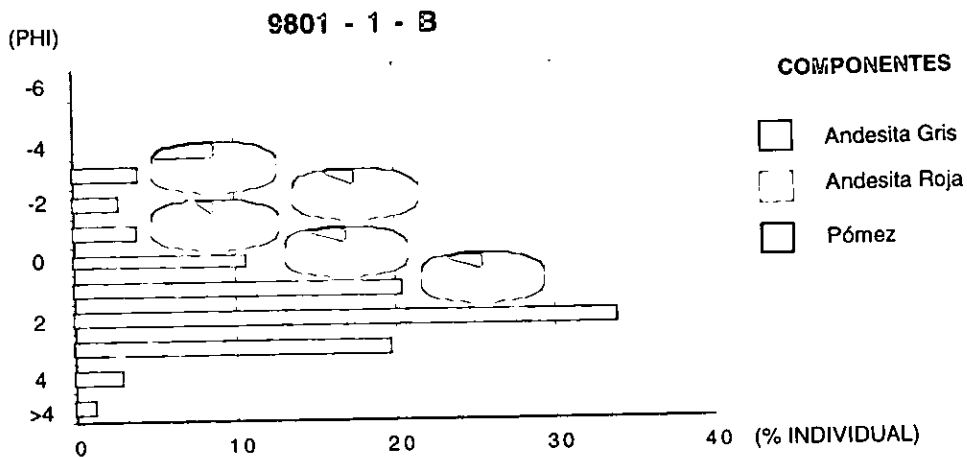
MUESTRA 103-1-A							
MALLA (PH)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GRIS	%AND ROJA	% POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	1	0	0	1	100	0	0
-3	37	2	0	39	94.87	5.13	0
-2	42	2	0	44	95.45	4.55	0
-1	77	4	0	81	95.06	4.94	0
0	65	2	0	67	97.01	2.99	0
1	80	4	0	84	95.24	4.76	0

MUESTRA 103-0-E							
MALLA (PH)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GRIS	%AND ROJA	% POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	0	0	0	0	0	0	0
-3	39	3	0	42	92.86	7.14	0
-2	88	4	0	92	94.44	5.56	0
-1	80	12	0	92	86.96	13.04	0
0	65	6	0	71	91.55	8.45	0
1	70	5	0	75	93.33	6.67	0

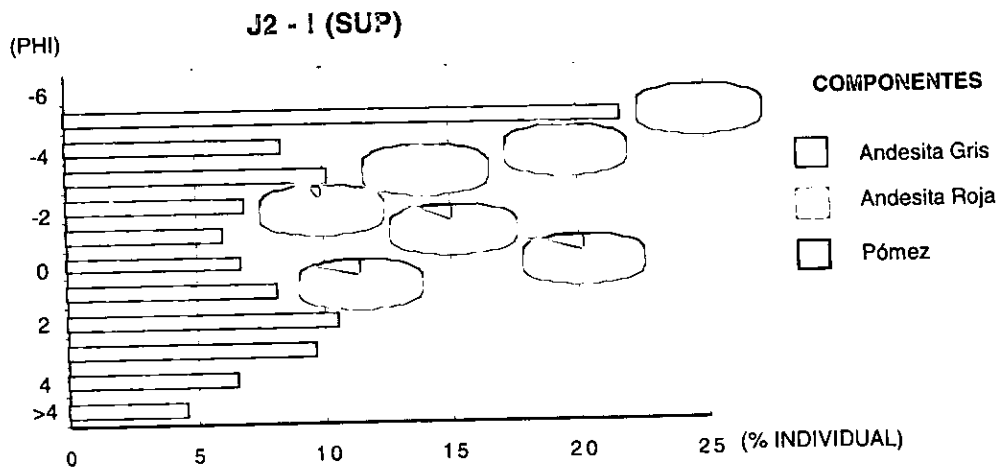
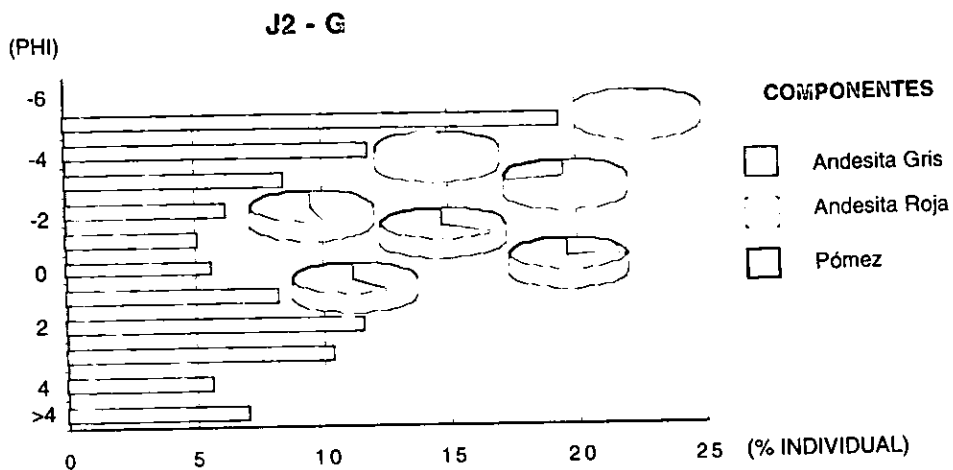
MUESTRA 217-2-C							
MALLA (PH)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GRIS	%AND ROJA	% POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	2	0	0	2	100	0	0
-3	80	6	0	86	93.02	6.98	0
-2	244	8	0	252	96.83	3.17	0
-1	585	24	11	620	94.35	3.87	1.77
0	106	12	20	147	72.11	8.16	19.73
1	238	3	28	269	88.48	1.12	10.41

MUESTRA STA ANA-E							
MALLA (PH)	AND GRIS	AND ROJA	POVEZ	SUMATORA	% AND GRIS	%AND ROJA	% POVEZ
-5	0	0	0	0	0	0	0
-4	12	2	0	14	85.71	14.29	0
-3	88	5	0	93	93.15	6.85	0
-2	286	25	0	311	91.96	8.04	0
-1	229	16	0	242	93.39	6.61	0
0	114	6	10	132	86.36	6.06	7.58
1	126	10	13	149	84.56	6.71	8.72

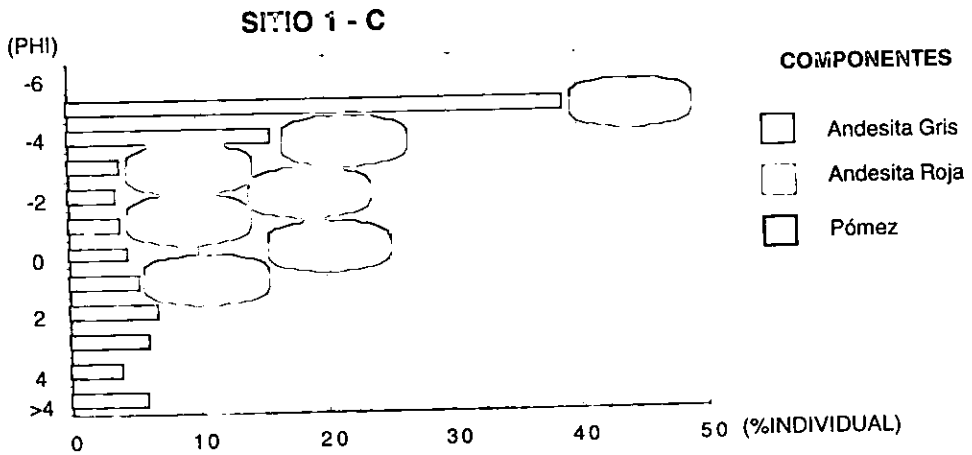
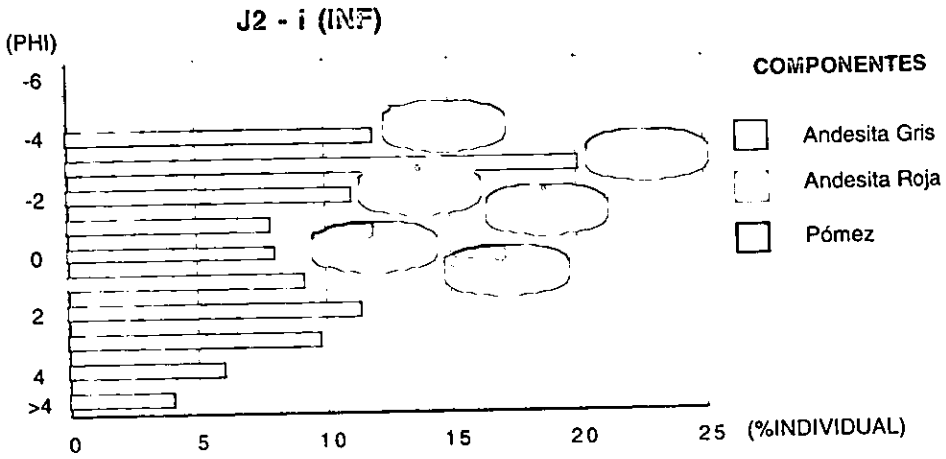
# HISTOGRAMAS Y PORCENTAJES DE COMPONENTES



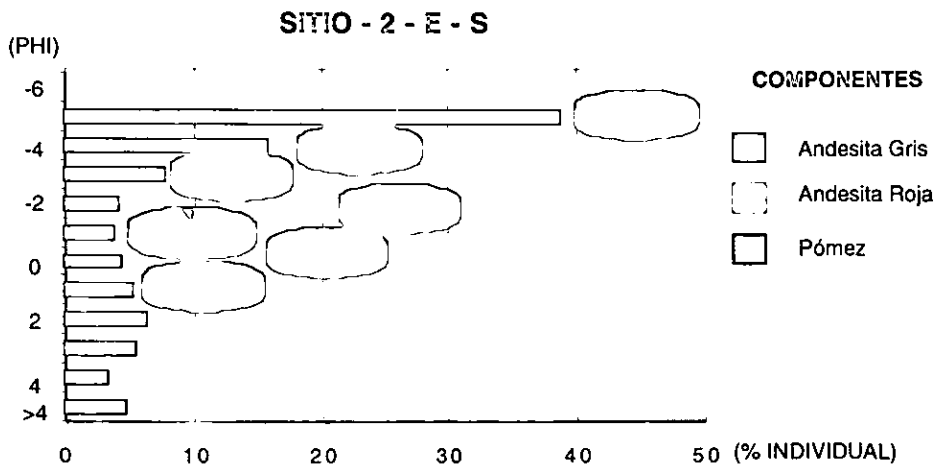
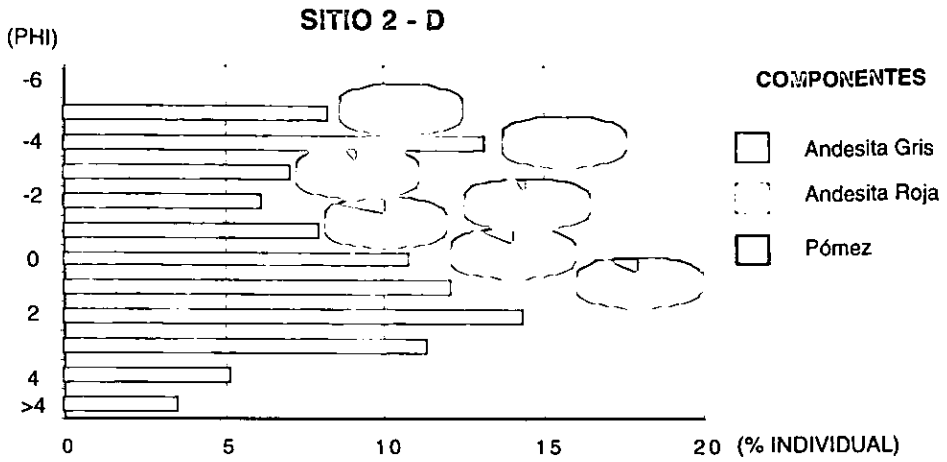
Resultados granulométricos y modales de muestras Proximales.



