

8
2ej.



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA**



**ALGUNOS ASPECTOS DEL VOLCANISMO
RECIENTE EN MÉXICO**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA
P R E S E N T A :
YOLANDA CEDILLO FLORES



**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA**

MEXICO. D. F.

1997

INDICE

	página
Índice	ii
Agradecimientos	iv
Introducción	1
Capítulo 1. Causas y distribución del volcanismo.	3
Capítulo 2. Características físicas y químicas de los magmas.	11
2.1 Introducción	11
2.2 Composición química de los magmas.	11
2.3 Composición de los gases magmáticos.	13
2.4 Características físicas de los magmas.	14
Capítulo 3. Productos y tipos de erupciones volcánicas.	19
3.1 Efecto de los gases en el magma durante una erupción magmática	19
3.2 Productos de las erupciones volcánicas.	20
3.3 Tipos de erupciones.	22
3.4 Volcanismo Monogenético y Poligenético, y Morfología volcánica.	29
Capítulo 4. Modos de emplazamiento de los productos volcánicos.	37
4.1 Lavas.	37
4.2 Emplazamiento de materiales granulados y heterogéneos.	42
Capítulo 5. Efectos de erosión en las estructuras volcánicas.	50
5.1 Etapas erosivas en los conos volcánicos.	51
5.2 Erosión antrópica en el paisaje volcánico	55
Capítulo 6. Morfología de los principales volcanes activos de México.	57
6.1 Ambiente tectónico del volcanismo en México.	57
6.2 Distribución de los volcanes activos en México.	60
6.3 Morfología y actividad eruptiva de los volcanes poligenéticos en México.	65
Capítulo 7. Algunos aspectos geográficos adicionales sobre el volcanismo.	129

7.1	Impacto social y ambiental. Riesgos y peligros volcánicos	130
7.2	Peligros por productos volcánicos.	131
7.3	Descripción de los productos volcánicos que pueden representar peligrosidad.	131
7.4	Recursos naturales	138
	Conclusiones y recomendaciones	142
	Glosario	149
	Bibliografía citada.	155
	Referencias cartográficas.	165
	Referencias de imágenes.	166
	Bibliografía consultada.	168
	Lista de figuras, mapas y apéndices	170

Lista de figuras, mapas y apéndices.

Figura	página.	
1.1	Estructura interna de la Tierra	4
1.2	Zonas de Subducción	6
1.3a	Distribución de las zonas volcánicas en el mundo	7
1.3b	Principales placas tectónicas y distribución de puntos calientes	7
1.4	Diagrama Presión/Temperatura para la peridotita	8
1.5	Diferentes tipos de volcanismo entre las placas tectónicas	10
1.6	Formación de los puntos calientes	10
2.1	Composición mineralógica de las rocas volcánicas	12
2.2	Dependencia de la viscosidad con respecto a la temperatura.	17
2.3	Densidad de las rocas en función de la temperatura	18
3.1	Ejemplos de como se producen los derrames piroclásticos.	23
3.2	Tipos de erupciones volcánicas.	30
3.3	Morfología volcánica.	36
4.1	Características de los tipos de lavas	39
4.2	Factores importantes en la formación de coladas y domos.	42
4.3	Modelos esquemáticos de los depósitos granulares.	43
4.4	Caída del material volcánico alrededor de la boca eruptiva	44
4.5	Procesos de gradación normal y gradación inversa	45
4.6	Modos de formación y características de los principales tipos de depósitos piroclásticos.	49
5.1	Etapas de erosión de un cono volcánico	52
5.2	Degradación en los conos del Volcán Etna, Italia.	53
5.3	Perfil de cambios erosionales en un cono, Francia.	54
6.1	Mapa de siete áreas volcánicas en el N de México.	59
6.2	Mapa de los principales volcanes activos y estructuras tectónicas regionales de Mexico	61
6.3	Mapa de las Provincias Geológicas de México	62
6.4	Mapa de las Provincias Fisiográficas de México.	63
6.5	Mapa de volcanes activos de México y situación en áreas de densidad de Volcanes Cuaternarios.	64
6.6	Mapa del Campo Volcánico Las Tres Vírgenes.	65
6.7	Mapa de isopacas del volcán La Virgen.	68
6.8	Mapa preliminar de peligros para depósitos plinianos, lahares y derrumbes del Volcán La Virgen.	69
6.9	<i>Perfil morfológico del V. La Virgen.</i>	70
6.10	Topografía de la zona cercana al Volcán Everman.	72
6.11	<i>Perfil morfológico del V. Everman</i>	73
6.12	Carta topográfica del Volcán Bárcena.	75
6.13	Erupción del Volcán Bárcena.	76

6.14	<i>Perfil morfológico del V. Bárcena.</i>	77
6.15	Etapas de desarrollo del Volcán Ceboruco.	80
6.16a	Áreas de riesgos por erupciones de lava.V. Ceboruco.	82
6.16b	Áreas de riesgos por erupciones de ceniza. V. Ceboruco	83
6.16c	Áreas de riesgos por erupciones de derrames piroclásticos.V. Ceboruco.	84
6.16d	Áreas de riesgos por lahares. V. Ceboruco.	85
6.17	<i>Perfil morfológico del V. Ceboruco.</i>	86
6.18	Representación de la historia eruptiva del Volcán de Colima.	89
6.19	Áreas con posibilidad de ser afectadas por flujos de ceniza, bloques y lodo. Volcán de Colima.	91
6.20	Imagen del Volcán de Colima.	91
6.21	<i>Perfil morfológico del v. de Colima</i>	93
6.22	Imagen del Volcán Popocatepetl.	96
6.23a	Áreas de peligro por flujos de lodo. Volcán Popocatepetl.	99
6.23b	Áreas de peligro por caída de materiales volcánicos en el Volcán Popocatepetl.	100
6.24	<i>Perfil morfológico del V. Popocatepetl</i>	101
6.25	Mapa topográfico del volcán Pico de Orizaba	103
6.26	Mapa preliminar de riesgo volcánico del volcán Pico de Orizaba.	106
6.27	<i>Perfil morfológico del V. Pico de Orizaba.</i>	107
6.28	Mapa de ubicación del volcán San Martín Tuxtla y área de conos cercanos.	110
6.29	<i>Perfil morfológico del V. San Martín Tuxtla.</i>	111
6.30a	Forma del Volcán El Chichón.	114
6.30b	Distribución de piroclastos después de la erupción de 1982 del Volcán El Chichón.	115
6.31a	Imágenes del Volcán El Chichón. (posteriores a 1982).	117
6.31b	Imágen del Volcán El Chichón con su caldera y fumarolas.	117
6.32	<i>Perfil morfológico del V. El Chichón.</i>	118
6.33	Vista del Volcán Tacaná desde el poblado de Unión de Juárez.	119
6.34	Localización del Volcán Tacaná.	121
6.35	Vista de una fumarola en una ladera del Volcán Tacaná	123
6.36	Mapa Geológico del V. Tacaná.	125
6.37	Plano del Volcán Tacaná y poblaciones cercanas.	126
6.38	Perfil morfológico del Volcán Tacaná	128
Apéndice I	Clasificación de las Erupciones Volcánicas	145
Apéndice II	Principales Características de los Volcanes Activos de México.	146
Apéndice III	Erupciones Históricas de Algunos Volcanes Mexicanos	148

A mis Padres.

**A la memoria del Dr. Javier Otaola L., quien fuera
mi asesor al inicio de este trabajo. Con profundo
respeto y admiración.**

A la memoria del Dr. Jorge A. Vivó.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco infinitamente al Dr. Juan Manuel Espíndola por dirigir este trabajo de manera tan brillante, así como por sus consejos tan valiosos y por su comprensión durante todo este tiempo.

Deseo expresar mi agradecimiento especial a la Dra. Blanca Mendoza por haberme dado la oportunidad de elaborar mi tesis en el Departamento de Física Espacial del Instituto de Geofísica.

Asimismo agradezco al Dr. Francisco Valdés por el valioso apoyo que me brindó.

Deseo expresar mi agradecimiento al Dr. José Lugo-Hubp por tener la fineza de revisar este trabajo así como por sus valiosas observaciones para el mejoramiento del mismo.

Agradezco al Mtro. Victor Manuel Martínez Luna por sus comentarios, observaciones y recomendaciones para mejorar el trabajo.

Al Dr. Gerardo Bustos T. por sus valiosos comentarios durante la revisión de esta tesis.

A la Mtra. Ma. Teresa López C. por el apoyo que me brindó durante la elaboración de esta tesis.

Deseo agradecer a investigadores y estudiantes del Departamento de Física Espacial por brindarme su enorme apoyo y ayuda incondicional en todo momento. No es posible mencionar a cada uno de ellos, pero merecen mención especial:

-el Dr. Héctor Durand por sugerirme elaborar la tesis en este Departamento y por su asesoría en mis primeros cursos sobre Física.

-el Dr. Alejandro Lara quien contribuyó de manera sumamente valiosa, en la elaboración del material gráfico hecho en computadora.

-agradezco especialmente a la Dra. Dolores Maravilla M. por sus acertados comentarios y asesoría en todo momento, pero especialmente por brindarme su sincera amistad, consejos y apoyo durante el tiempo de la elaboración de esta tesis.

-mi agradecimiento también para la Dra. Silvia Bravo por la oportunidad que me ha dado para experimentar una nueva faceta de mi vida profesional en el campo de la divulgación de la ciencia.

Por último me resta expresar la gracias a quienes me dieron su ayuda tan eficaz en las distintas fases del trabajo: al Lic. Arturo Méndez, de la Biblioteca del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. por su valiosa ayuda, atención y su disponibilidad en todo momento, así como al Departamento de Cómputo del mismo Instituto.

La época más excitante, satisfactoria y estimulante para vivir es aquella en la que pasemos de la ignorancia al conocimiento de éstas cuestiones fundamentales, la época en que comenzamos maravillándonos y terminaremos por comprender.

Carl Sagan, 1978.

Para dar forma a la tierra dijeron "Tierra" y ella se levantó de repente, como una nube, como una niebla, formándose, desenvolviéndose.

Popol Vuh: El Libro Maya del Amanecer de la Vida.

INTRODUCCION

El volcanismo, o vulcanismo, es un fenómeno común de nuestro planeta que se ha manifestado a través de toda su historia. Sus efectos son importantes porque a través del mismo la Tierra adquirió su corteza, contribuyó a la formación de su atmósfera y muy probablemente a establecer las condiciones necesarias para el desarrollo de la vida. La importancia del volcanismo se extiende más allá del ámbito de nuestro planeta pues se presenta o se ha presentado en muchos otros cuerpos de nuestro Sistema Solar. Por otro lado, además del interés científico que el volcanismo presenta, en nuestro planeta constituye un fenómeno de especial interés por los efectos que ocasiona en el quehacer humano.

El objetivo principal de éste trabajo es conocer algunos aspectos del volcanismo reciente en México. Para ello es necesario conocer algo sobre los procesos físicos y químicos que originan y modifican la morfología derivada del volcanismo activo. Por esta razón, primeramente se pretende dar una visión general sobre el volcanismo, su origen, los procesos que intervienen en él, los tipos de erupciones que resultan de éstos procesos, así como la morfología derivada de los mismos. Esta exposición suministra el marco adecuado para una exposición del volcanismo en México, con un énfasis particular en aquellos volcanes considerados como potencialmente peligrosos. La razón de esta elección radica en que, como se señalaba anteriormente, el volcanismo activo es un fenómeno que puede ser considerado desde el punto de vista físico y social. México es un país con una importante densidad de volcanes, lo que ofrece un amplio campo de estudio para el fenómeno volcánico, pero además existen grandes concentraciones urbanas cercanas a algunos volcanes activos, lo que hace inevitable mencionar su impacto social. Así, una consideración completa del mismo solo puede darse en el marco de la Geografía como única disciplina especializada en los diferentes aspectos del fenómeno.

Dada la magnitud del problema el tratamiento seguido en este trabajo no es exhaustivo; sin embargo se consideran aquellos aspectos básicos para construir una infraestructura para futuros estudios más detallados. Este planteamiento es adecuado si se considera que sobre el tema del volcanismo, y particularmente del volcanismo mexicano, existen pocas monografías en nuestro propio idioma. La información disponible sobre el

tema se encuentra en revistas científicas especializadas, la mayoría en idioma inglés. Por lo anterior, la elaboración de un texto actualizado en español sobre este tema puede al menos constituir una fuente de información para el geógrafo.

En los capítulos 1 y 2 se explican cuales son las causas del volcanismo y su distribución global. Para este propósito es necesario reconocer primeramente la estructura interna de la Tierra y saber cómo y en que regiones de la misma se genera el material magmático. También se analizan las características físicas y químicas de los magmas ya que estos determinan los llamados estilos eruptivos.

En el capítulo 3 se describen los principales tipos de erupciones volcánicas y en su clasificación; se describen los mecanismos eruptivos y los productos de estas erupciones, así como la morfología resultante del emplazamiento de dichos productos. El capítulo 4 detalla los modos de deposición de los productos volcánicos de acuerdo con sus características físicas.

El capítulo 5 describe como actúa la erosión en las estructuras volcánicas y cuáles son las etapas erosivas. Se destaca el efecto erosivo en los conos de escoria porque predominan estudios al respecto. Además se hace referencia a la erosión antrópica que también modifica el paisaje volcánico.

En el capítulo 6 se hace una descripción de los principales volcanes activos de México, se incluye su distribución, historia eruptiva y la morfología de cada uno de ellos que incluye una serie de perfiles morfológicos con dirección norte-sur y este-oeste. Para este último propósito se utilizó cartografía disponible de INEGI con escalas 1:250 000 y 1:50 000 (con excepción del perfil del volcán Everman del que no se encontró cartografía a escala adecuada para trazar su perfil). El capítulo 7 hace referencia al peligro volcánico y otros aspectos de su impacto sobre las actividades humanas.

En la parte final del trabajo, se presenta un Glosario de los términos especializados citados en el texto con el fin de facilitar la lectura del mismo.

CAPITULO 1

CAUSAS Y DISTRIBUCION DEL VOLCANISMO

La Teoría de la Tectónica de Placas es una de las revoluciones científicas más importantes para la comprensión de la dinámica interna de nuestro planeta. A partir de la misma es posible explicar muchos de los grandes fenómenos geológicos entre los que destaca por su importancia el volcanismo.

Para comprender esta teoría es necesario partir de la estructura interna de la Tierra (Figura 1.1). El núcleo terrestre está compuesto en gran parte por elementos metálicos como el hierro y el níquel. El manto terrestre y la corteza tienen una composición a base de silicatos. El cascarón más externo de la Tierra, que comprende la corteza y parte del manto, es llamado litosfera y tiene un grosor aproximado de 100 Km. En términos mecánicos parece comportarse como un cuerpo rígido "flotando" en el resto del manto. El término flotando aparece entre comillas porque en realidad el resto del manto también está constituido por silicatos, por lo que la litosfera se define en términos de su rigidez mecánica. Aunque el manto terrestre es un sólido cuando se consideran deformaciones en tiempos pequeños, en su seno pueden presentarse corrientes de convección como en un líquido cuando se consideran periodos muy largos. Una manera de entender este proceso consiste en contemplar un cierto volumen de roca. Si se aplica a éste una tensión por un tiempo corto, la roca vuelve a su posición inicial, es decir, se comporta de manera elástica. Si la tensión se aplica por un período prolongado, la roca quedará deformada permanentemente, es decir, la roca "fluye" plásticamente. De esta manera se puede ver que el concepto de material rígido, elástico o fluido depende de las fuerzas y el período en que le son aplicadas a un material. Es en este sentido que se dice que la litosfera flota sobre la astenosfera.

El cascarón exterior llamado litosfera no es continuo sobre la superficie de la Tierra, sino que está formado por diferentes placas en contacto unas con otras. Las placas sufren movimientos relativos debidos a fuerzas aplicadas a lo largo de las mismas, cuyo origen está relacionado con los procesos de transferencia de energía desde el interior hacia el exterior del planeta. Como la superficie del globo corresponde a las de las placas, el movimiento

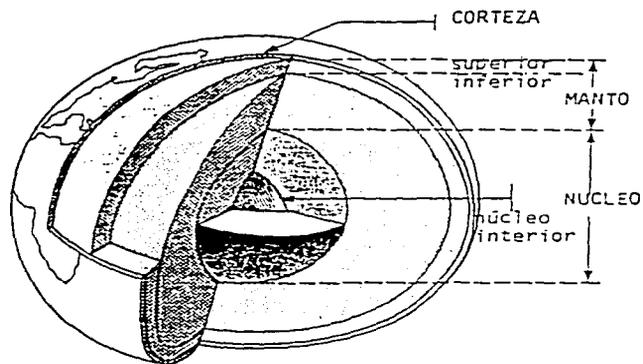


Figura 1.1 Estructura interna de la Tierra.
(Tomado de Allègre, 1988).

relativo entre ellas sólo se logra si en algunos de los márgenes de las mismas se está creando nueva litosfera, mientras que en otros márgenes algunas de ellas "cabalgan" o se enciman sobre otras: un proceso al que se conoce actualmente como subducción (Figura 1.2).

Si se observa en un mapa la distribución de zonas volcánicas y placas tectónicas en la Tierra (Figuras 1.3a y 1.3b) se puede observar su ubicación preferente a lo largo de los bordes de las placas, que por lo tanto, son zonas de generación de *magma*; palabra utilizada para nombrar al material en estado fluido en el interior de la Tierra del que se derivan los productos del volcanismo como la lava y en general las rocas volcánicas. El volcanismo consiste precisamente en la salida a la superficie del material magmático.

El fenómeno de generación de magma consiste esencialmente en un cambio de fase, en el que el material sólido sufre una transformación total o parcial al estado líquido, cambiando de esta manera su densidad y poniendo en juego fuerzas internas de flotación que lo desplazan hacia la superficie. La estabilidad de cada fase de la materia es función de su presión (P), composición y temperatura (T), de manera que si para un sólido a una temperatura dada disminuimos la presión o, alternativamente, si para una presión dada aumentamos la temperatura, podemos lograr un cambio de fase. La figura 1.4 muestra el diagrama P-T para algunas fases minerales como las encontradas en el manto terrestre, como puede notarse un cambio de presión aunque se lleve a cabo sin cambio de temperatura, puede llevar al material a la fase líquida.

A grandes rasgos, en el caso del volcanismo de las zonas de dispersión, el cambio de fase se debe a que al ascender el material disminuye la presión de las rocas superiores, mientras que su temperatura, por su baja conductividad, disminuye más lentamente, de manera que se produce un cambio de fase al estado líquido y la roca se funde para formar un magma. En las zonas de subducción el cambio de fase se debe a que la placa que penetra hacia el interior de la Tierra arrastra parte de la astenosfera consigo. El espacio dejado por el material de la astenosfera arrastrado se llena de material que proviene de zonas más profundas. Por otro lado, las rocas de la placa subducente contienen una cierta cantidad de agua que tiene el efecto de bajar el punto de fusión de los minerales. Así, ambos efectos contribuyen a la fusión parcial o total de las rocas. Como el magma se genera a ciertas

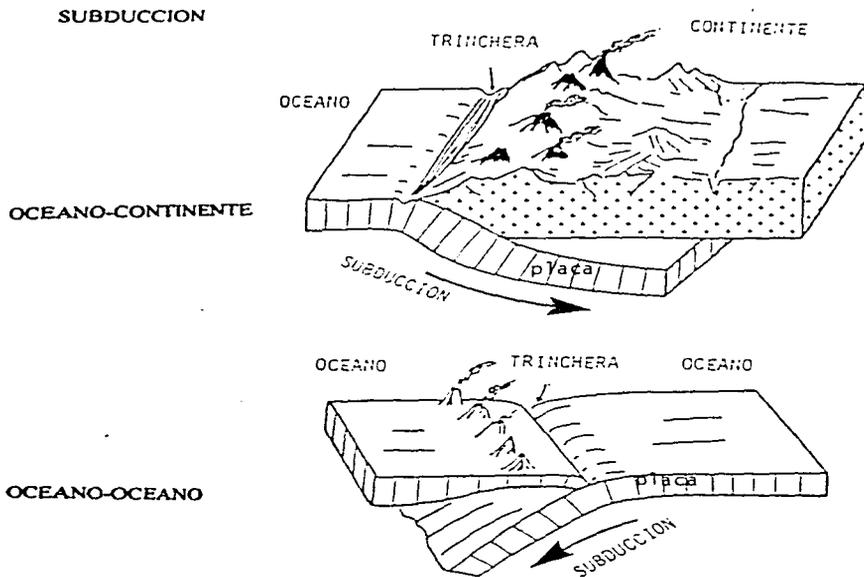


Figura 1.2 Zonas de Subducción.
(Tomado de Allégre, 1968).

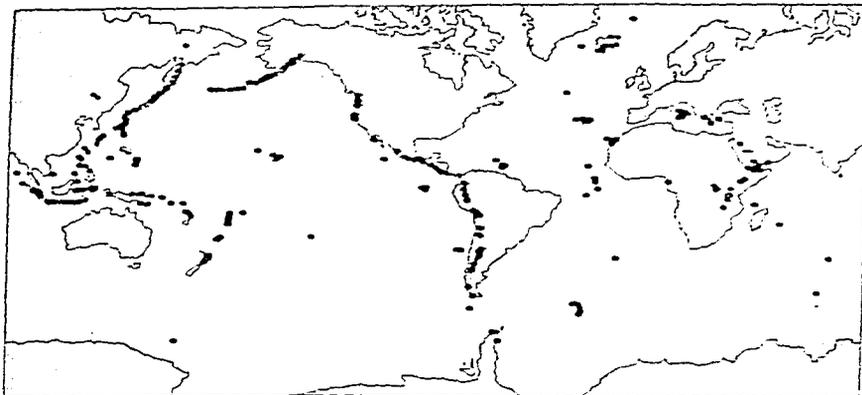


Figura 1.3a Distribución global de los principales volcanes en el mundo. (Tomado de Allegre, 1988).



Figura 1.3b Principales placas tectónicas y distribución de puntos calientes en la Tierra. (Tomado de Decker y Decker, 1991).

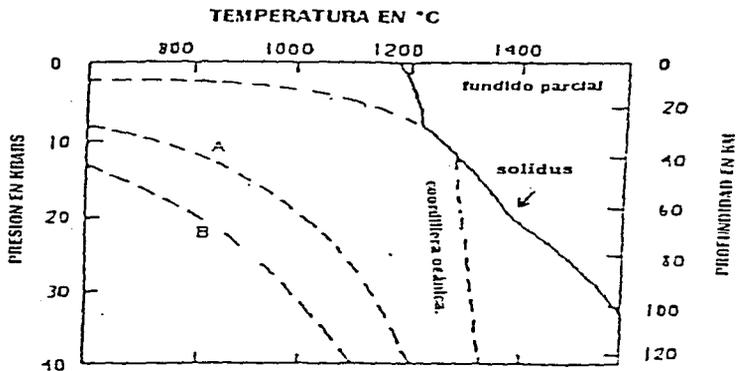


Figura 1.4 Diagrama Presión/Temperatura para la peridotita. La peridotita es el principal tipo de roca en el manto terrestre. La curva que define el comienzo de la fusión de la peridotita es sensible a la presión y temperatura. Las curvas A y B muestran la distribución de temperatura en el interior de la Tierra, bajo los océanos y continentes respectivamente. Las curvas muestran que la distribución de temperatura en la Tierra es tal que el manto es sólido. En regiones anómalas como en las cordilleras oceánicas donde ocurre convección del manto, la geoterma se eleva localmente, produciendo magma parcial o totalmente fundido.

(Tomado de Sigurdsson, 1987).

profundidades de la placa, el volcanismo relacionado con las zonas de subducción es generalmente paralelo a las trincheras que marcan el sitio de contacto entre placas (Figura 1.5).

Dos tipos de volcanismo que no ocurren en un margen de placa sino en su interior son los conocidos como de rift. Las zonas de rift son regiones en las que las placas se han adelgazado considerablemente por efecto de fuerzas de tensión y que evolucionarán hasta convertirse en nuevas zonas de dispersión o esparcimiento. En este sentido, la explicación del volcanismo en estas zonas es semejante al que ya se comentó anteriormente (Figura 1.5).

Un caso especial de volcanismo es el de las islas hawaianas. Como puede apreciarse en el mapa de placas tectónicas, estas islas volcánicas no se encuentran en zonas de esparcimiento, subducción o rift, de manera que para conciliar su ubicación con la tectónica de placas debe encontrarse un mecanismo de generación en concordancia con la teoría. Se sabe que éstas son de edades sucesivamente más antiguas en dirección noroeste: la más joven es Hawai, cuyas lavas más antiguas tienen unos 700,000 años de edad, y la más antigua, Kauai, con cerca de 3 millones de años. De hecho, siguiendo la misma línea se encuentran una serie de islas y montículos submarinos de edad progresivamente mayor, por ejemplo, la isla de Midway, a varios miles de kilómetros hacia el noroeste de Kauai, tiene una edad de 28 millones de años (Decker y Decker, 1981). Esto sugiere que existe una fuente de magma bajo la placa que permanece fija con respecto a la misma. Así, al moverse la placa con dirección noroeste los volcanes que emergen son sucesivamente más nuevos. A este volcanismo se le ha llamado, de mancha o punto caliente (figura 1.6). En la figura 1.3 se puede apreciar la distribución de puntos calientes en el planeta.

La existencia de los puntos calientes se explica usualmente suponiendo que hay plumas o corrientes de material caliente que se elevan desde algún lugar en el manto hasta la base de la litosfera. Si bien estas plumas no han sido detectadas por ningún método, los geoquímicos encontraron que la composición química de los magmas de los volcanes de punto caliente es diferente a la de los demás, como correspondería a un magma que asciende desde regiones más profundas del planeta. El volcanismo con estas características y magmas de composición similar, es también propio de las islas Galápagos, Canarias, Azores, Madera,

Cabo Verde, e Islandia, aunque ésta última participa del volcanismo de zona de dispersión y de punto caliente (Decker y Decker, 1991).

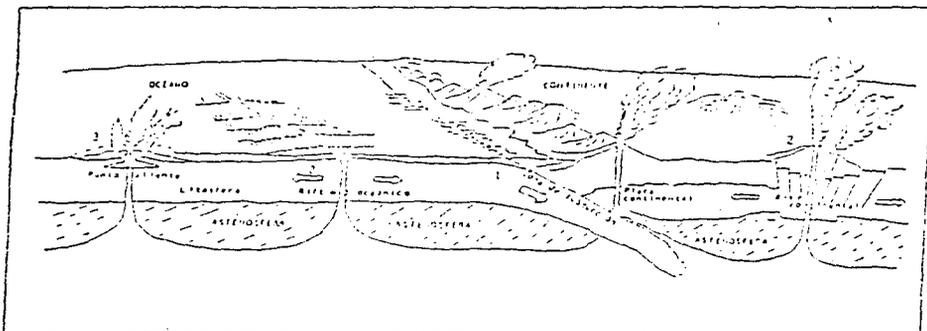


Figura 1.5. Diferentes tipos de volcanismo que ocurren en sitios de contacto entre Placas Tectónicas. (Tomado de *Time-Life Books*, 1983).
 1) Rift Continental y Rift oceánico
 2) Zona de subducción
 3) Punto caliente

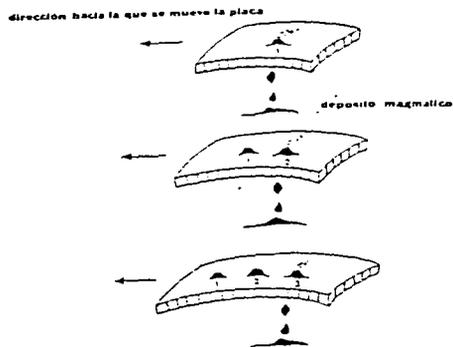


Figura 1.6. Formación de los puntos calientes, al desplazarse una placa sobre la pluma de material magmático ubicada en el manto. (Tomado de Allégre, 1988).

CAPITULO 2

CARACTERÍSTICAS FÍSICAS Y QUÍMICAS DE LOS MAGMAS.

2.1 Introducción.

Como se ha visto, el magma se define como una sustancia fundida o semifundida que se encuentra a varios kilómetros bajo la superficie terrestre y que al enfriarse se solidifica formando una roca cristalina o vidriosa. Cuando este material es expulsado o emerge hacia la superficie en forma aún líquida, es conocido como *lava*; cuando emerge en forma solidificada y fragmentada se conoce como *tefra*. De acuerdo con lo visto en el capítulo anterior, los depósitos magmáticos originales se generan a diferentes profundidades del manto, según el régimen tectónico. Esto les confiere cierta composición química que sigue evolucionando en su camino a la superficie. El magma asciende desde su lugar de generación hasta la base de la corteza y de allí a la superficie de una manera dictada por las características tanto del magma como de la corteza a través de la cual asciende.

Durante su trayectoria ascendente el magma puede sufrir una serie de cambios físicos y químicos, ya sea por contaminación con materiales de la corteza o por procesos de diferenciación internos, como se esboza a continuación: el magma puede permanecer en una cámara o depósito por largo tiempo antes de que ocurra una erupción; en este tiempo se enfría por contacto con las paredes de la cámara, lo que ocasiona que algunas fracciones sean más densas que el magma caliente y se hundan al fondo de la cámara. Por otra parte, cuando el magma se enfría puede producirse la cristalización parcial del mismo. Como los minerales que se forman son más densos que el material fundido, tienden también a hundirse. En ambos procesos, el magma restante es alterado en su composición química y sus características físicas.

2.2 Composición química de los magmas.

Los procesos señalados anteriormente, dan origen a una gran variación en la composición química de los magmas provenientes de una misma fuente. Como se verá, la composición es de gran importancia, puesto que determina la viscosidad del magma.

El componente esencial de los magmas es el dióxido de silicio, SiO_2 , que les imparte diferentes características de acuerdo con la proporción en que se encuentre presente. Por razones históricas si un magma contiene 66% o más de SiO_2 es llamado ácido, cuando el

contenido es de entre 52% y 66% es intermedio, si el contenido es menor a 52% es llamado básico y si es incluso menor es llamado ultrabásico. Otros constituyentes de los magmas son los óxidos de aluminio, calcio, sodio, potasio, magnesio y hierro. (Bullard, 1979). Por su composición química y baja temperatura (900°C), los magmas ácidos, son muy viscosos, en cambio los magmas básicos con temperatura de 1000°C a 1200°C son fluidos; de éstos últimos se originan los basaltos que constituyen el 90% de rocas volcánicas (Araña, 1974). La figura 2.1 muestra esquemáticamente los extremos de composición que pueden tener los magmas. Como se mencionó antes, éstos van desde ultrabásicos hasta ácidos. Cabe señalar que el tipo de magma que emite un volcán, está determinado, en parte, por el régimen tectónico en que surge; sin embargo, pueden presentarse variaciones en los magmas que surgen de un mismo volcán. También pueden coexistir dos tipos de volcanismo en una misma región, como es el caso del volcanismo que origina los pequeños conos de escoria del centro de México, junto con los grandes estratovolcanes en la misma región.

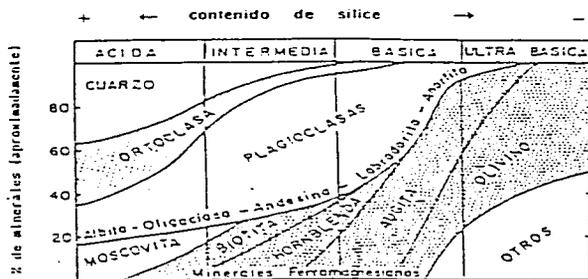


Figura 2.1 Composición mineralógica característica de las rocas volcánicas en términos de su contenido de sílice. (Tomado de Ollier, 1988).

Por otra parte, la composición química del magma a una temperatura determinada, controla la fluidez y por lo tanto la resistencia del material a la liberación de gas. Los magmas basálticos (fluidos) liberan gases lentamente hasta que se enfrían y se transforman en viscosos. Entonces pueden ocurrir explosiones y formación de escoria. (Tricart, 1968; citado en Bocco 1988).

2.3 Composición de los gases magmáticos.

Los magmas contienen en solución cantidades importantes de gases. Estos se encuentran disueltos en el magma por la gran presión litostática que existe a profundidad.

La composición de los gases magmáticos sufre modificaciones originadas por los procesos de diferenciación, y durante el ascenso del magma por incorporación de agua y la profundidad de desgasificación. En la superficie también influye en su composición, el contacto con agua, materia orgánica o con el aire. Durante el proceso de enfriamiento de las lavas, se libera parte del contenido de gas y se producen reacciones químicas ayudadas por el calor que se desprende del magma, lo que en ocasiones produce efectos tóxicos por la generación de monóxido de carbono aún días después de finalizada una erupción.

La composición de los gases magmáticos se determina mediante muestreo de gases cerca de las bocas eruptivas y a altas temperaturas y el análisis de éstos. Como se mencionó antes, existen limitaciones que dificultan el muestreo de los gases magmáticos como son las altas temperaturas y la alteración de los gases al entrar en contacto con la atmósfera e hidrósfera por lo que el análisis presenta ciertas incertidumbres. Sin embargo, se han podido determinar los principales componentes que se presentan en la fase magmática. Los componentes son básicamente el agua (H_2O), el bióxido de carbono (CO_2) y el bióxido de azufre (SO_2); destaca el contenido de agua que se manifiesta en forma de vapor en las nubes volcánicas (Araña, 1984).

En menor proporción se presentan otros compuestos como el ácido sulfídrico (SH_2), el metano (CH_4) y el monóxido de carbono (CO); y aun en menor concentración se han detectado componentes como argón (Ar), helio (He), cloro (Cl_2), nitrógeno (N_2), oxígeno (O_2) e hidrógeno (H_2) que pueden presentarse incluso después de una fase eruptiva debido a la interacción de agua con lava a temperaturas de más de $400^\circ C$ en los conductos y bocas de emisión (Araña, 1984).

Existe una relación estrecha entre la composición de los gases y la temperatura durante una erupción, un ejemplo es el de las fumarolas asociadas a la erupción del volcán Usu en Japón (1977-1980) que en el inicio tuvo una temperatura de 100 °C y bajo contenido de bióxido de azufre (SO₂), ácido sulfhídrico (SH₂) y ácido clorhídrico (CHL), y éste aumentó en la fase final en la que la temperatura alcanzó 700 °C (Araña, 1984).

Por otra parte, al parecer la diferente proporción de volátiles como H₂O y CO₂ está fuertemente asociada al tipo de magma pues la fase volátil de los magmas alcalinos es más rica en CO₂, mientras que en los magmas toleíticos, un tipo de basalto con alto contenido de sílice, son más ricos en H₂O.

2.4 Características físicas de los magmas.

Temperatura.

Las temperaturas del magma han sido estimadas de diferentes maneras. Se han hecho mediciones directas sobre lavas basálticas por medio de termopares insertados dentro de una corriente o lago de lava; las temperaturas que se han obtenido oscilan entre entre 1105 °C y 200 °C. Para materiales como la riolita, las temperatura varía entre 700 °C y 900 °C. Finalmente, para magmas silíceos los datos son pocos porque las erupciones que involucran la emisión de lavas ácidas no son frecuentes (Cas y Wright, 1989). Una manera alternativa de estimar las temperaturas de un magma consiste en medirlas en el laboratorio, en este caso se funde nuevamente una roca y se toman las diferentes temperaturas al enfriarse y pasar por las diferentes fases de cristalización. Las estimaciones hechas de esta forma dan una idea de las temperaturas de los magmas ya que la temperatura real no puede saberse ya que la roca usada en el laboratorio ha perdido gran cantidad de gases mismos que reducen la temperatura a la cual tiene lugar la solidificación (Macdonald, 1972)

Viscosidad.

La viscosidad se define como la resistencia que presenta un fluido al movimiento. Si τ es el esfuerzo aplicado a un fluido, entonces η , la viscosidad, se define a través de la relación:

$$\tau = \tau_0 + \eta \nabla v$$

donde ∇v es el gradiente de velocidad y τ_0 la resistencia a la deformación (*yield strength*).

La viscosidad es una función muy fuerte de la composición y la temperatura (Kilburn y Luongo, 1993). La figura 2.2 muestra la dependencia de la viscosidad con la temperatura y su composición. Como puede verse, los magmas de composición más básica tienen una menor viscosidad que los de composición más ácida o intermedia; sin embargo en ambos casos existe una dependencia exponencial con la temperatura. Esta dependencia puede escribirse matemáticamente como:

$$\eta = \eta_0 e^{E/RT}$$

Donde η_0 , E y R son la viscosidad inicial, la energía de activación y R la constante de los gases, constantes físicas que definen unívocamente cada curva y dependen de la composición del magma. Así, una vez dada una composición vemos que la temperatura es quizá la variable que más fuertemente determina su viscosidad. Otras variables termodinámicas tal como la presión juegan un papel menos relevante en la determinación de la viscosidad.

De esta manera podemos ver que la dinámica de un magma está fuertemente controlada por su temperatura, misma que puede variar grandemente a lo largo de un proceso como lo es el ascenso magmático hacia la superficie o el derrame de una colada de lava. Como veremos los diferentes comportamientos de un volcán durante una erupción están fuertemente dominados por la viscosidad de los magmas involucrados en estos procesos.

Densidad.

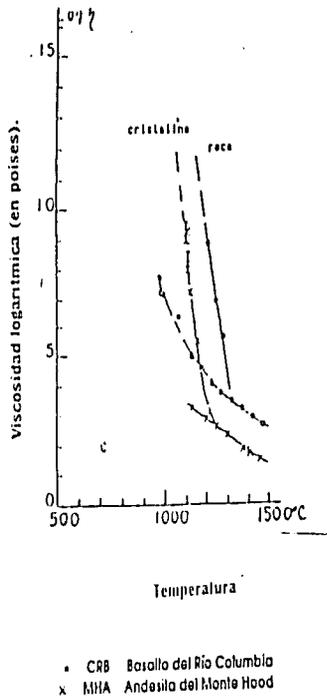
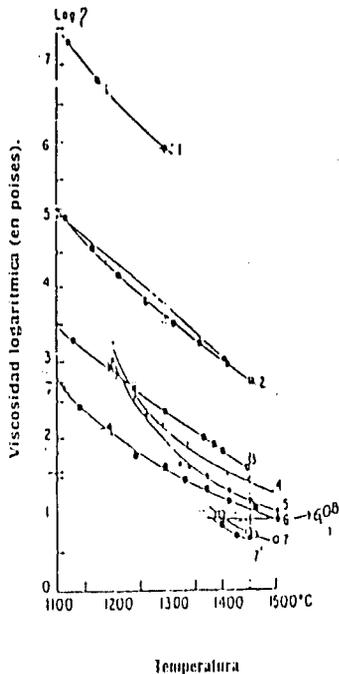
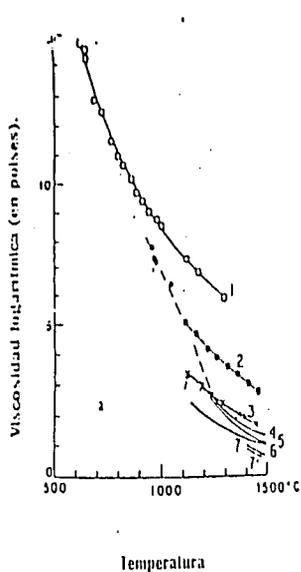
En términos generales, la densidad de las rocas ácidas es menor que la de las rocas básicas, como puede observarse en el cuadro I en donde se observa que las diferencias son del orden de algunos décimos de gramo por centímetro cúbico. Los magmas de los que se derivan estas rocas tienen densidades que siguen la misma tendencia; sin embargo las densidades de los magmas pueden ser menores que las de las rocas puesto que esta depende de su temperatura y presión. Así, la densidad disminuye con la temperatura y aumenta con la presión. Experimentos de laboratorio sobre la variación de la densidad con la temperatura demuestran que esta es más importante que su variación con la presión. La figura 2.3 muestra la variación de la densidad con la temperatura para varios tipos de roca según se ha determinado en el laboratorio. Como puede verse, el cambio de densidad con la temperatura

puede ser de varias décimas de gramo por centímetro cúbico. Esta diferencia que podría parecer pequeña es sin embargo determinante, en el caso de los magmas, para provocar su ascenso a la superficie de la Tierra.

Cuadro I
DENSIDADES PROMEDIO DE LAS ROCAS ÍGNEAS CRISTALINAS.

