

12



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

**ESTRATIGRAFIA DEL CRATER
ATEXCAC, PUEBLA**

TESIS

QUE PRESENTA

CLAUDIA V. ROMERO RODRIGUEZ

PARA OBTENER EL TITULO DE

INGENIERO GEOLOGO

DIRECTOR: DR. GERARDO CARRASCO NUÑEZ

SINODALES: ING. JORGE NIETO OBREGON

ING. ROBERTO URIBE AFIF

ING. DIONISIO VALDES

DR. JORGE ARANDA



**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

MEXICO, D.F.,

283170
06/13/88

JUNIO 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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-865

SRITA. CLAUDIA VERONICA ROMERO RODRIGUEZ
Presente

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

ESTRATIGRAFIA DEL CRATER ATEXCAC, PUEBLA

- I INTRODUCCION
- II MARCO GEOLOGICO
- III GENERALIDADES SOBRE VULCANISMO E
HIDROVULCANISMO
- IV ESTRATIGRAFIA DEL CRATER ATEXCAC
- V INTERPRETACION
- VI CONCLUSIONES
BIBLIOGRAFIA

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"
Cd. Universitaria, a 6 de julio del 2000
EL DIRECTOR


~~ING. GERARDO FERRANDO BRAVO~~

GFB*RLLR*gtg



Gracias Madre
por tu apoyo y
gracias por darle
vida a la persona
que me motivo a
continuar.

Esta tesis te la
dedico a ti Bruno
gracias por existir

AGRADECIMIENTOS.

Quisiera agradecer a los sinodales encargados de revisar este trabajo, Ing. Jorge Nieto Obregón , Dr. Jorge Aranda, Ing. Roberto Uribe Afif, Ing. Dionisio Valdés y Dr. Gerardo Carrasco Núñez.

Particularmente agradezco a mi director de tesis Dr. Gerardo Carrasco, por haberme brindado la oportunidad de trabajar con el y por su apoyo para la realización de este trabajo, agradezco su paciencia y principalmente su don de gente.

También me gustaría agradecer a todo el personal de la UNICIT, campus-UNAM, Juriquilla, por la facilidades que me brindaron para realizar mi trabajo, particularmente me gustaría agradecer a la Lic. Soledad Medina quien no solo me brindo su apoyo como bibliotecaria sino también como compañera de casa y amiga , también agradezco a mi otra compañera y amiga Laura Lozano (gracias a las dos por todo).

Agradezco a mis amigos de la Facultad de Ingeniería, Marcos Orduña (gracias por tu apoyo), Melíbea Gonzáles , Marcos Cabrera, Laura Hernández, Patricia Hernández, Javier Carrasco, Maribel Osorio, y Lidia Salas.

También quisiera agradecer a los ingenieros Carlos Garnica y Ricardo Castrejon quienes no solamente me apoyaron con consejos sino que también me brindaron una mano amiga cuando la he necesitado, muchas gracias.

Agradezco a todas y cada una de las personas que en algún momento me brindaron una palabra de aliento cuando la necesite, gracias al Ing. Marquez, Amabel Ortega, Heriberto Galvan, Sara Solis, Andrea Reyes, Eduardo Alanis, Teresa Orozco, en general gracias a todas y cada una de las personas que han estado cerca de mi y que me han enriquecido con su presencia.

INDICE DE CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

I. INTRODUCCIÓN

I.1 LOCALIZACION

I.2 OBJETIVO

I.3 METODOLOGIA DE TRABAJO

I.4 TRABAJOS ANTECEDENTES

II. MARCO GEOLOGICO

II. 1. LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA

II.2. GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE SERDAN ORIENTAL

III. GENERALIDADES SOBRE VULCANISMO E HIDROVULCANISMO

a) CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL VULCANISMO

III. 1. TIPOS DE ERUPCIONES

III. 2. TIPOS DE VOLCANES

b) CARACTERÍSTICAS DEL HIDROVULCANISMO

III. 3. ESTRUCTURAS ASOCIADAS

III. 4. TIPOS DE DEPÓSITOS

III. 5. ESTRUCTURAS PRIMARIAS Y SU SIGNIFICADO

III. 6. COMPARACIÓN Y DISCRIMINACIÓN CON DEPÓSITOS DE CAÍDA Y FLUJO PIROCLASTICO

1

4

4

6

9

10

16

19

22

25

30

35

40

IV. ESTRATIGRAFÍA DEL CRÁTER ATEXCAC.

IV.1. DEFINICIÓN DE UNIDADES DE ROCA, MIEMBROS Y HORIZONTES	45
IV.1.1. SECUENCIAS PRE-MAAR	47
IV.1.2. TOBA ATEXCAC	51
IV.1.3. SECUENCIA POST-MAAR	62
IV.2. CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS	65
IV.3. ANÁLISIS DE COMPONENTES	75
IV.4. PETROGRAFÍA	80

V. INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA- VULCANOLÓGICA 82

VI. CONCLUSIONES 90

BIBLIOGRAFÍA 91

ANEXO I. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE COMPONENTES.

ANEXO II. PROPORCIÓN DE TAMAÑOS EN CLASES

ANEXO III. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

ANEXO IV. DATOS PARA LA REALIZACION DE LA FIGURA 25

ANEXO V. COLUMNA DETALLADA DEL CRÁTER ATEXCAC

INDICE DE FIGURAS

Figura

- Nº1. Foto que muestra la porción oriental del cráter Atexcac
- Nº2. Figura de localización
- Nº3 Geología de la cuenca de Serdán-Oriental.
- Nº4. Secciones esquemáticas que muestran las diferencias entre los 3 cráteres formados por erupciones freatomagmáticas
- Nº5. Ambiente geohidrológico contra relieve hidrovulcánico
- Nº6 Correlación de la textura de los depósitos con el radio agua / magma
- Nº7 Morfología de estructuras comúnmente encontradas en depósitos de oleadas piroclásticas.
- Nº8. Diagramas esquemáticos de estratificación gradada y nomenclatura.
- Nº9. Relaciones geométricas de los tres principales tipos de depósitos piroclásticos.
- Nº9. Columna estratigráfica sintetizada del cráter Atexcac
- Nº11. Contacto discordante entre calizas del basamento local y capas estratificadas de caída del cono cinerítico
- Nº12. Contacto discordante entre capas de caída del cono cinerítico adyacente y capas subhorizontales de ceniza.
- Nº13. Base de la secuencia formadora del cráter Atexcac, que inicia con un depósito de calda sobreyacido por oleadas piroclásticas.
- Nº14. Estratificación cruzada y convoluta con estructura de relleno
- Nº15. Estructura de impacto en capas de oleada piroclástica de la secuencia inferior.
- Nº16. Gravas mal clasificadas que alternan con laminaciones arenosas (oleadas) a microescala.
- Nº17 Bloque de escoria juvenil (pómez gigante) de la parte media de la columna estratigráfica.

- Nº18 Bloque de intrusivo de 2.10 m, en la parte media formadora del cráter Atexcac
- Nº19 Secuencia superior mostrando una alternancia de capas de caída con depósitos de oleada piroclástica.
- Nº20. Detalle de la secuencia superior mostrando abundante lapilli acrecional
- Nº21. Clasificación de los depósitos en base a los parámetros de clasificación ($\sigma\varphi$) y media ($Md\varphi$).
- Nº22. Variación de la media ($Md\varphi$) con la posición estratigráfica.
- Nº23 Relación del radio agua / magma y el tamaño de grano medio con la energía de fragmentación.
- Nº24. Variación de la clasificación ($\sigma\varphi$) con la posición estratigráfica.
- Nº25. Grafica de la variación general de los componentes líticos.
- Nº26 Foto del intrusivo encontrado en la carretera rumbo a Atexcac
- Nº27 Relación del radio agua / magma con la energía, estructuras y depósitos

INDICE DE TABLAS

Tabla

- Nº1. Características de los volcanes hidromagmáticos
- Nº2. Características de los depósitos piroclásticos húmedos y secos
- Nº3. Diferencias entre depósitos piroclásticos de oleadas, caída y flujo
- Nº4. Parámetros de Inman, para las muestras del cráter Atexcac.
- Nº5. Parámetros de clasificación.
- Nº6. Características granulométricas de los depósitos piroclásticas.

RESUMEN

El cráter Atexcac es una estructura volcánica de explosión que se localiza en la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano, en la cuenca de Serdán-Oriental. El cráter es aproximadamente elíptico, con sus ejes mayor y menor de 950 m y 550 m respectivamente. Tiene una profundidad aproximada de 120 m y en su interior existe una laguna perenne, por lo cual se le clasifica como un axialapaxco .

La secuencia estratigráfica incluye un basamento mesozoico pre-volcánico, compuesto por calizas plegadas con pedernal y algunas lutitas, que son sobreyacidas discordantemente por una sucesión volcánica compuesta de capas de caída que intercalan con flujos piroclásticos de extensión local. Sobre estas capas, y de manera discordante, descansa un basalto vesicular, en la base del cráter que, a su vez, es sobreyacido por un paquete de sedimentos estratificados que alternan con horizontes limo-arcillosos. Sobreyaciendo concordantemente aparece la secuencia de capas estratificadas que se relaciona con la formación del cráter Atexcac. Hacia su base aparece una capa delgada de caída, y el resto de la secuencia está compuesta por capas alternantes de oleadas piroclásticas, caídas y horizontes brechoides, así como también diversas capas limosas y arenosas. Estos depósitos se caracterizan por una granulometría muy contrastante entre capa y capa, aunque generalmente exhiben una buena selección a nivel de capa individual, son heterolitológicos, dominando los fragmentos líticos (calizas, andesitas, basaltos, rocas intrusivas y clastos alterados) acompañados por proporciones variables de material juvenil, con diferentes grados de vesiculación. Los depósitos están poco consolidados y las capas presentan una inclinación moderada-alta. En esta secuencia se observan abundantes estructuras deformacionales de impacto, capas con estratificación cruzada o con la presencia de lapilli acrecional; los cuales son un reflejo de la interacción agua / magma que ocurrieron, y que propiciaron una fragmentación acentuada de los diferentes

componentes líticos. La secuencia anterior se encuentra cubierta por un depósito brechoide compuesto esencialmente por clastos de obsidiana que parece provenir de los domos riolíticos de las Derrumbadas, que se localizan en la parte sur-oriental del cráter de Atexcac. Estas brechas están sobreyacidas por un depósito limo-arcilloso de color pardo claro. Las características del cráter Atexcac antes mencionadas, indican que éste se formó como resultado de erupciones freatomagmáticas sucesivas que originaron oleadas piroclásticas relativamente secas que dieron lugar a la formación de un cráter de explosión con características intermedias entre un anillo de tobas y un cono de tobas al que se podría denominar como un cono de tobas seco.

I. INTRODUCCION

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), cubre el área mas densamente poblada del centro de México y su actividad ha ocurrido desde el Mioceno (Ferrari et al., 1999) hasta nuestros días (e.g. Popocatepetl desde 1994, Colima desde 1970's). Por lo tanto; está zona presenta un riesgo potencial muy alto. La actividad volcánica en la FVTM está asociada con la subducción de la Placa de Cocos y Rivera, bajo la placa de Norteamérica. Aunque los volcanes tienen una distribución irregular y la orientación general del arco es oblicua, con respecto a la Trinchera Mesoamericana, lo cual es atípico. La razón para que ocurra esto no se explica aún completamente.

La actividad volcánica holocénica de esta zona está representada por estratovolcanes grandes, así como por calderas y volcanes más pequeños como son: Domos, conos cineríticos, maares, volcanes de escudo y derrames de lava (fisurales).

Durante los últimos 20 años, se han logrado grandes avances en el campo de la vulcanología y en particular avances en la investigación de los depósitos de oleadas piroclásticas asociadas con la actividad hidromagmática por lo cual se ha despertado un enorme interés por el estudio de los volcanes tipo maar (Lorenz, 1973).

Los cráteres de explosión o maares del estado de Puebla han despertado el interés de investigadores desde el siglo pasado (Ordóñez, 1905). Sin embargo los pocos trabajos que se han publicado han sido descriptivos (Gasca-Durán, 1981). En México a este tipo de estructuras se les ha dado el nombre genérico de "Xalapazcos", palabra india que proviene del vocablo Apaztli, nombre con el que los mexicas designaron a las vasijas de barro destinadas para los usos domésticos. Sin embargo, según el Códice Aubin de la representación jeroglífica de Apaztli (Peñafiel. "Nomenclatura Geográfica de México". México 1987), se desprende la idea de considerar la palabra Apaztli proveniente del verbo Apatzca, que representa el lugar donde se filtran las aguas ó sinónimo de manantial. Muchos de estos cráteres de Puebla se encuentran en medio de llanuras, junto a ellos se

erigieron pueblos para tener el líquido al alcance de sus necesidades. Los indios llamaron a los cráteres de Puebla “Xalapazcos”, que en su propia lengua quería decir vasijas de arena, nombre con el que se designan a los cráteres de explosión, constituidos generalmente de tobas; y “Axalapazcos”, que significa vasijas de arena con agua, o lo que es lo mismo, cráteres – lago. Por lo tanto, Axalapazco es equivalente a la palabra maar (Ordóñez, 1905)

El cráter Atexcac es un volcán de explosión con agua o axalapazco (Figura 1) típico. Fue formado por una erupción freatomagmática como se infiere de la presencia de las estructuras que caracterizan a los productos de este tipo de erupciones que causan las oleadas piroclásticas. Evidencias sobre los mecanismos involucrados en la formación de Atexcac son la siguientes estructuras: dunas, estratificación cruzada, huellas de impacto producidas por fragmentos balísticos, lapilli acrecional, etc.

En esta tesis se documenta la estratigrafía detallada de la secuencia expuesta en las paredes del cráter Atexcac. También se hace un análisis granulométrico y de componentes de los depósitos piroclásticos lo que permite caracterizar e interpretar el comportamiento eruptivo de este tipo particular de volcanes.



Figura 1 . Parte Oriental del cráter Atexcac en donde se aprecia el núcleo de calizas, así como los derrames de lava basáltica, en la parte inferior derecha

I.1. LOCALIZACION

El cráter Atexcac se encuentra ubicado cerca del límite entre Puebla y Veracruz en una región donde se entrecruzan la Faja Volcánica Transmexicana, con una orientación preferencial E-W, y la Sierra Madre Oriental, con una orientación aproximada NW-SE. En la zona también se encuentran algunos de los volcanes más altos de la Republica Mexicana como el Pico de Orizaba con 5747 m., La Malinche con 4281 m., y el Cofre de Perote, con 4281 m.s.n.m. Estos volcanes configuran los límites de una cuenca hidrológica conocida como la Cuenca de Serdán-Oriental, que tiene una cota promedio de 2300 m.s.n.m

El cráter Atexcac, tiene en su interior una laguna con forma casi elíptica, y se localiza en la parte este de la Cuenca de Serdán- Oriental, en el estado Puebla, a los 19°16' de latitud norte y 97°22' de longitud oeste (Figura 2).

I.2. OBJETIVO E IMPORTANCIA

El objetivo de está tesis es el estudio vulcanológico sobre el origen y evolución del cráter de explosión Atexcac. Este volcán se considera un ejemplo característico de los maares de la cuenca de Serdán-Oriental. El estudio está basado en un análisis sistemático de tipo granulométrico y de componentes, y en observaciones detalladas de las estructuras de los depósitos piroclásticos. También se reporta la petrografía de los clastos juveniles y accidentales en la tefra. Se cree que esta investigación es de gran relevancia ya que permitirá determinar los procesos eruptivos que han originado tales estructuras volcánicas y los rasgos generales que caracterizan a este campo volcánico. Existen pocos trabajos detallados siguiendo está metodología en nuestro país, destaca la importancia de la caracterización de este tipo de volcanes, ya que con ello se podrá entender mejor este vulcanismo y su posible recurrencia en el futuro.

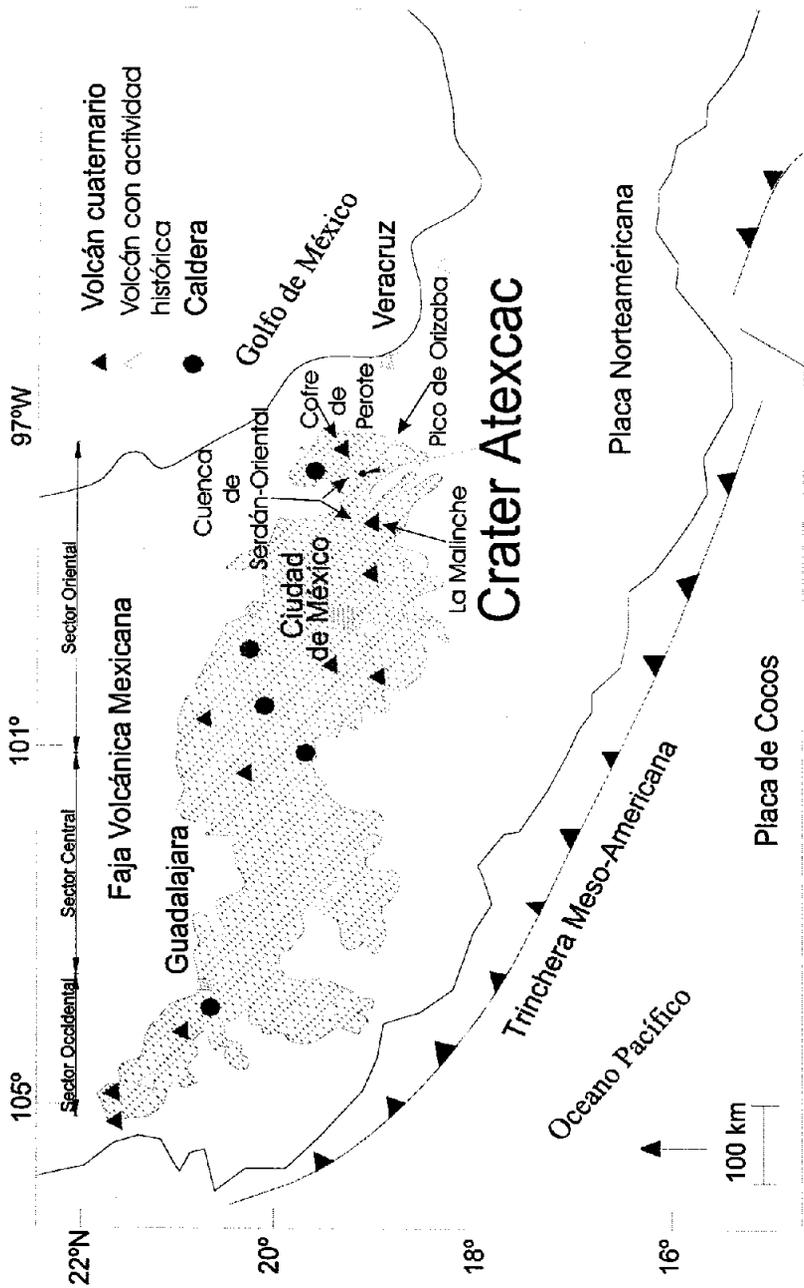


Figura 2. Localización del cráter de Atexcac.

I.3. METODOLOGIA DE TRABAJO

El trabajo estuvo dividido en las siguientes etapas: a) compilación y análisis bibliográfico, b) trabajo de campo y c) trabajo de laboratorio y d) procesamiento de la información y redacción de la tesis.

a) Compilación y Análisis bibliográfico.

Existe relativamente poca información geológica sobre la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano y la mayoría de los trabajos datan de varios años atrás. También debido a lo relativamente nuevo de la investigación en el campo del hidrovulcanismo, particularmente en el área de depósitos de oleadas piroclásticas, donde no hay muchas referencias de trabajos hechos al respecto.

b) Trabajo de Campo.

El trabajo de campo consistió en hacer la descripción detallada de los diferentes miembros que forman la secuencia expuesta en las paredes del cráter Atexcac. Para la descripción en campo se puso especial interés en las siguientes características del depósito:

- Color
- Espesor de cada unidad diferenciable y de todo el conjunto.
- Tipo de contacto entre unidades.
- Estructuras (estratificación, bandeamientos, laminación, etc.)
- Gradación
- Caracterización granulométrica.
- Redondez y esfericidad de fragmentos líticos, escorias y pómez.

- Composición de fragmentos y mineralogía.
- Tamaño máximo de pómez, escorias y líticos (promedio de los tres mayores)
- Tipo de matriz
- Clasificación del depósito (oleada piroclástica, caída, flujo, etc.)

Una vez identificadas las características fundamentales del afloramiento, se procedió a tomar las muestras (37) representativas de los depósitos de acuerdo a su posición estratigráfica. Esto se realizó de manera sistemática cada 2 ó 3 metros de acuerdo con las características de las capas, su espesor y continuidad estratigráfica. La mayoría de las muestras recolectadas corresponden a tobas y/o brechas tobáceas de caída asociadas con las oleadas piroclásticas y muy pocas a depósitos de flujos piroclásticos que correspondían con un cono cinerítico encontrado en la base de la columna y que aparentemente no tiene relación con el proceso que formó el cráter Atexcac. Otras muestras recolectadas corresponden a lavas basálticas expuestas en la base de la secuencia de tefra asociada a la formación de Atexcac y a un intrusivo encontrado en las cercanías del maar.

Es importante señalar que la poca cantidad de las oleadas piroclásticas así como, su espesor tan delgado y el material tan fino del que están compuestas, hace que sea más conveniente muestrear las brechas de caída intercaladas con el depósito de las oleadas se considera que son muestras más representativas que potencialmente darán evidencias más claras sobre los mecanismos dinámicos involucrados en la erupción como pueden ser la energía y duración de la misma.

c) Trabajos de Laboratorio y Procesamiento de Información.

El trabajo de laboratorio fue realizado en el Laboratorio de Vulcanología-Sedimentología de la Unidad de Investigación de Ciencias de la Tierra, campus UNAM-

Juriquilla. Consistió en la separación granulométrica de las muestras recolectadas en el campo a intervalos de 1ϕ , entre -6ϕ y $<4\phi$ (64 mm y $< 1/16$ mm), por el método de vía seca. El material retenido en cada una de las mallas fue pesado en una balanza con una exactitud de 0.01g.

Posteriormente se procedió a calcular el porcentaje individual de peso y el porcentaje acumulado de cada una de las clases de tamaño para todas las muestras separadas. Esto se llevo a cabo mediante el uso del paquete de computadora Excel.

Se construyeron histogramas de distribución granulométrica para cada una de las muestras y curvas acumulativas de frecuencia en papel de distribución probabilística.

A partir de los curvas acumulativas de frecuencia construidas con los porcentajes individuales para cada muestra, se calcularon los parámetros de Inman, siguiendo los procedimientos recomendados por Cas y Wright (1987), utilizando las formulas siguientes:

$$Md \phi = \phi_{50} \text{ (Mediana)}$$

Este parámetro es el valor representativo del tamaño promedio de una muestra y cuando la dispersión de los diferentes tamaños de partículas es bajo, entonces este valor ofrece una mayor confiabilidad. Esto se da particularmente cuando se tiene una distribución gaussiana.

$$\sigma \phi = (\phi_{84} - \phi_{16}) / 2 \text{ (Índice de clasificación)}$$

La desviación estándar puede usarse como un índice de clasificación de la muestra, e indica el rango de variación de tamaños en la misma.

En la etapa de laboratorio, también se utilizó un microscopio binocular para realizar el análisis de componentes, separando material juvenil, líticos (basalto, andesita, caliza,

intrusivo, rocas alteradas y agregados), hasta 0ϕ (1mm); frontera en la cual fue imposible distinguir entre los distintos componentes encontrados. Para esto se utilizaron cuarteadores en los que se tomaban no menos de 15 granos para la fracción gruesa y más de 15 y no menos de 30 para las fracciones media y aproximadamente 15 gr, para la fracción más fina. Esto se hizo para determinar variaciones en el estilo eruptivo de las distintas unidades de flujo presentes en el cráter Atexcac.

Por otro lado, se hicieron estudios petrográficos en laminas delgadas del basalto, así como de los diferentes clastos de rocas intrusivas accidentales y del material juvenil presente en los depósitos.

1.4. TRABAJOS ANTECEDENTES

La región oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, entre los estados de Puebla y Veracruz, se caracteriza por la presencia de grandes estratovolcanes, calderas y centros eruptivos menores. La composición de las lavas varía desde basaltos hasta riolitas de carácter calcalcalino. Varios autores se han ocupado de esta región, pero la mayoría de ellos han centrado sus investigaciones en un solo volcán o grupo de volcanes. Destacan los que han estudiado al volcán activo Pico de Orizaba o Citlaltépetl (Carrasco-Núñez, 1993; Carrasco-Núñez y Ban, 1994) o bien de la caldera de Los Humeros (Yáñez, 1980) que forma un sistema geotérmico activo. Las características petrológicas y geoquímicas así como la evolución geológica del Pico de Orizaba son bien conocidas; sin embargo aún no es muy claro su comportamiento, especialmente en lo que se refiere a las características de los principales mecanismos eruptivos que han actuado a lo largo de su historia (Robin y Cantagrel, 1982, Höskuldson y Robin, 1992, Carrasco-Núñez, 1993, Carrasco-Núñez, et al. 1993, Höskuldson y Cantagrel, 1994, Carrasco-Núñez y Masao Ban, 1994, Carrasco-Núñez y Rose, 1995, Carrasco Núñez, 1997).

Algunos centros eruptivos menores al oeste del Citlaltépetl, como los domos riolíticos de Las Derrumbadas o los maares de la cuenca lacustre de Sérđan-Oriental, han sido descritos de manera general por Ordóñez (1900, 1905), Reyes (1979), Yáñez García y Casique Vásquez (1980), Gasca-Durán (1981), y Negendank (1985). Existen evidencias, como son algunas correlaciones así como la geomorfología y la poca alteración encontrada, de que éstas estructuras son muy jóvenes. Sin embargo, solo se ha fechado por métodos radiométricos el maar Xalapazquillo (Siebe, 1986). En este se fecharon los sedimentos lacustres, por el método de carbono 14, dando una edad de 34,000 - 35,000 años. En el caso de los maares, no existen descripciones detalladas de todos y cada uno de ellos, si bien se sabe que son el resultado de una actividad freática o freatomagmática, es relativamente poco lo que se conoce sobre su origen.

