



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Modelación de Dispersión de Cenizas Volcánicas para una Erupción Pliniana en el Volcán Popocatepetl

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

F Í S I C A

PRESENTA

AZUCENA MARÍA HERNÁNDEZ VULPES



Director:
Dr. Juan Manuel Espíndola Castro.

Ciudad Universitaria

2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

1. Datos del alumno
Hernández
Vulpes
Azucena María
57620138
Universidad Nacional Autónoma de
México
Facultad de Ciencias
Física
406073442

2. Datos del tutor
Dr.
Juan Manuel
Espíndola
Castro

3. Datos del sinodal 1
Dr.
Luis
Quintanar
Robles

4. Datos del sinodal 2
Dra.
Claude
Thions
Chaudy

5. Datos del sinodal 3
Dr.
Jose Luis
Arce
Saldaña

6. Datos del sinodal 4
Dra.
Beatriz Elizabeth
Fuentes
Madariaga

7. Datos del trabajo escrito.
Modelación de Dispersión de Cenizas Volcánicas para una Erupción Pliniana en
el Volcán Popocatepetl
Título
91 p
2014

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mis padres **Gerardo Hernández García y Rosalinda Vulpes Vargas**, a quienes jamás encontraré la forma de agradecer su incondicional amor, cariño, apoyo, comprensión, orientación, confianza y esfuerzo esperando que comprendan que mis logros son también suyos e inspirados en ustedes, hago de este un triunfo y quiero compartirlo por siempre con ustedes, porque gracias a esto he llegado a realizar dos de mis más grandes metas en la vida. La culminación de mi carrera profesional y el hacerlos sentirse orgullosos de esta persona que tanto los ama. GRACIAS por guiar mi vida con amor y felicidad, esto ha hecho que sea lo que soy.

A mis hermanos **Dudu, Rosson, Chely y Gerald** por ser una parte muy importante de mi historia y fueron responsables de muchos de los momentos más hermosos, que nunca he de olvidar y aunque nuestras vidas año con año van tomando rumbos diferentes siempre estarán en mi corazón. Los amo.

A mi **Alita** quien sé que me cuida y sigue a mi lado.

A **Damian Tuleja** por dibujar todos los días una gran sonrisa en mi rostro, por cuidarme, apoyarme, por intentar entenderme aunque no fuera fácil, por alimentar de amor mi corazón cada día. Dziękuję Ci, moje życie jest pełne magii. Kocham Cię Da!

A **Dorita** por cuidar de mí, brindarme su compañía que tanto me ayuda, su comprensión y ayuda incondicional, mi estadía hubiera sido muy triste sin usted. Gracias.

A **Isabel** quien siempre me dio ánimos y me brindo su compañía en momentos difíciles.

A mis amigas de la infancia **Marilyn, Yoss y Diana** quienes han sido un gran apoyo y soporte durante estos 22 años de amistad y que en momentos difíciles siempre me brindaron los consejos necesarios para ver las cosas de la mejor manera y que quiero mucho pues son tres hermanas más para mí. Mil gracias.

A mis amigos de la facultad **Gaby, Neff, Lauro, Martha, Balam, Rodrigo, Pablito** quienes me ayudaron a sobre llevar el cambio, me brindaron su amistad sincera en buenos y malos momentos y siempre me proveyeron de sonrisas, alegrías y apoyo. Mil gracias, siempre los llevare en mi corazón y espero no perdamos contacto.

A mi director de tesis, **Dr. Juan Manuel Espindola Castro** por la oportunidad de realizar este proyecto, quien con sus conocimientos, su experiencia, su paciencia y tiempo me guio y dirigió en la elaboración de esta tesis.

A mis sinodales **Dr. Luis Quintanas, Dra. Claude Thions, Dra. Beatriz Fuentes y al Dr. José Luis Arce** por su tiempo, ayuda y orientación.

A la **Lic. Lourdes Godinez Calderón** del Instituto de Geografía por apoyarme y ayudarme en la obtención y asesoramiento de la clasificación de datos y mapas.

Al **Servicio Meteorológico** por poner los datos a nuestra disposición.

ÍNDICE

RESUMEN

INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO 1 GENERALIDADES SOBRE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y EL VOLCANISMO EXPLOSIVO 1

1.1 Los volcanes y su actividad 1

1.2 Erupciones volcánicas y estilo eruptivo 2

1.3 Magnitud de las erupciones volcánicas: el índice VEI 6

1.4 Formas de volcanes 7

1.5 Mecanismos Eruptivos 9

1.5.1 Erupciones efusivas 10

1.5.2 Erupciones explosivas 11

1.6 Dinámica de una columna eruptiva..... 15

1.7 Tipos de depósitos piroclásticos 17

1.7.1 Depósitos Piroclásticos..... 17

1.7.1.1 Depósitos piroclásticos de caída 18

1.7.1.2 Coladas piroclásticas..... 19

1.7.1.3 Oleadas piroclásticas 22

1.7.3 Depósitos piroclásticos de comportamiento masivo..... 25

CAPÍTULO 2. EL POPOCATÉPETL Y SU ACTIVIDAD 26

2.1 Estudios previos 29

2.2 Destrucción del antiguo cono del volcán Popocatepetl 30

2.3 Construcción del presente cono 30

2.4 Erupción Treatoplinaiana aprox. 14.000 años.
(Pómez con Andesita o Tutti Fruti) 31

2.5 Recientes erupciones Plinianas 31

2.6 Efectos de las erupciones plinianas	32
2.7 La erupción 1994–2007	33
2.8 Fases constructivas del edificio del Popocatépetl	34
CÁPITULO 3. MODELO DE ADVECCIÓN DIFUSIÓN DE SUZUKI.....	35
3.1 Consideraciones básicas del modelo de Suzuki	35
3.2 Velocidad de asentamiento atmosférico de partículas piroclásticas .	37
3.3 Difusión de partículas volcánicas de la columna de erupción	39
3.4 Integración numérica	41
CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y ANÁLISIS	42
4.1 Método de análisis	42
4.2 Resultados.....	50
4.2.1 Mapas de isopacas para una posible erupción pliniana del volcán Popocatépetl.....	50
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS	
ÁPENDICE	

RESUMEN

En el presente trabajo se muestra cómo la dispersión de cenizas en la atmósfera debida a una erupción explosiva, con formación de columnas o plumas mayores a los 5 km, es uno de los problemas más importantes de la vulcanología física. Aunque el problema real es muy complejo, los rasgos principales del mismo son capturados por un modelo de difusión en el que se considera que la mezcla de cenizas y aire caliente son dispersados durante un periodo dado por el tiempo de asentamiento de las partículas de los sólidos contenidos en la mezcla. El tiempo de asentamiento esta dado por el tamaño del grano y su densidad. El modelo así expuesto es resuelto numéricamente por medio de un código de computadora en lenguaje de programación FORTRAN basado en las soluciones propuestas por Suzuki (1983). Por medio del análisis de datos de viento y la aplicación del código de computadora, este procedimiento permitió obtener la capa de cenizas acumuladas en un punto dado como función de la distancia al centro de dispersión en términos de las velocidades del viento, con la altura de la columna variada desde 5 km hasta 40 km y la distribución del tamaño de diámetros en la columna. El estudio anterior se complementa con el análisis y realización de mapas para la obtención de posibles mapas de riesgo en caso de una erupción dada en el Popocatepetl como apoyo en protección civil.

INTRODUCCIÓN

La aparición de un volcán en un determinado lugar y momento no se debe al azar, sabemos que el volcanismo es una manifestación superficial de los mismos procesos energéticos endógenos que han actuado desde la constitución del planeta, configurando la actual distribución de océanos y continentes, y que han determinado su evolución. Se trata por lo tanto de un fenómeno con gran trascendencia en la historia de la Tierra. Sin embargo, el interés que despierta el volcanismo en nuestra sociedad no se debe tanto a la relevancia geológica del fenómeno volcánico, como a sus facetas destructivas como generador de una de las denominadas catástrofes o desastres naturales. (Araña, V. 2000)

Esta es una de las razones por las que los volcanes se han vuelto objeto del estudio científico que ha dado lugar a una disciplina: la vulcanología o vulcanología, que con el objeto de conocer los volcanes, y más generalmente el volcanismo, utiliza los recursos de las disciplinas básicas, sobre todo de la geología, la física y la química.

El tema del volcanismo es muy amplio y su estudio está determinado por el punto de vista del investigador. Por su impacto en la sociedad y por la cantidad de fenómenos físicos y químicos que intervienen en el estudio de las erupciones volcánicas, éstas ocupan un lugar central en la vulcanología. La dinámica de las erupciones de columnas volcánicas, en particular, han sido estudiadas extensivamente en los recientes años, utilizando observaciones detalladas de erupciones particulares y aplicando sofisticados modelos teóricos, dando lugar a considerables avances en nuestros conocimientos de este fenómeno tan complejo. Durante las pasadas dos décadas, un número de violentas erupciones explosivas han sido bien documentadas. Estas observaciones han revelado muchos de los procesos fundamentales envueltos en la formación de columnas de erupciones explosivas y proveen de importante información para la predicción de modelos teóricos.

Las características de una erupción explosiva antigua también pueden ser estimadas a través de modelos teóricos aplicados a la interpretación de la distribución de los productos fragmentados de una erupción, en general llamados **piroclastos**. Un propósito en el estudio de depósitos piroclásticos es pues, la reconstrucción de las erupciones que los produjeron. Tal reconstrucción procura determinar las propiedades y la

dinámica de la columna eruptiva y los procesos a partir de las propiedades observadas en un depósito de piroclastos.

México es un país de muchos volcanes. Se han llegado a contar un poco más de 2000 en el territorio mexicano.(Ramos, V. 2012) La mayoría de estos volcanes ya no son activos y no representan algún peligro. Los principales volcanes activos son: Tres Vírgenes en Baja California Sur, Bárcena y Everman en las islas Revillagigedo, Ceboruco en Nayarit, La Primavera en Jalisco, el Volcán de Colima en la frontera de Jalisco y Colima, **el Popocatépetl** en los estados de México y Puebla, el Citlaltepétl ó Pico de Orizaba en los estados de Puebla y Veracruz, el San Martín Tuxtla en Veracruz, y el Chichón y Tacaná en Chiapas. Existen más volcanes de los cuales se conoce poco de su nivel de actividad pero los anteriormente señalados presentan las más altas probabilidades de erupción en el futuro. Entre estos el Popocatépetl es de particular importancia ya que se encuentra en entre los estados de México y Puebla, zonas de la más alta densidad de población en el país.

OBJETIVO

El presente trabajo tiene como propósito presentar un modelo computacional como una herramienta para la simulación de la distribución de los productos volcánicos emitidos en una erupción a partir de la distribución de velocidades del viento, de la distribución de tamaños de grano y otros parámetros que determinan las características de una erupción pliniana para una posible erupción del Popocatépetl, cuya ubicación en los límites territoriales de los estados de Morelos, Puebla y México lo convierten en un volcán de alto riesgo. Un modelo de estas características es esencial para la creación de escenarios eruptivos que coadyuven a la estimación del riesgo volcánico por una erupción futura, así como para estimar las características que tuvo una erupción pasada. En este trabajo el modelo propuesto es aplicado a una posible erupción del volcán Popocatépetl. Uno de los elementos fundamentales en la distribución de piroclastos es la velocidad del viento en los estados de México y Puebla, por lo que se utilizan los datos de 2012 proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional. En este trabajo se presentan los fundamentos teóricos de este modelo, la metodología de aplicación y el análisis e interpretación de los datos y resultados.

CAPÍTULO 1 GENERALIDADES SOBRE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y EL VOLCANISMO EXPLOSIVO

1.1 Los volcanes y su actividad

Los volcanes representan poderosos fenómenos de la naturaleza. Siempre han impresionado al hombre, pues producen, a la vez, admiración y temor por su grandeza y los desastres que ocasionan. En nuestro país el interés por los volcanes data de tiempos prehispánicos, quizás desde que nuestros antepasados escogieron el territorio actual de México como su habitat, pues México cuenta con un gran número de volcanes.

La morfología volcánica halla su origen en el fenómeno volcánico que la origina, ya que resulta de la acumulación de materiales arrojados con diferentes grados de violencia desde el seno terrestre. Un **volcán** (del dios mitológico Vulcano) es un conducto que pone en comunicación directa la parte superior de la corteza sólida con los niveles inferiores de la misma. Es, básicamente, una estructura geológica en la superficie del planeta por la cual emerge magma en forma de lava y/o fragmentos sólidos (piroclastos) y gases magmáticos. El **magma** es roca fundida, que contiene gases y cristales; originados en el manto. El magma proviene de reservorios designados como **cámaras magmáticas** donde los materiales se encuentran fluidos y a altas presiones y temperaturas. Tales cámaras, se encuentran a varias decenas de kilómetros bajo la superficie y acumulan cantidades de materiales en un amplio intervalo de volúmenes. El ascenso del material hasta la superficie ocurre en episodios de actividad paroxísmica denominados «erupciones», la cuales pueden variar en intensidad, duración y frecuencia. Durante las mismas el magma emerge como flujos continuos de lava, o una mezcla de gases y fragmentos sólidos que varían en tamaño de varios metros a sub-milimétricos. Los productos de la erupción se acumulan alrededor de la ventana de emisión y van formando una estructura geológica que puede ser un campo de lava, un cono o, eventualmente una montaña. (Araña, V., López, J. 1974)

Por lo general, los volcanes se forman en los límites de las placas tectónicas, aunque hay excepciones llamados volcanes de puntos calientes o *hot-spots* ubicados en el interior de las placas, ó en zonas de adelgazamiento de la corteza.

Es conveniente definir ciertos términos que son ampliamente utilizados en el lenguaje general pero que en ocasiones son mal utilizados. Un **volcán** consta de un **edificio volcánico**, compuesto por los materiales que se acumulan sobre la superficie terrestre y un conducto, llamado **chimenea**, por cuyo medio emerge, de manera temporal o sucesiva, el magma del interior de la Tierra. La boca del conducto es un orificio a menudo en forma de embudo, llamado **cráter**. Alrededor del cráter se acumulan parte de los materiales arrojados, que entonces constituyen el edificio. El edificio es a veces alargado y generalmente en forma cónica. Estos edificios volcánicos reflejan las sucesivas etapas de actividad del volcán, por estar formados por los materiales que este ha expulsado a lo largo de su historia. Un volcán poligenético es denominado activo si presenta o ha presentado actividad en los últimos 50,000 años, cuando en su estado presente no muestra actividad se dice que se encuentra en estado de reposo, de otra forma se dice que se encuentra en una fase activa. El periodo de 50,000 se ha puesto como límite porque es el que nos permite resolver el método de radiocarbono y se han observado volcanes con ese orden de edad entrar en fase activa después de centurias de reposo. (Araña, V.,Lopes, J. 1974)

1.2 Erupciones volcánicas y estilo eruptivo

Como se ha señalado, las erupciones volcánicas presentan una variedad de formas en las que se emite el material. Las características de una erupción, es decir su explosividad, las particularidades físicas del material emitido y los fenómenos físicos que las activan, provienen del juego de dos factores: la viscosidad del magma y su contenido de gases. La viscosidad del magma es a su vez función de su composición química y su temperatura. El juego entre estos factores da lugar a dos grandes tipos de erupciones que se conocen como efusivas y explosivas caracterizadas, las primeras, por la emisión de material en estado fluido y relativamente pocos gases y la segunda por una gran cantidad de gases liberados explosivamente. Entre estos dos extremos existe un espectro casi continuo de tipos de erupciones llamados **estilos de erupción**.

La clasificación de los estilos de erupción se debe originalmente al científico italiano Giuseppe Mercalli, mejor conocido por su escala de

Intensidad Sismica. Mercalli inició la práctica de nombrar los diferentes tipos de erupciones volcánicas dependiendo de los lugares donde son más comunes; en un orden de menor a mayor explosividad estas erupciones tipo son conocidas como: *Hawaiana*, *Islandesa*, *Estromboliana*, *Vulcaniana*, *Peleana*, *Pliniana* y *Ultrapliniana* (Fig. 1.1). Los dos últimos no fueron nombrados debido a su ubicación, sino en honor a Plinio el joven, escritor romano quien hizo una de las más antiguas y veraces descripciones de una erupción volcánica; la del Vesubio ocurrida el año 79 DC. Algunos vulcanólogos gustan agregar las mencionadas erupciones islandesas a la clasificación, aunque otros consideran que son un subconjunto de las erupciones hawaianas. Otros agregan las erupciones *hidromagmáticas* - causadas por la interacción de magma y agua - de carácter independiente así como las erupciones conocidas como *freáticas* que son aquellas producidas igualmente por interacción de magma y agua pero en las que no se arroja material juvenil. (Lopes, R. 2011)



Figura 1.1 Tipo de erupciones volcánicas.

A continuación se describen con cierto detalle los diferentes estilos de erupción (Lopes, R., 2011):

Hawaiano: Sus lavas son bastante fluidas, sin que tengan lugar desprendimientos gaseosos explosivos; estas lavas se desbordan cuando rebasan el cráter y se deslizan con facilidad por la ladera del volcán,

formando verdaderas corrientes que recorren grandes distancias. Por esta razón, los volcanes de tipo hawaiano son de pendiente suave. Algunas partículas de lava, al ser arrastradas por el viento, forman hilos cristalinos que los nativos llaman cabellos de la diosa Pelé (diosa del fuego). Son bastante comunes en todo el planeta.

Estromboliano: Este tipo de volcán recibe el nombre del Stromboli, volcán de las islas Lípari (mar Tirreno), al Norte de Sicilia. Se originan cuando hay alternancia de los materiales en erupción, formándose un cono estratificado en capas de lavas fluidas y materiales sólidos. La lava es fluida, desprendiendo gases abundantes y violentos, con proyecciones de escorias, bombas y lapilli. Debido a que los gases pueden desprenderse con facilidad, no se producen pulverizaciones o cenizas. Cuando la lava rebosa por los bordes del cráter, desciende por sus laderas y barrancos, pero no alcanza tanta extensión como en las erupciones de tipo hawaiano.

Vulcaniano: Del nombre del volcán Vulcano en las islas Lípari. Se desprenden grandes cantidades de gases de un magma poco fluido, que se consolida con rapidez; por ello las explosiones son muy fuertes y pulverizan la lava, produciendo mucha ceniza, lanzada al aire acompañadas de otros materiales fragmentarios. Cuando la lava sale al exterior se solidifica rápidamente, pero los gases que se desprenden rompen y resquebrajan su superficie, que por ello resulta áspera y muy irregular, formándose lavas de tipo Aa. Los conos de estos volcanes son de pendiente muy inclinada.

Pliniano o vesubiano: Nombrado así en honor a Plinio el Joven, difiere del vulcaniano en que la masa emitida es mucho mas grande –del orden de 0.5 a 10 ó mas km³ de roca densa equivalente- y una gran cantidad de gases en magmas en general muy viscosos por lo que resultan en erupciones muy violentas. Forma nubes ardientes que, al enfriarse, producen precipitaciones de cenizas, que pueden llegar a sepultar ciudades, como ocurrió con Pompeya y Herculano en el caso de la erupción del Vesubio en el año 79 de nuestra era. Otros volcanes que han presentado erupciones de tipo pliniano en fechas recientes son el Pinatubo en Filipinas y en nuestro país el Chichón. El Popocatepetl como veremos ha presentado en su historia erupciones de este tipo.

Freato-magmático o surtseyano: Los volcanes de tipo freato-magmático se encuentran en aguas someras, o presentan un lago en el interior del cráter, o en ocasiones forman atolones. Sus explosiones son extraordinariamente violentas ya que a la energía propia del volcán se le suma la expansión del vapor de agua súbitamente calentado. Normalmente no presentan emisiones lávicas ni extrusiones de rocas. Algunas de las mayores explosiones freáticas son las del Krakatoa, el Kilauea y la Isla de Surtsey.

Peleano: De los volcanes de las Antillas es célebre la Montaña Pelada, ubicada en la isla Martinica, por su erupción de 1902, que destruyó su capital, Saint-Pierre. La lava es extremadamente viscosa y se consolida con gran rapidez, llegando a tapar por completo el cráter formando un pitón o aguja; la enorme presión de los gases, sin salida, provoca una enorme explosión que levanta el pitón, o bien destroza la parte superior de la ladera. Así ocurrió el 8 de mayo de 1902, cuando las paredes del volcán cedieron a tan enorme empuje, abriéndose un conducto por el que salieron con extraordinaria fuerza los gases acumulados a elevada temperatura y que, mezclados con cenizas, formaron la nube ardiente que ocasionó 28.000 víctimas.

Erupciones submarinas: En el fondo oceánico se producen erupciones volcánicas cuyas lavas, si llegan a la superficie, pueden formar islas volcánicas. Las erupciones suelen ser de corta duración en la mayoría de los casos, debido al equilibrio isostático de las lavas al enfriarse, entrando en contacto con el agua, y por la erosión marina. Algunas islas actuales como las Cícladas (Grecia), tienen este origen.

Erupciones fisurales: Se originan en una larga dislocación de la corteza terrestre, que puede ser desde apenas unos metros hasta varios km. La lava que fluye a lo largo de la rotura es fluida y recorre grandes extensiones formando amplias mesetas, con 1 ó más km de espesor y miles de km². Un ejemplo de vulcanismo fisural es el que dio origen a las mesetas del Decánas en India.