Roca	Densidad promedio
Granito	2.667
Granodiorita	2.716
Sienita	2.757
Cuarzo diorita	2.806
Diorita	2.839
Norita	2.984
Gabro	2.976
Diabasa	2.965
Peridotita	3.234
Dunita	3.289
Piroxenita	3.231
Anortosita	2.734

Cuadro I. Las diferencias de densidades en las ígneas cristalinas son mínimas. En las rocas ácidas la densidad es menor que en las rocas básicas. Igualmente los magmas que originan estas rocas siguen la misma tendencia. (Por: R.A. Daly. Tomado de Birch *et al.*, 1942).



- CRB Basalto del Río Cumbria
- x MHA Andesita del Monte Hood

Figura 2.2 Dependencia de la viscosidad con respecto a la temperatura para diferentes tipos de rocas.

- 1- Riolita obsidiana de Newbery
- 2- Andesita del Monte Hood
- 3- Basalto del Río Cumbria
- 4- Intrusión Skaergaard después de 35% de cristalización (Wager and Brown, 1968)
- 5- la misma muestra con 76% de cristalización
- 6- Basalto olivino de las Galápagos
- 7- Muestra lunar sintética (en el aire)
- 7'- Muestra lunar sintética (en argón)

Según Murase y McBirney (1973)

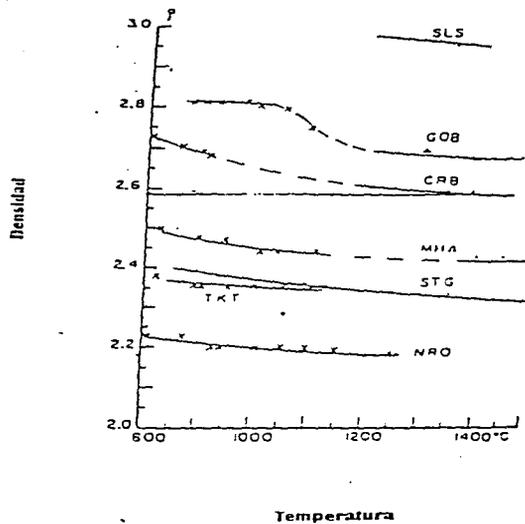


Figura 2.3 Densidad de las rocas en función de la temperatura para diferentes tipos de rocas.

CRB - Basalto del Río Columbia.
GOB - Basalto olivino de las Galápagos.
MHA - Andesita del Monte Hood.
NRO - Riolita obsidiana de Newberry.
STG - Cristal estándar.
SLS - Muestra Lunar sintética
 (Según Murase y McBirney, 1973).

CAPITULO 3

PRODUCTOS Y TIPOS DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS.

En este capítulo se analizan los tipos de depósitos a que pueden dar origen las erupciones volcánicas. Sin embargo, para caracterizar mejor dichos depósitos es necesario entender los diferentes mecanismos de erupción que dan origen a los diversos estilos de erupción volcánica.

3.1 Efecto de los gases en el magma durante una erupción magmática.

Se vio en el capítulo anterior que los magmas pueden contener una fracción importante de gases. Estos se encuentran disueltos en el magma gracias a la presión litostática. Cuando el magma asciende a la superficie, la presión disminuye y el gas comienza a separarse del magma, formando núcleos que eventualmente se tornan en burbujas (el crecimiento de las mismas depende de la viscosidad del magma). Los magmas muy viscosos tienen mayor dificultad para fluir y por lo tanto impiden el crecimiento de las burbujas. Si las burbujas pueden crecer con mayor facilidad, disminuyen su presión interna aumentan su flotación y pueden separarse del fluido arrastrando porciones del mismo en su camino. Este proceso es semejante al que sucede en volcanes de lava poco viscosa como el del volcanismo hawaiano o islándico.

Por otro lado, también puede ocurrir que el magma sea tan viscoso que dificulte el crecimiento y movimiento de las burbujas. Si esto ocurre y la presión externa sigue disminuyendo, como en efecto ocurre durante el ascenso del magma a la superficie, la presión concentrada en las burbujas puede ser tan grande como para que en un proceso explosivo se fragmente el magma. Los magmas muy viscosos son además muy ricos en cuarzo y otros componentes que solo permanecen líquidos a muy altas temperaturas. Así, el material fragmentado se solidifica muy rápidamente y en la parte final de su ascenso el magma se ha transformado en una mezcla de gas y fragmentos sólidos de muy variados tamaños a altas presiones. Los fragmentos generados de esta manera son llamados (*piroclastos* palabra que proviene de las voces griegas *piros*, fuego y *clastos*, roto, quebrado) y pueden ser de muy diversos tamaños: desde bloques y bombas ($< 64\text{mm}$), lapilli (entre $2\text{-}64\text{ mm}$) y cenizas de grano grueso ($1/16\text{ mm}$ a 2 mm) hasta ceniza fina ($> 1/16\text{ mm}$).

Existen así, dos extremos de comportamiento: explosivo y efusivo, determinados por magmas muy viscosos por un lado y por magma poco viscoso por el otro. Por supuesto, entre estos extremos puede presentarse volcanismo con grados intermedios de explosividad. En términos de estilos eruptivos, por un lado tenemos la erupciones plinianas y peleanas, de gran explosividad, y por otro las hawaianas e islándicas, muy efusivas con las vulcanianas y estrombolianas, de explosividad intermedia como se verá en detalle más adelante.

Un factor adicional a considerar es la interacción de las aguas subterráneas con los materiales calientes asociados a un magma. En efecto, la súbita evaporación de agua por efecto del cuerpo magmático puede ser de gran magnitud como para producir una explosión. A estas erupciones se les llama freáticas y pueden ser desde ligeramente explosivas hasta de explosividad moderada. En algunas ocasiones puede presentarse una explosión mixta producida por combinación de los gases magmáticos y los provenientes de la formación de vapor de agua. Una explosión freática puede ser el preámbulo o disparador de una emisión de material magmático, en dichos casos la erupción es llamada freatomagmática y puede ser de gran explosividad (Araña, 1984). Un ejemplo de éstas es la erupción del volcán Bárcena, en la isla San Benedicto, México, sucedida en 1952.

3.2 Productos de las erupciones volcánicas.

El producto más conocido de una erupción volcánica es la lava, que como ya se indicó, es un producto típico de las erupciones efusivas. Su modo de emplazamiento se verá en el siguiente capítulo. En el caso de las erupciones explosivas como ya vimos se producen piroclastos. Un término que es también ampliamente utilizado en volcanología es el de *tefra* con el que se designa a los piroclastos que han sido transportados por el aire. En general, los fragmentos son arrojados mezclados con gases y agua a altas temperaturas formando columnas volcánicas y derrames de piroclastos. En algunos casos, parte del edificio volcánico se rompe por la presión en el interior del volcán y pueden ser arrojados lateralmente junto con fragmentos del edificio volcánico, como en el caso de la erupción del Monte Santa Elena en 1980. También pueden formar una enorme columna y caer posteriormente por las laderas del volcán o desplazarse en forma de nube a grandes distancias del cráter del que fueron arrojadas. En general la dinámica de estos productos

fragmentados depende del producto pr donde p es la densidad del fragmento y r su radio promedio.

Los derrames o flujos de piroclastos poseen gran movilidad y pueden avanzar con velocidades de varios cientos de kilómetros por hora. Al igual que la lava siguen las líneas de mayor pendiente, aunque, cuando su velocidad es muy grande, pueden remontar obstáculos topográficos de cierta importancia. Dos casos notables son las avalanchas del volcán de Colima que recorrieron más de 100 kilómetros desde su origen hasta el Océano Pacífico (citado en Espíndola, 1990) y la avalancha del volcán Santa Elena en Estados Unidos, que se desplazó a una distancia de 23 km y una velocidad de 200 km/h (Decker y Decker, 1991).

Cuando en la mezcla de fragmentos sólidos y gases la fracción de gas es mayor que la de los materiales sólidos, su comportamiento mecánico cambia drásticamente y se torna muy turbulento, se les conoce entonces como oleadas de piroclastos o *surges* en el idioma inglés. Estas nubes turbulentas de material piroclástico muy fino y gases calientes pueden desplazarse a altas velocidades con menor dependencia de las irregularidades topográficas.

Las oleadas de piroclastos se producen de varias formas. Una de ellas es durante la fase explosiva de una erupción, en cuyo caso puede observarse un anillo de material turbulento y poco denso que se desplaza a gran velocidad por encima de las irregularidades topográficas. Este efecto fue observado por primera vez durante la explosión termonuclear en el atolón Bikini en 1946, que fue la primera prueba de la bomba "H", llevada a cabo por los Estados Unidos. Esta observación llevó a los geólogos a suponer que dicho efecto podría tener lugar durante erupciones volcánicas y explicar la ocurrencia de depósitos de piroclastos con ciertas características en áreas volcánicas. Tal hipótesis fue comprobada posteriormente, durante la erupción del volcán Taal en las Filipinas el año de 1965 (Espíndola, 1990).

Las oleadas piroclásticas también pueden formarse como resultado del escape rápido de gases durante la destrucción de domos volcánicos, se conoce con este último nombre a las estructuras de materiales volcánicos formados por la solidificación de la lava que aparecen lentamente en los cráteres de algunos volcanes y que tienen la apariencia de un tapón o domo. También pueden aparecer como una parte menos densa que acompaña a un flujo de piroclastos. En este sentido se parecen al fino polvo que suele aparecer en la parte

superior de una avalancha de arena. Algunos ejemplos de como se producen los derrames piroclásticos se ilustran en la fig. 3.1.

Durante una erupción volcánica, sobre todo de tipo explosivo, los materiales abandonan el cráter con velocidades de varios cientos de metros por segundo. Las partículas sólidas en el interior de estas nubes son arrastradas por las fuerzas de fricción, si la masa de las partículas es grande se desacoplan de la nube y realizan trayectorias balísticas hacia la superficie terrestre. Las partículas mas finas permanecen en la nube acopladas a los gases por efecto de la turbulencia, formando enormes columnas. La razón de que una columna pueda alcanzar tales alturas, se debe a que, en la columna, el volátil más abundante es el vapor de agua, cuya densidad es menor que la del aire, por otro lado la columna también incorpora aire circundante y lo calienta, con lo cual también disminuye su densidad, de manera que si la densidad efectiva de la nube es menor que la del aire circundante, ésta asciende por diferencia de densidades. A lo largo de su ascenso, las columnas pueden ser arrastradas por los vientos y viajar grandes distancias, mientras van depositando el material sólido que las compone. El material mas fino posee un tiempo mas largo de residencia en la atmósfera por lo que puede recorrer distancias mas grandes.

Un producto secundario de las erupciones volcánicas son las inundaciones por avalanchas o corrientes de lodo. En el lenguaje volcanológico se conoce a estas corrientes como *lahares* palabra tomada del indonesio, idioma en que reciben ese nombre. Los lahares se producen por la mezcla del material arrojado con agua la cual puede provenir de las lluvias, del descongelamiento de los hielos de altitud notable, o de lagos en los cráteres volcánicos. También se pueden presentar porque los materiales depositados usualmente azolvan las vías naturales de desagüe. De acuerdo con su contenido de agua y las pendientes del terreno, los lahares pueden viajar con velocidades que pueden llegar a ser del orden de varias decenas y cientos de kilómetros por hora y por distancias hasta de varios cientos de kilómetros.

3.3 Tipos de Erupciones.

Los intentos por elaborar una clasificación simplificada de la complejas erupciones volcánicas han sido diversos desde finales del siglo pasado en el que autores como Dana

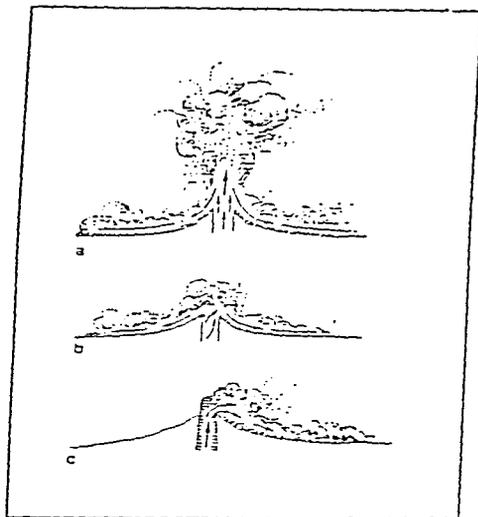


Figura 3.1 Algunos ejemplos del modo como se producen los derrames piroclásticos:

- a) colapso de columna de erupción vertical.
 - b) derrame (boiling-over) a baja presión.
 - c) explosión dirigida o colapso de un domo.
- (Tomado de Ollier, 1988).

(1891) y Stoppani (1871, 1873) clasificaron los tipos de erupción, asignándoles nombres de volcanes italianos que fue modificada en 1907 por Mercalli (Bullard, 1976).

En la misma época, el geólogo A. Laeroix, en 1908 definió cuatro tipos de erupciones volcánicas en términos de liberación del magma, que a su vez está relacionada con la viscosidad del mismo. Sus nombres han sido escogidos en parte por aquellos volcanes o regiones volcánicas en que un tipo dado de actividad es característica o común, como son: hawaiana, estromboliana, vulcaniana y peleana. Posteriormente, ésta clasificación que puede considerarse básica, fué modificada y se añadieron los tipos islándica y pliniana. Esta última fue designada con ese nombre en homenaje al famoso naturalista Plinio el joven quien describió detalladamente la erupción del volcán Vesubio (Italia) en el año 79 d.C. Actualmente la clasificación de Macdonald (1972) es la de uso común y se presenta en el Apéndice I donde se señalan las características físicas del magma, así como el tipo de actividad y las estructuras formadas alrededor de la boca eruptiva. Cabe señalar que en un mismo volcán pueden presentarse simultáneamente dos o más tipos de actividad y erupción, como en el volcán Estrómboli que por tres bocas diferentes presentó erupciones estromboliana, hawaiana y vulcaniana (Macdonald, 1972). A continuación se listan los diferentes tipos o estilos de erupción y sus características.

Tipo pliniana.

La explosión catastrófica del Vesubio (Italia), en el año 79 de nuestra era y las erupciones de ese tipo actualmente son conocidas como erupciones plinianas, debido al famoso polígrafo romano Plinio el joven, quien escribió un informe tan preciso sobre esa erupción, la primera descripción científica de una erupción volcánica, que a través de ella fue posible reconstruir con certeza considerable la naturaleza del evento. El informe de Plinio sólo narra una parte de lo acontecido ya que las observaciones que registra son limitadas y fueron hechas totalmente desde la región oeste del volcán; pero mediante estudios geológicos actuales del volcán y los productos de la erupción, se han obtenido más detalles que permiten tener una idea mas completa de la erupción.

En general, éstas erupciones consisten en descargas explosivas de un gran volumen de magma (del orden de 1 km^3), con formación de columnas eruptivas con alturas mayores a los 25 km. La gran explosividad de estas erupciones es debida al alto contenido de gases en

un magma ácido que por su composición, como hemos visto, es altamente viscoso. La expansión de gas magnético transforma la mayoría del magma en fragmentos de pómez y cenizas y ambos productos se esparcen ampliamente alrededor del volcán. También pueden ocurrir flujos de piroclastos de muy diversos tamaños.

El Monte Vesubio está ubicado en la costa de la Bahía de Nápoles, Italia y es uno de los volcanes en el mundo cuya actividad ha sido registrada por más tiempo; las observaciones detalladas se remontan a cientos de años. Por estudios hechos de la erupción de 1872 el Profesor Palmieri quien fue director del Observatorio del Vesubio, concluyó que las erupciones eran cíclicas por lo que era fácil predecir en gran medida el patrón de actividad eruptiva (Bullard, 1976).

El Vesubio se originó como un volcán submarino, que posteriormente emergió como una isla. Sus primeras erupciones al parecer sucedieron en el Pleistoceno. En tiempos históricos, no había sido considerado como volcán por lo que se cree que tuvo un largo periodo de reposo hasta que su actividad se manifestó en el año 79. Como se citó al principio, el informe de ésta erupción fue elaborado por Plinio en varias cartas y una de las mejores traducciones conocidas de éstas, es la de William Melmoth, publicada en 1746 y ha sido usada por muchos autores. La descripción relata el inicio de la erupción con una nube de polvo y gases sobre la cima del volcán. Luego continuó una lluvia de ceniza, lapilli y bombas, así como grandes fragmentos de pómez. La lluvia de tetra duró más de dos días, durante los cuales hubo oscuridad en horas diurnas. Al final la ciudad de Pompeya quedó enterrada bajo una capa de ceniza y pómez de aproximadamente 5 a 8 m de espesor (Bullard, 1976).

Tipo pelcana (del Monte Pelée, Martinica, Antillas francesas).

Este término fue aportado por Laeroix en su propia clasificación ya que los estudios que hizo de ésta erupción en 1902, le llevaron a la conclusión de que ninguna de las categorías existentes describía la actividad observada en Mont Pelée. La erupción de éste, en la isla Martinica, situada en el Caribe permitió que se llevaran a cabo los primeros estudios detallados de domos y avalanchas incandescentes.

El término se aplica en la actualidad a erupciones muy violentas con expulsión de magma muy viscoso, por lo que se puede considerar como un tipo de erupción vulcaniana.

Expulsa grandes cantidades de pómez muy rápidamente. El magma comúnmente es intermedio o ácido (alto contenido de sílice), con emisiones sólidas o extremadamente viscosas. Presenta dos rasgos característicos: una formación previa de domos que en las formas más típicas son muy agudos y se conocen como agujas, y la posterior emisión de flujos u oleadas piroclásticas a las que Lacroix denominó "nubes ardientes". Algunas veces se ha planteado que la actividad peléana es un signo de decadencia que indica la extinción de un volcán, pero este hecho solo ocurre en algunos casos. En estas erupciones las nubes ardientes se asemejan a una emulsión movediza, lo suficientemente densa para mantenerse en contacto con la superficie mientras se precipita sobre las laderas de la montaña. También destaca el hecho de que las explosiones estallan como ráfagas desde abajo del domo o aguja que actúa como un tapón. Generalmente en estas erupciones no se derrama lava.

La actividad volcánica de Mont Pelée se inició en abril de 1902 y fue precedida por actividad fumarólica y una alta sismicidad, algunas erupciones freáticas arrojaron cenizas y vapor. El 8 de mayo se presentó la más intensa erupción que fue tan tan violenta que las explosiones fueron escuchadas en otras islas cercanas a cientos de kilómetros de distancia. Las nubes ardientes causaron la destrucción de la ciudad de Saint Pierre (el más importante de la isla) y sus 28,000 habitantes. La actividad continuó por meses y años más tarde, en 1929 y 1932 se presentaron otras erupciones de menor intensidad (Bullard 1976).

Tipo vulcaniana (del volcán Vulcano, Sicilia, Italia).

Este nombre fue propuesto por el vulcanólogo italiano O. Silvestri en 1888 después de observar una erupción de carácter diferente a la observada en Strómboli en el volcán Vulcano en la isla italiana del mismo nombre.

Las emisiones de en este tipo de erupciones ocurren con explosiones semejantes a cañonazos separados por intervalos de varios minutos u horas. Las nubes de ceniza se expanden rápidamente en forma turbulenta y en general preceden a derrames de lava viscosa. Las capas alternadas de ceniza y lava forman un cono escalonado conocido como estratocono. (Williams, 1979).

Las explosiones típicas de estas erupciones se deben a la solidificación de la lava que forma una corteza gruesa sobre el cráter, los gases se acumulan bajo la corteza solidificada y hasta saturar porciones importantes del conducto volcánico. Finalmente, las obstrucciones

son voladas con fuertes explosiones y los fragmentos del tapón del cráter son expulsados, junto con porciones de material juvenil, en forma de bombas (fragmentos incandescentes en estado aún plásticos arrojados en trayectorias balísticas), escoria (fragmentos de lava composición básica y gran vesicularidad), y grandes nubes de ceniza. En algunas ocasiones estas erupciones pueden estar acompañadas por derrames de lava a través de fisuras situadas a un lado del cono (Maedonald, 1972).

Un ejemplo de esta actividad es la del volcán Vulcano que después de un siglo de reposo se activó nuevamente en el año de 1873 y su última erupción fue en 1888-1890. El volcán Parícutín, en México, presentó también este tipo de erupción en alguna de sus fases eruptivas entre los años de 1943 a 1952 (Bullard, 1976). La temperatura de los derrames de lava fue de 1135°C cerca de su boca eruptiva en 1943 (Maedonald, 1972).

Tipo estromboliana (del Volcán Stromboli, Italia).

Es un tipo de erupción más explosiva que la Hawaiiana. Las erupciones consisten en explosiones regulares de intensidad moderada que lanzan lava incandescente, acompañada de una nube de vapor blanco y se produce una alta proporción de piroclastos, los cuales son lanzados a pocos cientos de metros en el aire, regularmente con intervalos de pocos segundos. Algunos de estos fragmentos regresan al cráter para ser expulsados nuevamente, pero otros caen en la ladera del cono y ruedan hacia la base del volcán. El volcán tipo estrómboli tiene una sucesión casi continua de erupciones con pocos minutos o pocas horas de diferencia. Ocasionalmente, pueden presentarse derrames de lava, por lo que los depósitos volcánicos consisten de lava y piroclastos alternados. La temperatura de la lava del volcán Estrómboli en su erupción de 1901 fue de 1150°C (Maedonald, 1972).

En México, un ejemplo de este tipo de actividad es la que presentó el volcán Parícutín que fue considerada como moderada. La mayoría del material fragmentado arrojado consistió de bombas que alcanzaron una altura de entre 600 y 900 m aproximadamente, y eran de forma esférica y superficie rugosa.

Tipo hawaiiana (Islas Hawai).

El magma en estas erupciones es basáltico y poco viscoso y es emitido a través de una boca central o a lo largo de una fisura que puede tener varios kilómetros de extensión en la que se forma una cortina de lava. En periodos de días u horas, la mayor parte de la fisura

queda sellada por la lava y la erupción continúa en puntos separados que forman pequeños conos. El inicio de este tipo de erupción se caracteriza por la ocurrencia de una serie de sismos ocasionados por la formación de las fisuras por las que sale el magma. La lava puede formar montículos de escoria o derrames extensos que en Hawai llegan al mar y al entrar en contacto con el agua, se fragmenta en forma violenta y se produce la arena negra típica que forma las playas a lo largo de las costas hawaianas, como en el caso de Kalapana, al este de la isla de Hawai, cerca del volcán Kilauea. Una erupción típica del Kilauea consiste de derrames de lava que forman lagos dentro de la caldera. Las temperaturas de estas lavas medidas en el año de 1963, fueron de 1140 °C (Macdonald, 1972).

Derrames basálticos.

Son erupciones muy parecidas a las erupciones de tipo hawaiano en general, pero difieren de ellas sólo en las cantidades enormes de la lava que es emitida y en la proporción de actividad explosiva más pequeña y uniforme. Las corrientes de lava comúnmente emanan de diversas fisuras alargadas y pueden cubrir áreas de cientos de kilómetros cuadrados con volúmenes de decenas de kilómetros cúbicos. Las estructuras formadas en las aberturas, con frecuencia son tan poco notorias, que las fisuras son casi siempre difíciles de localizar. En algunos casos se han formado pequeños conos separados a lo largo de las fisuras, durante las primeras etapas de erupción, que luego son enterradas por el espesor de la lava durante etapas posteriores, cuando la cantidad de gas en el magma que sale, disminuye.

Tipo islándica (Islandia).

Islandia es una isla situada en el extremo norte de la cordillera Centro Atlántica de la que solo algunas partes emergen y forman islas, todas ellas volcánicas. Por esta razón, toda Islandia está formada por rocas volcánicas. En este tipo de actividad la erupción de fisura es dominante y continua (durante días o semanas), por lo cual se expulsan con poca explosividad vastos flujos de lava basáltica que llegan a recorrer largas distancias. La fluidez de la lava es semejante a la del agua y se forman planicies extensas compuestas casi completamente de lava. Al final de la erupción puede formarse una hilera de pequeños conos a lo largo de la fisura. En algunas erupciones prehistóricas la misma lava selló las fisura lo que no permite el reconocimiento de la fuente de emisión de los flujos (Bullard, 1976).

Estos eventos son tan poco frecuentes que en tiempos históricos sólo ha sido observada una erupción. Ocurrió en el sur de Islandia, en el volcán Laki, en 1783. Comenzó con terremotos ocho días antes de la erupción y la formación de una serie de fisuras de 24 km de largo y la de un graben. En algunas partes de las fisuras se presentaron fuertes explosiones y emisiones de grandes nubes de ceniza. Tuvo periodos alternados de inactividad, así como actividad explosiva. La lava de esta erupción formó una corriente extensa que cubrió 140 km. Este patrón de erupción sugiere que la explosividad se debió en parte a la presencia de agua. Durante los primeros días se produjo gran cantidad de ceniza con un alto contenido de sal lo que indica claramente el origen marino del agua (Macdonald, 1972; Bullard, 1976).

Existe una similitud entre las erupciones islándicas y las hawaianas: en ambos casos la lava es muy fluida, compuesta de basalto. Pero la diferencia estriba en que en la islándica la lava emerge de grandes fisuras y forma extensas planicies mientras que en la hawaina se forman las estructuras en forma de domo conocidas como volcanes escudo. Por esta razón, a las erupciones islándicas se les conoce también como erupciones de fisura. Erupciones de este tipo han ocurrido en tiempos geológicos en diversas partes de mundo, aunque las únicas erupciones históricas como se mencionó antes han ocurrido en Islandia. Un ejemplo es la fisura de Eldgjá, Islandia que en el año 950 tuvo gran actividad arrojando enorme cantidad de lava y el Monte Hekla, el volcán más famoso de Islandia ubicado en el sur a 100 kilómetros de la ciudad de Reykjavík. Es una cordillera alargada de 27 km de largo. Su primera erupción histórica fue en el año 1104 y las erupciones posteriores se presentaron con una diferencia de tiempo de aproximadamente 60 años en cada una de ellas.

En la figura 3.2 se distinguen algunas de las características de las erupciones descritas anteriormente.

3.4 Volcanismo monogenético y poligenético, y morfología volcánica,

Es de importancia destacar que los volcanes han sido también clasificados en monogenéticos y poligenéticos, de acuerdo con la frecuencia de su actividad eruptiva. Los primeros se originan por emisiones lentas que formaron el edificio ígneo, mediante lavas poco viscosas. Sus erupciones tienen lugar

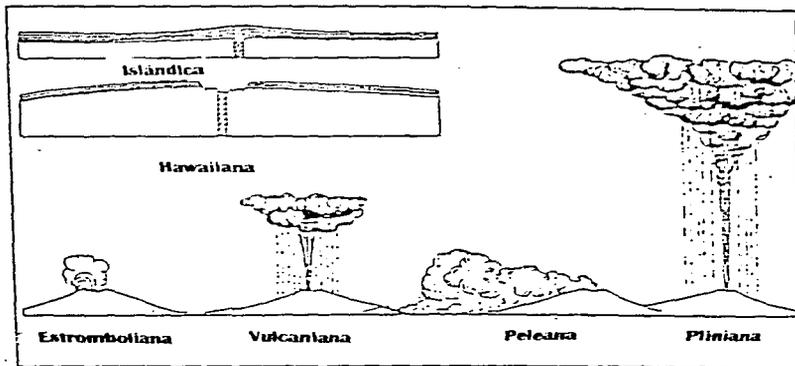


Figura 3.2 Tipos de erupciones volcánicas.
(Tomado de Ollier 1988).

durante una sola etapa a través de una fisura o boca y el edificio volcánico originado puede tener forma de maar, cono o anillo (según el tamaño del edificio volcánico) o domo. Tales erupciones pueden tener una duración que abarca desde meses hasta decenas de años pero una vez concluida el volcán no vuelve a presentar un nuevo periodo eruptivo. Las estructuras formadas por este tipo de actividad se conocen como conos o anillos de escoria o de tobas según el tamaño del material arrojado, y son producto de explosividad intermedia parecidas al tipo estromboliano (Cas y Wright, 1989). Los volcanes monogenéticos por lo general tienen un volumen mucho menor que los poligenéticos; un ejemplo son los volcanes mexicanos, el Parícutín (Michoacán) con 1.4 Km³, y el Xitle (Cuenca de México) con 3 Km³ (Nelson, 1990).

Los volcanes poligenéticos son los que hacen erupción varias veces a lo largo del tiempo con periodos de inactividad que separan claramente los diferentes periodos eruptivos y son conocidos como periodos de reposo. Generalmente el edificio volcánico se va construyendo a través del emplazamiento de los productos arrojados en las diferentes erupciones aunque que en ocasiones pueden presentarse fases de destrucción del edificio volcánico, como pudo observarse en la histórica erupción del Santa Elena en los EUA, y como ha podido deducirse de las características de los depósitos de los volcanes Popocatepétl y Colima en México.

Morfología volcánica, Formas resultantes.

Las formas resultantes de la actividad volcánica dan origen a una morfología volcánica diversa. Estas estructuras varían en forma y dimensiones de acuerdo con el tipo de erupción que las origina, de manera que a continuación se describen de acuerdo con su tamaño y forma.

Volcanes escudo. Son llamados así por su parecido a los escudos de los primeros guerreros de Europa del norte. Originalmente fueron denominados así en Islandia, en donde muchas de estas estructuras tienen entre 5 y 10 km de base y 1,000 m de altura. Es posible que se hayan formado durante una erupción prolongada de magma basáltico fluido (Sigurdsson, 1987). Su superficie es convexa y comúnmente tienen una depresión central. Sus rasgos comunes son pequeños conos ubicados en formación circular dispuestos simétricamente cerca de la cima.

Sus pendientes son suaves, normalmente de entre 1° y 0°, pero en casos extremos (islas Galápagos), las paredes pueden tener inclinaciones mayores a 35° (Fielder y Wilson, 1974).

Conos Volcánicos. Son llamados así por su forma característica de cono. Pueden ser subdivididos con base en su morfología y composición en conos de escoria y conos compuestos, estructuras que usualmente, como se ha visto, están también relacionadas con la naturaleza monogenética o poligenética de los volcanes

Conos de escoria.- Son estructuras características del emplazamiento de los materiales magmáticos cuando son arrojados y siguen trayectorias balísticas en el aire. El material arrojado es llamado escoria que básicamente consiste en fragmentos de composición básica, muy vesiculados. Un tipo particular, de color rojo ladrillo y altamente vesiculado, recibe en nuestro país el nombre de tezontle.

La formación de los conos se produce por el apilamiento de la escoria alrededor de una boca casi circular. La altura de estos conos no depende de la duración de una erupción, sino de la cantidad de material arrojado. Por ejemplo, un cono puede formarse en algunas horas durante una erupción de cierta explosividad.

La forma cónica de la estructura resulta del hecho de que los fragmentos más grandes y la mayor proporción de fragmentos de todos los tamaños caen próximos a la boca, así, la pendiente es más alta cerca de la boca y disminuye su altura a lo lejos de ésta. Muchos conos de escoria levantados en terreno plano son casi circulares. Sin embargo, cuando la boca es elongada, el cono también lo es y puede estar bordeada por una fisura, ya sea por una línea de conos de escorias parcialmente unidos o por una cordillera de escoria. Algunos conos son casi perfectamente simétricos, pero en general son más bajos de un lado que de otro. Los conos no simétricos pueden resultar de estructuras no uniformes causadas por conos explosivos que depositan más material de un lado de la boca que de otro, o a causa de un viento fuerte en una dirección constante durante la erupción que arrastra la mayoría del material en una dirección, por lo que en consecuencia, crece más un lado que otro.

Conos compuestos, mixtos o estratoconos.- Se forman como resultado de la acumulación de muy diversos tipos de materiales. Su forma está determinada por las proporciones de lava y elementos piroclásticos en el material que los componen. Puede considerarse como la conexión superficial del conducto volcánico a través del cual el material arrojado alcanza la

superficie. El cono se forma de ceniza y otros materiales fragmentados. La mayoría de los volcanes más grandes del mundo son conos formados por capas de ceniza y escoria alternadas irregularmente con coladas de lava semejantes a "lenguas". Cuando el material arrojado consiste predominantemente de lava, se forma un cono de lava como puede observarse en Hawai, aunque estos conos son menos abundantes en una escala global.

Depresiones volcánicas.

Las depresiones volcánicas son estructuras de forma circular o elíptica. Pueden ser de diferentes tipos por lo que son divididas en: depresiones formadas por explosión, por colapso, por fallamiento, y por erosión de estructuras volcánicas (Araña, 1974).

Las formas más representativas de estos tipos son *calderas*, *cráteres* y *grabens*, los cuales se describen a continuación.

Se le llama *caldera* a una gran depresión rodeada por un borde semejante a la base de un cono. De un tamaño mayor que el cráter usual, da la impresión de que en una erupción violenta la parte alta del cono hubiera sido volada. La objeción tradicional para negar esta explicación consiste en señalar que si la caldera hubiera sido formada por la demolición del cono, la presencia de escombros formados por la parte perdida del cono debería ser muy grande. Como en muchos casos tales fragmentos son raros, la explicación que se ha dado es que el material desaparecido debe haberse colapsado dentro de la cámara magmática.

El término caldera, como habitualmente se le conoce, fue definido por Howel Williams (1941) como "una larga depresión con forma más o menos circular en la que el diámetro es muchas veces más grande que la profundidad". Se conocen calderas con diámetros de 8 km y 16 km. Williams concluye que casi todas las depresiones volcánicas de más de un kilómetro y medio de diámetro son producidas en su mayor parte por colapso. Más recientemente, Yokoyama (1987) ha señalado la inconsistencia de este modelo con los datos geofísicos de calderas, sobre todo los gravimétricos, favoreciendo con base en esto, un modelo explosivo. Esto ha ocasionado un debate que no ha concluido.

Las calderas a menudo se forman en la cima de los volcanes escudo del tipo hawaiano y frecuentemente tienen una larga pausa en la actividad, durante la cual el cono puede llegar a erosionarse en gran medida. Se han producido enormes calderas debido a grandes erupciones como la de Krakatoa en el año 1883. En México, destacan las calderas

situadas en los campos volcánicos llamados La Primavera en Jalisco y los Humeros, un complejo de tres calderas, en Puebla. Un buen ejemplo de caldera en México lo constituye la Laguna de Alechichica, en Puebla, que en realidad es una caldera de explosión, cuyas dimensiones son de 2.50 Km de diámetro y 2.0 Km de profundidad. Su altura varía, es de 100 m al O y 20 m en el E; esta diferencia de elevación se debe en gran medida a que el viento soplabla en dirección E-O durante diversas fases de la erupción (Alvarez, 1987)

Cráter: Los cráteres son depresiones casi circulares que se forman normalmente en la cumbre de los volcanes. No siempre puede establecerse una distinción entre cráter y caldera, por lo que éstas depresiones volcánicas circulares o elípticas en forma de embudo reciben un nombre u otro en función de sus dimensiones, reservándose el último para las bocas cuyo diámetro no sobrepasa un kilómetro (Araña, 1984). La configuración de un cráter está dada tanto por la cavidad que se forma en el extremo del conducto, al salir violentamente los gases, como por el depósito de los piroclastos que caen en torno a la boca eruptiva. Un cráter se modifica durante la erupción e incluso los desprendimientos posteriores de las paredes intervienen en su modelado. Los cráteres de grandes dimensiones responden a una larga historia eruptiva, con episodios explosivos, freáticos y de colapso. Algunos cráteres pueden formarse en los flancos de los conos, al ser producidos por explosiones laterales. Otros se forman por la destrucción explosiva de una gran parte de la cumbre de un volcán. Como ejemplo de las dimensiones de algunos cráteres se puede considerar el del volcán Fuji en Japón con 600 m de diámetro y 700 m de profundidad, y el del El Chichón en Chiapas que tiene 1 km de diámetro y alrededor de 250 m de profundidad.

Cráteres de explosión o maars:

Estas formaciones son causadas por explosiones volcánicas que involucren una gran cantidad de gases. Se distinguen esencialmente por ser cráteres que se extienden bajo el nivel general del terreno, con un diámetro mayor que su profundidad; por ejemplo, un kilómetro de diámetro con profundidad de 50 m. Su borde, que puede tener menos de 50 m de altura, comúnmente está formado por material piroelástico. Los *maars* (vocablo usado en la región alemana de Eifel) frecuentemente son asociados a actividad ígnea basáltica, aunque se conocen algunos andesíticos en Chile y Tanzania (Araña, 1974). En México, los maars se caracterizan por ser estructuras bajas formadas por ceniza y bloques; algunos se localizan

en el campo monogenético de La Guadiana en Durango, y en la laguna de la Media Luna en San Luis Potosí.

Domos volcánicos

Son colinas escalonadas que se forman alrededor de la boca de un volcán. El término *domo* es usado en geología también para otro tipo de estructuras de rocas intrusivas o sedimentarias. En vulcanología el término *domo* está usualmente reservado para montículos escalonados de lava viscosa formado sobre las bocas volcánicas. Un gran número de domos se originan por emisiones de lava muy viscosa que forma capas, y al acumularse unas sobre otras dan lugar a la forma del *domo*. Las formas de los domos varían, desde circular a ovalada aunque eventualmente pueden ser elongadas como resultado de una extrusión de lava a través de una larga fisura, dependiendo de la viscosidad de la lava, que en general es de composición ácida. En algunas ocasiones parte del *domo* se fragmenta y forma un derrame de bloques y cenizas de poca extensión. Los más comunes son domos de riolita (>70 % de sílice) y dacita (63-70% de sílice) (Macdonald, 1972). Respecto a su tamaño, éste varía enormemente, por ejemplo, uno de los domos más grandes del mundo tiene más de un kilómetro y medio en la base y 600 m de altura, aproximadamente, es el Lassen Peak en California, EUA. En la mayoría de los domos su anchura sobrepasa a su altura.

En México, algunos volcanes con domos son: el Chichón que tenía un *domo* en un cráter *somma* que fué volado durante la erupción de 1982, y los volcanes Ceboruco, Colima y Tacaná.

Graben- Es una depresión formada por dos fallas paralelas y limitada por bloques elevados; su forma es rectangular, generalmente más larga que ancha. Se forman en zonas de tensión como en las zonas este y suroeste de Kilauea, (Hawaii) en donde su profundidad varía de pocos metros a casi 15 m, pero su hundimiento total es incierto porque ha sido parcialmente rellenado con derrames de lava recientes (Macdonald, 1972). Los graben estructuras tectónicas que con frecuencia están asociadas con volcanismo.

Existen infinidad de estructuras graben no asociadas con volcanes, aunque sabemos que prácticamente todos los volcanes están asociados a sistemas de fallas, pues estas representan zonas de debilidad cortical por donde asciende el magma.

Las principales estructuras resultantes de la morfología volcánica se muestran en la figura 3.3.

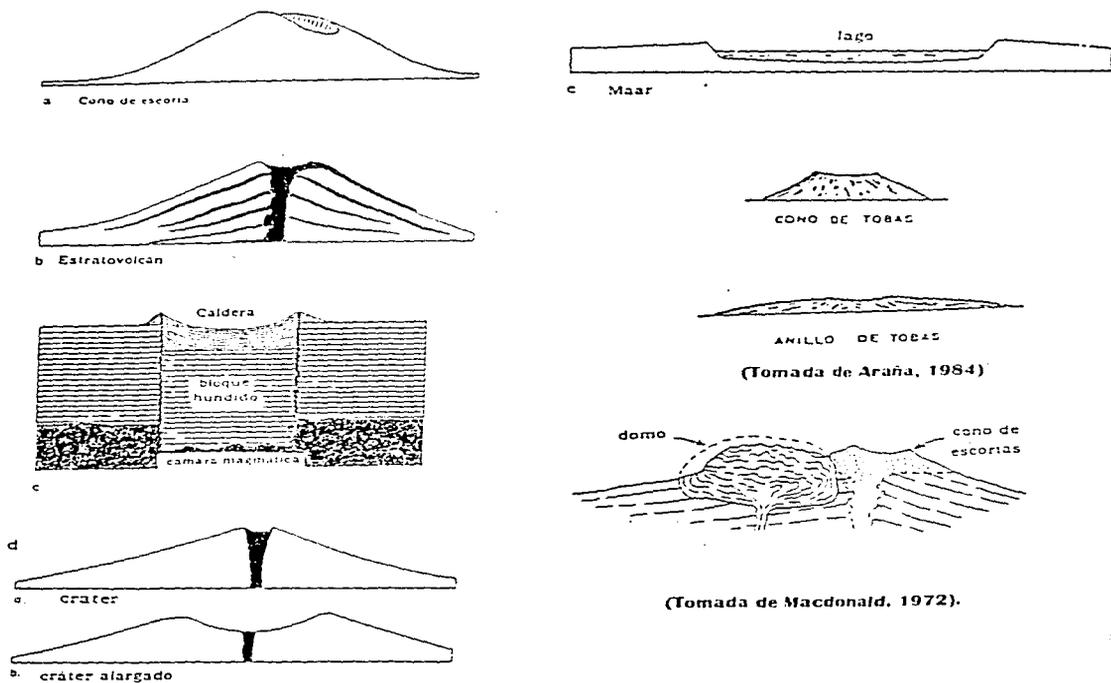


Figura 3.3 Morfología volcánica. Las formas resultantes del volcanismo son diversas. (Las figuras no están a escala). (Las figuras a,b,c,d y e fueron tomadas de Ollier, 1969).