Resultados granulométricos y modales de muestras proximales.

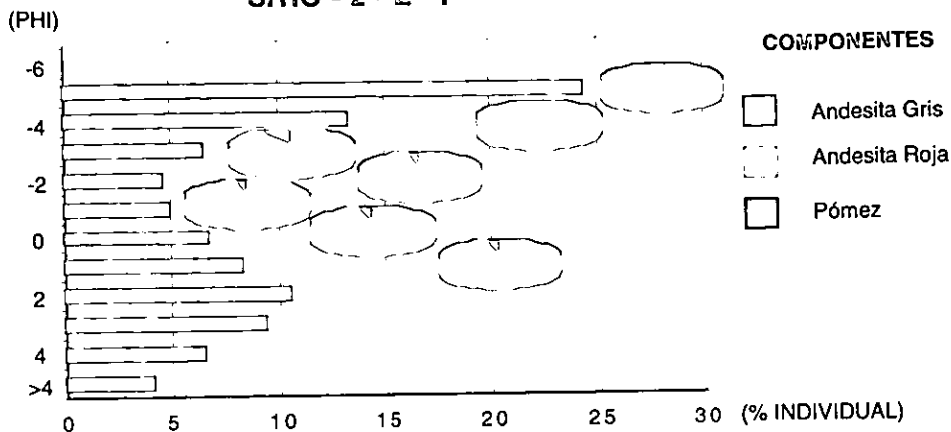


Resultados granulométricos y modales de muestras proximales.

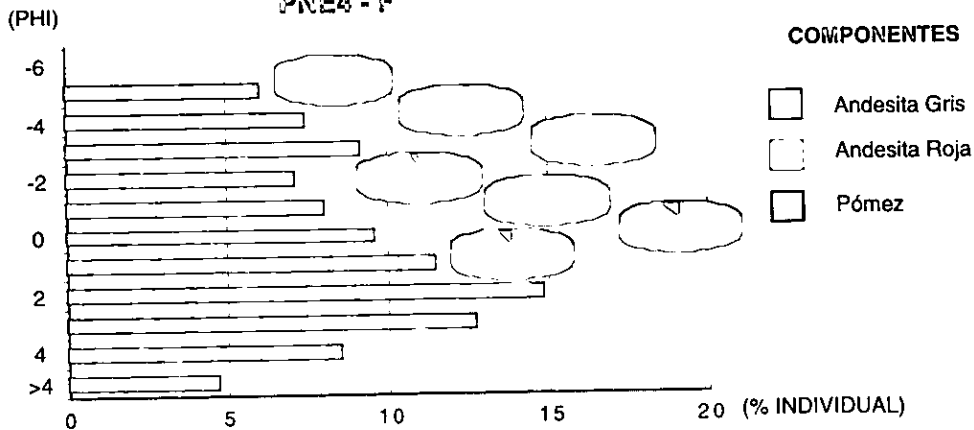


Resultados granulométricos y modales de muestras proximales.

**SITIO - 2 - E - I**

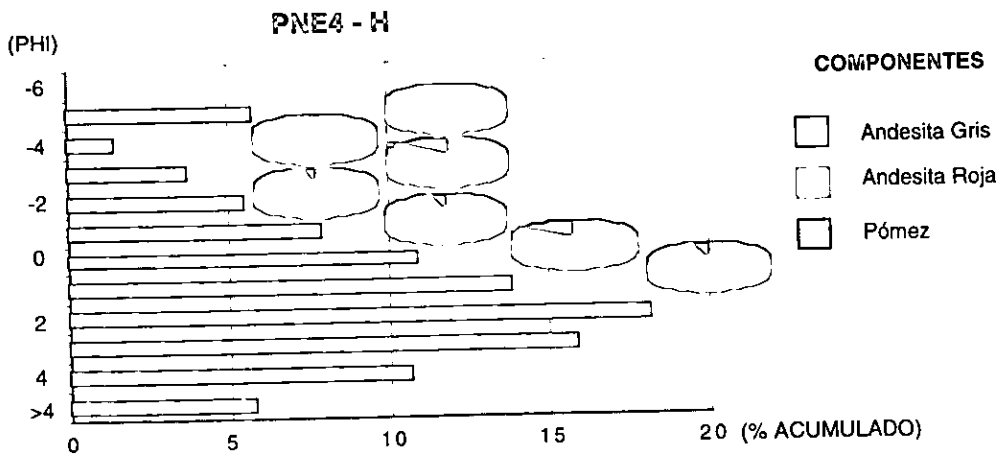
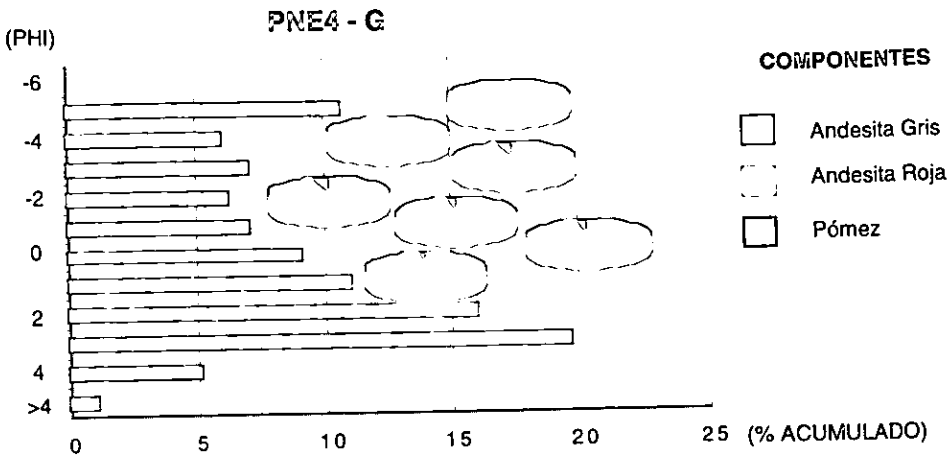


**PNE4 - F**

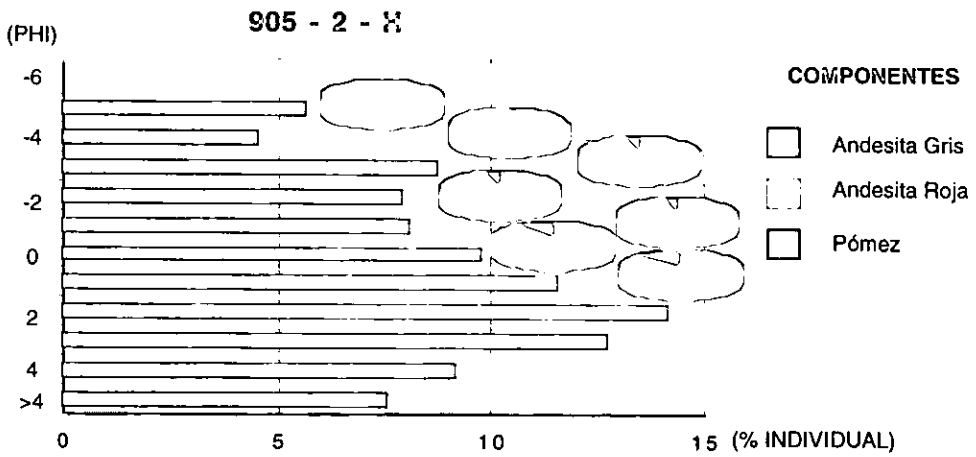
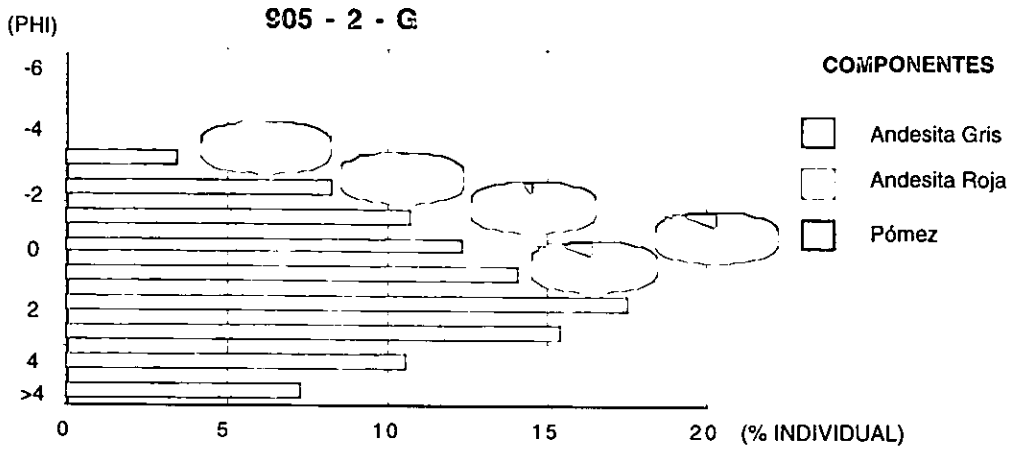