II. MARCO GEOLÓGICO.

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es la región volcánica de nuestro país que más ha sido estudiada, a pesar de esto es difícil asegurar que se encuentre adecuadamente comprendida.

II.1. FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA.

Se acostumbra definir a la (FVTM) (Demant, 1978; 1982) como un arco magmático continental, que se extiende desde las costas del Pacífico en los Estados de Nayarit y Jalisco, hasta las costas del Golfo de México, en el Estado de Veracruz (Figura 2). Esta provincia tiene aproximadamente 1,000 km de longitud y una amplitud irregular entre los 20 y 200 km. Las rocas derivadas de su actividad se restringen al área entre los paralelos 19° y 21° de latitud Norte. La provincia corre con una dirección preferencial E-W, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana.

Algunos centros eruptivos menores al oeste del Citlaltépetl, como los domos riolíticos de Las Derrumbadas o los maares de la cuenca lacustre de Sérđan-Oriental, han sido descritos de manera general por Ordóñez (1900, 1905), Reyes (1979), Yáñez García y Casique Vásquez (1980), Gasca-Durán (1981), y Negendank (1985). Existen evidencias, como son algunas correlaciones así como la geomorfología y la poca alteración encontrada, de que éstas estructuras son muy jóvenes. Sin embargo, solo se ha fechado por métodos radiométricos el maar Xalapazquillo (Siebe, 1986). En este se fecharon los sedimentos lacustres, por el método de carbono 14, dando una edad de 34,000 - 35,000 años. En el caso de los maares, no existen descripciones detalladas de todos y cada uno de ellos, si bien se sabe que son el resultado de una actividad freática o freatomagmática, es relativamente poco lo que se conoce sobre su origen.

II. MARCO GEOLÓGICO.

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es la región volcánica de nuestro país que más ha sido estudiada, a pesar de esto es difícil asegurar que se encuentre adecuadamente comprendida.

II.1. FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA.

Se acostumbra definir a la (FVTM) (Demant, 1978; 1982) como un arco magmático continental, que se extiende desde las costas del Pacífico en los Estados de Nayarit y Jalisco, hasta las costas del Golfo de México, en el Estado de Veracruz (Figura 2). Esta provincia tiene aproximadamente 1,000 km de longitud y una amplitud irregular entre los 20 y 200 km. Las rocas derivadas de su actividad se restringen al área entre los paralelos 19° y 21° de latitud Norte. La provincia corre con una dirección preferencial E-W, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana.

Probablemente las características más importantes de la FVTM es que es activa, y que paradójicamente concentra a la mayor densidad de población en nuestro país. Diversos trabajos han documentado la existencia de erupciones volcánicas en épocas históricas (Simkin y Siebert, 1994), además de estar sujeta a fallamiento activo (Suter et al. , 1995) y alto flujo calorífico (Polak et al. , 1985; Prol y Juárez, 1985)

Origen de la Faja Volcánica Trasmexicana.

Desde hace más de un siglo, distintos modelos han sido empleados para explicar el origen de esta peculiar provincia geológica. Los estudios pioneros de Von Humboldt (1808) describieron la alineación de grandes volcanes, a lo largo del paralelo 19° N, como una zona de debilidad cortical que atravesaba el continente. Esta hipótesis, con algunas variantes, fue manejada también por diversos autores en épocas más recientes (De Cserna, 1958; Mooser, 1972; Gastil y Jensky, 1973; Johnson y Harrison, 1989. Algunas otras teorías fueron compiladas por Demant (1978), una de las primeras hipótesis relaciona al vulcanismo de la Faja Volcánica Trasmexicana (FVTM) como la prolongación de la Fractura de Clarión sobre la cual están las Islas de Revillagigedo que forman una secuencia típicamente alcalina.

En la actualidad está prácticamente aceptado que la FVTM es el producto de la subducción de las placas Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana (Urrutia – Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Urrutia-Fucugauchi y Böhnel, 1987, Pardo y Suárez, 1993; Pardo y Suárez, 1995). La falta de paralelismo del arco magmático con respecto a la trinchera se debe, aparentemente, a la variación en la geometría del proceso de subducción (Menard, 1978; Nixon, 1982; Urrutia-Fucugauchi y Böhnel, 1987; Pardo y Suárez, 1993; 1995). No obstante trabajos recientes han sugerido que algunos de los

magmas emplazados en la FVTM muestran patrones geoquímicos que pueden ser asociados a una pluma del manto (basaltos tipo OIB) y que, por lo tanto, no están relacionados de manera directa con el régimen de subducción (Márquez et al., 1999; Márquez et al., en prensa, Ferrari et al. 1999).

Petrología

El magmatismo dominante en la FVTM es de carácter calcialcalino, y abarca todo el espectro petrológico desde basaltos hasta riolitas, siendo particularmente abundantes las rocas intermedias de tipo andesítico y dacítico (Aguilar-y-Vargas y Verma, 1987). Sin embargo, es común encontrar rocas pertenecientes a la suite alcalina, especialmente en los límites oriental y occidental de la provincia (Cantagrel y Robin, 1979; Luhr y Carmichael, 1985; Negendank et al., 1985; Besch et al., 1988; Nelson y González-Caver, 1992). La relación entre estas dos modalidades petrogenéticas tan dispares es aún motivo de discusión entre investigadores. Se ha sugerido, sin embargo, que ambas están asociadas estrechamente con el proceso de subducción a lo largo de la margen pacífica (Negendank et al., 1985; Nelson y González-Caver, 1992); y que son el producto de la fusión parcial de distintos reservorios del manto (Verma y Nelson, 1989; Luhr, 1997). En contraparte, la identificación de rocas basálticas, cuyos patrones de elementos traza sugieren un origen de tipo islas oceánicas (OIB), abre una nueva interrogante sobre los mecanismos que dan origen a los magmas en la FVTM (Márquez et al., 1999; Márquez et al., en prensa).

Estructura y Basamento

En términos estructurales la FVTM no puede ser vista en toda su extensión como una entidad uniforme. Sin embargo estudios detallados acerca de los mecanismos y estilos de deformación (Demant, 1978; Pasquaré et al., 1988) han convenido en dividir a la

FVTM en tres sectores: occidental, central y oriental (Fig. 2). La deformación frágil en las porciones occidental y central muestra patrones de fracturamiento bien organizados y definidos desde el Mioceno superior hasta el Holoceno. Sin embargo, los patrones de fracturamiento en la porción oriental no se reconocen con facilidad debido a que han sido cubiertos u oscurecidos por efectos exógenos y vulcanismo reciente, o porque la corteza de este sector responde de forma distinta a un mismo régimen de esfuerzos.

Las diferencias en la modalidad tectónica de cada sector han sido atribuidas en gran medida a la naturaleza de las rocas que conforman el basamento de la provincia. Aparentemente, la FVTM sobreyace zonas limítrofes entre terrenos tectono-estratigráficos antiguos que han sufrido reactivaciones episódicas después de su acreción a Norte América (Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994). Por otra parte, el espesor de la corteza desde el Océano Pacífico hacia el interior del continente, se va incrementando hasta alcanzar un valor máximo de 47 km debajo del sector centro-oriental de la provincia (Urrutia-Fucugauchi, 1986; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993). En ese sentido, los límites tectónicos, las variaciones en edad, composición y configuración de la corteza subyacente, podrían estar jugando un papel importante en el ascenso, diferenciación y emplazamiento de las rocas volcánicas a lo largo de la provincia.

Sector Oriental

La configuración tectónica del sector oriental es de suma relevancia en este trabajo porque puede influir en la distribución de los volcanes (Negendank et al., 1985; Höskuldsson y Robin, 1993; Alaníz-Álvarez et al., 1998). Sin embargo, cabe destacar que el sector oriental ha sido el menos estudiado en términos de deformación tectónica y la relación que está guarda con el vulcanismo. El estilo estructural ha sido documentado en algunos reportes de la Comisión Federal de Electricidad (Garduño et al., 1985; Carrasco-

Núñez et al., 1995; López-Hernández, 1995), así como en algunos reconocimientos geológicos regionales (Negendank et al., 1985; Pasquaré et al., 1986).

Las rocas volcánicas del sector oriental se encuentran comúnmente descansando sobre rocas sedimentarias mesozoicas de la Sierra Madre Oriental, intensamente plegadas y afalladas por efecto de la Orogenia Larámide. Los pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental siguen un patrón preferencial con dirección NW-SE (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). Hacia la porción Norte, y en el límite oriental del sector, una serie de fallas normales con dirección preferencial NNW-SSE se encuentran afectando a rocas volcánicas del Mioceno tardío, pero aparentemente no deforman a rocas de edades post-pliocénicas (Garduño et al., 1985; Negendank et al., 1985; Pasquaré et al., 1986; Carrasco-Núñez et al., 1995; López-Hernández, 1995; Carrasco-Núñez et al., 1997). Además, muchos de los centros volcánicos de edad Miocénica tardía fueron emplazados a partir de fisuras que siguen una dirección preferencial NNW-SSE. Ejemplo de ello son la Andesita Teziutlán (Yáñez-García, 1980), al norte de la zona de estudio el grupo Terrenate y la andesita El Crestón (Carrasco-Núñez et al., 1997) que forman parte de la sierra de Taxco al occidente de la zona de estudio. La presencia de estas fallas, y el emplazamiento de centros volcánicos y derrames fisurales siguiendo esta dirección, son evidencias claras de que el vulcanismo Miocénico estuvo estrechamente ligado con un periodo tectónico extensional. Por otra parte, existen fallamientos normales con dirección NNW-SSE en otros sectores de la FVTM, por ejemplo, el sistema Taxco-San Miguel (TSM), que han sido generalmente asociados al estilo estructural que formó el llamado Basin y Range (Pasquaré et al., 1988; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Suter et al., 1995a; Jansma y Lang, 1997). Sin embargo, no ha sido definida con claridad la extensión en espacio y tiempo de dicho evento tectónico debido a la falta de trabajos detallados sobre la geología estructural del sector oriental de la FVTM.

Cerca del límite con el sistema TSM, y al sur de la cuenca del Valle de México, el fallamiento dominante tiene una dirección preferencial ENE-WSW, y afecta a rocas de edad pleistocénica a cuaternaria (Márquez et al., 1999; Márquez et al., En prensa). Aunque hacia el oriente del sector esta última fase de deformación es menos evidente, la alineación de conos monogenéticos y algunos fallamientos menores sugieren su presencia (Garduño et al., 1985; Negendank et al., 1985; Pasquaré et al., 1986; Carrasco-Núñez et al., 1995; López-Hernández, 1995; Carrasco-Núñez et al., 1997). En ese sentido, parece claro que un segundo periodo de extensión actuó en el sector oriental de la FVTM, en estrecha asociación con el vulcanismo, desde el Plioceno.

Una de las principales características del sector oriental es la alineación de estratovolcanes grandes en una dirección general Norte-Sur. Tal es el caso del sistema volcánico Popocatepetl-Iztaccíhuatl y aparentemente también la sierra Cofre de Perote-Pico de Orizaba, aunque estos últimos en realidad se alinean siguiendo 2 orientaciones principales (N-S y NE-SW). Cantagrel y Robin (1979) propusieron una tectónica distensiva tipo graben con dirección N-S para explicar el alineamiento de los grandes estratovolcanes. Más tarde, Höskuldsson y Robin (1993) proponen la existencia de una gran falla transforme sinistral debajo del sistema Cofre-Pico como una zona de debilidad cortical. Sin embargo, hasta la fecha no se han reportado evidencias claras que señalen fallamientos distensivos o transformes, con una dirección N-S, afectando a las rocas que conforman estos edificios volcánicos. Otros autores han sugerido que el alineamiento de los grandes estratovolcanes está influenciado por la intersección de los dos sistemas de fallas principales que se registran en el área: NW-SE y NE-SW (Negendank et al., 1985; Siebe et al., 1993). Alaniz-Alvarez et al. (1998) propusieron recientemente que los grandes estratovolcanes del sector oriental están emplazados sobre fallas N-S, con una baja tasa de deformación; mientras que los conos monogenéticos están emplazados encima de fallas con dirección ENE-WSE y una alta tasa de deformación. Esta hipótesis implica que estos dos sistemas de fallamiento extensional han permanecido activos de manera

simultánea desde el Mioceno tardío a todo lo largo de la FVTM. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, en el sector oriental, el sistema de fallamiento con dirección NNW-SSE únicamente afecta al registro geológico del Mioceno tardío.

II.2. GEOLOGIA DE LA CUENCA DE SERDÁN-ORIENTAL

En la cuenca de Serdán-Oriental existen numerosos centros eruptivos así como afloramientos ocasionales de calizas cretácicas fuertemente plegadas. También están expuestos algunos intrusivos de edad Terciaria. Dentro sus rasgos geológicos más destacados cabe mencionar los numerosos conos monogenéticos, con flujos de lava asociados de edad pleistocénica temprana a holocénica, de composición andesítica (Negendank et al., 1985) localizados en los alrededores de Ciudad de Serdán (Figura 3)

Destaca también, el volcán escudo llamado Cerro Malpaís y volcanes fretomagmáticos que incluyen mares, anillos de tobas y conos de tobas, además de conos cineríticos con derrames lávicos asociados de edades que varían entre el Pleistoceno temprano hasta el Holoceno. Estos complejos tienen composiciones que varían entre andesitas y andesitas basálticas (Negendank et al., 1985).

Dentro de los cráteres de explosión cabe la pena mencionar los axalapazcos de la Cuenca de Serdán-Oriental los cuales pueden dividirse en tres grupos : 1) Grupo Norte, formado por las lagunas de Alchichica, Atexcac, Quechulac y Preciosa , 2) Grupo Centro, compuesto por el cono Tepexitl, Buenavista y Xalapazquillo, 3) Grupo Sur, que incluye los xalapazcos Chico y Grande, y las lagunas de Tecuitlapa y Aljojuca.

En la parte central de la Cuenca de Serdán-Oriental, se encuentran los domos riolíticos de las Derrumbadas y algunos conos monogenéticos asociados. El Cerro de las Derrumbadas está formado por dos domos gemelos, que presentan actividad fumarólica y una extensa alteración hidrotermal. La evidencia más reciente de vulcanismo en esta zona es un flujo viscoso de lava andesítica al Este del Cerro de las Derrumbadas y que es de edad Holocénica (Negendank et al., 1985). Además este último volcán ha sufrido numerosos colapsos de su edificio que han dado lugar a depósitos de avalancha.

El volcán Cerro Pinto, al NW de las Derrumbadas, es también una estructura representativa del vulcanismo riolítico de región. Al Norte, se presenta un anillo de tobas caracterizado por tener una caldera central y hacia el Sur, hay un domo. Esta estructura se formó durante el Pleistoceno temprano (Negendank et al., 1985).

Hacia el Norte del complejo Cerro Pinto se encuentra una estructura dómica pequeña denominada Cerro Pizarro, cuya actividad pudo haber comenzado a inicios del Pleistoceno (Negendank et al., 1985).

El norte de la Cuenca de Serdán-Oriental, entre Los Húmeros y Guadalupe Victoria, está dominado por numerosos campos de lava; siendo el más extenso de ellos de composición basáltica-andesítica, y está asociado directamente a la evolución de la Caldera de los Húmeros (Pleistoceno temprano-Holoceno).

En resumen, la región presenta características vulcanológicas complejas que incluyen fases efusivas de composiciones muy variables que van desde lavas viscosas de composición riolítica (e.g. Las Derrumbadas), hasta lavas muy fluidas de composición basáltica que dieron origen a la construcción de volcanes de escudo como el Cerro Malpais. Sin olvidar, por supuesto, la actividad intensa que dió origen a grandes

estratovolcanes (Cofre de Perote y Citlaltépetl). También son conocidas las fases explosivas que dieron origen a grandes depósitos piroclásticos que se encuentran a lo largo y ancho de la zona de estudio, incluyendo estructuras cuyo origen se asocia exclusivamente a la actividad explosiva (conos de explosión); además de la presencia de estructuras tipo caldera como Los Humeros.

Aunque son necesarios mayor cantidad de fechamientos para esta zona, es posible inferir que la actividad ígnea comenzó hacia finales del Plioceno en la parte Norte, siguiendo ésta hasta épocas recientes. Se ha propuesto sobre la base de los fechamientos, que existe una tendencia migratoria del vulcanismo desde el Norte hacia el Sur (Negendank et al., 1985, Cantagrel y Robin, 1979). Sin embargo, son necesarios mayor cantidad de fechamientos, pues los datos con los que se cuentan son insuficientes para poder asegurar una clara migración. De cualquier forma, Siebert y Carrasco (2000) han demostrado que existen volcanes Holocénicos en la parte Norte del Cofre de Perote, lo que contradice la supuesta migración N-S. La composición de las rocas emitidas en esta zona es, también, variable. Predominan los productos volcánicos calcoalcalinos representados en rocas que varían en su definición petrográfica desde basaltos hasta riolitas, con un mayor volumen de productos intermedios (andesitas y dacita

III. GENERALIDADES SOBRE VULCANISMO E HIDROVULCANISMO

a) CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL VULCANISMO

III.1. *Tipos de Erupciones*

Una erupción volcánica es la salida de material magmático a la superficie ya sea mediante la explosión de gases, de fragmentos de material encajonante o de lava (o los

estratovolcanes (Cofre de Perote y Citlaltépetl). También son conocidas las fases explosivas que dieron origen a grandes depósitos piroclásticos que se encuentran a lo largo y ancho de la zona de estudio, incluyendo estructuras cuyo origen se asocia exclusivamente a la actividad explosiva (conos de explosión); además de la presencia de estructuras tipo caldera como Los Humeros.

Aunque son necesarios mayor cantidad de fechamientos para esta zona, es posible inferir que la actividad ígnea comenzó hacia finales del Plioceno en la parte Norte, siguiendo ésta hasta épocas recientes. Se ha propuesto sobre la base de los fechamientos, que existe una tendencia migratoria del vulcanismo desde el Norte hacia el Sur (Negendank et al., 1985, Cantagrel y Robin, 1979). Sin embargo, son necesarios mayor cantidad de fechamientos, pues los datos con los que se cuentan son insuficientes para poder asegurar una clara migración. De cualquier forma, Siebert y Carrasco (2000) han demostrado que existen volcanes Holocénicos en la parte Norte del Cofre de Perote, lo que contradice la supuesta migración N-S. La composición de las rocas emitidas en esta zona es, también, variable. Predominan los productos volcánicos calcoalcalinos representados en rocas que varían en su definición petrográfica desde basaltos hasta riolitas, con un mayor volumen de productos intermedios (andesitas y dacita

III. GENERALIDADES SOBRE VULCANISMO E HIDROVULCANISMO

a) CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL VULCANISMO

III.1. Tipos de Erupciones

Una erupción volcánica es la salida de material magmático a la superficie ya sea mediante la explosión de gases, de fragmentos de material encajonante o de lava (o los

tres), desde el interior de la tierra, que pasan a través de una fisura ó apertura a la atmósfera (Fisher, 1982). Las erupciones volcánicas se pueden clasificar de acuerdo al esquema propuesto por McDonald (1972).

Hawaiana.- se caracteriza por magmas fluidos con explosiones débiles de material con mucho contenido de gases y donde son comunes las fuentes de lava. La naturaleza de esta actividad efusiva se caracteriza por ser flujos de lava delgados y muy extensos y en ambientes submarinos pillow lavas, la naturaleza dominante del material eyectado son bombas y escoria con muy poca cantidad de ceniza. Las estructuras dominantes que se forman son: conos de escoria y conos de lava con pendientes muy bajas y volcanes tipo escudo (Macdonald, 1972)

Estromboliana.- se distingue por la erupción de lava moderadamente fluida, con explosiones de moderadas a violentas. Su actividad efusiva se caracteriza por emitir derrames gruesos y extensos de lava moderadamente fluida, aunque en ocasiones los flujos pueden estar ausentes. El material eyectado predominantemente está compuesto por bombas con formas esféricas a fusiformes, y, pequeñas a grandes cantidades de ceniza vítrea. Las estructuras más comunes de este tipo de actividad son los conos cineríticos (MacDonald, 1972).

Vulcaniana.- se caracteriza por magmas relativamente viscosos con erupciones violentas a moderadas de fragmentos sólidos (líticos) o muy viscosos de material juvenil (magma nuevo). Los flujos pueden estar ausentes pero cuando están presentes son comúnmente anchos; los flujos de ceniza son raros (Fisher, 1984). El material eyectado dominante es esencialmente vidrio o líticos, con tamaños variables desde bloques hasta cenizas; además de pómez. Las estructuras principales formadas durante este tipo de erupciones volcánicas son los conos de ceniza y los conos de escorias (MacDonald, 1972).

Peleana (ó Sub-Pliniana).- representada esencialmente por magmas viscosos con una actividad explosiva muy alta, mayor a la de las erupciones vulcanianas, donde son comunes las avalanchas de material incandescente. La actividad efusiva está caracterizada por domos y/o flujos de lava cortos y muy espesos, los cuales también pueden estar ausentes. La naturaleza del material eyectado es muy semejante a las erupciones de tipo vulcaniano (MacDonald, 1972). Esta actividad explosiva está asociada a domos individuales o a domos instalados en la cima o los flancos de grandes estratovolcanes

Pliniano.- involucran magmas viscosos con eyecciones paroxismales de grandes volúmenes de ceniza que acompañan el colapso de una columna eruptiva. La naturaleza de la actividad efusiva está caracterizada por flujos de ceniza en pequeños o grandes volúmenes; los cuales también podrían estar ausentes (MacDonald, 1972). El material eyectado dominante consiste en ceniza vítrea y pómez. Las estructuras construidas son capas de ceniza y pómez con tamaño de lapilli, amplias y extensas generalmente no hay construcción de conos.

Vale la pena mencionar que las erupciones plinianas del Vesuvio son un excelente ejemplo para entender como en un ciclo eruptivo la actividad Pliniana cambia, presentándose un incremento en los componentes hidromagmáticos con el tiempo (Sheridan and Wholetz, 1983).

Hidrovulcanismo.

Hidrovulcanismo es un término que envuelve de manera amplia el papel del agua externa (no magmática) en la actividad volcánica. Sinónimos de este término son hidromagmatismo y freatomagmatismo. El fenómeno natural es producido por la

interacción de magma o calor magmático con agua de origen externo. Las erupciones freatomagmáticas y freáticas entran dentro de esta clasificación (Wohletz and Heiken, 1992)

Erupciones Freáticas.- en estas erupciones no hay magmas involucrado. Se manifiesta con explosiones débiles a violentas de fragmentos sólidos o de roca encajonante, formando depósitos de oleadas piroclásticas y, en menor escala flujos piroclásticos y de caída. No existe una manifestación de actividad efusiva (Macdonald, 1972). El material eyectado dominante consiste de fragmentos de bloques y cenizas accidentales es decir, esencialmente las erupciones freáticas no tienen componentes de material juvenil (Wohletz and Heiken, 1992). Las estructuras construidas durante esta actividad son: conos de tobas, anillos de tobas y maares.

Erupciones Freatomagmáticas.- en estas erupciones el magma varía de fluido a viscoso con explosiones violentas y salida de fragmentos sólidos o viscosos tanto de lava nueva (material juvenil) como de roca encajonante. La naturaleza de su actividad efusiva se manifiesta con depósitos de oleadas, flujos piroclásticos y caídas. La naturaleza del material dominante consiste en ceniza vítrea y material accesorio, y bloques accidentales. Las principales estructuras formadas son conos de tobas, anillos de tobas y maares.

III.2. Tipos de volcanes.

Un volcán es una estructura formada durante una erupción que permite la salida de material magmático y/o accidental, derivado de las rocas encajonantes. Su forma y tamaño dependen entre otras cosas de: la composición del magma, el volumen de magma involucrado, el régimen de esfuerzos imperante, la cantidad de gases magmáticos. Los volcanes pueden variar desde formas cónicas típicas, pequeñas o de grandes dimensiones,

hasta planicies o mesetas fisurales o cráteres excavados debajo de la superficie pre-volcánica.

Generalmente se agrupan en 7 diferentes tipos de estructuras: conos cineríticos, volcanes compuestos, volcanes escudo, domos de lava, caldera, emisiones fisurales y volcanes tipo maar (maares sensu estricto, conos de toba y anillos de toba) (que serán descritos más adelante).

Conos cineríticos.- son los volcanes más comunes y sencillos. Están constituidos de ceniza y bloques de lava congeladas y eyectadas desde una boca eruptiva de tipo central. El gas disuelto en la lava explota violentamente en el aire, causando una fragmentación de la lava en pequeñas partículas que solidifican rápidamente y caen como ceniza, acumulándose alrededor de la boca eruptiva, formando conos con bases circulares o ligeramente elípticas. Muchos cráteres tienen forma de tazón en la cima. Los conos cineríticos rara vez crecen más de los 400m de altitud por encima de sus alrededores. Un ejemplo de cono cinerítico es el volcán Parícutín, que hizo erupción entre 1943 y 1952 en Michoacán.

Volcanes compuestos o estratovolcanes.- son conos relativamente simétricos, con laderas escarpadas, los cuales tienen grandes dimensiones y en ellos hay una alternancia de flujos de lava y capas compuestas por ceniza volcánica, escoria, bloques y bombas. Llegan a tener alturas de más de 2400 m desde su base. El Popocatepetl, el Volcán de Colima, el Monte Fuji y el Santa Elena son ejemplos de estratovolcanes.

Volcanes de escudo.- están constituidos casi completamente por derrames de lava fluida. Las lavas se derraman hacia todas direcciones desde una salida central en la cúspide o por un grupo de varias salidas. Estos derrames se extienden ampliamente construyendo estructuras con flancos de pendientes muy bajas. Los ejemplos típicos de estas estructuras

son el volcán Kilauea y el Mauna Loa, en las islas de Hawái, los cuales constituyen los volcanes más grandes del mundo

Domos de Lava o domos volcánicos.- están formados por masas de lava relativamente pequeñas y protuberantes que por su alta viscosidad no fluyen grandes distancias. Generalmente cubren el conducto central por donde es emitida la lava. Los domos grandes generalmente crecen por expansión desde el interior, esto comúnmente ocurre dentro del cráter o en los flancos de grandes conos compuestos. De los ejemplos más conocidos se tiene el Monte Peleé en la Martinica.