1.3 Magnitud de las erupciones volcánicas: el índice VEI

Recientemente, los vulcanólogos han desarrollado una medida relativa para la clasificación del tamaño de las erupciones, el índice VEI (por sus siglas en inglés: Volcanic Explosivity Index) ó Índice de Explosividad Volcánica, que es una escala de 0 a 8 (**Fig.1.2**). Desgraciadamente el VEI de una erupción no es un número preciso, se deriva de las descripciones de observadores, así como información sobre el volumen y tipo de material en la erupción y la altura de la columna de erupción sobre el volcán. La razón de esto se debe a que en una erupción volcánica la energía es repartida de numerosas formas y a lo largo de periodos desiguales de tiempo. Parte de la energía es térmica, sísmica, sónica, de fragmentación del material, entre otras; sin embargo, existe una somera correlación con la masa emitida y la explosividad de las mismas, la escala VEI aparece a continuación: (Araña, V.,Lopes, J. 1974)

IEV	Clasificación	Descripción	Altura columna eruptiva	Volumen material arrojado	Periodicidad	Ejemplo	Total erupciones históricas
0	Erupción hawaiana	no-explosiva	< 100 m	> 1000 m ³	diaria	Kilauea	-
1	Erupción stromboliana	ligera	100-1000 m	> 10.000 m ³	diaria	Stromboli	-
2	Erupción vulcaniana/ stromboliana	explosiva	1-5 km	> 1.000.000 m ³	semanal	Galeras, 1993	3477
3	Erupción Vulcaniana (sub-pliniana)	violenta	5-15 km	> 10.000.000 m ³	anual	Nevado del Ruiz, 1985	868
4	Vulcaniana (sub-pliniana)/ pliniana	cataclísmica	10-25 km	> 0,1 km ³	cada 10 años	Galunggung, 1982	278
5	Pliniana	paroxística	> 25 km	> 1 km ³	cada 100 años	St. Helens, 1980	84
6	Pliniana/ Ultra-Pliniana (krakatoana)	colosal	> 25 km	> 10 km ³	cada 100 años	Krakatoa, 1883 Santa María, 1902	39
7	Ultra-Pliniana (krakatoana)	super-colosal	> 25 km	> 100 km ³	cada 1.000 años	Tambora, 1815 Maipo, 500.000 a. C.	4
8	Ultra-Pliniana (krakatoana)	mega-colosal	> 25 km	> 1000 km ³	cada 10.000 años	Toba, 69.000 a. C.	1

Figura 1.2 Clasificación del Índice de Explosividad Volcánica.

Como puede advertirse las erupciones plinianas ocupan los lugares de mayor VEI.

1.4 Formas de volcanes

La forma de un edificio volcánico se deriva de la composición del magma y por lo tanto del tipo predominante de erupción (Fig. 1.3). Los geólogos planetarios suelen utilizar la forma de volcanes para inferir el tipo de erupción y la posible composición del magma en otros planetas, donde - por motivos obvios - las muestras de lava no son asequibles. (Lopes, R. 2011)

Los volcanes no siempre producen montañas o conos: erupciones efusivas, tales como el tipo hawaiano e islandés, producen muchos flujos de lava que a menudo salen de muchas fisuras en lugar de una sola chimenea o conducto. Si el flujo de lava es fino, abundante y se extiende sobre largas distancias, se formará una colada de lava formando planicies. Si el flujo de lava de las erupciones de tipo hawaiana o islandés siguen acumulándose, eventualmente producirá un "**volcán en escudo**" (nombrado por su forma, como un escudo de guerrero). Algunos volcanes están relacionados con grandes cráteres llamados calderas, formadas tras la descarga de grandes cantidades del magma de cámaras magmáticas relativamente superficiales que dejan el techo de la cámara sin apoyo y causando su colapso.

En casos raros, el magma es viscoso pero contiene poco gas, por lo que la lava sale con lentitud relativa y forma un "**domo de lava**". Los domos de lava son relativamente pequeños en comparación con los otros tipos de volcán, raramente superiores a cien metros de altura. Sus flancos son mucho más empinados, generalmente se inclina de 25 a 30 grados, que los volcanes en escudo, que típicamente son inclinados de 4 a 8 grados.

Las erupciones explosivas medianas como lo son las estrombolianas, forman un cono pequeño, con empinadas ceniza alrededor de la chimenea, este es construido a partir de los fragmentos de lava de diverso tamaño entre las cuales se encuentran las llamadas bombas. Los conos estrombolianos a menudo son monogenéticos, aunque las erupciones pueden durar muchos años (o, en el caso de Estrombolianos, milenios.) Debido a que la caída de fragmentos de lava tiende a acumularse alrededor de la chimenea, la mayoría de los conos tienen pendientes empinadas y bastante uniformes. Algunos conos pueden ser bastante largos como: los estrombolianos que tienen 924 metros de altura, Sunset Cráter en Arizona

y Parícutín en México, son ejemplos de volcanes estrombolianos. Los conos de ceniza son del tipo más generalizado del volcán en la tierra.

Las erupciones más explosivas, como son las vulcanianas, peleanas y plineanas, producen grandes cantidades de piroclastos. Ellos producen conos, similares a los tipos Estrombolianos pero también puede tener flujos de lava, dando lugar a volcanes de forma clásica. Estos volcanes, formados por la combinación de lahares de lava y piroclastos, se llaman **Estratovolcanes** o **volcanes compuestos**.

Aunque los estratovolcanes son majestuosos y grandes, son generalmente mucho más pequeños en volumen que los volcanes en escudo. La hermosa forma inclinada de muchos estratovolcanes es causada por la evolución de la actividad volcánica, dependiendo de cómo el volcán va creciendo. Cuando estos volcanes son jóvenes, sus erupciones tienden a venir de un solo conducto central, a medida que envejecen, la fractura se puede abrir en los flancos inferiores, de donde los flujos de lava emergen. Las erupciones explosivas todavía suceden en la cumbre y, gradualmente, el cono de la cumbre se vuelve más empinado en relación a las laderas más bajas. La erosión modifica también los perfiles del volcán: la ceniza es fácilmente erosionable más que la lava y la erosión quita el material de las laderas superiores y lo deposita alrededor de la base, aplanando las laderas más bajas. No todos los estratovolcanes tienen la misma simetría: cuando un volcán tiene erupciones muy grandes plinianas o ultraplinianas, la cima del volcán puede colapsar en una caldera, "cortando la parte superior" del volcán.

El número y la forma de chimeneas tienen una influencia significativa en la forma de un volcán. Un volcán con más de una chimenea mayor puede convertirse en un volcán complejo y a veces dos chimeneas emiten materiales simultáneamente dando origen a un complejo volcánico. (Lopes, R. 2011)

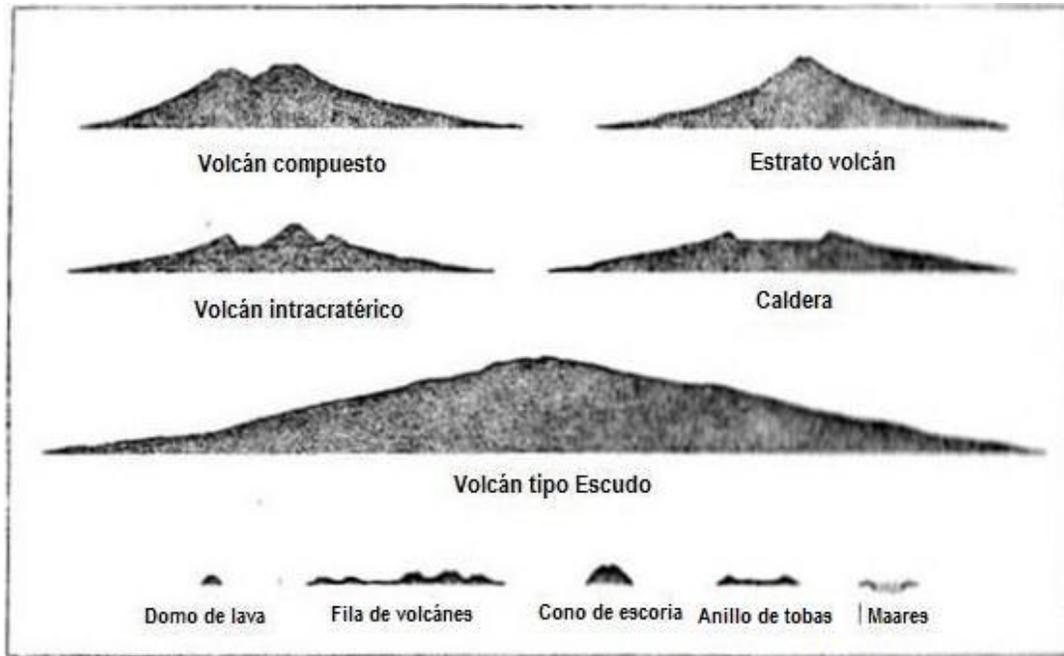


Figura 1.3 Imagen de las diferentes formas de volcanes (Lopes, R., 2011).

1.5 Mecanismos Eruptivos

Uno de los factores que determina la forma de erupción explosiva o pácifica de la salida del magma es el contenido de gases disueltos en el magma, entre los cuales los más abundantes son el vapor de agua, el dióxido de carbono y el dióxido de azufre. Los volcanes frecuentemente son coronados por una pluma de gas (en la mayoría de los casos compuesta fundamentalmente de vapor de agua) y a menudo exhalan con un agresivo olor a huevo podrido debido al ácido sulfhídrico que pueden emitir. Conforme el magma se eleva hacia la superficie, la temperatura y la presión externas decrecen haciendo posible la formación de burbujas de gas. La manera en que estas burbujas salen del magma determina la explosividad de una erupción. A continuación se describen más detalladamente los factores que determinan el estilo de la erupción.

1.5.1 Erupciones efusivas

La condición principal para que se produzca una erupción efusiva es que el contenido en volátiles separados del líquido dentro del conducto magmático, inmediatamente antes de la erupción y del magma durante la erupción, sea suficientemente bajo como para impedir el aumento de presión del gas contenido en las burbujas, el cual podría causar la fragmentación explosiva del magma.

Con la posible excepción de algunos magmas básicos y ultrabásicos, la mayoría de los magmas que entran en erupción pueden contener potencialmente suficientes volátiles como para que la erupción sea explosiva. Sin embargo, algunos centros basálticos son la excepción a esta regla, ya que su contenido en volátiles es muy bajo. Asimismo, algunos magmas ricos en volátiles también pueden dar lugar a erupciones efusivas si se produce una desgasificación previa suficiente para impedir el aumento de la presión de vapor. Esto puede ser debido a dos causas distintas:

a) Por un escape directo de los gases que se están separando del líquido, ya sea gradualmente a través de la boca de emisión, de fumarolas, o más rápidamente a través de erupciones episódicas de vapor;

b) O por una fase explosiva previa durante la cual han sido extraídos la mayoría de los volátiles de la cámara magmática.

Los materiales volcánicos más característicos de las erupciones efusivas son las coladas de lava. La morfología de las lavas depende de su viscosidad, del volumen de material emitido, de la pendiente topográfica del edificio volcánico y del medio en que se emplazan. Las lavas básicas, como, por ejemplo, los basaltos, son muy fluidas y pueden dar lugar a coladas de gran extensión. Por el contrario, las lavas derivadas de magmas ácidos, como, por ejemplo, las dacitas y riolitas, son muy viscosas y normalmente se acumulan sobre la misma boca eruptiva dando lugar a domos, y en casos extremos, en que emergen prácticamente solidificadas, a las llamadas espinas volcánicas.

Cuando las lavas (generalmente basálticas) fluyen hasta detenerse muy calientes (1.000°C) y fluidas, presentan una superficie lisa que ocasionalmente está arrugada o plegada (lavas cordadas). Estos pliegues o

arrugas son perpendiculares a la dirección del flujo y se originan por la existencia de pequeñas turbulencias en el interior de la colada. En otros casos la superficie de la colada es áspera e irregular (malpaís) y está constituida por pequeños bloques que se forman debido a una fragmentación continua de la corteza superficial ya enfriada pero todavía en movimiento. Cuando los fragmentos son de gran tamaño se denominan coladas en bloques.

Estas distintas morfologías que pueden presentar la superficie de las coladas de lava no se excluyen mutuamente, sino que una misma colada puede presentar tramos con diferentes morfologías superficiales. Así, es frecuente observar cómo una colada presenta un tramo inicial de superficie lisa, seguido por un tramo con morfología de lava cordada que progresivamente se hace más irregular hasta convertirse en un verdadero malpaís.

Durante su enfriamiento las lavas experimentan una fuerte contracción y se crea un sistema de fracturas que, cuando el enfriamiento es lento, se disponen perpendicularmente al techo de la colada, dando lugar a una típica disyunción columnar. Cuando el enfriamiento es rápido estas fracturas se disponen paralelamente a la base produciendo una disyunción en lajas.

Las coladas de lava submarinas se comportan de forma distinta a las subaéreas, especialmente durante el proceso de enfriamiento. Cuando las lavas entran en contacto con el agua se torna una delgada capa vítrea, más o menos plástica, que envuelve al material fundido. Si continúa fluyendo magma desde el centro emisor, esto provoca un empuje en la colada que ocasiona la separación en el frente de la misma de unas bolsas que se separan y ruedan por la pendiente topográfica, dando lugar a unas acumulaciones que se conocen como lavas almohadilladas.(Martin, J, 1989)

1.5.2 Erupciones explosivas

Las erupciones explosivas más violentas se asocian a magmas muy diferenciados. La energía y características de las erupciones plinianas dependen de diversos factores, como son la cantidad de gases disueltos en

el magma, la reología del magma, la forma y dimensiones de la boca de emisión y, especialmente, del volumen de magma extruido. Estas erupciones se caracterizan por la formación de una columna eruptiva vertical, constituida por gases y piroclastos, de varias decenas de kilómetros y que presenta una típica forma de hongo o paraguas.

En estas erupciones un volumen considerable de magma juvenil se fragmenta formando una dispersión de gases y piroclastos que emerge a la superficie a altas velocidades. La velocidad de salida del magma fragmentado es en ocasiones superior a la velocidad del sonido en ese medio. La baja resistencia de las rocas de superficie, así como las elevadas presiones de salida de los gases y piroclastos, implican, generalmente, la erosión del conducto de salida. Este ensanchamiento de las dimensiones de la boca de emisión aumenta la velocidad de la mezcla gas/piroclastos y puede comportar la transición de condiciones subsónicas o supersónicas a la profundidad en que el conducto presenta un diámetro mínimo (Wilson et al., 1980). Estos mismos autores han demostrado que la velocidad de salida decrece rápidamente con la disminución del contenido en volátiles del magma, mientras que la altura de la columna eruptiva depende del radio de la boca de emisión. Si se produce una disminución súbita del contenido en volátiles o un ensanchamiento de la boca de salida, puede colapsar y formar coladas piroclásticas.

Otro tipo de erupciones explosivas de gran violencia son las erupciones vulcanianas. Estas erupciones, especialmente frecuentes en los volcanes andesíticos, tienden a ser explosiones instantáneas en las cuales gran parte del material piroclástico corresponde a fragmentos líticos procedentes de la roca encajonante o de partes solidificadas del magma.

En general, las erupciones vulcanianas están asociadas a volcanes centrales con conos altos y de pendientes pronunciadas. La morfología del cono puede jugar un importante papel en la erupción, ya que la caída de piroclastos, o el colapso gravitacional de una parte del flujo de lava, pueden ocasionar avalanchas.

Las erupciones vulcanianas generan diversas explosiones, separadas por intervalos de algunos minutos hasta horas, producidas en zonas relativamente superficiales del conducto volcánico. Para explicar este tipo de erupciones se considera que una parte del magma juvenil se inyecta dentro del volcán pero la presencia de un tapón de roca que obstruye la

boca de salida impide su salida inmediata. Este tapón puede estar formado por material magmático que se ha enfriado y consolidado, o por una mezcla de éste con fragmentos derivados de una explosión anterior, o simplemente por roca encajonante. Cuando la presión de volátiles es superior a la del tapón se produce la explosión. El aumento de presión bajo el tapón puede ser debido al gas magmático o a la vaporización parcial de un acuífero.

La mayoría de las erupciones vulcanianas implican la participación de agua externa. En estos casos una gran proporción de la energía térmica se utiliza para transformar el agua en vapor. Si la mezcla de piroclastos y vapor aumenta y éste se condensa, entonces tendremos un aumento de densidad. Este hecho comporta, en general, que estas erupciones tengan unas columnas eruptivas más bajas que las plinianas, especialmente en las fases iniciales, donde se extrae una gran cantidad de fragmentos de las rocas que obstruyen el conducto (Araña y Ortiz, 1984). La diferencia entre las erupciones plinianas y las vulcanianas se basa en la menor energía (menor volumen de material y menos violencia) de las últimas, las cuales suelen terminar con la emisión de lavas muy viscosas empobrecidas en gases.

Las erupciones estrombolianas son las erupciones explosivas de menor intensidad y son características de los magmas basálticos, mucho menos viscosos y también menos ricos en volátiles. En estas erupciones se producen pequeñas explosiones separadas por períodos de menos de un segundo hasta varias horas.

La causa de las explosiones estrombolianas es la aproximación hacia la superficie de una o más burbujas de gas, mientras el magma permanece en reposo. El proceso de cada explosión corresponde a la evolución de una burbuja y al mecanismo se lo considera como una expansión adiabática. La presión de las burbujas que llegan a la superficie del magma y su ascenso a través del líquido dependen de las propiedades físicas del magma, y por ello las erupciones estrombolianas se dan en magmas poco viscosos, en los cuales las burbujas pueden ascender con relativa rapidez. Los productos piroclásticos generados en estas erupciones corresponde a bombas, lapilli escoriáceo y ceniza, los cuales forman depósitos de caída con una dispersión muy pequeña. Son las erupciones típicas de los magmas basálticos en épocas recientes.

Al hablar de las erupciones vulcanianas ya se ha comentado la importancia que puede tener la interacción del magma con agua meteórica, proceso que puede cambiar totalmente las características de una erupción incrementando su intensidad e, incluso, puede transformar erupciones inicialmente tranquilas en otras extremadamente violentas. Las erupciones hidromagmáticas (hidrovolcánicas o freatomagmáticas) son producidas por la interacción del magma o de un foco de calor magmático con agua externa, ya sea superficial o subterránea. Este tipo de erupciones puede darse tanto en magmas básicos como en magmas ácidos y casi siempre se caracterizan por su extrema violencia. No obstante, hay que señalar que existe un espectro continuo entre las erupciones hidromagmáticas y las puramente magmáticas (Martn, J. 1989).

La transferencia de energía del magma al agua se puede realizar meramente por conducción cuando una intrusión magmática caliente por conducción el agua contenida en un acuífero confinado; en este caso, el incremento de presión en el acuífero es suficiente para producir una violenta explosión. Sin embargo, las más gigantescas explosiones volcánicas se desarrollan en la interacción de un magma con un acuífero, pero en el curso de una erupción, ya con el conducto abierto. La violencia de la explosión se debe a la velocidad con que se transfiere la energía cinética del magma al agua del acuífero, que en su transformación a vapor y posterior expansión, ya casi a presión atmosférica, es capaz de desarrollar el máximo de trabajo mecánico. La interacción agua-magma se debe realizar por encima del nivel de fragmentación (Barben, 1985; Wohletz y McQuenn, 1984) para que ambos iguallen sus temperaturas todavía dentro del conducto de emisión, donde la posterior expansión isotérmica del sistema alcanza los altos niveles de energía cinética y térmica que son característicos de las erupciones plinianas (Araña y Ortiz, 1984). Es importante señalar también que la interacción agua/magma puede tener lugar solamente cuando la presión de la dispersión gas/piroclasto dentro del conducto es inferior a la presión hidrostática (Barben, 1985), lo que indica que la interacción del magma con acuíferos profundos únicamente se podrá producir en estadios avanzados de la erupción.

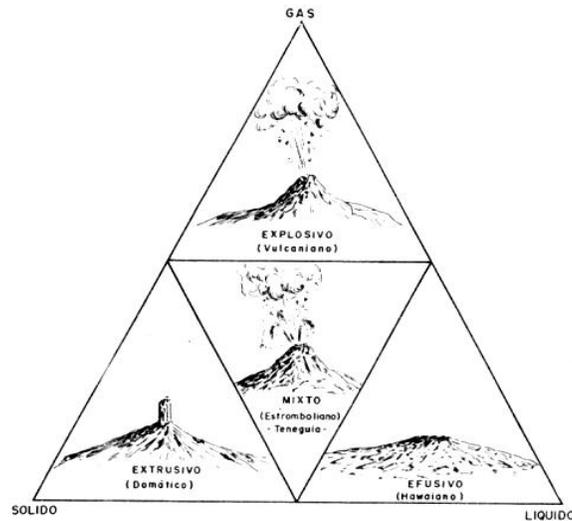


Figura 1.4 Triángulo clasificatorio de Geze y diferentes tipos de erupciones

Un caso particular de erupciones hidromagmáticas es el de las erupciones surtseyanas, en las que un volcán submarino, pero de escasa profundidad, va interaccionando constantemente con el agua del mar, que tiene un acceso directo al conducto de emisión. En este tipo de erupciones el edificio volcánico va creciendo por acumulación de piroclastos a la vez que se destruye parcialmente al inicio de cada nueva fase explosiva. Cuando el edificio sobresale de la superficie del agua y la entrada de ésta al conducto queda aislada, la erupción pasa a ser puramente estromboliana.

1.6 Dinámica de una columna eruptiva

Uno de los aspectos más característicos de la mayoría de las erupciones explosivas es la formación de una columna eruptiva vertical formada por una mezcla de gases y piroclastos. El conocimiento de la dinámica de las columnas eruptivas es fundamental para entender la mayoría de los mecanismos de origen y transporte de los depósitos piroclásticos. El mecanismo que controla la formación de la columna eruptiva es la expansión del vapor de agua, inicialmente sometido a altas presiones y temperaturas, hasta condiciones atmosféricas. Dentro de la columna eruptiva se pueden diferenciar tres fases: **zona de chorro**, **zona convectiva** y **zona de difusión horizontal** (Fig. 1.5).

La **zona de chorro** corresponde a la parte basal de la columna; está dominada por la energía cinética y se rige por las leyes de la balística, a la vez que se caracteriza por grandes velocidades (incluso supersónicas) y desaceleraciones. Dentro del conducto y en la boca de salida la expansión de los gases acelera la mezcla de gases y piroclastos a grandes velocidades, hasta alcanzar un máximo (velocidad de salida) que puede ser considerado como la condición de velocidad en la base de la columna. La velocidad de salida depende de la presión de la explosión en el nivel de fragmentación del magma, la cual depende, a su vez, del contenido en gases del magma (Wilson et al., 1980).. La zona de chorro ocupa tan sólo una pequeña fracción de la altura total de la columna, desde pocos centenas de metros hasta algunos kilómetros en las erupciones más importantes. El flujo se caracteriza por una rápida desaceleración y por una reducción de la densidad global de la columna. La zona de chorro pasa hacia una **zona convectiva**, caracterizada por la disipación de la energía térmica en el aire atrapado durante el ascenso del material, siendo su desarrollo mejor cuanto mayor es la eficacia en la transferencia de calor (Araña y Ortiz, 1984). El movimiento se realiza por las fuerzas de flotación en la mezcla de gases emitidos, los fragmentos piroclásticos y el aire atrapado cuya expansión contribuye fundamentalmente a la generación de estas fuerzas.