Resultados granulométricos y modales de muestras proximales

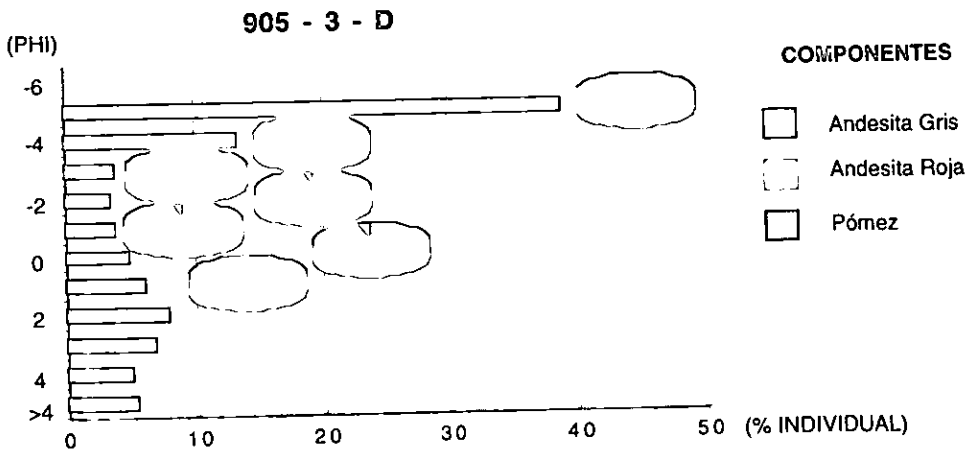
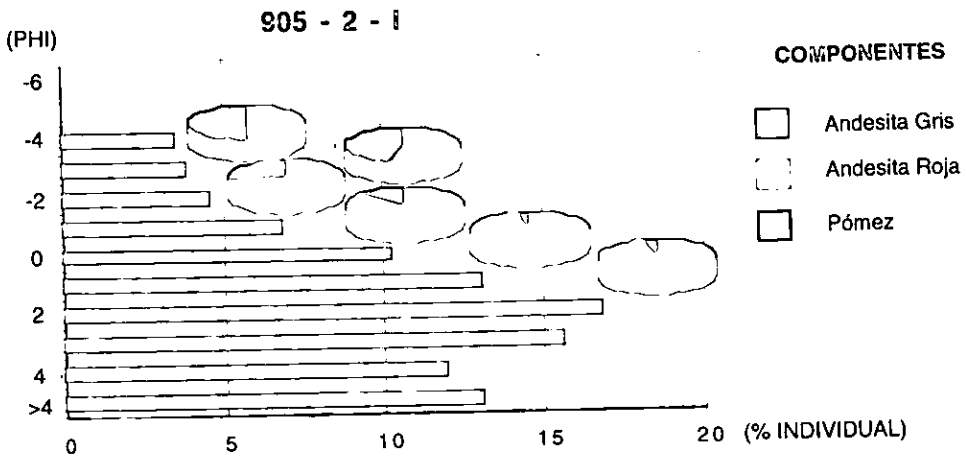




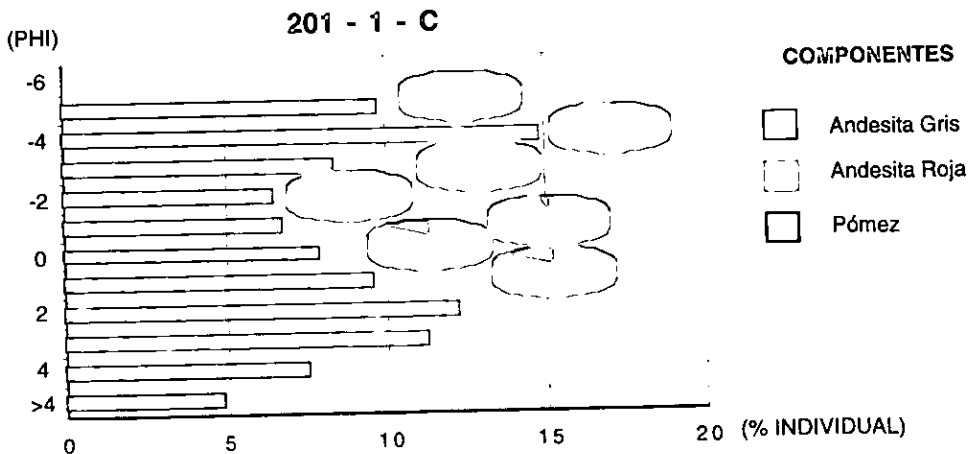
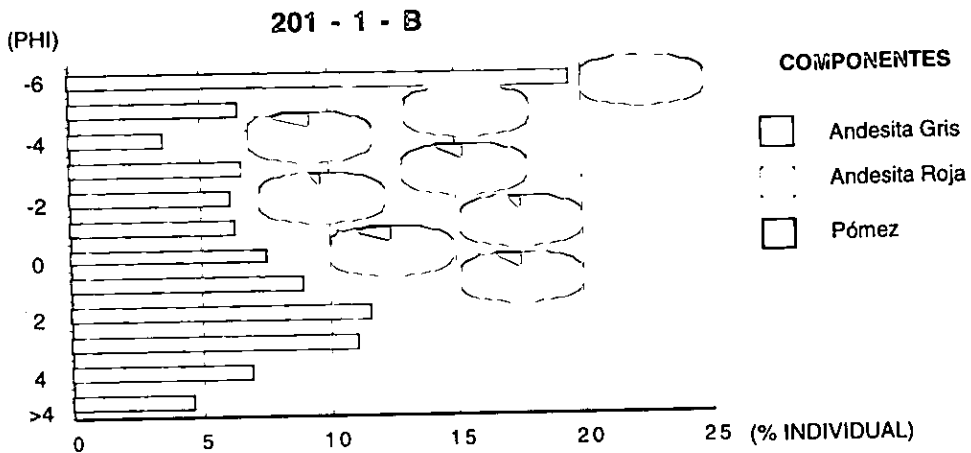
Resultados granulométricos y modales de muestras proximales.



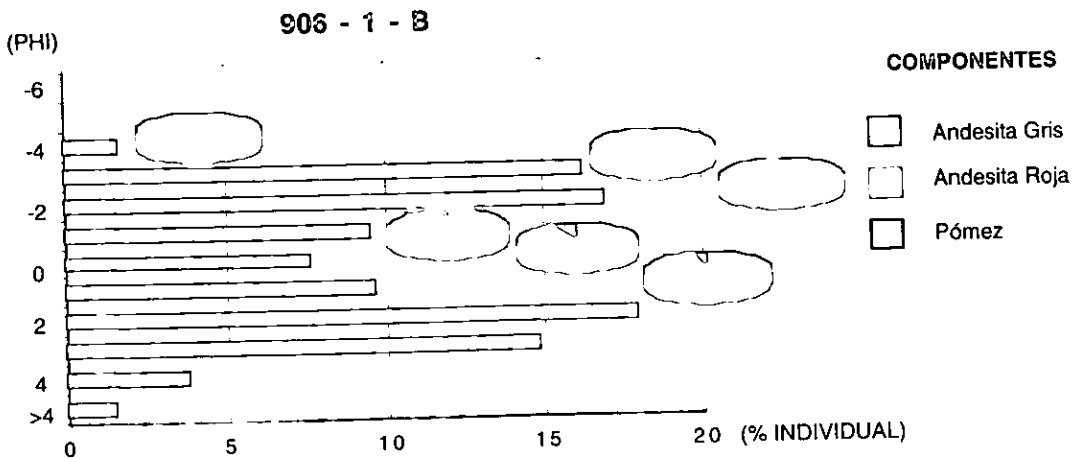
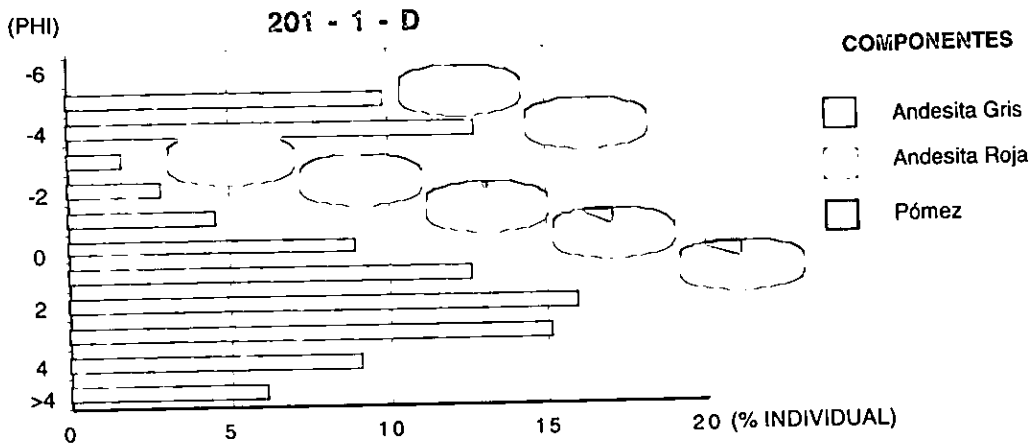
Resultados granulométricos y modales de muestras proximales.



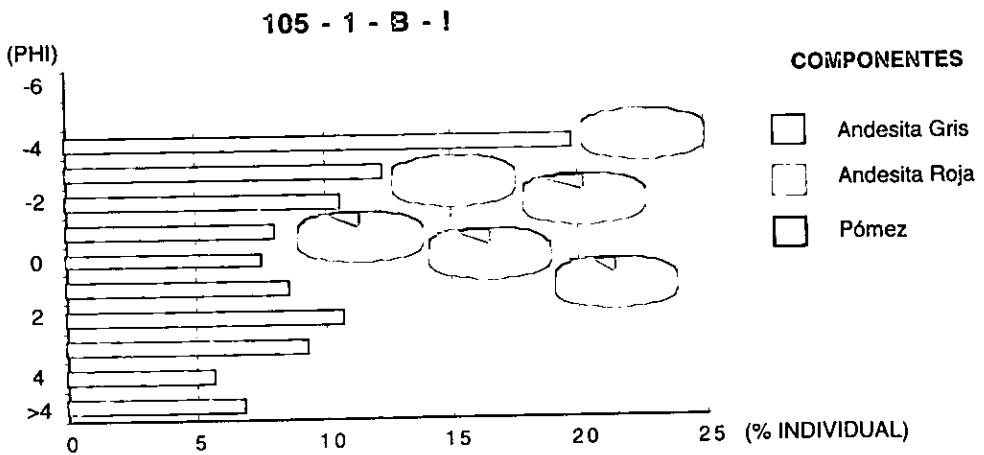
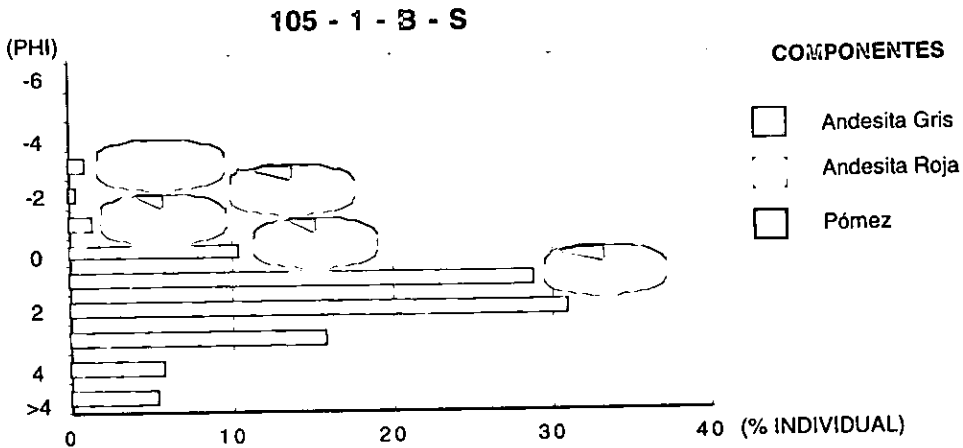
Resultados granulométricos y modales de una muestra proximal (905 - 2 - I) y una muestra intermedia (905 - 3 - D).