Calderas.-estas estructuras volcánicas se forman después de grandes erupciones de pómez y ceniza que causan el colapso del techo de roca que cubre cámaras magmáticas superficiales. El colapsamiento provoca la formación de depresiones topográficas llamadas calderas. Las calderas tienen diámetros con rangos de 5 hasta 60 km. Este tipo de estructuras se encuentran comúnmente asociadas a erupciones de composición félsica.

Emisiones fisurales.-aunque no forman una estructura volcánica propiamente dicha, pueden considerarse como volcanes ya que están asociados a un conducto eruptivo que en lugar de concentrarse en un punto central el magma es alimentado a lo largo de una fractura. Producen mesetas de basalto extensas

b) CARACTERÍSTICAS DEL HIDROVULCANISMO.

III.3. Estructuras Asociadas.

Maares, Anillos de Tobas y Conos de Tobas

Estos cráteres volcánicos son usualmente monogenéticos y son producidos por erupciones freáticas o freatomagmáticas. Son las segundas estructuras volcánicas en abundancia después de los conos de escoria (Cas and Wright, 1987)

Maar.-es un cráter volcánico cortado dentro de roca encajonante, abajo del nivel general del relieve circundante y posee bordes bajos (Figura 4 a). Está compuesto de material piroclástico de tamaños variables. La estructura tiene diámetros que van de 100 a 3000m y de 10 a 500m de profundidad. La altura del borde es de algunos metros hasta cerca de 100m sobre el nivel topográfico anterior a la erupción. Los maares tienen cráteres con pendientes cercanas a la vertical y, por definición, la roca encajonante está expuesta por debajo de los depósitos piroclásticos (Lorenz, 1986)

Anillos de Tobas.- son cráteres volcánicos cortados en o sobre el nivel general del relieve. Están rodeados por un anillo compuesto de material piroclástico (toba o toba-lapilli) y es similar en diámetro a los maares (Figura 4 b). Están aparentemente relacionados a actividad hidromagmática somera, ya que aparentemente la energía de la explosión que les dio origen no es lo suficientemente fuerte para penetrar dentro de la roca pre-eruptiva. En los depósitos de tefra asociados las pendientes de sus capas son cercanas a la horizontal.

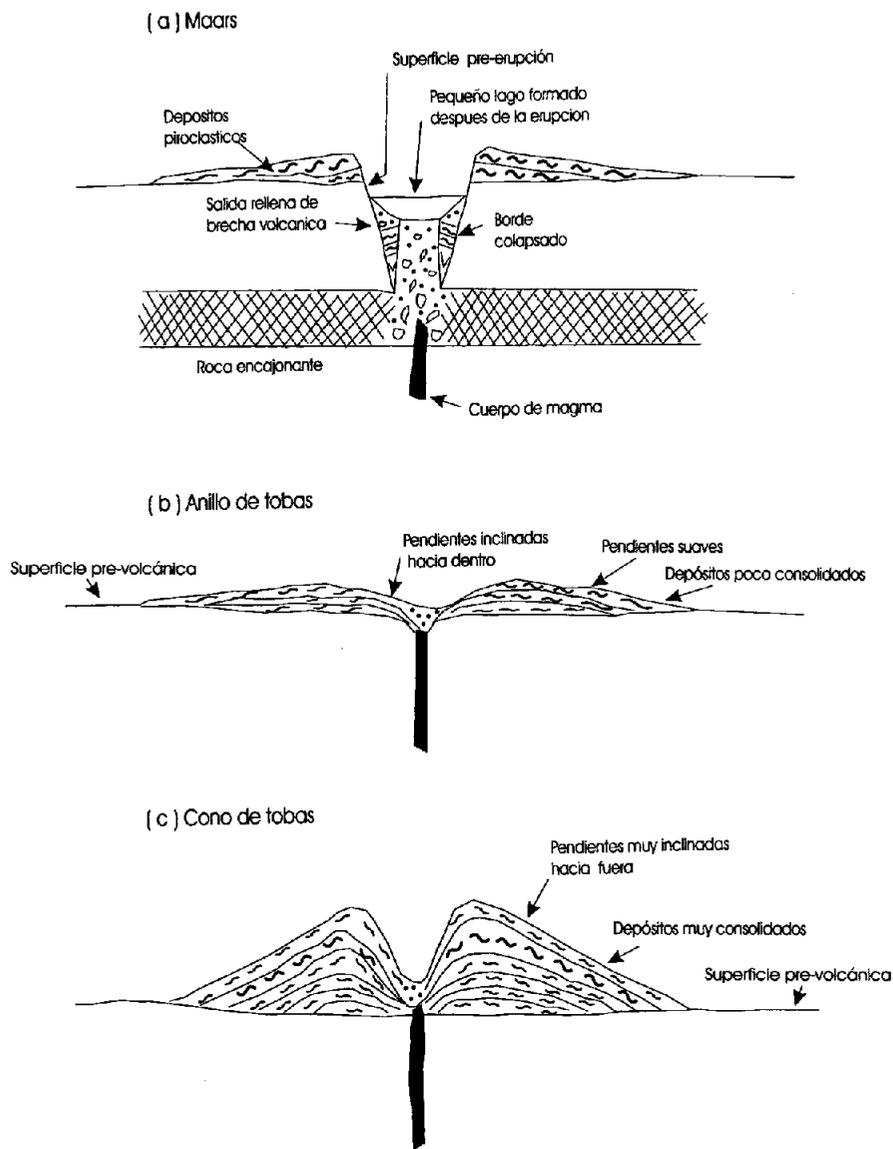


Figura 4. Secciones esquemáticas que muestran las diferencias entre los tres diferentes tipos de cráteres formados por erupciones freatomagmáticas (Fisher, 1981)

Conos de Tobs.-los conos de tobas tienen bordes altos que llegan a alcanzar alturas de más de 300m. Difieren de los anillos de tobas por tener cráteres relativamente pequeños y porque la proporción altura / ancho de la base es grande (Figura 4c). Presentan capas con pendientes muy pronunciadas.

Esencialmente se puede decir que los anillos de tobas y los maares son similares con la diferencia que en los maares se llega a formar una diatrema como respuesta al mecanismo explosivo hidromagmático que les dio origen. En el caso de los anillos de tobas, lo poco profundo de la interacción del magma con el agua y su agotamiento progresivo del agua en el sistema (Lorenz, 1986) no permite la formación de una diatrema, esta interacción debe ser lo suficientemente profunda para excavar dentro de la roca pre-eruptiva en el caso de los maares.

Los anillos de tobas y los conos de tobas son estructuras constructivas positivas formadas, arriba de la superficie pre-eruptiva. En los depósitos de tefra asociados a ellos el material volcánico existe en mayor proporción, que sería una característica que los diferenciaría de los maar.

Aunque los anillos de tobas y los conos de tobas tienen características muy semejantes entre sí (Tabla 1), sus principales diferencias son: la morfología y la naturaleza de los depósitos piroclásticos que los forman, ya que en vista de que los conos de tobas se forman a muy poca profundidad y principalmente teniendo un lago superficial preexistente, tendrán por lo tanto una proporción de agua / magma mayor que en el caso de los anillos de tobas (Wolethz y Sheridan, 1983)

De lo anterior, es evidente que la morfología de los depósitos piroclásticos alrededor de los cráteres hidrovulcánicos está determinada por la naturaleza de las

erupciones que producen estos depósitos, principalmente la proporción agua / magma y la profundidad de interacción (Figura 5), así como otros factores importantes como lo han señalado John (1996) tales como el ambiente de depósito, tipo, nivel y litología del acuífero, resistencia de las rocas huésped, comportamiento del agua subterránea y propiedades del magma involucrado.

Tabla 1. Características de los volcanes hidromagnéticos (Cas and Wright, 1987)

	Maar	Anillo de tobas	Cono de tobas
Nivel del piso del crater	Abajo del nivel general	Arriba del nivel general	Arriba al nivel general
Materiales magmáticos %	0-100	90-100	90-100
Pendientes internas	Inclinadas o verticales	Inclinadas	Inclinadas
Pendientes externas	Poco inclinadas	Poco inclinadas	Muy inclinadas
Diámetro de cráter	Grande	Grande	Pequeño
Volumen de cráter	Pequeño	Pequeño	Grande

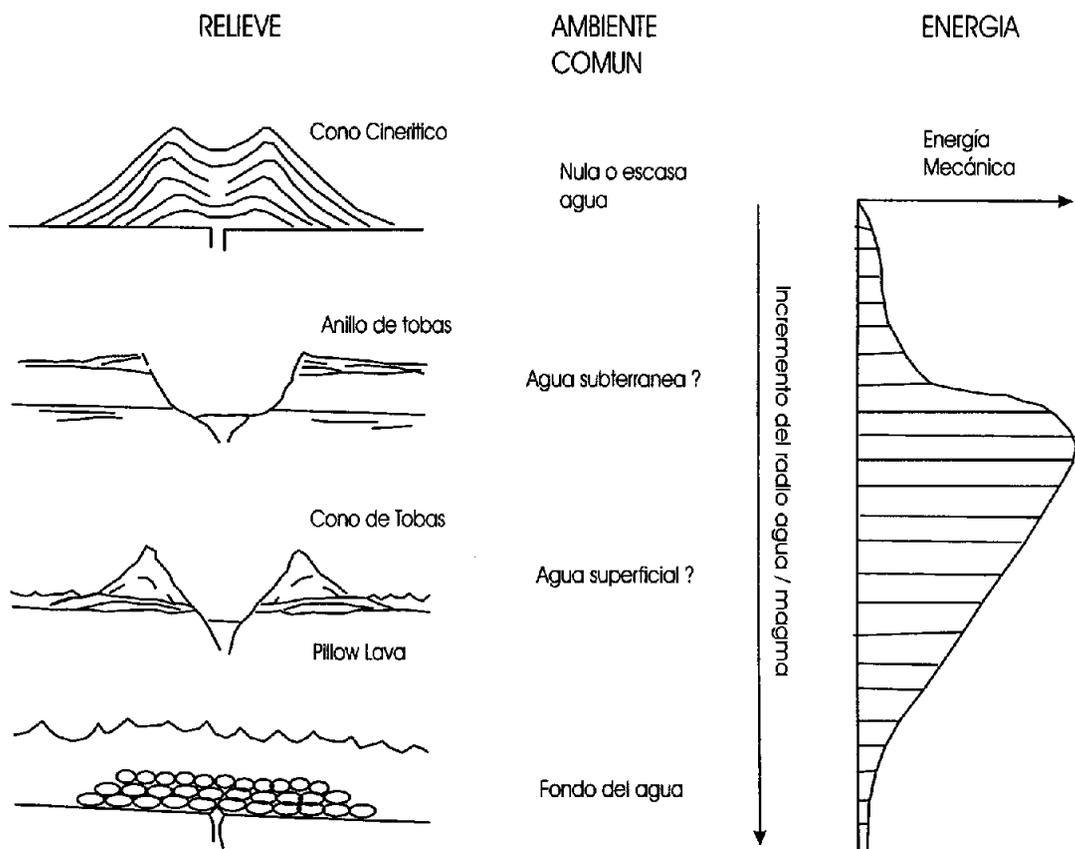


Figura 5. Ambiente geohidrológico contra relieve hidrovulcánico, en el que se muestra como varia la energía de depósito con el incremento de la proporción agua / magma (Adaptada de Wolhertz and Sheridan,1983)

III.4. Tipos de depósitos

El hidrovulcanismo se caracteriza por formar depósitos de oleadas piroclásticas, (o “surge” en inglés) que son flujos turbulentos con una baja concentración de partículas y alta proporción de gases y agua con respecto a sólidos. Las oleadas fluyen sobre la superficie del terreno a altas velocidades (Cas and Wright, 1987) y pueden dividirse en: oleadas piroclásticas basales (*base-surge*), oleadas del terreno (*ground-surge*) y oleadas de nube de ceniza (*ash-cloud surge*).

Oleadas piroclásticas basales.

Las oleadas piroclásticas basales se originan a partir de explosiones freáticas o freatomagmáticas, en la base de la columna de erupción. Estas se expanden rápidamente en forma radial o bien siguiendo la dirección de la oleada turbulenta. La condensación de vapor es una parte integral de este tipo de oleada, por lo que son generalmente húmedas, a menos que el calor extremo de la erupción evapore el poco contenido de agua. Tienen un contenido alto de fragmentos de diversos tamaños, es decir están pobremente clasificados ($\sigma=2.0$) aunque están mejor clasificados que los flujos piroclásticos y a nivel de capa individual presentan una buena clasificación. Presentan una importante concentración de lapilli, de tipo escoriáceo pobremente vesicular. Las secuencias piroclásticas depositadas por este tipo de oleadas se caracterizan por la gran diversidad de estructuras que se forman debido a la propiedades del sistema de transporte con que son emplazados. Las estructuras más comunes son: estratificación cruzada, estratos deformados por caída de impactos balísticos, laminaciones convolutas, deformación por peso de estratos, y relleno de canales (Fisher, 1987)

Oleadas del terreno.

Las oleadas del terreno están asociadas a los procesos formadores de flujos piroclásticos, los cuales pueden tener varios orígenes: durante las explosiones, por colapso parcial de la columna de erupción y proyectados desde el frente de avance del flujo piroclástico. Usualmente no tienen más que algunos metros de espesor y generalmente son de un metro o menos. Están pobremente clasificados, aunque mejor que las oleadas de terreno (Cas and Wright, 1987)

Oleadas de nube de ceniza.

Las oleadas de nube de ceniza se forman por encima de la oleada y después del paso de un flujo piroclástico, a medida que el gas y corrientes de ceniza fina son segregados del frente del flujo que está sujeto a procesos de fluidización. Su energía es la misma que la de los flujos piroclásticos, pero se distinguen de los flujos debido a que estos generan una energía cinética interna; y tienen altas concentraciones de partículas. Se presentan como láminas delgadas de ceniza (solo algunos metros de espesor), y son difíciles de preservar en el registro geológico. La granulometría es principalmente de grano fino, y solo rara vez contienen lapilli. Están mejor clasificados que las oleadas basales y las oleadas de terreno (Cas and Wright, 1987).

Cabe resaltar que, las oleadas de terreno y de nube de ceniza se forman por los mismos mecanismos que forman los flujos piroclásticos. Por otro lado las oleadas piroclásticas basales están íntimamente asociadas a la actividad hidrovulcánica y a la formación de mares y anillos de tobas (Wholetz and Heiken, 1992).

Depósitos Húmedos y Secos.

Los depósitos de oleadas piroclásticas también pueden clasificarse como depósitos: húmedos- fríos y secos – calientes.

Depósitos Secos – Calientes

Los depósitos secos y calientes, en los que se agruparían las oleadas de terreno y de nube de ceniza, pueden formarse delante del frente de avance de un flujo piroclástico (oleada del terreno de Sparks et al. , 1973), por colapso de una columna eruptiva o por la nube de ceniza (Fisher, 1982). Estos sufren marcados cambios en la relación sólido / gas a lo largo de sus trayectorias, en respuesta a procesos de segregación. Las oleadas piroclásticas tienen una movilidad más alta que los flujos piroclásticos y afectan áreas bastante alejadas del flujo piroclástico; también podrían afectar áreas ubicadas en las paredes altas de los valles y hasta alcanzar valles aledaños sobrepasando barreras topográficas altas. Las nubes de ceniza separadas de flujos piroclásticos pueden a su vez estar sujetas a procesos de segregación dando por resultado flujos piroclásticos secundarios (Cas and Wright, 1987).

Los depósitos piroclásticos húmedos y fríos u oleadas basales se originan en explosiones hidrovolcánicas; generalmente contienen agua y/o vapor y se encuentran a temperaturas inferiores al punto de ebullición. Estas se encuentran restringidas a un radio de 10 km de sus centros de emisión. También pueden generar explosiones y oleadas asociadas a estas por el calentamiento de agua atrapada debajo de flujos de lava o flujos piroclásticos, especialmente a lo largo de ríos, lagos, brazos de mar y campos de hielo y nieve (Cas and Wright, 1987).

La designación de depósitos húmedos – fríos y secos – calientes (Keneth and Wholetz, 1992), refleja el estado físico de los depósitos al momento de ser emplazados: los

depósitos secos, presentan pocas evidencias texturales de humedad en las nubes eruptivas, mientras que los depósitos húmedos presentan abundantes evidencias, sedimentarias, texturales y diagenéticas de humedad (Tabla 2). El contenido de humedad es a su vez un reflejo del radio agua / magma involucrado durante la formación del depósito (Figura 6).

Tabla 2 . Características de los depósitos piroclásticos húmedos y secos (Wholethz and Heiken, 1992). Nótese que los términos son relativos (Figura 6)

Secos	Húmedos
Abundantes estructuras de dunas	Abundantes estratos másivos y brechas
Estratificación bien desarrollada, con espesores de 1 a 5 cm	tobaceas
Estratos con echados bajos (<12°)	Estratificación pobremente desarrollada, con espesores de 10 cm hasta varios metros
Depósitos recientes poco consolidados	Estratos con echados grandes (>25°) son comunes
Poca palagonitización	Depósitos recientes bien consolidados
Escaso lapilli acrecional	Alta palagonitización
	Abundante lapilli acrecional

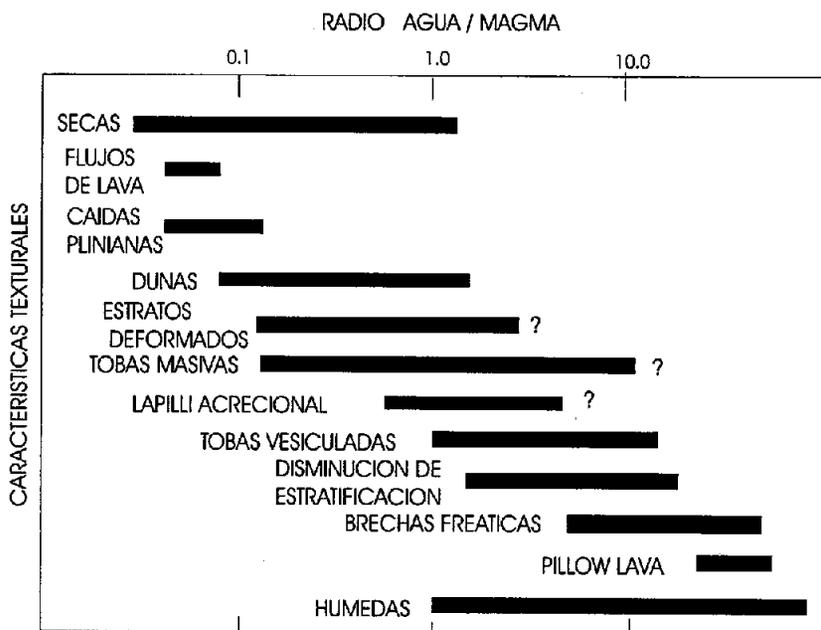


Figura 6. Correlación de la textura de los depósitos con el radio agua / magma (Sheridan y Wohletz, 1983)

III.5. Estructuras Primarias y su Significado.

Los depósitos formados durante erupciones freatomagmáticas desarrollan una gran variedad de texturas y estructuras, debido a la amplia variedad de ambientes y explosividad que se dan debido a las variaciones de la proporción agua / magma (Sheridan y Wholetz , 1983). Los depósitos de oleadas forman laminaciones que van de delgadas a gruesas, normalmente planares, aunque algunas veces se presentan estructuras onduladas. Quizas su rasgo más característico sea la aparición de estratos ondulados, lenticulares o de bajo ángulo de estratificación cruzada (Figura 7) (Walker 1971, Walker y Croasdale, 1971; Sparks et al., 1973; Growe et al., 1978; Rowley et al., 1981; Fisher 1979; Fisher et al., 1981, Fisher, 1984)).

Otras estructuras típicas de erupciones freatomagmáticas son: laminaciones, estratificación convoluta, lapilli acrecional, clastos accidentales, deformación penecontemporanea, vesículas, y estructuras de impacto.

Estratificación y laminación.-los estratos están bien desarrollados y presentan espesores de algunos milímetros hasta decenas de centímetros. La abundancia de capas delgadas aparentemente está relacionada a gran número de pulsaciones eruptivas cortas, característica de los depósitos hidroclásticos (Fisher, 1984).

Laminación cruzada.-es una estratificación interna que muestra un ángulo de contacto entre las capas. Estas se desarrollan por procesos de transporte turbulento, sujeto a cambios en la energía, duración y dirección de las oleadas, desarrollándose ondulaciones y dunas de varios tamaños. En ocasiones en los depósitos piroclásticos son retrabajados por viento o agua es común. Estas facies retrabajadas pueden ser diferenciadas de depósitos volcánicos

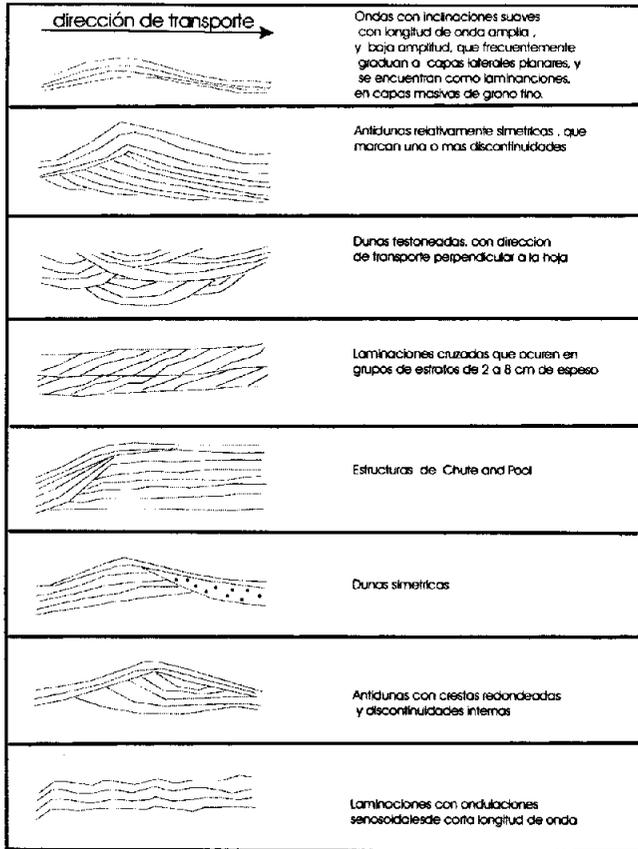


Figura 7. Morfología de estructuras, comúnmente encontradas en depósitos de oleadas piroclásticas (Fisher y Schminincke, 1994).

primarios o sedimentarios (no asociados al fenómeno volcánico) por contactos gradacionales, continuidad lateral y asociaciones con capas de piroclastos que no han sido retrabajados (Fisher, 1984).

Lapilli acrecional.-ocurre en muchos estratos de ceniza de grano fino. No se puede considerar que sean una evidencia concluyente de que hayan originado durante erupciones hidroclásticas, pero son comunes en depósitos de caída de grano fino, en donde la humedad proviene de lluvia que muchas veces acompañan las erupciones piroclásticas (Fisher 1984).

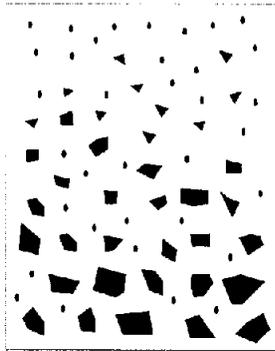
Clastos accidentales.-la forma y el tipo de clastos accidentales depende del tipo de roca encajonante y del sitio de fragmentación, p.e. los clastos de arenisca son generalmente angulosos y en bloques. Generalmente no muestran signos de metamorfismo termal, lo cual puede indicar que el sistema eruptivo hidroclástico es de temperaturas relativamente bajas. Esto sugiere que la fragmentación e incorporación de rocas encajonantes ocurre durante o poco tiempo después de la erupción y el enfriamiento del deposito. En mares y anillos de tobas en donde la secuencia pre-volcánica es conocida esto nos da información acerca de la energía de la explosión, y de la profundidad de las explosiones. Muchos mares y anillos de tobas contienen abundantes xenolitos o fragmentos de rocas ultramáficas de diferentes tipos que podrían ser derivadas del manto o de la base de la corteza.

Deformación pene-contemporánea de sedimentos blandos.-las más típicas recuerdan la laminación convoluta, consiste de capas plegadas, intercaladas entre estratos no deformados. Esto puede deberse a que las capas de piroclastos tienen una inclinación primaria.

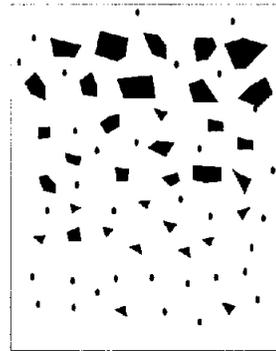
Vesículas (burbujas de gas).-las vesículas son comunes en estratos de tobas hidroclásticas asociadas a maares (Lorenz, 1974). Se presentan como huecos subsféricos, generalmente menores de 1 mm, y rara vez exceden 1 cm de diámetro. Son más comunes en estratos que presentan deformación de sedimentos blandos; esto se debe a que son los que generalmente tienen más agua .

Estratos con "huellas de impacto".- son característicos en muchos volcanes tipo maar, anillos y conos de tobas. Algunos presentan pequeños microfallamientos y son originados por impactos balísticos. La deformación es comúnmente asimétrica en secciones estratigráficas paralelas a la trayectoria balística; en tanto que en secciones perpendiculares tiende a ser simétrica. De numerosas observaciones en campo, se ha concluido que la relación de ancho / profundidad de deformación es muy diferente de los que están producidos en agua (Fisher, 1984).

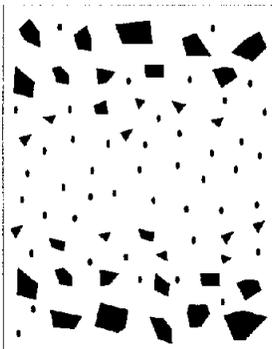
Gradación.- los estratos con gradación son aquellos con cambios verticales progresivos en el tamaño de grano o densidad de los fragmentos dentro del mismo estrato. Los tipos mas comunes son la gradación normal (Figura 8 a) e inversa (Figura 8 b). También existen otros tipos de gradaciones, las cuales pueden significar el desarrollo de más de un distinto evento deposicional en un espacio de tiempo muy corto, o de pulsaciones dentro de un mismo evento deposicional (Figura 8 c y 8 d).