CAPITULO 4

MODOS DE EMPLAZAMIENTO DE LOS PRODUCTOS VOLCÁNICOS

En este capítulo se exponen algunas de las características mecánicas de los productos volcánicos que determinan su modo de emplazamiento y por este motivo intervienen en la morfología volcánica resultante.

4.1 Lavas.

Tipos de lava: Aa, pahoehoe y en bloques.

La lava basáltica da lugar a dos tipos principales de coladas o derrames, los llamados tipos *Aa* y *Pahoehoe* voces hawaianas incorporadas ya al vocabulario especializado de la vulcanología. La composición de las lavas que producen este tipo de estructuras es esencialmente el mismo. Sin embargo, las diferentes características que su superficie adquiere durante su emplazamiento, dependen de la velocidad de flujo, usualmente relacionada con la pendiente del terreno y la viscosidad, relacionada a su vez con la temperatura y contenido de gases. A continuación se describen ambos tipos de lavas.

Derrames de lava Aa. Este término, se usa para nombrar a los derrames de lava basáltica caracterizados por una superficie áspera, formada de fragmentos angulosos dentados. Estas lavas consisten básicamente en dos partes distintas, una es la alta, de fragmentos y la otra baja, consistente de lava sólida que se ha enfriado lentamente. Sus superficies escoriáceas son originadas por el enfriamiento rápido en el techo de la colada. Cuando el flujo todavía es alto, causa cuarteamiento de la superficie que se desgasifica con facilidad y genera una costra de escorias, que puede extenderse a todo el cuerpo de la colada. Estos derrames a menudo fluyen formando corrientes abiertas o canales de lava y un derrame de ésta misma puede tener casi 2 a 5 km de espesor, con un núcleo fundido y casi 0,5 a 1 km de lava en bloques todavía caliente. Un ejemplo de este tipo de lava se presenta en las cercanías del volcán Parícutín (México) con un derrame de lava de casi 9 m de grosor y de colores café oscuro y negro; y en la parte sur del volcán Xitle también existen derrames de lava Aa (Badilla, 1977).

Derrames de lava pahoehe. Son de lava basáltica con una superficie suave y ondulada a causa de las estructuras que semejan cuerdas y que por esta razón son llamadas estructuras cordadas, y que se originan porque la costra, cuando aún estaba en estado plástico, experimentó arrastres debido al desplazamiento del cuerpo lávico, que todavía se encontraba en estado líquido bajo la superficie de la colada. Por la gran fluidez y elevada temperatura de estas lavas, sus superficies adquieren aspecto liso y son características de lagos de lava y delgadas corrientes de lava basáltica que se desplazó sobre terrenos llanos a gran velocidad y conservaron su temperatura elevada hasta grandes distancias. A diferencia de la lava Aa, esta se desplaza por medio de tubos y canales y al final de una erupción con frecuencia escurre de un tubo y forma cavernas. Las superficies negras y brillantes con numerosos poros, son indicadores de su desgasificación lenta. Es frecuente el cambio de lava pahoehe en lava aa durante el descenso desde la boca eruptiva, esto al parecer como resultado de un incremento de viscosidad debido a enfriamiento, pérdida de gas, y grado de incremento de cristalización.

En México un buen ejemplo de estas lavas está en un derrame lávico de conocido como Pedregal de San Angel, (formado por el volcán Xitle), limitado al sur por el volcán Ajusco y al occidente por el valle del Río Magdalena. Todo este evento es producto de la actividad volcánica que tuvo lugar en tiempos históricos $\approx 2\ 000$ años antes del presente. Este derrame se extiende casi unos 13 o 14 km hacia el norte. (Badilla, 1977). Las lavas pahoehe en el derrame del Xitle se pueden observar en el Espacio Escultórico de la U.N.A.M

Derrames de lava en bloques. Es un tipo de lava que consiste en fragmentos angulares con caras relativamente suaves, con frecuencia su forma se aproxima a la de un cubo con superficies irregulares. Los derrames de la lava en bloques son de mayor grosor que los de lava Aa y su movimiento es lento por la mayor viscosidad de la lava, hecho que lleva a señalar que se presenta, por lo general, en lavas más ácidas que las basálticas, como lo son las de composición andesítica en que son frecuentes. En ocasiones, sin embargo, puede encontrarse entre flujos basálticos cuya erupción tuvo lugar a bajas temperaturas. La lava en bloques puede originar pequeñas avalanchas que descienden por las pendientes de un

volcán, y originan "lenguas de lava" semejantes a las que produciría un flujo líquido (Macdonald, 1972). Por su viscosidad este tipo de lavas comúnmente avanza de manera lenta, del orden de unos cuantos metros por día. En México la lava en bloques puede observarse en el volcán de Colima, donde desde 1975 se han producido varias "lenguas" de estas lavas (CENAPRED, 1992)

En la fig 4.1 se observan las características de los tipos de lavas y las etapas de formación de un túnel de lava pahoehoe.

Fig. 4.1 Diferentes tipos de lavas y etapas de formación de un túnel de lava pahoehoe. (Tomado de McBirney, 1979).



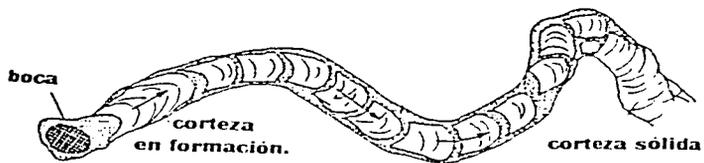
a) Derrame de lava Aa.



b) Derrame de lava Pahoehoe.



c) Derrame de lava en bloques.



d) Etapas de formación de un túnel de lava pahoehoe.

Como se ha señalado, la morfología a que dan origen los depósitos de lava depende grandemente de su viscosidad, de la razón de efusión y de la naturaleza del terreno; sin embargo, pueden catalogarse ampliamente en dos grandes grupos: coladas y domos, correspondiendo, grosso modo, a las lavas poco viscosas las primeras y viceversa. Como ya se indicó, la viscosidad de estas lavas es mucho mayor que las de las lavas basálticas a una misma temperatura, por ésta razón, los domos se forman preferentemente en lavas ácidas o intermedias y las coladas en lavas básicas. Para esta tendencia existen, sin embargo, muchas excepciones. Por otro lado existe un espectro de estructuras entre los extremos de domo y colada.

Si se consideran las dimensiones de una estructura formada por lava, se tienen en general para las coladas, mayores dimensiones horizontales que la altura, mientras que para los domos ambas dimensiones son similares o la extensión no es mucho mayor que la altura. Como se ha mencionado, el tipo de estructura de una emisión de lava depende de tres factores: la viscosidad, la razón de extrusión y la pendiente del terreno. La figura 4.2 muestra cualitativamente los diversos tipos de estructuras a que da lugar este juego de variables.

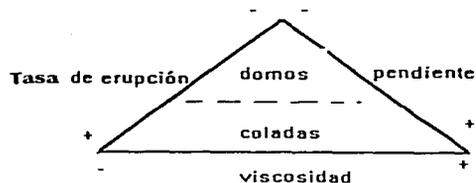


Figura 4.2. Diagrama triangular para la formación de los diferentes tipos de lava.

Dentro de la clasificación de domos y coladas, también pueden hacerse subdivisiones. Así, tenemos coladas compuestas y coladas simples, dependiendo de que las lavas se emplacen en un evento simple o sean causadas por una sucesión de éstos.

Domos endógenos y exógenos.

La formación de domos es un proceso muy común en los cráteres volcánicos y en general, en áreas volcánicas. Por este motivo es necesario considerar con algún detenimiento su origen, aspecto que hace necesaria su clasificación en dos tipos principales:

Domos endógenos o de crecimiento interno. Se desarrollan por la expansión de lava en el núcleo de una masa magmática que se expande lentamente. Esta expansión puede generar pequeños derrames exógenos en la base del domo, pero generalmente, cuando la expansión interna resulta de un gran aumento en la concentración y presión de volátiles, el proceso termina en explosiones dirigidas muy violentas.

Domos exógenos. Se forman por la acumulación de varios derrames lávicos sobre la boca eruptiva y generalmente son de gran espesor.

Los factores que intervienen en esta morfología son la temperatura y viscosidad del magma. Cuando los magmas son relativamente fluidos y calientes, se forman cúpulas aplastadas y en magmas más viscosos se forman agujas empinadas que emergen casi en forma sólida y fría.

4.2 Emplazamiento de materiales granulados y heterogéneos.

Como ya se indicó, los productos de las erupciones explosivas son materiales fragmentados mezclados con gases y agua. Estos productos se emplazan esencialmente de dos maneras: por flujo o por caída. Los materiales finos de una columna eruptiva permanecen en la atmósfera un tiempo determinado por el producto de su densidad y tamaño, después del cual alcanzan la superficie emplazándose en forma continua sobre grandes áreas. Los derrames de piroclastos, por otro lado, se emplazan colectivamente con una conducta que indica su estado fluidizado o semejante a un fluido que se desplaza laminarmente. Finalmente, las oleadas o *surges*, con su elevada proporción de gases con respecto a los sólidos, se transportan en un flujo turbulento (ver figura 4.3).



CANCA

- Piraciclas de proyeccion aerea
- Tierra (ash fall)



FLUJO LAMINAR

- Cargas piraciclicas
- (ash-flow, ignimbritas)



FLUJO TURBULENTO

- Cargas piraciclicas
- (surge)

Figura 4.3 Modelos esquemáticos de los diferentes tipos de depósitos granulares. (Tomado de Araña, 1984).

Emplazamiento de materiales piroclásticos por caída.

Los depósitos piroclásticos de caída se originan a partir de una columna eruptiva ya que la expulsión del material ocurre de manera explosiva. A medida que la columna se expande los piroclastos caen por gravedad a diferentes distancias dependiendo de su tamaño y densidad (figura 4.4). Los fragmentos más grandes que son arrojados en trayectorias balísticas son poco afectados por el viento (Cas y Wright 1989). Por lo general, los depósitos de caída se depositan como un manto sobre la superficie del terreno cuando esta no es muy accidentada o rugosa (Williams y McBirney, 1979).

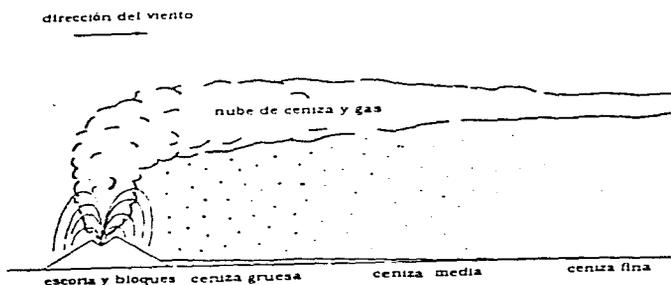


Figura 4.4 Caída del material alrededor de la boca eruptiva. El material de mayor grosor se deposita cerca al volcán y el más fino se deposita a mayor distancia. (Tomado de Decker y Decker, 1991)

Existen casos en que materiales, tales como líticos y pómez, pueden ser de tamaño similar pero de densidad diferente, entonces, el de menor densidad, como lo es la pómez (con alta porosidad) se mantiene suspendido en el aire por más tiempo, debido a la fricción. Otro caso es cuando el material de una erupción cae en un medio con agua, los materiales finos se depositarán más rápidamente que un material mayor como el pómez, porque se mantiene más tiempo en flotación, entonces se produce también una gradación inversa .

Estos depósitos generalmente presentan buena selección (o sea, poca variación en el tamaño del material) el cual varía de acuerdo al tipo de erupción. Es común que los depósitos presenten gradación normal, (determinada porque en las capas inferiores se deposita material grueso y en las superiores, material muy fino) (figura 4.5). Lo que indica que disminuye el transporte a medida que la intensidad de la erupción decrece (Chester, 1993). Pero puede presentarse gradación inversa debido a cambios en la erupción o en los vientos, en este caso las capas inferiores presentan material muy fino y las capas superiores material más grueso (figura 4.5). La estratificación de éstos depósitos mejora con el grado de selección; esto depende de muchos factores como son: la distancia a la boca, las variaciones en la intensidad y duración de las erupciones, la duración de los periodos de reposo o inactividad, los cambios en la dirección del material emitido, y finalmente, a la dirección y velocidad de los vientos.

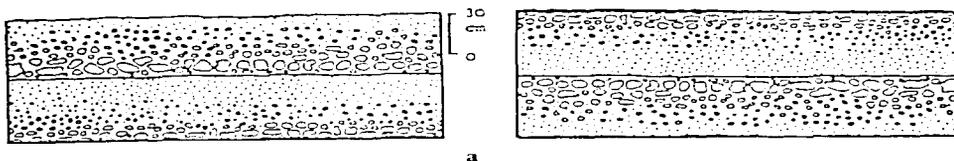


Figura 4.5 Los procesos de gradación normal y gradación inversa son resultado del emplazamiento del material volcánico fragmentado.
a) La gradación normal se caracteriza por presentar el material más grueso en las partes más profundas. b) La gradación inversa presenta el material más grueso en las partes superiores. (Tomado de Kennet y Ross, 1984).

La distribución del material puede ser radialmente uniforme o con un eje principal de dispersión por efecto de los vientos. Una manera de representar la distribución es trazando líneas de igual grosor de los depósitos a las que se les denomina isopacas. La parte de mayor grosor del depósito se encuentra alrededor de la boca eruptiva y la más delgada a mayor

distancia de la boca. Así, las isopacas son circulares cuando la dispersión es uniforme y elongadas cuando el material se emplazó bajo influencia del viento (figura 6.7).

Emplazamiento de piroclastos por flujo

En el apartado anterior se consideró el mecanismo de deposición de fragmentos que por su tamaño y densidad, o son fácilmente incorporados a la dinámica de la componente gaseosa de una emisión volcánica, para asentarse lentamente posteriormente, o bien se desacoplan rápidamente de la misma y siguen trayectorias parabólicas. Una dinámica colectiva diferente siguen las mezclas de piroclastos (u otros fragmentos sólidos) con gases y líquidos cuando su densidad promedio es superior a la de la atmósfera. En tales casos, la gravedad es la fuerza dominante en su comportamiento y el material puede comportarse como un flujo. Dado que se pueden presentar un intervalo amplio de proporciones de sólidos, líquidos y gases en tales mezclas, el comportamiento de estos materiales puede variar grandemente: desde una avalancha de detritos o un flujo de bloques y ceniza en que solo se tiene sólidos hasta un lahar en el que la proporción de agua es mayor que la de sólidos y no existen prácticamente gases atrapados. Esta es una de las razones por las que es difícil establecer una teoría general del movimiento de estos materiales: sin embargo, pueden hacerse consideraciones generales para entender mejor su dinámica.

En primer lugar debemos considerar las distintas fuerzas que intervienen en el movimiento del material y la naturaleza de sus componentes. En general, la fuerza dominante que determina el movimiento del material es la gravedad. La respuesta del material a esta fuerza está condicionada por las fases presentes en la mezcla. Para los gases y líquidos en la misma la respuesta es básicamente la de un fluido newtoniano. Los sólidos se comportan como cuerpos rígidos sometidos a la fricción entre sus caras. A partir de estas consideraciones puede explicarse cualitativamente la conducta de diversas mezclas.

Considérese como un primer caso la posición en equilibrio de un material granular sin fracción fluida (gas o líquido). Un material de esta naturaleza puede apilarse en un cono con pendientes máximas de 30 a 33°. Por esta razón, las laderas de muchos volcanes tienen pendientes con valores cercanos a estos valores. Como sabemos, los fluidos son incapaces de soportar esfuerzos tangenciales y se extienden horizontalmente en una superficie plana. Por esta razón, dependiendo de la cantidad de líquido que contiene una mezcla de

materiales, su posición en equilibrio estará entre los 33° y 0° . La razón es que el contenido de fluidos en un material granular disminuye la fricción entre los granos a través de la presión de poro que tiende a separar los granos del material. A este efecto se le llama fluidización del material. Este proceso no solo se logra por medio de la presencia de fluidos, cuando el material se encuentra en movimiento, como en el caso de una avalancha, o un flujo de piroclastos, se presentan otros procesos que permiten la fluidización del material. Entre estos procesos destacan la fluidización acústica, es decir, la separación de los granos por el paso de una onda de sonido y la fluidización por colisión entre granos. Estos procesos se combinan con el contenido de fluidos para reforzar el proceso de fluidización. El resultado final es que el desplazamiento colectivo de materiales granulares solos o con otras fases, resulta muy semejante al de los fluidos. Por esta razón los flujos de piroclastos y los lahares se desplazan como un flujo laminar a lo largo de las líneas de máxima pendiente y pueden remontar ciertos obstáculos topográficos. En el caso de los lahares, la componente fluida es el agua, en el caso de los flujos de piroclastos es una mezcla de agua, vapor, otros gases volcánicos y aire que el flujo incorpora a su paso y que es calentado en su interior. Por su parte las oleadas de piroclastos (*surges*) contienen una fracción mayor de gases que de sólidos y pocos líquidos. Las oleadas son generadas en ambientes muy energéticos, por lo que la fracción sólida se compone de partículas de pequeñas dimensiones, los gases se encuentran a muy altas temperaturas y son arrojadas a grandes velocidades. Así, se desplazan en un flujo turbulento siguiendo en menor grado las líneas de máxima pendiente y remontando obstáculos topográficos importantes. Este modo de transporte recuerda bastante el de la arena durante las tormentas de arena en el desierto, por lo que las oleadas han sido también llamadas huracanes de cenizas.

De acuerdo con la exposición anterior, se puede ahora explicar las características de los depósitos de los materiales que han sido transportados de la manera expuesta. Los flujos de piroclastos y los lahares se encuentran usualmente rellenando depresiones y cañadas, a veces a distancias de algunas decenas de kilómetros de la fuente de emisión (figura 4.6). Por este motivo, su espesor es bastante variable, hecho que los distingue a este nivel de los depósitos de caída. A nivel de afloramiento son usualmente masivos con poca o ninguna estratificación, y una pobre selección en el tamaño de grano. El similar modo de transporte

de los derrames de piroclastos y los lahares les imparte características tan parecidas que muchas veces presentan dificultad en su identificación; sin embargo, los primeros presentan menor variación en la litología que los lahares no cohesivos que incorporan una mayor cantidad de líticos accidentales y algunas estructuras típicas de la acción del agua. Por otra parte, los derrames de piroclastos muestran señales de haberse depositado a alta temperatura como son: reliquias de chimeneas, madera carbonizada y/o minerales oxidados. Los depósitos de oleada son igualmente irregulares en su espesor, muestran estratificación cruzada y se encuentran en posiciones muy variables, a veces rellenando depresiones y a veces en las partes altas de la topografía o en las laderas de la topografía pero usualmente en lugares cercanos al centro de emisión. Generalmente, la clasificación es pobre y el tamaño de los granos no excede algunos centímetros, cuando están relacionadas con fases de explosión hidromagmática pueden tener buena selección y presentarse como láminas compuestas por lapilli acrecional o armado (figura 4.6)

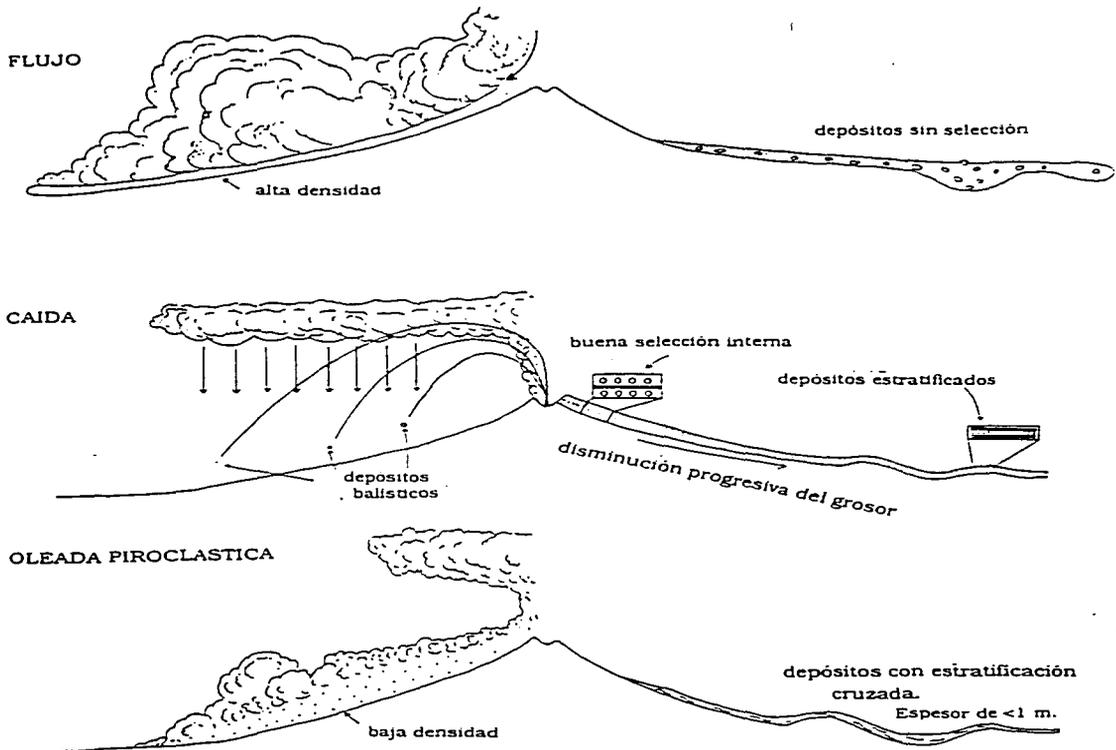


Figura 4.6 Modos de formación y características de los principales tipos de depósitos piroclásticos. (Tomado de Smith y Roobol, 1990)

CAPITULO 5

EFFECTOS DE LA EROSION EN LAS ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS.

La erosión es un proceso importante por las modificaciones que ejerce sobre la morfología de las estructuras volcánicas. Este proceso depende de diversos factores como: el tamaño del edificio volcánico, el material del cual está formado, el tipo de suelo, el tipo de clima y la vegetación (Ollier, 1988). Por sus dimensiones, los edificios volcánicos pueden contener diferentes tipos de vegetación asociados a diferentes tipos suelos y de climas, lo que repercute en el tipo y grado de erosión. Los materiales que forman un volcán, pueden ser clasificados por el grado de resistencia que presentan a la erosión. Los más resistentes son los que forman los depósitos de avalancha, le siguen en menor resistencia los de flujo piroclástico, las capas de ceniza volcánica, y finalmente los depósitos de caída de pómez son las menos resistentes (Lugo-Huip *et al.*, 1993). En los procesos erosivos destaca la acción del agua, que es un agente geomórfico asociado a los procesos de alteración del paisaje. Por estudios hechos en diversos campos volcánicos, se sabe que la erosión pluvial es la que más actúa en esas regiones volcánicas. También es importante la erosión fluvial que junto con los suelos poco compactos y escasa vegetación, facilitan la erosión formando barrancos en los flancos de los volcanes

Entre los estudios sobre erosión, particularmente en conos volcánicos, se encuentran los elaborados por Wood (1980b) que ha tratado, entre otros aspectos, los mecanismos de degradación que influyen en los cambios morfológicos y describe las etapas erosivas por las que pasan los conos volcánicos. La erosión da lugar a cambios en la altura y base de los conos por desgaste en la parte alta del cono, que origina la deposición del material, en la base del mismo. Este proceso se ha observado, por ejemplo, en el Parícutín donde la lluvia y la pendiente del volcán han estabilizado el abanico de escoria (Wood, 1980b). El proceso comienza con la fragmentación de la escoria y la ceniza en partículas más pequeñas y de menor estabilidad por efecto de los cambios climáticos. Esto origina un aumento en el diámetro basal del edificio y la disminución de las pendientes de las laderas, y la altura del cono, debida a la remoción del material de la cima del mismo.

Una de las formas observadas a menudo en conos volcánicos es la llamada de *parasol*, conocida también como forma radial, que posiblemente resulta de procesos de avalanchas asociados con ceniza a alta temperatura o bien, debido a erosión fluvial. Cuando los materiales que constituyen el cono son homogéneos, el drenaje origina una serie de valles o sureos a partir del vértice hasta la base del volcán, formando así dicha morfología (Araña, 1974; Ollier, 1988)

5.1 Etapas erosivas en los conos volcánicos.

En general puede decirse que los conos volcánicos pasan por diferentes etapas erosivas que de acuerdo con Ollier (1988) son cuatro. La primera comienza cuando el volcán ya ha adquirido la forma cónica, seguida por la etapa de formación de barrancos y grandes valles con *planézes* presentando un relieve irregular semejante a una colina. El término *planézes* se refiere a mesetas inclinadas y recortadas en forma de sectores (Viers, 1978). En la penúltima etapa quedan "residuos" del volcán, integrados por cuellos volcánicos (necks) y diques, finalmente solo quedará una estructura conocida como armazón o esqueleto volcánico (Figura 5.1)

Por otro lado, Hooper, (1995) hizo una clasificación de las etapas erosivas de los conos de escoria, proponiendo cinco etapas. En la primera se produce el redondeo de las orilla del cráter lo que se manifiesta en la segunda etapa como una disminución de la altura del cono. La tercera etapa corresponde al relleno del cráter, por el material que ha sido removido de la orilla del mismo. Posteriormente se desarrolla una cubierta de escombros (debris) que amplía el diámetro basal del cono, ésta es la cuarta etapa, finalmente, en la última, se pueden originar barrancos en las laderas del cono. Durante el transcurso de estas modificaciones progresivas se incluyen: la disminución en la pendiente de las laderas del cono, el incremento en el ancho y la profundidad de algunos barrancos y el continuo ensanchamiento de la parte baja del edificio debido al material degradado que proviene de lo alto del cono. El efecto erosivo reduce posteriormente el cono a una colina tipo escudo, de baja altura y gran extensión. Un ejemplo son los conos del volcán Etna (1535) que en 450 años el ángulo se redujo de 32° a 21°. Si se extrapola esta tasa de disminución de la pendiente, la misma debería reducirse a cero en 1264 años. Sin embargo, la existencia de

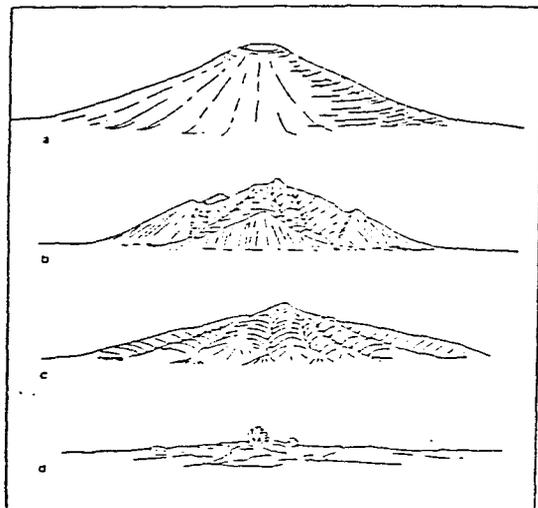


Figura 5.1 Etapas de erosión de un cono.

- a) volcán intacto.
 - b) formación de la planéze.
 - c) volcán residual.
 - d) armazón volcánico.
- (Tomado de Ollier, 1988).

conos de más antigüedad, hace pensar que la tasa de erosión debe disminuir con el incremento de la edad del cono (figura 5.2).

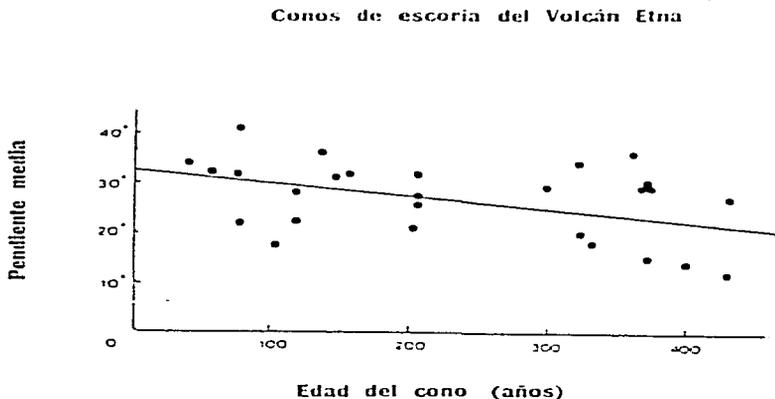


Figura 5.2 Rango de degradación durante los últimos 450 años, en los conos del Volcán Etna (Sicilia, Italia). (Tomado de Wood, 1980).

Los conos de escoria están considerados como la forma volcánica más simple y común (Wood, 1980a) y por su constitución, especialmente de piroclastos porosos, se produce una gran infiltración de agua, lo que impide el escurrimiento superficial, por lo tanto, se reduce la probabilidad de que la erosión se lleve a cabo por este agente. Debido a esto, los conos de escoria permanecen reconocibles por largo tiempo, que puede ser de cientos a miles de años. Con frecuencia estos edificios se encuentran agrupados en campos volcánicos, y por su geometría, pueden ser usados para determinar los efectos morfológicos y los intervalos de degradación (Wood, 1980a).

El autor concluye que los factores mas importantes para la erosión de los conos son: su altura, su diámetro, y las pendientes de sus laderas que disminuyen sistemáticamente a medida que el cono se degrada, lo que da la posibilidad de fechar los conos por mediciones de morfología. En general Wood (1980a) hace notar los siguientes puntos:

Los conos grandes se degradan más rápidamente que los conos pequeños y el porcentaje de degradación decrece con el incremento de la edad del cono.

La variación de los periodos de erosión están dominados por el clima. Las mediciones de la morfología de un cono pueden usarse en la determinación del paleoclima de los últimos millones de años.

La figura 5.3 se muestran los cambios erosionales en la morfología de un cono en un lapso largo de tiempo en el Macizo Central, Francia (Wood, 1980a).

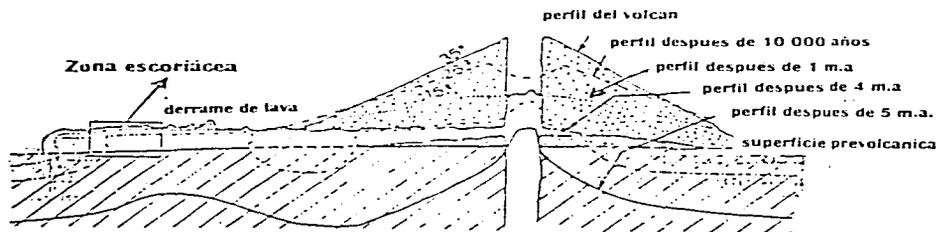


Figura 5.3. Perfil en que se muestran los cambios por erosión en la morfología de un cono volcánico y un derrame (izquierda) asociado al cono. (ejemplo de la región Macizo Central, Francia). (Tomado de Wood, 1980).

Para conos del Holoceno y finales del Pleistoceno, el ángulo máximo de la pendiente varía de 29° a 35°. Los procesos de erosión también producen transporte de material hacia el

interior del cráter, proceso que de acuerdo con modelos numéricos y observaciones de campo, constituye una modificación mayor durante la erosión de un cono (Hooper, 1995).

En México, un buen ejemplo sobre procesos de erosión es el volcán Parícutín en el que se han hecho estudios detallados acerca de los procesos erosionales que ha tenido a partir de su formación, en 1943. Algunos de estos estudios fueron elaborados Inbar *et al.* (1994), a fin de examinar los procesos de erosión y sedimentación en el Parícutín y zonas cercanas y de identificar los procesos de revegetación del suelo para determinar cambios en el drenaje y rangos de integración después de la erosión y para estimar los cambios de los relieves volcánicos 50 años después de la erupción. Estos autores reportan que en 1972 aún existía una capa delgada de ceniza fina que para 1987 casi desapareció. La acción del viento removió las partículas finas y en la parte baja del cono algunos surcos presentan concentración de plantas que sugiere erosión fluvial.

Se han clasificado tres etapas principales de erosión para el volcán Parícutín: En la primera etapa se produjo una erosión acelerada en la que las capas de ceniza fueron removidas de las áreas afectadas sin vegetación. En la segunda etapa se redujo el grado de erosión, debido a la disminución de la cubierta de material piroclástico entre 1944 y 1952. En la tercera etapa, posterior a la erupción y hasta 1970, el grado de erosión decreció debido a la remoción de la capa de ceniza. En general, la capa de ceniza primero estuvo sujeta a la acción del viento y posteriormente el agua ha sido el principal agente erosivo en este volcán (Inbar *et al.* 1994).

Algunos de los estudios adicionales realizados para determinar la edad de los conos de escoria, fueron llevados a cabo por Hasenaka y Carmichael (1985) en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, México y demostraron que los parámetros geomorfológicos indicadores de la edad de los conos de escoria mayores de 40 000 años de antigüedad, son: la altura, diámetro basal, ángulo de la pendiente y grado de preservación de los rasgos superficiales de los derrames de lava.

5.2 Erosión antrópica en el paisaje volcánico.

Desde épocas históricas el hombre ha contribuido a la modificación del paisaje, particularmente en el relieve volcánico; el material de los volcanes ha servido como material de construcción desde las épocas más antiguas, un ejemplo se tiene en la pirámide de

Cuicuilco, al sur de la Cuenca de México, edificada con basalto (Ezcurrea, 1990) y posteriormente durante la época de la conquista española hubo alteración en los depósitos de azufre en el volcán Popocatepetl. También desde sus orígenes el hombre utilizó como materia prima la obsidiana para fabricar armas y otros objetos, de los que se ha comprobado su existencia en numerosas regiones, que implicaban la existencia de fábricas y mercados prehistóricos basados en esta industria (Araña 1974).

Las formas volcánicas, en general también están expuestas a la erosión directa o indirecta de la actividad humanas. La forma directa se presenta cuando el hombre remueve el material volcánico, por ejemplo como material de construcción. Este hecho es evidente en los diversos volcanes de la Cuenca de México. Es común observar los cambios drásticos que sufren los edificios volcánicos que han sido degradados llegando incluso a desaparecer, quedando únicamente paisajes con relieves suaves (Lugo-Hubp, comunicación personal). La forma indirecta se presenta por la actividad humana que favorece o impide la erosión, por ejemplo, la deforestación o el tránsito continuo del hombre, el pastoreo, el trazo de veredas, caminos rurales, etc. que con el tiempo contribuyen a la formación de surcos y barrancos que facilitan el transporte de agua y por consiguiente la erosión (Boeco, 1988).

Las dos formas de erosión antrópica (directa e indirecta) originan una alteración en el ecosistema. Primero, el paisaje se ve alterado al desaparecer las formas volcánicas y segundo, el clima se ve afectado también, ya que los volcanes acumulan agua que al filtrarse forma mantos acuíferos, por lo que se desarrollan suelos aptos para la agricultura.

La fertilidad de los suelos como producto de material volcanológico es sumamente importante, pero se debe tener en consideración el tipo de material más apto para que que se origine la fertilidad. Los piroclastos no consolidados, especialmente en climas templados-húmedos, permiten una rápida formación de suelos, ya que poseen una consistencia suelta y no requieren fragmentación o disgregación mecánica.

La erosión antrópica es también conocida como erosión acelerada (Boeco, 1988) aunque no solo es resultado de la acción humana, sino de la interacción de ésta con otros factores de erosión, como son el clima, la cobertura vegetal y la precipitación pluvial que sufre grandes variaciones estacionales.

CAPÍTULO 6

MORFOLOGÍA DE LOS PRINCIPALES VOLCANES ACTIVOS MEXICANOS.

6.1 Ambiente tectónico del volcanismo en México.

En México existen dos tipos de volcanismo relacionados con dos ambientes tectónicos diferentes: el volcanismo relacionado con la zona de subducción entre las placas de Rivera y Cocos, y la gran placa Norteamericana, y el volcanismo de tipo rift, asociado con la apertura del Mar de Cortés (Golfo de California).

El primer tipo tiene su expresión morfológica principal en la Faja o Cinturón Volcánico Transmexicano (FVT), zona en la que se encuentran concentrados una gran mayoría de los grandes estratovolcanes mexicanos y numerosos campos de volcanismo monogenético.

La FVT es un conjunto de planicies escalonadas que se extiende desde los estados de Nayarit y Colima hasta Veracruz, sobre las que se asientan algunos miles de volcanes cuaternarios (Lugo, 1990). Su orientación es de este a oeste y se extiende por más de 1,200 Km con una anchura que varía entre 20 y 150 Km. El volcanismo en la FVM es extremadamente variado, en el se encuentran desde grandes estratovolcanes, hasta extensos campos monogenéticos con volcanes de escudo, y conos de escoria y tobas. Tal diversidad, que también se refleja en la composición química de los productos volcánicos, se debe a la profundidad de las fuentes de los magmas, aspecto que aún dista de ser explicado completamente, aunque es clara su relación con la subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la gran placa de Norteamérica. Por algún tiempo, el hecho de que esta enorme zona no fuera paralela a la trinchera costera, fue motivo de especulación; sin embargo, los estudios sísmicos más recientes apuntan, como explicación, al hecho de que las placas subducentes se introducen bajo la de Norteamérica con cambios importantes en su ángulo de penetración (Pardo y Suárez, 1993). Esto, junto con ciertos rasgos estructurales de la corteza mexicana, explican a grandes rasgos la posición oblicua de dicha faja volcánica. Otros volcanes que también son de ambiente de subducción son los del campo volcánico de

los Tuxtlas en Veracruz y el Chichón en Chiapas, aunque es menos clara la relación de estos volcanes con la placa subducente.

El volcanismo de Baja California se debe al movimiento de la placa del Pacífico con respecto a la Norteamericana. El volcanismo de ésta área consiste en estratovolcanes alineados a lo largo de la península. Es importante destacar que la depresión del Golfo de California es uno de los pocos lugares en el mundo donde el límite de una placa activa involucra la formación de nueva corteza dentro de un continente.

La actividad volcánica estuvo relacionada con procesos de subducción (en el Cenozoico) hace ~ 6 m.a - 8 m.a. La etapa con mayor actividad tuvo lugar en el Mioceno y está marcada por las rocas volcánicas originadas en esa época, las cuales están ampliamente expuestas en la parte norte de la península. Este volcanismo dio por resultado una composición diversa, lo que muestra el cambio que ha tenido el ambiente tectónico.

La actividad volcánica del Pleistoceno y Holoceno, al parecer, es una continuación del volcanismo basáltico que comenzó en el Plioceno. Las áreas importantes son los cráteres de San Quintín y la región comprendida entre Jaraguay y Arroyo San José, en la Península de Baja California.

Hace aproximadamente 10 m.a. la actividad volcánica que se produjo en el centro de Baja California, ocasionó una serie de derrames basálticos que cubrieron una gran extensión de 25-43 km³ (Storey, 1989).

Posteriormente, el volcanismo estuvo circunscrito únicamente en cuatro áreas, llamadas San Quintín, Jaraguay, San Borja y la Purísima; ésta incluye el área de Las Tres Vírgenes, en la que se encuentra el volcán históricamente activo conocido como La Virgen. En el área de San Quintín se localizan los conos volcánicos más jóvenes del grupo (3000 años de antigüedad), por lo que se ha concluido que la actividad de ésta área es reciente e incluso histórica (*op.cit.*)

La actividad volcánica estuvo relacionada con la separación del Golfo de California y como resultado de esta manifestación, en el Holoceno se formaron siete áreas volcánicas cuyos nombres son: Sierra Pinacate, Cerro Prieto, San Quintín, Isla Guadalupe, Isla San Luis Gonzaga, Volcán Coronado e Isla Tortuga. (Medina *et al.*, 1989).

Estas áreas incluyen en su mayoría, volcanes compuestos de basalto. En tres de éstas ha habido manifestaciones históricas: Campo volcánico Pinacate, Cerro Prieto, en la Isla San Luis Gonzaga. En la primera han ocurrido manifestaciones históricas en los años 1928, 1934, y 1935, en los que fueron reportadas columnas de ceniza y vapor. La figura 6.1 muestra las siete áreas mencionadas.