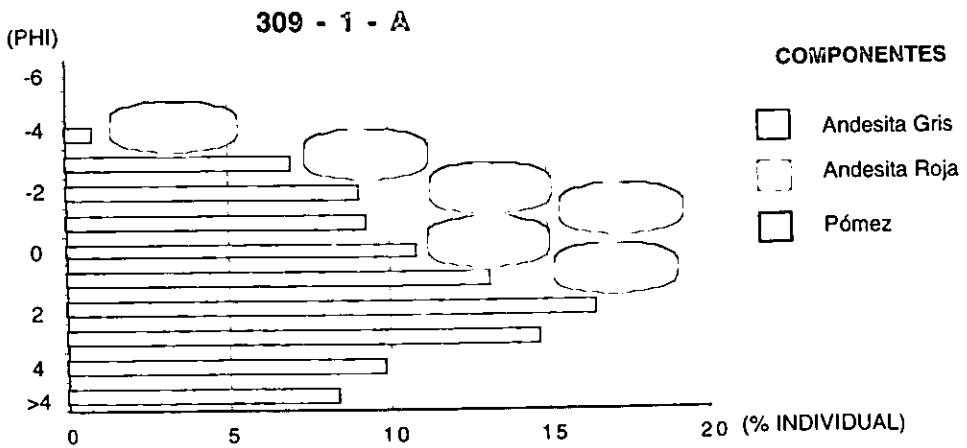
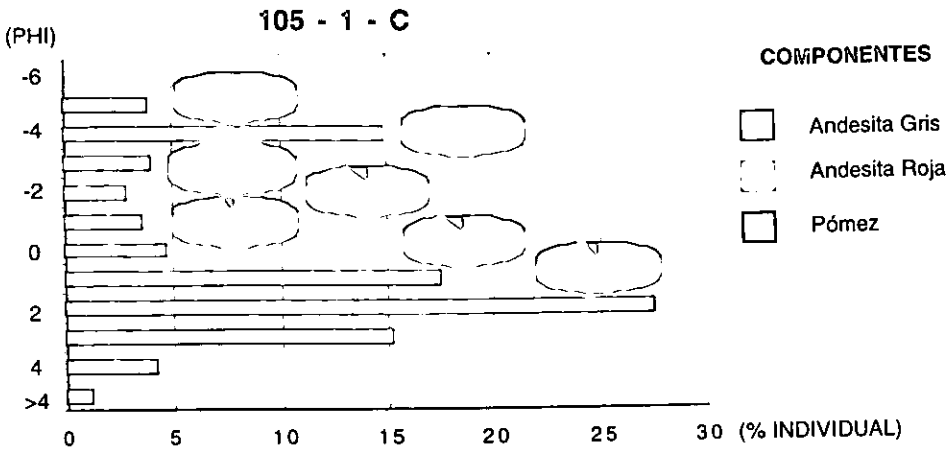
Resultados granulométricos y modales de muestras intermedias



Resultados granulométricos y modales de muestras intermedias

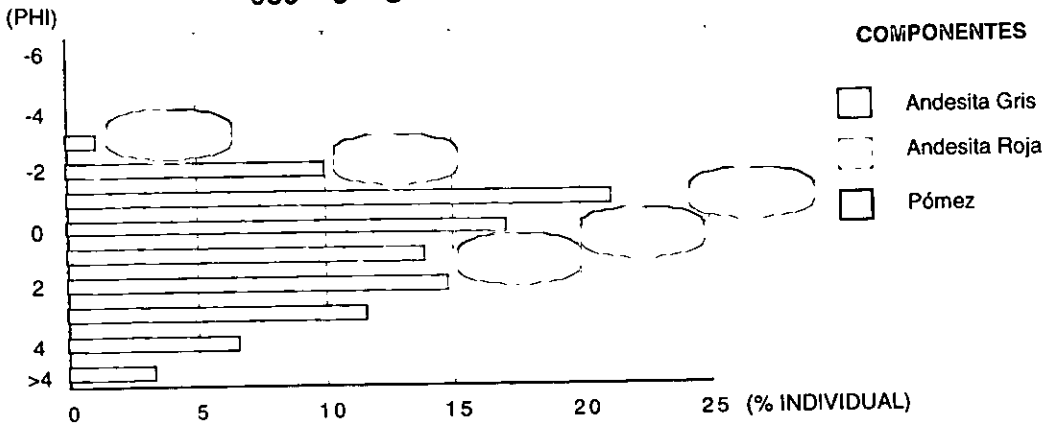


Resultados granulométricos y modales de muestras distales

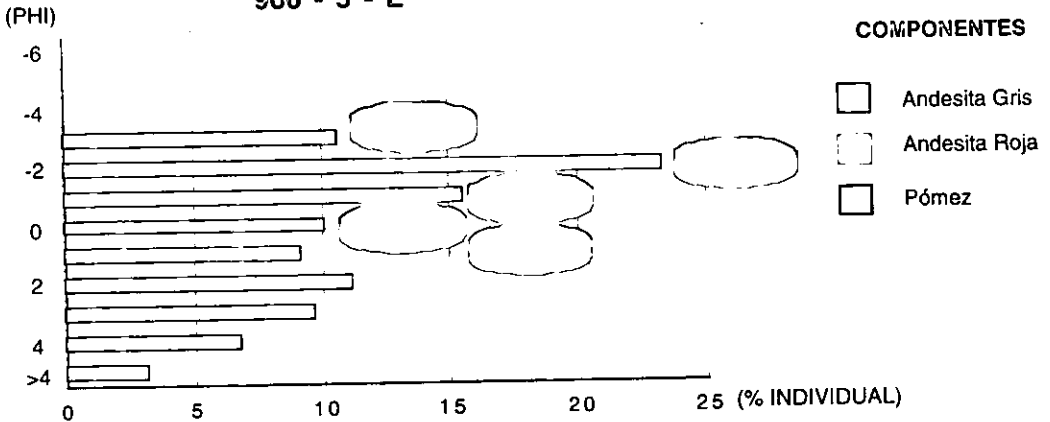


Resultados granulométricos y modales de muestras distales

906 - 5 - C



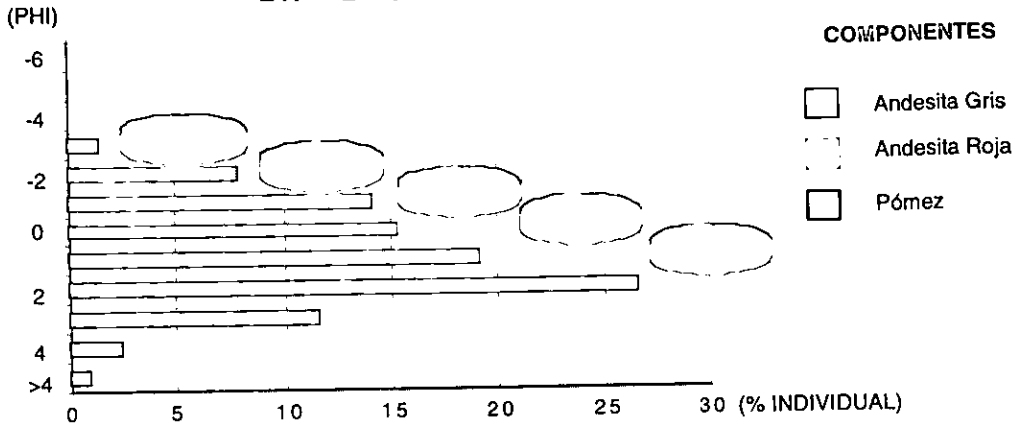
906 - 5 - E



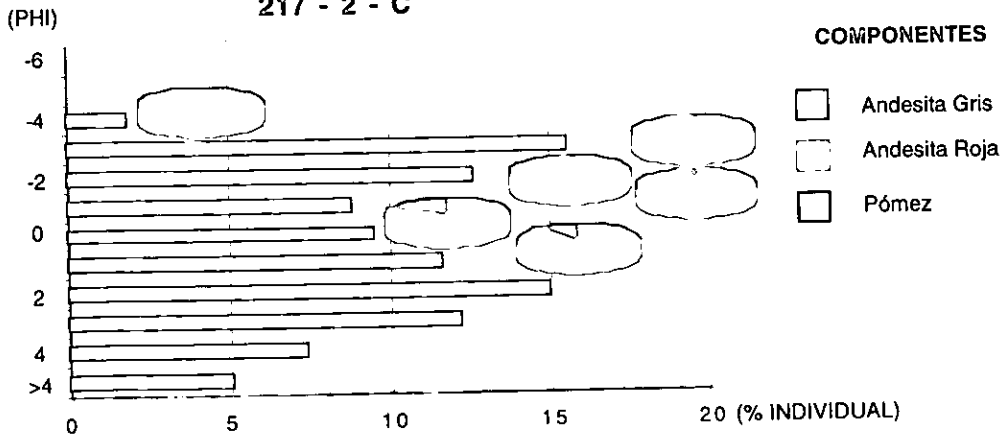
Resultados granulométricos y modales de muestras distales