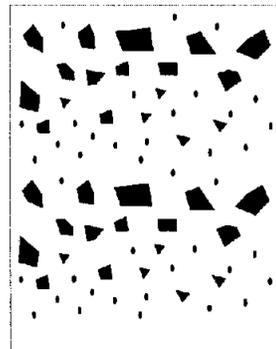
A
GRADACION NORMAL



B
GRADACION INVERSA



C
GRADACIONES SIMETRICAS



D
MULTIPLES GRADACIONES

Figura 8. Diagramas esquemáticos de estratificación gradada y nomenclatura (Modificada de Fisher, 1984)

III.6. *Comparación y Discriminación Con Depósitos de Caída y Flujo.*

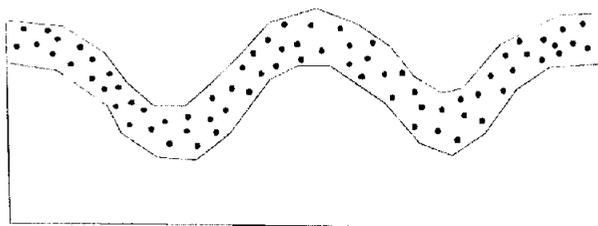
Los depósitos piroclásticos se forman directamente por la fragmentación de magma y roca por la actividad volcánica explosiva. Se pueden agrupar en tres tipos de depósitos de acuerdo a su origen, modo de transporte y depósito (Cas and Wright, 1987).

- Depósitos Piroclásticos de Oleadas
- Depósitos Piroclásticos de Caída
- Depósitos Piroclásticos de Flujos

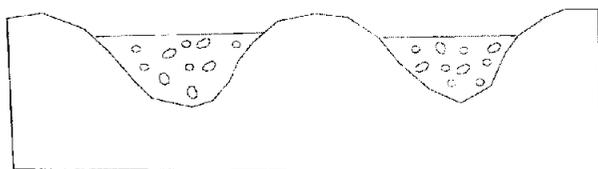
Depósitos Piroclásticos de Oleadas.-una oleada es un flujo de piroclastos transportado a lo largo de la superficie del terreno en forma de una dispersión gas / sólido, expansiva, turbulenta y baja en concentración de partículas (Cas and Wright, 1987). Se depositan en forma de mantos sujetos a un fuerte control topográfico, y tienden a acumularse en el fondo de los valles (Figura 9c). Este tipo de depósitos se forman principalmente en erupciones vulcanianas, plinianas e hidromagmáticas. Presentan estratificaciones relativamente delgadas (generalmente de pocos decímetros), con ondulaciones múltiples que indican , flujos inestables y con variaciones rápidas en la relación partícula / gas (Wohletz and Heiken, 1992).

Depósitos Piroclásticos de Caidas.- estos se producen de una columna de erupción o de una nube formada después de la erupción. Las columnas y nubes están compuestas de gas y tefra (término que se usa para designar todo el material suelto producto de erupciones volcánicas) que ascienden a grandes alturas dentro de la atmósfera. La geometría y el tamaño de los depósitos reflejan la altura de la columna de erupción y la dirección del

(a) Caída



(b) Flujos



(c) Oleadas

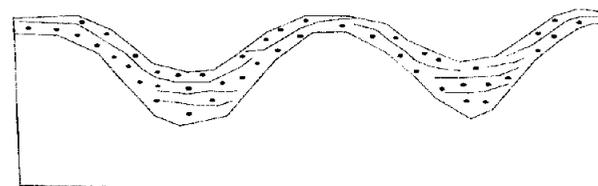


Figura 9. Relaciones geométricas de los tres principales tipos de depósitos piroclásticos.
(Wright et al. 1980)

viento al momento de la erupción. La variación a favor del viento estará controlada por el tamaño y densidad de granos. Los clastos grandes pueden emplazarse de manera balística, y no estarán afectados por el viento depositándose cercanos al cráter. Otro tipo de depósitos de este tipo son los llamados caídas de nubes de ceniza, que son generadas por procesos de elutriación en el frente de avance de flujos piroclásticos, tienden a dispersarse a más grandes distancias y a tener mayor espesor que los depósitos de las cenizas asociados a las columnas de erupción. Los depósitos de caída también se distinguen por acumularse en forma de mantos (Figura 9a) con espesores uniformes. Generalmente están relativamente bien clasificados y son masivos, aunque a veces presentan estratificación interna o laminaciones, debido a las variaciones en el comportamiento de la columna de erupción, pero nunca llegan a formar estratificación cruzada.

Depósitos de Flujos Piroclásticos.-los flujos piroclásticos son los productos explosivos más voluminosos registrados en el tiempo geológico. Son flujos superficiales de piroclastos en una dispersión gas / sólido, con una alta concentración de partículas (Cas and Wright, 1987). En general estos flujos se depositan bajo un fuerte control topográfico. Generalmente son masivos, sin embargo, algunas veces presentan ligera laminación interna y comúnmente, están pobremente clasificados, y generalmente fueron emplazados a temperaturas muy altas. Evidencias de esto como la piroconsolidación y la deformación de esquiras de vidrio y / o fragmentos de pómez son parámetros muy importantes para poder distinguirlos. Algunas veces se encuentran asociados a oleadas piroclásticas durante erupciones de tipo pliniano.

La tabla 3 muestra las características más importantes para distinguir entre cada tipo de depósito piroclástico.

Tabla 3. Diferencias entre depósitos piroclásticos de oleadas, caída y flujo

	OLEADAS	CAÍDA	FLUJO
Espesores	Los estratos con dunas presentan laminaciones con espesores de milímetros hasta decímetros. Los estratos másivos tienen capas con espesores de hasta 25 cm. En los estratos planares el espesor de las capas es en promedio de 4 cm.		
Estructuras	Estratificación cruzada y dunas, masivos con impactos de caída, lapilli; capas que pueden ser discontinuas o fuera de escala, relleno de canales. En los estratos planares los impactos de caída son comunes.		
Tamaño de las partículas	Los estratos con dunas tienen tamaño de arenas finas (0.15 mm en promedio). Los estratos masivos tienen tamaños de arenas medias a gruesas (0.5 mm en promedio). Los estratos planares tienen tamaños de gravas (en promedio 1.5 mm) aunque el tamaño más abundante es el de lapilli	Depende de la distancia a la fuente y densidad de los clastos	Clastos grandes con tamaños variables de arenas - gravas, soportados en una matriz muy fina
Clasificación	En general clasificación pobre con valores promedio de ϕ 2.00	Presentan una clasificación buena ϕ 1.5	Clasificación muy pobre. En promedio ϕ 4.0

Tipos de depósitos	Características	Topografía	Distribución
Oleadas	<p>Principalmente tres tipos de depósitos: estratos con dunas, masivos y planares, se transportan en forma de una dispersión gas / sólido, expansiva, turbulenta y baja en concentración de partículas</p>	<p>Los estratos con dunas tienen topografía en forma de mantos. En los estratos masivos existe un fuerte control de la topografía previa, aunque esto es más evidente en los estratos planares. Pueden ascender sobre o a través de elevaciones topográficas.</p>	<p>Los estratos con dunas tienden a estar más cercanos al cráter, los estratos masivos en la parte media y los planares en la parte más distal.</p>
Caldas	<p>Pueden formar desde conos, hasta únicamente estratificaciones, se producen de una columna de erupción, compuesta de gas y tefra</p>	<p>Depósitos en forma de mantos</p>	<p>Depósitos continuos</p>
Flujos	<p>Se distribuyen en los valles que los rodean. Pueden acumularse hasta formar mesetas con superficies planas.</p>	<p>Pueden ascender sobre o a través de elevaciones topográficas. Rellenan los valles</p>	<p>Depósitos continuos en forma</p>

IV. ESTRATIGRAFÍA DEL CRATER ATEXCAC

IV.1 Definición de Unidades de Roca, Miembro y Horizontes

El trabajo de esta tesis consistió principalmente en la descripción y muestreo a detalle de una sección estratigráfica. La sección fue medida en la parte sur-oriental del cráter, en donde se encuentran mejor expuestas las unidades. Por tanto, ahí se encuentra el registro más completo de los eventos que dieron origen al cráter. Otra ventaja es que es fácilmente accesible. La sección estratigráfica medida en campo tiene un espesor total de 90 m (Anexo IV). En las descripciones de campo se destacaron aspectos como: tipo de roca o depósito, estructura característica, espesor, componentes principales (i. e. tipo y abundancia relativa), tamaño de clastos (promedio y máximo), tipo y cantidad de matriz, color, redondez de los clastos, clasificación y gradación del depósito. La terminología de tamaños de clastos aquí empleada será descrita más adelante.

La estratigrafía de la sección estudiada puede ser agrupada en 3 diferentes secuencias de roca que representan las etapas de evolución del cráter: a) secuencias pre-maar, b) secuencia formadora del maar (Toba Atexcac) y c) secuencia post-maar. La figura 10, muestra la columna estratigráfica sintetizada con las diferentes unidades y miembros que la componen.

Las secuencias pre-maar afloran en las paredes occidentales del cráter, desde el nivel del lago hasta la parte media superior de las mismas. En la parte inferior aflora el basamento regional calcáreo que constituye un núcleo rocoso irregular sobre el cual se construyó un cono cinerítico compuesto por capas estratificadas de tefra (muestras AT-01 y AT-02). Estas son cubiertas discordantemente por un flujo de lava basáltico al nivel del lago, y por una secuencia piroclástica constituida por 3 miembros (I, II, y III); muestras AT-04. La secuencia formadora del maar esta integrada por 4 miembros distintos, que fueron agrupados con base en las características físicas antes descritas, así como en la abundancia relativa de sus componentes y características granulométricas (muestras AT-05 y AT-06).

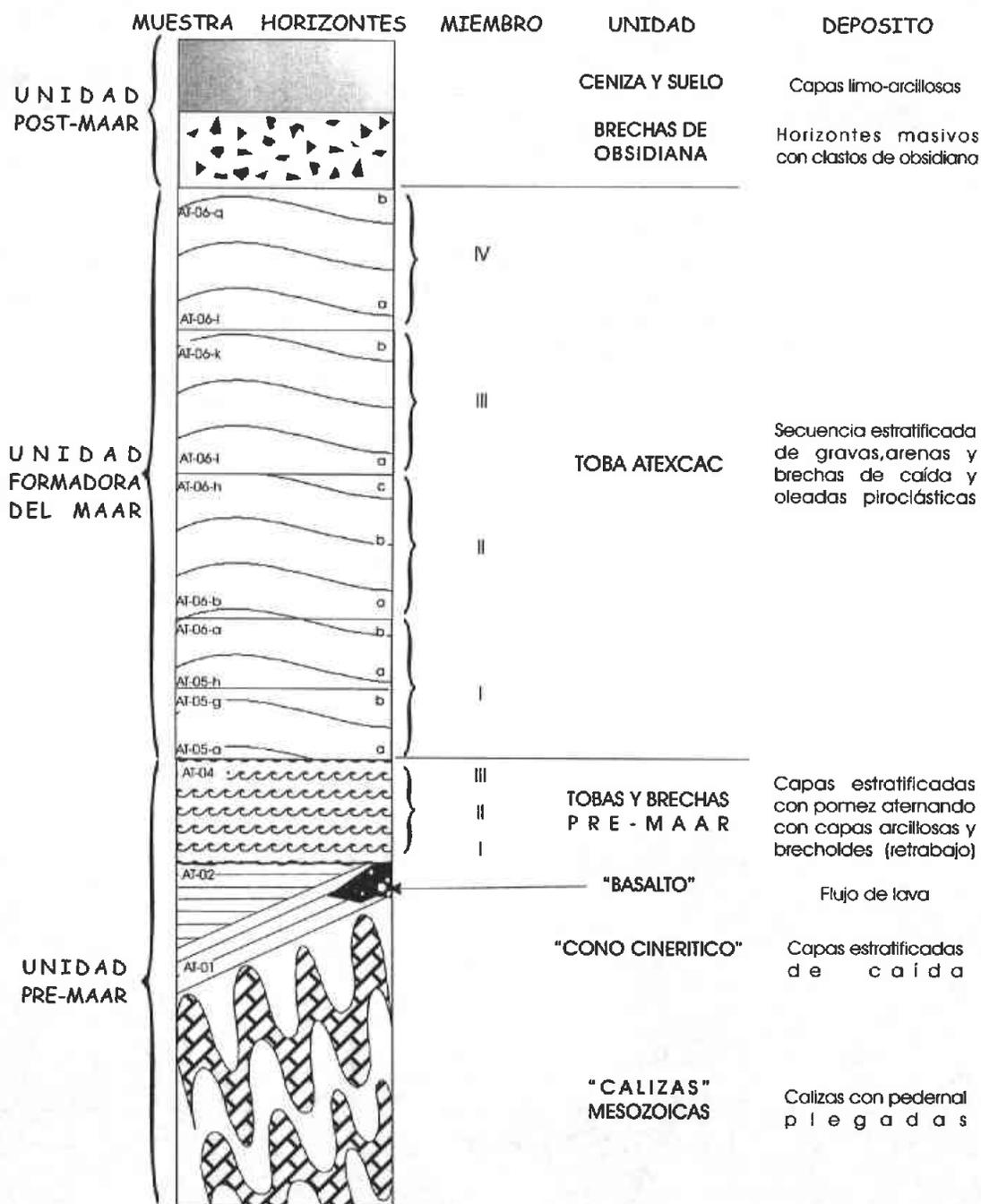


Figura 10. Columna estratigráfica sintetizada del cráter Atexcac

Cada miembro incluye 2 o más horizontes (a, b y / o c) y cada uno de ellos puede incluir una o varias capas individuales.

Por su parte la secuencia post-maar consiste en un depósito brechoide de obsidiana y un depósito estratificado arcilloso que sobreyacen concordantemente a la unidad formadora del cráter Atexcac y afloran solo en la parte superior de la pared sur del cráter Atexcac.

IV.1.1. Secuencias pre-maar.

CALIZAS MESOZOICAS

La base de la columna está formada por estratos de caliza mesozoica (Ordoñez 1906), intensamente plegados color gris oscuro, con una textura tipo mudstone, bien estratificada, con nódulos de pedernal. Estas rocas afloran solo en el flanco occidental del cráter formando la base sobre la cual se construyó el cono cinerítico expuesto en el sector occidental del cráter Atexcac.

CONO CINERÍTICO

Esta unidad esta formada por escoria basáltica. Es un depósito compuesto por dos secuencias, la inferior (AT-01) es tefra de caída que incluye intercalado a un flujo piroclástico en su base que se acuña rápidamente hacia la cima del cono. Estos depósitos se acumularon sobre una superficie irregular sobre las calizas, y de acuerdo a los análisis granulométricos, tienen un tamaño promedio equivalente a arena gruesa y están bien clasificados (muestra AT-01). La parte superior (AT-02) es un depósito masivo, aparentemente de caída, color negro, el cual cubre a capas rojizas. En los análisis granulométricos tiene un tamaño de arena gruesa y es de regular a bien clasificado (muestra AT-02).

Esta unidad se encuentra en contacto discordante con la caliza (Figura 11 y 12), y por sus características granulométricas, que serán descritas posteriormente, se clasifica

como una secuencia de caída asociada a un cono cinerítico construido en forma anterior a la formación del maar.

BASALTO

En la porción oriental del cráter, cerca del nivel del lago, aflora un derrame de basalto (muestra AT-bas) color negro, con textura afanítica, y abundantes vesículas. Este derrame tiene un espesor aproximado de 20 m y cubre de manera discordante a las capas de caída inclinadas que forman el cono cinerítico.

TOBAS Y BRECHAS PRE-MAAR.

Esta unidad tiene un espesor total de 30 m y fue dividido en base a sus características granulométricas y composición en 3 miembros (I, II y III). Esta representado por las muestras AT-04

Miembro I

Comprende una secuencia de 13 m de espesor, compuesta por horizontes limosos masivos, color pardo, los cuales presentan de manera aislada clastos de escoria rojiza subredondeados y retrabajados. Cerca de su base afloran capas delgadas de gravas y arenas bien clasificadas de pómez blanca. Este miembro sobreyace concordantemente a los derrames basálticos y discordantemente a las capas estratificadas de caída que conforman el cono cinerítico antes descrito

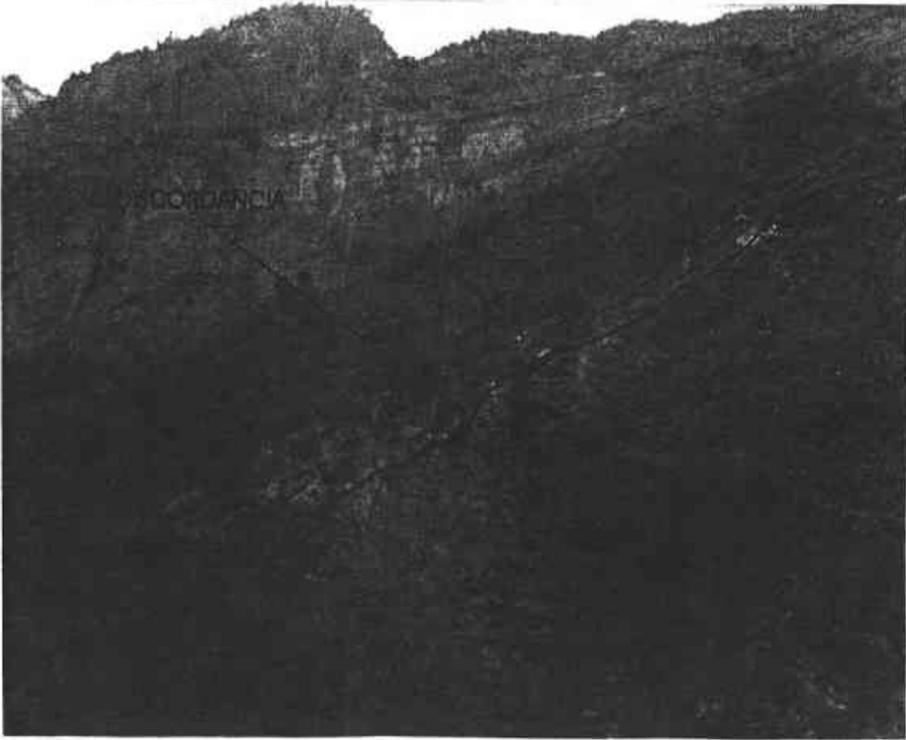


Figura 11. Contacto discordante entre calizas del basamento local y capas estratificadas del cono cinerítico adyacente (AT-01)

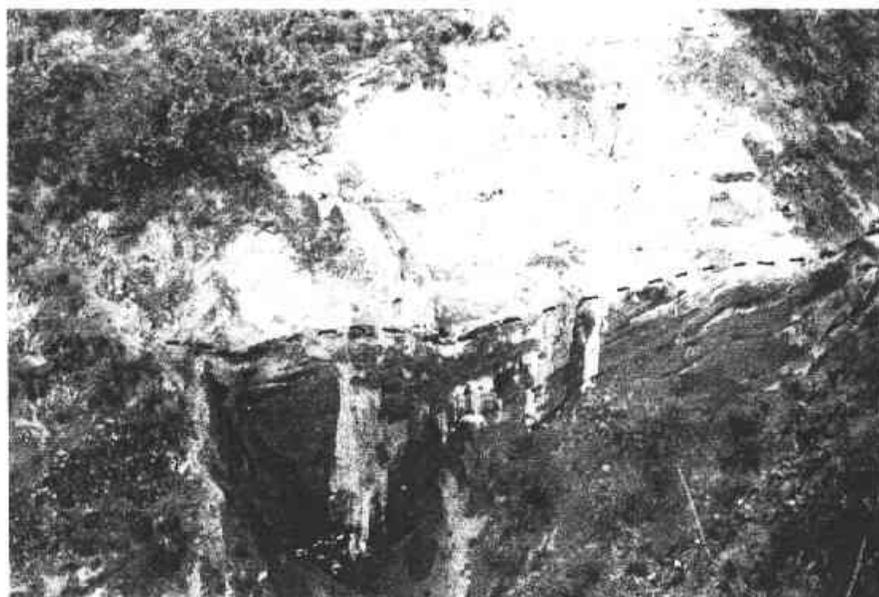


Figura 12. Contacto discordante entre capas de caída del cono cinerítico adyacente (AT-02) subyaciendo a capas subhorizontales de ceniza y escorias (AT-04)

Miembro II

Es un horizonte limo-arenoso masivo, color pardo, con fragmentos muy aislados de escoria rojiza, concentrados principalmente en su parte superior. Su espesor total es de 10 m.

Miembro III

Descansando concordantemente sobre el miembro anterior, hay un depósito de pómez color blanca con cristales ocasionales de biotita, estratificado y con horizontes de grava y arena bien clasificadas, que asemejan a depósitos de caídas. Su espesor es de 3.4 m

Hacia la parte superior se tiene un horizonte de color pardo de material limo-arcilloso, con clastos de escoria rojiza esporádicos. El espesor total de este miembro es de 7.5 m.

IV. 1.2. TOBA ATEXCAC

Se propone de manera informal el nombre de Toba Atexcac para designar a una secuencia estratificada no consolidada (material suelto) compuesta por brechas, capas limo-arcillosas, arenas y gravas que representan principalmente oleadas y caídas piroclásticas inclinadas generalmente mas de 20° lo cual se correlaciona morfológicamente con un cono de tobas (Figura 3)

Esta unidad tiene un espesor total de 60 m se dividió en 4 miembros, los que a su vez, basándose en sus diferencias en estructura y características granulométricas se subdividen en diferentes horizontes.

Miembro I

Horizonte "a"

El horizonte "a" tiene un espesor total de 9 m. La secuencia inicia con un depósito (25 cm de espesor) de arenas gruesas, bien clasificadas, de caída (Figura 13) separadas del miembro anterior, por una capa fina, laminar, ondulante de limos.

Sobreyacen depósitos de brecha, con gravas o arenas, bien clasificadas en una matriz limo-arenosa, intercaladas con capas limo-arenosas en ocasiones con capas o bloques de líticos de diferentes tamaños (máximo 40 cm), que se presentan estructuras de deformación (Figura 14). También se observa estratificación cruzada, capas ondulantes (oleadas) y rellenos de canales (Figura 15). En esta secuencia la abundancia de juveniles es mayor respecto a los líticos.

Horizonte "b"

En este horizonte (de 12m de espesor) las capas están constituidas por depósitos brechoides de gravas bien clasificadas con escasa o poca matriz, alternando con capas limo-arenosas laminares y algunas oleadas de baja energía, no muy abundantes (Figura 16).

Aquí la presencia de líticos es mayor que en la secuencia anterior. No existen estructuras evidentes, salvo algunos bloques balísticos que causaron huellas de impacto los cuales disminuyen de tamaño hacia la parte superior.

La presencia de caliza es mayor que en la secuencia anterior (principalmente en la parte superior de este horizonte), así como también se observa un incremento en la cantidad de juveniles poco vesiculados.

Miembro II.

Subhorizonte "a"

Comprende un horizonte de 7.5m de espesor de gravas gruesas a finas moderadamente clasificadas. El tamaño de los clastos disminuye progresivamente, con matriz escasa al principio y que aumenta paulatinamente. Las gravas alternan con capas limosas (oleadas) con lapilli acrecional, que va disminuyendo progresivamente hacia arriba. A intervalos de aproximadamente cada 2 m, hay horizontes con gran cantidad de bloques (principalmente de caliza), con tamaños de hasta 60 cm (en el primer intervalo)

Se observa un incremento paulatino y progresivo de material juvenil, poroso y no poroso con fragmentos de hasta 20 cm (al inicio de la secuencia).

Horizonte "b"

Representado por un horizonte masivo de gravas gruesas, con un espesor de 6.6m. Las gravas están regularmente clasificadas y tienen una matriz arenosa. Este horizonte intercala con capas arenosas endurecidas, que contienen bloques de hasta 2.1 m (Figura 17), principalmente de intrusivos, los cuales son más abundantes en la parte inferior de este intervalo.

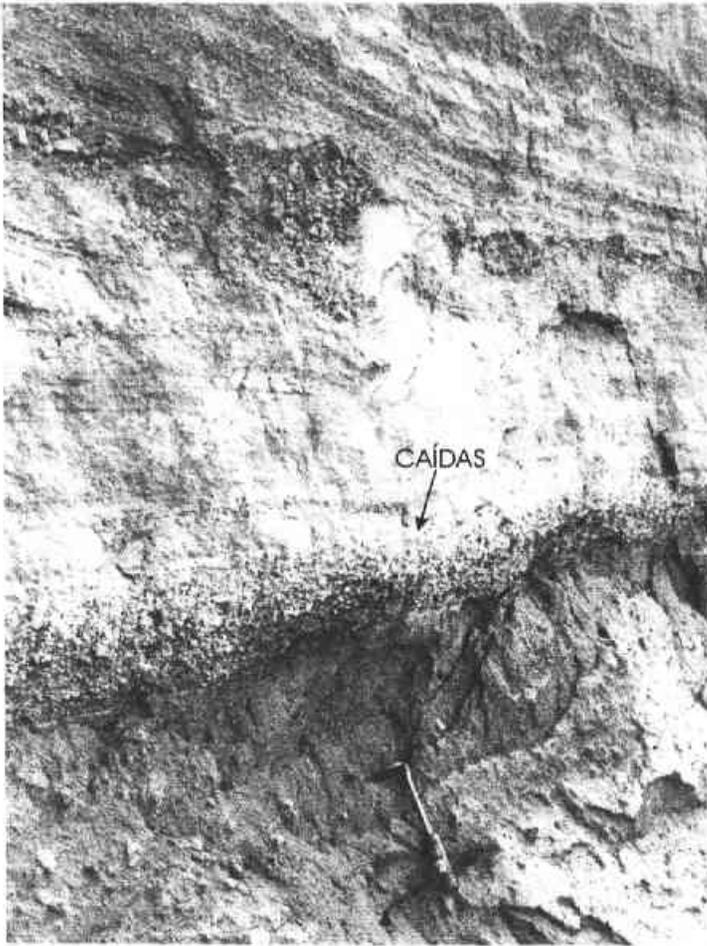


Figura 13. Base de la secuencia formadora del cráter Atexcac, que inicia con un depósito de caída, sobreyacida por oleadas piroclásticas mostrando una estratificación bien definida.(Horizonte "a" del miembro I)

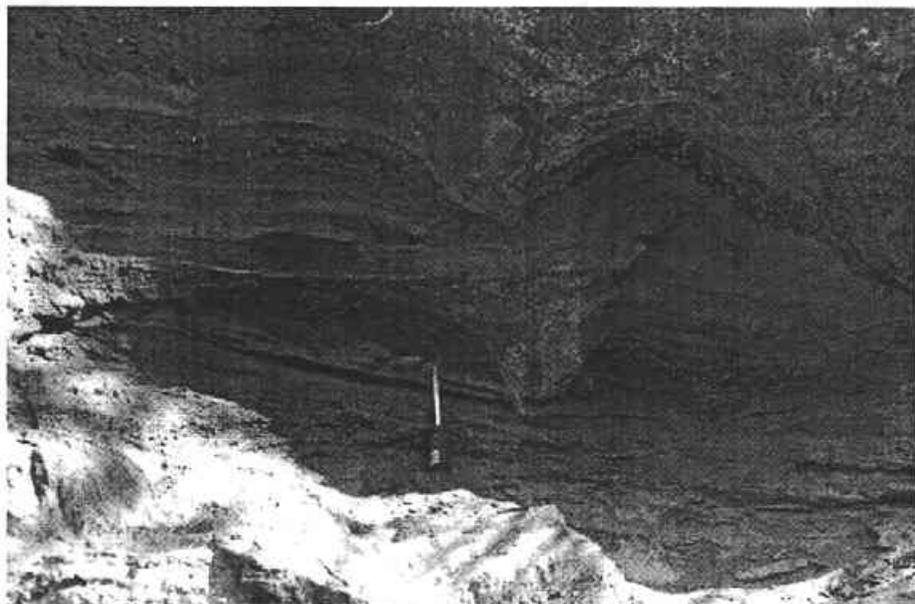


Figura 14. Estructura de impacto en capas de oleada piroclástica de la secuencia inferior (Horizonte "a" del miembro I).