Finalmente, el volcán Tacaná en el Estado de Chiapas, yace en territorio mexicano y guatemalteco, pertenece a la cadena centroamericana de volcanes y está relacionado con la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe.

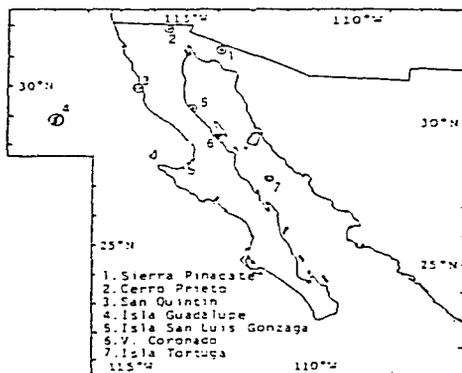


Figura 6.1 Ubicación de las siete áreas volcánicas. Tres áreas han tenido manifestaciones históricas y las restantes tuvieron actividad en el Holoceno. (Tomado de Medina, Suárez y Espíndola, 1989).

6.2 Distribución de los volcanes activos en México.

Los principales volcanes activos en México están ubicados en las diversas regiones del país mencionadas anteriormente; su localización geográfica se observa en la figura 6.2, junto con las principales estructuras tectónicas regionales. De estos volcanes destacan el Volcán de Colima, Popocatepetl, Pico de Orizaba y Tacaná, porque durante los últimos siglos han presentado actividad importante. Son estructuras de grandes dimensiones en las que sus depósitos de material son indicadores de distintas etapas eruptivas. Son igualmente importantes, el Chichón, el Ceboruco, el San Martín y las Virgen, al parecer se encuentran en fase de crecimiento como consecuencia de erupciones periódicas y en el futuro podrían formar sus conos, similares a los mencionados anteriormente. (Lugo Hubp, 1993).

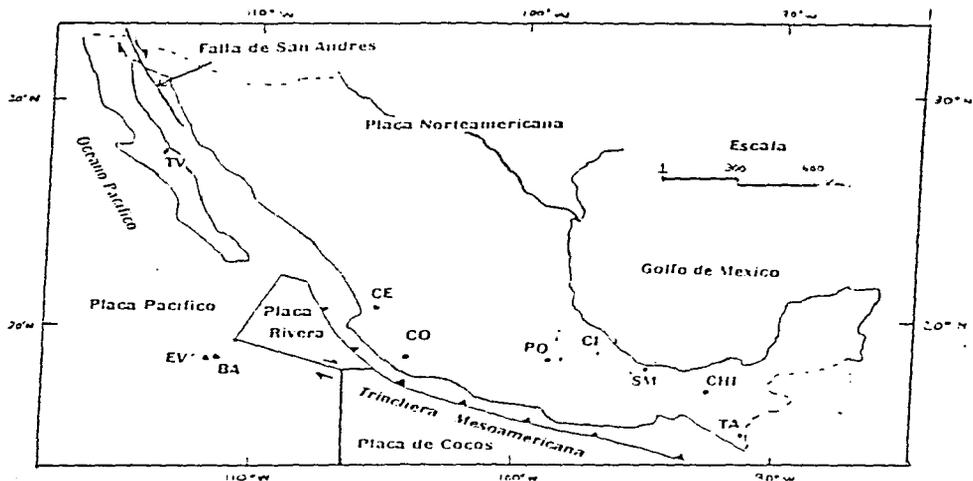
Más adelante, en el punto 6.3 se hace una descripción de la historia eruptiva y de sus características morfológicas, lo que hace notar la diversidad de sus tiempos de reposo. También se aprecia la diversidad de las dimensiones de los edificios volcánicos y el comportamiento eruptivo. Desde un punto de vista geográfico, es importante considerar el asiento de los volcanes activos de la República Mexicana en términos de las diferentes provincias geológicas (figura 6.3), y provincias fisiográficas (figura 6.4). En el mapa de la figura 6.5 se observa la ubicación de los volcanes citados y su situación en áreas de densidad de volcanes cuaternarios.

A continuación se citan los diez volcanes activos poligenéticos, en México, que se seleccionaron por su actividad reciente y por su ubicación geográfica que abarca los dos ambientes de volcanismo asociado a la zona de subducción y al volcanismo tipo rift.

1. La Virgen (complejo las Tres Vírgenes, Baja California Sur)
2. Everman (Isla Socorro, Archipiélago de las Revillagigedo)
3. Bárcena o Boquerón (Isla San Benedicto, Archipiélago de las Revillagigedo)
4. Ceboruco (Nayarit)
5. Colima o Volcán del Fuego (Colima – Jalisco)
6. Popocatepetl (Estado de México – Morelos – Puebla)
7. Pico de Orizaba o Citlaltepetl (Veracruz)
8. San Martín (Veracruz)
9. El Chichón, Chichonal o Cerro de la Unión (Chiapas)

10. Tacaná (Chiapas, México - República de Guatemala)

VOLCANES ACTIVOS DE MEXICO Y PRINCIPALES ESTRUCTURAS TECTONICAS REGIONALES.

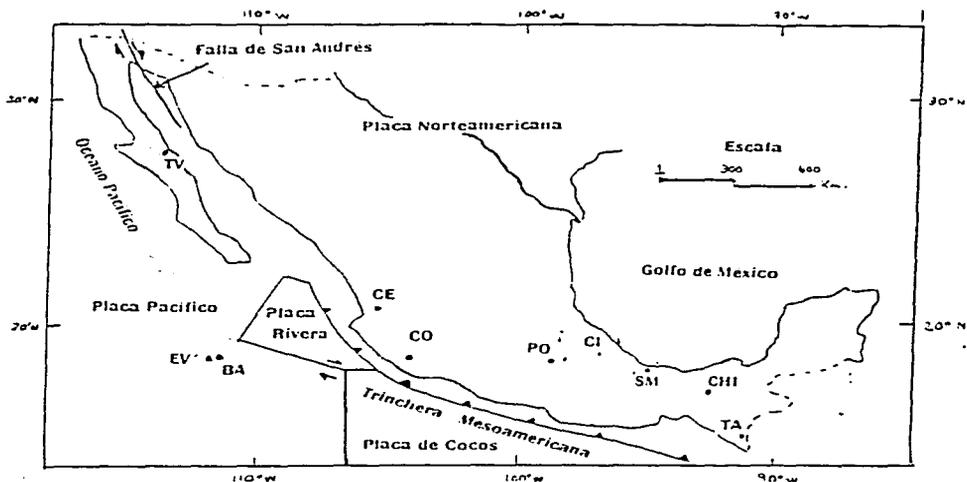


VOLCANES	
TV	La Virgen (Tres Virgenes)
EV	Evermann
BA	Bárceña
CE	Ceboruco
CO	Colima
PO	Popocatepetl
CI	Cintalápé (Pico de Orizaba)
SM	San Martín
CHI	El Chichón
TA	Tacaná

Figura 6.2 Mapa de los principales volcanes activos de México.

10. Tacaná (Chiapas, México - República de Guatemala)

VOLCANES ACTIVOS DE MEXICO Y PRINCIPALES ESTRUCTURAS TECTONICAS REGIONALES.



- VOLCANES**
- TV La Virgen (Tres Virgenes)
 - EV Evermann
 - BA Bárceña
 - CE Ceboruco
 - CO Colima
 - PO Popocatepetl
 - CI Citlaltépetl (Pico de Orizaba)
 - SM San Martín
 - CHI El Chichón
 - TA Tacaná

Figura 6.2 Mapa de los principales volcanes activos de México.

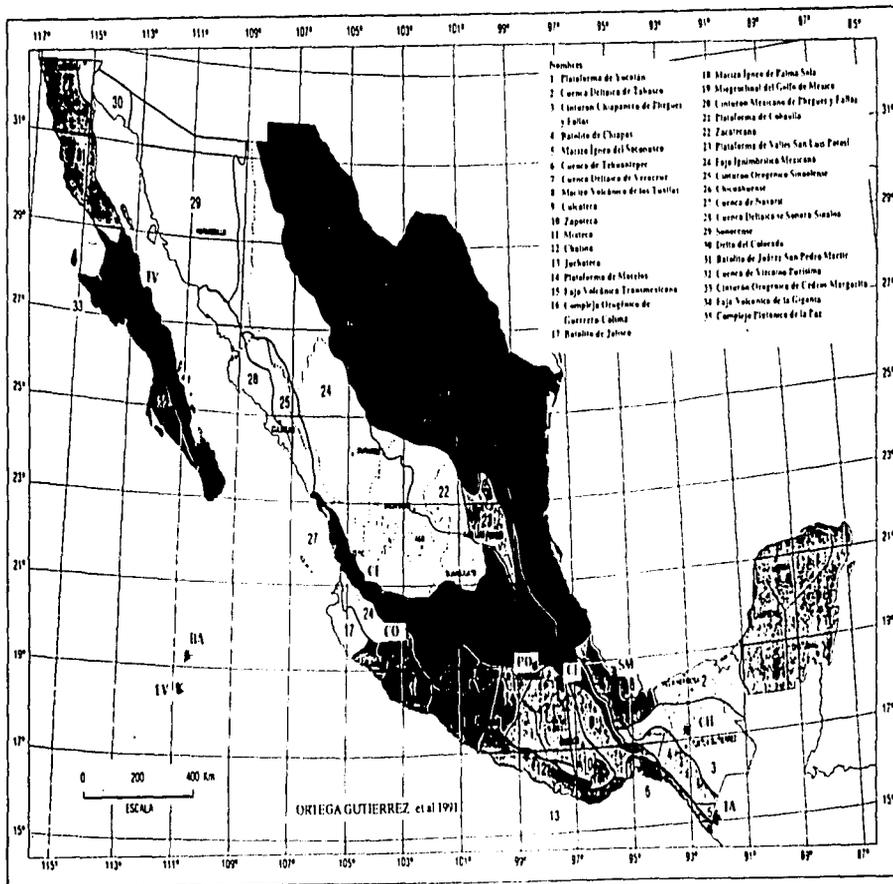


Figura 6.3 PROVINCIAS GEOLOGICAS DE MEXICO

(Tomado de Ortega et al., 1992)

Nota: Los nombres de los volcanes correspondientes a las iniciales, son los mismos que los del Mapa 6.2.

PROVINCIAS FISIGRÁFICAS DE MÉXICO

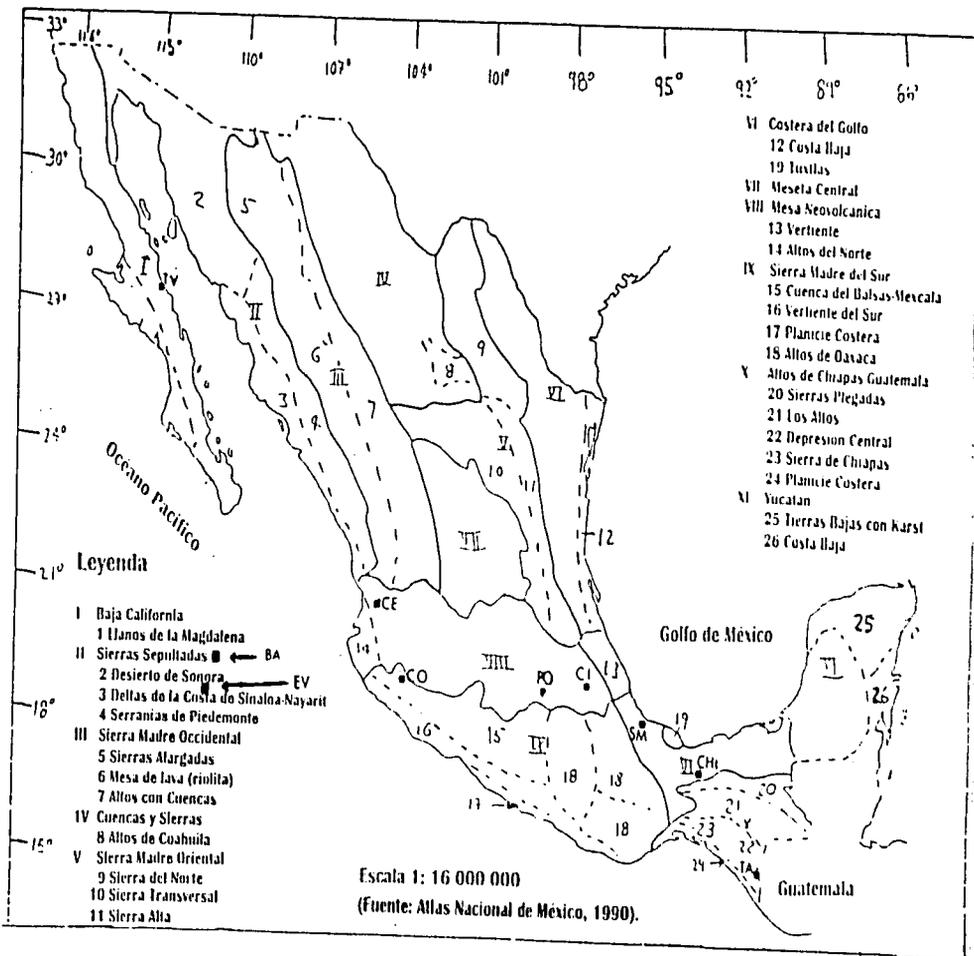
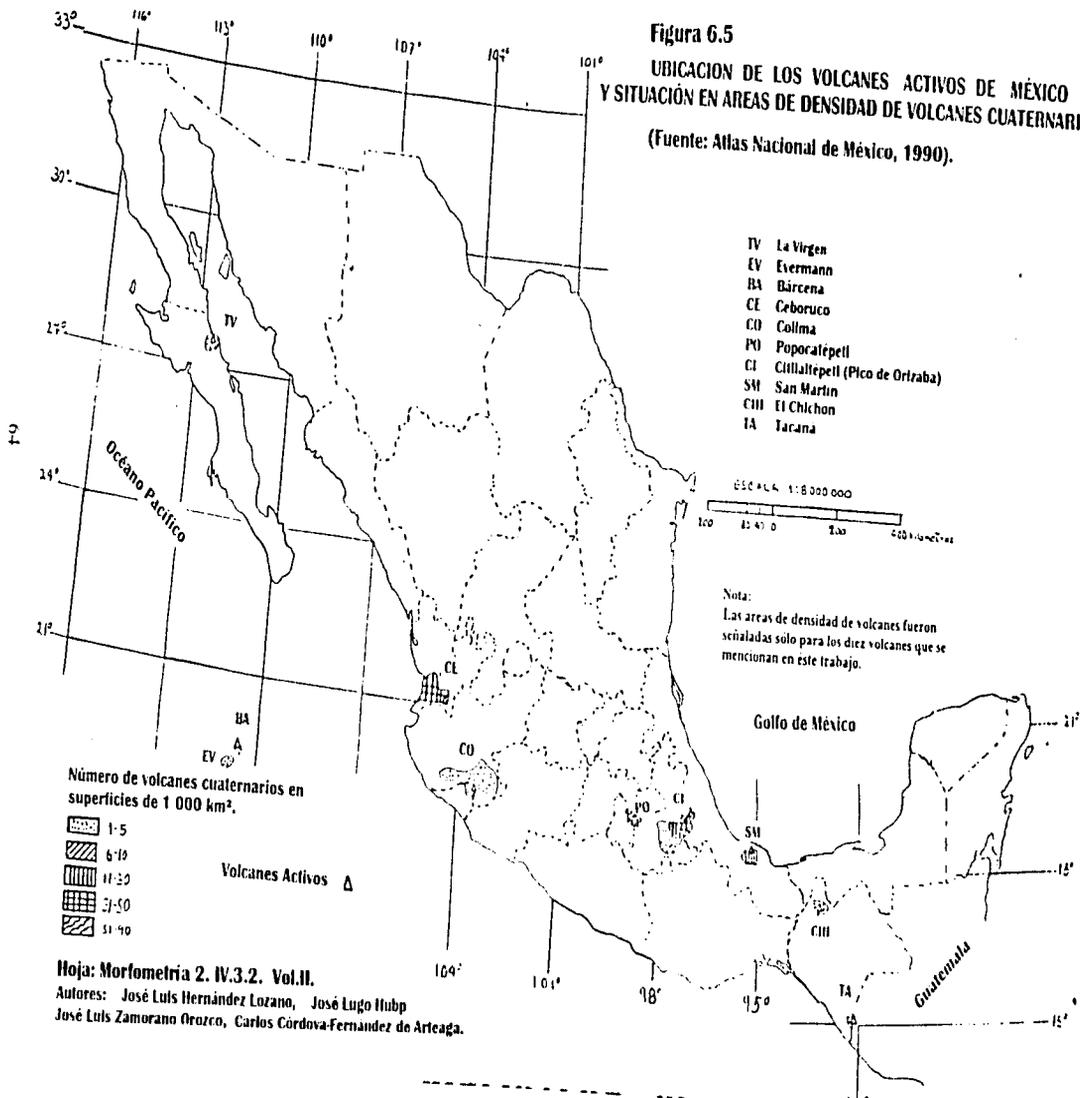


Figura 6.4 Ubicación de las Provincias Fisiográficas de México.

Autores: Yolanda Cervantes Zamora, Sandra Luz Cornejo-Olguin
 Román Lucero-Márquez, José Manuel Espinoza-Rodríguez
 Filita Alvarado-Morales

Hoja "Clasificación de Regiones Naturales de México 1. IV.10.1. Vol. II

Figura 6.5
UBICACION DE LOS VOLCANES ACTIVOS DE MÉXICO
Y SITUACIÓN EN ÁREAS DE DENSIDAD DE VOLCANES CUATERNARIOS
 (Fuente: Atlas Nacional de México, 1990).



Hoja: Morfometría 2. IV.3.2. Vol.II.

Autores: José Luis Hernández Lozano, José Lugo Hubp

José Luis Zamorano Orozco, Carlos Córdova-Fernández de Arteaga.

6.3 Morfología y actividad eruptiva de los volcanes poligenéticos en México.

I. VOLCÁN LA VIRGEN (COMPLEJO VOLCÁNICO TRES VÍRGENES).

N 27° 28', W 112° 35', 2054 m s.n.m

Este volcán forma parte del complejo volcánico cuaternario denominado Las Tres Vírgenes y está situado en la parte media de la Península de Baja California (hacia la vertiente del Mar de Cortés), en territorio del Estado de Baja California Sur. El grupo volcánico, que tiene una alineación NE-SW, data del Mioceno y finales del Plioceno y está situado cerca de dos estructuras volcánicas conocidas como las calderas de La Reforma y El Aguajito (figura 6.6). El volcán la Virgen es el único del que se ha reportado actividad histórica. Aunque dicha actividad no dejó depósitos identificables y no fue observada a una distancia cercana, el volcán ha tenido actividad efusiva y explosiva en el pasado (Demant 1981; Capra *et al.*, 1996).

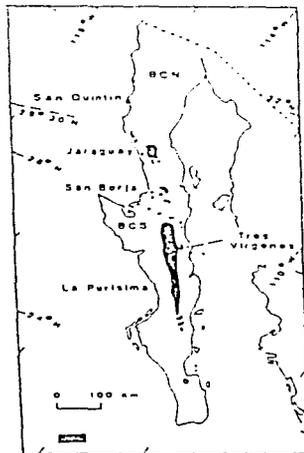


Figura 6.6 Ubicación del Campo Volcánico Las Tres Vírgenes en el que está situado el volcán La Virgen (Tomado de Storey *et al.*, 1989).

Es conveniente aclarar que frecuentemente se le da el nombre de Tres Vírgenes al volcán La Virgen; sin embargo, este es el nombre de todo el complejo formado por tres volcanes que de este a oeste son El Azulre, El Viejo y La Virgen. La orientación del complejo volcánico, como se citó anteriormente, indica que la actividad magmática se ha desplazado de NE a SW hasta el volcán La Virgen (Capra *et al.* 1996).

Las laderas de La Virgen son un poco escalonadas y su cima, con un cráter de 1 km de diámetro presenta escarpes de lava rodeados de material piroclástico fino. Su perfil morfológico muestra una pendiente promedio de 6° en el sur y oeste mientras que en la parte alta muestra escarpes de lava rodeados de material piroclástico fino, con una pendiente que varía entre los 8° y 13° (figura 6.9).

En sus primeras etapas de formación, su actividad fue efusiva de composición andesítica y efusiva de composición dacítica. En otras etapas su actividad fue explosiva del tipo pliniano y vulcaniano. La actividad efusiva está representada por lava riolítica y coladas andesíticas y es la que ha predominado en la historia eruptiva del volcán La Virgen. Tres derrames de lava viscosa de composición dacítica pueden ser identificadas actualmente en el sur, lo que explica su reducida cubierta de vegetación.

Con respecto a la actividad explosiva ésta se encuentra definida por dos etapas: una de tipo pliniano que dio origen a un depósito de caída de pómez y que fue precedido por explosiones hidromagmáticas que dieron origen a la deposición de material piroclástico cerca del edificio volcánico, y otra de tipo vulcaniano con explosiones hidromagmáticas muy violentas que arrojaron material en trayectorias balísticas (Capra *et al.* 1996).

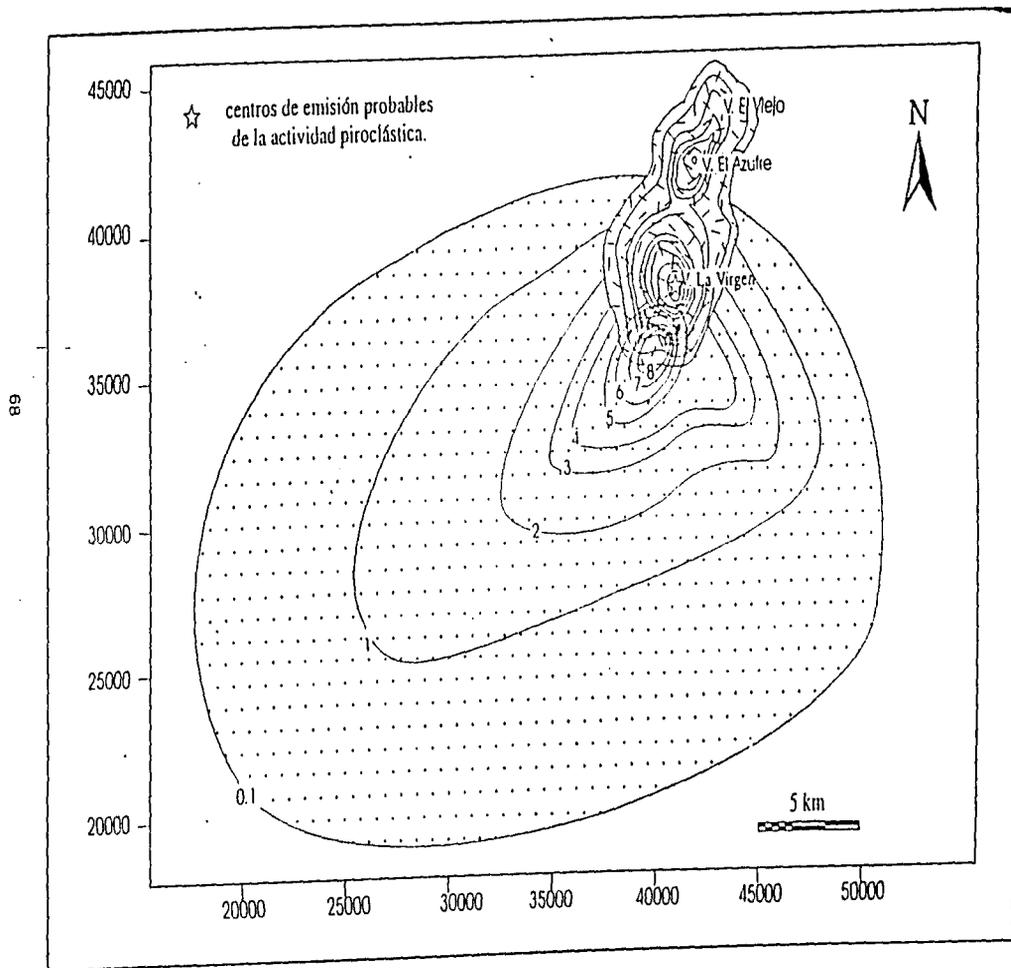
Con el propósito de conocer el lugar donde se originó el depósito pliniano de caída, Capra *et al.* (1996) elaboraron un mapa de isopacas (figura 6.7) y analizaron la morfología del volcán y encontraron que el sitio probable es el flanco sudoeste del edificio que coincide tal vez con el sitio de emisión de la colada andesítica más reciente. Al estudiar algunas características del depósito de caída (volumen, área y estructura) los autores concluyeron que el depósito es de tipo pliniano.

Dichos investigadores también elaboraron un mapa preliminar de peligro volcánico (figura 6.8). El área sujeta a la amenaza de caída de pómez en una erupción de tipo pliniano resultó del estudio de la distribución del único depósito de caída de pómez existente: sin

embargo, la dispersión del material estaría condicionada a la dirección de los vientos en el momento de la erupción, por lo que se ha determinado el área de posible riesgo tomando un círculo a partir del centro de emisión. Dada la baja densidad de población, los autores consideran que los efectos nocivos de otra erupción en el volcán la Virgen se presentarían en los daños a la carretera transpeninsular las instalaciones de la planta geotérmica de la Comisión Federal de Electricidad ubicada en la base del volcán El Viejo (Capra *et al.* 1996).

VOLCAN LA VIRGEN

Figura 6.7 Mapa de isopacas en que se muestran los sitios probablemente originaron los depósitos de caída.
(Tomado de Capra, et al 1996).



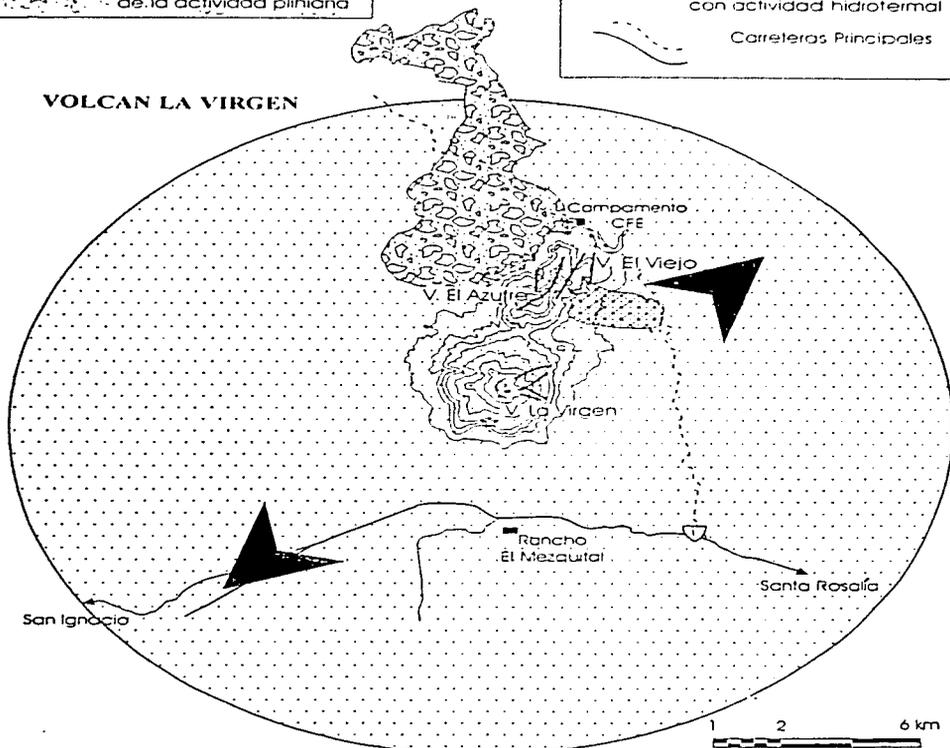
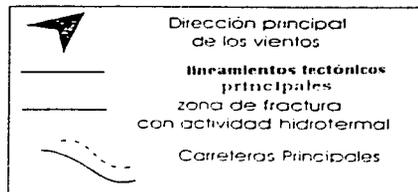
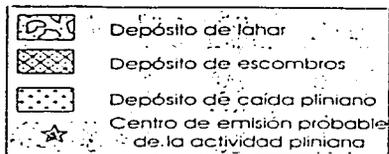
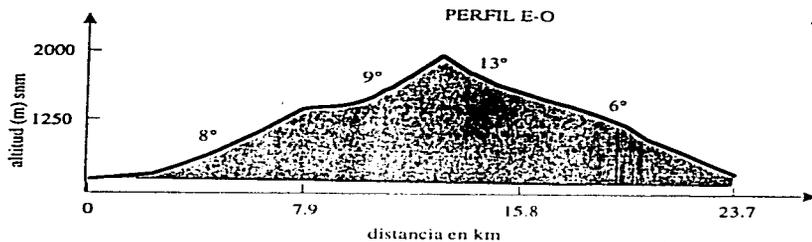
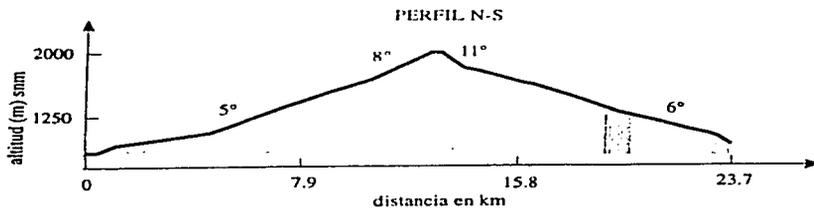


Figura 6.8 Mapa preliminar de riesgos volcánicos. El área que puede ser afectada por una erupción está delimitada por el círculo. Una erupción tipo pliniana afectaría el tránsito terrestre y el tráfico aéreo. Los derrumbes y lahares afectarían a las áreas pobladas. (Tomado de Capra et al., 1996).

Figura 6.9
VOLCAN LA VIRGEN



Volcán:
Localización:
Altitud:
Composición:
Erupciones registradas

La Virgen
27° 28' lat. 112° 35' long.
2054 m.
basalto y dacita.
1857.

2. VOLCÁN EVERMAN

N 18° 45', W 110° 95', 1050 m.s.n.m.

Está situado en la Isla Socorro la más grande de las islas Revillagigedo (pertenecientes al estado de Colima), con un diámetro promedio de aproximadamente 16 km y una superficie de 167 km². El Everman con un radio de aproximadamente 3.5 km está ubicado en el centro de la isla y constituye la parte más alta del relieve insular. En sus flancos existen 12 volcanes adventicios, algunos con cráteres bien conservados. (Blásquez, 1960).

La forma del volcán ha sido modificada, debido a la erosión; en su parte más elevada ya no se aprecia el cráter, ya que su cima está formada por escorias, un material poco resistente. Varios de los cráteres adventicios han sido también erosionados intensamente pues presentan formas redondeadas. Los conos secundarios están constituidos principalmente por arenas y cenizas basálticas de coloraciones rojizas y amarillentas.

A fines de la década de los años 50 se observaron varias fumarolas a 950 m de altitud, así como depósitos de azufre cercanos a las salientes de vapor; pero las erupciones registradas han tenido lugar en los años: 1846, 1848, 1905 y recientemente en 1993. Komorowski *et al.*, (1993) observaron numerosas fumarolas y zonas de alteración termal a lo largo de la zona de contacto entre un domo de lava viscosa y el resto del edificio.

Las fumarolas activas y las principales zonas de alteración hidrotérmica se encuentran casi a lo largo de barrancos en una zona entre los 890 m y 970 m de altitud al norte del volcán, las temperaturas en algunas de las fumarolas oscilan entre los 61° y 97° C y en la parte alta del volcán las temperaturas son mayores a los 200° C. Estos datos son recopilados cada tercer día por personal que habita en la isla (Valdés, M. comunicación personal). La figura 6.10 muestra la topografía de la parte central de la Isla Socorro.

La porción norte de la cima es el lugar más activo pues además de presentar manifestaciones hidrotermales también muestra depresiones y fracturas, cuya edad ha sido difícil de determinar porque continúa fracturándose mediante procesos sumamente lentos (Komorowski *et al.*, 1993). En esta parte la pendiente oscila entre 26° y 30°. Las laderas de la parte occidental muestran pendientes notables, entre 11° y 26°, la cual continúa hasta el litoral; en cambio, la ladera oriental tiene pendientes suaves de 16° (figura 6.11).

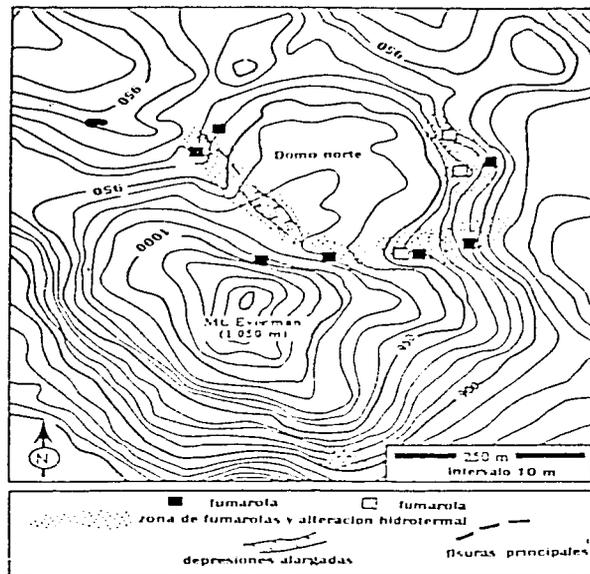
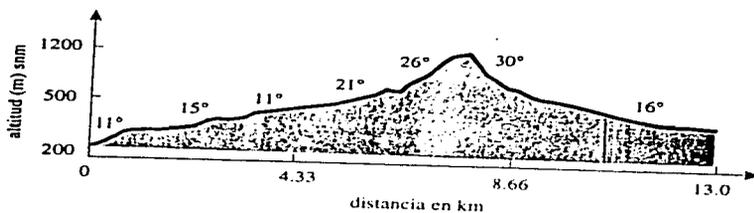


Figura 6.10 Topografía del centro de la isla Socorro donde se ubica el volcán Everman y las principales zonas de fumarolas. (Tomado de Komorowski *et al.*, 1993).

Figura 6.11

VOLCAN EVERMAN



Volcán:	Everman
Localización:	18° 45' lat. 110° 95' long.
Altitud:	1050m.
Composición:	basaltos y escoria, conos secundarios de arena y cenizas basálticas.
Erupciones registradas:	1846, 1848, 1905, 1993.
Actividad actual:	emisiones fumarólicas en 1993.
Observaciones:	terrazas de productos escoriáceos cubiertos con vegetación (musgo).

3. VOLCÁN BÁRCENA

N 19° 16', W 110° 48', 375 m.s.n.m.

El volcán Bárcena se encuentra en la isla San Benedicto, que también forma parte del archipiélago de las Revillagigedo (figura 6.12). Fisiográficamente la isla está constituida por los siguientes elementos: el volcán Bárcena, con su delta lávico y dos rasgos cubiertos por el volcán que son denominados el Montículo Cimerítico, al sur, y la roca Challenger al norte (un cono parásito); el Cráter Herrera que ocupa la parte norte de la isla y por último, un área notablemente erosionada que abarca el Cerro López de Villalobos (casi destruido por la acción combinada de la erosión marina y eólica) en el extremo norte (Maldonado-Koerdell, 1958). Es interesante hacer notar que la roca Challenger fue nombrada así en recuerdo del barco atunero del mismo nombre, cuyos tripulantes observaron el nacimiento del nuevo volcán.

La actividad eruptiva del Bárcena comenzó el 10 de agosto de 1952 y fue de tipo vulcaniana, la cual originó la formación de un cono de pómez que creció rápidamente, por lo que en tan sólo diez días alcanzó la mayor parte de la altura que tiene actualmente (Maldonado-Koerdell, 1958). En agosto 12 se había formado completamente y tenía una altura de entre 330 y 360 m (Macdonald, 1972). A finales del mismo año tuvo emisión de lava por un fisura y se formó un delta de lava. En septiembre se formó un domo de lava dentro del cráter y en diciembre 8 una fisura radial en los flancos del cono. Su actividad se prolongó hasta principios de 1953, y posteriormente continuó solo con emisiones de vapor y otros gases (Maldonado-Koerdell, 1958).

El volcán tiene forma cónica regular con un cráter circular de 700 m de diámetro; su cima está truncada por la abertura del cráter con sus laderas muy inclinadas y abruptas. El cráter está relleno por grandes bloques de color oscuro, distribuidos irregularmente alrededor de la boca central, y los lados del cono tienen en la superficie material piroclástico de color amarillo-blanquesino con profundos surcos de erosión. Presenta dos domos, al parecer formados por material proveniente del exterior del cono (Maldonado-Koerdell, 1958).



Figura 6.12 Carta topográfica del volcán Bárcena.
(Tomado de Maldonado-Koerdell, 1958).

Durante sus fases eruptivas emitió grandes cantidades de cenizas y bombas que alcanzaron alturas de hasta de 3 km. En el año 1955 la lava formó un tapón en su cráter, por lo que los gases sulfurosos salían por sus laderas. Posteriormente al año de 1955 tuvo nuevas erupciones de gases y cenizas. Finalmente, su actividad fumarólica subsistió hasta 1958. La Fig. 6.13 muestra la erupción del Bárceña, con una "nube ardiente" (Maldonado-Koerdell, 1958). De acuerdo con Mooser (1958) la isla San Benedicto no presenta evidencias de actividad volcánica anterior a la formación de éste volcán. La manifestación volcánica del Bárceña está considerada como la primera erupción histórica pumítica del Pacífico Oriental, cuyos productos aumentaron en 200 m la costa de la isla San Benedicto.

En el perfil morfológico se observa que es notable el cambio de pendiente en el volcán, entre los 375 m y 200 m ya que en la parte alta es de 32° y cambia a 61° aproximadamente a los 200 m de altitud (figura 6.14).

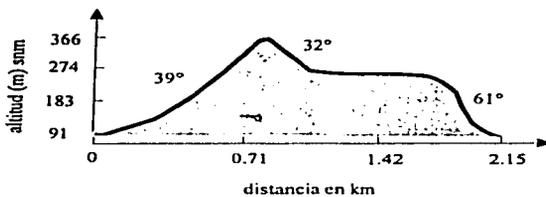


Figura 6.13. Vista de la erupción del Volcán Bárceña con una "nube ardiente". (Tomado de Maldonado-Koerdell, 1958).

Figura 6.14

VOLCAN BÁRCENA

PERFIL E-O



Volcán:	Bárcena.
Localización:	19° 16' lat. 110° 48' long.
Altitud:	375 m.
Composición:	cono de pómez.
Erupciones registradas:	1952, 1953, 1955, 1958.
Actividad actual:	fumarólica escasa.

4. VOLCÁN CEBORUCO.

N 21° 7.5' y W 104° 30', 2200 m.s.n.m.

Este volcán se encuentra en el estado de Nayarit. Está situado en la parte occidental del Eje Neovolcánico Transmexicano, cerca de los poblados de Ahuaacatlán y Jala. En esta área se encuentran también los centros volcánicos de la Sierra La Primavera, Tequila, Ceboruco, Tepetitlic, Santa María del Oro, Sangangüey, Las Navajas, San Juan, una caldera sin nombre cerca de Tepic y muchos pequeños conos escoriáceos y domos.

El Ceboruco es un estratocono cuya cumbre está formada por dos calderas con diámetros de 3.7 km y 1.5 km. Las laderas occidental y septentrional están cubiertas por derrames recientes de lava (Nelson, 1986). En su ladera suroeste tiene dos domos volcánicos y un cono de escoria; y en la parte noroeste otros conos de escoria.

El diámetro de la base es de 9 km y en la parte alta es de 3 km. El volumen del Ceboruco es de 60 Km³ aproximadamente (Nelson, 1986; Mooser, 1958). El edificio volcánico cubre un área de 75 km² (Mooser, 1958). Muestra varios picos redondeados en la cumbre, grietas profundas y pendientes de suave inclinación con 5° y 22° como se muestra en el perfil norte-sur. En el lado este-oeste su pendiente es de 11° cerca de la base y presenta un cambio de inclinación que llega a los 31°, en el lado este casi a los 1500 m de altitud, sin embargo, predomina la pendiente suave que se extiende hacia la cima con 18° de inclinación.

El cráter actual tiene forma elíptica, con diámetro mayor de 150 m y menor de 100 m; en su interior se encuentra un domo pequeño con diámetro de 40 m y altura de 15 m.

Respecto a su actividad, existen diferencias en las interpretaciones de diversos investigadores como Thorpe y Francis (1975) y Demant (1979), Nelson (1980), según menciona el mismo Nelson (1986).