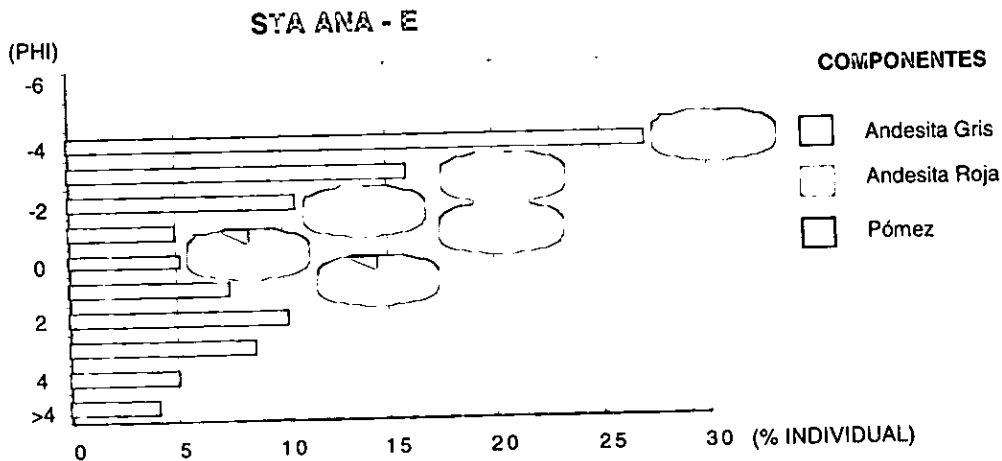
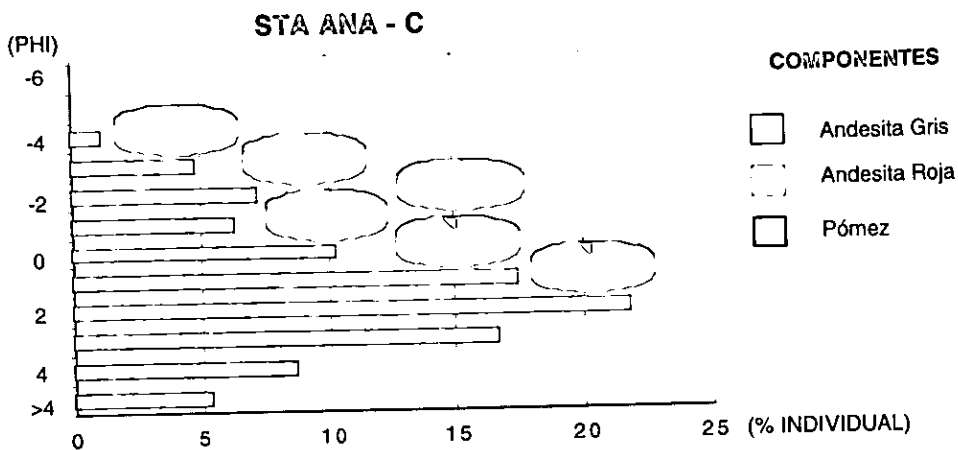
217 - 2 - B



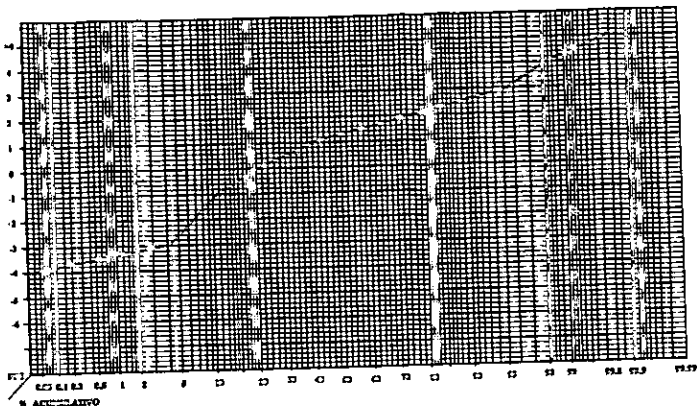
217 - 2 - C



Resultados granulométricos y modales de muestras distales

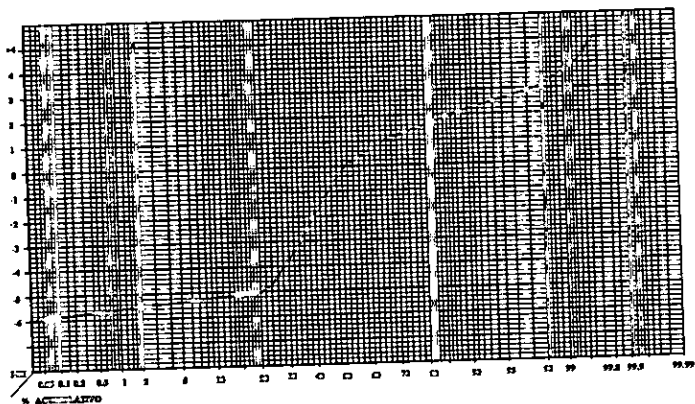


Resultados granulométricos y modales de muestras distales



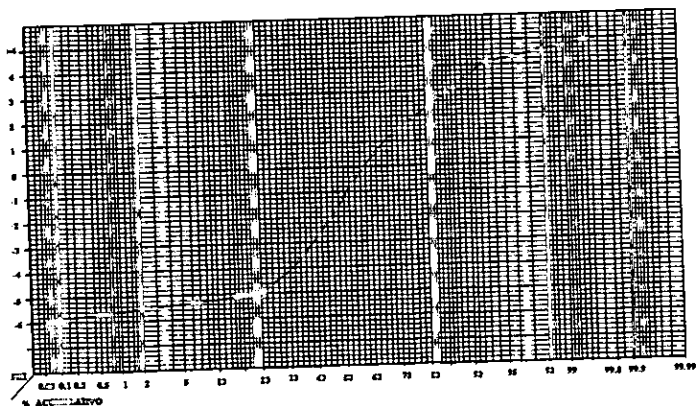
Muestra: 9801 - 1 - B  
 Localidad: 4.5 km. al W de  
 Santiago Xalitzintla.  
 Fecha: 18 / Ene / 98  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -2.6
- $\phi_{16}$ : -0.4
- $\phi_{25}$ : 0.2
- $\phi_{50}$ : 1.2
- $\phi_{75}$ : 2.0
- $\phi_{84}$ : 2.3
- $\phi_{95}$ : 2.9



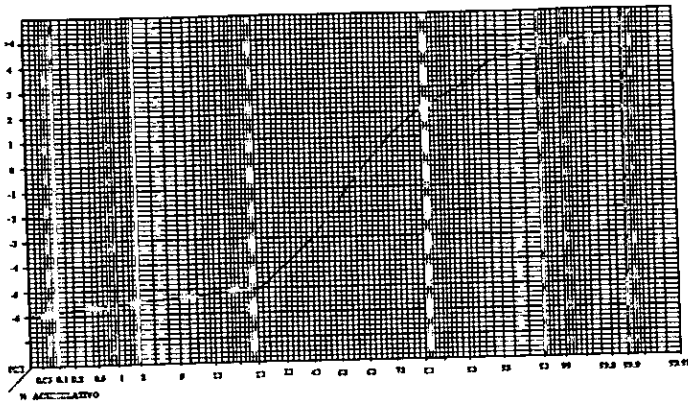
Muestra: J2 - F  
 Localidad: 1.2 km. al W de  
 Santiago Xalitzintla.  
 Fecha: 27 / Jul / 95  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -5.4
- $\phi_{16}$ : -5.1
- $\phi_{25}$ : -4.5
- $\phi_{50}$ : 0.0
- $\phi_{75}$ : 1.4
- $\phi_{84}$ : 1.8
- $\phi_{95}$ : 2.6



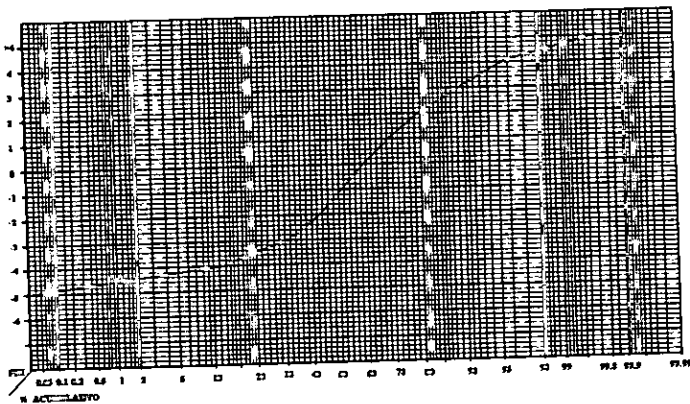
Muestra: J2 - G  
 Localidad: 1.2 km. al W de  
 Santiago Xalitzintla.  
 Fecha: 27 / Jul / 95  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -5.3
- $\phi_{16}$ : -5.1
- $\phi_{25}$ : -4.5
- $\phi_{50}$ : -1.0
- $\phi_{75}$ : 1.9
- $\phi_{84}$ : 2.8
- $\phi_{95}$ : 4.2



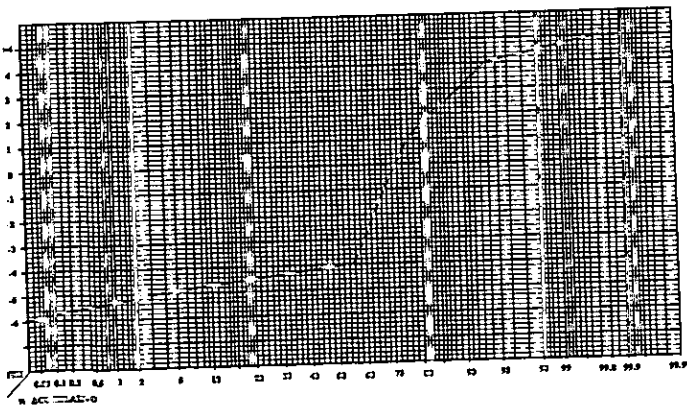
Muestra: J2 - 1 (SUP)  
 Localidad: 1.2 km. al W de  
 Santiago Xalitintia.  
 Fecha: 27 / Jul / 95  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -5.4
- $\phi_{16}$ : -5.1
- $\phi_{25}$ : -4.6
- $\phi_{50}$ : -1.5
- $\phi_{75}$ : 1.6
- $\phi_{84}$ : 2.6
- $\phi_{95}$ : 3.9



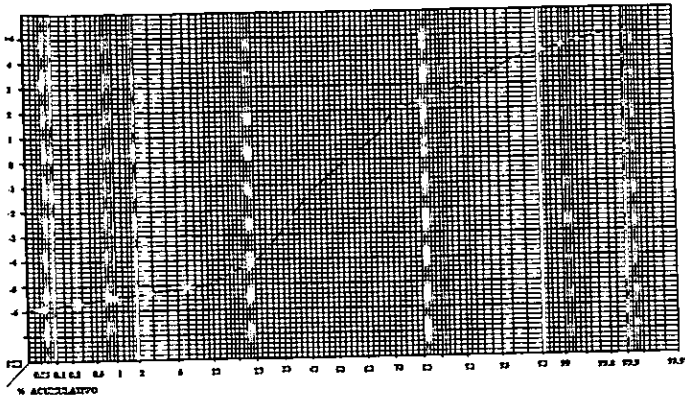
Muestra: J2 - 1 (INF)  
 Localidad: 1.2 km. al W de  
 Santiago Xalitintia.  
 Fecha: 27 / Jul / 95  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -4.2
- $\phi_{16}$ : -3.8
- $\phi_{25}$ : -3.3
- $\phi_{50}$ : -1.0
- $\phi_{75}$ : 1.5
- $\phi_{84}$ : 2.4
- $\phi_{95}$ : 3.9