El techo de la **zona convectiva** se define por un nivel de densidad neutra donde la columna eruptiva tiene la misma densidad y temperatura que la atmósfera que la envuelve (Sparks, 1986). Por encima de este nivel la columna sigue ascendiendo debido a su impulso, hasta que alcanza una altura determinada en la que se expande horizontalmente formando la **zona de difusión horizontal**, la cual queda sometida a la interacción con los vientos dominantes de la alta atmósfera.

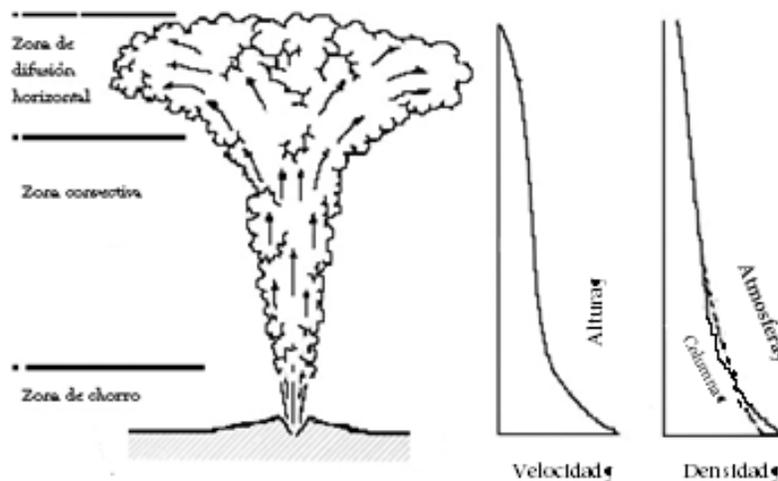


Figura 1.5 Diagrama de las diferentes fases en una columna eruptiva.

De esta forma, el ascenso de una columna eruptiva de gases y piroclastos está controlado por su interacción con las masas de aire que la envuelven. Inicialmente, la temperatura de la columna es muy superior a la ambiental, lo que hace que ascienda con una velocidad determinada y de forma estable mientras incorpora aire exterior. Durante el ascenso la temperatura de la columna va disminuyendo debido al enfriamiento producido por la expansión adiabática y la mezcla con aire atmosférico, lo que se traduce en una pérdida de la capacidad ascensional que inmediatamente ocasiona una expansión radial de la columna. La mayor interacción de la atmósfera con el techo de la columna provoca una reducción de la velocidad frontal, lo que origina el ensanchamiento típico en forma de hongo.

1.7 Tipos de depósitos piroclásticos

El conocimiento que podamos llegar a tener sobre el volcanismo explosivo depende, en gran parte, del estudio de los productos de erupciones pasadas, particularmente en el caso de las erupciones tan grandes o violentas que hacen difícil su observación directa, o que son tan escasas que no dan la oportunidad de intentarlo. La identificación de los mecanismos de transporte y deposición de los depósitos piroclásticos constituye un paso previo imprescindible si queremos conocer los mecanismos eruptivos que los han originado. Los estudios sobre los materiales piroclásticos pueden ayudar a determinar el comportamiento interno de los volcanes y la forma en que el magma ha sido extraído de la cámara magmática, así como la presencia de mecanismos de mezcla o de zonaciones dentro de la misma. Finalmente, el estudio de los productos piroclásticos es fundamental para evaluar el riesgo volcánico de una región activa. (Martin, J, 1989)

1.7.1 Depósitos Piroclásticos

Los depósitos piroclásticos son producidos por la fragmentación del magma y de la roca encajonante durante las erupciones explosivas. Dentro de estos depósitos podemos encontrar tres tipos de componentes: **fragmentos de magma y de cristales** (fragmentos esenciales o juveniles), y **fragmentos líticos derivados de las paredes del conducto** (fragmentos accidentales) o de **partes solidificadas del magma** (fragmentos accesorios).

Los piroclastos pueden formar acumulaciones muy diversas según sean los mecanismos de transporte y deposición. En la actualidad se aceptan

tres tipos principales de mecanismos genéticos y de transporte, denominados caída de piroclastos («pyroclastic fall»), coladas piroclásticas («pyroclastic flow») y oleadas piroclásticas («pyroclastic surge»). En *los primeros*, los piroclastos caen directamente al suelo describiendo una trayectoria balística o después de que la columna eruptiva se haya expandido formando una nube de cenizas que se desplaza lateralmente controlada por los vientos. En las *coladas piroclásticas* los fragmentos son transportados a ras del suelo dentro de un flujo de alta densidad que se desplaza a elevada temperatura y en el cual la fase continua entre las partículas es gas, siendo la relación gas/fragmentos baja. En *el tercer tipo*, los piroclastos son transportados lateralmente y a ras del suelo dentro de un flujo turbulento donde la relación gas/fragmentos es elevada.

Existen otros tipos de depósitos piroclásticos secundarios, este es el caso de **los lahares** y otros **depósitos volcánicos** clásticos, que se han originado indirectamente a través de un proceso volcánico y que poseen características mixtas entre los **depósitos sedimentarios** y los propiamente **piroclásticos**.

1.7.1.1 Depósitos piroclásticos de caída

Los depósitos piroclásticos de caída se originan por la acumulación de piroclastos uno a uno, lo que los diferencia de los flujos piroclásticos (coladas y oleadas) donde los fragmentos son transportados y acumulados «en masa». Los depósitos piroclásticos de caída cubren uniformemente la topografía, acumulándose tanto en las depresiones como en las partes altas. Presentan un bandeo paralelo y lateralmente continuo y pueden presentar gradación normal o inversa, o sin gradación. La potencia y el tamaño de los fragmentos disminuyen al alejarnos del centro emisor. La mayoría de los depósitos piroclásticos de caída suelen estar bien clasificados. Sin embargo, estas características pueden no ser tan fácilmente reconocibles en las facies más proximales, en el caso de las brechas de explosión, piroclastos de proyección balística, o en las brechas coignimbríticas, donde estos depósitos presentan una distribución más caótica.

Según los mecanismos de deposición que los originan, podemos definir varios tipos de depósitos piroclásticos de caída (Martin, J. 1989):

- a) Piroclastos de proyección balística
- b) Dispersión de piroclastos en caída libre
- c) Brechas de explosión

Los **piroclastos de proyección** balística son comunes en casi todos los tipos de erupciones. En general, se acumulan cerca del centro emisor y su presencia es independiente de las características de la columna eruptiva vertical. Son de tamaño centimétrico o más grandes (bombas y bloques) dependiendo de su densidad; su acumulación alrededor del centro emisor es responsable, en la mayoría de ocasiones, de la formación de edificios cónicos, especialmente en las erupciones menos violentas.

La distribución y geometría de los depósitos **piroclásticos de caída** asociados a la dispersión horizontal de la columna eruptiva están íntimamente asociados con la altura de la misma. En general, cuanto más alta sea la columna más amplia será la dispersión de piroclastos. Las columnas eruptivas bajas tienden a depositar los piroclastos cerca del centro emisor (caso de las erupciones estrombolianas), mientras que las columnas eruptivas altas, de varios kilómetros, tal como sucede en el caso de las erupciones plinianas, dan lugar a una extensa distribución lateral de los piroclastos. Un tipo similar de depósito (coignimbritas cineríticas) puede generarse también por elutriación del material fino desde una colada piroclástica.

Las **brechas de explosión** son características de las erupciones freáticas y también asociadas a las erupciones freatomagmáticas y vulcanianas. Son producidas en la primera fase explosiva de la erupción, cuando se produce la apertura de la boca de salida. Están constituidas mayoritariamente por bloques de fragmentos líticos arrancados de las paredes del conducto. Los fragmentos se emplazan balísticamente, aunque en muchos casos la componente horizontal de desplazamiento puede ser mucho más importante que la vertical. Son depósitos muy mal clasificados que en ocasiones presentan un bandeo estratigráfico incipiente.

1.7.1.2 Coladas piroclásticas

Las **coladas piroclásticas** («pyroclastic flow», «ash flow», «pumice flow», ignimbrita, nube ardiente, etcétera) son corrientes de piroclastos fluidizadas y de alta densidad que están controladas por la gravedad y se desplazan lateralmente a ras del suelo en un flujo esencialmente laminar en el que la fase continua entre las partículas es gas, siendo la relación partículas/gas elevada (alta concentración) (Sparks, 1976; Walker, 1981). En general, los depósitos de las coladas piroclásticas están controlados por la topografía y rellenan los valles y las depresiones. Están mal clasificados, pero a menudo pueden presentar una gradación normal de los fragmentos líticos hacia la base, e inversa de los fragmentos pumíticos hacia el techo. La mala clasificación de las coladas piroclásticas se atribuye a la elevada

concentración de partículas que las caracteriza y no a la turbulencia, pues el movimiento es considerado esencialmente laminar (Wright y Walker, 1981; C. J. N. Wilson, 1980). Las coladas piroclásticas no suelen presentar ningún tipo de estratificación interna, aunque la superposición de diferentes unidades de flujo puede dar lugar a la aparición de una estratificación bien marcada.

Las coladas piroclásticas forman parte de un continuo en el que otros miembros son los aludes, lahares, flujo de escombros «debris flows» y las oleadas piroclásticas, existiendo una gradación entre los diferentes tipos de depósitos (Suthern, 1985). Las mismas coladas piroclásticas incluyen una amplia variedad de mecanismos que pueden dar lugar a diferentes depósitos. Sin embargo, es difícil establecer una clasificación de éstos, por lo que utilizamos el término de ignimbrita para los depósitos de coladas piroclásticas ricas en fragmentos pumíticos. El término de nube ardiente se conserva para aquellos depósitos de bloques y ceniza de poco volumen originado por el desmoronamiento de domos o colado de lavas.

Las **ignimbritas** son depósitos de coladas piroclásticas ricas en material magmático y juvenil vesiculado (pómez y vitroclastos), emplazados en caliente y que pueden o no estar soldados (Walker, 1983). Actualmente se está de acuerdo en que el mecanismo general de formación de las ignimbritas es el colapso de la columna eruptiva. El colapso de la columna se produce cuando ésta se vuelve más densa que la atmósfera y no puede seguir levantándose, lo cual puede ser debido a una disminución brusca de la velocidad de emisión o bien a un aumento de las dimensiones de la boca de salida (Sparks et al., 1978).

Las coladas piroclásticas y, por tanto, las ignimbritas, son corrientes densas que están parcialmente fluidizadas (Sparks et al. 1973). Debajo de algunas ignimbritas formadas por colapso de la columna eruptiva se encuentra un depósito pliniano de caída, el cual demuestra la existencia de una columna eruptiva vertical bien desarrollada.

Los fragmentos de pómez pueden presentar una gradación inversa y acumularse hacia el techo del tramo principal. Si la nube acompañante se ha separado del flujo piroclástico, entonces puede formar una capa fina conocida como oleada de nube de cenizas «ash cloud surge», la cual, generalmente, se encuentra lejos del origen (Fisher, 1979).

Otra de las características más importantes de las ignimbritas es que pueden estar soldadas, es decir, que al estar emplazadas a elevadas temperaturas, puede producirse la sinterización de los fragmentos vítreos (pumitas y vitroclastos) entre sí.

La soldadura completa de los granos de una ignimbrita puede causar su homogeneización y transformarla en una roca vítrea negra similar a la obsidiana, produciendo el colapso de las pumitas porosas para formar flamas vítreas densas. El grado de soldaje depende de la presión de carga, aunque esto tiene menor importancia que la temperatura, contenido en gases y viscosidad.

Las ignimbritas se clasifican en función de la tasa o razón, su espesor y el área que cubren. Esta relación, llamada en inglés “aspect ratio”, permite definir dos tipos principales de ignimbritas: las de alta tasa o «high aspect ratio» (HARI) y las de baja tasa ó «low aspect ratio» (LARI). Las **HARI** son ignimbritas muy potentes y relativamente poco extensas que responden pasivamente a la topografía, emplazándose preferentemente en los valles y zonas deprimidas. Las ignimbritas del tipo **LARI** son muy extensas y se emplazan prescindiendo de la topografía, atravesando valles y zonas altas, incluso zonas con agua. Se distribuyen más o menos radialmente desde el centro emisor y cubren un área mucho más amplia que las HARI (Walker, 1983).

La mayoría de las nubes ardientes se forman por hundimiento gravitacional de domos o coladas de lava, de viscosidad elevada, lo cual provoca la creación de aludes de bloques y ceniza incandescentes que se desplazan siguiendo la pendiente topográfica y se emplazan preferentemente en las zonas más deprimidas.

Los depósitos coignimbríticos están íntimamente ligados a la formación de coladas piroclásticas. En función de su origen se pueden distinguir dos tipos: **brechas coignimbríticas** («co-ignimbrite lag fall») y **coignimbritas cineríticas** («co-ignimbrite ash fall»).

Las *brechas coignimbríticas* se forman durante el colapso de una columna eruptiva por acumulación de los fragmentos demasiado grandes y pesados para ser transportados por la colada piroclástica. Se reconocen por ser depósitos de grano grueso, ricos en fragmentos líticos o juveniles densos, por estar mal clasificados, por presentar una estratificación más o menos marcada y por su correlación lateral con ignimbritas. La presencia de estos depósitos indica que las ignimbritas a las que están asociados se han formado por el colapso de la columna eruptiva y sirven, asimismo, para localizar el punto de origen de las coladas piroclásticas (Wright y Walker, 1977).

En el conducto, dentro de la columna eruptiva y durante el flujo, tiene lugar la segregación y elutriación de partículas finas, lo que provoca un enriquecimiento en cristales y líticos y un empobrecimiento en partículas vítreas finas en la colada piroclástica. Las partículas con una velocidad de

caída baja pueden ser transportadas dentro de la columna eruptiva hasta las zonas altas de la atmósfera y dar lugar posteriormente a depósitos de caída. La elutriación del material fino desde el cuerpo del flujo piroclástico produce la formación de una nube turbulenta poco densa que acompaña a aquél y que puede alcanzar grandes alturas como si se tratara de una columna eruptiva vertical, formando al depositarse un depósito de caída de grano muy fino denominado *coignimbrita cinerítica* (Sparks y Walker, 1977).

El mecanismo de formación de estas calderas volcánicas se puede dividir en varias fases (Druitt y Sparks, 1982). En general, se producen unas primeras erupciones de relativa poca importancia que son las responsables de una considerable desgasificación de la cámara magmática, lo que origina una consiguiente pérdida de presión en el interior de la misma. Cuando la presión en el interior de la cámara magmática es inferior a la presión litostática, se inicia el colapso de la bóveda de la cámara y la extrusión de grandes volúmenes de material magmático en forma de coladas piroclásticas, acelerándose de forma notable el proceso de colapso. Ya en una fase posterior puede producirse una nueva fase de actividad volcánica en el centro de la caldera, lo que genera la aparición de centros resurgentes o una resurgencia generalizada del bloque hundido.

Las calderas volcánicas asociadas a la formación de mantos ignimbríticos presentan una correlación positiva entre la superficie de la caldera y el volumen del material magmático extruido. Asimismo, esta relación implica una correspondencia sistemática entre estos parámetros y el volumen de la cámara magmática. El área de las calderas varía entre 1 y 10^4 km^2 el volumen de material extruido a partir de calderas volcánicas varía de 1 a 10^4 km^3 y el volumen de las cámaras magmáticas relacionadas se considera que presenta un rango de variación entre 10 y 10^5 km^3 (Smith, 1979).

1.7.1.3 Oleadas piroclásticas

Las **oleadas piroclásticas** son corrientes turbulentas de baja concentración y densidad, fluidizadas, donde la fase continua entre las partículas es gas (Walker, 1981d). Los depósitos cubren la topografía pero tienen tendencia a acumularse en los valles. Se caracterizan por presentar estructuras sedimentarias unidireccionales y por estar bien clasificados (Wohletz y Sheridan, 1979). En detalle, parece probable que exista una gradación completa entre las coladas piroclásticas y las oleadas piroclásticas.

Las oleadas piroclásticas son características de las erupciones hidromagmáticas, aunque también pueden aparecer asociadas a erupciones puramente magmáticas. Se pueden distinguir diversos tipos según sus características genéticas de la oleadas basales «base surges», oleadas piroclásticas producidas en explosiones dirigidas, oleadas de terreno «ground surges», oleada de nube de cenizas «ash cloud surges» aunque todos ellos presentan unas características litológicas similares.

Las oleadas piroclásticas basales «base surges» son producidas en erupciones hidromagmáticas, tanto en magmas ácidos como básicos, en que se produce una explosión casi superficial, en materiales ligeros o especialmente bajo el agua. Este tipo de oleadas también puede formarse por el colapso de una columna eruptiva freática o freatomagmática (Cas y Wright, 1987). En general, están asociadas a la formación de edificios hidromagmáticos tipo **maar**, anillo de tobas («tuff ring») y cono de tobas («tuff cone»). Estas explosiones anulares se producen también durante las explosiones nucleares.

Se pueden distinguir dos tipos de oleadas piroclásticas basales secas y húmedas, en función de si la temperatura de deposición está por encima o por debajo, respectivamente, de la temperatura de condensación del vapor de agua que contienen. Las **oleadas piroclásticas basales secas** («dry surge») se producen cuando la relación de interacción entre el agua y el magma es óptima, es decir, para valores entre 0,1 y 0,3 (Sheridan y Wohletz, 1983). Las oleadas piroclásticas secas forman láminas finas de depósitos bien estratificados y no consolidados. Presentan tres tipos de estructuras sedimentarias (onda de arena «sand wave», masiva y planar) que tienen una relación estocástica que permite definir un esquema de facies en función de la distancia al centro emisor. Sobre las fuertes pendientes próximas al centro emisor las típicas ondas de arena «sand waves» pueden estar cortadas por canales en U, los cuales son rellenados por depósitos masivos. Cerca del centro emisor las brechas de explosión pueden cubrir las grandes estructuras de impacto formadas por la deformación de las capas más plásticas. No obstante, algunos grandes bloques pueden ser transportados por la oleada piroclástica sin que se forme ninguna depresión en la base. El lapilli acrecional puede ser abundante en las distancias intermedias donde aparecen las capas masivas. Las facies distales están ocupadas por capas con estratificación plana y pueden presentar una gradación inversa.

Las **oleadas piroclásticas basales húmedas** («wet surge») tienen lugar cuando la cantidad de agua que interacciona con el magma es excesiva entre 0,3 y 1. En ellas el emplazamiento se produce por debajo de la temperatura de condensación del vapor, de manera que parte de éste se transforma en agua durante el transporte. Se presentan siempre en facies

muy proximales y forman acumulaciones potentes más o menos endurecidas por la presencia de minerales secundarios formados después de la deposición. Las capas son potentes, masivas a planares, con una estratificación poco marcada. Los depósitos de tipo flujo de lodo «mudflow» les son comunes. Las megasurcos «Megaripples» y de desplome «slumps» de gran escala pueden aparecer debido a un proceso de deformación pos-deposicional sobre las pendientes más acentuadas. Capas de tobas vesiculadas y lapilli acrecional también son frecuentes.

La extrusión de magmas muy viscosos provoca a menudo explosiones dirigidas. Los depósitos resultantes en este tipo de explosiones corresponden a oleadas piroclásticas, frecuentemente del tipo seco, que presentan características muy similares a las descritas anteriormente.

Los depósitos de oleadas de terreno «ground surge» se producen por un colapso parcial de la parte externa de la columna eruptiva (Fisher, 1979). Estos depósitos generalmente preceden a la formación de coladas piroclásticas y se encuentran situados en la base de éstas, aunque en ocasiones pueden originarse de manera independiente, sin que se produzca el colapso de la parte interna de la columna eruptiva que daría lugar a la formación de un flujo mucho más denso (ignimbrita).

Los depósitos de oleadas de terreno «ground surge» normalmente presentan un espesor que no supera el metro. Están formados por cenizas, fragmentos juveniles vesiculados (pumitas), cristales y líticos en proporciones diversas en función de su distribución dentro de la columna eruptiva (Wright et al., 1980).

Los depósitos de oleada de nube de cenizas «ash cloud surge» aparecen estratificados en el techo o como equivalentes laterales de las unidades principales de las coladas piroclásticas. Presentan estructuras sedimentarias unidireccionales y pueden aparecer como lentejones más o menos separados. El tamaño de grano y el tipo de componentes dependen del flujo piroclástico al que están asociados, aunque siempre están mejor clasificados que éste y a menudo se presentan enriquecidos en cristales. Se forman a partir de la nube acompañante durante el emplazamiento de las coladas piroclásticas, aunque en ocasiones pueden separarse de éstas y moverse independientemente (Fisher, 1979). Como en el caso de los de oleadas de terreno «ground surge», estos depósitos no están asociados a ningún tipo de onda de choque y en todo momento se consideran las condiciones de emplazamiento como subsónicas.

1.7.3 Depósitos piroclásticos de comportamiento masivo

La palabra lahar, de origen indonésico, sirve para designar a un flujo de materiales volcánicos transportados en masa mediante el curso de un fluido como el agua. Se pueden presentar inter-estratificados con materiales volcánicos (piroclásticos, lavas, etcétera) y con materiales sedimentarios. Según sean los materiales transportados, los lahares pueden ser monolitológicos, los derivados de una única erupción, o heterolitológicos, los originados por colapso de las paredes de un cráter o por la movilización de materiales volcánicos mediante el concurso de aguas meteóricas o de la fusión rápida de las zonas nivosas de los altos volcanes.

Muchas veces, y debido al comportamiento dinámico propio, muchos lahares han sido asimilados a flujos de escombros «debris flows», en el sentido de que se trata de un tipo muy específico de transporte en masa de materiales, en este caso volcánicos. Según sea su contenido total en agua con respecto al material, el flujo tendrá menores o mayores propiedades viscosas y las partículas podrán ser soportadas por la cohesividad y la gran viscosidad de la matriz. El régimen de flujo es generalmente laminar, tal como lo demuestran algunas partículas friables intactas después de un trayecto largo, aunque no se puede descartar un cierto comportamiento turbulento en el caso de que la concentración de sólidos con respecto al fluido sea baja. Esto puede darse en forma de gradación vertical desde un flujo masivo de flujos de escombros hasta un flujo acuoso altamente concentrado.