De acuerdo con Nelson (1986), la historia eruptiva del volcán abarca tres etapas separadas por la formación de dos calderas. En la primera etapa se formó su cono principal y se generaron derrames de tipo aa con brechas en la parte alta y en la base del edificio. El hecho de que no exista evidencia de material piroclástico en los derrames, indica que en ésta primera etapa predominó actividad efusiva y no violenta. Esta etapa se caracteriza por emisiones de lava andesíticas. También durante ésta etapa se formaron algunos conos escoriáceos en los alrededores del volcán. Al suroeste del Ceboruco se localiza un depósito

de cenizas compuesto de granos fino de vidrio volcánico, fragmentos de pómez blanca y fragmentos líticos. llamado cenizas del Marquesado, originado por un derrame piroclástico. Su espesor es de 60 m y su superficie es casi plana. Al parecer, con ésta erupción de cenizas finalizó la primera etapa eruptiva hace 1000 años aproximadamente (Nelson, 1986). Las erupciones tuvieron lugar en la parte central del edificio volcánico y también en la zona sureste y noroeste. A esta etapa le siguió un largo tiempo de erosión.

La segunda etapa está representada por erupciones muy explosivas de tipo pliniano y peleano. En esta etapa se produjo la formación de un domo volcánico, denominado Domo *Dos Equis* por Nelson (1980), con diámetro de 1.7 km y 280 m de altura dentro de la caldera. Posteriormente, dentro de éste domo se formó una segunda caldera. Respecto a la formación de esta última, los autores difieren en las explicaciones acerca de su origen. A esta etapa se le considera como la más peligrosa en la historia del Ceboruco.

Los eventos que destacan en la tercera etapa son la emisión de lavas andesíticas del tipo aa o bloques que cubrieron el flanco sur del volcán. La ausencia de vegetación sobre estas lavas tipo Aa, indica que son recientes, i.e. las de la erupción de 1870 (Nelson, 1986). Otro evento importante es la formación de dos cráteres situados en la caldera interior, al parecer formados durante las erupciones que produjeron las lavas antes mencionadas. Esta tercera etapa también fue de erupciones efusivas. Las etapas de desarrollo y estado actual del Ceboruco se pueden ver en la figura. 6.15.

En cuanto a las erupciones históricas del Ceboruco solo se conoce una bien documentada, la del año 1870 (Nelson, 1986). Esta erupción también es mencionada por autores como por ejemplo Mooser (1958), en cambio, Yarza (1992) menciona como la última erupción una supuestamente ocurrida en el año 1875 muy posiblemente esta es una errata en la impresión. Estas erupciones se presentaron en la parte baja de un lugar de nombre La Coronilla en el lado occidental del volcán. El derrame de lava resultado de la erupción se emplazó en el lado suroccidental y su longitud alcanzó los 7.5 km con un espesor en algunas partes de 200 m.

En la actualidad el Ceboruco se encuentra en estado fumarólico. Las fumarolas se localizan cerca a las fuentes de su más reciente erupción, en la caldera exterior y en el lado occidental del domo en la caldera interior, en la caldera exterior el suelo tiene coloración

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

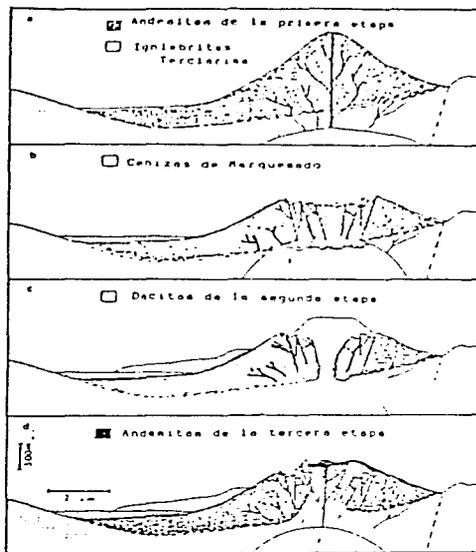


Figura 6.15 Etapas de desarrollo del volcán Ceboruco.

- a) antes de finalizar la primera etapa.
- b) final de la primera etapa y formación de la primera caldera.
- c) final de la segunda etapa y formación del domo.
- d) estado actual del volcán Ceboruco. (Tomado de Nelson, 1986).

rojizo debido a la oxidación del hierro. Sus temperaturas varían, pues las de fumarolas situadas cercanas a los cráteres de la última erupción alcanzan 93°C y otras, con 55°C y 72°C. Las primeras depositan pequeñas cantidades de azufre y emiten olor a H₂S, (ácido sulfhídrico), las otras fumarolas no depositan azufre ni tienen olor.

En lo referente a riesgos potenciales por erupciones futuras, los poblados afectados serían Jala (5 400 habitantes), Jomuleo (3 800 habitantes) y Ahuacatlán (6 000 habitantes) y los municipios más afectados serían Ahuacatlán, Jala e Ixtlán (datos del año 1982: Nelson, 1986). Se verían afectadas vías de comunicación y grandes extensiones de tierras cultivadas en los valles de Jala y Ahuacatlán por lo que el riesgo económico sería de gran magnitud. Según Nelson (1990), la población que se vería afectada por una erupción ascendería a 50,000 personas.

Como señala Nelson (1990), no es posible predecir una erupción volcánica, pero sí es posible señalar las áreas de riesgo, y para ello se han elaborado mapas de zonas de riesgo potenciales con el fin de prevenir a poblaciones y minimizar efectos económicos. Los riesgos potenciales de erupciones futuras del Ceboruco se muestran en la serie de cuatro figuras 6.16 (a,b,c,d.) y se dividen en cuatro áreas de riesgos potenciales, a saber:

- a) erupciones efusivas de lava.
- b) erupciones de cenizas.
- c) derrames piroclásticos.
- d) lahares o inundaciones.

Por último, en el perfil morfológico de la figura 6.17 se ven las pendientes del volcán que son muy suaves en el lado norte y más pronunciadas en los flancos sur y oeste, en donde varían de los 18° a 30° y 12° a 25° respectivamente.

VOLCAN CEBORUCO

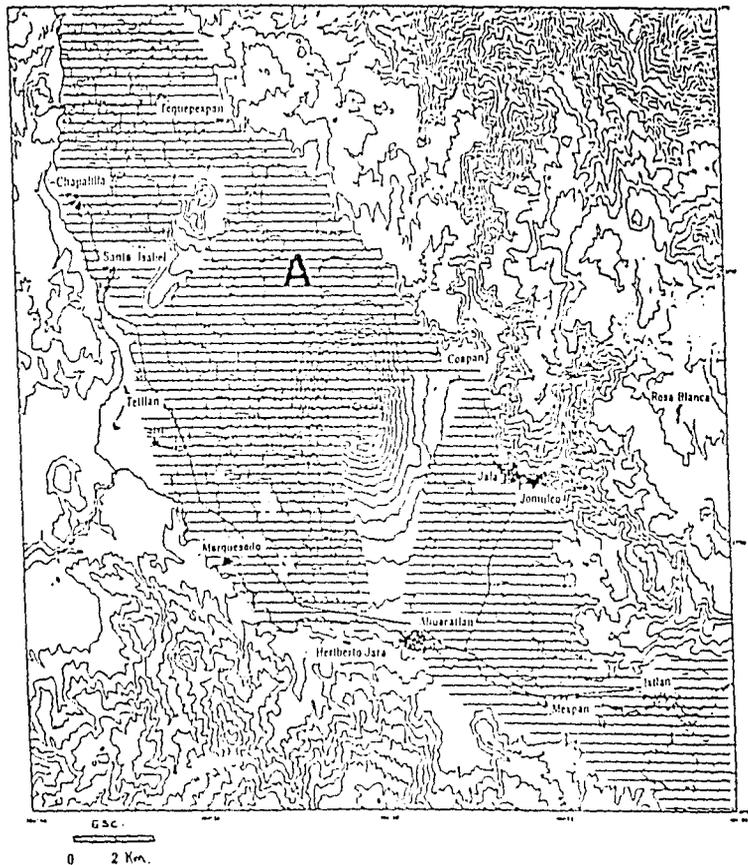


Figura 6.16 (a) Mapa con áreas de riesgos potenciales de erupciones efusivas de lava. Señaladas con la letra "A", zona sombreada (Tomado de Nelson, 1986).

VOLCAN CEBORUCO

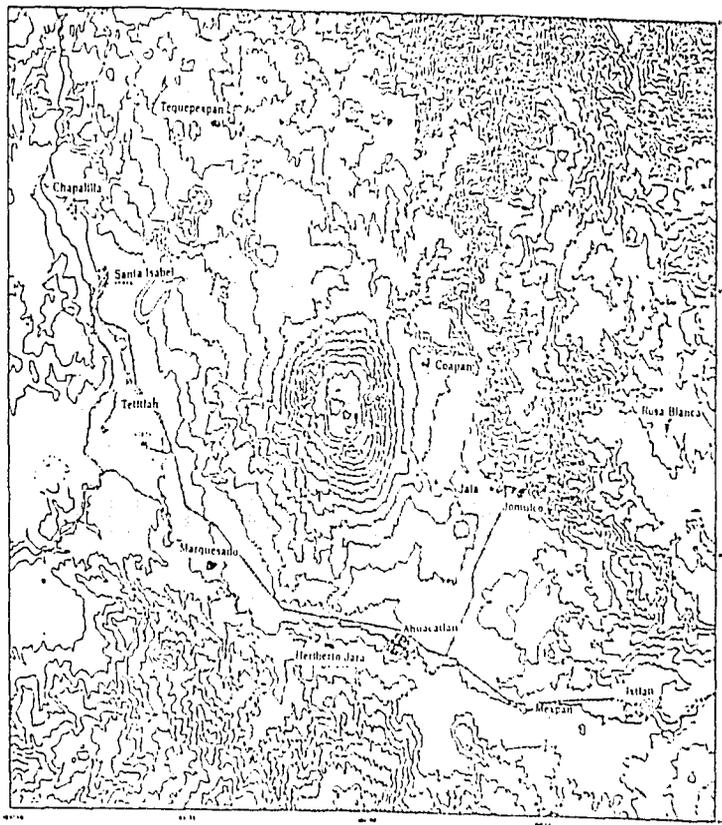


Figura 6.16 (b) Mapa de riegos potenciales de erupciones de cenizas.
(área sombreada). (Tomado de Nelson, 1986).

VOLCAN CEBORUCO

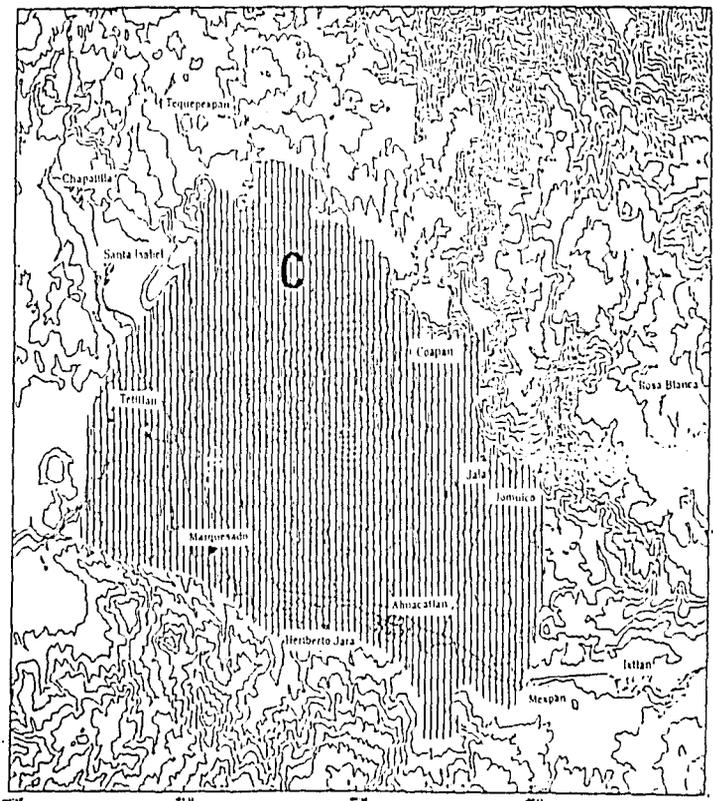


Figura 6.16 (c) Mapa de riesgos potenciales de erupciones de derrames piroclásticos (parte sombreada). (Tomado de Nelson 1986)

VOLCAN CEBORUCO

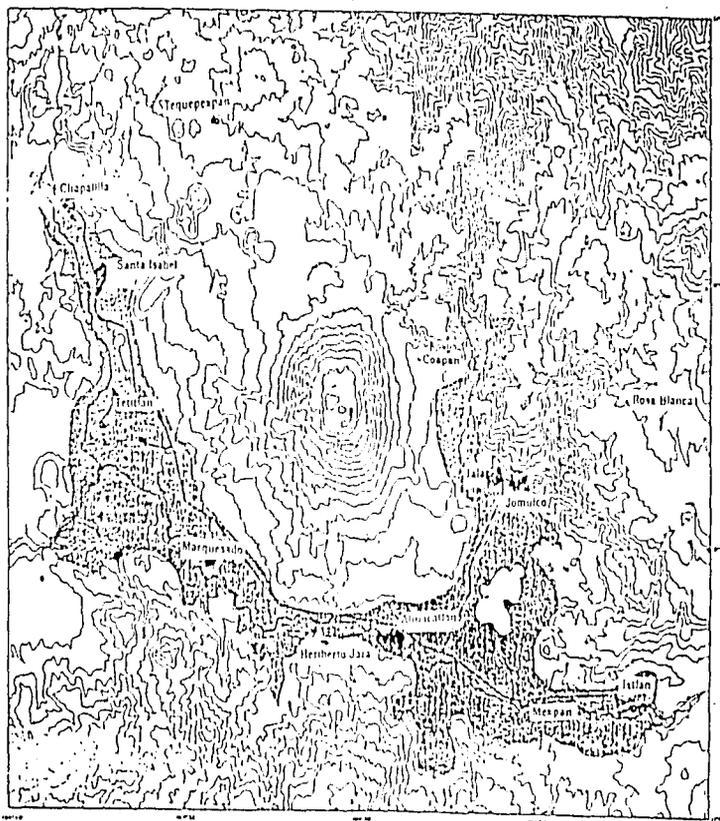
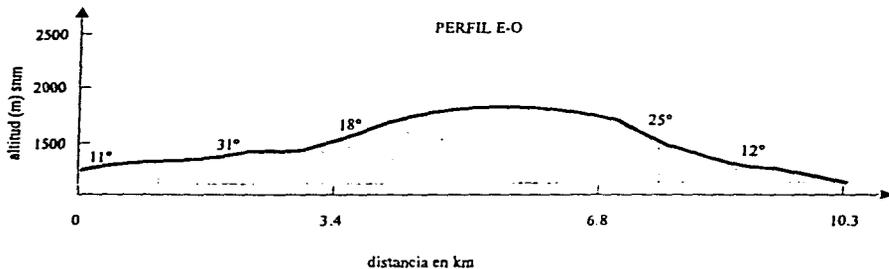
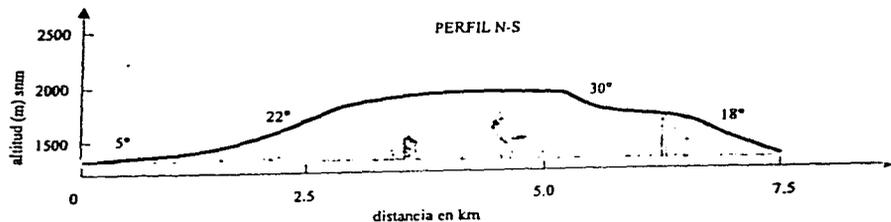


Figura 6.16 (d) Mapa de las áreas de riesgos potenciales de lahares o inundaciones. (Área sombreada). (Tomado de Nakón, 1986)

Figura 6.17
VOLCAN CEBORUCO



Volcán:	Ceboruco.
Localización:	21° 7.5 lat. 104° 30' long.
Altitud:	2200 m.
Composición:	conos de escoria.
Erupciones registradas:	en 1870 mostró nubes de arena y ceniza y nubes ardientes.
Actividad actual:	en 1958 mostró actividad fumarólica.
Observaciones:	se deduce que tuvo erupciones intensas debido a sus dimensiones.

5. VOLCÁN DE COLIMA O VOLCÁN DEL FUEGO.

N 19° 30', W 103° 37' , 3960 m.s.n.m.

Está situado en la parte occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano en los límites de los estados de Jalisco y Colima. También se conoce como Volcán de Fuego y pertenece a un complejo volcánico del que también forma parte el Volcán Nevado de Colima, considerado extinto. Este complejo está situado en de la depresión tectónica llamada Graben de Colima, dividida hacia el norte en dos fosas, de Sayula y de Tolima (Martín del Pozzo y Medina, 1981). Es un estratovolcán con forma cónica truncada y flancos escalonados. Su cono principal se formó en el Holoceno (Lugo-Hubp *et al.*, 1993) y es considerado el más activo del país.

Hacia el NE tiene una pequeña boca, formada en 1869, conocida como El Volcancito. Hacia el sur tiene 3 elevaciones que son pequeños domos, formados por antiguas corrientes de lava y son conocidos como los Hijos del Volcán. En la parte occidental muestra un flujo de andesita que llega hasta la base con una pendiente de 17°. La formación del volcán de Colima ocurrió en el Pleistoceno y está relacionada con la historia del volcán Nevado de Colima, de mayor antigüedad y dimensiones.

Su historia eruptiva refleja una alta frecuencia de actividad tipo explosivo. Los registros de su actividad aparecen en varios manuscritos: el Archivo de Indias desde 1560, con información de los siglos XVI y XVII, un catálogo publicado por J.M Arreola en 1925 y reportes del siglo XVIII, publicados por la Sociedad Científica Antonio Alzate a finales del siglo XIX (Medina, 1983). La actividad eruptiva del volcán en este último siglo interesó a la comunidad científica, por lo que se establecieron dos estaciones en las que José María Arreola, entre otros, hizo observaciones diarias desde el año 1893 hasta 1905. Reportes detallados de esta actividad aparecen en una publicación a cargo de Severo Díaz (1906) titulada, "Efemérides del Volcán de Colima". En estas observaciones se clasificaron en dos categorías a los fenómenos observados: la emisión vaporosa y la eruptiva (Díaz, 1906). La primera se refería a la emisión ininterrumpida, y la segunda se clasificó de acuerdo al tamaño de la nube que observaron. Las observaciones fueron hechas desde distintos puntos del cráter. Diversas personas y autoridades participaron en las observaciones, que fueron iniciadas por Arreola, (1893-1895) posteriormente por Díaz (1895-1897), más tarde por el

Observatorio de Colima (1898), por Díaz en el periodo 1899 a 1903, y finalmente por Aniceto Castellanos (1904-1905). Todas las observaciones se hicieron de manera detallada, señalando mes, día y hora de cada observación.

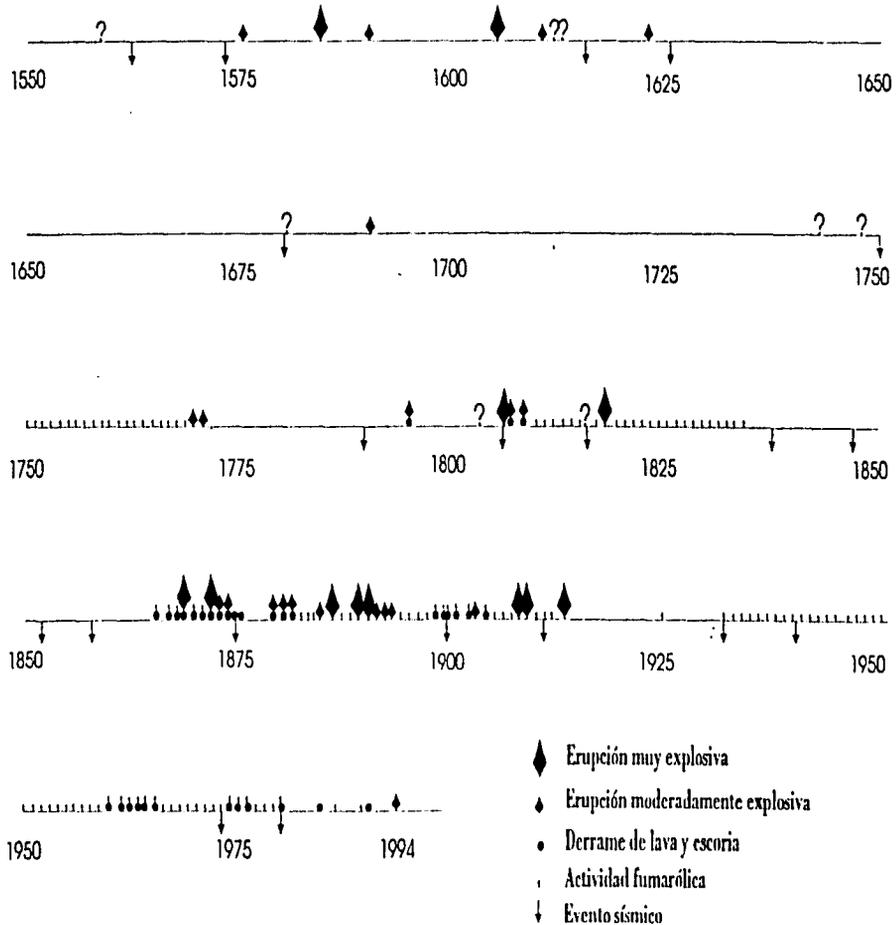
Las emisiones del volcán han sido de lluvias de ceniza, (1818, 1903, 1909, 1913), derrames de lava (1869, 1962, 1976, 1982, 1991), flujos piroclásticos (1616, 1818 y 1913) y avalanchas. Durante su historia eruptiva ha tenido eventos violentos que han originado la modificación radical de su relieve original. En el diagrama 6.18 se representa la historia eruptiva del Volcán de Colima en tiempos históricos, durante la que se han registrado al menos 29 erupciones de tipo explosivo en los últimos 420 años (Medina, 1983).

En este siglo, diversos autores han considerado la historia eruptiva del volcán, como Luhr y Carmichael (1980) quienes dividieron en 4 ciclos su historia eruptiva, señalando que en los años 1611, 1818 y 1913, años finales de cada ciclo, se presentaron grandes emisiones explosivas. Es importante destacar en este punto, que Medina señala que en este análisis de aparente periodicidad, no fueron tomados en cuenta dos eventos importantes en los años 1590 y 1806, los que posiblemente modificarían el patrón propuesto por los dos autores mencionados (Medina, 1983).

En la historia de formación del volcán de Colima, tres de sus erupciones han sido de tipo peleana, y destacan dos periodos eruptivos, el primero, caracterizado por un colapso al que le siguió una etapa de erosión en el cráter, y en el segundo periodo se formó un nuevo edificio volcánico constituido por piroclastos y derrames de lava que es como se ve actualmente (Medina, 1983). Con base en los registros de su actividad, se ha observado que ésta se presenta en ciclos de aproximadamente 100 años, por lo que algunos investigadores consideran que la próxima erupción se presentará en menos de 30 años (Lugo-Hubp *et al.*, 1993). De su actividad eruptiva más reciente destaca la ocurrida durante en 1991 en que un nuevo domo de lava penetró al domo antiguo que obstruía el cráter y se convirtió en un derrame de lava orientado hacia el suroeste. También hubo emisión de lava de bloques y avalanchas desde el domo. Estas últimas están asociadas a erupciones sumamente explosivas, hecho que llevó a personal del gobierno a establecer programas de investigación del volcán con el fin de evaluar los posibles peligros en el futuro (Rodríguez-Elizarrarás *et al.*, 1991). Posteriormente, en julio de 1994, hubo sismicidad y la actividad eruptiva fue de

Figura 6.18 Representación de la historia eruptiva del Volcán de Colima.
 (Tomado de Medina, 1983).

68



explosiones freáticas a través de cráteres en las orillas oriental y occidental del domo, y se produjeron una avalancha y ligera caída de ceniza en la parte suroeste del volcán (Jiménez *et al.*, 1995). El evento, en parte fue similar al de 1987.

Parte de la morfología del volcán de Colima se ha modificado constantemente debido a erupciones explosivas y efusivas ocurridas en tiempos históricos. La morfología actual, permite inferir los riesgos posibles por el alcance de flujos piroclásticos y derrames de lava, particularmente por la pendiente en la parte sur, donde alcanza 37°. El mapa de la figura 6.19 muestra los depósitos de flujos de ceniza y bloques en 1991 y las áreas que pueden ser afectadas por flujos de este tipo y de lodo. En la figura 6.20 se ve una imagen del volcán desde el suroeste.

La acción erosiva tiene lugar en gran medida por la pendiente del terreno y por el material no consolidado como cenizas o material de poca consolidación como el de los lahares y flujos piroclásticos. La erosión fluvial predomina, prueba de ello es una densa red de barrancos en donde la erosión es más intensa por los procesos de remoción de material, por la pendiente y por la capa de suelo-vegetación. En la parte alta del volcán, las acumulaciones de lava y piroclastos no permiten el desarrollo de suelos ni vegetación. Sin embargo, en partes más bajas, debido al escurrimiento de las fuertes precipitaciones, los suelos poseen fertilidad adecuada a excepción de los sitios de depósitos de avalancha, que es material muy consolidado (Lugo-Hubp *et al.*, 1993).

Se considera necesaria una evaluación de la probabilidad de ocurrencia de un nuevo periodo eruptivo debido a la ubicación de poblados cercanos. Para futuras erupciones, los riesgos considerados por Lugo-Hubp *et al.* (1993), son los siguientes: las depresiones naturales del relieve, como los barrancos que transportan material piroclástico, lava y productos de derrumbes, lo mismo facilitando el transporte por gravedad que formando corrientes de lodo por el agua de escurrimiento superficial. Si existiera transportación de gran volumen de material a través de un barranco, éste se acumularía en el cauce del río Armería y en parte del río Tuxpan. El hecho ocasionaría la posible formación de presas naturales que posteriormente se desbordarían y darían lugar a lahares e inundaciones.

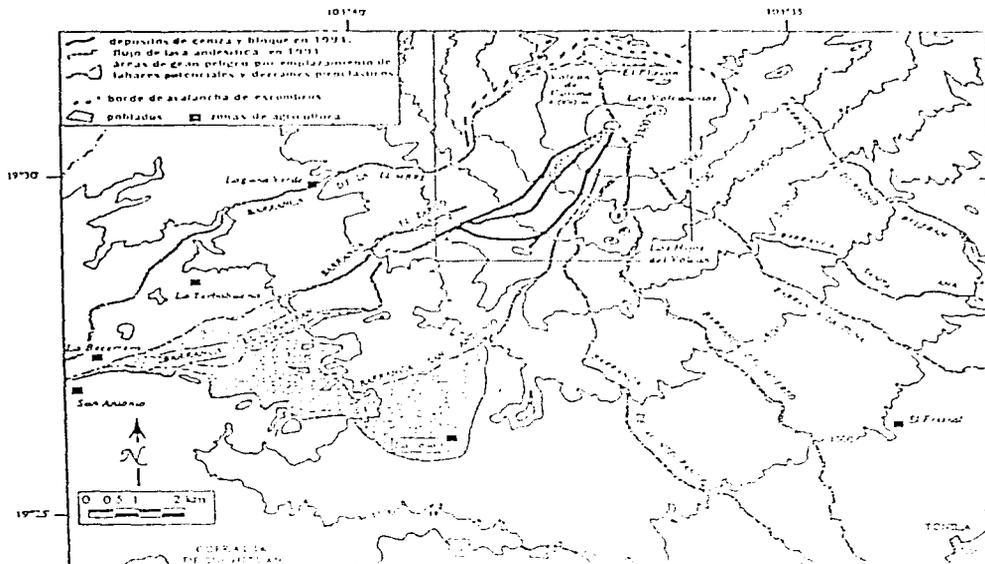


Figura 6.19 Área de depósitos de flujo de ceniza y bloques, y áreas que pueden ser afectadas por estos y por flujos de lodo. (Tomado de Rodríguez-Elzarrarás *et al.*, 1991)

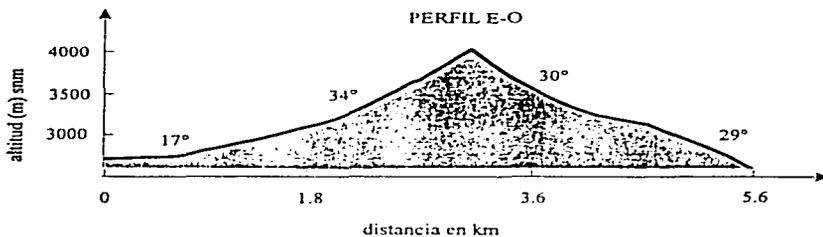
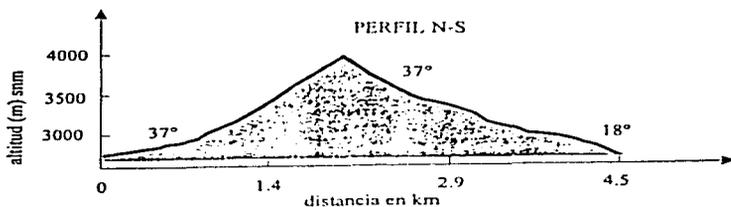


Figura 6.20 Vista del Volcán de Colima. (Foto por J.M Espindola, 1995).

El área sur del volcán representa un riesgo potencial, ya que ahí la población se ha incrementado desde 1913 y en estos lugares, los derrames piroclásticos por su alta temperatura y avance por las barrancas, afectarían a los asentamientos humanos, sistemas de comunicaciones, tránsito aéreo y contaminarían las aguas superficiales. (Rodríguez-Elizarraráz *et al.*, 1991).

En el perfil morfológico del volcán de Colima se observa que sus flancos en general presentan pendientes homogéneas de 29° a 30° al oeste, sin grandes cambios, al este la pendiente varía de 17° a 34° en forma gradual, y el en lado norte su pendiente es más fuerte, de 37° (figura 6.21).

Figura 6.21
VOLCAN DE COLIMA



Volcán:	Colima.
Localización:	19° 30' lat. 103° 37' long.
Altitud:	3960 m.
Composición:	rocas basálticas y derrames de andesita.
Erupciones registradas:	1560 a 1994.
Actividad actual:	columnas de gas y ceniza.
Observaciones:	actividad explosiva predominante. Parte de su morfología se ha modificado constantemente.

6. VOLCÁN POPOCATÉPETL

N 19° 03' y W 98° 35', 5420 m s.n.m.

Este volcán está situado en la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano abarca parte de los estados de Puebla, Estado de México y Morelos. Es un estratovolcán con forma cónica, formado sobre una estructura volcánica más antigua. Está formado por coladas de lava que forman escarpes, intercaladas con gruesas capas de material piroclástico.

Presenta una protuberancia llamada Pico del Fraile al NW. En la parte SW presenta un remanente de un estratovolcán más antiguo denominado Nexpayantla, el cual se formó en el Mioceno o Plioceno que fue erosionado y destruido por derrumbes gigantes, antes de formarse el nuevo cono (Mooser, 1958). Tales derrumbes pueden ser resultado de intrusión de magma debajo del edificio volcánico o bien de actividad sísmica intensa (Macías *et al.*, 1995).

La formación del cono pudo haber tenido lugar a principios del Pleistoceno, por lo cual el material más antiguo está bajo las cenizas y derrames de lava posteriores. Las espesas capas de pómez son indicadoras de erupciones violentas y considerables en esos tiempos geológicos.

Durante las etapas eruptivas del volcán Popocatepetl ha habido varios derrames gigantes prehistóricos que han originado depósitos de avalanchas de escombros de gran extensión. Estos tuvieron lugar en los flancos del complejo volcánico Iztaccihuatl-Popocatepetl. Se sabe por lo menos, de la presencia de cuatro derrumbes, el de menor tamaño cubrió un área de casi 50 km² al sureste, originado en la parte sur del Iztaccihuatl; los otros tres cubrieron un área de 600 km al sur del Popocatepetl. Uno de éstos, el mayor, cubre una área de 9 km³ aproximadamente y es considerado uno de los más grandes del mundo.

Los depósitos de avalancha y escombros fueron estudiados primero por Robin y Boudal (1987) y mencionan la existencia de un depósito de avalancha, pero Siebe *et al.* recientemente en 1993 estudiaron el área con el fin de reconstruir su historia eruptiva y concluyeron que en realidad son cuatro depósitos y entonces se considera que es un abanico gigante producido por avalancha. Por esto se sabe que el cono actual del Popocatepetl no es el primero sino que anteriormente han existido otros.

Estos depósitos de avalanchas de escombros se caracterizan por presentar montículos y estructura de rompecabezas y en su interior pueden encontrarse bloques fracturados con los fragmentos aun en su posición original con respecto a la unidad; a estos bloques se les conoce como bloques con estructura de rompecabezas. La edad estimada de esos depósitos es de entre 30,000 y 50,000 años y una distancia horizontal de 75 km hacia el sur. Uno de los depósitos de avalancha, en la ladera oriental cubre un área de aproximadamente 50 km² y con espesor mayor a 25 m; es uno de los pocos afloramientos visibles de este depósito porque gran parte se encuentra bajo depósitos piroclásticos más recientes del Popocatepetl.

Algunos afloramientos pueden observarse en los cortes de la carretera federal entre las ciudades de Atlixco y Cholula. La edad y origen de éste depósito es incierta porque no se ha estudiado en detalle, pero podría tener su origen en el volcán Iztaccíhuatl (Siebe *et al.*, 1995).

Los tres depósitos restantes, ubicados en la vertiente sur del Popocatepetl, cubren un área mínima de aproximadamente 600 km². Se encuentran superpuestos, en gran parte como barrancos del flanco meridional cuyo emplazamiento alcanza 70 km hacia el sur y son similares en litología y estructura, por lo que son difíciles de reconocer. Ha sido difícil la estimación de los volúmenes de éstos depósitos, porque los cráteres que los originaron han sido rellenados totalmente por material volcánico reciente. Los autores consideran que el más antiguo de los depósitos de avalancha fue originado por material proveniente del Iztaccíhuatl, en una época anterior a la existencia del Popocatepetl.

Respecto a la composición de éstos depósitos puede decirse que en general son masivos, con contenido de fragmentos de roca pertenecientes a un antiguo edificio volcánico como los bloques de lava dacítica y andesítica y depósitos piroclásticos.

Durante su historia eruptiva también han sucedido, tanto erupciones efusivas, como las de tipo explosivo, éstas últimas causaron un derrumbe parcial del edificio hace 23,000 años aproximadamente (Macías, *et al.*, 1995) como lo muestran los afloramientos de depósitos en el lado sur del volcán. La destrucción de los conos está asociada a derrumbes parciales que pueden efectuarse con o sin erupción durante el evento. El último derrumbe del Popocatepetl estuvo asociado a la erupción más violenta que ha tenido, de las que sabe,

por los depósitos de avalancha que presenta el flanco sur. Los declives de sus laderas son variables ya que alcanzan hasta 40° en el lado oriental del edificio, disminuyendo a 26° en el norte y oeste. La figura 6.22 muestra una imagen del Popocatepetl tomada a principios del año 1996.

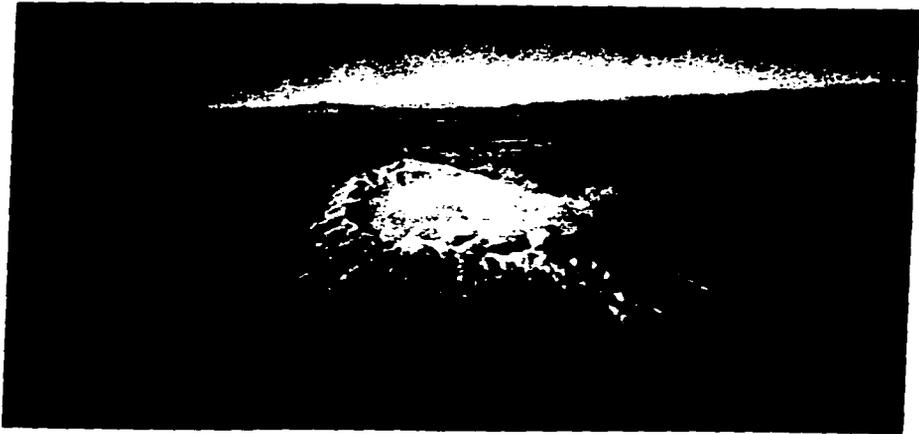


Figura 6.22 Vista del Volcán Popocatepetl.
(Foto por J.M. Espindola, 1995).

También hay indicios de erupciones violentas ocurridas hace 14,000 años aproximadamente, mismas que originaron depósitos de material piroclástico. Entre estos indicios está una capa de dichos materiales que se depositó en el lago de Chalco (Macías *et al.*, 1994).

Las erupciones en el pasado histórico fueron conocidas desde la época Azteca y datan desde los años 1347 y 1354; otras manifestaciones posteriores tuvieron lugar en 1519, 1539, 1664, 1720, y 1802. En este siglo se ha observado actividad fumarólica y cabe destacar que recientemente el volcán mostró emisiones de ceniza con erupción tipo fumarólica desde el año 1994 y continúa hasta la actualidad.

La etapa más reciente de actividad comenzó el 21 de diciembre de 1996 con actividad fumarólica seguida de una serie de sacudimientos volcánicos, tal vez asociados con explosiones freáticas. Primero se observó una pluma de ceniza moderada que originó una tenue caída de cenizas, sobre la ciudad de Puebla, situada a 45 km al oriente del volcán. Debido a los vientos provenientes del oeste, esta pluma de ceniza alcanzó una longitud de 100 kilómetros con dirección sureste. Días después la pluma alcanzó 7 kilómetros de altura, 50 kilómetros de longitud en dirección al sur y la máxima longitud fue de 250 kilómetros (Vidal *et al.*, 1995).

Debido a que la actividad de este volcán ha sido siempre continua, debe considerarse como una de las zonas de mayor riesgo volcánico del país, ya que en sus alrededores existen numerosos asentamientos humanos e industriales pertenecientes a los estados de México, Morelos y Puebla. Además, el Distrito Federal se localiza a casi 50 Km de distancia; Por estas razones, una erupción del Popocatepetl podría afectar enormemente a la población, la cual, según se estima, puede del orden de unos 20 millones de personas (Valdés *et al.*, 1995).

A continuación se citan las entidades y número de personas que se verían afectadas por una posible erupción del Popocatepetl:

POBLACION AFECTADA EN CASO DE RIESGO VOLCANICO.

Entidad	Población total
Distrito Federal	8 235 744
Hidalgo	191 571
Estado de México	8 422 817
Morelos	1 195 059
Puebla	2 412 485
Tlaxcala	761 277
TOTAL	21 218 953

Fuente: Vidal *et al.*, 1995.

A fin de predecir sus posibles erupciones volcánicas para alertar a las poblaciones, y ampliar el conocimiento vulcanológico, se estableció en 1994 el Comité de Planeación Plan Popocatepétl y un subcomité integrado por investigadores de la UNAM para registrar y estudiar permanentemente la actividad del volcán. Los resultados de los registros de las erupciones y la cuantificación de eventos sísmicos, entre otros estudios de 1994, fueron publicados en el ejemplar "Volcán Popocatepétl, Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995" del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), 1995.

Los principales peligros volcánicos que pueden originarse fueron clasificados por Macías *et al.*, (1995), de la siguiente manera:

a) Peligros por eventos que involucran el flujo de materiales volcánicos.

Derrames de lava

Domos de lava

Flujos piroclásticos

Oleadas piroclásticas

Explosiones dirigidas

Flujos de lodo

Derrumbes gigantes

b) Peligros por eventos de caída libre.

Caída de material piroclástico

Proyectiles balísticos

Los autores concluyen que los eventos de flujos piroclásticos y flujos de lodo serían de mayor peligro para la población en caso de una erupción.

Finalmente, a partir de los eventos registrados en 1994 se elaboró un mapa de riesgos Volcánicos del Popocatepétl, en el que se identificaron y señalaron las áreas y los peligros potenciales para poblaciones aledañas. Antes de su elaboración, el CENAPRED tenía un mapa de peligros volcánicos basado en trabajos geológicos de los autores Robin y Boudal (1987). En el mapa actualizado se representan los riesgos de cada uno de estos eventos volcánicos, y fueron analizados en función de su naturaleza (Macías *et al.*, 1995). Los principales peligros se agruparon en tres áreas diferentes y de acuerdo con estos autores, la

identificación y zonificación de ellas son preliminares aún, por lo cual sugieren la necesidad de efectuar más estudios geológicos de la historia eruptiva del volcán. Las figuras 6.23a y 6.23b), muestran las áreas de peligro. En el perfil morfológico de la figura 6.24 se muestra su forma típica de estratocono con pendientes acentuadas sobretodo en la parte este que es de 40° en lo alto del cono.