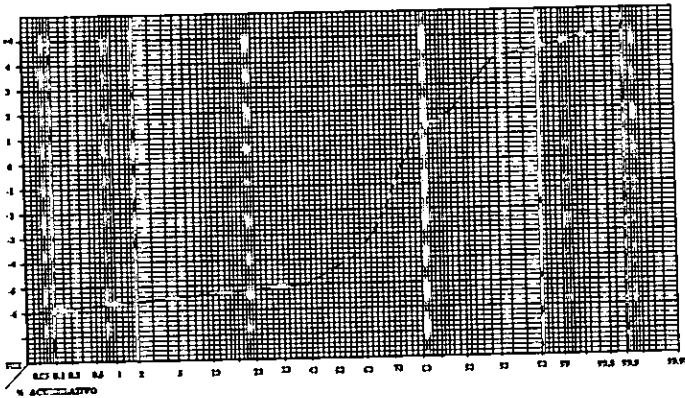
Muestra: SITIO 1 - C  
 Localidad: 0.2 km. al S de San  
 Nicolas de los Ranchos.  
 Fecha: 11 / Nov / 94  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -5.4
- $\phi_{16}$ : -5.2
- $\phi_{25}$ : -5.1
- $\phi_{50}$ : -4.2
- $\phi_{75}$ : 0.7
- $\phi_{84}$ : 2.1
- $\phi_{95}$ : 4.1



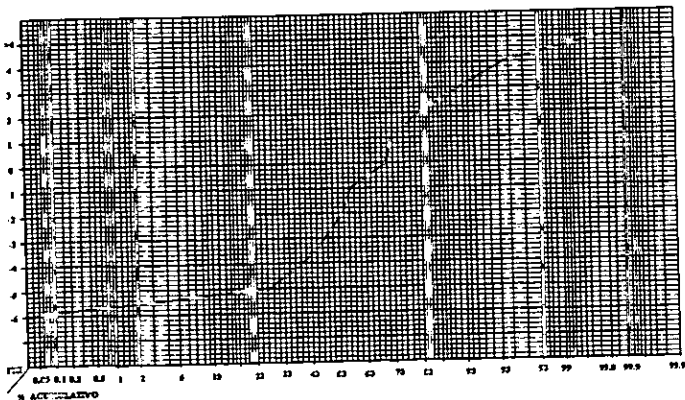
Muestra: SITIO 2 - D  
 Localidad: 0.3 km. al SE de San  
 Nicolas de los Ranchos.  
 Fecha: 22 / Nov / 94  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -5.1
- $\phi_{16}$ : -3.9
- $\phi_{25}$ : -3.2
- $\phi_{50}$ : -0.1
- $\phi_{75}$ : 1.7
- $\phi_{84}$ : 2.4
- $\phi_{95}$ : 3.7



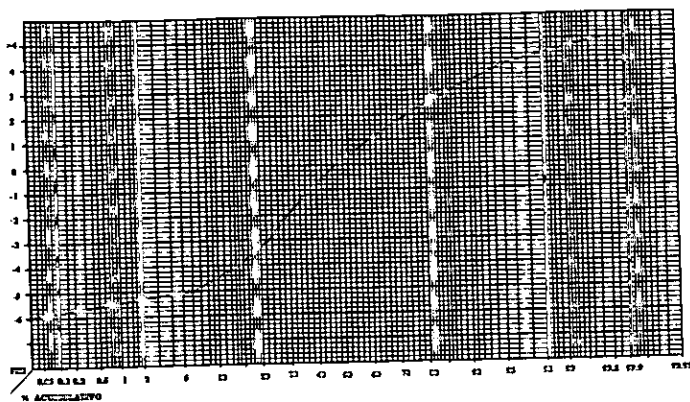
Muestra: SITIO - 2 - E - S  
 Localidad: 0.3 km. al SE de San  
 Nicolas de los Ranchos.  
 Fecha: 22 / Nov / 94  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -5.4
- $\phi_{16}$ : -5.2
- $\phi_{25}$ : -5.1
- $\phi_{50}$ : -4.2
- $\phi_{75}$ : 0.0
- $\phi_{84}$ : 1.6
- $\phi_{95}$ : 4.0



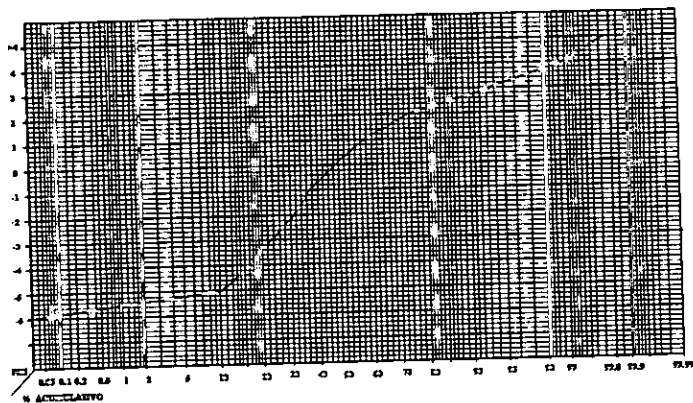
Muestra: SITIO - 2 - E - I  
 Localidad: 0.3 km. al SE de San  
 Nicolas de los Ranchos.  
 Fecha: 22 / Nov / 94  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -5.3
- $\phi_{16}$ : -5.1
- $\phi_{25}$ : -4.9
- $\phi_{50}$ : -1.5
- $\phi_{75}$ : 1.6
- $\phi_{84}$ : 2.5
- $\phi_{95}$ : 3.9



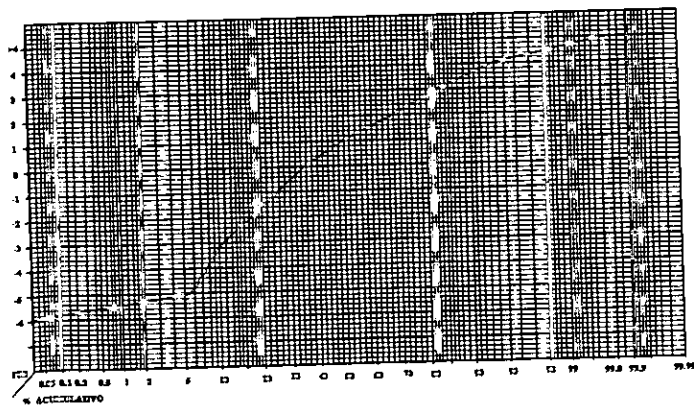
Muestra: PNE4 - F  
 Localidad: 0.8 km. al SE de  
 San Nicolas de los Ranchos.  
 Fecha: 26 / Jun / 94  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -5.0
- $\phi_{16}$ : -3.6
- $\phi_{25}$ : -2.6
- $\phi_{50}$ : 0.3
- $\phi_{75}$ : 2.1
- $\phi_{84}$ : 2.8
- $\phi_{95}$ : 3.9



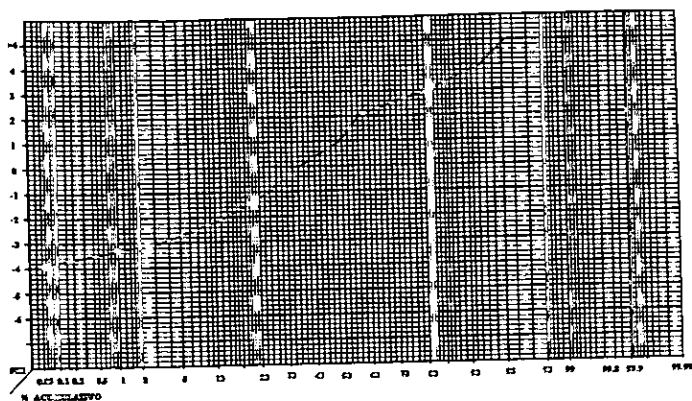
Muestra: PNE4 - G  
 Localidad: 0.8 km. al SE de  
 San Nicolas de los Ranchos.  
 Fecha: 26 / Jun / 94  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -5.2
- $\phi_{16}$ : -4.0
- $\phi_{25}$ : -2.8
- $\phi_{50}$ : 0.3
- $\phi_{75}$ : 2.0
- $\phi_{84}$ : 2.4
- $\phi_{95}$ : 3.2



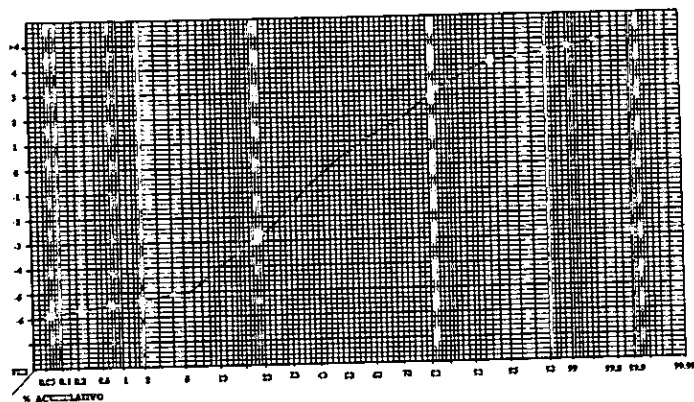
Muestra: PNE4 - H  
 Localidad: 0.8 km. al SE de  
 San Nicolas de los Ranchos.  
 Fecha: 26 / Jun / 94  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -5.0
- $\phi_{16}$ : -1.9
- $\phi_{25}$ : -1.0
- $\phi_{50}$ : 1.1
- $\phi_{75}$ : 2.4
- $\phi_{84}$ : 3.0
- $\phi_{95}$ : 4.1



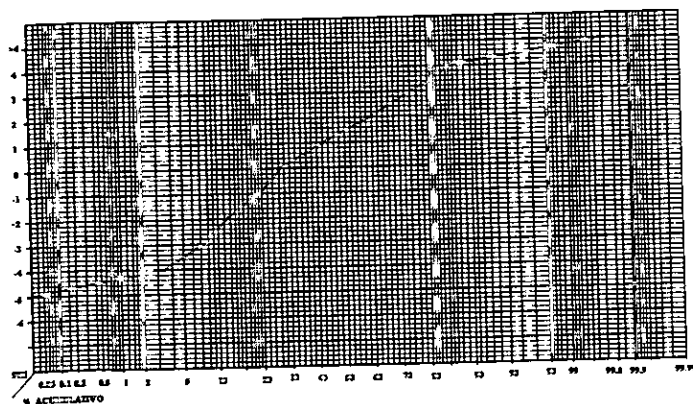
Muestra: 905 - 2 - G  
 Localidad: 1.7 km. al W de San  
 Buenaventura Nealticán.  
 Fecha: 5 / Sep / 95  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -2.7
- $\phi_{16}$ : -1.5
- $\phi_{25}$ : -0.8
- $\phi_{50}$ : 1.1
- $\phi_{75}$ : 2.5
- $\phi_{84}$ : 3.2
- $\phi_{95}$ : 4.2