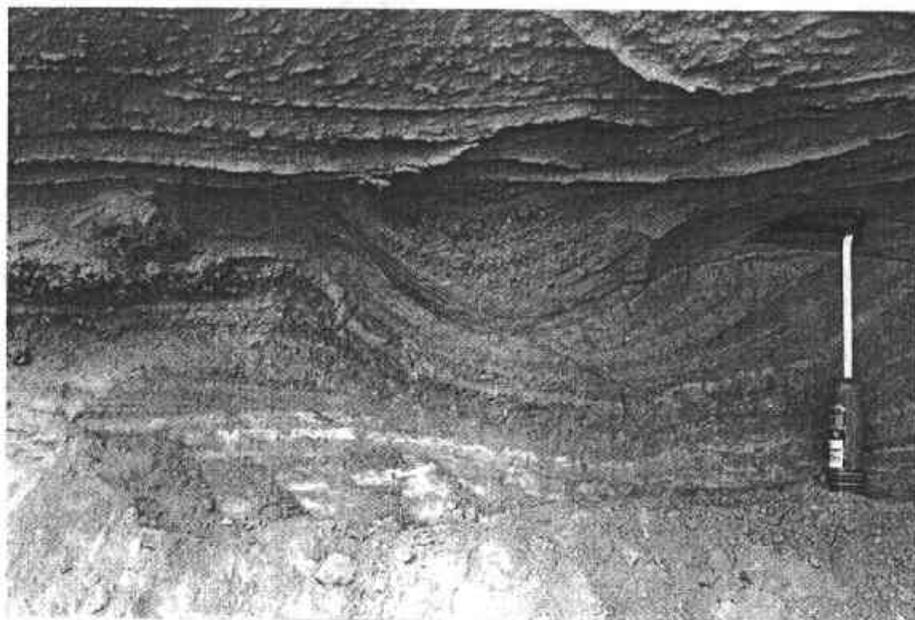


Figura 15. Estratificación cruzada y convoluta con estructura de relleno (Horizonte "a" del miembro I).



Figura 16. Gravas mal clasificadas que alternan con laminaciones arenosas (oleadas)
(Horizonte "b" del miembro I)

Este horizonte comienza con un intervalo de pómez gigante de 60 cm (Figura 18) a lo largo de toda la capa, en forma de corteza de pan. Siguen dominando los juveniles porosos y no porosos sobre los demás componentes.

Horizonte "c"

Con un espesor de 3.8 m se tiene un horizonte brechoide de gravas medias, regularmente clasificada con escasa matriz arenosa, y gran abundancia de clastos. Al inicio de este horizonte hay abundancia de clastos de juveniles con tamaños de hasta 40 cm, y bloques de diversos tamaños (hasta 1.6 m).

Miembro III.

Horizonte "a"

Es una brecha generalmente masiva con un espesor de 7 m. Ocasionalmente está estratificada, con gravas moderadamente clasificadas en una matriz arenosa que, en la parte superior del intervalo, están separadas por numerosas capas endurecidas (oleadas). En la parte inferior, hay bloques de hasta 30 cm, principalmente de caliza, aunque en general el depósito es heterolitológico.

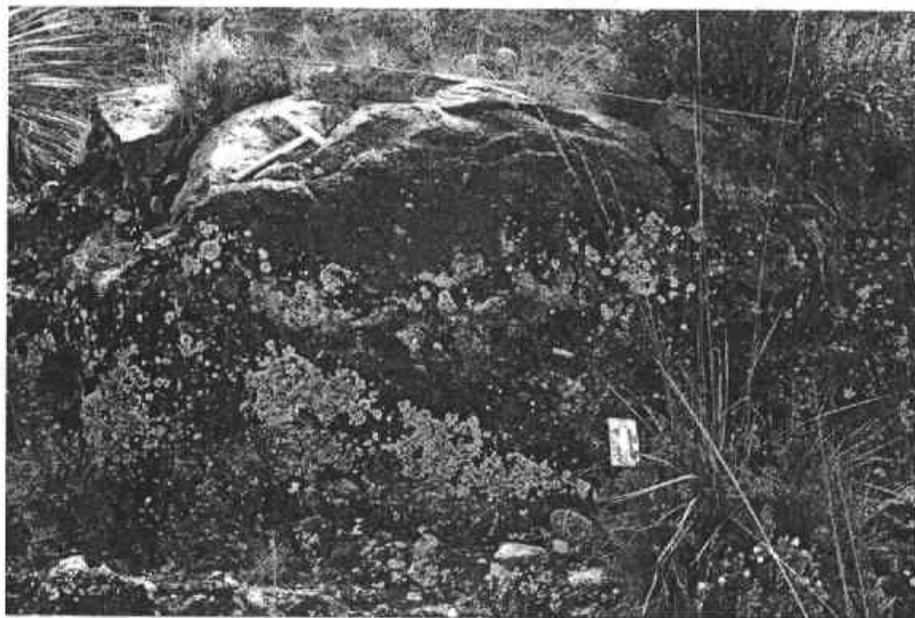


Figura 17. Bloque de roca intrusiva de 2.10 m de longitud máxima, expuesto en la parte media de la secuencia formadora del cráter Atexcac (Horizonte "b" del miembro II)



Figura 18. Bloque de escoria juvenil (pómez gigante) de la parte media de la columna estratigráfica (Horizonte "b" del miembro II)

Horizonte "b"

Con un espesor de 5.5 m aparecen capas brechoides de 10-40 cm de espesor, compuestas de gravas moderadamente clasificadas, con matriz arenosa escasa. No hay estructuras particulares. Hacia la parte superior del intervalo existe un horizonte de 50 cm de líticos diversos (1-3 cm), con muy escasa matriz. Los líticos que más abundan son los de intrusivos, aunque existen algunos juveniles de pómez intermedia.

Miembro IV.

Horizonte "a".

Capas brechoides de gravas gruesas de 7 m de espesor, más o menos seleccionadas, de material juvenil, principalmente pómez negra y café, tanto vesiculada como no vesiculada, que presentan, en algunos intervalos, una textura de corteza de pan. Estas capas brechoides están separadas por capas de espesores diferentes de arenas o gravas finas endurecidas (oleadas) o bien por capas limosas con lapilli acrecional. En la parte inferior existen bloques de intrusivos y en la última parte los bloques más grandes (hasta 20 cm) son de lavas. En este horizonte hay algunas evidencias de gradación normal.

Horizonte "b"

Este intervalo con un espesor de 2.1 m, comienza con una capa brechoide de gravas gruesas de 55 cm de espesor, con abundantes clastos juveniles, la cual presenta una gradación inversa. Este ultimo intervalo de la secuencia formadora del maar se caracteriza

por capas delgadas con lapilli acrecional (oleadas) (Figura 19 y 20) que separan capas también delgadas de brechas compuestas por gravas gruesas y arenas gruesas con abundantes juveniles (hasta de 20 cm de diámetro mayor) y, en algunos intervalos, con gran cantidad de pequeños bloques variados.

IV.1.3. Secuencia post-cráter.

BRECHA DE OBSIDIANA

Sobreyaciendo concordantemente a las capas del Miembro IV aflora un depósito brechoide constituido esencialmente por fragmentos de obsidiana angulosos el cual aparentemente proviene de los depósitos de los Domos de Las Derrumbadas ubicados a 1 km al SE de Atexcac. Los clastos son angulares , de tamaños variables (30-1 cm), dentro de una matriz arenosa.

CENIZAS Y SUELOS

Las brechas de obsidiana son cubiertas por un horizonte masivo de material fino, color pardo claro, que podría tratarse de un suelo incipiente. Aflora, al igual que las brechas de obsidiana, sólo en el flanco sur del cráter.

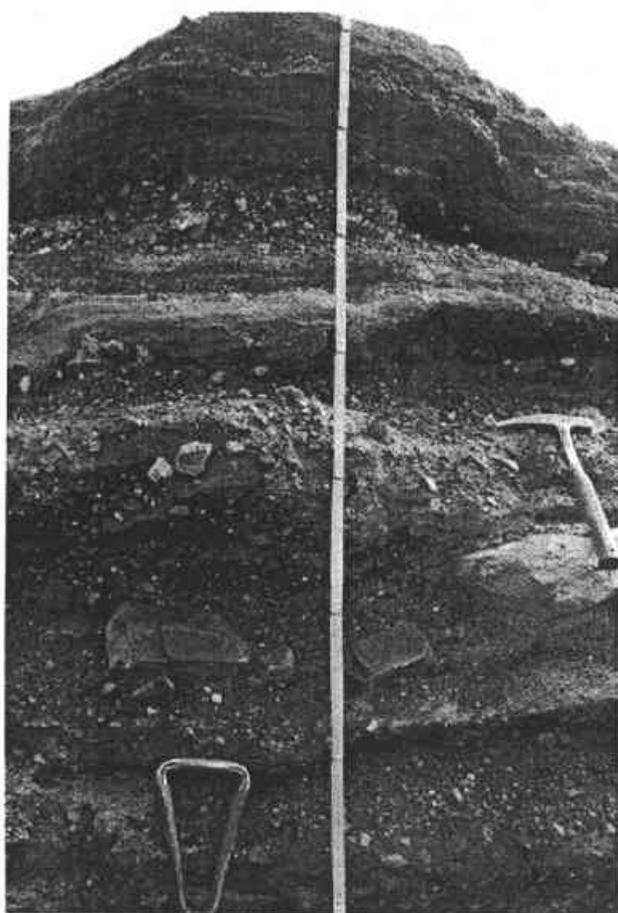


Figura 19. Secuencia superior mostrando una alternancia de capas de caída con depósitos de oleada piroclástica (Horizonte "b" del miembro IV)

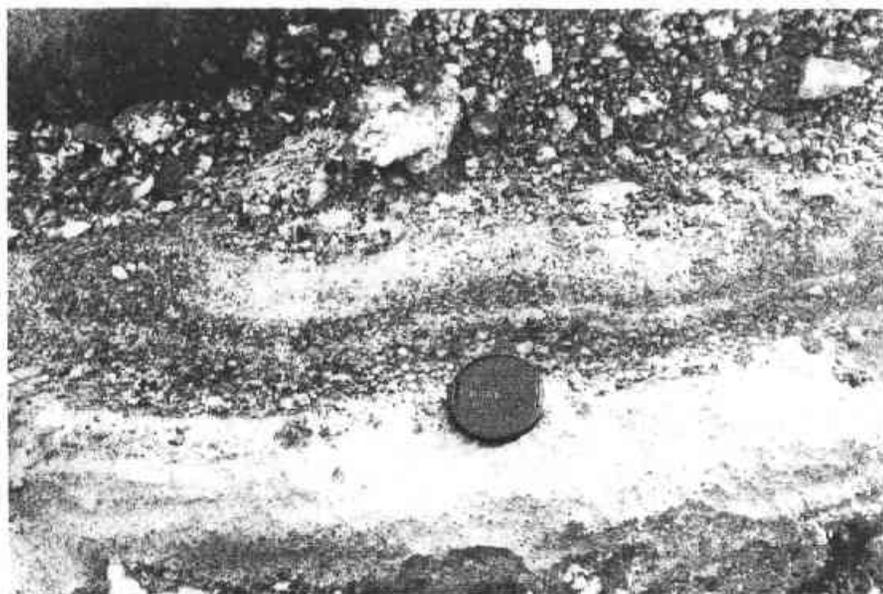


Figura 20. Detalle de la secuencia superior mostrando abundante lapilli acrecional (Horizonte "b" del miembro IV)

IV.2. CARACTERISTICAS GRANULOMETRICAS

En el capítulo I se describen los procedimientos de laboratorio correspondientes al análisis granulométrico. El análisis se hizo en cada una de las 37 muestras colectadas las cuales se ubican en la columna estratigráfica levantada en campo (Figura 9). La separación granulométrica se realizó a intervalos de 1ϕ entre los tamices -5ϕ y 4ϕ , posteriormente se midió el peso individual de cada fracción obtenida en los tamices, para poder calcular el peso porcentual individual de cada fracción. Con estos datos se construyeron histogramas y curvas acumulativas de frecuencia en papel logarítmico. Con los datos obtenidos de estas curvas se obtuvieron los parámetros de Inman ($Md \phi = \phi 50$, Mediana y $\sigma \phi = (\phi 84 - \phi 16) / 2$, Índice de clasificación)

Los términos arena, grava, etc., son empleados para designar el tamaño de los clastos volcánicos (Tabla 6). Su empleo no significa que el material es epiclástico o epiclástico-volcánico (i. e. Re-trabajado). No tiene tampoco una connotación referente a "redondez" del clasto.

La tabla 4 muestra los parámetros de Inman, obtenidos para las muestras del cráter Atexcac.

Tabla 4. Parámetros de Inman obtenidos para muestras del cráter Atexcac

MUESTRA	$\Phi 16$	$\Phi 50$	$\Phi 84$	MD Φ	Φ
AT-04-a	-2.90	-1.55	-1.41	-1.55	2.15
AT-04-b	-5.20	1.95	3.65	1.95	4.42
AT-04-c	-0.90	0.25	1.99	0.25	1.44
AT-04-d	-1.60	0.30	3.70	0.30	2.65
AT-04-e	-1.95	-0.10	3.30	-0.10	2.62
AT-05-a	-3.20	-2.30	-0.95	-2.30	1.12
AT-05-b	0.00	2.10	4.50	2.10	2.25
AT-05-c	-6.50	-1.55	1.30	-1.55	3.90
AT-05-e	-8.00	-1.90	1.60	-1.90	4.80
AT-05-f	-5.00	-2.50	0.10	-2.50	2.55
AT-05-g	-7.00	-3.40	0.40	-3.40	3.70
AT-05-h	-7.05	-3.80	0.00	-3.80	3.52
AT-05-i	-4.90	-2.70	0.40	-2.70	2.65
AT-05-j	-2.90	-0.80	1.75	-0.80	2.32
AT-06-a	-3.85	-2.70	0.30	-2.70	2.07
AT-06-b	-6.30	-4.70	-1.00	-4.70	2.65
AT-06-c	-5.30	-3.20	0.05	-3.20	2.67
AT-06-d	-5.30	-2.70	0.05	-2.70	2.67
AT-06-f	-3.60	-1.80	1.20	-1.80	2.40
AT-06-g	-5.50	-4.40	-2.90	-4.40	1.30
AT-06-h	-3.85	-2.00	0.25	-2.00	2.05
AT-06-i	-5.50	-2.95	-0.35	-2.95	2.57
AT-06-j	-4.80	-2.70	0.00	-2.70	2.40
AT-06-k	-5.20	-4.30	-2.25	-4.30	2.95
AT-06-l	-4.05	-2.40	-0.25	-2.40	1.90
AT-06-m	-5.05	-3.65	-0.65	-3.65	2.20
AT-06-n	-4.07	-1.75	0.85	-1.75	2.46
AT-06-o	-1.85	-0.40	1.45	-0.40	1.65
AT-06-p	-4.45	-2.50	-0.40	-2.50	2.02
AT-06-q	-6.00	-2.05	0.85	-2.05	3.42
AT-01	-3.95	-3.15	-2.30	-3.15	0.82
AT-02	-3.45	-2.05	-0.35	-2.05	1.55
AT-03	-3.46	-1.90	0.55	-1.90	2.00

Estos parámetros son indispensables en la etapa de interpretación, ya que las erupciones hidrovulcánicas producen distintos depósitos (oleadas, tefra de caída, brechas de explosión, pillow lavas, lahares). A partir de estos, se obtienen datos cuantitativos como son distribución del tamaño de grano, su clasificación, forma del grano, abundancia de los componentes, espesor de los depósitos, extensión de la superficie cubierta, tamaño, distribución y forma de los estratos y ángulos deposicionales (cohesividad) con los cuales pueden interpretarse los flujos de agua y magma en el sistema, profundidad de interacción magma-agua y la geometría del cráter (Wohletz, 1986).

Los parámetros obtenidos se ubicaron en las gráficas propuestas por Wohletz (1983) (Figura 21), en que se clasifica el tipo de depósito con base en los parámetros de clasificación ($\sigma \phi$) y media ($Md \phi$). Estos parámetros también de composición del magma. En el caso de Atexcac, de acuerdo al análisis petrográfico de una pómez, el magma es intermedio.

De la figura 21, se obtiene que las muestras de Atexcac eran principalmente brechas compuestas por clastos grandes del tamaño de gravas gruesas, soportados en ocasiones por una matriz arenosa, compuestos esencialmente por líticos y fragmentos, con bombas de impacto en la base del depósito. En el campo se observan texturas masivas, aunque en ocasiones hay estratificación, con alternancia de capas finas. En general estos depósitos están pobre a muy pobremente clasificados (Tabla 5), con gran proporción de fragmentos líticos y fragmentos de más de 1 m, los cuales son generalmente muy angulares.

- DEPÓSITOS DE CAÍDAS
- · - · - FLUJOS
- - - - FACIES DE OLEADAS
- PLANAR
- MASIVA
- ○ ○ DUNAS
- · · · · CAÍDAS ASOCIADAS A OLEADAS
- * MUESTRAS

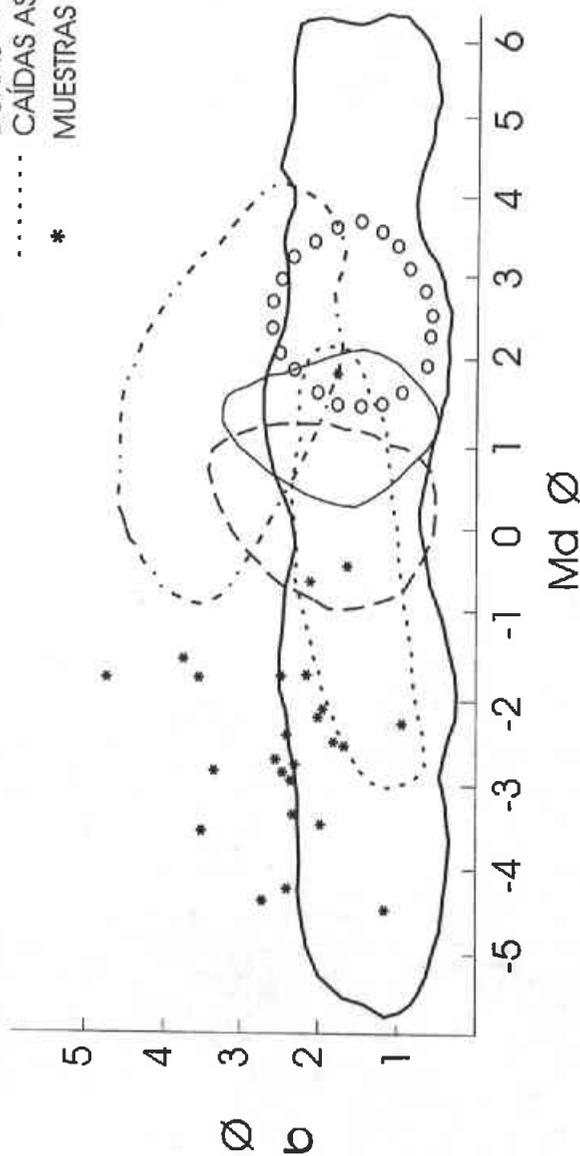


Figura 21. En esta gráfica se muestran las características granulométricas de los principales depósitos de oleadas comparados con los depósitos de caída asociados a ellas. (Modificado de Wohletz, 1983)

Tabla 5. Diferencias entre parámetros de clasificación para depósitos sedimentarios y piroclásticos. (Tomado de Cas and Wright, 1987)

Clasificación ($\sigma \phi$)	Depósitos sedimentarios	Depósitos piroclásticos
0-1	De moderadamente a muy bien clasificados	Muy bien clasificados
1-2	Pobremente clasificados	Bien clasificados
2-4	Muy pobremente clasificados	Pobremente clasificados
>4	Extremadamente pobre clasificados	Muy pobremente clasificados

Tabla 6. Características granulométricas de los depósitos piroclásticos (Tomado de Fisher, 1982)

Tamaño de clasto	Piroclasto	Equivalente Sedimentario	Depósito piroclástico	
			No consolidado	Consolidados
64 mm	Bloque, bomba	Gravas Conglomerado, brecha	Aglomerado, estrato de bloques o bombas y bloques	Aglomerado brecha piroclástica
			Estratos o capas de lapilli	lapillistone
2 mm	Lapilli	Arenas		
1/16 mm	Ceniza gruesa	Limos	Ceniza gruesa	Tobas gruesas
	Ceniza fina		Ceniza fina	Tobas finas

Estas características son típicas de los depósitos de oleadas basales formadores de cráteres de explosión (Sheridan 1987), como es el caso del cráter Atexcac

En la literatura (Sheridan, 1987) se menciona que los depósitos de oleadas piroclásticas presentan un promedio de tamaño de arenas fina (0.15 mm) y clasificación pobre ($\sigma\phi$ 2.00). Sin embargo esto no se observa en Atexcac, ya que por las características del depósito, predominancia de fragmentos grandes, implica que hubo una baja escala de energía de la erupción y por lo tanto una proporción de agua/magma baja, lo que impidió una fragmentación intensa de la roca encajonante y, por tanto, una menor abundancia de oleadas piroclásticas. Nótese que la naturaleza de la secuencia pre-maar influirá grandemente con el tamaño y forma de los clastos. Si las tobas y brechas riolíticas pre-maar no están litificadas, su respuesta a las explosiones será distinta que las de las calizas. Algunas consideraciones sobre la evolución del cráter Atexcac, pueden ser inferidas a partir del análisis de las variaciones de los parámetros granulométricos obtenidos.