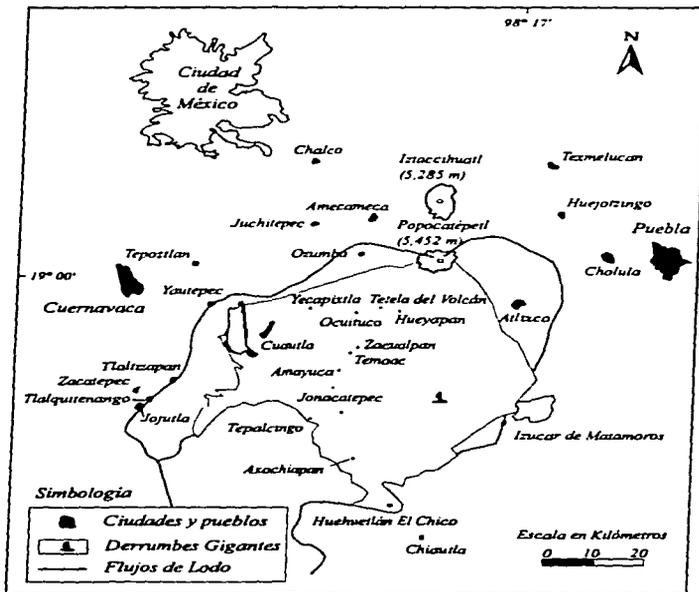


Figura 6.23a Se muestra las áreas de peligro por derrumbes gigantes y flujos de lodo en el Volcán Popocatepetl. (Tomado de Macías, Carrasco, y Siebe, 1995).

AREAS DE PELIGRO POR CAIDA DE MATERIALES VOLCANICOS

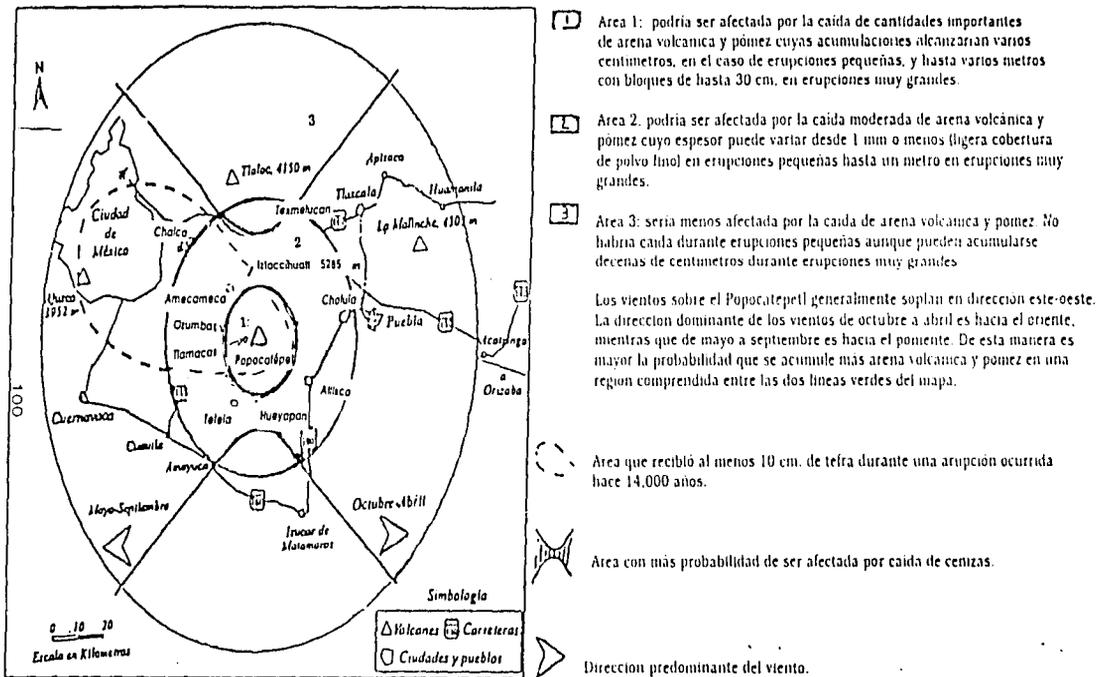
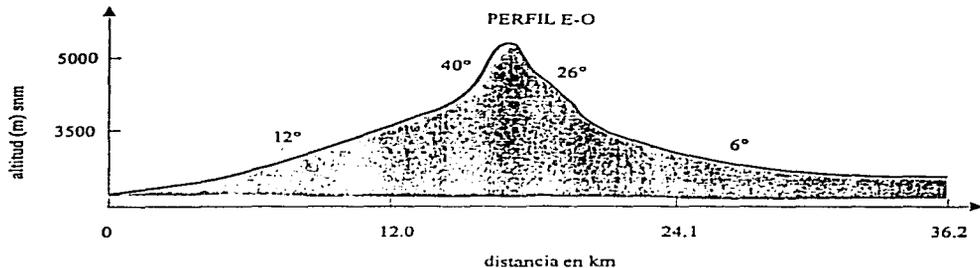
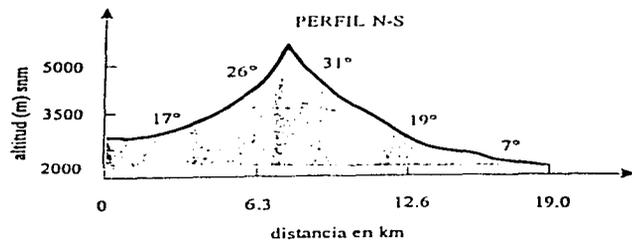


Figura 6.23b Se muestra las áreas de peligro por caída de materiales volcánicos en el Volcán Popocatepetl.
 (Tomado de Macías, Carrasco, y Slebe, 1995).

Figura 6.24
VOLCAN POPOCATÉPETL



Volcán:	Popocatepetl.
Localización:	19° 03' lat. 98°35' long.
Altitud:	5420 m.
Composición:	estratovolcán con material piroclástico. Capas de basalto, escoria, y depósitos de azufre.
Erupciones registradas:	1347, 1529, 1539, 1664, 1720, 1802.
Actividad actual:	1994-1997.
Observaciones:	La actividad actual predominante ha sido fumarólica.

7. VOLCÁN PICO DE ORIZABA O CITLALTÉPETL.

N 19° 02' y W 97° 17', 5675 m.s.n.m.

Este volcán forma parte del Cinturón Volcánico Transmexicano y está situado en el extremo oriente del mismo. Se le considera un estratovolcán, con su cumbre cubierta de hielo y se distingue como uno de los volcanes más perfectos en su geometría, y grandes del mundo (Siebe *et al.*, 1993; Carrasco-Núñez, 1993). Está formado por diversas estructuras como estratoconos y domos alrededor del cráter.

El volcanismo en la región donde se ubica el Pico de Orizaba, está relacionado con la subducción de la Placa de Cocos, bajo la Placa de Norteamérica y bajo el conjunto volcánico se extiende un sistema de fallas transformantes que al parecer se han generado por fricción entre las placas lo que ha facilitado el ascenso del magma (Hoskuldsson y Robin, 1993).

El edificio del Pico de Orizaba está formado principalmente de bombas, arenas y cenizas. En la parte más alta existen andesitas y bombas basálticas (Yarza, 1992). El cono actual está compuesto en su mayor parte de lavas andesíticas y dacíticas. Se formó en lo alto de estructuras volcánicas más antiguas que consisten en una cadena volcánica accidentada y fuertemente erosionada, alineada norte-sur de la que forman parte los volcanes Cofre de Perote (con elevación de 4282 m), que es un estratovolcán a 50 km de distancia al norte, el complejo volcánico llamado Cerro de las Cumbres (3940 m), 11 km al norte y Sierra Negra (4580 m) a 5 km al sur (Siebe *et al.*, 1993). La figura 6.25 muestra el mapa topográfico del Volcán Pico de Orizaba o Citlaltépetl.

El cono está estratificado y cubierto en su mayor parte por nieves perpetuas. El cráter tiene forma oval y su diámetro mide 500 m con una orientación NW-SE. El punto más alto del cráter está en la orilla SW con 17 m de altura, con una profundidad máxima de 300 m y presenta paredes verticales claramente estratificadas, las que muestran flujos angostos de lava alternados con capas de piroclastos.

Por sus depósitos se sabe que tuvo una actividad pasada muy explosiva. Su estratigrafía indica que su historia eruptiva se puede dividir en cuatro etapas principales (Carrasco-Núñez, 1993):

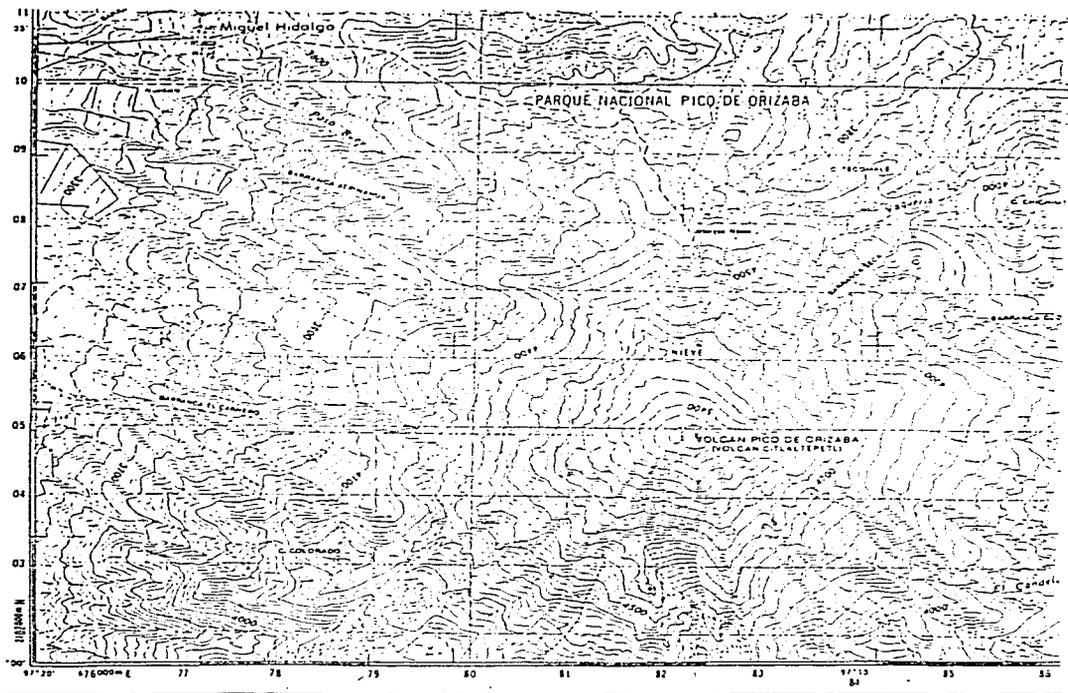


Figura 6.25 Mapa topográfico del volcán Pico de Orizaba.
(DETENAL, 1982).

1- La primera etapa está representada por la formación de un gran estratovolcán basáltico-andesítico con actividad de tipo efusiva, a mediados del Pleistoceno y destruido aproximadamente hace 250,000 años, denominado Torrecillas. Posiblemente éste forma parte de la fase volcánica más voluminosa del Pico de Orizaba.

2- Formación de un segundo estratocono de composición andesita y dacita, sobrepuesto en el cono anterior hace casi 220,000 años y colapsado hace aproximadamente 22,000 años antes de nuestra era, denominado Espolón de Oro. Los restos de éste están expuestos en el flanco norte del volcán. Su actividad tuvo lugar principalmente en el cráter, pero también tuvo emisiones de lava por fisuras situadas en el lado sur. El cono posiblemente tuvo 1,000 m de altura sobre el Torrecillas.

3- Emplazamiento de varios domos de dacita en sus distintas bocas eruptivas y en diferentes épocas, y volcanismo explosivo que produjo gran número de derrames de pómez, escoria y bloques y cenizas, hace 15,000 años a. de nuestra era, aproximadamente.

4- Formación de un cono de dacita sobre los restos de los dos cráteres antiguos mismo que permanece actualmente. En esta etapa también se formaron dos domos de dacita en el cráter central y uno de riolita. Las erupciones plinianas tuvieron lugar a fines del Pleistoceno y principios del Holoceno (8,500-9,000 años a. de nuestra era).

De sus remotas etapas de actividad eruptiva destacan dos eventos de gran peligro porque tuvieron lugar en áreas que en el futuro pueden ser afectadas y que implican riesgos para la población, como se verá más adelante. El primer evento sucedió durante el Holoceno, con erupciones explosivas. En el segundo evento, durante las primeras etapas de formación del volcán el edificio tuvo un colapso que podría repetirse si las condiciones inestables, como los procesos de alteración hidrotermal, aumentan.

La historia eruptiva, desde finales del Pleistoceno al Holoceno ha sido estudiada también por Hoskuldsson y Robin (1993) quienes, la han dividido en 11 episodios eruptivos cada uno de ellos con duración de cientos de años.

Con respecto a su actividad histórica, se conocen cuatro erupciones entre los años de 1545 a 1687. La erupción de 1545 tuvo una duración de más de 20 años. Al parecer durante éste lapso tuvo su mayor actividad.

Las observaciones de su actividad fumarólica han sido mencionadas en estudios hechos durante el siglo pasado y principios de éste, por diversos autores (ver Siebe *et al.*, 1993 para una lista de referencias). Sin embargo, el volcán no ha sido investigado más a fondo en épocas recientes. Se sabe que durante los últimos 300 años solo ha presentado actividad fumarólica.

Los estudios más recientes indican que existen depósitos de avalancha de escombros resultado del colapso gravitacional de parte del edificio, Hoskuldsson y Robin (1993), han identificado cuatro diferentes depósitos de avalancha de escombros en el Pico de Orizaba, tres de ellos se han desplazado hacia el este, en cambio el cuarto se cree que se ha originado por un deslizamiento que viajó 12 km al oeste desde la cima del volcán dejando una marca con forma de herradura en la parte alta del cono. Sin embargo, Siebe *et al.*, (1993) han demostrado que estos depósitos son en realidad resultado de una actividad explosiva ya que el depósito representa un abanico de cenizas y bloques. Este depósito es una acumulación compuesta de muchos derrames piroclásticos y lahares que fueron canalizados a través de un circo y valle en forma de U hacia la base del volcán en donde se depositaron.

Sobre la evaluación de riesgos y peligros, los estudios previos señalan que alrededor del volcán se han depositado una amplia variedad de materiales piroclásticos que incluyen los de eventos catastróficos que modificaron el paisaje totalmente, estos incluyen caída de pómez tipo pliniana, derrames de pómez y ceniza, y avalanchas de escombros. La posible secuencia de eventos que puede tener lugar, en caso de reanudarse la actividad tipo peleana, se presentaría en el lado occidental. Las erupciones de este tipo han ocurrido en el pasado con frecuencia y es de esperarse que ocurran nuevamente en el futuro. También Siebe *et al.*, (1993), han estimado que la población afectada sería de por lo menos 55, 000 habitantes de 45 poblados (pertenecientes a 6 municipios) en un área de 1 000 km².

En otros estudios, Carrasco-Núñez (1993), ha estimado también la población, ciudades y poblados que se verían afectados por una erupción del Pico de Orizaba, el área de riesgo es de 2 500 km² que incluye poblados y zonas de importancia económica y agrícola, y se considera que el mayor riesgo se presenta al este del volcán donde se localiza la ciudad de Orizaba.

En un mapa preliminar de riesgo volcánico se muestran las áreas potencialmente amenazadas por derrames de bloques y ceniza, nubes de cenizas y lahares, hacia el oeste del volcán (figura 6.26) (Siebe *et al.*, 1993). En el caso de los derrames de ceniza y bloques, si ocurrieran en la misma magnitud que hace más de 4,000 años, ocasionaría que un área de 16 km² quedara sepultada bajo depósitos de alta temperatura. Se ha estimado que si se produjera un derrame piroclástico en la cima del Pico de Orizaba, éste alcanzaría el poblado de Ávalos a 14 km en sólo 4 minutos. Esto se estimó de acuerdo con otros derrames observados en otros volcanes en los que su velocidad ha sido de 60 m/s.

Los riesgos por nubes de ceniza son difíciles de estimar y afectarían áreas mayores a las que alcanzan los derrames de bloques y cenizas. Según Siebe *et al.* (1993), se verían afectados, al menos 6 poblados, con más de 12,000 habitantes, ya que para estos poblados las nubes serían letales.

Los lahares producirían daño en 16 poblados que cubren un área de 155 km² con 9,000 habitantes. Estos lahares se presentarían a lo largo de las Barrancas Paso Buey y Honda, que probablemente sean los conductos más activos de los flancos occidentales.

En la figura 6.27 se ve el perfil morfológico del Pico de Orizaba, que como se mencionó al principio, tiene una simetría casi perfecta. Sus pendientes son suaves, con variación de 17° a 35° de este-oeste y un poco pronunciada en el lado sur en donde alcanza los 41° en la parte alta.

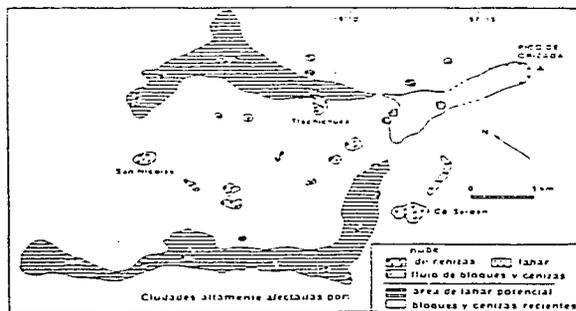
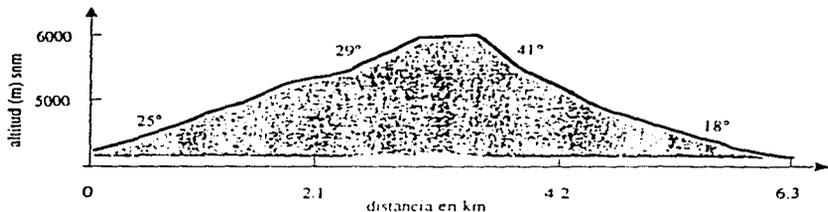


Figura 6.26 MAPA PRELIMINAR DE RIESGO VOLCÁNICO
(de la ladera oeste del volcán Pico de Orizaba)
(Según Siebe *et al.*, 1993).

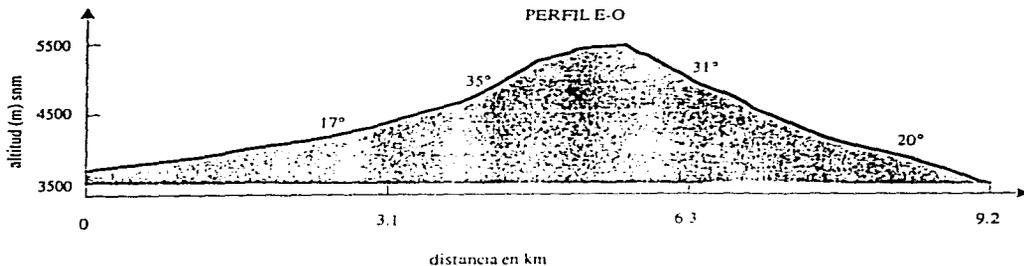
Figura 6.27

VOLCAN PICO DE ORIZABA

PERFIL N-S



PERFIL E-O



Volcán:

Pico de Orizaba.

Localización:

19° 02' lat. 97° 17' long.

Altitud:

5 675 m.

Composición:

Derrames de ceniza. El edificio principal está constituido por bombas, arena y ceniza.

Presenta estratoconos de dacita y andesita, además de domos de dacita y riolita.

Erupciones registradas:

se sabe de cuatro erupciones entre 1545 y 1687.

Observaciones:

se caracteriza por mostrar erupciones separadas por periodos inactivos hasta de miles de años.

8. VOLCÁN SAN MARTÍN

N 18° 38' y W 95° 10', 1659 m.s.n.m.

También se le conoce como San Martín Tuxtla, forma parte del Campo Volcánico Los Tuxtlas (CVT), localizado en la Costa del Golfo de México, al sur del estado de Veracruz y cuya actividad volcánica data desde fines del Mioceno (7 m.a aproximadamente) hasta la época moderna durante la cual sus erupciones históricas tuvieron lugar en 1664 y en 1793 (Nelson y González, 1992) (Ver mapa de la figura 6.29). El volcán San Martín Tuxtla es un escudo de 11 km de diámetro (Thorpe, 1977) con un cono un tanto plano y erosionado.

La composición de este campo volcánico es predominantemente basáltica, en contraste con la lava andesítica del oeste del Cinturón Volcánico Mexicano. En el estudio de este volcán existen dos corrientes de opinión sobre su origen: 1) El magmatismo del Campo Volcánico Los Tuxtlas está relacionado directamente con la subducción de la Placa de Cocos, en el sur de México, y 2) Está relacionado con la tectónica extensional a lo largo del Golfo de México. Al respecto, Thorpe (1977) concluye que el CVT es un área separada geográficamente y distinta petrológicamente, y que el volcanismo del mismo se relaciona con procesos de subducción del Cinturón Volcánico Mexicano. Otros autores, Cantagrel y Robin (1979), sugieren que este volcanismo está asociado a la tectónica extensional a lo largo de la costa del Golfo de México.

Al parecer, la sierra de la que forma parte el San Martín Tuxtla, tuvo dos fases eruptivas importantes durante el Cuaternario temprano, a partir de las cuales se formaron numerosos conos, en la figura 6.28 se observan la distribución de estos conos que son antiguos y recientes, y su número sobrepasa a los 250 conos (Nelson y González-Caver, 1992). La lava de la región es basáltica, y contiene minerales ferromagnesianos y olivino.

Su actividad eruptiva histórica es reducida, se sabe de una erupción ocurrida en el año de 1664 (Medel y Alvarado, 1985) con emisiones de ceniza y probablemente de lava y otra erupción ocurrida en 1793. En la cima, el cráter es de forma circular, con diámetro de 1Km; en su interior presenta dos pequeños conos de escoria que resultaron de la erupción de 1793. Aunque el cráter parece haber sido muy activo durante la historia del volcán, principalmente en la erupción de 1793 (la más reciente), hacia el noroeste los conos de

escoria también han tenido numerosas erupciones y su derrames de lava abarcan un área de 0.01 a 0.5 Km² (Nelson y González-Caver, 1992).

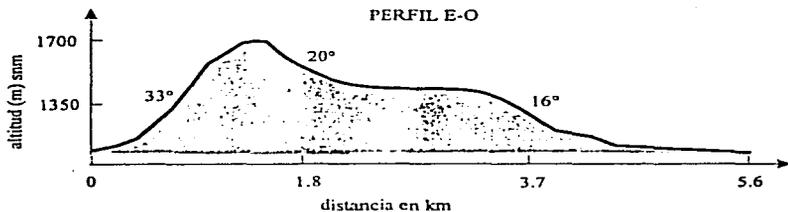
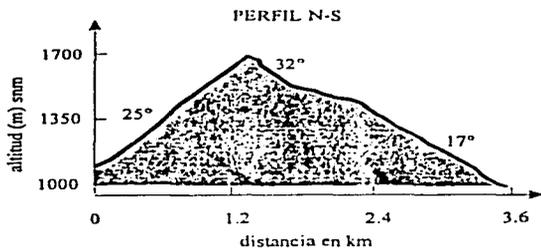
Otros conos de escoria situados al sureste del cráter también tuvieron actividad y produjeron derrames de lava de gran extensión que cubrieron una distancia de 10 Km en la ladera noreste. El área comprendida entre la cima del volcán y la laguna de Catemaco tiene su origen en la actividad volcánica reciente de ésta área. La mayoría de conos de escoria tienen cráteres y escarpes bien preservados y laderas con poca modificación.

La actividad de 1793 consistió en dos erupciones con una gran emisión de lavas basálticas y arenas. El informe de estas dos erupciones fue elaborado por Joseph Mociño en ese mismo año (Medel y Alvarado, 1985); en él describe la emisión de fumarolas y lluvia de arena de gran intensidad por lo cual el lugar se oscureció durante el mes de marzo. La actividad continuó hasta los meses de agosto y septiembre durante los cuales las aguas del río Tuxtla se volvieron turbias debido a la formación de enormes bancos de arena y al arrastre de arena por las corrientes fluviales. También se observaron columnas de fuego provenientes de su cráter, emisión de rocas de diverso tamaño y olor a azufre (Medel y Alvarado, 1985).

La mayor parte de sus erupciones han sido de tipo estromboliano con gran emisión de ceniza y un pequeño volumen de derrames de lava. El volcán San Martín Tuxtla continuó activo hasta 1805; posteriormente, en 1829 se reportó una emisión fumarólica. Para 1922 se consideró que dicha etapa había cesado.

En el perfil morfológico de la parte norte, tiene una pendiente es de 25° sin cambios notables. Hacia el lado oeste los cambios en la pendiente son muy fuertes, de 20° en la parte alta a 16° en la parte media, (a los 1,400 m de altitud aproximadamente). En el lado sur también presenta un cambio de pendiente notable de 17° a 32° (figura 6.29).

Figura 6.29
VOLCAN SAN MARTIN



Volcán:	San Martín.
Localización:	18° 38' lat. 95° 10' lat.
Altitud:	1650 m.
Composición:	conos de escoria.
Erupciones registradas:	1664, 1793, 1829.
Actividad actual:	en 1922 cesó la actividad fumarólica.
Observaciones:	después de 1829 solo mostró actividad fumarólica.

9. VOLCÁN EL CHICHÓN.

N 17° 21' y W 93°13', 1315 m.s.n.m.

El volcán Chichón, Chichonal o Cerro de la Unión está localizado en el estado de Chiapas. Se encuentra en la parte norte e la altiplanicie de Chiapas y Guatemala, parte de un hiato volcánico de 450 km de longitud, entre el extremo este del Cinturón volcánico Transmexicano hacia el noroeste y el extremo noroeste del Arco Volcánico Centroamericano hacia el sureste. Ambas cadenas están compuestas principalmente de rocas volcánicas calcoalcalinas. Sin embargo El Chichón ha producido magmas potásicos alcalinos a diferencia de algunos volcanes de la región cercana de los Tuxtlas que han producido material sódico alcalino (como el volcán San Martín a 220 km al NW) (Macías *et al.*, 1977).

Nixon (1982) propuso que este volcanismo alcalino está relacionado al tectonismo extensional asociado con la unión triple entre las placas de Norteamérica, del Caribe y de Cocos. Sin embargo otros autores sugieren una asociación entre el volcanismo de El Chichón y la subducción de la placa de Cocos bajo la de Norteamérica (Bevis e Isaeks, 1984; Stoiber y Carr, 1973; Thorpe, 1977; Havskov *et al.*, 1983; Burbach *et al.*, 1984). De acuerdo con Damon y Montesinos (1978), El Chichón es el volcán más reciente en la parte noroccidental del Arco Volcánico Chiapaneco de 150 km de longitud, un arco volcánico dentro del estado de Chiapas. Capaul (1987) describió el Arco Volcánico Chiapaneco como un cinturón Cuaternario compuesto de un volumen pequeño de volcanes (3-4 km³) que han expulsado rocas andesíticas ricas en alcalis y elementos incompatibles con respecto a las rocas del Cinturón Volcánico Trans-mexicano y del Arco Volcánico Centroamericano.

El volcán tiene un diámetro en la base de 5.5 km. En la cima tiene un cráter de forma oval con diámetro de 1900 m de material piroclástico. Es un complejo dómico con cuatro conos adventicios en sus laderas y su cono está constituido casi en su totalidad de material piroclástico. También presenta numerosas solfataras con temperaturas entre 50°C y el punto de ebullición del agua.

Las orígenes datan desde fines del Plioceno y principios del del Pleistoceno y sus erupciones fueron de tipo vulcaniana-peleana. Durante su primera erupción fue de derrames piroclásticos y material de caída aérea. También se produjo un domo andesítico que impidió el vaciado de la cámara, y causó que ésta nuevamente se recargara y continuara activa.

La actividad explosiva ha sido estudiada por Macías *et al.* 1997, sus estudios abarcan los últimos 3500 años, de los que algunos datos de actividad eruptiva tuvieron lugar en los años 380 A.C., 256, 415, 675, ~1408, y 1200.

La existencia del volcán era desconocida excepto para los residentes locales, hasta en año de 1928, cuando fue "descubierto" y dado a conocer por Friedrich Mullerried cuando efectuaba un estudio geológico regional; después, en 1930, Mullerried ascendió a la cima del volcán en y observó fumarolas, solfataras y manantiales. También hizo referencia a la sismicidad local asociada al volcán. Además especuló sobre una posible erupción en el futuro (Duffield *et al.*, 1984).

Previamente a las erupciones de 1982, la altura del volcán era casi de 850 m, no mayor a otras elevaciones cercanas (en la figura 6.30a se aprecia la forma que tenía el volcán con su domo en la cima y un domo lateral).

Su manifestación más reciente la tuvo en marzo y abril de 1982, después de muchos años de inactividad. Previamente a estas erupciones explosivas el volcán había manifestado actividad sísmica y fumarólica.

Antes de la erupción se manifestó actividad sísmica a partir del mes de diciembre de 1981 que continuó hasta los primeros meses de 1982. El día 28 de marzo tuvo lugar una gran erupción que originó una columna de casi 18 km de altura. Esa erupción consistió en lluvia de cenizas y piroclastos que perjudicaron a poblados muy cercanos. Los días 3 y 4 de abril hubo otras dos grandes erupciones violentas; en la segunda se produjo una columna eruptiva que alcanzó más de 20 km de altura y causó efectos atmosféricos excepcionales (Espíndola, 1990).

Estos efectos fueron estudiados por Galindo *et al.* (1984) utilizando los datos de temperatura del aire en cinco observatorios en el país, además de observaciones de radiación solar y turbiedad atmosférica hechas en la Ciudad de México. En su estudio reportaron los efectos de la capa de aerosoles ricos en sulfuro en la estratosfera, sobre el territorio mexicano. Los resultados de manera general, mostraron que entre los meses de mayo-junio de 1982 a marzo-abril de 1983, se observó una tendencia al enfriamiento de la temperatura de en superficie, y posterior a éste, un calentamiento drástico en verano de 1983. Esto puede relacionarse con los procesos de remoción de las partículas volcánicas estratosféricas.

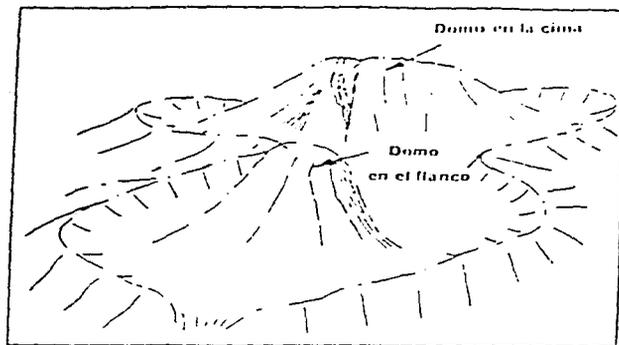


Figura 6.30a Esquema del volcán El Chichón con dos domos de lava, (el de la cima con 1km de diámetro) y una pluma fumarólica en 1981. (Tomado de Dutfield *et al.*, 1984).

Por otra parte, las oleadas piroclásticas fueron tan devastadoras que afectaron a todo un poblado llamado El Naranjo ubicado sobre una meseta cercana al cráter, 8 km al sur del volcán. En la figura 6.30b se aprecia la distribución de piroclastos producto de las erupciones del año 1982.

La erupción comenzó con una fase pliniana a fines de marzo, de la que se produjo una explosión que dio origen a una nueva boca en la cima. En los cinco días posteriores se produjo una segunda fase eruptiva mayor, la cual generó una oleada piroclástica que cubrió una extensa área de 8 Km de radio a partir del cráter, y casi de inmediato se produjo una columna eruptiva tipo pliniana que produjo gran cantidad de partículas en la estratosfera, por lo que destacó como una de las erupciones más importantes en este siglo. A estos eventos siguieron una secuencia de oleadas piroclásticas y columnas plinianas.

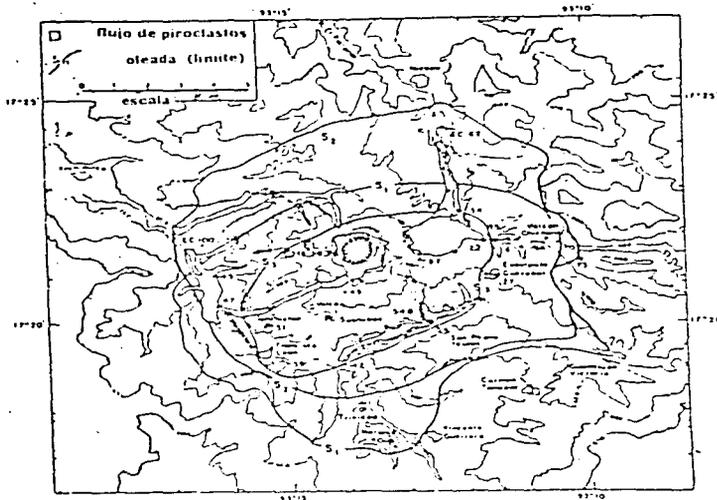


Figura 6.30b MAPA DEL VOLCÁN EL CHICHÓN
Distribución del material piroclástico durante las
erupciones de marzo y abril de 1982.
 (Segun Sigurdsson et al. 1983)

Durante esta erupción, las cenizas llegaron hasta las ciudades de Veracruz y Tuxtla Gutiérrez, ubicadas a unos 360 y 70 Km de distancia, respectivamente (Espíndola, 1990). Las partículas en suspensión de la columna eruptiva tuvieron una amplia distribución y fueron de efecto notable, por lo cual se le considera como una de las erupciones más importantes en este siglo. Los resultados de su efecto fueron devastadores, los poblados Francisco de León, San Isidro Tanchichal y El Volcán, quedaron cubiertos por el flujo de piroclastos. La cima del volcán era una zona de cultivos antes de la erupción, posterior a ésta en su lugar se formó un cráter de un kilómetro de diámetro, semejante a un lago, del cual se desprendían columnas de vapor (Espíndola, 1990).

Posteriormente a la fase pliniana, los depósitos de material de caída aérea erosionaron potencialmente la morfología anterior constituida por escarpes y depósitos de

pómez. Las oleadas piroclásticas constituidas en gran parte de pómez fueron devastadoras debido a su baja densidad y alta temperatura, lo cual ocasionó que se la madera se carbonizara. Debido a su poca densidad, éstas oleadas se expanden más rápidamente y originan extensos depósitos.

Este tipo de erupción explosiva, es difícil de predecir ya que volcanes como el Chichón pueden permanecer en reposo por 500 años y repentinamente entrar en una fase eruptiva. En las figuras 6.31a y 6.31b se muestran dos imágenes del volcán después de la erupción de 1982 con una vista completa y con la caldera formada durante la erupción y varias fumarolas en las paredes de ésta.

La erupción de éste volcán destacó por tres hechos:

- 1) sus efectos devastadores para los habitantes de los poblados destruidos en los que hubo gran número de víctimas a causa de los derrames de piroclastos.
- 2) efecto sobre el clima a nivel mundial, por la cantidad de cenizas eyectados a la atmósfera.
- 3) era considerado un volcán de poca probabilidad de erupción. Únicamente mostraba actividad de tipo solfatara.

Es importante señalar que la falta de un programa general de predicción de éste tipo de evento y planes de evacuación, por parte de gobierno, no habían sido desarrollados en esa época en éste volcán, esto hubiera reducido la pérdida de víctimas.

El perfil morfológico muestra las pendientes que tenía El Chichón antes de la erupción de 1982; las pendientes de sus laderas norte y oeste eran las más pronunciadas, desde 12° hasta 35° de inclinación (figura 6.32).

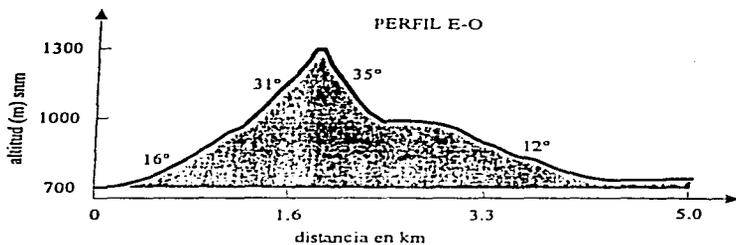
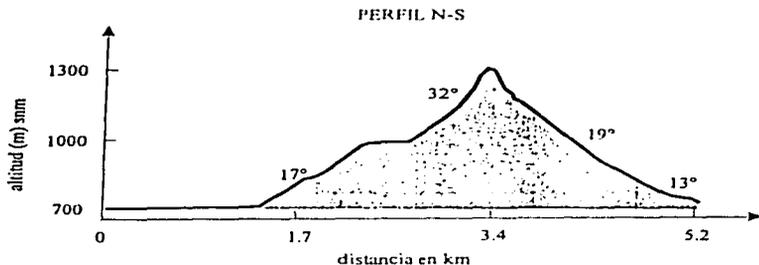


Figura 6.31a Vista del volcan El Chichon desde el oriente posterior a la erupcion de 1982.
http://volcano.umd.nodak.edu/vwdocs/volc_images/north_america/mex



Figura 6.31b Imagen de la caldera del volcan el Chichon y fumarolas en la base de esta.
http://volcano.umd.nodak.edu/vwdocs/volc_images/north_america/mex

Figura 6.32
VOLCAN EL CHICHONAL



Volcán:	El Chichón.
Localización:	17° 21' lat. 93° 13' long.
Altitud:	1315 m.
Composición:	complejo dómico
Erupciones registradas:	antes a 1982, solo tuvo actividad sísmica y fumarólica.
Actividad actual:	en 1982 tuvo erupción tipo pliniana con una emisiones de oleadas piroclásticas.

10. VOLCÁN TACANÁ.

N 15° 08' y W 92° 06', 4030 m s.n.m.

El volcán Tacaná está ubicado en el extremo sur del estado de Chiapas, en la línea limítrofe entre México y Guatemala. Parte del volcán pertenece al territorio del vecino país. El volumen total de volcán es incierto por la topografía irregular de su basamento, pero Mercado y Rose (1992), estimaron un valor de 20 a 30 km³.

El volcán está situado en el extremo occidental del eje volcánico de Centroamérica, que se inicia cerca de la unión triple de las placas tectónicas de América del norte, Cocos y Caribe. El eje montañoso está constituido por grandes estratovolcanes muy activos, entre los cuales destacan el Tacaná y el Tapimulco por ser los de mayor elevación en Centro América. El volcán Tacaná se formó en el Pleistoceno y desde entonces es probable que su actividad haya ido decreciendo. Es un estratovolcán que tiene un cono simétrico y ancho, con un diámetro de 10 Km en la base. En la figura 6.33 se ve la imagen del volcán vista hacia el NNE, desde el poblado Unión de Juárez.



Figura 6.33 Vista hacia el NNE desde el poblado Unión de Juárez del volcán Tacaná. (Foto por J.M. Espindola, 1994).

En la cima presenta tres cráteres semicirculares cuyas elevaciones son 3, 800 m, 3, 870 m, y 3, 960 m respectivamente, así como una serie de domos volcánicos, que indica una historia de eventos relativamente pasivos.

Anteriormente al año 1988, el Tacaná no había sido cartografiado en detalle, y con respecto a su actividad sólo existían referencias breves (Mercado y Rose, 1992). Ésta ha sido continua y se sabe que hubo erupciones explosivas, por lo que el aparato volcánico constituido por andesitas ha sido destruido, al parecer en dos ocasiones en forma parcial. Las erupciones también originaron derrames piroclásticos que surgieron por los flancos norte y sur.

Presenta tres pequeñas calderas originadas en diferentes etapas de su actividad eruptiva, la primera, de forma oval de dimensiones 2 por 3 km, la segunda caldera también de forma oval con ejes de 1.5 por 1 km, y varios cráteres adventicios hacia el W-SW de la cima, las dimensiones de sus diámetros varían entre 40 y 150 m. (Espíndola *et al.*, 1989). En sus laderas existen barrancas profundas con pendientes fuertes y formadas por brechas volcánicas de las últimas erupciones. Sus pendientes más pronunciadas están cercanas a la cima y son de 35° y 38°. La pendiente más suave es de 16°, cerca a la base del volcán, en las laderas noroeste. En la figura 6.34 se ve la localización del Tacaná y otros volcanes cercanos.