Existen también otros depósitos, denominados aludes secos, que corresponden a desmoronamientos subaéreos de pendientes topográficamente inestables formadas en materiales volcánicos. Su transporte se efectúa de manera gravitatoria, y aunque no existe una gradación granulométrica, se aprecia cómo los clastos más densos y/o los de mayores dimensiones se hallan localizados al pie de los depósitos y gravitatoriamente estables. Aunque anteriormente estos depósitos han sido asimilados a lahares, son claramente diferenciables de ellos debido a que, entre otros factores, el agua no actúa como fase continua durante su emplazamiento, sino que lo hace generalmente al aire o algún gas volcánico frío (Martin, J. 1989).

CÁPITULO 2. EL POPOCATÉPETL Y SU ACTIVIDAD

La mayor concentración de volcanes en México está localizada en Cinturón Volcánico Transmexicano o la faja volcánica Transmexicana (CVTM) , donde una gran variedad de formas de relieve volcánicos ocurrieron como campos volcánicos monogenéticos, estratovolcanes majestuosos con elevaciones superiores a 4,000 metros sobre el nivel del mar, escudos y volcanes compuestos, calderas, flujos de lava fisural y domos (Fig. 2.1). Dentro de la Cinturón Volcánico Transmexicano o faja volcánica Transmexicana hay varias cadenas volcánicas de N-S a NE-SO formada por estratovolcanes y volcanes compuestos, donde la actividad volcánica ha emigrado en los últimos 2 m.y., hacia la parte frontal del arco volcánico. En otras palabras, los volcanes activos se encuentran en el extremo sur de la cadena volcánica. Estas cadenas volcánicas son el Cántaro–Nevado de Colima–Colima, Tláloc–Telapón–Iztaccíhuatl – Popocatépetl y Cofre de Perote–Las Cumbres–Pico de Orizaba–Sierra Negra.

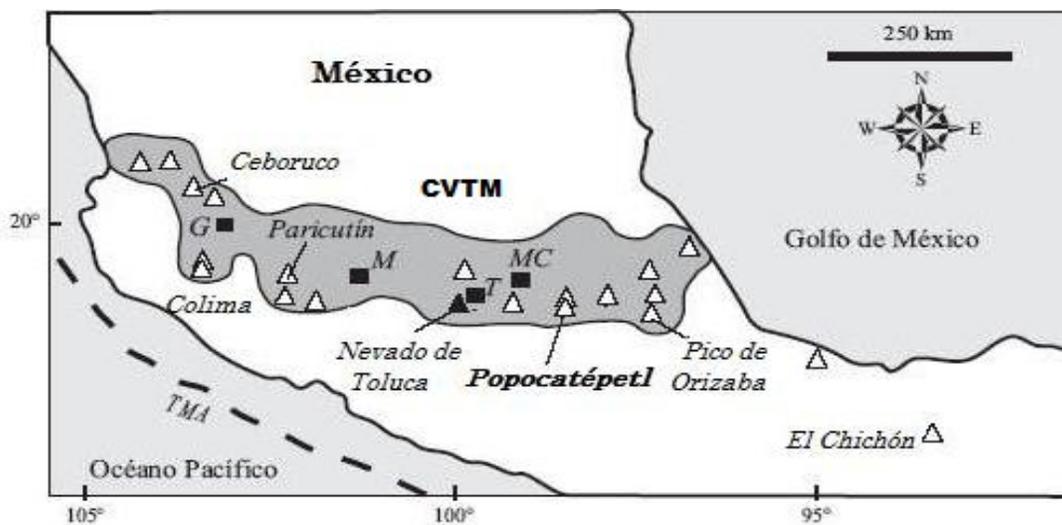


Figura 2.1 Localización del Volcán Popocatépetl en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM).
T: Toluca; MC: Ciudad de México; M: Morelia; G: Guadalajara; TMA: Trinchera Mesoamericana.

El Popocatépetl (19.02°N , 98.62°W) por su historia es un volcán poligenético y por su morfología un estratovolcán, formado por coladas de lava y brechas, arenas y cenizas. Sus últimas corrientes están en el cuadrante noreste y tienen formas alargadas y abruptas, de brechas compactas de color rojo y pardo rojizo. Sus últimas erupciones han sido de ceniza y piedra pómez. El Popocatépetl alcanza los 5452 msnm, lo que lo convierte en la segunda altura de la República Mexicana, después del pico de Orizaba. Localizado a 88 km al oriente de la ciudad de México sirve de

límite a los estados de México, Puebla y Morelos y está separado del Iztaccíhuatl por una depresión.

El Popocatepetl es el extremo austral de la Sierra Nevada. A partir de él, se desprenden hacia el poniente las serranías del Ajusco y la Sierra Chichinautzin. Gran número de las erupciones del Popocatepetl han tenido lugar por su conducto, a lo que se debe su gran profundidad, las dimensiones del volcán y su altura. Sus solfataras, demuestran su actividad actual.

El cráter del Popocatepetl es elíptico, con 850 m en su eje mayor y de 750 m en su eje menor, y una profundidad de 250 a 300 m. En el fondo de su cráter existen varias fumarolas que sirven de respiradero al volcán. En el interior del cráter, que es de paredes verticales, tienen lugar constantes derrumbes, y está lleno de rampas y de lomas. Debe tomarse en cuenta que desde 1994 en que comenzó su actual etapa de actividad la morfología del cono experimenta enormes modificaciones relacionadas con la actividad, que consiste esencialmente en etapas de formación y destrucción de domos (Gomez Vazquez, 2012).

El Popocatepetl es un gran cono de lava basáltica; geológicamente se le considera como un volcán joven aún en actividad, pues conserva su estado fumarólico, variando cíclicamente los volúmenes de humo arrojados. Esta montaña de cono truncado se formó durante el Pleistoceno Tardío u Holoceno hace 30,000 años con erupciones de carácter explosivo intenso. (Rodríguez, V, E, 2002)

Han sido numerosas las erupciones del Popocatepetl. Los primeros informes sobre la actividad volcánica en México aparecieron en los códices náhuatl; uno de los volcanes que merecían tal atención fue el Popocatepetl. Sus erupciones fueron demostradas en estos códices como las colinas con una fumarola en la cima. El mejor registro pertenece al volcán Popocatepetl, que en lengua náhuatl significa "la montaña que humea", etimológicamente: popoca, que humea; tepetl, montaña. Antes de la erupción de 1345 (año 5 Conejo) el volcán era llamado el Xalliquehuac, "Arenales que se levantan" con la erupción de ese momento la denominación cambió a como hoy lo conocemos.

Entre sus manifestaciones cabe destacar las ocurridas en los años de 1920 y 1922; aparentemente debido al calor interno, se produjo una disminución de la cubierta de nieve de este "cerro que humea". Sus erupciones han sido siempre de carácter explosivo, consistiendo en una acción solfatárica más o menos intensa acompañada de fuertes denotaciones y emisión de cenizas y otros gases.

Otro evento importante fue la reactivación del volcán Popocatepetl ocurrida el 21 de diciembre de 1994; no sólo representó un gran avance en estudios vulcanológicos, sino también para estudios de mitigación de riesgo. Inmediatamente después de que comenzó la crisis, se formó un Comité científico para evaluar la crisis volcánica en el Popocatepetl. Este Comité consideró pertinente construir un mapa de peligros volcánicos para las autoridades de protección civil. Este delinea los planes de emergencia que incluyen las rutas de evacuación, puntos de reunión, refugios, etc. El mapa de riesgos del Popocatepetl fue publicado en febrero de 1995 (Macías et al., 1995). Este mapa fue seguido por la creación de los mapas de riesgo del volcán de Colima (Martín Del Pozzo et al., 1995; Navarro et al., 2003) y el Pico de Orizaba (Sheridan et al., 2001).

En este módulo nos centramos en la vida activa del volcán Popocatepetl, de la cual se presenta un pequeño resumen del documento escrito por José Luis Macías del 2007, para presentar la actividad de volcánica del Popocatepetl, donde por medio de este escrito se puede tener una idea de la explosividad de este volcán en tiempos pasados.

“El Volcán Popocatepetl está ubicado a 65 km S-E de la ciudad de México y a 45 km al oeste de la ciudad de Puebla (Figs. 2.1). El volcán forma el extremo meridional de la Sierra Nevada compuesta por los volcanes de Tláloc, localizan, Teyotl, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Popocatepetl en lengua náhuatl significa "la montaña que humea," refiriéndose al hecho de que durante la época prehispánica, los aztecas observaron varias erupciones como las ocurridas en 1363, 1509, 1512 y 1519–1528; la última también fue descrita por el sacerdote Bernal Díaz y Gamarra (De la Cruz-Reyna et al., 1995). Durante el período Colonial, varias descripciones fueron escritas sobre las erupciones del Popocatepetl, como las que ocurrieron en 1530, 1539, 1540, 1548, 1562–1570, 1571, 1592, 1642, 1663, 1664, 1665, 1697 y 1720. Durante el siglo XIX, varios científicos visitaron el volcán, entre ellos von Humboldt en 1804 (Humboldt, 1862), los geólogos Del Río en 1842, Del Castillo en 1870 y Sánchez en 1856, que llevaron a cabo descripciones generales de la morfología del volcán. Aguilera y Ordóñez (1895) identificaron al Popocatepetl como un cono truncado formado por una secuencia alterna de piroclásticos y depósitos de lava, con una composición de andesita hiperstena hornblenda.

Estos autores señalaron la existencia de siete fumarolas dentro del cráter del Popocatepetl con temperaturas < 100 ° C y un lago azul verdoso formado por agua de deshielo con temperaturas variables de entre 28 y 52 ° C. Weitzberg (1922) hizo un estudio detallado del glaciar. En 1906, el fondo del cráter tenía una forma de embudo con un pequeño lago y paredes verticales. Volcán Popocatepetl volvió a despertar en febrero de

1919. En marzo y abril, varios habitantes de Amecameca describieron que en el fondo del cráter había una acumulación de rocas humeante, como una olla con guisante dando vuelta (Atl, 1939). El 11 de octubre de 1920, Waitz visitó el cráter y describió un domo de lava en la parte inferior (Waitz, 1921). El 15 de noviembre de 1921, Camacho y Friedlaender fotografiaron el interior del cráter, mostrando un domo de lava rodeado de abundante emisiones de gases; también capturaron la ocurrencia de breves explosiones desde el centro del domo (Friedlaender, 1921; Camacho, 1925). En enero de 1922, Camacho observó que un pequeño cráter estaba ocupando el centro del domo. Atl (1939) describió la erupción y la evolución de este cráter; según sus observaciones, la erupción terminó en 1927. El Popocatépetl se mantuvo en calma por 67 años; este volvió a despertar el 21 de diciembre de 1994.

2.1 Estudios previos

Los pocos estudios geológicos del volcán Popocatépetl antes su reactivación en 1994 eran de Heine y Heide-Weise (1973), Miehlich (1984), Robin (1984), Carrasco-Núñez (1985) y Boudal y Robin (1989), así como algunos estudios petrológicos (Boudal, 1985; Boudal y Robin 1987; Kolisnik, 1990). Estos estudios definen al Popocatépetl como un estratovolcán y presentaron parte del registro stratigráfico. La evolución geológica del Popocatépetl puede resumirse en las siguientes etapas: (1) la actividad comenzó con la formación del volcán Nexpayantla (Mooser et al., 1958), el volcán ancestral (Robin, 1984), mediante la emisión de flujos de lava andesíticos a dacíticos. Una erupción ocurrida hace ~ 200.000 años promovió el colapso del volcán y la formación de una caldera. Dentro de esta caldera inició la construcción del volcán El Fraile a través de la colocación de flujos de lava andesíticos y dacíticos. Este último volcán colapsó ca. < 50.000 años. (Boudal y Robin, 1989), debido a una erupción de tipo Bezymiany que destruyó el flanco sur del cono. Estos autores estimaron un volumen de 28 km³ para este depósito. La erupción generó una avalancha de escombros que se trasladó del S-SO desde el cráter y fue seguida por la formación de una erupción pliniana que depositó una capa blanca de piedra pómez hacia el sur del volcán así como flujos piroclásticos. Después de este acontecimiento comenzó la formación del cono moderno conocido como volcán Popocatépetl.

2.2 Destrucción del antiguo cono del volcán Popocatepetl

Algunos 23.000 años antes, una erupción lateral más grande que la del 18 de mayo de 1980 del Monte St. Helens (EUA) produjo el colapso lateral hacia el sur del antiguo cono del Popocatepetl (Macías, 2007). La explosión generó un depósito de avalancha de escombros que alcanzó hasta 70 km desde la cumbre. La descompresión del sistema magmático, debido al derrumbamiento del flanco, originó una explosión lateral que asentó un depósito piroclásticos y permitió el establecimiento de una columna pliniana.

La columna depositó una capa gruesa de piedra de pómez que se encuentra ampliamente distribuida en el flanco sur del volcán. La columna se derrumbó y formó un flujo de ceniza que carbonizó todo a su paso. El depósito alcanzó hasta 70 km desde la cumbre, cubrió un área de 900 km², y si le asignamos un espesor promedio de 15 m, se obtiene un volumen de 9 km³. Este depósito cubre un Paleosuelo que ha carbonizado registros fechados en 23.445 ± 210 años; se encontró carbón esparcido en el depósito de flujo de ceniza dando una edad de $22.875 \text{ año} + 915/-820$. Por lo tanto la edad de esta erupción es aprox. 23.000 años.

Hay por lo menos cuatro depósitos de avalancha de escombros alrededor del volcán Popocatepetl. El más antiguo viene de la falla del flanco SE del Volcán Iztaccíhuatl, y los otros tres vienen del colapso del flanco de Paleo-Popocatepetl (Siebe et al., 1995b; García-Tenorio, 2002), el más joven es el depósito de 23.000 años.

2.3 Construcción del presente cono

El cono actual del Popocatepetl comenzó a crecer 23.000 años; tiene una elevación máxima de 5472 msnm con una elevación relativa con respecto a la tierra alrededor de 3000 m. El volcán se ha construido a través de la emisión de secuencias alternas de depósitos piroclásticos y flujos de lava de composición andesítico-dacítico. Las rocas consisten en fenocristales de plagioclasa, el hiperstena, Augita, olivino y hornblenda rara en una matriz microcristalina vidriosa. Durante los últimos 20.000 años, la actividad explosiva del volcán Popocatepetl se ha caracterizado por cuatro grandes eventos (14.000, 5000, 2150 y 1100 años) y cuatro eventos menores (11.000, 9000, 7000 y 1800 años) (Siebe et al., 1997; Siebe y Macías, 2006). La historia geológica del volcán Popocatepetl durante los últimos 20.000 años puede resumirse en las siguientes secciones.

2.4 Erupción Treatopliniana aprox. 14.000 años. (Pómez con Andesita o Tutti Fruti)

Una erupción de gran magnitud se inició con la emisión de una lluvia de ceniza gris alrededor del volcán seguido por una serie de flujos piroclásticos proximales y con un aumento de tensión que culminó con la formación de una columna Pliniana. Esta fue dispersada por el viento estratosférico al N-NO, hacia el área actualmente ocupada por la ciudad de México (Siebe et al., 1995b, 1997). Esta capa de polvo era heterolithologic; que contiene ocre dacita, piedra pómez, granodiorita gris, transformada en piedras calizas, skarn y otros fragmentos del sótano.

Esta capa de polvo, con un espesor de 5 cm, fue descrita en la cuenca de México como la "pómez con andesita" por Mooser (1967). Este depósito es ampliamente expuesto alrededor del volcán, pero no contiene fragmentos de carbón excepto en uno de los sitios, donde este dio una edad de aproximadamente 14.000 años (Siebe et al., 1997). Esto implica que en el momento de la erupción del Popocatepetl, el cono estaba cubierto por un glaciar y por lo tanto había poca vegetación en sus flancos.

2.5 Recientes erupciones Plinianas

Por lo menos tres depósitos de caída pliniana principales han sido identificados en el registro estratigráfico de volcán Popocatepetl durante los últimos 5000 años. Estos depósitos están fechados en 5000, 2150 y 1100 años. Los eventos que ocurrieron en 5000 y 1100 años tuvieron una evolución similar; empezaron con explosiones hidromagmáticas que dispersaron piroclásticos húmedos hasta 20 km de la cumbre. Estas explosiones abrieron el conducto magmático, descomprimiendo el sistema magmático y formando columnas plinianas >25 km de altura (Siebe et al., 1996a, 1996b).

Estas plumas fueron transportadas por los vientos estratosféricos del norte (5000 años atrás), del este (2150 años atrás) y del N-NE-E (1150 años atrás). Una vez que estas columnas fueron plenamente establecidas, su colapso fue probablemente debido a la consumición del magma en la cámara, que generó flujos piroclásticos que destruyeron todo a su paso. Estas erupciones bloquearon la red hidrográfica del volcán Popocatepetl e Iztaccíhuatl, situado al norte. Manantiales y aguas meteóricas saturaron el material no consolidado producido por los flujos piroclásticos para producir lahares que inundaron la cuenca de Puebla. Popocatepetl también ha producido actividad efusiva mediante la emisión de flujos de lava desde el evento central o laterales fisuras (Schaaf et al., 2005;

Espinasa-Pereña y Martín-del Pozzo, 2006), tales como esos flujos ubicados en las cercanías de San Nicolás de Los Ranchos, que fueron producidos durante la erupción hace 2150 años.

2.6 Efectos de las erupciones plinianas

Las erupciones plinianas del Popocatepetl tuvieron un gran impacto sobre los asentamientos prehispánicos a través de la colocación directa de flujos piroclásticos calientes y gruesos derrumbes o por la colocación secundaria de lahares que inundan extensas áreas (Siebe et al., 1996a, 1996b). Las tres últimas erupciones plinianas del Popocatepetl coinciden con tres acontecimientos importantes en la historia de Mesoamérica: la erupción de 5000 años (3195–2830 A.C.) coincide con el principio del Calendario Mesoamericano en 3114 A.C.; la erupción de (800–215 A.C.) 2150 años coincide con la transición desde el Preclásico al periodo clásico; la última erupción, ocurrida el 1100 años (675–1095 A.C., probablemente 823 A.C.), coincide con la transición de periodos clásico-Postclásico.

En el año 2150 una erupción pliniana produjo una lluvia amarilla, rica en piedra pómez que se depositó en el flanco NE del volcán. La erupción asentó una lluvia de polvo de 1 m de espesor, enterrando los asentamientos prehispánicos en la región (Seele, 1973). Detalladas excavaciones arqueológicas sugieren que los habitantes de este pueblo, actualmente llamado Tetimpa, no fueron capaces de tomar sus pertenencias antes de su escape de la erupción del volcán (Plunket y Uruñuela, 1999, 2000, 2005)

En el año 1100 la erupción pliniana también afectó directamente las poblaciones prehispánicas. Sin embargo, el daño más grande fue producido debido a la removilización de materias primas por lahares que movieron a lo largo de los profundos barrancos. Se han encontrado secuencias gruesas de lahares alrededor de centros ceremoniales de los periodos clásicos, como Cholula, Cacaxtla y Xochitécatl.

Los depósitos de lahares están compuestos de los mismos constituyentes que el flujo piroclástico primario: subida y caída de depósitos expuestos cerca del volcán y fragmentos de cerámica, hojas de obsidiana y carbón. El carbón encontrado en los depósitos de lahares dió la edad que se correlaciona con la erupción pliniana en el volcán Popocatepetl (675– 1095 A.C.), con una edad aproximada de 823 A.C. Suárez-Cruz y Martínez-Arreaga (1993) concluyeron que el centro ceremonial de Cholula fue temporalmente abandonado aprox. 800 A.C.; de manera que coincide con el intervalo de edad obtenido por Siebe et al (1996a, 1996b), por lo tanto,

lo que indica que el abandono de Cholula fue causado por inundaciones de lahar.

2.7 La erupción 1994–2007

Después de un período de reposo de 67 años, el Volcán Popocatepetl reanudó su actividad el 21 de diciembre de 1994 con un aumento en la actividad sísmica y las emisiones de columnas de 2 ó 3-km de altura sobre el cráter, compuesta por vapor de agua, ceniza y gases. Las emisiones se generaron a partir de pequeños respiraderos situados en la base de la pared SE del cráter, dentro del cráter. Estos eventos continuaron esporádicamente hasta marzo de 1995, cuando produjo una disminución repentina de la actividad. (Macías, J.L., 2007)

Desde este momento hasta principios de marzo de 1996 el volcán se mantuvo en calma con menor fluctuación en la actividad sísmica. El 29 de marzo de 1995, un flujo de lava en la base del cráter apareció por primera vez. Pequeñas explosiones lanzaron fragmentos de tamaño lapilli en los flancos del volcán y en algunas aldeas. Una de estas explosiones terminó con las vidas de cinco alpinistas que habían subido el cráter el 30 de abril de 1996. Esta explosión envió material juvenil de la cúpula (1-2 cm de diámetro) a los pueblos de Xalitzintla, San Nicolás de los Ranchos, y otros situados a 12 km del flanco NE del volcán. El 10 de junio de 1996, la cúpula tenía un grosor de 50 m y había cubierto completamente el cráter que se formó en 1922. Entre abril de 1996 y junio de 1997, el volcán había sacado por lo menos tres cúpulas de lava. El 30 de junio de 1997, una fuerte explosión precedida por dos horas de terremotos volcano-tectónicos tuvo lugar. La erupción formó una columna de 8 km de altura que fue transportada por los vientos hacia la ciudad de México, produciendo caída de ceniza que causó el cierre del aeropuerto internacional. Al día siguiente, se produjo un lahar de 12 kilómetros de largo que alcanzó la ciudad de Santiago Xalitzintla, parcialmente inundó una casa. Desde julio de 1997 a noviembre de 2000, cuatro bóvedas fueron asentadas en el cráter; estas cúpulas fueron seguidas por fuertes explosiones que lanzaron proyectiles balísticos hasta 5 km de la cumbre. Del 12 al 16 de diciembre de 2000, la actividad del Popocatepetl aumentó notablemente, provocando la evacuación de más de 40.000 habitantes. En aquel momento, el cráter del Popocatepetl estaba casi completamente lleno de lava y el 18 de diciembre de 2000 tuvo una erupción de amplia cobertura en los medios de comunicación. Estas explosiones tipo vulcaniana proyectaron rocas a cúpula > 5 km de la cumbre, provocando incendios forestales. Después de estos acontecimientos, se presentó un mapa actualizado de los peligros del volcán (Sheridan et al., 2001). Desde abril de 1996 hasta el presente, el

volcán ha sacado más de 20 cúpulas que posteriormente fueron destruidos por las explosiones de tipo vulcaniana. Una de las últimas grandes explosiones tuvo lugar el 21 de enero de 2001, produciendo una columna pequeña que de repente se derrumbó para producir un flujo piroclástico con una extensión máxima de 6,5 km, llegando al borde de la línea de árboles. El flujo piroclástico desviado en varias leguas, uno de los cuales registró el glaciar formando, y los lahares alcanzaron la ciudad de Xalitzintla, situado a 15 km de la Cumbre (Capra et al., 2004). Después de 11 años de actividad, el cráter del Popocatépetl está lleno casi hasta el borde, superando así la magnitud de la erupción 1919–1927 (Macías y Siebe, 2005). “

2.8 Fases constructivas del edificio del Popocatépetl

Mooser et al., (1996) reconocen cinco edificios volcánicos previos a la formación del actual Popocatépetl. La superposición de éstos, a través de procesos de construcción y destrucción, han dado lugar a su configuración morfológica. Los autores indican que el volcán más antiguo se desarrolló en la última fase del Plioceno y corresponde con los remanentes de la caldera Yoloxóchitl. El siguiente edificio es el complejo Tetela, al que le suceden los volcanes de Tlamacas y Apapaxco, los cuales tienen una edad superior a 100.000 años. El quinto se conoce con el nombre de Nexpayantla y sufrió un gran colapso. Sobre los restos de este último se emplazó el actual Popocatépetl. Al igual que Robin y Boudal, (1987), Mooser et al., (1996), reconocen en el relieve los restos del antiguo volcán Nexpayantla y deducen las siguientes fases en su evolución (Fig. 2.2).