En la figura 22 se observa que existieron cambios marcados en cuanto al tamaño de los componentes al inicio y final de cada miembro en que se dividió la secuencia piroclástica asociada a la formación del maar, los cuales indican variaciones en la energía de la erupción. Esto, a su vez, está relacionado con las características de las diferentes estructuras encontradas en cada intervalo así como la relación agua / magma de los mismos (Figura 23) (Sheridan and Wholetz, 1983) y otros parámetros. En el primer miembro se observa que hay gravas y posteriormente una brusca disminución en el tamaño de grano, para posteriormente tenerse un incremento en el tamaño de grano y posteriormente nuevamente se tiene una disminución; esto se puede relacionar con un evento muy explosivo pero pulsante al inicio de la formación del cráter. El segundo miembro muestra una tendencia general a disminuir el tamaño de partículas, aunque es evidente que en varios niveles de la secuencia se produjeron pulsaciones muy energéticas que originaron los tamaños de bloques balísticos más grandes de la secuencia

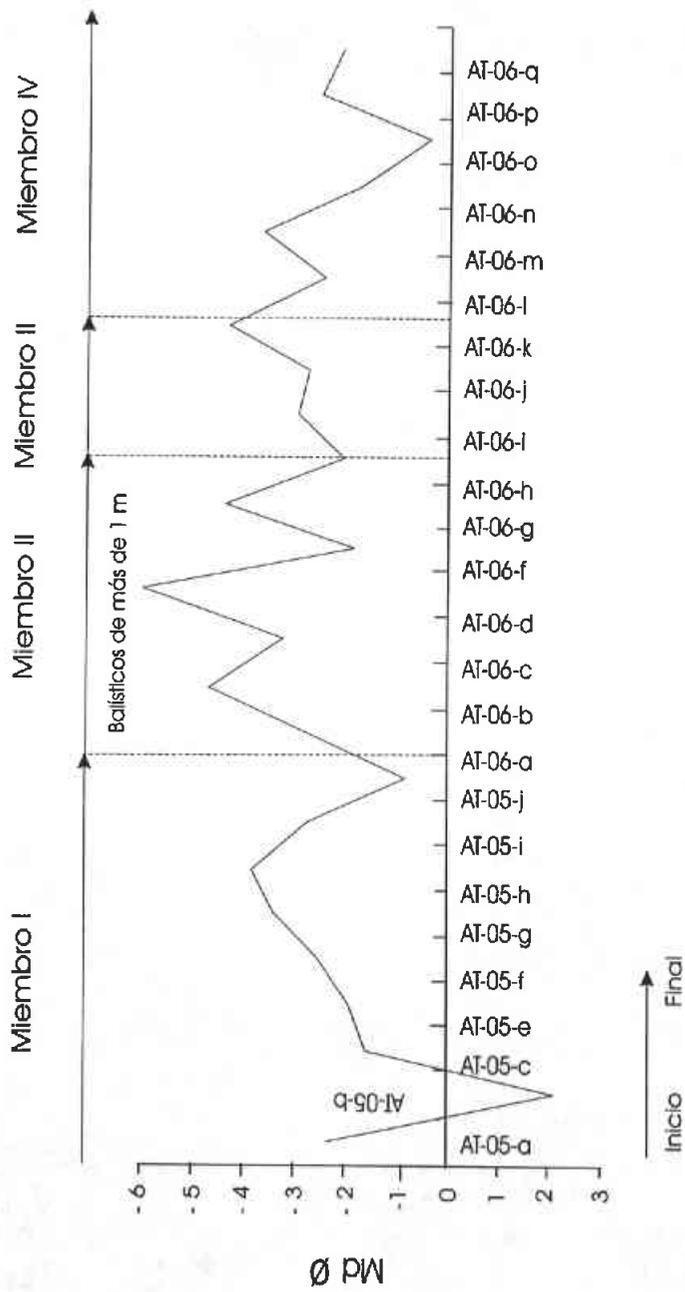


Figura 22. Variación de $Md \text{ } \emptyset$ con la posición estratigráfica

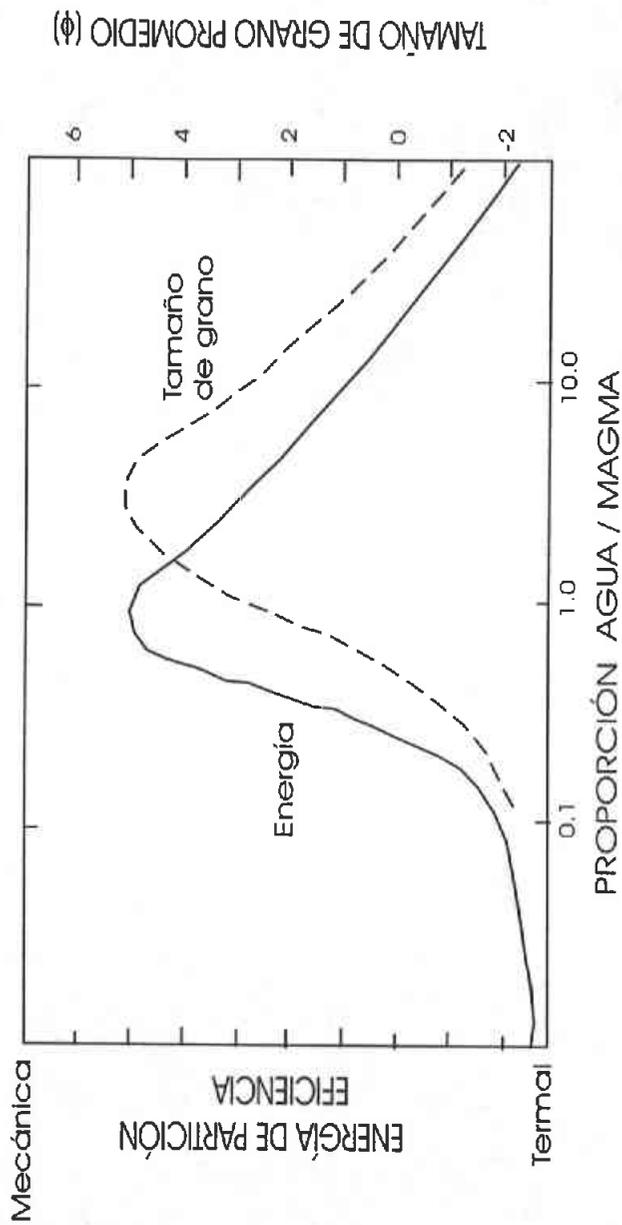


Figura 23. Relación de la proporción agua / magma con la energía y el tamaño de grano promedio (tomado de Wohletz and Helken, 1992)

La figura 24 permite observar las variaciones verticales en la clasificación de las muestras. Del análisis de la figura 24 se observa que, en general, las muestras de Atexcac varían desde pobre hasta extremadamente pobre clasificadas (ver Tabla 5), aunque la mayoría de las muestras están muy pobremente clasificadas ($\sigma\phi$ 2-4). Sin embargo, la clasificación mejora generalmente al inicio y al final de cada miembro con la excepción del miembro IV. Esto está relacionado con la capacidad de transporte de las partículas, así como a cambios en las condiciones del ambiente de depósito (Cas and Wright, 1987); por ejemplo en el caso de la muestra basal, se trata de un transporte esencialmente subaéreo que dió lugar al depósito de caída precursor. El miembro III es más homogéneo y solamente varía ligeramente a tamaños mayores hacia la parte superior de la secuencia. El último miembro es interesante porque en él se reflejan pulsaciones múltiples con diferentes grados de energía, si bien la secuencia inicia con fragmentos de gravas gruesas, en ella se observan no menos de 8 pulsos (ver Figura 22), con fluctuaciones notorias que muestran aumentos y disminuciones en el tamaño de grano. De los anterior se puede concluir que, en general, la energía involucrada durante la formación de Atexcac tuvo una relación agua/magma fluctuante pero en general mayor a 3 (entre 1 y 10) (ver Figura 23) , esto por lo poco fragmentado de los depósitos de caída asociados con las oleadas (Cas and Wright, 1987), y que se refleja en el tamaño de grano, representado esencialmente por gravas gruesas. Se puede decir basándose en la variación en el tamaño de grano tan marcadas entre los distintos miembros que durante la formación de le cráter al menos hubo cuatro etapas con pulsaciones variables. Se cree que cuando se formo el miembro II, existió una mayor cantidad de energía o bien que fue la etapa paroxismal de la erupción freatomagmática. Esto se discutirá después, incorporando la información derivada del análisis de componentes.

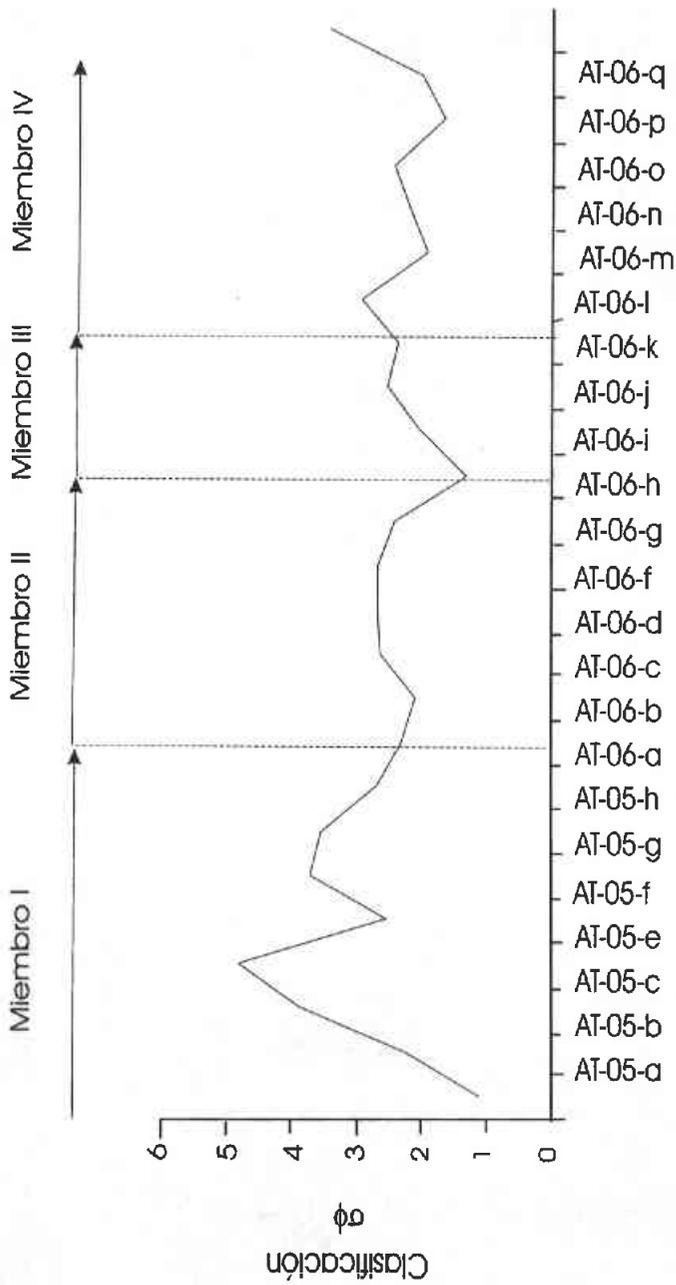


Figura 24. Variación de la clasificación con la posición estratigráfica

El miembro I muestra un decremento súbito en la clasificación en un inicio, seguido por un mejoramiento de la misma en forma más gradual. El miembro II en cambio, muestra una pobre clasificación sin cambios significativos, a excepción del inicio y final de la secuencia. El miembro III parece mejorar ligeramente su clasificación con el tiempo, en tanto que en el miembro IV parece disminuir al final del evento eruptivo.

IV.3. Análisis de componentes.

El análisis de componentes se llevó a cabo utilizando un microscopio binocular estereoscópico, con el que se separaron los componentes líticos (basalto, andesita, caliza, intrusivos, roca alterada y escoria roja) y el material juvenil hasta la fracción 0ϕ , frontera en la cual fue muy difícil diferenciar entre los diferentes componentes. Asimismo, se identificaron también agregados de roca, que no son más que granos de material juvenil o líticos cementados, cuya separación en partículas individuales no fue posible realizar en forma mecánica, dada su alta cohesividad intergranular.

De la separación de componentes se pudo deducir que la fracción dominante en todo el intervalo formador del cráter Atexcac son los líticos (78%, Anexo I) por sobre los juveniles (22%). En todas las muestras analizadas, y hasta la fracción analizada, no se observaron cristales aislados. Cabe hacer mención que en algunos casos la proporción de material juvenil, fue más abundante respecto a los líticos, para ciertos intervalos de interés

Los constituyentes líticos representan el lugar donde la roca encajonante fue rota e incorporada durante el ascenso del magma. Esta mezcla se da en condiciones de altos gradientes de presión hidráulica, en las paredes de la roca alrededor del cuerpo de magma ascendente. Para erupciones hidrovulcánicas donde el movimiento del agua subterránea entra en contacto con el magma, lo que ocurre es un rompimiento térmico - hidráulico de la pared de la roca. Es por esto que el tipo de líticos y su abundancia indican el nivel

estratigráfico de interacción hidrovulcánica (Wohletz, 1986). Sin embargo, debe haber mezcla con material previamente excavado y / o proveniente de derrumbes de las paredes del cráter.

Haciendo un análisis de componentes líticos, para cada miembro formador del cráter Atexcac, se obtuvieron los siguientes resultados en los que se observa la variación vertical de cada componente en todo el intervalo.

Análisis del Miembro I (a).

Del anexo IV, al inicio de este miembro se observa una mayor predominancia de juveniles muy porosos, por sobre líticos, posteriormente se tiene una mayor predominancia de líticos por sobre juveniles. De los líticos, en general se puede decir que la andesita es el componente que predomina por sobre los demás, le siguen en abundancia la roca alterada (generalmente caliza) y basalto. Hacia el final de la secuencia se observa un incremento en la cantidad de fragmentos de roca intrusiva.

Análisis del Miembro I (b).

En este miembro continuo el aumento en la cantidad de fragmentos de rocas intrusivas en un principio, pero después disminuye drásticamente hacia el final de la secuencia, lo mismo ocurre con los demás componentes líticos. En general, los componentes líticos predominan al inicio de la secuencia, sin embargo al final, la cantidad de material juvenil aumenta (Anexo V). El segundo componente más abundante es la roca alterada, le siguen la andesita y el basalto. Cabe la pena aclarar que la caliza es más abundante al inicio de la secuencia y que es mayor en proporción que en el miembro anterior.

Análisis del Miembro II (a y b).

En estos siguen predominando los líticos por sobre los juveniles (Anexo V). Los líticos más abundantes son la andesita le siguen los intrusivos, el basalto y la roca alterada. Cabe mencionar la aparición de bloques de roca intrusiva de hasta 2.1 m, así como un horizonte con pómez gigante.

Análisis Miembro II (c)

En este miembro nuevamente hay una mayor predominancia de líticos por sobre juveniles al inicio de la secuencia, sin embargo hacia el final dominan juveniles por sobre líticos (Anexo V). El componente más abundante es el intrusivo, le sigue en orden de abundancia la roca alterada (generalmente también intrusivos), el basalto, y la andesita.

Análisis del Miembro III (a y b).

En está siguen predominando los líticos por sobre los juveniles (Anexo V) La andesita es el componente lítico que más abunda le siguen el basalto, intrusivos y la roca alterada.

Análisis del Miembro IV (a). Siguen predominando los líticos por sobre los juveniles (Anexo V), en orden de abundancia dominan andesitas por sobre alterados, intrusivos y caliza.

Análisis del Miembro IV (b).

En este vuelven a predominar los líticos por sobre los juveniles al inicio de la secuencia; sin embargo, al final nuevamente se observa que hay predominancia de juveniles

por sobre líticos (Anexo IV). En esta secuencia se observa la predominancia de andesita, roca alterada, basalto e intrusivo .

De los análisis anteriores se concluye que el litico más abundante es la andesita, le siguen en abundancia la roca alterada (caliza e intrusivo), el intrusivo, el basalto, caliza y escoria roja (aunque esta es más evidente su presencia en la fracción más fina analizada). Con estos datos es más fácil interpretar el origen del cráter Atexcac ya que nos está proporcionando una evidencia más fuerte para concluir que su origen es a una mayor profundidad que la que se plantearía si fuera el caso de un anillo de tobas típico los cuales tienden a formarse por la interacción de magma con aguas superficiales, de ahí que sus componentes sean principalmente juveniles (Lorenz, 1986)

De estos datos y con la grafica general (figura 25) de la variación vertical de componentes que a continuación se presenta también se puede inferir que hubo al menos cuatro eventos de aportación de magma, así como múltiples pulsaciones en cada uno de ellos tales eventos corresponden a los miembros que se han definido en la sección de estratigrafía. Esto se observa en las figuras ya que en donde había mayor proporción de líticos había menor cantidad de juveniles.

En el ANEXO IV se da una tabla con los valores que se manejaron para la realización de esta grafica.

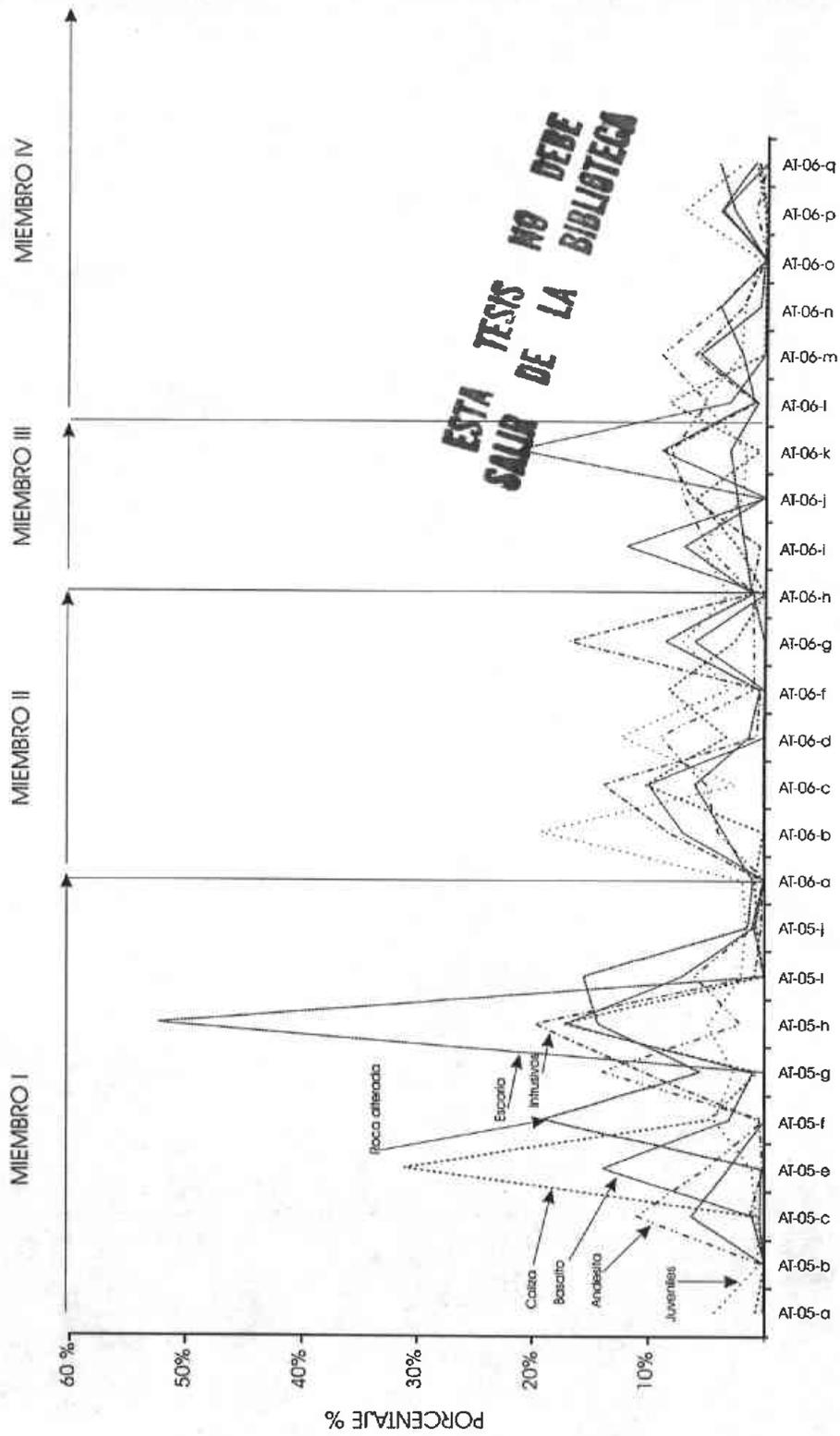


Figura 25. Gráfica general de la variación de los componentes íficos en la unidad formadora del mar.

IV.4. PETROGRAFIA

Las muestras analizadas petrográficamente corresponden con la ubicación en la columna estratigráfica a los números: AT-04-BAS, AT-05-a, AT-05-c, AT-05-d, AT-05-f, AT-06-a, AT-06-c, AT-06-e y AT-06-j. Estas muestras corresponden a los diferentes intrusivos encontrados en los fragmentos de las muestras, con el fin de establecer una relación entre los mismos. Asimismo se analizó una muestra del basalto basal del cráter, y algunas muestras de pómez en las que había fragmentos de hornblenda, que al ser un mineral hidratado, podría dar evidencias de agua durante el evento volcánico. También se hizo la petrografía del intrusivo encontrado en la carretera Atexcac, muestra AT-03 con el fin de comparar los intrusivos encontrados durante el análisis de componentes con este intrusivo y encontrar una posible correlación entre los mismos. Sin embargo, el grado de alteración de las rocas expuestas no permitió hacer una comparación fidedigna con los clastos colectados en el interior de los depósitos.

A continuación se proporciona una síntesis de los análisis petrográficos de las muestras mencionadas anteriormente.

Los basaltos son vesiculados con microcristales de olivino y piroxeno, en una matriz afanítica compuesta por microlitos de plagioclasas y vidrio.

Las pómez están compuestas por vidrio básico-intermedio (se determinó la composición en base a las características ópticas del mismo), con cristales aislados de plagioclasa y piroxeno. En algunas pómez se encontraron fenocristales de hornblenda que presentaba, en ocasiones, aureolas de alteración (piroxeno).

Las rocas intrusivas varían de microdioritas a dioritas con una mineralogía dominada por plagioclasa y piroxeno. También se encontraron fragmentos de intrusivos hipabisales. En estos la mineralogía era esencialmente de plagioclasa (85-90%), vidrio, olivino y piroxenos

La figura 26 muestra uno de los afloramientos de los intrusivos expuestos cerca del maar. La muestra (AT-03) fue tomada en la carretera que va de Atexcac a Perote. La roca está muy intensamente cloritizada y se infiere la presencia de plagioclasas por pseudomorfos de clorita a partir de una fase con hábito tabular



Figura 26. Intrusivo en la carretera rumbo a Atexcac, en el que se observa una secuencia piroclástica (muestra AT-03) que lo está cubriendo y cuya procedencia se desconoce.

V. INTERPRETACION GEOLÓGICA -VULCANOLÓGICA

Los eventos geológicos que ocurrieron en torno a la formación del cráter Atexcac pueden ser divididos en 3 grandes episodios: a) Etapa pre-maar, b) Etapa formadora del maar y c) Etapa post-maar.

a) Etapa pre-maar.

Al final de la Orogenia Laramide (Vinegra, 1965), responsable de la deformación (plegamiento-fallamiento) de la secuencia calcárea mesozoica que forma el basamento regional, vino una etapa de erosión prolongada que se extendió hasta el Cuaternario. Durante el Pleistoceno se construyeron numerosos volcanes monogenéticos en la región de Serdán-Oriental, y localmente en el sitio que ahora ocupa parte del maar Atexcac se formó un cono cinerítico. El cono fue edificado sobre una superficie irregular en el basamento sedimentario. Por comparación con volcanes históricos, este cono pudo haberse formado en el lapso de algunos meses o a lo más años (e. g. Parícutin: Luhr y Simkin, 1993), depositando periódicamente material de caída que fue apilándose en torno a la boca eruptiva hasta construir el edificio. Solamente unos cuantos eventos explosivos llegaron a formar flujos piroclásticos de pequeña magnitud, los cuales posiblemente se formaron por el colapso de la columna eruptiva vertical que caracterizó la actividad del cono cinerítico. En esta fase del desarrollo del complejo la actividad fue puramente magmática, es decir, sin intervención alguna de agua subterránea, las erupciones son interpretadas como de naturaleza estromboliana.

Un flujo de lava basáltica encontrado en la base del cráter Atexcac pudo tener como origen, el mismo cono cinerítico y haberse formado en una de sus etapas póstumas de evolución. Alternativamente, el flujo basáltico podría haberse originado a partir de un cono

de escoria vecino que se sitúa a unos cuantos kilómetros al este del cráter Atexcac (ver figura 3).

Un prolongado período de reposo ocurrió antes de que se depositaran capas estratificadas (caídas y oleadas) y brechas procedentes de volcanes vecinos que cubrieron al cono cinerítico a juzgar por la prominente discordancia angular existente entre estos depósitos y los del cono. Se sospecha, por la composición riolítica de las pómez que contienen algunos de estos depósitos estratificados, que pudieran correlacionarse con depósitos piroclásticos del vecino cerro Pinto, ubicado a 6 km al NW del centro del maar (Figura 3)

b) Etapa formadora del maar.

Atexcac es un cráter de explosión típico que fue excavado abajo del nivel del terreno del terreno original y en sus paredes están expuestas unidades pre-maar. El cráter fue formado por erupciones freatomagmáticas vigorosas que implican la interacción pulsante de una fuente de calor o de material magmático con un acuífero regional. Esto se manifiesta por la alternancia relativamente rítmica de capas brechoideas y horizontes de material fino. Aunque es claro que el proceso eruptivo fue dominado por explosiones formadoras de oleadas piroclásticas, una parte del material fragmentado fue depositado como material de caída. Al inicio de la formación del cráter Atexcac ocurrió una erupción freatomagmática que originó una columna eruptiva vertical de poca altura que, a su vez, dio lugar a la acumulación de una capa delgada de tefra. Casi de manera inmediata se generaron oleadas piroclásticas vigorosas que se distribuyeron radialmente en torno al cráter embrionario. Las estructuras sedimentarias en los depósitos formados durante la fase freatomagmática del complejo son similares a las encontradas en oleadas basales asociadas a grandes cráteres de explosión o maar en otras partes del mundo (Wolfe and Heiken, 1992). Entre ellas en Atexcac se identificaron estratificación cruzada o convoluta (por deformación

synsedimentaria de tefra saturada con agua), canales de relleno, dunas, bloques o bombas dentro de estructuras de impacto en los estratos inferiores. Al igual que con la estratificación convoluta la formación de estructuras de impacto debida a proyectiles balísticos implica capas relativamente húmedas que permitieron una deformación plástica de material saturado con agua. Otras capas también presentan evidencias de condiciones de humedad durante la erupción, ya que contienen concentraciones altas de lapilli acrecional.

De los análisis de componentes en la secuencia del cráter Atexcac se observa que dominan los fragmentos líticos accidentales (70%) sobre el material juvenil. En comparación con otros cráteres de origen hidromagmático, Atexcac se encuentran en el rango promedio de los maeres los que contienen concentraciones muy grandes de material derivado de las rocas encajonantes (60-80 %), y poco material juvenil (Wohletz and Heiken, 1992).