La actividad ha sido compleja, como lo han mostrando sus emisiones de lava y avalanchas de escombros. Sus erupciones han sido violentas, alternando con periodos de reposo hasta de varios miles de años. Algunas de sus erupciones tienen una antigüedad entre 30 y 40 mil años. Los depósitos de oleadas y derrames piroclásticos de esos periodos eruptivos muestran que tuvieron alcances mayores a los 20 km hacia el SW (Espíndola *et al.*, 1996). No se sabe si el volcán registró actividad magmática en tiempos históricos. Sin embargo, con base en el grado de revegetación de sus lavas se sabe que tuvo erupciones magmáticas hace pocos siglos (Mercado y Rose, 1992).

Destacan cuatro fases de su actividad fumarólica, ultimamente en los años 1855, 1878, 1900-1903 y 1949-1950. Cabe indicar que actualmente se manifiesta un quinto periodo el cual se inició recientemente, en 1986, mismo que continuaba bien definido hasta 1991 (Mercado y Rose, 1992).

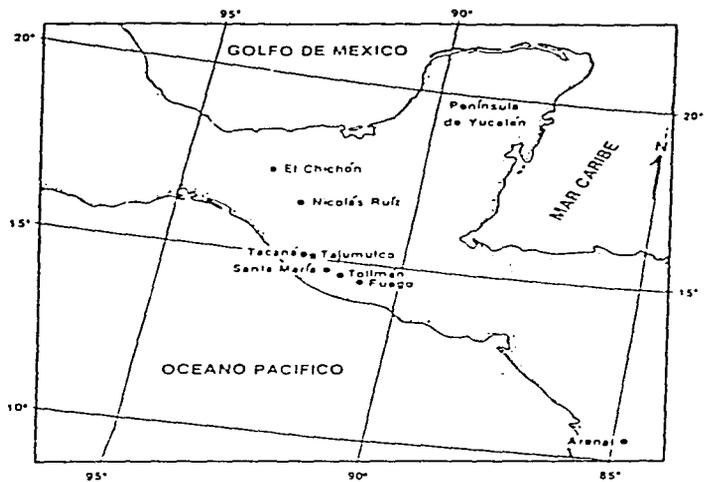


Figura 6.34 Localización del volcán Tacaná y otros volcanes cercanos.
(Tomado de Mercado y Rose, 1992).

Al parecer, en 1855, debido a un violento terremoto se formaron fisuras en las laderas y según reportes de los habitantes, también hubo emisiones de cenizas en ese año y en el de 1878 (Espíndola *et al.*, 1996).

En 1903 se registró actividad fumarólica y en 1949 tuvo lugar otro terremoto que incrementó la actividad fumarólica-solfatarica acompañada de ceniza y arena en la ladera SW; la cual alcanzó una altitud de 3800 m. Posteriormente se reportó como continua ésta actividad (Mooser, 1958).

A finales de 1985 y principios de 1986 hubo una actividad sísmica notable en el área, la cual produjo daños considerables a las construcciones. Los sismos se intensificaron, de tal manera que en el mes de mayo de 1986, en que se originó una pequeña erupción freática, que dió lugar a un cráter en el lado noroeste, a 3600 m snm, casi sobre la línea fronteriza. De éste cráter, con 200 m² de superficie, se elevó una columna de vapor de agua a una altura de 1km aproximadamente; cabe indicar que ésta actividad continuaba hasta el año de 1996 (Espíndola, *et al.*, 1996).

Mercado y Rose (1992) señalan también que ésta actividad se inició con una serie de sismos someros, localizados en un radio de 20 km del volcán. Mencionan la simicidad en febrero de 1986 en que se registraron de 2 a 3 movimientos al día. La erupción freática del 8 de mayo fue precedida por una serie de sismos que ocurrieron a razón de uno por minuto, junto con ruidos semejantes a truenos.

Aunque este volcán no ha presentado derrames de lava recientes, sí muestra vestigios de actividad fumarólica que intervino en la formación de cuatro pequeños cráteres advenecios al SW de la cima. Éstos tienen diámetros de 150, 80, 50, y 40 m respectivamente. Al parecer, la formación de alguno de estos produjo una delgada capa de ceniza de color blanco que cubre el área aledaña al volcán (De la Cruz, y Hernández, 1985).

Las fumarolas se localizan al oeste-suroeste de la cima a una altitud entre 3,200 y 3,600 m (figura 6.35). Sus temperaturas varían entre 82°C y 94°C y por su contenido de ácido sulfhídrico despiden fuerte olor. También existen manantiales, en el flanco noroeste del volcán, a una altitud de entre 1500 y 2 100 m con temperaturas entre los 40°C y 55°C, en muchos de estos manantiales se desprende también gases con contenido de ácido sulfhídrico (op.cit.).



Figura 6-35 Imagen del volcán Tacaná con una fumarola en una de sus Laderas.

De su morfología destacan dos zonas con depósitos de avalancha: una al occidente del volcán, en la cabecera del Río Agua Caliente y otra zona en el flanco sur, entre el Río Zapote y el área de Talou (WNW). Un depósito de colada pumítica fue identificado en la cima del Tacaná, en el área SSW; éste no es frecuente como otros peligros volcánicos, pero si se presentara puede tener efectos devastadores. No son frecuentes en erupciones históricas de los volcanes centroamericanos y caribeños (Mercado y Rose, 1992).

También se han identificado coladas de lava andesítica y dacítica en el flanco norte con espesores de 20 a 40 m y 2 500 m de extensión. Los depósitos de ceniza alcanzan hasta 20 km de extensión a partir de la cima del volcán. En la figura 6.36 se muestra la geología local de la zona circundante al volcán Tacaná.

La zona del Tacaná tiene deficiencias en comunicaciones, sólo existen brechas, caminos de terracería y algunas carreteras que se enlazan con la principal ciudad comercial, Tapachula. En la parte sur existen asentamientos humanos a los 500 y 1500 m snm. Las poblaciones cercanas al volcán son Unión de Juárez al sur-sureste del volcán y a 1300 m snm, que es la más cercana al mismo. Otras poblaciones, El Aguila, el Platanar y Bellavista, al suroeste (ver figura 6.37). En el flanco norte existen asentamientos pequeños de población mexicana y guatemalteca (De la Cruz y Hernández, 1985).

Como puede verse en el mapa geológico de De la Cruz y Hernández (1985), los poblados expuestos a estos peligros son numerosos por estar ubicados en áreas potencialmente peligrosas. Las poblaciones altamente amenazadas por el Tacaná son 7 en Guatemala y 48 en México, algunas de ellas tienen mayor peligro por lluvias de cenizas y lahares.

Si se presentan coladas de lava en futuras erupciones estas serán de movimiento lento y predominarían los bloques de considerable espesor, además se presentarían junto a éstas, avalanchas y coladas piroclásticas.

Las áreas potencialmente amenazadas por caída de cenizas son las más cercanas al volcán en las que se calcula que la acumulación de cenizas sería de más de un metro. Estas áreas las definieron Mercado y Rose (1992), con base en otros depósitos de ceniza que observaron. Los riesgos asociados a la caída de ceniza sería mayores en el lado mexicano del volcán, debido a la densidad de población que es mayor. Cabe señalar que también es de

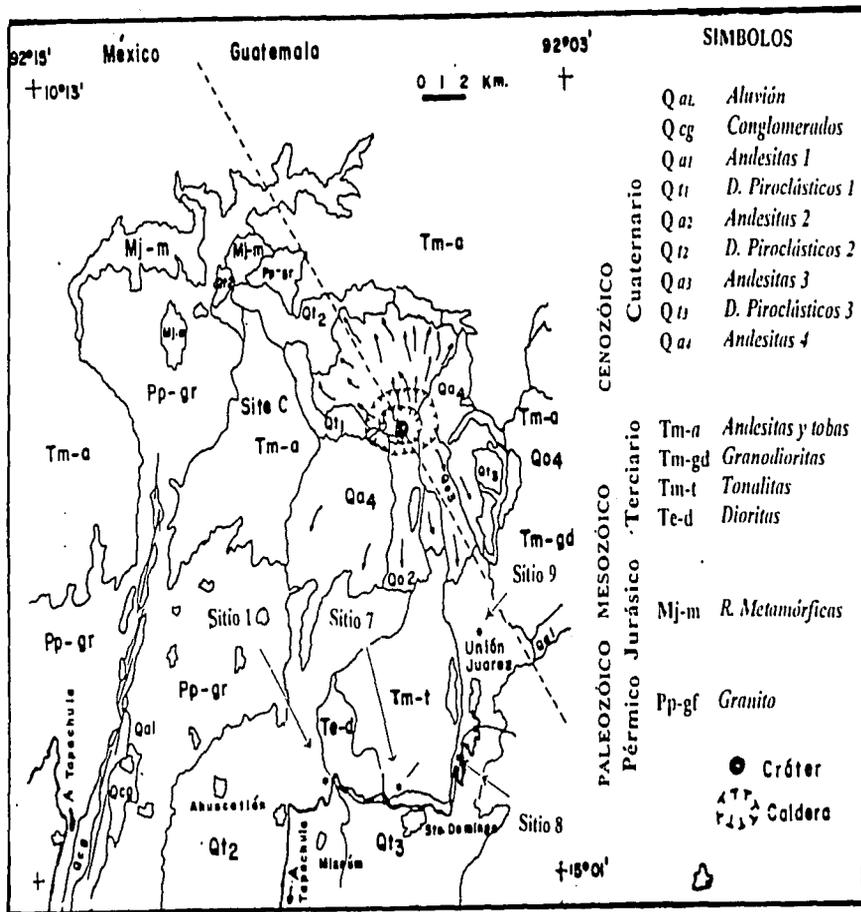


Figura 6.36 Mapa geológico del Volcán Tacaná. Se muestra la geología local de la zona. Las rocas que afloran tienen edades que varían del Paleozoico al Cuaternario. (Tomado de De la Cruz y Hernández, 1985)

suma importancia la dirección de los vientos en el momento de una erupción ya que la dirección puede variar en el transcurso de un día.

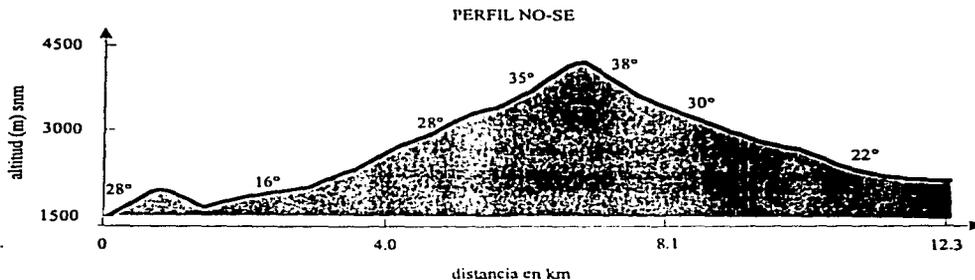
Mercado y Rose, (1992) han identificado tres depósitos de lodo en las laderas del Tacaná, al oriente, occidente y sur, que demuestran que las erupciones prehistóricas originaron lahares que afectaron las laderas superiores del volcán. El espesor de estos lahares es variable. Se considera que el peligro más probable es precisamente el resultante de la generación de lahares e inundaciones ya que abarcarían grandes extensiones y ocasionarían enormes daños en los cauces de los ríos que drenan el volcán. Si la actividad eruptiva se presentara en la cima del volcán, posiblemente los lahares se presentarían río abajo en en cualquier flanco del volcán. Pero si la actividad se presentara en el noroeste, los peligros se concentrarán en gran parte en los cauces de los ríos Agua Caliente, Coatán, Zapote, Maxaum y Suchiate, en México. Los ríos afectados en Guatemala serían Las Majadas y Tocanaque, pero se considera que el peligro más grande sería en el lado mexicano (Mercado y Rose, 1992).

Si se presentara actividad magmática, se desencadenaría una serie de inundaciones y lahares producidos por actividad freática, que se podría continuar por meses o años aún después de finalizar el periodo de actividad magmática. Si se presentara una erupción en época de lluvias, las cenizas serían removidas rápidamente por la lluvia, esto aumentaría el peligro por inundaciones y flujos de lodo. Por el contrario, si la erupción ocurriera en temporada seca, las cenizas quedarían depositadas en los valles fluviales hasta la temporada de lluvias. Esto representaría poco peligro inmediato, pero para cuando se presentara el tiempo lluvioso el peligro sería de igual magnitud al primer caso, pero además se habría disminuido la conciencia del peligro por parte de la población local.

En la figura 6.38 se aprecia el perfil morfológico que muestra las pendientes casi sin cambios notables y que van de 16° a 38° como máxima inclinación.

Figura 6.38

VOLCAN TACANA



Volcán:	Tacaná.
Localización:	15° 08' lat. 92° 06' long.
Altitud:	4030 m.
Composición:	andesita.
Erupciones registradas:	1855, 1949, 1903.
Observaciones:	en 1949 tuvo actividad fumarólica-solfatárica. Tiene aspecto de volcán apagado pero no extinto.

CAPITULO 7

ALGUNOS ASPECTOS GEOGRÁFICOS ADICIONALES SOBRE EL VOLCANISMO.

La comprensión global del volcanismo requiere de un conjunto de disciplinas científicas integradas en una sola que es la Vulcanología. Algunas de ellas son la Tectónica, la Geomorfología, la Sismología, la Petrología, la Geografía etc. La importancia de ésta última radica en que el estudio de los volcanes comprende la parte físico-geográfica (suelos, vegetación, clima, hidrología) y la parte humana. Un ejemplo es el volcán Popocatepetl en que por su constante crecimiento durante los últimos miles de años, favoreció que en las laderas más altas se produjera un fuerte escurrimiento e infiltración hacia la parte baja, con un desarrollo apto para los suelos y la vegetación por abajo de los 4,000 m s.n.m. En las laderas inferiores las condiciones son favorables para la vida y actividad humana debido al clima, al relieve y a los recursos naturales (Lugo-Hubp, comunicación personal).

Cuando tiene lugar una erupción volcánica en un volcán de estas características, tiene mayor importancia la relación entre elementos de la Geografía Humana y la Geografía Física, así como disciplinas que también son necesarias para analizar el fenómeno ampliamente.

En este capítulo se verá como la asociación de elementos de las diversas disciplinas mencionados anteriormente se conjuntan para aplicarse en los estudios sobre riesgo volcánico.

En el Apéndice II se resumen las principales características de los volcanes activos de México, con el fin de visualizar en forma sintetizada la información contenida en el capítulo anterior. Además con el fin de complementar la información sobre volcanes mexicanos se presentan las erupciones históricas de algunos volcanes mexicanos, en el Apéndice III, que incluye volcanes considerados como monogenéticos con actividad eruptiva reciente como son los volcanes Jorullo y Parícutín.

7.1 Impacto social y ambiental. Riesgos y peligros volcánicos.

El volcanismo es uno de los desastres naturales que afectan a gran número de poblaciones, por lo que es necesario aprender a reducir las consecuencias de éste fenómeno hasta donde sea posible. Aunque existen especialistas en áreas de estudios relacionados con el fenómeno, sería conveniente que fuera de conocimiento general para poder reducir el impacto de las catástrofes naturales. Este es otro aspecto digno de considerarse en el estudio del volcanismo.

Como se ha visto antes, la morfología derivada del volcanismo es sumamente compleja y diversa y de ella resultan efectos diferentes en el medio ambiente, así como para las actividades humanas en zonas cercanas a los volcanes. En éste capítulo se destaca de manera general los efectos de la actividad volcánica, para la vida humana. Es un tema bastante ligado a la morfología volcánica, especialmente para México, por tener un número considerable de volcanes activos. Si se conoce la morfología de éstos y su comportamiento eruptivo, es factible predecir los riesgos y peligros a que está sujeta la población que habita las áreas cercanas a ellos. Con adecuada información, la población y las autoridades podrían decidir conjuntamente las medidas de prevención de los daños por desastres naturales como éstos (Espíndola, 1990).

Es importante señalar la diferencia que existe entre los términos peligro y riesgo volcánico. El peligro implica la capacidad destructora del fenómeno y el riesgo es la posibilidad de que los peligros afecten a un determinado número de personas, sus bienes o actividades (Araña, 1984). El riesgo puede ser mayor o menor y se incrementa al aumentar la población y ocupar mayor territorio. Igualmente, los bienes sujetos a posible destrucción son actualmente más valiosos por lo que su daño puede ser mayor, como en el caso de presas o centrales nucleares.

En un sentido más estricto, se han definido estos términos bajo cierto acuerdo internacional para precisar su uso en la literatura científica. De acuerdo con Tilling (1993) la definición es la siguiente:

Peligro- "Probabilidad de que una área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo".

Riesgo- "Posibilidad de riesgos de vidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc. dentro de una área determinada sujeta a peligro. Una evaluación de riesgo involucra, considerar la siguiente relación. $(costo) \times (vulnerabilidad) \times (peligro)$." El costo puede incluir número de vidas humanas, propiedades, y obras de infraestructura. La vulnerabilidad es un rango (de 0 a 100%) del costo susceptible de ser perdido en un evento peligroso dado.

7.2 Peligros por productos volcánicos.

Existen diferentes peligros que pueden presentarse de manera separada o conjunta porque pueden estar asociados. También pueden tener efecto directo o indirecto sobre la población; están asociados a frecuencias de muertes y algunos ocurren más comúnmente que otros. Previamente a la descripción de cada uno de éstos peligros, cabe mencionar los riesgos volcánicos que de manera general deben considerarse en México (Lugo-Hubp, 1993):

- a) volcanes activos en tiempos históricos.
- b) volcanes potencialmente activos pero no registrados como tales, por datos históricos.
- c) zonas activas donde es posible el nacimiento de un volcán.
- d) procesos derivados de una erupción (deshielos violentos, formación de lahares, bloques de vías de comunicación).

7.3 Descripción de los productos volcánicos que pueden representar peligrosidad.

Como se ha visto, los productos y procesos volcánicos que representan una amenaza son los siguientes: lava, flujos piroclásticos, oleadas de piroclastos, lluvias de ceniza, inundaciones y lahares, y gases volcánicos. A continuación se explicarán de acuerdo con el peligro que pueden representar.

Lava.

Por su temperatura y velocidad las lavas pueden representar un peligro considerable. Cuando su temperatura llega a alcanzar los 1130°C, como en el volcán Kilauea, ésta puede incendiar objetos y estructuras a grandes distancias (Blong, 1984). Rara vez constituyen un peligro para la vida humana, pero el mayor peligro que ocasionan son daño parcial, destrucción por enterramiento, incineración de todo lo que encuentran a su paso; además, los incendios causados por estos flujos de lava llegan a afectar áreas un tanto alejadas de los límites del mismo. Otro efecto que pueden causar es el fundido de nieve y hielo que en ocasiones forman flujos de escombros. Estos flujos no erosionan y no se mezclan de manera turbulenta, como lo hacen las oleadas y flujos piroclásticos.

Cuando se llegan a identificar los centros de emisión, de flujos de lava, es posible predecir sus rutas más probables, basándose en el relieve circundante, y de ésta manera se pueden planificar las evacuaciones. También es posible intentar la aplicación de diversos métodos para controlar el avance de los flujos de lava como las barreras y canales de desvío (éstos mediante la destrucción de canales y túneles de lava, y enfriamiento de la lava por medio de agua) todo esto para provocar la detención del flujo, sin embargo éstos métodos, no siempre están al alcance de los países afectados, por sus altos costos (Scott, 1993).

Por otra parte, éste producto puede ocasionar graves daños económicos como en el caso del volcán Parícutín, que tuvo una descarga de lava de aproximadamente 700 millones de m³, además de otros materiales sólidos y se esparció por 24.8 km² cubriendo los poblados de Parícutín y San Juan Parangaricutiro (Espíndola, 1990). El número de muertes producido por derrames de lava es menor al de otros productos volcánicos, porque sus emisiones se mueven de manera muy lenta, siguen los cursos de máxima pendiente por lo que su trayectoria puede preverse. Son raros los casos en que las lavas pueden cubrir grandes extensiones de terreno en corto tiempo, sin embargo, un caso notable es el del volcán Nyragongo en Zaire, cuya erupción en 1977 originó un lago de lava que al derramarse cubrió 20 km² en menos de una hora, hecho que produjo la muerte de aproximadamente 300 personas.

Flujos de piroclastos.

Como se mencionó anteriormente, también se les conoce como nubes ardientes o

avalanchas incandescentes. Para la población representan amenaza de muerte por asfixia, enterramiento, incineración e impacto. Pueden mezclarse con agua superficial o agua de nieve fundida y formar lahares que pueden causar grandes destrozos en los valles.

Oleadas de piroclastos.

Representan enormes daños y son potencialmente destructivos de poblaciones a pesar de su bajo contenido de sólidos. Su turbulencia causa efectos imprevistos, por ejemplo pueden resultar árboles o trozos de madera carbonizados en una parte, y en otra permanecer sin efecto alguno. (Espíndola, 1990).

Las oleadas piroclásticas representan una serie de amenazas o peligros por ceniza a gran velocidad, impacto de fragmentos de roca y enterramiento por depósitos dejados por las oleadas. Algunas catástrofes notables derivadas de oleadas piroclásticas calientes, son las del volcán Vesubio en el año 79 de nuestra era con >2 000 víctimas y el volcán El Chichón en 1982 con 2 000 muertos (Scott, 1993). Debido a las altas velocidades y movilidad de éstas oleadas, es imposible cualquier escape, una vez que la corriente piroclástica de gran densidad ha sido generada. El único método efectivo de mitigación, es la evacuación de las áreas amenazadas antes del inicio de la erupción.

Lluvias de ceniza.

Esta mezcla de material muy fino y gases como vapor de agua y bióxido de carbono, alcanzan partes altas de la atmósfera, son arrastradas por los vientos y desplazadas a grandes distancias, al mismo tiempo van depositando material que llevan consigo. Este material, llega a depositarse en lugares muy lejanos como sucedió durante la erupción del volcán El Chichón: las cenizas llegaron hasta las ciudades de Veracruz y Tuxtla Gutiérrez, a 360 km y 70 km respectivamente. Los daños que causan estas lluvias de cenizas, son principalmente de carácter económico. Cuando los depósitos de ceniza son muy grandes, pueden ocasionar el colapso de los techos en las construcciones. También pueden dañar las producciones agrícolas y ocasionar enfermedades al ganado. Representan poca peligrosidad para los humanos y cierto beneficio, ya que con el tiempo pueden enriquecer los suelos, por ésta razón es frecuente que

las zonas cercanas a los volcanes sean aptas para diferentes cultivos.

Inundaciones y lahares.

Los lahares amenazan la vida humana y las propiedades tanto en volcanes como en valles que los drenan. Pueden causar destrucción de vegetación y estructuras grandes como puentes, a lo largo de su recorrido. Pueden enterrar profundamente obras de infraestructura y campos cultivados, rellenar canales de ríos; sumado a esto también pueden aumentar la sedimentación en los ríos y afectar la capacidad y navegabilidad de los canales. Por esto es importante conocer la velocidad de su desplazamiento para evitar los daños mencionados. Un ejemplo de la velocidad de desplazamiento de un lahar, pudo apreciarse en el volcán Santa Elena (1980) en que se registraron velocidades de 1.3 m/s en zonas de pendiente suave y de 40 m/s en pendientes fuertes (Scott, 1993).

Los lahares de más volumen son los de más difícil control, podrían desplazar el agua de una represa o reservorio, pero previamente se podría disminuir el nivel del agua para evitar desbordamientos. Cuando un lahar es detectado oportunamente, es posible dar aviso a las personas que habitan río abajo, siempre que exista un sistema de comunicación apropiado. Un caso trágico es el evento durante la erupción del volcán Nevado de Ruíz (Colombia) en 1982; debido a la falta de un sistema de alerta a tiempo, hubo gran número de víctimas. El lahar alcanzó el poblado de Armero a 50 km de distancia, con una velocidad de 35 km/h, ocasionando la muerte de 20 000 personas.

Gases volcánicos.

La composición química de éstos gases representa gran peligro por su toxicidad, para la población y el ganado. Su contenido de bióxido y monóxido de carbono, azufre, cloro, entre otros, es variable, por lo que su peligrosidad no es igual en todos los casos. Por ejemplo, el bióxido de carbono no es tóxico, pero sí puede causar muerte por asfixia. Además de que no contienen olor y lo hace difícil de detectar. Otros gases como el sulfuro pueden reaccionar y forman ácidos, que como aerosoles ocasionan quemaduras en los ojos y piel y afecciones a vías respiratorias.

Dependiendo de su concentración, los gases pueden causar daño a algunos tipos de vegetación o destruir textiles y metales. El monóxido de carbono es venenoso y el anhídrido carbónico es más denso que el aire, puede acumularse en zonas bajas o depresiones topográficas y causar asfixia a humanos o animales que penetren en el área de peligro. Los efectos de un gas volcánico están asociados directamente a su concentración, la cual decrece con la distancia desde su punto de emisión, pues el gas es diluido por el aire. Por lo general los efectos nocivos están restringidos a un radio de 10 km desde su punto de origen. Sin embargo las erupciones explosivas de gran volumen pueden formar una capa de polvo y aerosoles ácidos, en la estratósfera, que pueden formarse durante erupciones tranquilas de magmas ricos en azufre. Además pueden producir efectos climáticos locales (Scott, 1993). Como ejemplo puede citarse la erupción freatomagmática del lago cráter Nyos en Camerún en que se desprendió bióxido de carbono, y causó la muerte de 1800 personas por asfixia (Espíndola, 1990).

Proyectiles balísticos y caída de tefra.

Las caídas de tefra constituyen un peligro directo de mayor alcance derivado de las erupciones volcánicas. En erupciones de gran magnitud puede haber superficies que queden cubiertas con capa de tefra de >10 cm y cuando es ceniza muy fina puede desplazarse a áreas de gran extensión que pueden viajar a otros continentes. Al incrementarse la distancia desde el centro emisor, la tefra presenta una disminución en el tamaño del grano y forma depósitos más delgados.

Las caídas de tefra y proyectiles balísticos son peligrosos para la vida y riesgosos para las propiedades debido a la fuerza del impacto de los fragmentos que caen, al sepultamiento y a la formación de partículas de grano fino en suspensión en el agua y en el aire, al transporte de gases nocivos, ácidos y sales. El peligro por impacto de fragmentos grandes es mayor cerca del cráter y disminuye al incrementarse la distancia desde éste. Las personas pueden sobrevivir a la caída de las bombas volcánicas pequeñas, refugiándose en lugares un tanto "débiles", pero cuando existe caída de bombas grandes, éstas sí afectan a las personas, aún en refugios fuertes. El sepultamiento por tefra puede provocar el colapso de los techos de edificios,

destruir líneas de transmisión de energía y comunicaciones y dañar o eliminar vegetación (Scott, 1993)

La suspensión de partículas de grano fino en el aire, afecta la visibilidad y la salud particularmente a las vías respiratorias de las personas y puede dañar maquinaria desprotegida. El transporte aéreo, el ferroviario y las carreteras también pueden ser afectados. La ceniza muy fina puede ocasionar cortocircuitos en las vías de transmisión, además las comunicaciones pueden ser afectadas por daños en las comunicaciones telefónicas y estaciones transmisoras de radio y televisión. También se sabe que la caída de tefra causa incendios debido a rayos generados en las nubes eruptivas, como por fragmentos incandescentes, especialmente cuando estos últimos son grandes y contienen suficiente cantidad de calor para iniciar un incendio y caen a pocos kilómetros del cráter.

Muchos de los efectos peligrosos de las caídas de tefra pueden ser mitigados con una adecuada planificación y preparación; por citar algunos: remoción de tefra de techos u otras estructuras a medida que se va acumulando, diseño de la orientación e inclinación de los techos para impedir alta acumulación, refuerzo de paredes y techos para soportar las cargas e impactos de proyectiles, uso de máscaras respiratorias o pañuelos húmedos sobre la nariz y la boca, para reducir la inhalación de tefra y gases.

Sismos y deformación del suelo.

Los sismos relacionados a erupciones volcánicas son importantes porque pueden causar daños considerables y generalmente ocurren antes de la actividad eruptiva. La mayoría de éstos sismos resultan del movimiento del magma, la formación de grietas a través de las cuales puede moverse y explosiones de gas dentro del conducto volcánico. Se originan a pocos kilómetros de la superficie. Otros sismos resultan de la redistribución de la carga del volcán y el hundimiento de una caldera. Existe un debate entre vulcanólogos acerca de la ocurrencia de sismos antes de una erupción ya que en algunos casos no se han detectado estos movimientos (Blong, 1984).

Los sismos volcánicos precursores como los asociados a explosiones, no suelen ser de

gran magnitud y sus efectos solo se aprecian en las cercanías a las bocas eruptivas. Por esto se consideran de peligro relativamente modesto, pero se convierten en gran peligro cuando se produce un maremoto. Los daños causados por la sismicidad pueden ser el desprendimiento de terrenos cercanos a las áreas pobladas. Algunos sismos ocasionados por movimientos de magmas y explosiones volcánicas, raras veces causan daños en sitios alejados del volcán. Los sismos pueden ser mecanismos iniciadores para movimientos en masas, los cuales pueden resultar en la formación de otros eventos peligrosos tales como avalanchas de escombros.

En cuanto a la deformación del terreno, éste ocurre frecuentemente antes y después de las erupciones y afecta en gran medida a construcciones (Blong, 1984)

Tsunamis.

Son ondas sísmicas marinas generadas por perturbaciones en el fondo marino. Gran número de ellas se origina por actividad volcánica y causan un número importante de muertes. Ocasionalmente grandes inundaciones y cubren grandes áreas del océano, pero sólo son riesgosos en aguas someras, a lo largo de líneas de costa (Blong, 1984).

Según Scott (1993), existe un sistema de alarma ubicado en la cuenca del océano Pacífico, con alerta oportuna sobre el avance de los tsunamis hacia zonas lejanas, (cientos de kilómetros del tsunami), pero debido a la gran velocidad de éstos, las personas tienen escaso tiempo para actuar. Antes que las autoridades puedan justificar la evacuación de áreas cercanas populosas, deben ser pronosticadas las características del evento generador del tsunami. Por ejemplo la deformación precursora de una avalancha de escombros permite establecer una estimación de la dirección del movimiento y de su tamaño potencial. Podría predecirse el tiempo de arribo y la altura de las ondas producidas que se considerarían en los planes de evacuación.

Fenómenos atmosféricos.

Están asociados a erupciones volcánicas. Durante una erupción se produce una amplia variedad de sonidos y ondas de presión; las distancias a las que son escuchadas las ondas de sonido varían desde 500 km hasta 1280 km como en el caso del Monte Peleé (1902), en las

islas Martinica. Representan un riesgo menor para los humanos y animales, pero las ondas de choque son más importantes porque pueden causar daños a edificios. También se producen descargas eléctricas algunas veces espectaculares por se despliegue de luminosidad. Se producen particularmente cuando la abundancia de escombros fino se origina junto con una fuerte expansión de gas.

Gases y lluvia ácida.

Desde el punto de vista de riesgo, la distribución y cantidad de lluvia relativa a la formación de una nube eruptiva, es importante. Los factores que pueden influenciar la magnitud de riesgo son: distribución desde el volcán y área cubierta, velocidad y temperatura, además de frecuencia de ocurrencia de estas lluvias.

7.4 Recursos naturales.

En este capítulo se pretenden comentar otros aspectos volcanológicos con una visión geográfica general. En un sentido más estricto se tratarán algunas de las consecuencias favorables del volcanismo para la población y el medio ambiente. Es evidente que el tema por ser de carácter sumamente amplio, será tratado someramente en este capítulo.

Es imprescindible tener un marco geográfico como base del tema a tratar, de manera que se parte de que los principales y grandes estratovolcanes mexicanos están situados en el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), a una altitud mayor a 2,000 m snm. y en una zona de clima templado. Este es un ambiente propicio para el establecimiento de centros urbanos, lo que representa una consecuencia de concentración de centros con alta densidad de población, precisamente en esa franja. Sumado al aspecto de clima templado está los suelos propicios para el desarrollo de la agricultura y redes fluviales que proveen humedad a los mismos (Ezcurra, 1990).

Es sabido, que en regiones donde existe caída de piroclastos se mantiene la fertilidad de los suelos. Para que se desarrollen las plantas son básicos los elementos como el carbón,

hidrógeno y oxígeno (obtenidos del aire y agua) pero también existen otros elementos que son obtenidos de los suelos, como el nitrógeno, potasio, calcio, magnesio, y sulfuro. Las rocas intermedias a básicas contienen más altos porcentajes de nutrientes esenciales para plantas y producen mejores suelos. En algunos casos el desarrollo de una cubierta vegetal superficial puede llevarse pocos años y permanecer como suelo muy fértil durante siglos. Las rocas sólidas y compactas como los derrames de lavas requieren de cientos o miles de años para producir una cubierta vegetal. Desde épocas primitivas, los núcleos de poblaciones agrícolas se concentraron cerca en volcanes activos y en la actualidad todavía es posible percibirse del regreso de campesinos a sus tierras arrasadas por una erupción, sabiendo que se incrementará su rendimiento.

En cuanto a la vegetación, el desarrollo de ésta en el ambiente de serranías a más de 2700 m de altitud es de bosques densos de pinos y oyameles, por las condiciones favorables de humedad. Por otro lado está el bosque mesófilo de montaña desarrollado en una área reducida de 2 km² sobre cañadas y laderas del volcán Iztaccíhuatl, entre los 2500 y 3000 m de altitud. Igualmente, los bosques de pinos que frecuentemente están expuestos a incendios forestales (Ezcurrea, 1990). Toda ésta vegetación ha sufrido disminución por crecimiento urbano y deforestación que finalmente ocasiona peligro de extinción de especies.

Un potencial benéfico del volcanismo es el de carácter geotérmico ya que en zonas de este tipo se concentra la mayor intensidad volcánica, además de existir mayores manifestaciones termales superficiales. En regiones volcánicas, aun miles de años después de que la actividad ha cesado, bajo la superficie, el magma continúa enfriándose lentamente y el calor es transferido a rocas adyacentes, por lo que el flujo de calor casi siempre es suficiente para alterar la temperatura del agua contenida en el estrato, de esta manera se manifiestan las fumarolas, geysers y manantiales, eventos que desde épocas antiguas el hombre ha aprovechado como son las aguas termales y medicinales que son de origen magmático.

En México el potencial geotérmico está concentrado en el CVM (Aguilar y Vargas y Verma, 1987). Un ejemplo es la región llamada Los Azufres, en el estado de Michoacán en donde se genera energía eléctrica.

Otro aspecto económico es la explotación minera en terrenos volcánicos. Por ejemplo, los yacimientos de azufre localizados en áreas volcánicas antiguas, material importante para la industria de fertilizantes (Araña 1974).

Los volcanes pueden resultar benéficos para el hombre al favorecer la creación de parques nacionales en zonas volcánicas. Entre los antecedentes a éste hecho puede citarse el caso de que en México entre los años 1934-1940, se crearon parques nacionales en zonas montañosas que rodean la Cuenca de México, como el volcán Ajusco en el sur, hecho con el que se pretendía proteger las laderas de la deforestación. Sin embargo entre los años 1946-1952, gran parte de este Parque Nacional fue cedido a una industria papelera que provocó una tala forestal. Este hecho da lugar a que la erosión pluvial sea fuerte porque los suelos compactos en zonas taladas son menos permeables y tienen baja capacidad de acumulación e infiltración de agua. Por el contrario, los suelos de bosque son porosos y de alta capacidad de retención de agua, ahí radica la importancia de éstos, ya que regulan el comportamiento de los manantiales y la incorporación de agua a los mantos acuíferos (Ezeurra, 1990). Otras regiones volcánicas notables que actualmente son parques nacionales, son la región que abarca los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl, y la región del Volcán de Colima.

Como se ha visto, los volcanes no siempre son un fenómeno de destrucción para la humanidad, el hombre está aprendiendo a vivir en tales ambientes volcánicos y aprovechar los recursos que proveen, y en cierta manera se compensan los beneficios que proporciona. Por otra parte, como fenómeno social se han citado anteriormente las desventajas para el hombre, en el punto sobre riesgos y peligros volcánicos. Desde épocas prehistóricas ha habido poblaciones que se han visto en la necesidad de emigrar de sus ciudades de origen como en el caso de la población Olmeca. Por estudios arqueológicos se sabe que debido a la actividad eruptiva del volcán San Martín (San Martín Tuxtla), aproximadamente hace 2600 años pudo haber causado que los habitantes abandonaran sus pueblos. Se han encontrado artefactos olmecas bajo un estrato de ceniza volcánica en un lugar llamado Matacapán a casi 15 km al sur del volcán (Nelson, 1990).

Otro fenómeno importante son las migraciones de poblaciones asentadas cerca a los

volcanes. En México es sabido que poblados completos han desaparecido como consecuencia de las erupciones de los volcanes Parícutín y El Chichón, por lo que los habitantes se han visto en la necesidad de establecer nuevos poblados lo que implica graves problemas sociales y económicos en los nuevos centros urbanos.

Actualmente ya se ha estimado la población que sería afectada en caso de erupciones volcánicas, para algunos volcanes mexicanos, hecho que ayudaría a prevenir el peligro pero también ayudaría en gran medida a prever las migraciones.

A manera de ejemplo, en el cuadro siguiente se aprecian algunos datos de población que sería afectada en el caso de erupción del Volcán Popocatepetl:

POBLACION AFECTADA EN CASO DE RIESGO VOLCANICO

Entidad	Población total
Distrito Federal	8 235 744
Hidalgo	191 571
Estado de México	8 422 817
Morelos	1 195 059
Puebla	2 412 485
Tlaxcala	761 277
TOTAL	21 218 953

Fuente: Vidal *et al.* 1995.

Los datos basados en el Censo de Población de 1990.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

El volcanismo es un fenómeno muy complejo en el que pueden diferenciarse diversos aspectos. Estos abarcan desde las causas del volcanismo hasta los mecanismos de erupción, comportamiento de los productos volcánicos, morfología resultante y efectos de tipo social.

El estudio de los aspectos mencionados puede dividirse en dos partes. En la primera se considera imprescindible estudiar el comportamiento físico y químico del fenómeno volcánico; de ésta manera es posible comprender en gran medida éste fenómeno y sus consecuencias tanto físicas como los efectos sociales en las poblaciones próximas a los edificios volcánicos; siendo ésta la segunda parte en el estudio de los efectos de tipo social.

Una de las consecuencias importantes del volcanismo es la morfología, la cual, por su complejidad, debe acompañarse de estudios asociados a la dinámica interna de la Tierra, análisis de los orígenes del magma, además de los aspectos físicos y químicos y zonas de generación de éste. Además debieran considerarse los aspectos del relieve anterior a la erupción volcánica.

De lo anterior se infiere que la lavas presentan características diversas que determinan el modo de su emplazamiento, y por lo tanto, controlan la morfología. Por lo que respecta a la diversidad de su forma, esta es el resultado de los estilos de erupción, y las estructuras volcánicas varían desde las de mayor tamaño, hasta material fragmentado, material fino y columnas de erupción. El estudio descriptivo de la morfología volcánica debe ser complementado con información cuantitativa, es decir debiera estudiarse la dinámica de los procesos eruptivos (como sismicidad, composición y velocidad de gases magmáticos).

Se puede concluir que en una misma región pueden existir dos tipos de volcanismo, como en el centro-sur de México en donde existen pequeños conos de escoria junto con grandes estratovolcanes.

El volcanismo poligenético está localizado hacia el sur del país como se aprecia desde

la FVT hacia el sur y también es posible observar este hecho, por ejemplo algunos volcanes situados al sur del Valle de México, son más recientes que los del norte.

Por otra parte, debido al comportamiento eruptivo de algunos volcanes mexicanos y a los asentamientos humanos en áreas cercanas a éstos, es importante tratar el aspecto social del volcanismo, pues como se ha visto ocasiona la pérdida de tierras agrícolas, destrucción de poblados y por lo tanto, la migración de la población.

Se considera de gran importancia el estudio del volcanismo, en general y particularmente en México y la difusión de éste en textos en español, ya que la mayor parte de la bibliografía disponible está en idioma inglés y los libros y artículos contienen estudios muy particulares acerca del volcanismo. Sumado a lo anterior, comúnmente se ejemplifica la literatura con volcanismo principalmente de otras regiones del mundo. Este hecho representa en parte una limitación para los geógrafos que estudian el tema.