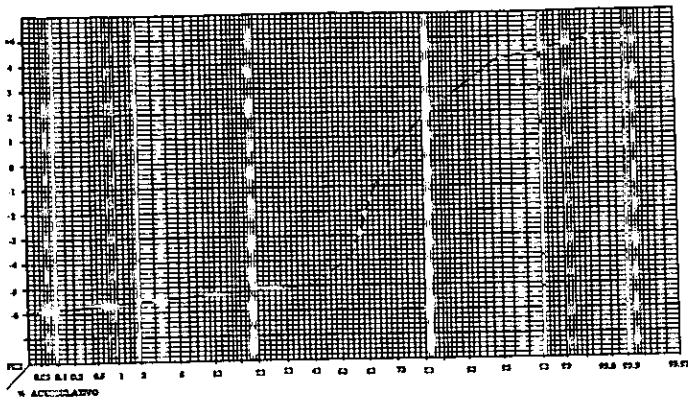
Muestra: 905 - 2 - H  
 Localidad: 1.7 km. al W de San  
 Buenaventura Nealticán.  
 Fecha: 5 / Sep / 95  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -5.1
- $\phi_{16}$ : -3.2
- $\phi_{25}$ : -2.1
- $\phi_{50}$ : 0.5
- $\phi_{75}$ : 2.3
- $\phi_{84}$ : 3.0
- $\phi_{95}$ : 4.2



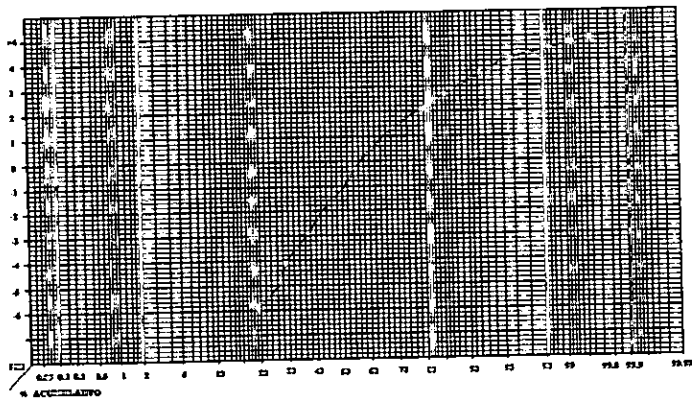
Muestra: 905 - 2 - I  
 Localidad: 1.7 km. al W de San  
 Buenaventura Nealticán.  
 Fecha: 5 / Sep / 95  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -3.5
- $\phi_{16}$ : -1.3
- $\phi_{25}$ : -0.4
- $\phi_{50}$ : 1.6
- $\phi_{75}$ : 3.0
- $\phi_{84}$ : 3.8
- $\phi_{95}$ : 4.3



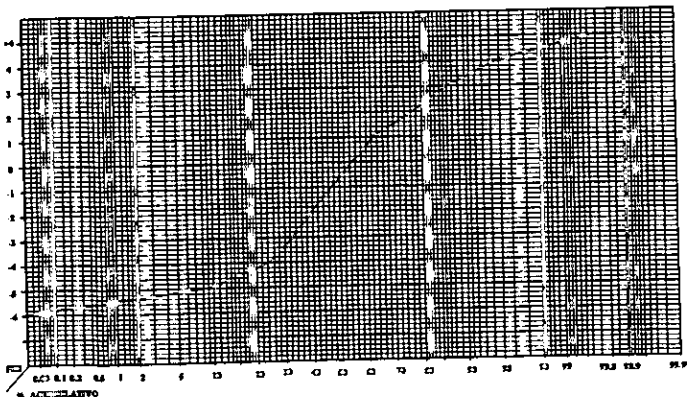
Muestra: 905 - 3 - D  
 Localidad: 1.5 km. al SE de  
 San Buenaventura Nealticán.  
 Fecha: 5 / Sep / 95  
 Datos Obtenidos

$\phi_5$ : -5.4  
 $\phi_{16}$ : -5.2  
 $\phi_{25}$ : -5.1  
 $\phi_{50}$ : -4.0  
 $\phi_{75}$ : 1.1  
 $\phi_{84}$ : 2.3  
 $\phi_{95}$ : 4.0



Muestra: 201 - 1 - B  
 Localidad: 0.8 km. al NW de  
 San Jerónimo Tecuanipan.  
 Fecha: 1 / Feb / 96  
 Datos Obtenidos

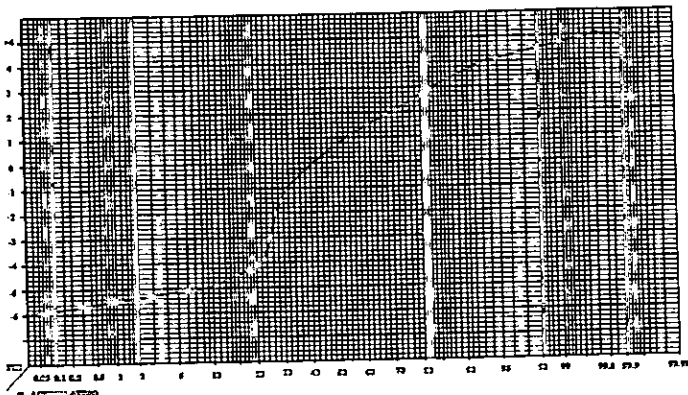
$\phi_5$ : -6.4  
 $\phi_{16}$ : -6.1  
 $\phi_{25}$ : -5.1  
 $\phi_{50}$ : -0.7  
 $\phi_{75}$ : 1.9  
 $\phi_{84}$ : 2.6  
 $\phi_{95}$ : 3.9



Muestra: 201 - 1 - C  
 Localidad: 0.8 km. al NW de  
 San Jerónimo Tecuanipan.  
 Fecha: 1 / Feb / 96  
 Datos Obtenidos

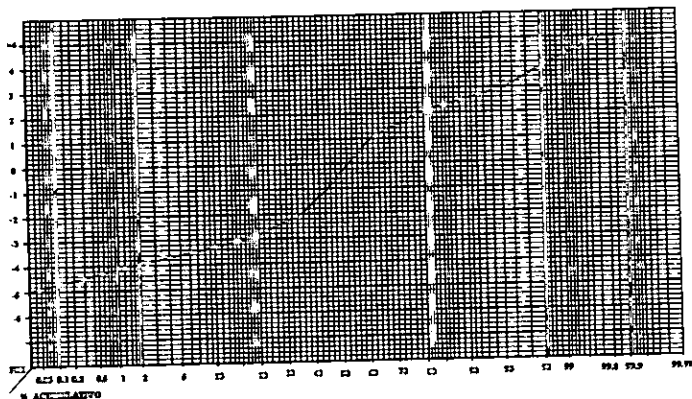
$\phi_5$ : -5.2  
 $\phi_{16}$ : -4.5  
 $\phi_{25}$ : -3.9  
 $\phi_{50}$ : -0.4  
 $\phi_{75}$ : 1.9  
 $\phi_{84}$ : 2.7  
 $\phi_{95}$ : 4.0





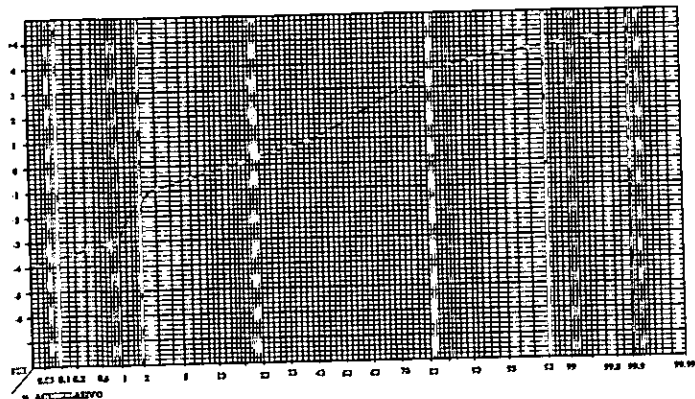
Muestra: 201 - 1 - D  
 Localidad: 0.8 km. al NW de  
 San Jerónimo Tecuanipan.  
 Fecha: 1 / Feb / 96  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -5.1
- $\phi_{16}$ : -4.4
- $\phi_{25}$ : -2.7
- $\phi_{50}$ : 0.8
- $\phi_{75}$ : 2.4
- $\phi_{84}$ : 3.0
- $\phi_{95}$ : 4.1



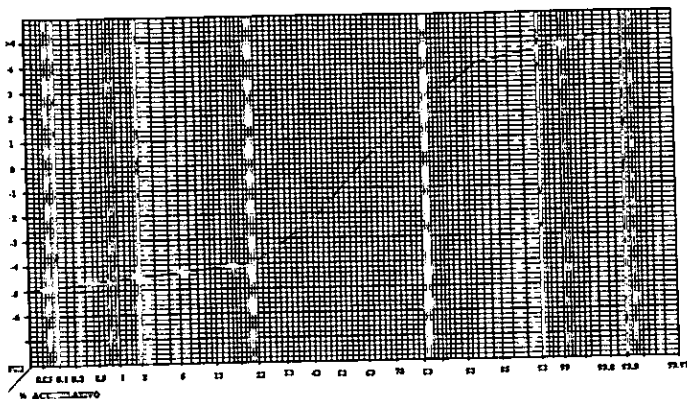
Muestra: 906 - 1 - B  
 Localidad: 0.2 km. al S de San  
 Jerónimo Tecuanipan.  
 Fecha: 9 / Jun / 95  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -3.6
- $\phi_{16}$ : -3.0
- $\phi_{25}$ : -2.5
- $\phi_{50}$ : -0.1
- $\phi_{75}$ : 1.7
- $\phi_{84}$ : 2.3
- $\phi_{95}$ : 3.3



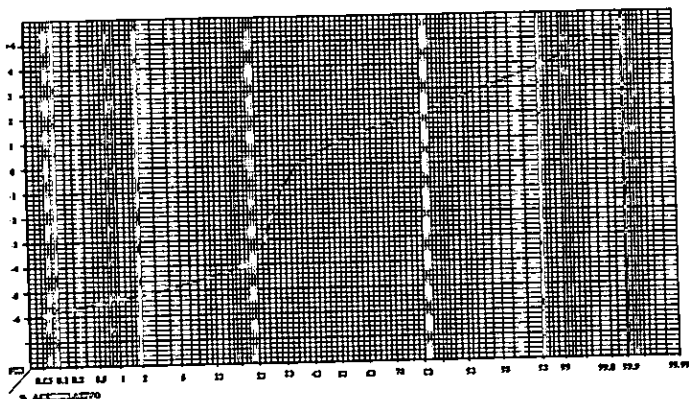
Muestra: 105 - 1 - B - S  
 Localidad: 1.7 km. al N de  
 Santo Domingo Atoyatempan.  
 Fecha: 1 / May / 97  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -0.6
- $\phi_{16}$ : 0.1
- $\phi_{25}$ : 0.4
- $\phi_{50}$ : 1.3
- $\phi_{75}$ : 2.1
- $\phi_{84}$ : 2.7
- $\phi_{95}$ : 4.0