En toda la secuencia existen varios indicadores texturales que se formaron como respuesta a una proporción agua / magma específica. Estructuras tales como dunas, estratificación cruzada, encontradas en el Miembro I, hablan de una proporción agua / magma pequeña (<1) que corresponde a oleadas piroclásticas relativamente secas (Figura 5, Sheridan and Wohletz, 1983). Esto se puede relacionar con un evento muy explosivo al inicio de la formación del cráter con una proporción de interacción agua /magma entre 0.10 y 1 (figura 26), que corresponde al intervalo donde hay oleadas y estratos delgados que son característicos en estructuras de anillos de tobas. Debido a las características de las brechas de caída analizadas (muestra AT-05-a), se podría apoyar la hipótesis de un evento volcánico inicial a poca profundidad, ya que en ellas se tiene una composición dominada por

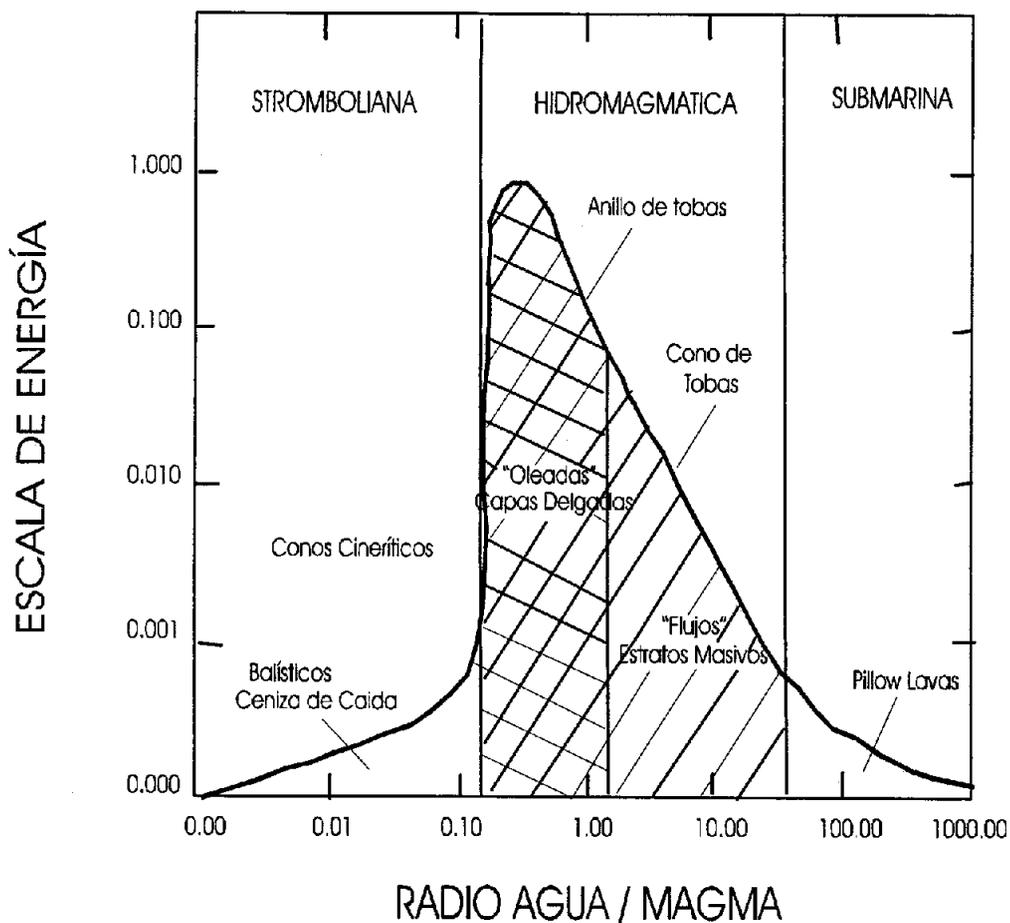


Figura 27. Relación de la proporción agua / magma, con la energía, tipo de estructuras y depósitos formados (modificado de Wohletz and Heiken, 1992)

fragmentos juveniles (91.97%), basalto (3.4%) y en menor proporción caliza (2.7%), que son las unidades litoestratigráficas pre-maar más superficiales en el cráter Atexcac. Con la explosión inicial posiblemente aumento la permeabilidad secundaria en el acuífero (parcialmente contenido en la caliza), lo que ocasionó un aumento de la proporción agua / magma y una disminución de la temperatura en el sistema.

En el miembro II se encuentra representado lo anterior por estructuras como lapilli acrecional y gradación inversa, aunque posiblemente por el calor del magma involucrado en esta erupción y por el aporte de material magmático tan grande que hubo en esta etapa, lo cual se encuentra reflejado por los fragmentos de escoria gigante encontrados en este intervalo, provocó una disminución brusca en la proporción agua/ magma (Cas and Wright, 1987) lo que ocasionó el depósito de abundantes estratos masivos. Es evidente que en este intervalo se dio la etapa de mayor energía debido a la presencia de los fragmentos líticos y escoria más grandes de toda la secuencia. En el miembro III siguen evidencias de poca agua involucrada en el evento formador del cráter Atexcac, esto por la presencia de brechas masivas sin estratificación, y por alguna oleadas semiconsolidadas. En el último miembro (IV) siguen presentándose estructuras formadas por oleadas secas, aunque se incrementa un poco el radio de acción agua / magma, lo que se infiere de una mayor abundancia de oleadas y lapilli acrecional. Resumiendo, se puede hablar en general de poca agua involucrada en la formación del cráter Atexcac y que tuvo etapas de seco, un poco húmedo, seco, y al final, una etapa más húmeda. Lo anterior se refleja de alguna forma en la variación en clasificación para cada uno de los miembros, ya que aunque en general se tiene una clasificación pobre para toda la secuencia formadora de Atexcac, de alguna forma empíricamente en donde hay mayor cantidad de humedad se presenta una mejor clasificación o bien una tendencia hacia valores más bajos.

A partir de las observaciones hechas y los análisis de componentes y granulométricos se puede establecer que en Atexcac se efectuó un ciclo eruptivo en el que

hubo 4 grandes etapas que provocaron explosiones de intensidad variable; esto se infiere por la fragmentación tan variada que se observa en los componentes líticos.

Es evidente también que el aumento hacia arriba del contenido de clastos de caliza y rocas intrusivas (aunque irregular pero obvio), puede estar reflejando a una profundización progresiva del cráter que cause el abatimiento del acuífero. Si al inicio de las explosiones el acuífero era dominado por un medio poroso constituido por los depósitos piroclásticos y brechas, pudo tener un gasto relativamente bajo lo cual explicaría el carácter comparativamente mas seco del sistema. Al progresar la erupción y profundizar el foco de interacción agua / magma siguiendo el modelo de Lorenz (1986), se encontró un acuífero fracturado compuesto por calizas con un gasto potencialmente mayor que apporto mas agua al sistema (miembro II). Sin embargo, al mismo tiempo parece haber habido una importante inyección de magma que redujo la proporción agua / magma.

Es importante de destacar la influencia del sustrato rocoso ya que trabajos recientes como el de Shon (1996) muestran que la proporción de agua / magma no es el único factor que controla las características físicas y morfológicas de la estructura resultante, sino que los procesos deposicionales que son controlados a su vez por diversos factores como el tipo, nivel y litología del acuífero, y las propiedades del magma, influyen notablemente en la formación de esas estructuras

Por otra parte, se hace también evidente que en las etapas en donde hubo más aporte de magma, se marca por tendencias a tener tamaños de material juvenil más grande. Sin embargo, cuando la relación de máxima eficiencia explosiva se alcanza con una proporción agua / magma entre 0.1 y 1, se logra una fragmentación mayor que da lugar a una granulometría más fina También es evidente que hubo fluctuaciones notorias de la proporción agua /magma donde a mayor aporte de agua se incrementa la explosividad de la erupción (Lorenz, 1984). Esto es importante porque sirve para intentar explicar la participación del agua involucrada en la formación del cráter Atexcac.

En Atexcac lo relativamente seco de los depósitos y, considerando la naturaleza del basamento, se puede inferir que el agua aportada para la erupción era variable y provenía, en un principio, de un medio granular poroso, aunque en su mayoría provenía de fracturas rellenas de agua en las que a medida que se incrementaba la energía de la erupción, se producía permeabilidad secundaria en las calizas causando un aporte de agua mayor.

Un elemento más para asociar el cráter Atexcac con un acuífero dominado por un medio fracturado, es la predominancia de andesita y caliza, en las muestras analizadas las, cuales de la única forma en que podrían contener cierta cantidad de agua sería en fracturas

Asimismo, y aunque no se conoce cual fue el modo de emplazamiento de los fragmentos de rocas intrusivas muestreados en los depósitos que formaron el cráter Atexcac, se podría inferir que algunos se emplazaron a través de fracturas relativamente profundas, que evidencian también un medio fracturado.

De manera general, a partir del análisis de la secuencia asociada a actividad freatomagmática, se puede decir que hubo al menos 4 estados para en la formación del cráter que reflejan variaciones en la aportación de agua con inyecciones periódicas de magma nuevo.

Aunque debe mencionarse que después de analizar las características del cráter Atexcac, se observa que morfológicamente presenta capas muy inclinadas, características de los conos de tobas; sin embargo, como se ha mencionado antes, no hubo una cantidad apreciable de agua, lo que hace que los depósitos estén generalmente sueltos, lo que es característico de los anillos de tobas. Estas inconsistencias han sido reportadas (Aranda-Gómez y Luhr, 1996; Sohn, 1996) en otros sitios, lo que indica que la formación de los anillos o conos de tobas no depende exclusivamente de la cantidad de agua.

Antes de la actividad hidromagmática hubo un episodio eruptivo totalmente seco que formo al cono cinerítico de composición basáltica sobre las calizas Mesozoicas, y a derrames basálticos. Estas características indican radios agua / magma muy pequeños, relacionados a erupciones estrombolianas totalmente carentes de agua.

c) Etapa post-maar.

El último evento volcánico registrado en la secuencia expuesta en las paredes de Atexcac fue originado por el colapso parcial del domo de obsidiana riolítica de Las Derrumbadas. Esto formo los depósitos de brecha que cubren toda la secuencia anterior. Es por ello, que esos depósitos afloran únicamente en la ladera sur del cráter.

Posteriormente se tiene lapso en el que posiblemente existió actividad volcánica en los alrededores que produjo material piroclástico muy fino que tiende a formar un suelo, que sobreyace a las brechas de obsidiana de las Derrumbadas.

La edad exacta del cráter Atexcac es desconocida. Solo se sabe que el maar es anterior a los depósitos de Las Derrumbadas, cuya edad corresponde al Pleistoceno tardio-Holoceno (?)

La edad del cono cinerítico subyacente es también desconocida; sin embargo se ha atribuido que pertenece, al igual que otros muchos conos similares que existen en los alrededores, al Pleistoceno tardío (Negendank et al., 1985). Estos autores sugieren que estructuras como el cráter Atexcac, pudieran tener una edad menor a los 30,000 años.

VI. CONCLUSIONES

De la observación y descripción de las estructuras así como los análisis granulométricos y de componentes se concluye que Atexcac es un cráter de explosión producto de un período corto (del orden de días a semanas) de intensas erupciones freatomagmáticas, que dieron lugar a la emisión de pulsante de oleadas piroclásticas y brechas de explosión como respuesta a fluctuaciones en la proporción agua / magma, así como de la inyección ocasional de magma nuevo para disparar nuevas explosiones y también de las características del sustrato rocoso que, al parecer, influyeron en la disponibilidad de agua y carácter de las erupciones

Se considera que la proporción agua / magma fue de pequeña a moderada debido a que se formó a cierta profundidad en medio posiblemente de un sistema de fracturamiento, el cual a medida que fue creciendo, por momentos aportó mayores cantidades de agua al profundizando de manera progresiva el foco de las erupciones.

Durante la formación del maar se distinguen cuatro etapas con múltiples pulsaciones, cada una de ellas muestran cambios notorios en el contenido inferido de agua y magma. Y cada una de ellas se encuentran caracterizadas por la presencia de estructuras, litología, granulometría, así como de parámetros estadísticos propios.

Es evidente que entre más se conozca el comportamientos de estas estructuras se podrá tener un control de riesgo volcánico a futuro sobre tipo de vulcanismo, principalmente en esta zona la cual se encuentra geológica y vulcanológicamente activa.

BIBLIOGRAFÍA

- Abrams M., and Siebe C., 1994. Cerro Xalapaxco: an unusual tuff cone with multiple explosion craters, in central Mexico (Puebla): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 63, p. 183-189.
- Aguilar- y -Vargas, V., y Verma, S., 1987. Composición química (elementos mayores) de los magmas en el cinturón volcánico mexicano: *Geofísica Internacional*, v. 26, p. 195-272
- Alaniz-Alvarez, S., Nieto-Samaniego, A., y Ferrari, L., 1998. Effects of strain rate in the distribution of and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt: *Geology*, v. 26, p. 591-594 .
- Aranda-Gómez, J.J., and Luhr J. F., 1996. Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 74, num. 1-2, p. 1-18
- Besch, T., Negendank, J., y Emmermann, R., 1988. Geochemical constraints on the origin of the calc-alkaline magmas of the eastern Trans-Mexican Volcanic: *Geofísica Internacional*, v. 27, p. 641-663
- Cantagrel, J., y Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican Volcanic rocks - relations between the andesitic and the alkaline provinces : *Journal Volcanology and Geothermal Research*, v.5, p. 99-114
- Carrasco-Núñez, G., 1993. Structure, eruptive history, and some major hazardous events of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico: Michigan Technological University, Ph. D. Thesis, 203 p.
- Carrasco-Núñez, G., J.W. Vallance, W. I. Rose, 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, México: implication for hazard assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 59, num. 1-2, p. 35-46

- Carrasco-Núñez G. And Masao Ban, 1994. Geologic map and structure sections of the Citlaltépetl volcano summit area, Mexico. Whit summary of the geology of the Citlaltépetl volcano summit area: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, cartas geológicas y mineras, 9
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano, L., Robles, J., García, A., Rivera, J., y Metzger, C., 1995. Estudio vulcanológico y evaluación de las posibilidades geotérmicas de la región de Mexcaltepec, Puebla-Tlaxco, Tlaxcala: México, D.F., Instituto de Geología, UNAM-Comisión Federal de Electricidad.
- Carrasco-Núñez G., 1997. Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlaltépetl volcano, Mexico: *Geological Magazine*, v. 134, p.151-162
- Cas, R.A.F., and Wright, J.V., 1987. Volcanic successions; modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions: London Allen and Unwin, 528 p
- De Cserna, Z., 1958. Notes on the tectonics of Southern Mexico: *American Association Petrology Geologic*, v.86, p. 523-532
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemás de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 2., núm. 2., p. 172-187.
- Demant, A., 1982. Interpretación geodinámica del volcanismo el Eje Neovolcánico Transmexicano: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v.5., núm. 2., p. 217-222.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre Díaz G., y Carrasco- Núñez, G., 1999. Space-patterns of Cenozoic arc volcanism in central México: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: *Geology*, v. 27, p. 303-306.
- Fisher, R. V., and Schmincke, H.V., 1984. *Pyroclastic Rocks*: Berlín, Springer, 472 p.

- Garduño, V., Romero, F., y Torres -Hernández, R., 1985. Estudio estructural y teledetección en la región de Libres-Oriental (Puebla-Veracruz): México, D.F. , Comision Federal de Electricidad
- Gastil, G., y Jensky, W., 1973. Evidence of strike – slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt, en Kovach, R., y Nur, A., eds., Proceedings of the conference on tectonics problems of the San Andreas fault system: v.13, Stanford University Publications , Geological Sciences, p. 171-180
- Gasca-Durán, A., 1981. Algunas notas de la génesis de los lagos-cráter de la Cuenca de Oriental: Puebla, Tlaxcala, Veracruz: México, D.F., Instituto Nacional de Antropología e Historia, Departamento de Prehistoria, Colección científica, núm. 98, 55 p., 1 mapa
- Gómez-Tuena, A., 1995. Características vulcanológicas de la ignimbrita Citlaltépetl: Investigaciones vulcanológicas de depósitos piroclásticos del volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba): México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional, Ingeniero Geólogo, 89p. (inédita)
- Gómez-Tuena, A., 1999. Evolución geológica del volcán Cerro Grande, sector Oriental de la Faja Volcánica Transmexicana: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Geología, 88p. (inédita)
- Henry, C., y Aranda-Gómez, J., 1992. The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p.701-704
- Höskuldson, A. and C. Robin, 1993. Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico: *Bulletin Volcanology*, v. 55, p. 571-587
- Höskuldson, A. and Cantagrel, J. M., 1994. Volcanic hazards in the surroundings of Pico de Orizaba, Eastern Mexico: *Natural Hazards*, v. 10, p. 197-219
- Jansma, P., y Lang, H., 1997. The Arcelia graben: New evidence for Oligocene Basin and Range extension in southern Mexico: *Geology*, v. 24, p. 455-458

- Johnson, C., y Harrison, C., 1989, Neotectonics in central Mexico: *Phys Earth Planet International*, v. 64, p. 187-210
- López-Hernández, A., 1995. Estudio regional volcánico y estructural de la zona geotérmica de Los Humeros, Puebla, México: *Geotermia*, v. 11, p. 17-36
- Lorenz V., 1974. On the formation of maars: *Bulletin of Vulcanology*, v.37,p. 183-204
- Lorenz.V, 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings: *Bulletin of Vulcanology* , v. 48, p. 265-274
- Luhr, J., y Carmichael, I., 1985. Contemporaneous eruptions of cal-alkaline and alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 203-216
- Luhr, J., 1997. Extensional tectonics and and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt: *The Canadian Mineralogist*, v.35, p.473-500
- Luhr, J. y Simkin, 1993. *Parícutín*. Geoscience Press, p. 427
- MacDonald, Gordon A., 1972. *Volcanoes*: Englewood Cliff, New, Jersey, Prentice-Hall, 510 p.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., y Verma, S., 1999. Alkalic (oceanic-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for plume-related magmatismo and propagating rifting at an active margin?: *Geology*, v. 27, p. 51-54
- Menard, H., 1978. Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction: *Journal Geology*, v.86, p.181-201
- Molina-Garza, R., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Deep crustal structure of central México derived from interpretation of Bouger gravity anomaly data: *Journal Geodynamics*, v.15, p.181-201
- Mooser, F., 1972. The Mexican volcanic belt structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, v.12, p. 55-70

- Negendak, J. F. W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall H., and Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern TMV: *Geofísica Internacional*, v. 24, núm. 4, p. 477-575.
- Nelson, S., y González-Caver, E., 1992. Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico: *Bulletin Volcanology*, v. 55, p. 85-96
- Nixon, G., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere: *Geologic Society American Bulletin*, v.93, p. 514-523
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre- Salazar, L., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Alvarez, S., y Nieto-Samaniego, A., 1992. Carta Geológica de la República Mexicana y texto explicativo: México, D.F., Instituto de Geología-UNAM, Consejo de recursos minerales, SEMIP.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R., y Speed, R., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of México en Speed, R., ed., *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions, Volume DNAG Continent-Ocean Transect Volume*: Boulder, CO, Geologic Society American, p.265-306
- Ollier C.D., 1967. Maars; their characteristics, varieties and definition: *Bulletin of Vulcanology*, v.31, p. 45-73
- Ordóñez, E., 1900. Les volcanoes du Valle de Santiago: *Memorias de la Sociedad Científica. Antonio Alzate*, v. 14, p. 299-326.
- Ordóñez, E., 1905. Los xalapazcos del Estado de Puebla: México, Imprenta y Fototopia de la Secretaría de Fomento, 95 p.
- Pardo, M., y Suárez, G., 1993. Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in western Mexico: *Journal Geophys Research*, v. 20, p. 2391-2394
- Pardo, M., y Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal Geophys Research*, v. 100, p. 12357- 12373

- Pasquaré, G., Vezzoli, L., y Zanchi, A., 1986. Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v.26, p.159-176
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., y Ferrari, M., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v.146, p.353-364
- Polak, B.G., Kononov, V.I., Prasolov, E.M., Sharkov, I.V., Prol-Ledesma, R.M., González, A., Razo, A., and Molina-Berbeller, R., 1985. First estimations of terrestrial heat flow in the TMVB and adjacent areas based on isotopic composition of natural helium: *Geofísica Internacional*, v.24, num. 4, p. 465-476.
- Prol, R.M. and Juárez, G., 1985. Silica geotemperature mapping and thermal regime in the Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v.24, num.4, p. 609-622.
- Reyes, C., M. 1979. *Geología de la Cuenca de Oriental (Estados de Puebla, Tlaxcala y Veracruz)*: México, D.F., Instituto Nacional de Antropología, Departamento de Prehistoria, Colección científica, núm.71, 62 p.
- Robin, C. and J.M. Cantagrel, 1982. Le Pico de Orizaba (Mexique) structure et evolution d'un grand volcan andesitique complexe: *Bulletin Volcanology*, v.45, num. 4, p. 99-315
- Rodríguez Elizarrás, S. R., 1998. El campo volcánico de Las Cumbres (CVLC) al oriente de la faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), estados de Puebla y Veracruz: evolución geológica y características de sus principales depósitos piroclástico: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, C.C.H., U.A.C.P. y P., Doctorado en Ciencias, XIV, 263 p.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R., 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of México: Boulder, Co., Geological Society of America, Special Paper, núm. 278, 153 p.
- Siebe, C., 1986. On the possible use of cinder cones and maars as paleoclimatic indicators in the closed basin of Serdan-Oriental: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 28, núm. 3-4, p. 397-400

- Siebe, C., Abrams, M., y Sheridan, M., 1993. Major Holocene block and ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, Mexico: implications for future hazards : *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 59, p. 1-33
- Sheridan, Michael F., and Wohletz, Kenneth H., 1983. Hidrovolcanism; basic considerations and review: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.17, núm. 1-4, p. 1-29
- Simkin, T., y Siebert, L., 1994. *Volcanoes of the World: Tucson AZ, Geoscience Press in association with the Smithsonian Institution Global Volcanism Program*, p.368
- Shon, Y. K., 1996. Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea: *GSA Bull.*, v. 108, núm. 10, p. 1199-1211
- Sparks, R., Self, S., y Walker, G., 1973. Products of ignimbrite eruptions: *Geology*, v. 1, p. 115-118
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., y Farrar, E., 1995 a. The Aljibes half-graben – Active extension at the boundary between the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Basin and Range Province, Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Americana*, v. 107, p. 627-641
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Del Castillo , L., 1977. Un modelo del Eje Volcánico Mexicano: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.38, p.18-38
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of México-Preliminary report: *Geofísica Internacional* ,v.25, p. 559-573
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Böhnel, H., 1987. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v.138, p.319-323
- Verma, S. P., 1987. Mexican Volcanic Belt: present state of knowledge and unsolved problems: *Geofísica Internacional*, v. 26, núm. 2, 1987, p. 309-340.
- Verma, S., y Nelson, S., 1989. Isotopic and trace element constrains on the origin and evolution of calc-alkaline and alkaline magmas in the northwestern portion of the Mexican Volcanic Belt: *Journal Geophys Research*, v. 94, p. 4531-4544

- Viniegra, F., 1965. Geología del macizo de Teziutlan y la cuenca cenozoica de Veracruz:
Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr., v. 17, p. 100-135
- Von Humboldt, A., 1808. Essai politique sur le Royoume de la Nouvelle Espagne: Paris, F. Shoell, p.905
- Wohletz, K. H., 1986. Explosive magma – water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies: Bulletin of Volcanolgy, v. 48, p. 245-264
- Wohletz Kenneth and Heiken, Grant, 1992. Volcanology and Geothermal Energy: Berkeley, University of California, 432 p.
- Yáñez-García, C., 1980. Informe geológico del proyecto geotérmico de los Húmeros-Derrumbadas, Edos. Puebla y Veracruz: México, D.F., Comisión Federal de Electricidad, 96 p.

ANEXO I. Resultados de los análisis de componentes realizados

Nº de Muestra	AT-05-a								Peso (gr.)
Nº de tamiz	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0		
Basalto				4.13	0.11	0.02	0.07		4.33
Andesita					0.56		0.12		0.12
Caliza				1.02	0.37	0.21	0.08		4.45
Intrusivo									
Roca Alterada				0.8	1.39	0.2	0.32		2.71
Juveniles			9.87	66.31	24.71	9.8	2.68		113.37
Escoria					0.49				0.49
Agregados									
Nº de muestra	AT-05-b								Peso (gr.)
Nº de tamiz	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0		
Basalto					0.28	0.08	0.05		0.41
Andesita					0.84	0.2	0.09		1.13
Caliza					0.1	0.23	0.05		0.38
Intrusivo									
Roca Alterada					0.56	0.22	0.08		0.86
Juveniles					8.16	3.15	0.92		12.23
Escoria									
Agregados						0.36	0.1		0.46
Nº de muestra	AT-05-c								Peso (gr.)
Nº de tamiz	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0		
Basalto				4.41	1.97	0.05	0.04		6.47
Andesita		374.71	16.06	7.01	6.17	0.5	0.08		404.53
Caliza				2.19	0.37	0.09	0.02		2.67
Intrusivo			12.94	2.76	0.36	0.06			16.12
Roca Alterada				6.43	0.55	0.26	0.12		7.38
Juveniles				5.22	6.84	4.7	1.79		18.55
Escoria			9.18	9.05	1.46	0.46	0.13		20.28
Agregados				3.81	0.34	0.33	0.05		4.53
Nº de muestra	AT-05-e								Peso (gr.)
Nº de tamiz	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0		
Basalto		136.53	15.34	10.46	0.82	1.04	0.14		164.33
Andesita		190.44		4.17	1.15	0.58	0.14		196.48
Caliza		177.55		1.38	0.4	0.07	0.04		179.44
Intrusivo				1.32		0.08			1.4
Roca Alterada				3.83	0.85	0.27	0.19		5.14
Juveniles				18.34	6.92	2.75	1.21		29.22
Escoria			8.13	1.53		0.14	0.08		9.88
Agregados				0.78	0.31	0.19			
Nº de muestra	AT-05-f								Peso (gr.)
Nº de tamiz	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0		
Basalto			33.41	0.66	1.14	0.45	0.19		35.85
Andesita			10.09	3.87	1.03	0.28	0.2		15.47
Caliza			22.63	4.16	0.3	0.07	0.09		27.25
Intrusivo				1.03/3.59	0.8				5.42
Roca Alterada		312.16	33.19	5.42	1.28	0.53	0.32		352.9
Juveniles			89.92	13.27	6.87	3.12	1.52		114.7
Escoria						0.05	0.05		0.1
Agregados			19.58	0.45		0.11	0.03		20.17