El volcanismo en México es un campo de estudio amplio, pero no existen textos que puedan ser de gran utilidad en el estudio del mismo. Es recomendable la actualización del tema ya que actualmente se dispone de mejor tecnología para monitoreo de los volcanes. La cartografía también se ha desarrollado y ahora se pueden elaborar mapas de riesgo volcánico con alto contenido de información.

Asimismo, se requiere del conocimiento del lenguaje volcanológico en español. Ya que existen términos cuya traducción presenta dificultades y porque en algunos casos no existe un término equivalente. En éste sentido, los diccionarios geomorfológicos en español son de enorme apoyo para el geógrafo interesado en esta ciencia.

Se recomienda la elaboración de mapas de riesgo volcánico para los volcanes activos de México, con la finalidad de saber cuáles son las zonas de alto riesgo.

Actualmente, la cartografía referente a zonas de riesgos volcánicos cubre áreas cercanas a los volcanes Popocatepetl, Fuego de Colima, Ceboruco y Tacaná. En el futuro será necesario ampliar ésta cartografía con el fin de prevenir desastres en aquellas áreas volcánicas donde se incrementa la densidad de población.

Aunque lo recomendable sería que las autoridades correspondientes se apoyaran en la información de los mapas de riesgos para concientizar a si mismos y a la población de los efectos que pueden sufrir al habitar tales áreas. En el caso de áreas ya pobladas sería posible controlar su desmedido incremento mediante programas bien definidos en el cuales participen científicos y autoridades gubernamentales.

Apéndice I

CLASIFICACIÓN DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS
DE ACUERDO A SU COMPORTAMIENTO ERUPTIVO

TIPO DE ERUPCIÓN	NATURALEZA FÍSICA DEL MAGMA	CARÁCTER DE LA ACTIVIDAD EXPLOSIVA	NATURALEZA DE LA ACTIVIDAD EFUSIVA	ESTRUCTURA FORMADA ALREDEDOR DE LA BOCA
Flujo basáltico	fluido	expulsión débil de burbujas fluidas. Depósitos de lava.	derrames de amplia expansión de lava muy fluida.	conos esparcidos amplios y planos. Planicies de lava.
Hawajiana	fluido	expulsión débil de burbujas fluidas. Depósitos de lava.	comúnmente extensión de derrames de lava fluida poco densa.	conos esparcidos. Conos de lava muy planos y muy extensos.
Estromboliana	moderadamente fluida.	expulsión débil a violenta de burbujas fluidas pastosas.	corrientes espesas, poco extensas de lava moderadamente viscosa. Puede haber ausencia de derrames.	conos de escoria.
Vulcaniana	viscosa	expulsión moderada a violenta de sólidos.	comúnmente ausencia de derrames; cuando se presentan son muy densas. Raros derrames de cenizas.	conos de escoria.
Peleana	viscosa	como la Vulcaniana. Comúnmente con avalanchas incandescentes.	domos y/o derrames escasos muy espesos. Puede haber ausencia de éstos.	conos de escoria y pómez. Domos.
Pliniana	viscosa	expulsión de grandes volúmenes de ceniza.	derrames de ceniza, en ocasiones muy voluminosos. Puede haber ausencia de éstos.	amplia extensión de pómez, lapilli y ceniza. Generalmente no se forma cono.
Islándica	muy fluida	derrames muy amplios. Las emisiones son por fisuras.	corrientes de lava muy amplias y formación de fuentes de lava a lo largo de la fisura.	planicies de espesas capas de lava formadas por erupciones de fisura.
Gaseosa	sin magna	emisión de gas por la boca. Puede ser continua o pausada.	ninguna	ninguna
Fumarólica	sin magna	esencialmente no explosiva; descarga de gas continua, de débil a moderadamente fuerte.	ninguna	generalmente ninguna. Raramente conos de ceniza muy pequeños.

PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LOS VOLCANES ACTIVOS DE MÉXICO (1).

Nombre del volcán	Ubicación	Provincia Geológica	Estado municipios	Morfología	Composición	Declive máximo (en grados)
La Virgen	Sierra de Santa Lucia	Baja California	Baja California Sur Mulégé	cono	basalto, andesita dacita	13°
Everman	Islas del grupo Revillagigedo	Fractura Clarión	Isla Soconoro Colima	estratovolcán	basalto y escoria	30°
Bárcena	Islas del grupo Revillagigedo	-----	Isla San Benedicto Colima	cono	pómez	30°
Ceboruco	Mesa Neovolcánica	Eje Neovolcánico	Nayarit Jala	estratocono	andesita	30°
Colima	Sur de la Sierra de Topalpa	Eje Neovolcánico	Michoacán Tomla, Tuxpan Zapotitlán de Vadilla	estratovolcán conco/truncado	basalto/andesita	37°
Popocatepetl	Sierra Nevada	Eje Neovolcánico	Puebla, Estado de México Morelos San Nicolás de los Ranchos Tochimilco, Atlix, Amecameca	estratovolcán cónico	basalto/escoria	31°
Pico de Orizaba	Sierra de San Pedro al N y Sierra Pajaritos al S	Eje Neovolcánico	Veracruz La Perla, Calcahualco	estratovolcán	andesita/dacita	41°
San Martín	Sierra de los Tuxtlas	Macizo Volcánico de los Tuxtlas	Veracruz Pajapan, Mecayapan	escudo	andesita/basalto	33°
El Chichón	Meseta Central	Cinturón Chiapaneco de pliegues y fallas	Chiapas Francisco de León	complejo dómico	andesita	35°
Tacaná	Sierra Madre de Chiapas y occ de Sierra de Soconusco	Macizo (gneo) del Soconusco	Chiapas Unión de Juárez	cono	andesita	38°

PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LOS VOLCANES ACTIVOS DE MÉXICO (2)

(continuación)

Nombre del volcán y coordenadas	Altitud (m, snm)	Altura (m)	Longitud (km) perfil N-S	Longitud (km) perfil E-W	Actividad actual	Última actividad eruptiva (año)	Riesgos o Peligros
La Virgen 27° 47' N 112° 59' O	2 054	1 554	23.75	23.75		1857	
Everman 18° 78' N 110° 95' O	1 050	850	13.00*		fumarolas	1905	
Bárcena 19° 30' N 110° 82' O	375	284		2.56	fumarolas	1958	
Ceboruco 21° 12' N 104° 50' O	2 164	1 164	7.55	10.33	fumarolas	1870	erupciones efusivas de lava y cenizas, derrames piroclásticos, lahares o inundaciones
Colima 19° 51' N 103° 62' O	3 960	1 460	4.50	5.60		1994	flujo piroclástico y lahares
Popocatepetl 19° 02' N 98° 62' O	5 420	3 420	19.00	36.25	fumarolas	1996	derrames de lava, corrientes piroclásticas de densidad, flujos oleadas y explosiones dirigidas, caída de material piroclástico
Pico de Orizaba 19° 03' N 97° 26' O	5 675	2 175	6.35	9.55		1687	nube de cenizas, flujo de bloques, lahares
San Martín 18° 57' N 95° 16' O	1 650	650	3.60	5.65		1793	
* la fuente no indica orientación							
El Chichón 17° 36' N 93° 22' O	1 315	615	5.20	5.05	fumarolas	1982	oleadas piroclásticas, lluvias de cenizas y piroclastos
Tacaná 15° 13' N 92° 11' O	4 030	3 530	12.30	**	fumarolas	1986	flujos de lodo y piroclastos, inundaciones y explosiones laterales

**sin información completa.

APENDICE III

ERUPCIONES HISTÓRICAS DE ALGUNOS VOLCANES MEXICANOS

Nombre del volcán	Años con actividad eruptiva	Última actividad eruptiva	Actividad actual
La Virgen	1746, 1857	857	en reposo-
Everman	1848, 1896, 1905, 1951, 1993	1905	fumarólica
Bárcena	1952	1958	fumarólica
Ceboruco	1542, 1567, 1879	1870	fumarólica
Colima	1560, 1576, 1585, 1590, 1606, 1611, 1622, 1690, 1743, 1749, 1770, 1771, 1795, 1804, 1806, 1818, 1819, 1866, 1869, 1870, 1872, 1874, 1875, 1879, 1881, 1882, 1874, 1875, 1879, 1881, 1882, 1885, 1889, 1890, 1891, 1893, 1903, 1904, 1908, 1913, 1941, 1957, 1960, 1963, 1965, 1973, 1975, 1977, 1983, 1985, 1987, 1988, 1991, 1994	1994	en reposo
Jorullo	1759		en reposo
Parícutín	1943		en reposo
Popocatepetl	1345, 1354, 1363, 1488, 1504, 1509, 1512, 1518, 1519, 1528, 1530, 1539, 1542, 1548, 1571, 1580, 1590, 1592, 1642, 1663, 1697, 1720, 1802, 1827, 1852, 1920, 1923, 1933, 1942, 1947, 1944, 1996, 1997	1996	fumarólica
Pico de Orizaba	1537, 1545, 1566, 1569, 1613, 1630, 1687	1687	en reposo
San Martín	1664, 1793, 1794, 1797, 1838, 1932	1932	en reposo
El Chichón Tacaná	380 A.C, 256, 415, 675, -1408, 1200, 1982, 1855, 1878, 1949, 1986	1982 1986	en reposo fumarólica

Los datos de los años con actividad eruptiva se obtuvieron de Simkán y Siebert, (1994).

GLOSARIO

Aerosol. Suspensión de finas partículas líquidas o sólidas, en el aire.

Avalancha. Masa de material volcánico detrítico que se desplaza por las laderas de un volcán. Se origina por la acumulación del material y un desplome posterior.

Andesita. Roca ígnea de composición intermedia, color oscuro o gris. Es común a los estratovolcanes, con contenido de sílice, entre basalto y dacita, entre 52% y 66% de SiO₂.

Basalto. Roca ígnea efusiva de composición básica y color oscuro con contenido de SiO₂ menor a 52%. Generalmente son rocas compactas y porosas. Forman mesas de lava de cientos o miles de kilómetros cuadrados. Los basaltos cubren también extensiones gigantescas del fondo oceánico, y constituyen el 90% de las rocas volcánicas.

Bomba volcánica. Bloque de lava lanzado fuera de un volcán en estado fundido que durante el vuelo toma forma redondeada.

Caldera. Gran depresión rodeada por un borde semejante a la base de un cono. Su diámetro es muchas veces más grande que su profundidad.

Columna eruptiva. Columnas densas de tefra que ocasionalmente penetran en la estratosfera y alcanzan alturas superiores de 20 Km.

Cráter. Depresión casi circular que comúnmente se forma en la cumbre de los volcanes.

Cuello volcánico. Cuerpo en forma de tronco que rellena la chimenea de un volcán con el material eruptivo del mismo (lavas, tobas, brechas). Puede ser circular, ovalado, irregular o lenticular.

Dacita. Roca volcánica de color oscuro con contenido de SiO₂ entre 63% y 70% por lo que es intermedia en su composición; está entre la riolita y andesita.

Depresión volcánica. Es una estructura de forma circular o elíptica. Puede originarse por diferentes maneras. Se dividen en depresiones formadas por explosión, por colapso, por fallamiento, y por erosión de estructuras volcánicas.

Domo volcánico. Estructura de material volcánico formado por la solidificación de lava, que se forma en los cráteres de algunos volcanes, con apariencia de tapón.

Erupción efusiva. Erupción que se caracteriza por magma poco viscoso, además implica derrames de lava muy extensos por su fluidez. Por ejemplo las erupciones hawaianas e islándicas.

Erupción explosiva. Erupciones en la que el magma es muy viscoso, por ejemplo en las erupciones peleanas y plinianas.

Erupción freática. Erupción en la que existe interacción de aguas subterráneas con los materiales asociados a un magma y a la súbita evaporación de agua por efecto del cuerpo magmático; como resultado puede producirse una explosión.

Erupción volcánica. Emisión de material rocoso y gases a alta temperatura.

Escoria. Fragmentos de lava esponjosos arrojados por el cráter durante las erupciones volcánicas, que se enfrían en el aire. Se forma de magmas muy fluidos de los cuales se desprenden fácilmente los gases. También se le define como espuma solidificada.

Estratovolcán. Gran edificio cónico en el que se acumulan lavas y piroclastos, intercalados. Se forman en largos periodos de actividad eruptiva o por repetición de numerosas erupciones en una área restringida.

Explosión dirigida. Expansión supersónica de una mezcla (vapor-sólido-líquido), desde un reservorio, a elevada presión hasta la atmósfera.

Flujo piroclástico. Se refiere a todo tipo de flujo compuesto por fragmentos incandescentes.

También se le define como material de gas y piroclastos con alta temperatura y alto contenido de vapor de agua. Tiene gran movilidad y velocidades hasta de cientos de kilómetros por hora y puede sobrepasar barreras topográficas.

Fumarola. Escapes (no explosivos) de volátiles que pueden manifestarse en una zona amplia, antes, durante y después de una erupción. Principalmente presentan emanación de agua, y se generan al calentarse los acuíferos superficiales por la intrusión magmática.

Graben. Depresión formada por fallamiento de un bloque; de forma generalmente más larga que ancha.

Lago de lava. Profundización con paredes a desplome, rellena de lava líquida-incandescente. En sección transversal alcanza algunos cientos de metros.

Lahar. Palabra de origen Indonesio que indica material consistente de corrientes de lodo que se producen por la mezcla de material arrojado con agua que puede provenir de las lluvias, los casquetes helados de las cimas de los volcanes o de lagos en los cráteres volcánicos. También se les denomina flujos, que pueden acompañar a una erupción volcánica, producto de la erosión de las pendientes de un volcán. Se mueven pendiente abajo y pueden incorporar agua de tal manera que forman un flujo de lodo.

Lava. Es el magma o material rocoso "nuevo", líquido o sólido, que ha sido arrojado a la superficie.

Lava aa. Término de origen hawaiano con el que se denominan a las lavas caracterizadas por tener superficie áspera formada por fragmentos angulares dentados.

Lava pahoehoe. Término hawaiano con el que se denomina a la lava de origen basáltico y superficie suave y ondulada. Es de gran fluidez y con temperaturas elevadas.

Lava en bloques. Lava consistente de fragmentos angulares con caras relativamente suaves, y frecuentemente con forma parecida a un cubo. Los derrames de este tipo son viscosos y de movimiento lento. Su superficie es muy irregular.

Maar. Término de origen alemán. También denominado cráter de explosión. Es una forma causada por explosiones volcánicas que involucran una gran cantidad de gases. Se distinguen porque se extienden bajo el nivel del terreno con un diámetro definitivamente mayor que su profundidad.

Magma. Material en estado fluido en el interior de la Tierra, del que se derivan los productos del volcanismo como la lava y rocas. También se le define como una mezcla de fases fundidas, predominantemente silicatadas, que al enfriarse forman rocas ígneas. El concepto magma implica la coexistencia de fracciones sólidas, líquidas y gaseosas que pueden separarse bajo condiciones termodinámicas favorables.

Magma alcalino. Magma con mayor contenido de CO₂

Magma toleítico. Magma con mayor contenido de H₂O. Es un basalto rico en sílice y uno de los dos grupos en que se dividen los basaltos. Estos magmas se subdividen de acuerdo al ambiente tectónico en que surgen y a su composición química y mineralógica. Así se tienen, magmas toleíticos del Piso Océanico, de Islas Océanicas, de Arco Islas y Continentales.

Magma riolítico. Magma formado por rocas de tonos claros y frecuentemente vítreas. Se les denomina obsidianas, aunque éste término también se aplica por extensión a rocas vítreas de diferente composición.

Material piroclástico. Mezcla de fragmentos volcánicos en estado incandescente.

Morfología. Término aplicado para designar rasgos en las superficies planetarias.

Nube ardiente. Tipo de flujo piroclástico. Es una nube de ceniza volcánica y gas emanada de un volcán; su movimiento es muy rápido, en las pendientes.

Oleada de piroclastos (surges). Mezcla de fragmentos sólidos y gases en la que la fracción de éstos últimos es mayor a la de los materiales sólidos y su comportamiento mecánico es muy turbulento. Se desplazan a grandes velocidades.

Parasol. Forma originada por una serie de valles que discurren directamente desde el vértice a la base de un volcán.

Peligro volcánico. Implica la capacidad destructora del fenómeno eruptivo. Es la probabilidad de que una área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo de tiempo.

Planéze. Término aplicable a mesetas inclinadas y recortadas en forma de sectores. Las planezas son formas derivadas de la erosión diferencial.

Pómez. Roca ígnea vítreo-porosa, (alto contenido de burbujas) de origen volcánico, que se forma durante las erupciones, por un enfriamiento de los magmas ácidos o intermedios, saturados de vapores y gases. Estas rocas se originan junto con cenizas y tobas volcánicas Su forma semeja a una esponja y es muy ligera.

Riesgo volcánico. Posibilidad de que los riesgos afecten a un determinado número de personas. El riesgo volcánico es el resultado de considerar el peligro volcánico, la vulnerabilidad y el valor (riesgo= peligro x vulnerabilidad x valor).

Riolita. Roca con más de 70% de contenido de sílice.

Sílice. Combinación química de silíceo y oxígeno.

Solfataras. Fumarola cuyos gases contienen principalmente azufre.

Tectónica de Placas. Hipótesis que considera a la litosfera como un sistema de unos cuantos bloques rígidos, con movimiento en sus zonas limítrofes, lo que provoca actividad tectónica y sísmica, así como deformaciones internas de segundo orden, y de menor magnitud que las que originan los movimientos de las placas.

Traquita. Roca ígnea efusiva intermedia de grano fino.

Tefra. todo material volcánico transportado por el aire a excepción del gas. Se desprende de las columnas de erupción y consiste principalmente de ceniza volcánica.

Toba volcánica. Grupo de rocas formado por materiales arrojados por las erupciones volcánicas (ceniza, arena, lapilli) y posteriormente compactados y cementados. Pueden ser basálticas, andesíticas o riolíticas.

Volcán. Vocablo originario del latín *Vulcano* (Dios del fuego, de la mitología romana). Este término se aplica al lugar donde el material fundido o fragmentado emerge a través de una abertura desde el interior de la Tierra hacia la superficie. También se aplica a la estructura en forma de montaña que se forma alrededor de la abertura mencionada, por acumulación de los materiales emitidos.

Volcanismo. Conjunto de procesos y fenómenos relacionados con el desplazamiento de masas de magma, con frecuencia acompañados de productos hidrogaseosos de las partes profundas de la corteza terrestre y del manto superior a la superficie.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- Aguilar y Vargas, V.H., Verma, S.P. (1987). *Composición química (de elementos mayores) de los magmas del Cinturón Volcánico Mexicano*. Geofísica Internacional, 26. Núm.2, 195-272.
- Alvarez, R. (1987). *Guía de Geología y Geofísica Planetarias Comparadas. Cuenca Oriental, Puebla, México*. (Versión preliminar) No.75. México: Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y en Sistemas IMAS/UNAM.
- Araña, V., y López, J. (1974). *Volcanismo. Dinámica y Petrología de sus productos*. Madrid: Istmo.
- Araña, V., y Ortiz, R. (1984). *Volcanología*. Madrid: Rueda/Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Badilla, C.R (1977). *Estudio petrológico de la lava de la parte noreste del Pedregal de San Angel, D.F.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo XXXVIII. Núm. 1, 40-57.
- Bevis, M., Isacks, B.L. (1984) *Hypocentral Trend Surface analysis: Probing the geometry of Benioff Zones*. J. Geophys. Res. 89, 6153-6170.
- Birch, F., Schairer, J.F y Spicer C.H. Editores.(1942).*Handbook of Physical Constants*. Geological Society of America. Special papers. Number 36.
- Blásquez, Luis. (1960). *Hidrogeología*. La Isla Socorro: Archipiélago de las Revillagigedo 2, 69-101. Monografías del Instituto de Geofísica. U.N.A.M. México: Talleres Gráficos de Lib. Madero.
- Blong, R.J. (1984). *Volcanic Hazards. A sourcebook on the effects of eruptions*. Australia: Academic press.
- Bloomfield, K. (1975). *A late Quaternary monogenetic volcano field in*

central México. Stuttgart: Geologischen Rundschau Band. 64, 2, 476-497.

Bocco, G. (1988). *Algunos comentarios sobre Geomorfología Volcánica y procesos de erosión antrópica*. Geografía y Desarrollo, vol II, CEPEIGE, (Centro Panamericano de Estudios e Investigación Geográfica). Quito, Ecuador. 15-45.

Bullard, M.F. (1976). *Volcanoes of the Earth*. Austin: University of Texas Press.

Bullard, M.F. (1979). *Volcanoes and Their Activity*. Cap.2 *Volcanic Activity and human Ecology*. Edited by Sheets D.P and Grayson K.D. New York, London Academic Press.9-45.

Burbach, V.G., Frohlich, C., Pennington, D.W., Matumoto, T. (1984). *Seismicity and Tectonics of the subducted Cocos plate*. J. Geophys. Res. 89, 7719-7735.

Canul-Dzul, R.F., Razo, M.A., y Rocha, L. V. (1983). *Geología e Historia Volcanológica del Volcán Chichonal, Estado de Chiapas*. El Volcán Chichonal 3-22. México: Instituto de Geología. U.N.A.M.

Cantagrel, J.M y Robin C. (1979). *K-Ar dating on eastern mexican volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5, 99-114.

Capra, L., Macías J.L., Siebe, C., y Espíndola, J.M. (1996). *Actividad explosiva del Volcán La Virgen. Complejo Volcánico de Tres Virgenes, Baja California Sur, México*. Memoria del VII Colombiano de Geología. santa Fé de Bogotá, Colombia.

Carrasco-Nuñez, G. (1993). *Structure, eruptive history and some major hazardous events of Citaltépelt Volcano (Pico de Orizaba), México*. Tesis Doctoral. Michigan Technological University.

Cas, R.A.F., y Wright, J.V. (1989). *Volcanic Successions*. London: Uwin & Hyman.

Capaul, W.A. (1987). *Volcanoes of the Chiapas Volcanic Belt, México*.

Unpublished Masters Thesis, Michigan Technological University, 93 p.

CENAPRED. (1992). *VOLCANES*. Fascículo No. 4. México: Centro Nacional de Prevención de Desastres. Secretaría de gobernación.

Chester, D. (1993). *Volcanoes and Society*. Great Britain: Edward Arnold. A division of Hodder and Stoughton.

Damon, P., y Montesinos, E. (1978). *Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, México*. Arizona Geological Society Digest, 11, 155-168.

Decker, R., y Decker, B. (1981). *Volcanoes*. (a series books in Geology). San Francisco: W.H. Freeman and Company.

Decker, R.W., y Decker, B.B. (1991). *Mountains of Fire*. New York: Cambridge University Press.

Demant, A. (1981). *Plio Cuaternary Volcanism of the Santa Rosalia area, Baja California, México*. Geology of Northwestern México and Southern Arizona. Field guides and papers, 295-319. Reunión Anual de la Geological Society of America. Sonora, México: Luc Ortlieb and Jaime Roldán Q.

De La Cruz, V., y Hernández, R. (1985). *Estudio Geológico a semidetalle de la Zona Geotérmica del Volcán Tacaná, Chiapas*. C.F.E: Comisión Federal de Electricidad, (Informe 41/85). México.

De La Cruz-Reyna, S. (1983). *Random Patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima Volcano México*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 55, 51-68.

Díaz, Severo. (1906). *Efemérides del Volcán de Colima*. Según las observaciones practicadas en los observatorios de Zapotitlán y Colima, de 1983 a 1905. México: Secretaria de Fomento.

Duffield, W.A., Tilling, R.I., y Canul, R. (1984). *Geology of El Chichón volcano, Chiapas, México*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 20, 117-132.

Ezcurrea, E. (1990). *De las Chinampas a la Megalópolis*. La ciencia desde México/91.SEP, FCE.

Espíndola, J.M., Medina, F.M., y De los Ríos, M. (1989). *A C-14 age determination in the Tacaná volcano (Chiapas, México)*. Geofísica Internacional., 28-1, 121-128.

Espíndola, J.M. (1990). *Las Catástrofes Geológicas*, México: Instituto de Geofísica , U.N.A.M. Cuaderno #3.

Espíndola, J.M., Macías, J.L., Sheridan, M.F. (1996). *El Volcán Tacaná: Un ejemplo de los problemas en la evaluación del riesgo volcánico*. Quaderni IILA Scienza, No. 6.

Fielder, G., y Wilson, L. (1974). *Volcanoes of the Earth, Moon and Mars*. New York: St. Martin Press.

Galindo, I., Otaola, J.A., y Zenteno, G. (1984). *Atmospheric impact of the volcanic eruptions of El Chichón over México*. Geofísica Internacional. 23-2, 373-383.

Hasenaka, T y Carmichael, I.S.E., (1985) *The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central México: their age, volume and distribution, and magma discharge rate*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 25, 105-124.

Havskov, J., De la Cruz-Reyna, S., Singh, S., Medina, F., y Gutierrez, C. (1983). *Seismic activity related to the March-April, 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, México*. Geophys. Res. Lett, 10, 293-296.

Hoskuldsson, A., y Robin, C. (1993). *Late Pleistocen to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern México*. Bulletin of Volcanology. 55, 571-587.

- Hooper, D.M. (1995). *Computer simulation models of scoria cone degradation in the Colima and Michoacán-Guanajuato volcanic fields, México*. Geofísica Internacional, 34, Núm.3, 321-340.
- Inbar, M., Lugo-Hubp, J., y Villers, R.L. (1994). *The Geomorphological evolution of the Parícutín cone and lava flows, México 1943-1990*. Geomorphology, 9, 57-76.
- Jiménez, Z., Reyes, G., y Espíndola, J.M. (1995). *The July 1994 episode of seismic activity at Colima Volcano, México*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 64, 321-326.
- Kennet, P., y Ross, C.A. (1984). *Aspects of Geology*. G.B/Longman Group.
- Kilburn, Ch., y Luongo, G. (Ed). (1993). *Active Lava*. London: University of London Press.
- Komorowski, J-C., Siebe, C., Delgado, H., Cortes, A., Navarro, C., Galindo, I., y Calderon, G. (1993). *Eruption Sous-Marine, Ile Socorro Archipel des Iles Revillagigedo, Etai du Colima, Mexique*. L' Association Volcanologique Européenne. No.43. Mai, 7-13.
- Lugo-Hubp, J., Martín del Pozzo, A.L., y Vázquez, L. (1993). *Estudio Geomorfológico del Complejo Volcánico de Colima*. Geofísica Internacional, 32, Núm.4, 633-641.
- Lugo-Hubp, J. (1993). *La superficie de la Tierra*. La ciencia desde México/54. Méxio: S.E.P, C.F.E.
- Lugo-Hubp, J. (1990). *El relieve de la República Mexicana*. Instituto de Geología, UNAM. Revista 9 núm. 1, 82-111.
- Lugo-Hubp, J. (1984). *Geomorfología del Sur de la Cuenca de México*. Serie **Varia T,I** Núm.8. México: Instituto de Geografía, U.N.A.M.

Lugo-Hubp, J. (1985). *Los métodos geomorfológicos*. Revista de Geografía. Vol. I. Núm. 1. México: INEGI.

Luhr, F.J., y Carmichael, S.E. I. (1980). *The Colima Volcanic Complex, México*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 71, 343-372.

Macías, J.L., Carrasco, G., y Siebe, C. (1995). *Zonificación de peligros volcánicos del Popocatepetl*. Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. México: Cenapred: Centro Nacional de Prevención de Desastres de la Secretaría de Gobernación y U.N.A.M. 79-91.

Macías, J.L., Espíndola, J.M., Taran, Y., Sheridan, M.F., y García, A. (1997). *Explosive volcanic activity during the last 3,500 at El Chichón volcano, México*. I.A.V.C.E.I. Plenary Assembly. Excursion No.6. Field Guide. Puerto Vallarta México.

Maldonado-Koerdell, M. (1958). *El Volcán Bárcena en la Isla San Benedicto Archipiélago de las Revillagigedo (México)*. Sobretiro de Ciencia Vol.XVIII, núms. 7-8:114-123. México:Revista Hispano-Americana de Ciencias puras y aplicadas.

Martin del Pozzo, y A.L., Medina F. (1981). *Excursión al Volcán de Colima*. Manzanillo Colima: Unión Geofísica Mexicana. 1-30.

Martin del Pozzo, A.L. (1989). *Geoquímica y Paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, U.N.A.M.

Martin del Pozzo, A.L. (1982). *Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, México*. Bulletin Volcanologique, 45, No.1, 9-24.

Martin del Pozzo, A.L., Sheridan, M., Barrera, D., Lugo Hubp, J., y Vázquez, S. (1995). *Potential Hazards From Colima volcano México*. Geofísica Internacional, 34, Núm 4, 363-376.

Macdonald, A. G. (1972). *Volcanoes*. Englewood Cliffs, New Jersey: Perentice Hall Inc.

- Medel, L., y Alvarado L. (1985). *Historia de San Andrés Tuxtla*. Tomo I. Avelar Editores.
- Medina, F. (1983). *Analysis of the eruptive history of the Volcán de Colima, México (1560-1980)*. Geofísica Internacional, 22-2, 157-178.
- Medina, F., Suárez, F., and Espíndola, J.M. (1989). *Historic and Holocene volcanic centers in NW México*. A supplement to the IAVCEI catalogue. Bulletin of Volcanology. Eruptions, 6, 91-93.
- Mercado, R., y Rose, W. (1992). *Reconocimiento geológico y evaluación preliminar de peligrosidad del volcán Tacaná, Guatemala/México*. Geofísica Internacional, 31, 205-237.
- Mooser, F. (1958). *Active volcanoes of México*. Mexico: Instituto de Geología. U.N.A.M.
- Nelson, A. S. (1986). *Geología del Volcán Ceboruco, Nayarit, con una estimación de riesgos de erupciones futuras*. Revista, del Instituto de Geología, U.N.A.M., 6, núm. 2, 1986, 243-258.
- Nelson, A.S. (1990). *Volcanic hazards in México-A summary*. Instituto de Geología, UNAM. Revista 9, núm. 1, 71-81.
- Nelson, A. S., y González-Caver E. (1992). *Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, México*. Bulletin of Volcanology, 55, 85-96.
- Nixon, G.T. (1982) *The relationship between Quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity and structure of the subducted ocean lithosphere*. Bull. Geol. Soc. Amer, 93, 514-523.
- Ollier, C. (1988). *Volcanoes*. New York: Basil Blackwell.
- Ortega, F., Mitre, L.M., Roldán, J., Aranda, J.J., Morán, D., Alaniz, S.A., y Nieto A.F.

(1992). *Texto explicativo de la quinta edición de la carta Geológica de la República Mexicana. Escala 1:2'000.000*. Instituto de Geología, U.N.A.M., Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal.

Pardo, M., y Suárez, G. (1993). *Morphology of the Rivera and Cocos Plate subduction beneath southern México: implications on the location of the Trans Mexican volcanic belt*. Seismological Research-Letters, 64, 15.

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

Rodríguez-Elizarrarás, S., Siebe, C., Komorowski, Espíndola, J.M., y Saucedo, Ricardo. (1991). *Field observations of pristine block-ans ash-flow deposits amplaced April 16-17, 1991 al Volcán de Colima, México*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 48, 399-412.

Sánchez, G. (1981). *Las Islas Revillagigedo*. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, 2, núm.1.

Scott, W. (1993). *Los Peligros Volcánicos*. Cap.2. Los Peligros Volcánicos. Apuntes para un Curso Breve. Nuevo México, U.S.A: Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos, División de Ciencias de la Tierra, UNESCO, Oficina de Asistencia al Exterior en Caso de Desastres de USAID, Servicio Geológico de las Estados Unidos. Cap. 2. 9-24.

Sheets, P., y Grayson, D. (Ed.) (1979). *Volcanic Activity and Human Ecology*. Washington y Colorado:Academic Press.

Siebe, C., Abrams, M., y Macías, J.L. (1995). *Derrumbes Gigantes. Depósitos de Avalancha de Escombros y Edad del Actual Cono del Volcán Popocatépetl México*: UNAM-CENAPRED Centro Nacional de Prevención de Desastres de la Secretaría de Gobernación. 195-220.

- Siebe, C., Abrams, M., y Sheridan, M.F. (1993). *Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano. México: Implications for future hazards*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 59, 1-33.
- Sigurdsson, H. (1987). *Volcanology*. Encyclopedia of Physical Science and Tecnology 14. New York: Academic Press Inc. University Rhode Island.
- Simkin, T., y Siebert, L. (1994). 2ª. Edic. *Volcanoes of the World*. Washington, D.C: Smithsonian Institution.
- Smith, L. A., Roobol, J.M. (1990). *Mt Pelée, Martinique. A study of an active island-arc volcano*. Boulder Colorado/the Geological Society of America
- Stoiber, E.R., y Carr, M.J. (1973). *Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America*. Bull. Volcanol, 37, 1-22.
- Storey, M., Rogers, G., Saunders, A.D., y Terrell, D.J. (1989). *San Quintín volcanic field, Baja California, México: 'within-plate' magmatism following ridge subduction.*, Terra Research, 1, 195-202.
- Tilling, I.R. (1993). *Los peligros volcánicos. Apuntes para un curso breve*. Nuevo México, USA: Organización mundial de Observatorios Vulcanológicos, División de Ciencias de la Tierra, UNESCO, Oficina de Asistencia al Exterior en caso de Desastres de USAID, Servicio Geológico de los Estados Unidos.
- Thorpe, R.S. (1977). *Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern México*. Tectonophysics, 40, T19-T26. Elsevier Scientific Publishing Company,Amsterdan.
- Valdés, C., González, G., Arciniega, A., Guzmán, M., Nava, E., Gutiérrez, C., y Santoyo, M. (1995). *Sismicidad del Volcán Popocatepetl, a partir del 21 de Diciembre de 1994 al 30 de Marzo de 1995*.México: U.N.A.M.- CENAPRED, Centro Nacional de Prevención de Desastres de la Secretaría de Gobernación. 129-138.

Vidal, R., Ortiz, Y., Alvarez, R. (1995) *Población expuesta a desastre en las proximidades del Volcán Popocatepetl*. México: UNAM- CENAPRED, Centro Nacional de Prevención de Desastres de la Secretaría de Gobernación. 99-108.

Viers, Georges. (1978). *Geomorfología*. Elementos de Geografía, Barcelona:Oikos-Tau ediciones.

Williams, H., Mc Birney, A. (1979). *Volcanology*. San Francisco: Freeman, Cooper & Company.

Wood, Ch. A. (1980a). *Morphometric evolution of cinder cones*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 7, 387-413.

Wood, Ch. A. (1980b). *Morphometric analysis of cinder cone degradation*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 8, 137-160.

Wright, J.V., Smith, A. L. y Self, S. (1980). *A workin terminology of pyroclastic deposits*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 8, 315-336.

Yarza de la Torre, E. (1992). *Volcanes de México*. México: U.N.A.M.

Yokoyama, I. (1987). *A Quantitative consideration of several calderas for study of their formation*. Geofísica Internacional, 26, Núm. 4, 487-498.

Yokoyama, I., De la Cruz-Reyna y Espíndola J.M. (1992). *Energy partition in the eruption of El Chichon Volcano, Chiapas, México*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 59, 1-2

REFERENCIAS CARTOGRAFICAS

Cartas topográficas de editadas por la Dirección General de Geografía del I.N.E.G.I. Secretaría de Programación y Presupuesto, ed.1982:

Clave	nombre/carta	escala	ubicación/volecán
G 12 A 35	Santa Agueda	1:250 000	Las Tres Vírgenes
F 13 D 42	Ixtlan	1:250 000	Ceboruco
E 13 B 25	Cd. Guzmán	1:250 000	Colima
E 13 B 35	Cuauhtémoc	1:250 000	Colima
E 14 5	Cuernavaca	1:250 000	Popocatepetl
E 14 B 46	Coscomatepec	1:250 000	Pico de Orizaba
E 15 4	Coatzacoalcos	1:250 000	San Martín
E 15 A 63	Veracruz	1: 50 000	San Martín
E 15 8	Villahermosa	1:250 000	El Chichón
D 15 2	Huixtla	1:250 000	Tacaná
E 15 C 39	Ixhuatan	1: 50 000	El Chichón
E 12-1-2-4-5	Islas Revillagigedo	1: 50 000	Bárcena
14 B 42	Huejotzingo	1: 50 000	2a. edición. 1995.
E 14 B 41	Amecameca	1: 50 000	2a. edición. 1985.

Mapas Turfsticos editados por la Secretaría de Comunicaciones y Transportes.

nombre/mapa	escala	año/edición
Baja California	1:700 000	1993
Colima	1: 50 000	1993
Chiapas	1: 450 000	1993
Jalisco	1: 500 000	1993
Nayarit	1: 300 000	1993
Puebla	1: 300 000	1993
Veracruz	1: 600 000	1993

XI Censo General de Población y Vivienda. Tomo II. Núm. 15. Estado de México. INEGI. 1990.

XI Censo General de Población y Vivienda. Tomo II. Núm. 21. Puebla. INEGI. 1990.

Atlas Nacional de México. Vol.2. Clasificaciones Naturales de México 1. IV.10.1. Instituto de Geografía, UNAM. Año 1990.

Atlas Nuevo Porrúa de la República Mexicana, 1993. Enriqueta García y Zaida Falcon. Novena edición, México: Porrúa.

REFERENCIAS DE IMAGENES

El Chichón, volcán. (vista completa).

http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/volc_images/north_america/mex

El Chichón volcán. (caldera).

http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/volc_images/north_america/mex

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- Allégre, C. (1988). *The Behavior of the Earth, Continental and Seafloor Mobility*. Cambridge, Massachusetts and London: Harvard University Press.
- Abrams, M. J., y Siebe, C. (1994). *Cerro Xapalasco: an unusual tuff with multiple explosion craters in Central México (Puebla)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63, 183-189.
- Dictionary of Geography., W.G. Moore., Penguin Books 1979.
- Dictionary of Geological Terms. (1976). 4a. edic. Garden City, New York: Anchor Press/Doubleday.
- Diccionario de Geología y Ciencias Afines. (1957). Chicarro y Novo. Barcelona: Labor. Tomo I y Tomo II.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U. (1984). *Pyroclastics Rocks*. Alemania: Springer-Verlag.
- Francis, P. (1993). *Volcanoes. A planetary perspective*. Oxford: Oxford University Press.
- Hasenaka, T. (1994). *Size distribution and magma output rate for shield volcanoes of Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central México*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 63, 13-31.
- Holmes, Arthur. (1952). *Geología Física*. Barcelona: Omega. 8 de.
- López, R. E. (1980). *Geología de México*. 2a.ed. Tomos II y III. México.
- Lugo-Hubp, J. (1989). *Diccionario Geomorfológico*. México: U.N.A.M.
- Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., y Zamorano-Orozco, J. (1994). *Geomorfolología de la Sierra Santa Catalina. D.F., México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11, 1, 43-52. México. Instituto de Geología, U.N.A.M.

Lugo-Hubp. J., y Martínez L. V.M. (1980). *La disección del relieve en el sur de la Cuenca de México y porciones adyacentes*. México: Boletín del Instituto de Geografía, núm. 10, 55-64. UNAM.

McBirney, A. (1993). *Igneous Petrology*. London: Jones and Bartlett Publishers.

Volcano, Planet Earth. (1982). Alexandria, Virginia: Time Life books editors.

Murase, T., y McBirney, A. (1973). *Properties of Some Common Igneous Rocks and Their Melts at High Temperatures*. Geological Society of America Bulletin, 84, 3563-3592.

Mursky, G. (1996). *Introduction to Planetary Volcanism*. Prentice Hall.

Pollack, J., Owen, B.T., Sagan, C., Summers, A., Baldwin, B., y Van Camp, W. (1976). *Volcanic Explosions and Climatic Change: A Theoretical Assesment*. Journal of Geophysical Research. Vol.81, Núm 6. 1071-1083.

Sagan, C. (1981). *El Cerebro de Broca*. Barcelona: Grijalvo.

Strahler, A. (1987). *Geología Física*. Barcelona: Omega.

Tamayo y Tamayo, M. (1990). 3ª reimpresión. *El proceso de la investigación científica*. México: Limusa.

Wilson, C.J.N. (1980). *The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 8, 231-249.

Wohletz, K., y Heiken, G. (1992). *Volcanology and Geothermal Energy*. Berkeley, Los Angeles, Oxford: University of California Press.



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y ATMÓSFERA
COLEGIO DE GEOGRAFÍA