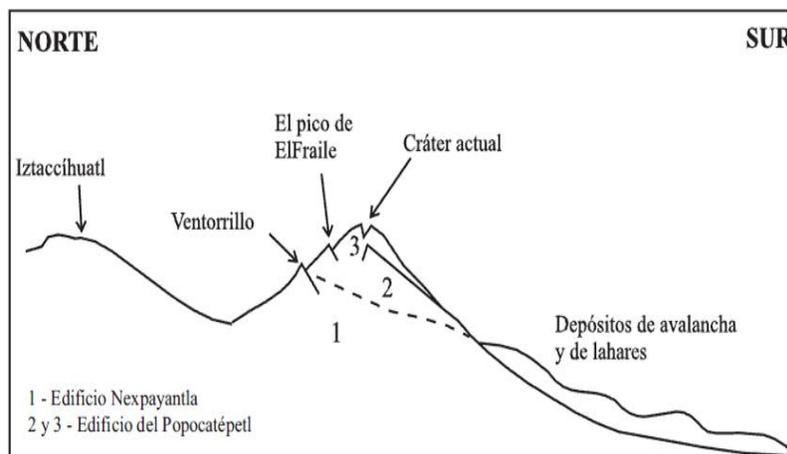


Figura 2.2 Imagen del emplazamiento de los edificios volcánicos Nexpayantla y Popocatépetl (modificado de Robin y Boudal, 1987).

CÁPITULO 3. MODELO DE ADVECCIÓN DIFUSIÓN DE SUZUKI

3.1 Consideraciones básicas del modelo de Suzuki

Las partículas volcánicas inyectadas a la atmósfera durante erupciones explosivas forman plumas y lluvias de cenizas características; su dispersión y deposición constituyen fenómenos cuyas características principales pueden ser integradas en un modelo físico-matemático con solución numérica. En este capítulo se describe el método teórico y numérico de dispersión de piroclásticos de Suzuki (1983) que a pesar de su simplicidad ha resultado efectivo para estimar la deposición de tefra resultante de la formación de una columna eruptiva.

El modelo de Suzuki simula la dispersión de piroclastos usando un modelo de difusión bidimensional. Este modelo se basa en las siguientes suposiciones:

1. Los depósitos de tefra acumulados alrededor de un volcán durante una erupción explosiva proceden de una columna eruptiva.
2. La dispersión de las partículas es gobernada por una ley de difusión.
3. El asentamiento de las partículas se da en función de la velocidad terminal de las mismas.
4. Las partículas están acopladas al movimiento de la atmósfera y por lo tanto son distribuidas también por el viento.

Las partículas se difunden en la atmósfera en dirección vertical y horizontal; sin embargo, la escala de la turbulencia horizontal es mucho mayor que la turbulencia vertical, por lo que en el modelo la dispersión de partículas se simula usando un modelo de difusión bidimensional es decir se considera sólo la difusividad horizontal.

La ecuación diferencial bidimensional para la difusión en un viento de velocidad uniforme, y donde la coordenada x se toma en la dirección del viento es la siguiente:

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} = -u \frac{\partial \chi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \chi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial \chi}{\partial y} \right), \quad \dots (1)$$

Esta ecuación segun Suzuki (1983) es debida a (Csanady, 1973) y en la misma χ representa la concentración de la 'sustancia' en difusión, K es la difusividad en régimen turbulento, y u es la velocidad del viento. La difusividad es una función de la distancia r del centro de difusión y el tiempo de difusión t , donde $r = \{ (x-ut)^2 + y^2 \}^{1/2}$.

La forma de la función de $K(r,t)$ se ha expresado de diversas maneras. La comparación de la solución de la ecuación (1) con datos publicados se hizo mediante la varianza σ_r^2 y la difusividad aparente A_L .

$$\sigma_r^2 \equiv \int_0^\infty r^2 \cdot \chi(t,r) \cdot 2\pi r dr / \int_0^\infty \chi(t,r) \cdot 2\pi r dr, \quad A_L \equiv \sigma_r^2 / 4t.$$

Para el típico $K(r,t)$, σ_r^2 y A_L son los siguientes:

Difusión de tipo Fick	$K = const.;$	$\sigma_r^2 \propto t,$	$A_L = K$
Joseph and Sendner	$K \propto r;$	$\sigma_r^2 \propto t^2,$	$A_L \propto L$
Ozmidov	$K \propto r^{4/3};$	$\sigma_r^2 \propto t^3,$	$A_L \propto L^{4/3}$

Dónde $L \equiv 3\sigma_r$.

Sobre la base de observaciones, Suzuki (1983) menciona las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned} A_L &\propto L^{4/3} \\ \sigma_r^2 &\propto t^2 \sim t^3 \\ A_L &\propto L^{1.1}, \quad \sigma_r^2 \propto t^{2.3} \end{aligned}$$

La constante K se expresa como una función de r solamente. En la difusión turbulenta de partículas de aire, sin embargo, el tiempo de difusión es el tiempo de caída de partículas. La difusividad K puede, por lo tanto, también ser una función del tiempo de caída de partículas.

La solución de la ecuación (1) se obtiene proponiendo que $K = Ct^{3/2}$ de donde:

$$\chi = \frac{5q}{8\pi Ct^{5/2}} \exp \left[-\frac{5\{(x-ut)^2 + y^2\}}{8Ct^{5/2}} \right] \quad \dots (2)$$

con C es una constante y q es la cantidad de material considerado.

3.2 Velocidad de asentamiento atmosférico de partículas piroclásticas

Walker et al (1971) determinaron la velocidad final de caída de las partículas piroclásticas mediante medidas en campo y datos de laboratorio y determinaron la velocidad final de caída a nivel del mar de partículas con diferentes tamaños y densidades. Wilson (1972) estimó el tiempo de caída de partículas piroclásticas de una gran altura utilizando el método de Walker et al. Wilson y Huang (1979) propusieron la siguiente fórmula para la relación entre el coeficiente de arrastre C_a , el número de Reynolds R_a y el parámetro de forma F ,

$$C_a = \frac{24}{R_a} F^{-0.828} + 2\sqrt{1.07 - F}, \quad \dots (3)$$

dónde

$$C_a = \frac{4\psi_p g d}{3\psi_a V_t^2}, \quad R_a = \frac{\psi_a V_t d}{\eta_a}, \quad F = \frac{b+c}{2a}, \quad d = \frac{a+b+c}{3}$$

(d es el diámetro medio de partículas con ejes principales a, b, c (a es la más larga)), V_t es la velocidad final de las partículas, η_a, ψ_a son la viscosidad y la densidad del aire, ψ_p es la densidad de las partículas y g es la aceleración debido a la gravedad.

De la ecuación (3) obtenemos la velocidad final de caída V_t como una función del diámetro medio d y el parámetro de forma de las partículas (F):

$$V_t = \frac{\psi_p g d^2}{9\eta_a F^{-0.828} + \sqrt{81\eta_a^2 F^{-1.656} + \frac{3}{2}\psi_a \psi_p g d^3 \sqrt{1.07 - F}}}. \quad \dots (4)$$

Esta ecuación fue modificada por Wilson y Huang (1979) para un mejor ajuste de datos observados por la siguiente:

$$V_t = \frac{\psi_p g d^2}{9\eta_a F^{-0.32} + \sqrt{81\eta_a^2 F^{-0.64} + \frac{3}{2}\psi_a \psi_p d^3 \sqrt{1.07 - F}}}. \quad \dots (4)$$

La ecuación anterior retarda considerablemente el tiempo de cálculos del modelo por lo que se simplifica a la siguiente expresión que se ajusta muy bien a la anterior y arroja resultados satisfactorios:

$$V_t = \left(\frac{mg}{C_a A \psi_a} \right)^{\frac{1}{2}},$$

donde m es la masa de las partículas, A es el área efectiva seccionada transversalmente, C_a es el coeficiente de arrastre y g es la aceleración debido a la gravedad; entonces:

$$V_z/V_0 \doteq (\psi_{a0}/\psi_{az})^{\frac{1}{2}},$$

donde V_0 y V_z son las velocidades finales de la caída de partículas al nivel del mar y la altura z , y ψ_{a0} y ψ_{az} son la densidad del aire a nivel del mar y altura z . Suponiendo la temperatura del aire constante, la ley de Boyle nos da:

$$\psi_{az}/\psi_{a0} = \exp\{(-\psi_{a0}/P_0)gz\},$$

donde P_0 es la presión atmosférica a nivel del mar; entonces:

$$V_z = V_0 \exp(0.0625z(km))$$

y el tiempo de caída desde la altura z es

$$T = \int_0^z \frac{dz}{V_z} = \frac{1 - \exp(-0.0625z(km))}{0.0625 V_0}. \quad \dots (5)$$

Wilson (1972) calculó el efecto de la altura en el tiempo de caída con el método de Runge - Kutta para $\eta_a(z)$, $\psi_a(z)$ y $g(z)$. El tiempo de caída obtenido por la ecuación (5) coincide aproximadamente con la de Wilson. La figura (4) muestra el tiempo de caída deducido por Wilson (1972) en comparación con la que se calcula de la ecuación (5). Con el fin de reducir el leve desacuerdo, deben hacerse las siguientes correcciones:

$$t = 0.752 \times 10^6 \left[\frac{1 - \exp(-0.0625z)}{V_0} \right]^{0.926}, \quad \dots (5)$$

donde t está dada en segundos, z en km y V_0 en cm/s .

3.3 Difusión de partículas volcánicas de la columna de erupción

La distribución de tamaño de material piroclástico emitido puede explicarse por la ley de Rosin, o por la distribución de probabilidad logarítmica. En este trabajo se adopta la última distribución. La función de densidad de probabilidad está dada por:

$$f(\log_{10} d) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_d} \exp \left\{ -\frac{(\log_{10} d / d_m)^2}{2\sigma_d^2} \right\},$$

donde σ_d es la derivación estándar de distribución de tamaño y d_m es el diámetro mediano. La cantidad dq de partículas teniendo diámetros entre d_j y d_{j+1} para la cantidad total de material erupcionado (Q) es:

$$dq = \frac{Q \log_{10} \left(\frac{d_{j+1}}{d_j} \right)}{\sqrt{2\pi}\sigma_d} \exp \left\{ -\frac{(\log_{10} d_j / d_m)^2}{2\sigma_d^2} \right\}. \quad \dots (6)$$

Para obtener la velocidad en la columna eruptiva como función de la altura Suzuki tomó en cuenta las siguientes simplificaciones:

(1) La velocidad vertical de una columna de erupción volcánica $W(z)$ es la siguiente función de la altura z .

$$W(z) = W_0 \left(1 - \frac{z}{H}\right)^\lambda,$$

donde W_0 es la velocidad inicial en $z=0$, H es la altura máxima de la columna eruptiva y λ es una constante.

(2) El parámetro de difusión de la columna de erupción Y es una función de la velocidad vertical de la columna $W(z)$ y la velocidad final de caída de las partículas al nivel del mar V_0 y es de la forma:

$$Y(z) = \frac{\beta\{W(z) - V_0\}}{V_0},$$

donde β es una constante.

(3) La densidad de probabilidad de difusión $P(z)$ es una función del parámetro Y dado por la ecuación

$$P(z) = AY \exp(-Y),$$

donde A está dado por:

$$\int_0^H P(z) dz = 1.$$

Bajo estas suposiciones, obtenemos la probabilidad de densidad de difusión $P(z)$ para $\lambda = 1$ como la siguiente:

$$P(z) = \frac{\beta W_0 Y \exp(-Y)}{V_0 H \{1 - (1 + Y_0) \exp(-Y_0)\}}, \quad \dots (7)$$

Con

$$Y_0 = \beta(W_0 - V_0) / V_0.$$

La columna eruptiva tiene forma y aumenta como $0.5 z$ con la altura z por lo que $3\sigma_r = 0.5 z$. De la ecuación (2) la varianza $\sigma_r^2 = (8/5) Ct^{5/2}$ y los tiempos t_s para $-0.5 z / 3$ se da de la siguiente forma:

$$t_s = \left(\frac{5z^2}{288C} \right)^{2/5}$$

Este t_s se agrega solamente al tiempo de difusión en la ecuación (2) y no al tiempo de transferencia horizontal.

5. La masa total del material de erupción y su distribución aérea

La cantidad dq de partículas teniendo diámetros entre d_j y d_{j+1} está dada por la ecuación (6). La cantidad $q(d, z)$ de las partículas se difunde en la altura $z \sim z + dz$ como:

$$q(d, z) = dqP(z)dz.$$

Sustituyendo q en la ecuación (2), la cantidad de acumulación en el punto (x, y) en la superficie de la tierra, cuando χ en la ecuación (2) es integrada sobre todos los tamaños de las partículas y todas las alturas de la columna de erupción, es dada como:

$$X(x, y) \int_{d=0}^{d=\infty} \int_0^H \frac{5P(z)}{8\pi C t^{5/2}} \exp \left[-\frac{5\{(x-ut)^2 + y^2\}}{8C t^{5/2}} \right] dq dz. \quad \dots (8)$$

El tiempo de difusión t viene dada por la ecuación (5)', y V_0 en la ecuación (5)' está dada por la ecuación (4)' como una función del diámetro de las partículas d .

3.4 Integración numérica

El modelo computacional para la dispersión de piroclastos presentado se basa en una doble integración numérica de la ecuación (8). La integración con respecto a la cantidad de partículas fue hecha con el método simple rectangular y la segunda con el método del trapecoide. El tamaño del paso en \mathbf{q} y \mathbf{z} fue determinado experimentalmente reduciéndolo sistemáticamente hasta que no se encontraron cambios significativos en los resultados.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y ANÁLISIS

4.1 Método de análisis

Como se vio en el capítulo anterior, la teoría de Suzuki requiere el conocimiento de varios datos o condiciones en que ocurre la dispersión, estos datos son:

- 1) La velocidad del viento
- 2) La altura de la columna
- 3) La distribución del tamaño de grano de los piroclastos y su densidad

La velocidad (rapidez y dirección) del viento en el volcán Popocatepetl no es conocida debido a que no existe estación meteorológica alguna en dicho volcán; sin embargo podemos estimar su distribución con la altura tomando la estación más cercana, que en este caso es la Estación Meteorológica de Tacubaya, de la cual hemos tomado las velocidades y direcciones del viento. Estos datos son una buena aproximación a las velocidades en el volcán y de acuerdo con el orden de aproximación que es intrínseco al modelo.

La información meteorológica analizada fue proporcionada por el Servicio Meteorológico Nacional y corresponde al periodo Enero-Diciembre del año 2012, como se ha mencionado anteriormente pertenece a la Estación Meteorológica de Tacubaya, proporcionada de manera que los archivos con datos de radiosondeo con extensión AED son generados por las estaciones de radiosondeo modelos DigiCORA (Sounding System MW11 & Sounding System MW15) de Vaisala contienen toda la información recibida desde la radiosonda desde el momento de su lanzamiento hasta la explosión del globo o terminación de la observación por cualquier otra razón. Esta información se presenta en forma de columnas que contienen los siguientes datos:

Tiempo de vuelo		Altitud	Presión	Temperatura	Humedad relativa	Punto de rocío	Dirección del viento	Velocidad del viento
Min	Seg	M geo	Mb	Grado centígrado	%	Grado centígrado	Grados	m/s

La forma en que se presentan es la siguiente (Fig. 4.1):

Archivo	Edición	Formato	Ver	Ayuda					
0 0	2313	777.0	17.0	24	-3.7	69	3.2	Tudfv	
0 2	2320	776.3	17.2	25	-3.2	32	3.1		
0 4	2328	775.6	17.4	25	-2.9	29	3.7		
0 6	2336	774.9	17.2	25	-3.2	28	4.4		
0 8	2343	774.3	17.0	25	-3.4	27	5.0		
0 10	2351	773.6	16.9	25	-3.3	27	5.5		
0 12	2360	772.7	16.9	25	-3.0	27	6.0	d v	
0 14	2370	771.8	16.8	26	-3.0	27	6.5		
0 16	2381	770.8	16.6	26	-3.1	27	6.9		
0 18	2390	770.0	16.6	26	-3.0	27	7.2		
0 20	2398	769.3	16.5	26	-3.0	27	7.5		
0 22	2405	768.6	16.4	26	-2.9	28	7.7		
0 24	2413	767.9	16.3	27	-2.8	29	7.9		
0 26	2423	767.0	16.2	27	-2.9	30	8.1		
0 28	2434	766.0	16.1	27	-2.8	31	8.3		
0 30	2444	765.1	16.0	27	-2.8	32	8.4		
0 32	2454	764.2	15.9	27	-2.8	33	8.6		
0 34	2465	763.2	15.8	27	-2.9	34	8.7		
0 36	2478	762.1	15.7	28	-2.9	34	8.9		
0 38	2491	760.9	15.6	28	-2.9	35	9.0		
0 40	2502	759.9	15.4	28	-2.9	35	9.2		
0 42	2512	759.0	15.4	28	-2.9	36	9.3		
0 44	2523	758.0	15.3	28	-3.0	36	9.5	d v	
0 46	2535	757.0	15.2	28	-3.2	35	9.5		
0 48	2546	755.9	15.1	28	-3.4	35	9.6		
0 50	2557	755.0	15.0	28	-3.3	34	9.6		
0 52	2567	754.1	14.8	28	-3.3	34	9.7		
0 54	2577	753.2	14.8	28	-3.4	33	9.7		
0 56	2588	752.2	14.7	28	-3.5	32	9.7		
0 58	2598	751.3	14.6	28	-3.6	31	9.7		
1 0	2609	750.4	14.5	28	-3.6	30	9.7		
1 2	2619	749.4	14.4	28	-3.6	29	9.7		
1 4	2631	748.4	14.2	29	-3.7	28	9.8		
1 6	2644	747.3	14.1	29	-3.7	27	9.8		
1 8	2658	746.0	14.0	29	-3.8	26	9.9		
1 10	2671	744.8	13.9	29	-3.8	25	10.0		
1 12	2682	743.9	13.7	29	-3.9	24	10.1		

Figura 4.1 Datos proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional de México.

donde al minuto 0 con 0 segundos, se estaba a una altitud de 2313 msnmm (metros sobre el nivel medio del mar), a una presión de 777.0 mb, 17.0 °C de temperatura ambiente, una humedad relativa de 24 %, temperatura de punto de rocío igual a -3.7 °C, dirección del viento de 69° y una velocidad del viento de 3.2 m/s.

El nombre del archivo ya sea AED o ZIP fue dado por la fecha y hora del la observación: AAMMDDHH. Donde la hora está dada en horario Z o Tiempo Universal Coordinado (Greenwich) y con datos equivalentes a un lanzamiento vespertino (6 PM).

El estudio de los datos proporcionados fue realizado de la siguiente manera:

- 1) Se realizó una clasificación eliminando los datos inferiores a una altura de 5500 msnmm (debido a que el volcán Popocatepetl se encuentra a una altura de 5452 msnm, así también se hizo una clasificación con un rango de 500m, es decir, se tomaron sólo datos cada 500m a partir de 5500 msnmm (por ejemplo; 5500, 6000, 6500, 7000, 7500, 8000, 8500, 9000, ... , hasta 31000), como se muestra en la figura 4.2.

Archivo	Edición	Formato	Ver	Ayuda														
11	56	5507	522.8	-8.8	69	-13.6	187	5.5										
11	58	5518	522	-8.8	70	-13.4	187	5.5										
12	0	5529	521.3	-8.8	69	-13.5	186	5.6										
12	2	5538	520.6	-8.7	67	-13.8	186	5.6										
12	4	5547	520.1	-8.8	66	-13.9	186	5.6										
12	6	5556	519.4	-8.9	67	-13.9	186	5.7										
12	8	5565	518.8	-9	67	-14	187	5.7										
12	10	5574	518.3	-9	67	-14	188	5.7										
12	12	5584	517.6	-9.1	68	-13.9	189	5.8										
12	14	5595	516.8	-9.1	69	-13.8	190	5.8										
13	36	5998	490.5	-12	72	-16.1	200	8.2										
13	38	6007	489.9	-12	72	-16.1	201	8										
13	40	6016	489.3	-12.1	72	-16.2	202	7.7										
13	42	6027	488.7	-12.2	72	-16.2	204	7.5										
13	44	6036	488.1	-12.3	73	-16.1	205	7.2										
13	46	6046	487.4	-12.3	74	-16	207	6.9										
13	48	6057	486.7	-12.2	75	-15.7	210	6.6										
13	50	6070	485.9	-12	76	-15.5	213	6.4										
13	52	6082	485.1	-12	77	-15.3	216	6.2										
13	54	6094	484.4	-12	78	-15.1	218	6										
13	56	6104	483.8	-12.1	78	-15.2	221	5.9										
15	4	6495	459.5	-14.7	93	-15.5	285	6.3										
15	6	6506	458.7	-14.8	94	-15.6	284	6.2										
15	8	6520	458	-14.9	94	-15.7	284	6.1										
15	10	6531	457.4	-14.9	94	-15.7	284	6.1										
15	12	6540	456.8	-14.9	93	-15.7	285	6.1										
15	14	6550	456.2	-15	93	-15.8	285	6.1										
15	16	6562	455.5	-15.1	93	-15.9	286	6.1										
15	18	6574	454.8	-15.1	93	-16	287	6.2										
15	20	6585	454.1	-15.2	93	-16	288	6.4										
15	22	6598	453.3	-15.2	93	-16.1	288	6.5										
16	38	7001	429.7	-17.8	88	-19.4	298	5.2										
16	40	7012	429	-17.9	88	-19.4	299	5.3										
16	42	7023	428.4	-18	88	-19.4	300	5.4										
16	44	7034	427.8	-18.1	88	-19.5	301	5.5										
16	46	7046	427.1	-18.2	88	-19.7	301	5.7										
16	48	7057	426.5	-18.2	87	-19.8	302	5.8										
16	50	7067	425.9	-18.3	87	-19.9	303	5.9										
16	52	7078	425.2	-18.4	87	-20	304	6										
16	54	7089	424.7	-18.4	86	-20.2	305	6.1										

Figura 4.2 Datos clasificados cada 500 km.