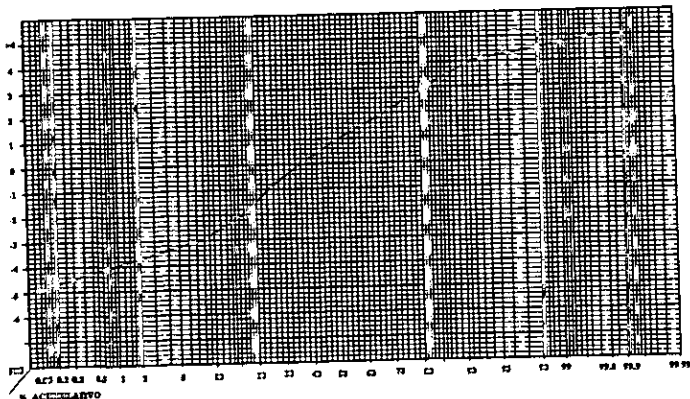
Muestra: 105 - 1 - B - 1  
 Localidad: 1.7 km. al N de  
 Santo Domingo Atoyatempan.  
 Fecha: 1 / May / 97  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -4.3
- $\phi_{16}$ : -4.1
- $\phi_{25}$ : -3.5
- $\phi_{50}$ : -1.0
- $\phi_{75}$ : 1.8
- $\phi_{84}$ : 2.7
- $\phi_{95}$ : 4.1



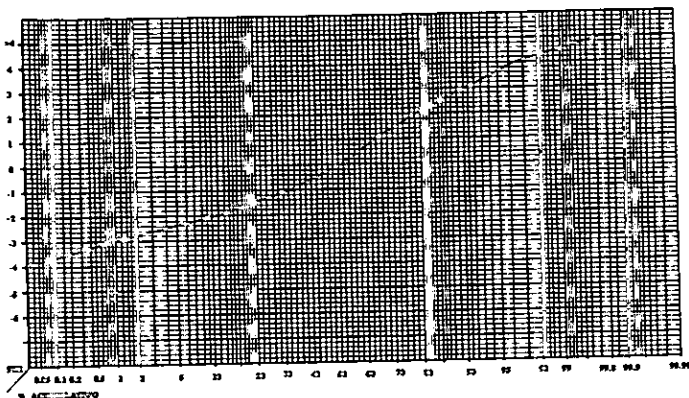
Muestra: 105 - 1 - C  
 Localidad: 1.7 km. al N de  
 Santo Domingo Atoyatempan.  
 Fecha: 1 / May / 97  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -4.8
- $\phi_{16}$ : -4.1
- $\phi_{25}$ : -1.9
- $\phi_{50}$ : 1.0
- $\phi_{75}$ : 1.8
- $\phi_{84}$ : 2.2
- $\phi_{95}$ : 3.1



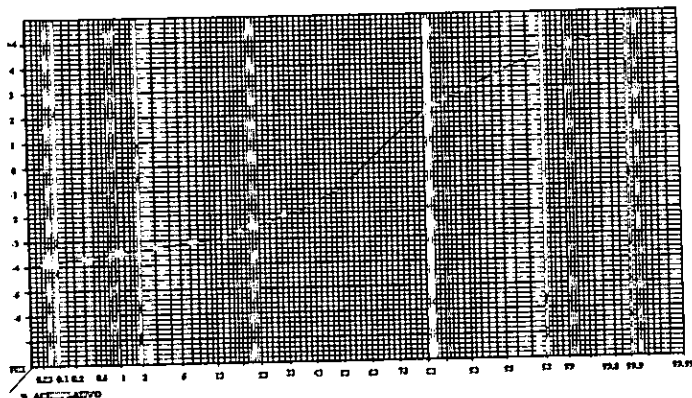
Muestra: 309 - 1 - A  
 Localidad: 0.2 km. al SW de  
 Santo Domingo Atoyatempan.  
 Fecha: 9 / Mar / 96  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -3.2
- $\phi_{16}$ : -2.0
- $\phi_{25}$ : -1.0
- $\phi_{50}$ : 1.0
- $\phi_{75}$ : 2.6
- $\phi_{84}$ : 3.2
- $\phi_{95}$ : 4.2



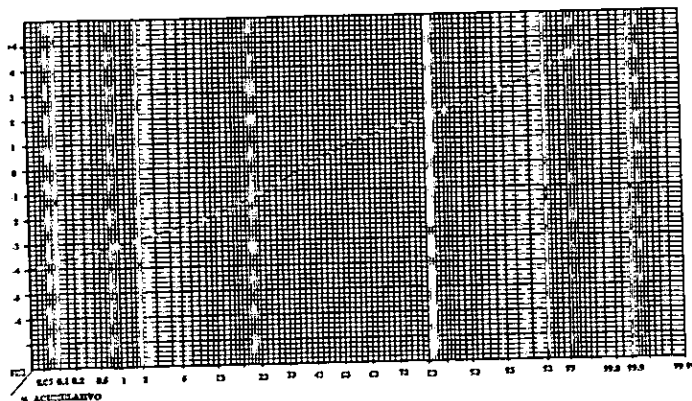
Muestra: 906 - 5 - C  
 Localidad: 0.2 km. al E de  
 Emiliano Zapata.  
 Fecha: 6 / Sep / 95  
 Datos Obtenidos

$\phi_5$ : -2.4  
 $\phi_{16}$ : -1.7  
 $\phi_{25}$ : -1.3  
 $\phi_{50}$ : 0.2  
 $\phi_{75}$ : 1.7  
 $\phi_{84}$ : 2.5  
 $\phi_{95}$ : 3.7



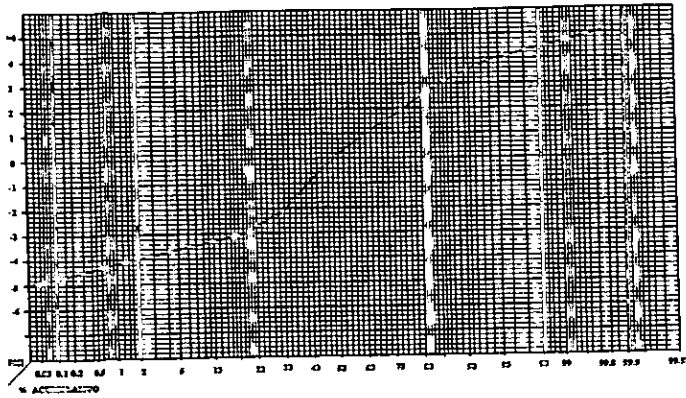
Muestra: 906 - 5 - E  
 Localidad: 0.2 km. al E de  
 Emiliano Zapata.  
 Fecha: 6 / Sep / 95  
 Datos Obtenidos

$\phi_5$ : -3.2  
 $\phi_{16}$ : -2.7  
 $\phi_{25}$ : -2.3  
 $\phi_{50}$ : -0.8  
 $\phi_{75}$ : 1.5  
 $\phi_{84}$ : 2.4  
 $\phi_{95}$ : 3.7



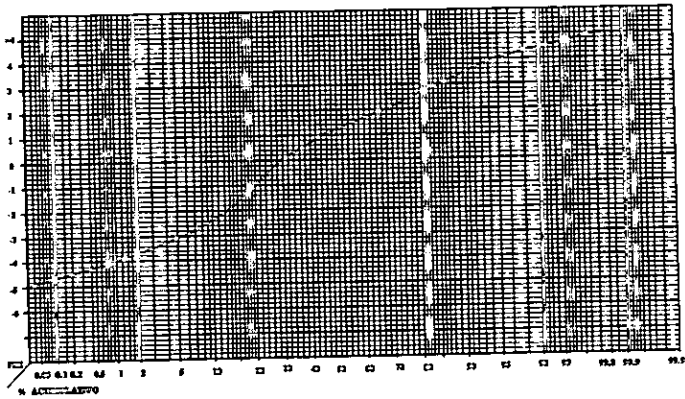
Muestra: 217 - 2 - B  
 Localidad: 0.1 km. al S de La  
 Libertad.  
 Fecha: 17 / Feb / 96  
 Datos Obtenidos

$\phi_5$ : -2.4  
 $\phi_{16}$ : -1.4  
 $\phi_{25}$ : -0.9  
 $\phi_{50}$ : 0.6  
 $\phi_{75}$ : 1.6  
 $\phi_{84}$ : 2.0  
 $\phi_{95}$ : 2.8



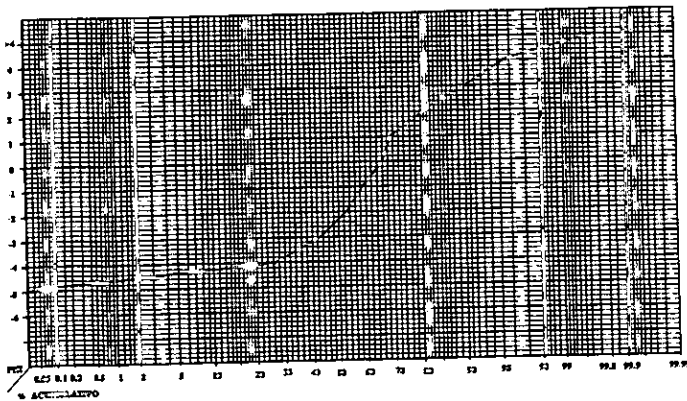
Muestra: 217 - 2 - C  
 Localidad: 0.1 km. al S de La Libertad.  
 Fecha: 17 / Feb / 96  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -3.6
- $\phi_{16}$ : -3.0
- $\phi_{25}$ : -2.3
- $\phi_{50}$ : 0.2
- $\phi_{75}$ : 2.0
- $\phi_{84}$ : 2.7
- $\phi_{95}$ : 4.0



Muestra: STA ANA - C  
 Localidad: 0.7 km. al SE de Santa Ana Coatepec.  
 Fecha: 6 / Sep / 95  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -3.0
- $\phi_{16}$ : -1.4
- $\phi_{25}$ : -0.4
- $\phi_{50}$ : 1.2
- $\phi_{75}$ : 2.3
- $\phi_{84}$ : 2.9
- $\phi_{95}$ : 4.1



Muestra: STA ANA - E  
 Localidad: 0.7 km. al SE de Santa Ana Coatepec.  
 Fecha: 6 / Sep / 95  
 Datos Obtenidos

- $\phi_5$ : -4.4
- $\phi_{16}$ : -4.1
- $\phi_{25}$ : -4.0
- $\phi_{50}$ : -2.2
- $\phi_{75}$ : 1.3
- $\phi_{84}$ : 2.3
- $\phi_{95}$ : 3.9