Nº de muestra	AT-05-g							Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0
	Basalto				7.3	1.88	0.55	0.18
	Andecita	463.44	63.79	10.87	2.51	0.99	0.33	541.93
	Caliza			2.52	0.7	0.21	0.06	3.49
	Intrusivo	82.31	31.59	18.25	2.19	0.35	0.18	134.87
	Roca Alterada		79	19.71	0.22	0.48	0.28	99.69
	Juveniles		37.31	22.84	5.2	3.24	1.44	70.03
	Escoria				0.16	0.12	0.1	0.38
	Agregados				0.27	0.08		0.35
Nº de muestra	AT-05-h							Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0
	Basalto		164.72	31.35	2	0.79	1	0.24
	Andesita			58.74	17.79	1.12	0.52	0.17
	Caliza	65.26	24.45	8.99	0.52	0.12	0.06	99.4
	Intrusivo	197.58	49.96	3.21	0.58	0.6	0.09	252.02
	Roca Alterada	185.94	69.55	5.87	1.85	1.22	0.38	264.81
	Juveniles	86.65	13.86	13.2	8.11	4.04	1.59	127.45
	Escoria	136.65	30.66	2.03	0.19	0.26	0.06	169.85
	Agregados		14.63	0.79		0.07		15.39
Nº de muestra	AT-05-i							Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0
	Basalto		56.77	17.93			0.71	0.14
	Andesita		75.96	141.48	11.82	1.99	1.77	0.29
	Caliza					0.06	0.16	0.01
	Intrusivo				7.72	1.74	0.39	0.03
	Roca Alterada	161.66	91.5	28.82	4.06	0.9	0.36	287.3
	Juveniles		24.41	14.13	8.04	4.22	1.74	52.54
	Escoria					0.13	0.05	0.18
	Agregados			5.23		0.12	0.08	5.43
Nº de muestra	AT-05-j							Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0
	Basalto			7.28	4.11		0.68	0.1
	Andesita			15.52	7.79	1.8	1.1	0.17
	Caliza				4.01		0.08	4.09
	Intrusivo				3.66	0.2	0.05	0.04
	Roca Alterada		9.24	13.34	3.55	0.74	0.08	26.95
	Juveniles		19.34	14.04	4.76	2.83	0.78	41.75
	Escoria			2.65		0.08		2.73
	Agregados		6.24	1.37	0.61	0.38	0.03	8.63
Nº de muestra	AT-06-a							Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0
	Basalto					0.52	0.19	0.12
	Andesita				7.04	1.03	0.41	0.35
	Caliza				4.12	0.36	0.1	0.02
	Intrusivo				1.37		0.11	1.48
	Roca Alterada				15.22	2.1	0.47	0.28
	Juveniles				36.42	8.23	3.01	1.48
	Escoria							
	Agregados					0.16	0.11	0.03
Nº de muestra	AT-06-b							Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0
	Basalto		57.33	21.95	4.27	1.2	0.24	0.08
	Andesita		68.3	68.08	3.63	1.56	0.55	0.18
	Caliza					0.48	0.34	0.02
	Intrusivo		65.96	34.39	2.38	0.93	0.19	0.05
	Roca Alterada			56.29	6.01	2.57	0.56	0.23
	Juveniles	289.25	177.84	14.6	19.21	7.72	2.57	0.98
	Escoria					0.11	0.04	0.01
	Agregados			5.68	0.44			0.01

Nº de muestra	AT-06-c								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto		68.63	39.48		0.44	0.42	0.1	109.07
	Andesita	103.75	36.2	51.88	5.14	0.94	0.51	0.16	198.58
	Caliza		46.94	8.15	1.84	1.64	0.28	0.05	58.9
	Intrusivo		76.45	98.02	2.34	0.15	0.06	0.07	177.09
	Roca Alterada			97.86	9.48	2.38	0.7	0.24	110.66
	Juveniles			34.06	18.38	7.66	3.24	1.14	64.48
	Escoria					0.3	0.04		0.34
	Agregados					0.77	0.16	0.02	0.95
Nº de muestra	AT-06-d								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto						0.17	0.02	0.19
	Andesita		277.36	35.08	21.58	2.67	0.57	0.18	337.44
	Caliza			12.48	3.03	2.83	0.21		18.55
	Intrusivo			6.67	1.87	0.35		0.07	8.96
	Roca Alterada			9.53	11.82	1.71	0.6	0.26	23.92
	Juveniles		94.1	193.89	24.74	10.43	4.51	1.46	329.13
	Escoria					0.37	0.07	0.01	0.45
	Agregados					0.28	0.21		0.49
Nº de muestra	AT-06-f								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto					0.08			0.08
	Andesita			28.39	0.96	0.59	0.43	0.12	30.49
	Caliza			42.95	2.79	0.62	0.93	0.08	47.37
	Intrusivo				3.82	0.63	0.12	0.02	4.59
	Roca Alterada				4.87	2.81	0.39	0.22	8.29
	Juveniles			33.94	26.88	13.07	4.35	1.37	79.61
	Escoria						0.05	0.05	0.1
	Agregados		40.4	12.16	3.1	1.13	0.12		56.91
Nº de muestra	AT-06-g								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto		65.61				0.06	0.01	65.68
	Andesita			26.39	4.13	0.26	0.78	0.1	31.66
	Caliza				10.89	3.53	0.44	0.1	14.96
	Intrusivo	85.52	120.8	5.63	2.55	0.8	0.07	0.03	215.4
	Roca Alterada		144.45	9.74	9.74	2.69	0.81	0.27	157.96
	Juveniles		26.75	119.8	30.36	7.12	2.24	0.54	186.81
	Escoria						0.11		0.11
	Agregados								
Nº de muestra	AT-06-h								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto						0.03		0.03
	Andesita			44.78		0.96	0.76	0.14	46.64
	Caliza						0.18	0.08	0.26
	Intrusivo			11.37	4.13	0.73	0.14	0.04	16.41
	Roca Alterada			18.33	1.77	0.55	0.65	0.28	21.58
	Juveniles			46.73	23.91	7.56	3.71	1.54	83.45
	Escoria				2.63	0.45	0.11	0.07	3.26
	Agregados								
Nº de muestra	AT-06-i								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto		94.86	40.24	2.37				137.47
	Andesita		156.27	22	13.53	1.76	0.48	0.2	194.24
	Caliza			7.19	4.65	1.59	0.08	0.05	13.56
	Intrusivos				4.8	1.15	0.11	0.02	6.08
	Roca Alterada			24.68	4.79	1.59	0.81	0.43	32.3
	Juveniles		88.63	39.17	10.1	8.55	1.9	1.06	149.41
	Escoria			22.51		0.08		0.05	22.64
	Agregados			10.05		0.54			10.59

Nº de muestra	AT-06-j								Peso (gr)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto								0
	Andesita		176.2	85.56	1.64	0.96	0.63	0.13	265.12
	Caliza			26.64	5.14	1.3	0.82	0.1	34
	Intrusivos		52.14	23.25	4.51	0.16	0.22		80.28
	Roca Alterada			32.71	8.94	1.71	1.14	0.55	45.05
	Juveniles			28.04	12.31	6.56	3.58	1.31	51.8
	Escoria					0.25	0.07	0.03	0.35
	Agregados								
Nº de muestra	AT-06-k								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto		104.34		2.13	0.5	0.08		107.05
	Andesita		142.38	141.91	7.4	6.95	0.87	0.21	299.72
	Caliza				2.42	0.25	0.31	0.04	3.02
	Intrusivos		46.7	53.41	8.43	0.69	0.23	0.12	109.58
	Roca Alterada			50.32	3.89	1.72	0.31	0.19	56.43
	Juveniles			19.41	15.54	5.7	2.52	1.03	44.2
	Escoria		69.78						69.78
	Agregados								
Nº de muestra	AT-06-l								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto			6.3	2.32		0.12		8.74
	Andesita		150.37	33.86	11.9	0.95	0.67	0.17	197.92
	Caliza			41.77	5.29	0.69	0.18	0.06	47.99
	Intrusivos			7.58	2.4	0.12	0.07	0.08	10.25
	Roca Alterada				8.62	3.47	0.61	0.29	12.99
	Juveniles	70.56		34.35	23.83	10.93	3.02	1.39	144.08
	Escoria			9.13		0.8		0.02	9.95
	Agregados								
Nº de muestra	AT-06-m								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto			21.58	3.38	0.59	0.08	0.01	25.64
	Andesita		233.79	87.28	6.21	2.31	0.67	0.05	330.31
	Caliza					1.08	0.08	0.04	1.2
	Intrusivos			71.32	4.46	1.64	0.28	0.02	77.72
	Roca Alterada		90.76		10.55	1.41	1	0.41	104.13
	Juveniles			19.32	22.78	9.2	3.86	1.4	56.56
	Escoria					0.21	0.1	0.03	0.34
	Agregados				1.56	0.87			2.43
Nº de muestra	AT-06-n								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto		41.45		6.4	0.35			48.2
	Andesita		93.06	46.71	24.86	3.84	0.69	0.17	169.33
	Caliza					0.12	0.37	0.07	0.56
	Intrusivos			21.88	2.99	0.13	0.16	0.11	25.27
	Roca Alterada				7.85	0.79	0.5	0.22	9.36
	Juveniles			17.6	16.77	9.46	3	1.46	48.29
	Escoria						0.04	0.06	0.1
	Agregados				0.93			0.02	0.95
Nº de muestra	AT-06-o								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto					0.2	0.08		0.28
	Andesita				4.23	1.02	0.38	0.19	5.82
	Caliza						0.04	0.03	0.07
	Intrusivos				0.94	0.88	0.04	0.07	1.93
	Roca Alterada				1.18	0.9	0.67	0.34	3.09
	Juveniles				8.38	5.72	2.48	1.84	18.42
	Escoria						0.03	0.03	0.06
	Agregados						0.08	0.05	0.13

Nº de muestra	AT-06-p								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto			42.24		0.32	0.19	0.04	42.79
	Andesita			39.76	3.58	0.75	0.48	0.15	44.72
	Caliza				0.65	0.4	0.1	0.02	1.17
	Intrusivos				0.64	0.27	0.12	0.13	1.16
	Roca Alterada			45.15	4.38	0.65	0.58	0.32	51.08
	Juveniles		93.59	52.4	29.59	6.63	2.9	1.79	186.9
	Escoria			11.02	1.06		0.28	0.05	12.41
	Agregados				0.44				0.44
Nº de muestra	AT-06-q								Peso (gr.)
Nº de tamiz		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	
	Basalto			5.78	0.88	0.18			6.84
	Andesita			10.43	6.7	0.44	0.22	0.1	17.89
	Caliza				5.48			0.02	5.5
	Intrusivos			7.07	1.2		0.09	0.07	8.43
	Roca Alterada			72.76	1.84	0.54	0.16	0.18	75.48
	Juveniles			14.83	28.3	7.09	2	1.68	53.8
	Escoria							0.02	0.02
	Agregados					0.72	0.18	0.13	1.03
									Peso total de líticos= 9145.12
									Peso total de juveniles= 2607.02
									Peso total de las muestras = 11752.14

Analisis de Componentes

Cono Cinético

Muestra AT-01	Pomez	
	Negra	90%
	Café	10%
Muestra AT-02	Pomez café muy densa	
	Caliza	2%
	Cuarzo	1%

Muestra AT-03-a

Pomez blanca	92%
Caliza	
Caliza dolomitizada	8%
Cuarzo lechoso	
Andesita	

ANEXO II. Proporción de tamaños en clases (\emptyset) para las muestras estudiadas (HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA)

MUESTRA	N°de tamiz	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-01	%PESO INDIVIDUAL	4.14	10.12	46.42	30.2	3.15	1.08	0.79	0.61	0.87	1.03	1.57	<4
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-02	%PESO INDIVIDUAL	7.78	19.67	23.57	23.29	13.29	6.5	2.18	1.69	1.04	0.83	1.04	0.83
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-03-a	%PESO INDIVIDUAL	2.46	7.74	15.46	22.01	19.39	12.91	7.12	3.95	3.02	2.51	3.42	3.42
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-04-a	%PESO INDIVIDUAL	4.13	10.86	24.98	20.62	12.46	7.55	6.51	6.51	6.51	3.25	3.11	3.11
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-04-b	%PESO INDIVIDUAL	17.11	2.95	5.14	2.88	2.27	1.88	3.98	15.55	19.28	18.09	10.85	10.85
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-04-c	%PESO INDIVIDUAL	0.49	2.84	10.77	26.62	30.81	13.13	4.28	3.86	7.39	3.86	7.39	7.39
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-04-d	%PESO INDIVIDUAL	2.7	8.8	15.45	16.86	16.46	12.55	7.84	3.91	15.63	3.91	15.63	15.63
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-04-e	%PESO INDIVIDUAL	13.49	17.53	18.55	11.1	6.62	11.79	6.5	12.16	12.16	12.16	12.16	12.16
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-05-a	%PESO INDIVIDUAL	23.13	33.98	25.1	11.86	3.24	0.77	0.38	0.25	0.53	0.25	0.53	0.53
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-05-b	%PESO INDIVIDUAL	2.07	5.29	9.37	14.03	16.57	15.03	14.08	23.53	23.53	23.53	23.53	23.53
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-05-c	%PESO INDIVIDUAL	23.9	2.48	10.23	12.52	13.81	10.76	6.91	4.52	2.79	5.46	5.46	5.46
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-05-e	%PESO INDIVIDUAL	30.61	1.42	5.37	11.06	11.74	8.41	6.55	5.23	3.8	5.53	5.53	5.53
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-05-f	%PESO INDIVIDUAL	16.46	11.44	14.32	15.26	15.1	10.22	6.1	3.97	3.02	2.07	2.02	2.02
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4
AT-05-g	%PESO INDIVIDUAL	30.79	12.26	10.23	11.24	9.36	7.55	5.62	4.35	3.47	2.29	2.84	2.84
	N°de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	4	<4

AT-05-h	%PESO INDIVIDUAL	35.37	12.36	9.28	9.75	9.79	8.15	5.87	3.61	2.42	1.63	1.76
	Nº de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-05-i	%PESO INDIVIDUAL	15.08	14.1	16.45	14.74	11.51	9.13	6.53	4.61	3.84	2.15	1.85
	Nº de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-05-j	%PESO INDIVIDUAL		5.49	9.05	15.14	16.53	16.73	13.25	9.69	6.8	3.92	3.39
	Nº de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-a	%PESO INDIVIDUAL			42.66	21.96	11	6.9	4.32	5.73		2.44	4.9
	Nº de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-b	%PESO INDIVIDUAL	20.07	13.95	7.09	8.06	9.26	6.87	3.75	2.15	1.4	0.94	0.81
	Nº de tamiz	-6	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-c	%PESO INDIVIDUAL	6.17	19.58	12.42	13	10.27	8.86	5.99	3.89	2.86	1.76	1.83
	Nº de tamiz	-6	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-d	%PESO INDIVIDUAL	19.98	13.86	12.11	14.11	12.81	10.94	7.14	4.01	2.48	1.39	1.17
	Nº de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-f	%PESO INDIVIDUAL	2.86	8.32	15.05	19.6	16.17	12.06	8.44	6.23	4.97	3.45	2.85
	Nº de tamiz	-6	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-g	%PESO INDIVIDUAL	6.63	27.74	20.17	8.09	2.57	1.26	1	0.9	0.97	1	1.18
	Nº de tamiz	-6	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-h	%PESO INDIVIDUAL		14.13	16.02	20.37	19.33	11.78	6.84	4.43	3.23	2.17	1.69
	Nº de tamiz	-6	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-i	%PESO INDIVIDUAL	21.25	10.38	17.18	18.09	11.85	7.19	5.27	3.63	2.29	1.39	1.47
	Nº de tamiz	-6	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-j	%PESO INDIVIDUAL	14.06	12.08	19.58	16.11	13.02	8.8	6.09	3.97	2.9	1.69	1.7
	Nº de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-k	%PESO INDIVIDUAL	22.26	40.87	16.02	6.42	3.77	2.51	1.77	1.42	1.37	1.22	2.37
	Nº de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-l	%PESO INDIVIDUAL	7.08	6.26	21.45	19.73	16.98	11.29	6.17	3.13	1.62	1.06	1.89
	Nº de tamiz	-6	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-m	%PESO INDIVIDUAL	17.52	25.9	13.16	14.86	10.3	6.14	4.13	3	2.42	1.27	1.29
	Nº de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-n	%PESO INDIVIDUAL	10.04	6.43	9.31	18.31	17.45	13.41	10.1	6.89	4.55	2.18	1.33
	Nº de tamiz	-6	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-o	%PESO INDIVIDUAL			3.51	9.27	24.21	24.38	14.87	14.49		4.06	5.21
	Nº de tamiz	-6	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-p	%PESO INDIVIDUAL	8.13	16.55	14.23	22.07	15.81	11.06	5.54	2.84	1.57	0.83	1.36
	Nº de tamiz	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	<4
AT-06-q	%PESO INDIVIDUAL		36.3	4.89	9.19	9.95	12.06	13.51	7.68	3.09	1.36	1.97

ANEXO III. Descripciones petrográficas de las muestras analizadas.

No. DE MUESTRA : AT-04-bas

I.-Descripción Macroscópica

Clase de roca	Ignea
Tipo de roca	volcánica
Color	melanocromática
Estructura y textura	Vesicular y afanítica
Mineralogía	Olivino

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	Afanítica
Fabrica	Microlítica
Minerales esenciales	Labradorita y bitownita 40%
Minerales accesorios	Augita 5% , Olivino 5%
Minerales secundarios	
Matriz o cementante	Vidrio 40%

III.- Clasificación : Basalto de olivino y proxenos

No. DE MUESTRA : AT-05-a

I.-Descripción Macroscópica

Clase de roca	Ígnea
Tipo de roca	piroclástica
Color	Mesocrática (pardo)
Estructura y textura	Vesicular y vítrea
Mineralogía	Homblenda en matriz vítrea

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	
Fabrica	Vitrofirica
Minerales esenciales	Vidrio 92%
Minerales accesorios	Plagioclasa y olivino 10%
Minerales secundarios	Horblenda como fenocristal alterando a augita
Matriz o cementante	

III.- Clasificación : Pómez intermedia

No. DE MUESTRA : AT-05-c

I.-Descripción Macroscópica

Clase de roca	Ígnea
Tipo de roca	hipabisal
Color	Mesocrática (gris)
Estructura y textura	Fanerítica
Mineralogía	Se distinguen algunos fenocristales de minerales ferrosos

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	Cristales de tamaño medio
Fabrica	Microlítica (traquitica)
Minerales esenciales	Plagioclasas 85%
Minerales accesorios	Olivino 7% , Augita 2%
Minerales secundarios	limonita
Matriz o cementante	Vidrio 5%

III.- Clasificación: Dolerita

No. DE MUESTRA : AT-05-d

I.-Descripción Macroscópica

Clase de roca	Ígnea
Tipo de roca	Intrusiva
Color	Leucocrática
Estructura y textura	Porfídica
Mineralogía	Feldespatos

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	Fanerítica de grano fino
Fabrica	Inequigranular
Minerales esenciales	Plagioclasas 40%
Minerales accesorios	Augita *
Minerales secundarios	Clorita y calcita 20%
Matriz o cementante	Vidrio y plagioclasas 30%

III.- Clasificación : Microdiorita

* La augita presenta una corona de alteración a tremolita-actinolita, que podría ser indicador de una alteración hidrotermal

No. DE MUESTRA : AT-05-f

I.-Descripción Macroscópica

Clase de roca	Ignea
Tipo de roca	Intrusiva.
Color	Leucocrática
Estructura y textura	Porfídítica
Mineralogía	Principalmente feldespatos

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	De grano medio
Fabrica	Inequigranular
Minerales esenciales	Plagioclasas, Ortoclasa , Cuarzo
Minerales accesorios	
Minerales secundarios	Clorita, apatito trz, Hornblenda trz., vidrio
Matriz o cementante	Criptocristalina felsica y vítreo

III.- Clasificación : Diorita

No. DE MUESTRA : AT-06-a

I.-Descripción Macroscópica

Clase de roca	Ígnea
Tipo de roca	piroclástica
Color	Mesocrática (pardo)
Estructura y textura	Vesicular y vítrea
Mineralogía	Hornblenda en matriz vítrea

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	
Fabrica	Vitrofirica
Minerales esenciales	Vidrio 65 %
Minerales accesorios	Olivino trz., plagioclasas 35%
Minerales secundarios	Hornblenda hipidiomórfica
Matriz o cementante	

III.- Clasificación : Pómez intermedia

*La presencia de la hornblenda particularmente el tamaño que presenta, nos habla de un incremento en la cantidad de agua , ya que este mineral es un mineral hidratado.

No. DE MUESTRA : AT-06-e

I.-Descripción Macroscópica

Clase de roca	Ígnea
Tipo de roca	piroclástica
Color	Mesocrática (pardo)
Estructura y textura	Vesicular y vítrea
Mineralogía	Hornblenda en matriz vítrea

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	Hipocristalina
Granularidad	
Fabrica	vítrea
Minerales esenciales	Vidrio 95 % , Plagioclasas 5 %
Minerales accesorios	
Minerales secundarios	
Matriz o cementante	

III.- Clasificación : Pómez intermedia

No. DE MUESTRA : AT-06-j

I.-Descripción Macroscópica

Clase de roca	Ígnea
Tipo de roca	hipabisal
Color	Mesocrática
Estructura y textura	fanerítica
Mineralogía	feldespatos

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	Holocristalina
Granularidad	Grano medio
Fabrica	Porfídítica
Minerales esenciales	Plagioclasas 90%, piroxénos 8 %
Minerales accesorios	
Minerales secundarios	
Matriz o cementante	

III.- Clasificación : Dolerita

*Se observa una textura aparentemente fluidal de los cristales de plagioclasas

No. DE MUESTRA : AT-03

I.-Descripción Macroscópica

Clase de roca	Ígnea
Tipo de roca	Intrusiva
Color	Leucocrática
Estructura y textura	Porfídítica
Mineralogía	Feldespatos y piroxenos

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	Holocristalina
Granularidad	Grano medio
Fabrica	Inequigranular
Minerales esenciales	Plagioclasas
Minerales accesorios	Biotita
Minerales secundarios	Clorita *
Matriz o cementante	Criptocristalina

III.- Clasificación : Diorita

No. DE MUESTRA : AT-06-j

I.-Descripción Macroscópica

Clase de roca	Ignea
Tipo de roca	hipabisal
Color	Mesocrática
Estructura y textura	fanerítica
Mineralogía	feldespatos

II.- Descripción Microscópica

Cristalinidad	Holocrystalina
Granularidad	Grano medio
Fabrica	Porfídica
Minerales esenciales	Plagioclasas 90%, piroxénos 8 %
Minerales accesorios	
Minerales secundarios	
Matriz o cementante	

III.- Clasificación : Dolerita

*Se observa una textura aparentemente fluidal de los cristales de plagioclasas

No. DE MUESTRA : AT-03

I.-Descripción Macroscópica

Clase de roca	Ígnea
Tipo de roca	Intrusiva
Color	Leucocrática
Estructura y textura	Porfídítica
Mineralogía	Feldespatos y piroxenos

II.- Descripción Microscópica

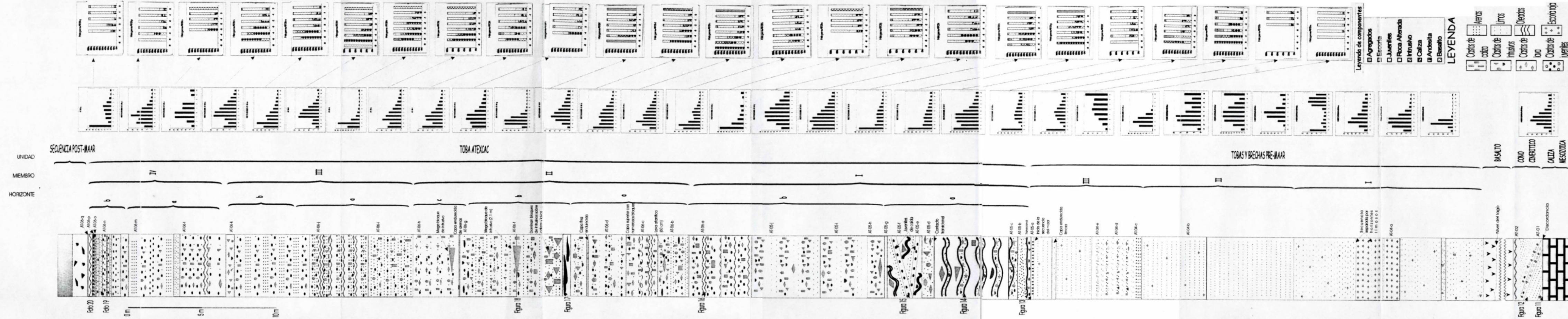
Cristalinidad	Holocristalina
Granularidad	Grano medio
Fabrica	Inequigranular
Minerales esenciales	Plagioclasas
Minerales accesorios	Biotita
Minerales secundarios	Clorita *
Matriz o cementante	Criptocristalina

III.- Clasificación : Diorita

ANEXO IV. Datos para la realización de la figura 25

	Basalto	Andesita	Caliza	Intrusivos	Roca alterad.	Juveniles	Escoria	Agregados
AT-05-a	0%	0%	1%	0%	0%	4%	0%	0%
AT-05-b	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
AT-05-c	1%	11%	0%	1%	0%	1%	6%	3%
AT-05-e	14%	5%	31%	0%	0%	1%	3%	0%
AT-05-f	3%	0%	5%	0%	19%	4%	0%	15%
AT-05-g	1%	14%	1%	11%	5%	3%	0%	0%
AT-05-h	17%	2%	17%	20%	14%	5%	52%	11%
AT-05-i	7%	6%	0%	1%	16%	2%	0%	4%
AT-05-j	1%	1%	1%	0%	1%	2%	1%	6%
AT-06-a	0%	0%	1%	0%	1%	2%	0%	0%
AT-06-b	7%	4%	0%	8%	4%	19%	0%	5%
AT-06-c	10%	5%	10%	14%	6%	2%	0%	1%
AT-06-d	0%	9%	3%	1%	1%	12%	0%	0%
AT-06-f	0%	1%	8%	0%	0%	3%	0%	42%
AT-06-g	6%	1%	3%	17%	9%	7%	0%	0%
AT-06-h	0%	1%	0%	1%	1%	3%	1%	0%
AT-06-i	12%	5%	2%	0%	2%	6%	7%	8%
AT-06-j	0%	7%	6%	6%	2%	2%	0%	0%
AT-06-k	9%	8%	1%	9%	3%	2%	22%	0%
AT-06-l	1%	5%	8%	1%	1%	5%	3%	0%
AT-06-m	2%	9%	0%	6%	6%	2%	0%	2%
AT-06-n	4%	4%	0%	2%	1%	2%	0%	1%
AT-06-o	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%
AT-06-p	4%	1%	0%	0%	3%	7%	4%	0%
AT-06-q	1%	0%	1%	1%	4%	2%	0%	0%

ANEXO V. Columna Estratigráfica e Histogramas (tamaño y análisis de componentes) del cráter Atexac mostrando sus variaciones granulométricas



Leyenda de componentes

- Agregados
- Escoria
- Juveniles
- Roca Alterada
- Intrusivo
- Caliza
- Andesita
- Basalto

LEYENDA

- Arenas
- Cobos
- Cuscos de limos
- Infiltrados
- Cuscos de limos
- Cuscos de arenas
- D.O.
- Cuscos de arenas
- Inertes
- Basalto

Figura 12: Nivel del lago

Figura 11: Discontinuidad