2) Los datos seleccionados se pasaron a Excel, realizando una base de datos con ellos; de esta manera realizamos gráficas de dos maneras; 1) con respecto a la velocidad del viento vs la frecuencia, y 2) con respecto las direcciones de viento vs la frecuencia, se tomaron las direcciones y velocidades más frecuentes como un patrón de lo que sería de un prototipo más dado de ejemplos más típicos, no necesariamente serían los que ocurrieran en un momento dado pero son los más probables que ocurran, teniendo las gráficas de la siguiente manera como se muestran a continuación (Fig.4.4 y 4.5) y como se pueden observar teniendo resultados de frecuencia de la velocidad y la dirección del viento (Fig. 4.3).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O
1			520.30878					488.09239					457.48645		
2	Panonez	Altitud	Presion	Direccion	Velocidad		Altitud	Presion	Direccion	Velocidad		Altitud	Presion	Direccion	Velocidad
3	1209000	5507	522.3	187	5.5		5998	490.5	200	8.2		6495	459.5	285	6.3
4		5518	522	187	5.5		6007	489.9	201	8		6506	458.7	284	6.2
5		5529	521.3	186	5.6		6016	489.3	202	7.7		6520	458	284	6.1
6		5538	520.6	186	5.6		6027	488.7	204	7.5		6531	457.4	284	6.1
7		5547	520.1	186	5.6		6036	488.1	205	7.2		6540	456.8	285	6.1
8		5556	519.4	186	5.7		6046	487.4	207	6.9		6550	456.2	285	6.1
9		5565	518.8	186	5.7		6057	486.7	207	6.6		6562	455.5	286	6.1
10		5574	518.3	186	5.7		6070	485.9	213	6.4		6574	454.8	287	6.2
11		5584	517.6	189	5.8		6082	485.1	216	6.2		6585	454.1	288	6.4
12		5595	516.8	190	5.8		6094	484.4	218	6		6598	453.3	288	6.5
13							6104	483.8	221	5.9					
14															
15	1209000	5501	524.4	145	3.5		5993	492.2	202	13		6493	461.1	281	4.7
16		5507	524	144	3.3		6000	491.9	203	13		6501	460.6	281	4.8
17		5513	523.6	144	3.2		6007	491.3	204	13		6506	460.1	282	4.8
18		5520	523.1	143	3.1		6014	490.8	206	13		6515	459.7	282	4.8
19		5526	522.7	142	2.9		6021	490.4	207	12		6523	459.3	283	4.8
20		5533	522.3	141	2.8		6029	489.9	207	12		6531	458.8	283	4.8
21		5540	521.9	140	2.6		6036	489.4	209	12		6539	458.3	284	4.8
22		5547	521.3	140	2.4		6044	489	209	12		6545	457.9	285	4.8
23		5555	520.8	139	2.2		6051	488.5	210	12		6552	457.5	285	4.8
24		5561	520.4	139	2.1		6059	488	211	12		6559	457.1	286	4.8
25		5569	519.9	139	1.9		6066	487.5	212	12		6566	456.6	287	4.8
26		5576	519.4	140	1.8		6074	487	213	12		6573	456.2	288	4.8
27		5583	518.9	141	1.6		6081	486.6	214	14		6580	455.8	289	4.8
28		5590	518.4	142	1.5		6089	486.1	214	14		6587	455.4	290	4.8
29		5598	517.9	143	1.4		6096	485.6	215	14		6594	455	291	4.8
30		5605	517.5	143	1.3		6104	485.2	215	13		6601	454.5	292	4.8
31															
32	1209000	5501	524.3	136	1.2		5996	491.9	214	5.4		6496	460.5	285	7.2
33		5508	523.9	136	1.1		6003	491.3	215	5.5		6502	460.2	286	7.4
34		5514	523.4	136	1		6009	490.9	216	5.6		6509	459.8	286	7.5
35		5520	523	136	0.9		6016	490.5	216	5.6		6516	459.4	286	7.6
36		5527	522.6	137	0.8		6023	490.1	216	5.7		6523	459	287	7.7
37		5533	522.2	137	0.7		6029	489.6	216	5.7		6529	458.7	287	7.8
38		5539	521.8	138	0.6		6036	489.2	217	5.8		6536	458.3	288	7.9

Figura 4.3 Base de datos clasificados

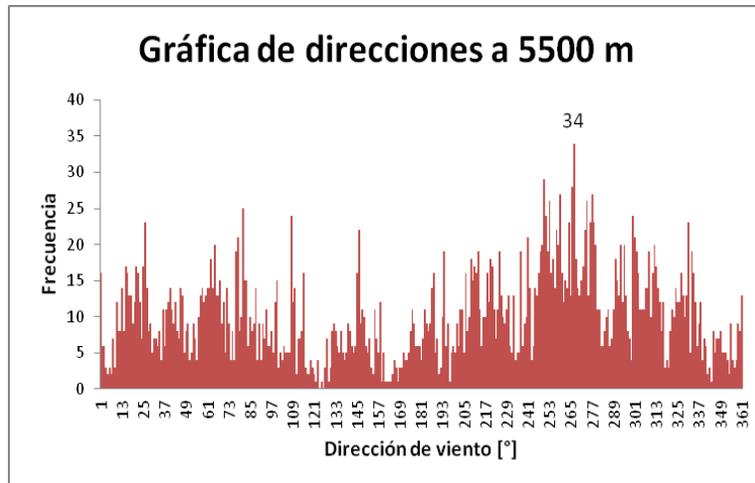


Figura 4.4 Gráfica correspondiente a la dirección del viento vs frecuencia a una altura de 5500 m de altura en el año 2012.

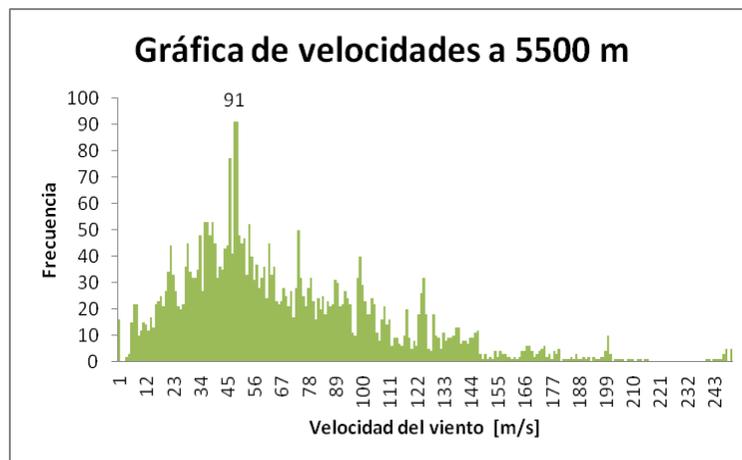


Figura 4.5 Gráfica correspondiente a la velocidad del viento vs la frecuencia a una altura de 5500 m en el año 2012.

3) Con las gráficas de frecuencia (Apéndice A) obtenidas se llevó a cabo la realización de un archivo (.txt), el cual se usará como datos de entrada en el programa de computadora, tomando los parámetros: beta (una constante dada, en este caso es de 0.1), número de casos ($n_{\text{casos}} = 1$), altura (m), presión (mb), dirección del viento ($^{\circ}$) y velocidad del viento (m/s), como se observa a continuación (Fig. 4.6).

Caso	Presión (mb)	Altura (m)	Dir. viento (°)	Vel. viento (m/s)
01	520	5500.00000	267	4.800000
02	488	6000.00000	272	5.400000
03	457	6500.00000	247	4.900000
04	428	7000.00000	255	5.400000
05	400	7500.00000	249	10.40000
06	374	8000.00000	266	13.00000
07	349	8500.00000	250	6.900000
08	326	9000.00000	257	6.100000
09	304	9500.00000	263	6.800000
10	283	10000.00000	274	24.10000
11	263	10500.00000	265	19.10000
12	244	11000.00000	265	17.40000
13	226	11500.00000	255	19.70000
14	210	12000.00000	263	20.80000
15	194	12500.00000	263	22.00000
16	179	13000.00000	265	19.50000
17	165	13500.00000	262	25.30000
18	152	14000.00000	249	14.10000
19	140	14500.00000	256	17.80000
20	129	15000.00000	255	9.300000
21	118	15500.00000	253	18.30000
22	109	16000.00000	246	18.20000
23	100	16500.00000	262	12.90000

Figura 4.6 Archivo de texto con los datos clasificados en orden con: $\beta = 0.1$, número de casos = 1, caso = 01, presión atmosférica = 520 mb, altura = 5500 m, dirección del viento = 267° y velocidad 4.8 m/s.

La aplicación del modelo computacional fue realizado de la siguiente manera:

4) Se programó en lenguaje FORTRAN el modelo computacional (Microsoft Fortran Power Station 4.0), y también se creó un archivo ejecutable para para poder emplear el programa en un sistema operativo Windows mayor facilidad. El programa arroja los resultados en dos archivos ASCII con extensión < .txt >, en el primero, denominado OUT1(Fig. 4.7), se guardan los datos de entrada como referencia e identificación; en el segundo, OUT2, se almacenan los resultados del procesamiento como se muestra enseguida (Fig. 4.8):

```

dm, sd 4.700000E-02 4.000000E-01
Q, H, wo 1.000000E+14 5000000.000000 15000.000000
nx,ny,nz 41 41 200
f,visair, densa 6.000000E-01 1.730000E-04 1.230000E-03
beta = 1.000000E-01 ncasos: 1
Caso No 1
alt, dir. y vel 550000.000000 267.000000 480.000000
alt, dir. y vel 600000.000000 272.000000 540.000000
alt, dir. y vel 650000.000000 247.000000 490.000000
alt, dir. y vel 700000.000000 255.000000 540.000000

```

Figura 4.7 Archivo generado al término de correr el archivo ejecutable con nombre OUT1, con los datos generales del programa.

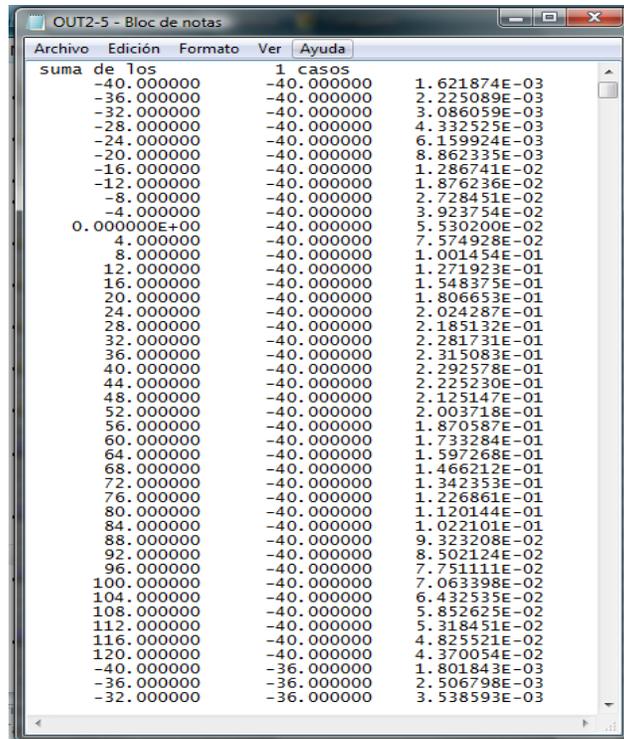


Figura 4.8 Archivo generado al término de correr el archivo ejecutable con nombre OUT2 con los sumatoria de los datos resultantes del programa.

5) Del modelo computacional se generaron 9 archivos ejecutables variando la altura de la columna eruptiva, con alturas de: 5 km, 8km, 10 km, 15 km, 20 km, 25 km, 30 km, 35 km y 40 km, para el estudio de una erupción pliniana con diferentes alturas.

6) Posteriormente se llevó a cabo la ejecución del programa de Suzuki utilizando el archivo de texto antes mencionado (el número 3) con cada uno de los archivos ejecutables y obteniendo 18 archivos de texto, 9 correspondientes a OUT1 y otros 9 correspondientes a OUT2.

El estudio y visualización de los depósitos de caída fue realizado de la siguiente manera:

7) Con los archivos resultantes al ejecutarse el programa, se tomó el segundo archivo creado, es decir, OUT2 y con ayuda del software comercial Surfer 9.0 se generaron archivos GRID, con los cuales se crearon mapas de isopacas los cuales nos proporcionan una visualización de los depósitos de caída en una erupción pliniana del volcán Popocatepetl y poder estudiarlos, como se puede observar en la siguiente imagen (Fig. 4.9).

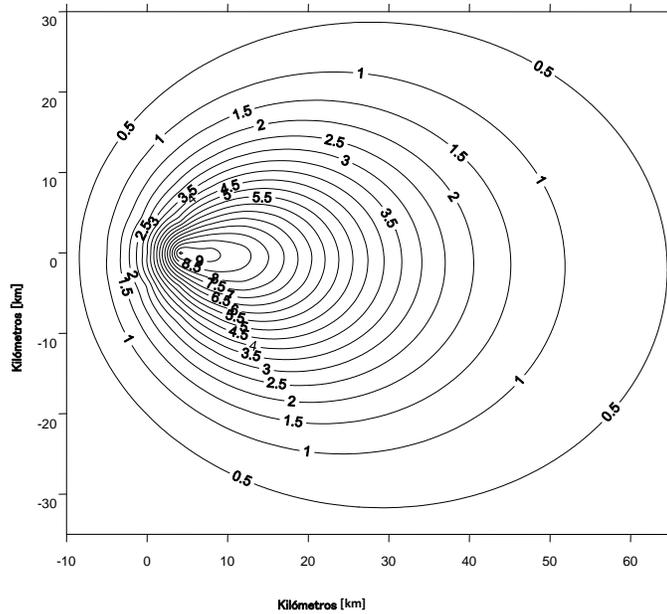


Figura 4.9 Mapa de isopacas al mapear los datos de OUT2 en Surfer 9.0 con coordenadas en Km.

8) Para interpretar las isopacas obtenidas con el modelo se procedió a graficarlas sobre un modelo digital de elevación de la localidad de la cima del Popocatepetl y otro con las zonas rurales de los alrededores del volcán, los datos son proporcionados por INEGI en un sistema de coordenadas UTM (Universal Transverse Mercator) por lo cual se agregaron al archivo OUT2 de cada caso las coordenadas UTM correspondientes al Popocatepetl quedando un archivo de la siguiente manera (Fig. 4.10):

Coordenadas UTM				
-40	-40	499779.0451	2063415.204	1.62E-03
-36	-40	503779.0451	2063415.204	2.23E-03
-32	-40	507779.0451	2063415.204	3.09E-03
-28	-40	511779.0451	2063415.204	4.23E-03
-24	-40	515779.0451	2063415.204	6.16E-03
-20	-40	519779.0451	2063415.204	8.86E-03
-16	-40	523779.0451	2063415.204	1.29E-02
-12	-40	527779.0451	2063415.204	1.88E-02
-8	-40	531779.0451	2063415.204	2.73E-02
-4	-40	535779.0451	2063415.204	3.92E-02
0.00E+00	-40	539779.0451	2063415.204	5.53E-02
4	-40	543779.0451	2063415.204	7.57E-02
8	-40	547779.0451	2063415.204	1.00E-01
12	-40	551779.0451	2063415.204	1.27E-01
16	-40	555779.0451	2063415.204	1.55E-01
20	-40	559779.0451	2063415.204	1.81E-01
24	-40	563779.0451	2063415.204	2.05E-01
28	-40	567779.0451	2063415.204	2.19E-01
32	-40	571779.0451	2063415.204	2.28E-01
36	-40	575779.0451	2063415.204	2.32E-01
40	-40	579779.0451	2063415.204	2.29E-01
44	-40	583779.0451	2063415.204	2.23E-01
48	-40	587779.0451	2063415.204	2.13E-01
52	-40	591779.0451	2063415.204	2.00E-01
56	-40	595779.0451	2063415.204	1.87E-01
60	-40	599779.0451	2063415.204	1.73E-01
64	-40	603779.0451	2063415.204	1.60E-01
68	-40	607779.0451	2063415.204	1.47E-01
72	-40	611779.0451	2063415.204	1.34E-01
76	-40	615779.0451	2063415.204	1.23E-01
80	-40	619779.0451	2063415.204	1.13E-01
84	-40	623779.0451	2063415.204	1.02E-01
88	-40	627779.0451	2063415.204	9.32E-02
92	-40	631779.0451	2063415.204	8.50E-02
96	-40	635779.0451	2063415.204	7.75E-02
100	-40	639779.0451	2063415.204	7.06E-02
104	-40	643779.0451	2063415.204	6.41E-02
108	-40	647779.0451	2063415.204	5.83E-02
112	-40	651779.0451	2063415.204	5.32E-02
116	-40	655779.0451	2063415.204	4.83E-02
120	-40	659779.0451	2063415.204	4.37E-02
-40	-36	499779.0451	2063415.204	1.80E-03
-36	-36	503779.0451	2063415.204	2.51E-03
-32	-36	507779.0451	2063415.204	3.54E-03
-28	-36	511779.0451	2063415.204	5.08E-03

Figura 4.10 Archivo con correcciones en sistema de coordenadas UTM.

9) Este archivo se volvió a correr en Surfer 9 obteniendo un mapa de isopacas de la siguiente manera (Fig. 4.11).

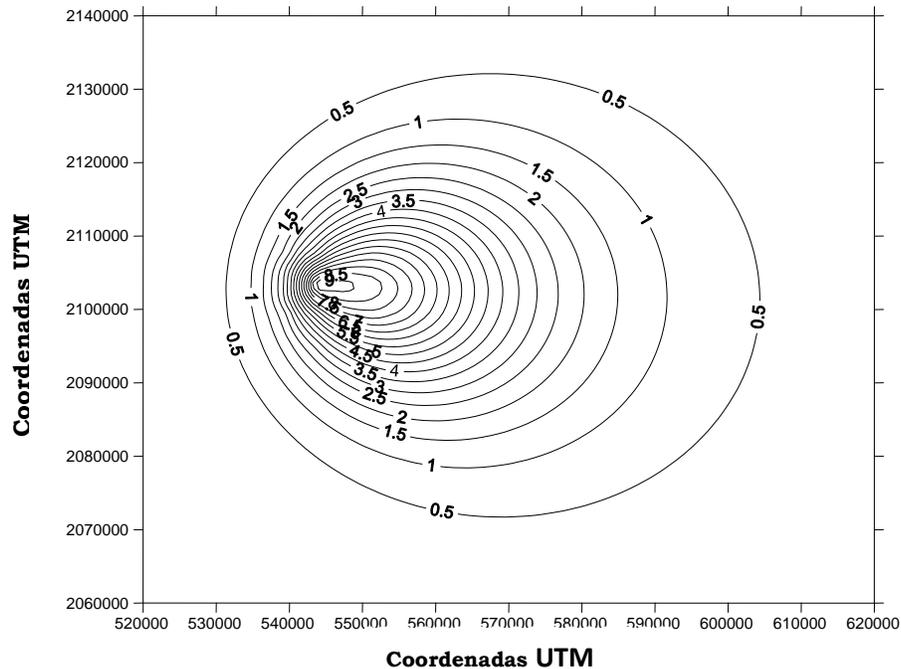


Figura 4.11 Mapa de isopacas obtenido al mapear los datos de OUT2 en Surfer 9.0 con coordenadas UTM.

10) Con el mapa de isopacas, el modelo digital de elevación del volcán Popocatépetl en coordenadas UTM, el archivo de la cima del Popocatépetl, las zonas urbanas y el software ArcGIS 10.2 se sobrepusieron obteniendo los mapas que nos permite proponer una posible proyección de un mapa de riesgo de los alrededores del volcán para la protección civil, así obteniendo 9 mapas de riesgo de la zona, como se puede observar en el siguiente mapa de ejemplo (Fig. 4.12).

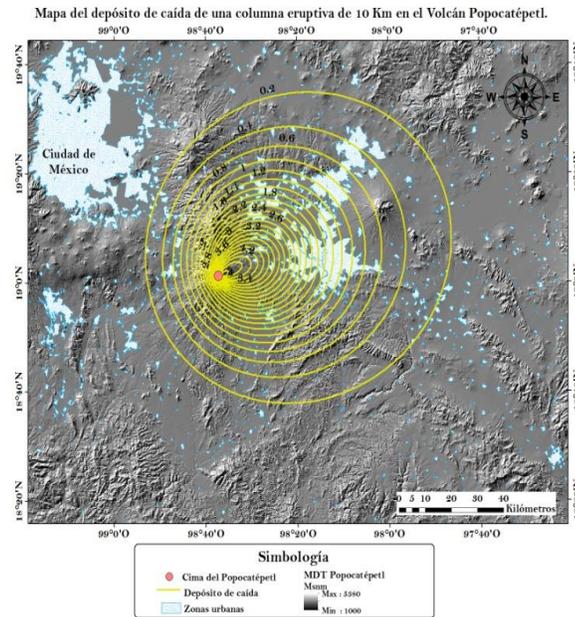


Figura 4.12 Modelo digital de elevación (MDT) del Popocatepetl y el mapa de isopacas en grados °, archivo de la localización de la cima del volcán Popocatepetl y las zonas rurales, con espesores en cada isopaca [0.2, 0.4, 0.5 , ... etc].

4.2 Resultados

4.2.1 Mapas de isopacas para una posible erupción pliniana del volcán Popocatepetl

- A continuación se presentan las isopacas para posibles erupciones plinianas en el volcán Popocatepetl en el que varían la altura de la columna y la cantidad de material arrojado para las velocidades de viento más probables, los modelos de digitales de elevación de las diferentes columnas eruptivas fueron realizadas en ArcGIS 10.2:

En las isopacas se pueden apreciar la forma que los depósitos toman, la distribución de las cenizas, así también el espesor de cada una de las capas de los depósitos de caída donde se pueden visualizar por las cifras que se encuentran sobre las isopacas en centímetros y los posibles incrementos que estos podrían presentar, en los mapas se pueden apreciar el alcance y cobertura de los depósitos de caída ante una erupción pliniana en el volcán Popocatepetl.

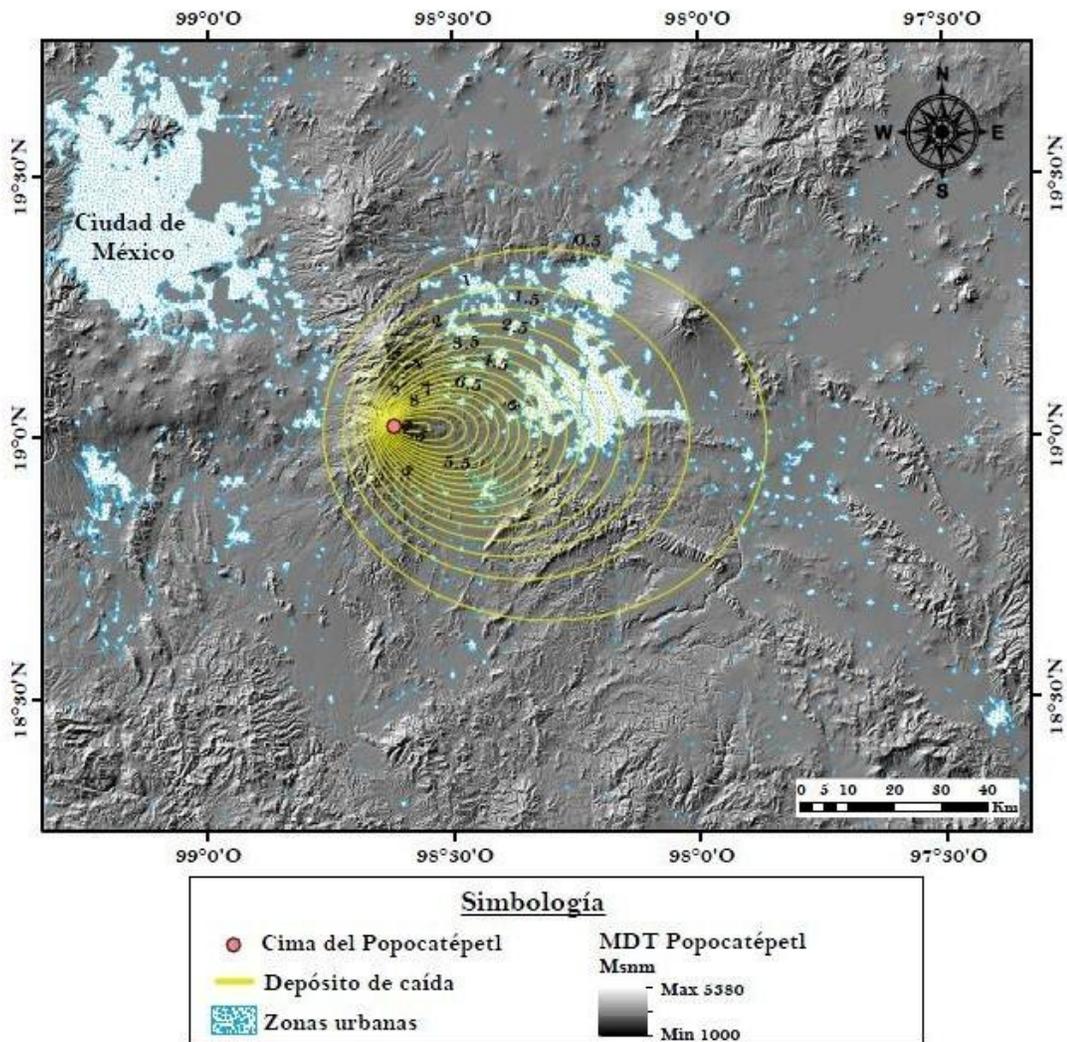


Figura 4.13 Mapa de isopacas de los depósitos de caída de una erupción pliniana del volcán Popocatepetl con altura de la columna eruptiva de 5 km.

Mapa de isopacas correspondiente a una columna eruptiva de 5 km, la dispersión de cenizas se observa en dirección al este-sureste con un espesor de 0.5 cm en la capa más lejana a la fuente, es decir del volcán, con una distancia de 65 km de distancia a la fuente en dirección al este donde también se observa que la distancia entre capas es mayor entre sí cuanto más lejana y la diferencia en el espesor de las capas es de 0.5 cm. Por el lado oeste se observa que la capa más lejana se encuentra a unos 15 km, se observa una acumulación de las capas y la distancia entre estas es más pequeña reduciéndose, generando un acumulamiento cercano a la fuente, al norte la última capa se encuentra a 28 km y al sur a 32 km. En ella se puede apreciar de manera clara el alcance de los depósitos de caída abarcando al este la ciudad de Puebla y Tlaxcala, al oeste algunas localidades del estado de Morelos y el Estado de México, al norte localidades del Estado de México, Puebla y Tlaxcala y al sur localidades de Puebla y Morelos, teniendo un área de peligrosidad cercana al volcán.

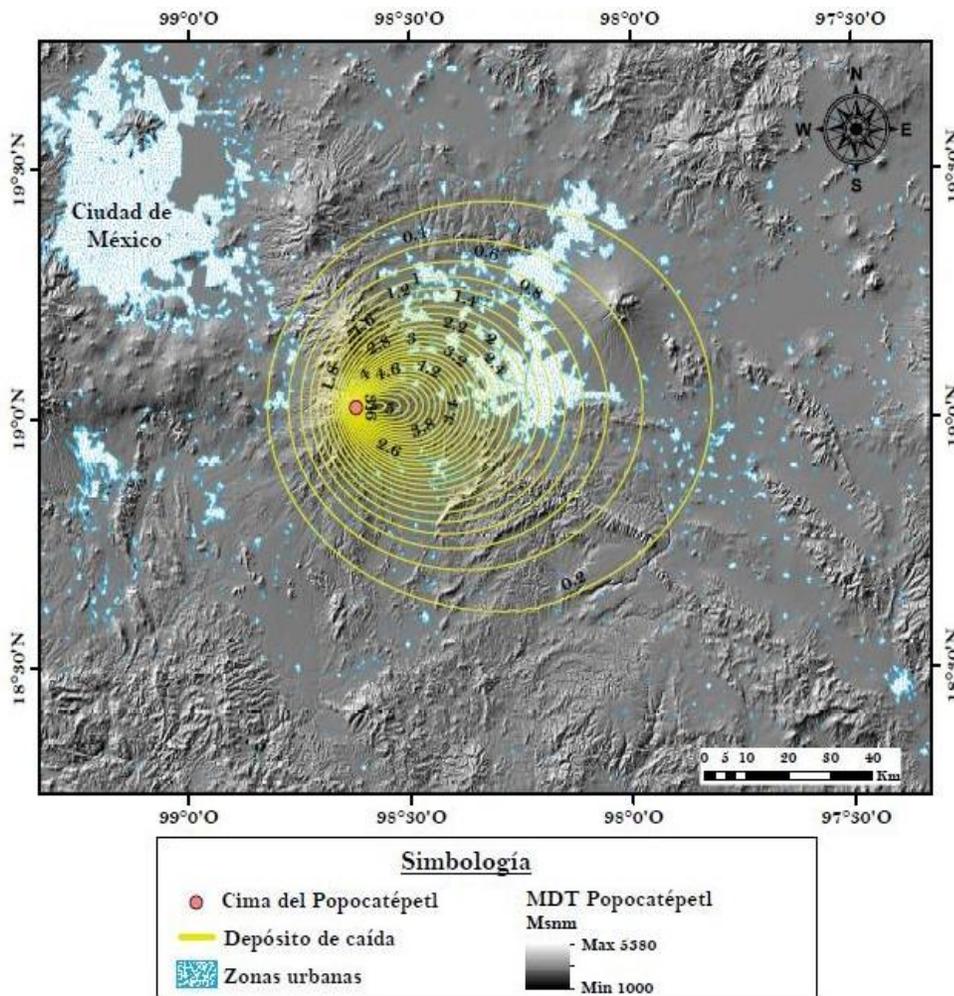


Figura 4.14 Mapa de isopacas de los depósitos de caída de una erupción pliniana del volcán Popocatepetl con altura de la columna eruptiva de 8 km.

Mapa de isopacas correspondiente a una columna eruptiva de 8 km, la dispersión de cenizas se observa en dirección al este con un espesor de 0.2 cm en la capa más lejana a la fuente, es decir del volcán, con una distancia de 88 km de distancia a la fuente en dirección al este donde también se observa que la distancia entre capas es mayor entre sí cuanto más lejana es la capa y la diferencia en el espesor de cada capas es de 0.2 cm. Por el lado, al oeste se observa que el depósito más alejado se encuentra a unos 25 km, se observa una acumulación cerca a la fuente, al norte la última capa se encuentra a 48 km y al sur a 48 km. En ella se puede apreciar de manera clara el alcance de los depósitos de caída abarcando al este la ciudad de Puebla y Tlaxcala, al oeste algunas localidades del estado de Morelos y el Estado de México, al norte localidades del Estado de México, Puebla y Tlaxcala y al sur localidades de Puebla y Morelos, teniendo un área de peligrosidad cercana al volcán y adquiriendo una pequeña expansión comparada con una columna eruptiva más pequeña.

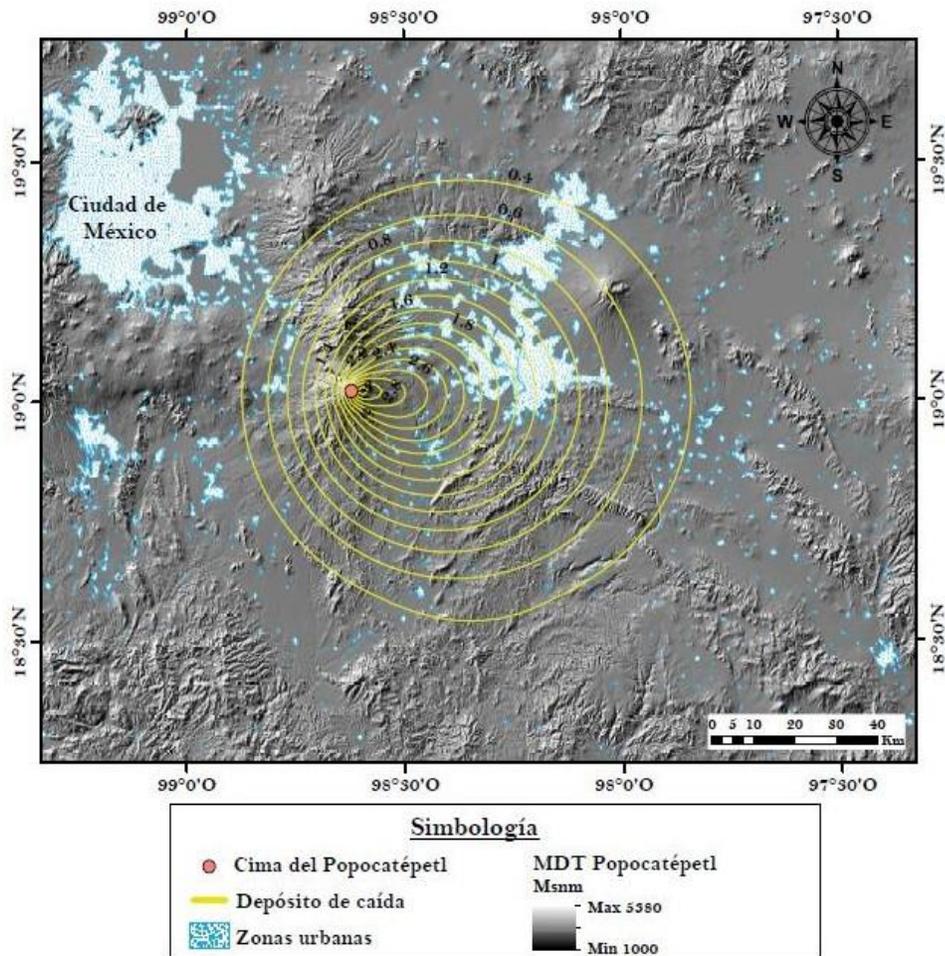


Figura 4.16 Mapa de isopacas de los depósitos de caída de una erupción pliniana del volcán Popocatepetl con altura de la columna eruptiva de 15 km.

Mapa de isopacas correspondiente a una columna eruptiva de 15, la dispersión de cenizas se observa en dirección al este con un espesor de 0.4 cm en la capa más lejana a la fuente, es decir del volcán, con una distancia de 72 km de distancia a la fuente en dirección al este donde también se observa que la distancia entre capas es mayor entre sí cuanto más lejana y la diferencia en el espesor de las capas es de 0.2 cm. Por el lado oeste se observa que el depósito más alejado se encuentra a unos 20 km, se observa una menor acumulación de las capas y la distancia entre estas es más pequeña reduciéndose, al norte la última capa se encuentra a 40 km y al sur a 48 km. En ella se puede apreciar de manera clara el alcance de los depósitos de caída abarcando al este la ciudad de Puebla y Tlaxcala, al oeste algunas el estado de Morelos y el Estado de México, al norte localidades del Estado de México, Puebla y Tlaxcala y al sur localidades de Puebla y Morelos, teniendo un área de peligrosidad cercana al volcán y observando una pequeña disminución de expansión del depósito.

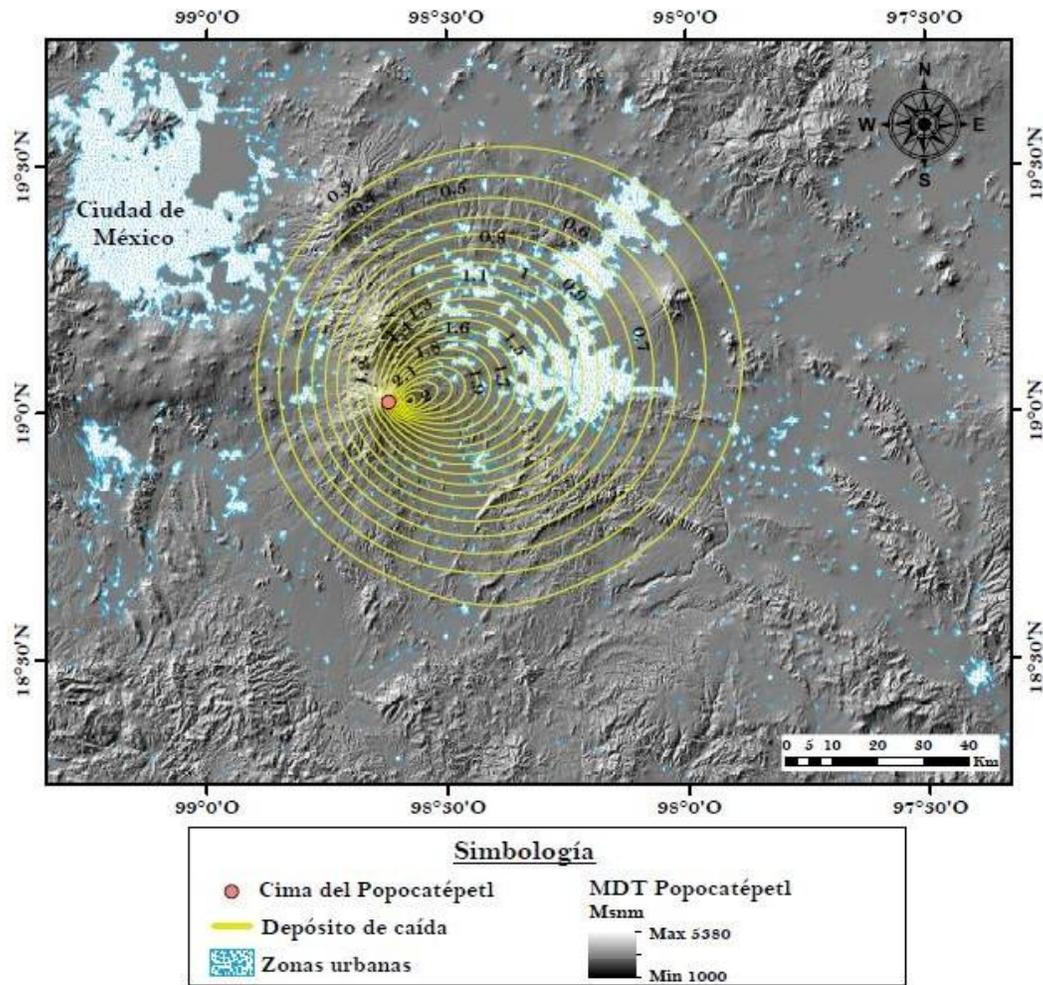


Figura 4.17 Mapa de isopacas de los depósitos de caída de una erupción pliniana del volcán Popocatepetl con altura de la columna eruptiva de 20 km.

Mapa de isopacas correspondiente a una columna eruptiva de 20 km, la dispersión de cenizas se observa en dirección al este, noreste y al sureste a su vez, con un espesor de 0.3 cm en la capa más lejana de la fuente, es decir del volcán, con una distancia de 78 km de distancia a la fuente en dirección al este donde también se observa que la distancia entre capas es mayor entre sí cuanto más lejana y la diferencia en el espesor de las capas es de 0.1 cm. Por el lado oeste se observa que la capa más lejana se encuentra a unos 28 km, se observa una menor acumulación de las capas y la distancia entre estas es más pequeña reduciéndose, al norte la última capa se encuentra a 58 km y al sur a 48 km. En ella se puede apreciar de manera clara el alcance de los depósitos de caída abarcando al este la ciudad de Puebla y Tlaxcala, al oeste localidades del estado de México, Morelos y cercanías al sur de la Ciudad de México, al norte localidades del Estado de México, Puebla y Tlaxcala y al sur localidades de Puebla y Morelos, teniendo un área de peligrosidad cercana al volcán y adquiriendo una expansión equivalente al norte, este y sur.

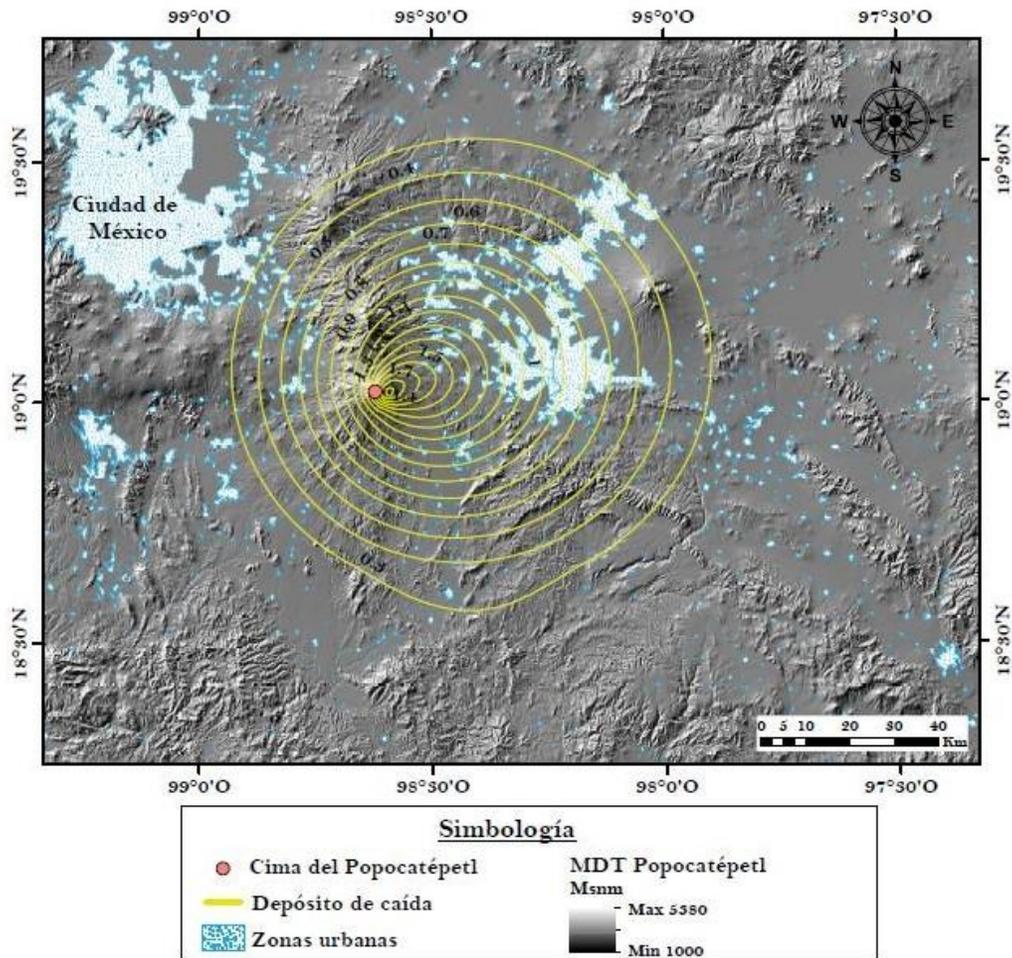


Figura 4.18 Mapa de isopacas de los depósitos de caída de una erupción pliniana del volcán Popocatepetl con altura de la columna eruptiva de 25 km.

Mapa de isopacas correspondiente a una columna eruptiva de 25 km, la dispersión de cenizas se observa en dirección al este con un espesor de 0.3 cm en la capa más lejana de la fuente, es decir del volcán, con una distancia de 78 km de distancia a la fuente en dirección al este, también en la última capa se observa un desfase de alrededor 5 m al sureste, asimismo se observa que la distancia entre capas es mayor entre sí cuanto más lejana y la diferencia en el espesor de las capas es de 0.1 cm. Por el lado oeste se observa que la capa más lejana se encuentra a unos 30 km, se observa una menor acumulación de las capas y la distancia entre estas es más pequeña, al norte la última capa se encuentra a 58 km y al sur a 55 km. En ella se puede apreciar de manera clara el alcance de los depósitos de caída abarcando al este la ciudad de Puebla y Tlaxcala, al oeste el Estado de México, Morelos y las afueras del sur de la Ciudad de México, al norte localidades del Estado de México, Puebla y Tlaxcala y al sur localidades de Puebla y Morelos, teniendo un área de peligrosidad lejana al volcán y adquiriendo una mayor expansión al norte y noreste.

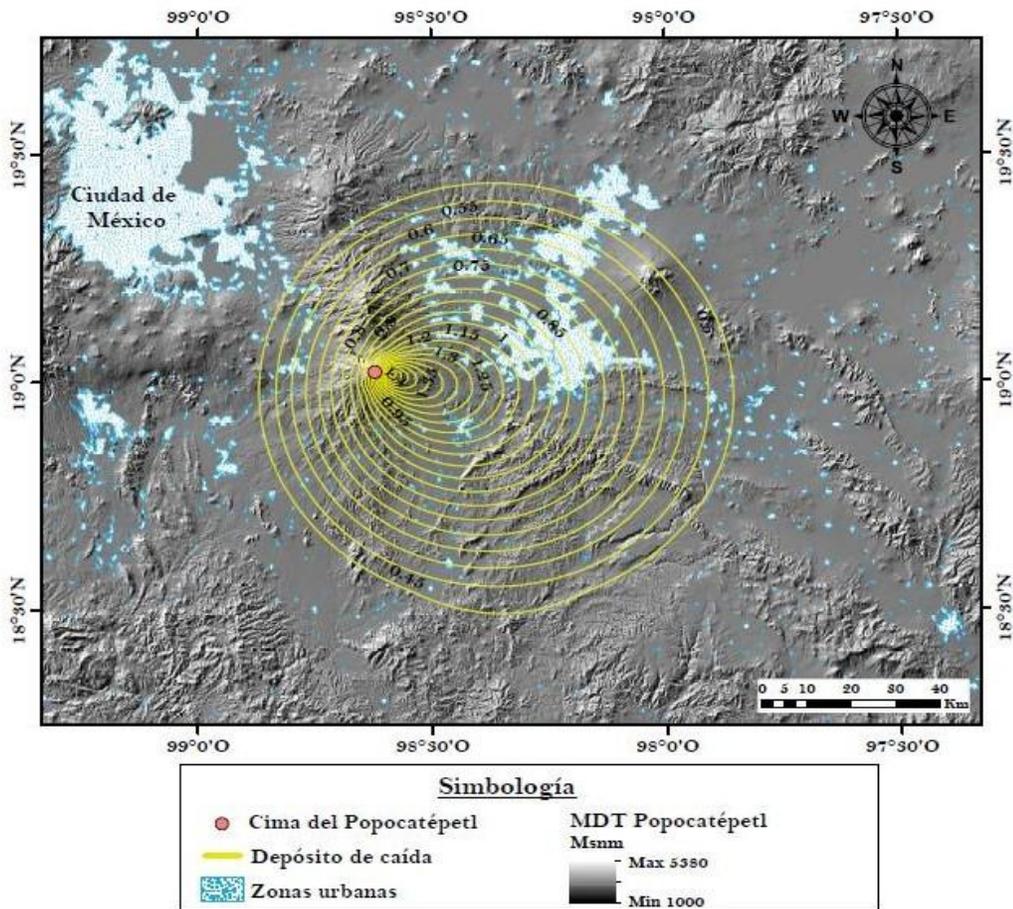


Figura 4.19 Mapa de isopacas de los depósitos de caída de una erupción pliniana del volcán Popocatepetl con altura de la columna eruptiva de 30 km.

Mapa de isopacas correspondiente a una columna eruptiva de 30 km, la dispersión de cenizas se observa casi semejante pero con una preferencia en dirección al este, noreste y al sureste a su vez, con un espesor de 0.4 cm en la capa más lejana, es decir del volcán, con una distancia de 68 km de distancia de la fuente en dirección al este, también en la última capa se observa un desfase de alrededor 5 a 10 m al sureste, asimismo se observa que la distancia entre capas tiene un carácter semejante entre sí cuanto más lejana, la diferencia en el espesor de la capas es de 0.05 cm. Por el lado oeste se observa que el depósito más alejado se encuentra a unos 22 km, se observa una menor acumulación de las capas y la distancia entre estas es similar reduciéndose, al norte la última capa se encuentra a 38 km y al sur a 55 km. En ella se puede apreciar de manera clara el alcance de los depósitos de caída abarcando al este la ciudad de Puebla y Tlaxcala, al oeste localidades del estado de México y Morelos, al norte localidades del Estado de México, Puebla y Tlaxcala y al sur localidades de Puebla y Morelos, teniendo un área de peligrosidad lejana al volcán y captando una expansión mayor al sur y el sureste.

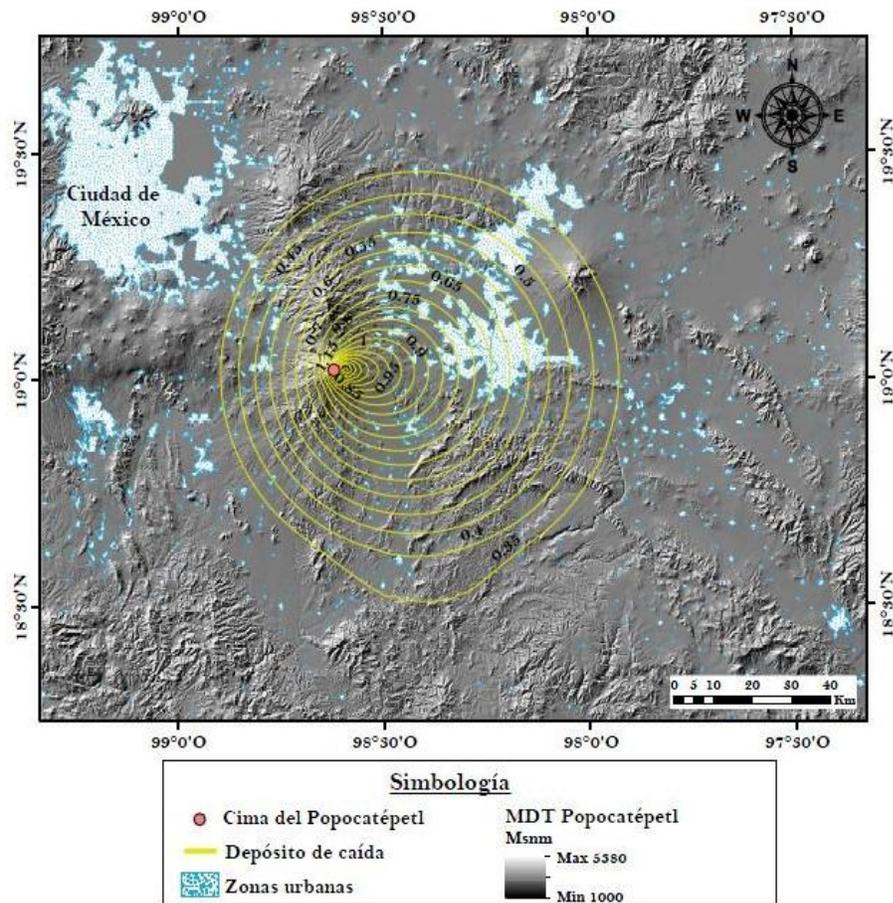


Figura 4.20 Mapa de isopacas de los depósitos de caída de una erupción pliniana del volcán Popocatepetl con altura de la columna eruptiva de 35 km.

Mapa de isopacas correspondiente a una columna eruptiva de 35 km, la dispersión de cenizas se observa casi semejante pero con una preferencia en dirección al este, noreste y al sureste a su vez, con un espesor de 0.35 cm en la capa más, es decir del volcán, con una distancia de 68 km de distancia de la fuente en dirección al este, también en la última capa se observa un desfase de alrededor 5 a 10 m al sureste, asimismo se observa que la distancia entre capas tiene un carácter semejante entre sí cuanto más lejana, la diferencia en el espesor de cada capas es de 0.05 cm. Por el lado oeste se observa que la capa más lejana se encuentra a unos 25 km de distancia, se observa una menor acumulación de las capas y la distancia entre estas es similar reduciéndose, al norte la última capa se encuentra a 45 km y al sur a 52 km. En ella se puede apreciar de manera clara el alcance de los depósitos de caída abarcando al este la ciudad de Puebla y Tlaxcala, al oeste localidades del estado de México y Morelos, al norte localidades del Estado de México, Puebla y Tlaxcala y al sur localidades de Puebla y Morelos, teniendo área de peligrosidad lejana al volcán y observando una expansión equivalente al norte y al sur con una pequeña disminución al este.

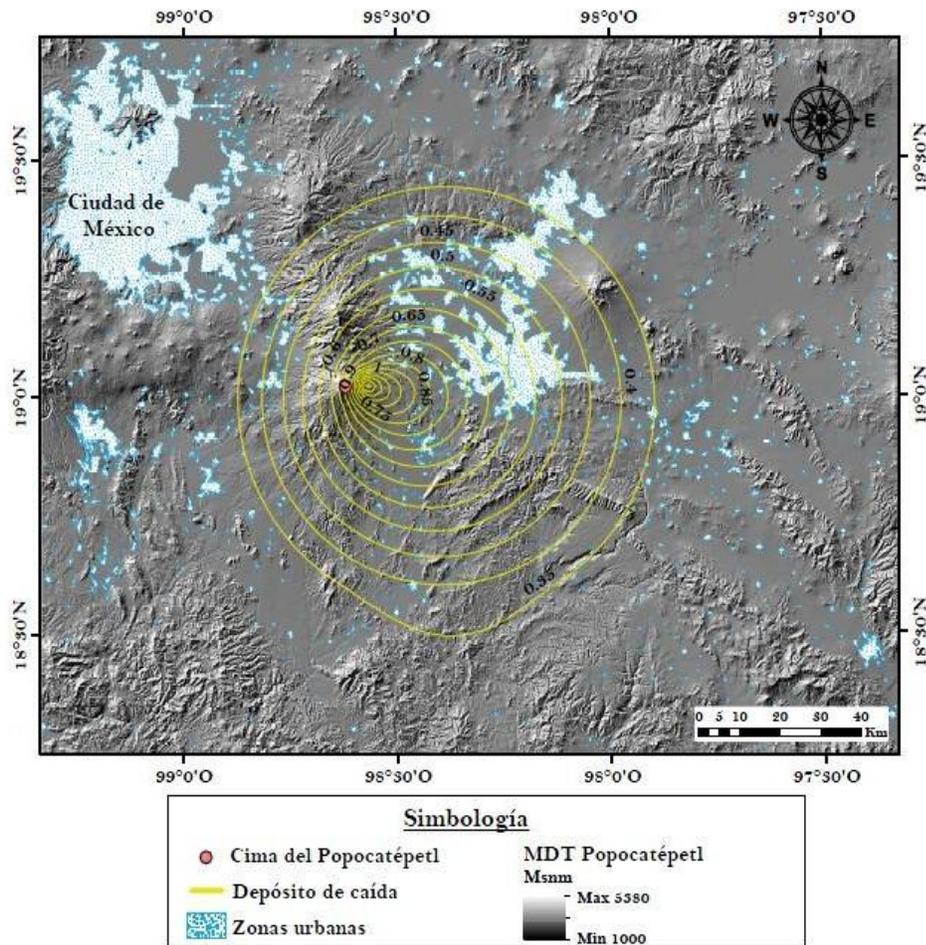


Figura 4.21 Mapa de isopacas de los depósitos de caída de una erupción pliniana del volcán Popocatepetl con altura de la columna eruptiva de 40 km.

Mapa de isopacas correspondiente a una columna eruptiva de 40 km, la dispersión de cenizas se observa casi semejante pero con una preferencia en dirección al este, noreste y al sureste a su vez, con un espesor de 0.35 cm en la capa más lejana, es decir del volcán, con una distancia de 65 km de distancia de la fuente en dirección al este, también en la última capa se observa un pequeño desfase de alrededor 5 m al sureste, asimismo se observa que la distancia entre capas tiene un carácter semejante entre sí cuanto más lejana, la diferencia en el espesor de cada capas es de 0.05 cm. Por el lado oeste se observa que el depósito más alejado se encuentra a unos 24 km, se observa una menor acumulación de las capas y donde la distancia entre estas es similar reduciéndose, al norte la última capa se encuentra a 38 km y al sur a 52 km. En ella se puede apreciar de manera clara el alcance de los depósitos de caída abarcando al este la ciudad de Puebla y Tlaxcala, al oeste algunas localidades del estado de México y Morelos, al norte localidades del Estado de México, Puebla y Tlaxcala y al sur localidades de Puebla y Morelos, teniendo un área de peligrosidad lejana al volcán y adquiriendo una expansión mayor al este y sureste.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El Volcán Popocatépetl es un volcán que en su historia eruptiva ha presentado fases de carácter explosivo muy violento ya que se han identificado por lo menos tres depósitos principales de caída emitidos en erupciones plinianas (Siebe et al., 1996a, 1996b). Erupciones de este tipo dan origen a flujos y oleadas de piroclastos y lluvias de ceniza que cubren áreas importantes alrededor del volcán y son fuertemente dirigidas por los vientos. Esta situación y el hecho de que alrededor del volcán se asiente una importante población lo convierten en un volcán de gran riesgo. Entre los fenómenos que se presentan en una erupción pliniana, la dispersión de cenizas es una de las que causan mayor impacto entre la población, si bien no causan muertes instantáneas como las ocasionadas por los flujos y oleadas de piroclastos, su acción alcanza grandes áreas, y causa graves daños a la población y a la infraestructura de los asentamientos humanos. Entre los aspectos mas dañinos se encuentran los efectos nocivos a las personas por la aspiración de las cenizas volcánicas, mismas que son extremadamente abrasivas, la acumulación de cenizas en estructuras que puede provocar su colapso (la ceniza seca tiene un peso de 400-700 kg/m³ y la lluvia puede incrementarlo de un 50 a un 100% de su peso) (CMVS,2012), la infiltración en sistemas de agua y drenaje y la afectación a vías de comunicación. Para poder planear las actividades a realizar en caso de una contingencia, las autoridades deben contar con un escenario de las situaciones más probables en diferentes circunstancias. Esto requiere por un lado conocer la conducta del volcán en erupciones pasadas o, en el habla volcanológica, su historia eruptiva, y por otro la estimación de las áreas vulnerables por medio de modelos teóricos basados en la dinámica de los productos volcánicos. En el caso de la deposición de ceniza varios modelos han sido propuestos en las últimas décadas con bastante éxito para simular depósitos de erupciones modernas y antiguas. Estos modelos también han sido utilizados para crear escenarios de erupciones útiles en la construcción de mapas de peligro. El éxito en la adaptación de los modelos estriba en la utilización de datos adecuados de entrada. Debido a que la distribución de los depósitos de caída es fuertemente controlada por el viento, es importante conocer o al menos estimar dentro de límites razonables, la distribución de las velocidades de los mismos durante periodos representativos de tiempo.

Esta información es vital para modelar la distribución de las cenizas en el caso de que se presentara una erupción pliniana en un volcán dado.

En el presente trabajo se presentaron mapas de los espesores de ceniza que se acumularían por posible erupción pliniana del volcán Popocatepetl, las isopacas presentadas tienen espesores mínimos de 0.2 a 0.5 cm de la distribución máxima de cenizas y representan las partículas más finas del material arrojado. La distribución máxima de los piroclastos resultó de 65 a 88 km de la fuente correspondientes a columnas con alturas entre los 5 y 40 km de altura.

Los resultados de las simulaciones muestran que las zonas más probablemente afectadas estarían situadas al oriente del volcán, dadas las características estadísticas de los vientos, así las zonas que mas resultarían afectadas serian los estados de Puebla, Morelos, Tlaxcala, Estado de México y las orillas de la Ciudad de México. En estas entidades las principales ciudades afectadas serian Puebla a 43 km., Cholula a 31 km, Atlixco a 22 km, Amecameca a 25 km, o Tlaxcala a 53 km ya que la distribución máxima es de 65 a 88 km al oriente y así mismo poblaciones aledañas al Popocatepetl que también son de gran importancia. Es necesario enfatizar que estos son los resultados mas probables, pero dado que las erupciones pueden ocurrir en cualquier momento las áreas mostradas podrían dirigirse en cualquier dirección, de donde es necesario considerar que la dirección del eje mayor de dispersión podría tener cualquier orientación aunque las zonas y ciudades señaladas deberían contar con un especial cuidado en la formulación de previsiones.

Conjuntamente con el análisis de estudios realizados anteriormente (Siebe, C.- Abrams, M -Macias,J.L.-Obenholzner, J. et al, 1996), el CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres, Macias, J.,L. Carrasco, G., Delgado, H., Siebe, C., Hoblitt, R.P., Sheridan, M., Tilling, R., 1995) y (Sosa-Ceballos, G, Gardner, J, Siebe, C y Macias, J et al 2011) se puede observar que los resultados obtenidos no están fuera de lugar ya que abarcan las áreas que dichos estudios antes mencionados han propuesto en anteriores erupciones e inclusive abarcando una mayor área. De esta forma nuestros resultados predicen escenarios mínimos, ya que se consideraron datos típicos y no extremos.

En el análisis de los resultados obtenidos en los mapas de isopacas se consigue la visualización del depósito en el caso de una erupción pliniana, de los cuales en la columna eruptiva de 5 km, 8 km, 10 km, 15 km y 20

km se observan depósitos con carácter elíptico donde a menor altura la elipse es más definida que a una mayor altura como se observa en las dos últimas columnas eruptivas de 15 y 20 km; da la impresión de tomar un depósito de carácter circular. De las columnas eruptivas de 25 km, 30 km, 35 km y 40 km se observan depósitos con carácter elíptico definido en las cercanías de la fuente y de carácter circular en las lejanías de la fuente.

En el análisis de la dispersión del piroclastos se obtuvo que ante una columna eruptiva pequeña de 5 km, 8 km, 10 km, 15 km, 20 km y 25 km el material arrojado por el volcán no se dispersa muy lejos de la fuente donde el material de mayor tamaño cae cerca de la fuente y el fino en las extremidades del depósito con espesores de 0.1 de diferencia entre cada capa. En las columnas eruptivas grandes de 30 km, 35 km y 40 km el material arrojado por el volcán se dispersa más lejos de la fuente donde de igual manera que las demás, el material de mayor tamaño cae en las cercanías de la fuente y el fino en las extremidades del depósito con espesores de 0.05 de diferencia entre cada capa.

Así mismo, el análisis muestra que en una erupción pliniana con una columna eruptiva de 5 km, la distancia de dispersión del material es menor donde se obtuvo una distancia de 65 km al este, 15 al oeste, 28 km al norte y 32 km al sur. En comparación con las columnas eruptivas de 8km, 10km, 15 km, 20 km, 25km, 30 km, 35 km, 40km la distancia de dispersión del material es mayor donde se obtuvieron distancias de rangos al este de 68-88 km, al oeste de 20-30 km, al norte de 40-55 km y al sur de 38-58 km y donde esta distancia de dispersión representa el área del depósito de caída.

Debe notarse que las simulaciones se llevaron para cada altura de columna con la misma masa emitida, por lo que las isopacas no muestran un aumento significativo con la distancia; sin embargo el alcance de los depósitos es mayor para las columnas con mayor altura. Este hecho subraya el punto de que los resultados describe los efectos mínimos de una erupción pliniana, mismas que en general involucran una mayor masa emitida con la altura de la columna.

Por último, se observaron desfases en las columnas eruptivas de 25 km, 30 km, 35 km, 40km los cuales podrían ser considerados como ruido presentado a la hora de realizar los mapas de isopacas.

Sobre la aplicación del método computacional presentado como una herramienta auxiliar en el estudio de los depósitos de caída de erupciones

plinianas en la vulcanología física, se puede concluir que se trata de un método eficiente para el estudio de erupciones plinianas pasadas y futuras, que debe tener en consideración algunos detalles para obtener los resultados óptimos, como los que se proponen a continuación:

1) Una clasificación más específica de las direcciones y velocidades del viento.

2) Elegir un intervalo de tiempo más corto de los datos a analizar, es decir, en vez de obtener un mapa de isopacas por año, podría ser cuatro mapas de isopacas al año correspondientes a una erupción por estación del año ya que los vientos son también muy cambiantes por estación del año, por lo cual nos proporcionaría un mapa de isopacas de una erupción pliniana mas precisa.

Es importante destacar que es un método del cual se puede obtener evidencia suficiente para el estudio y la determinación de la peligrosidad que una erupción pliniana representa, pero su aplicación a la evaluación del peligro por caída de piroclastos debería estar dirigido a la estimación de las medidas que deberían tomarse para disminuir las consecuencias de este fenómeno. Entre estas medidas la consideración de los fondos de que deben disponer las autoridades para realizar la limpieza de las cenizas y los sitios de almacenamiento son de fundamental importancia, conjuntamente con los elementos necesarios para minimizar el impacto en la salud de la población.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

- Aguilera, J.G., Ordóñez, E., 1895, Expedición científica al Popocatepetl: México, Oficina de la Secretaría de Fomento: Comisión Geológica Mexicana, 48 p.
- Araña, V., (2000). "El volcanismo, principios básicos." Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. c/Jose Gutierrez Abasal, 2.
- Araña, V., y Lopes, J. (1974), Volcanismo: Dinamica y petrología de sus productos. Colección Colegio Universitario, 4. Ediciones ISTMO 1974.
- Araña, V. Ortiz, R (1984). "Volcanología". Madrid: Rueda – C.S.I.C.
- Atl, Dr., (1939), "Volcanes de México, La Actividad del Popocatepetl": México D.F.
- Boudal, C., (1985), "Petrologie d'un grand volcan andesitique mexicain: Le Popocatepetl, le rôle des mélanges de magmas dans les dynamismes de l'activité récente" [Ph.D. thèse]: Clermont-Ferrand, France, U.E.R. de Sciences Exactes et Naturelles de l'Université de Clermont-Ferrand, France, 140 p.
- Boudal, C., and Robin, C., (1987), "Relations entre dynamismes éruptifs et réalimentations magmatiques d'origine profonde au Popocatepetl": Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 955–971.
- Boudal, C., and Robin, C., (1989), "Volcan Popocatepetl: Recent eruptive history, and potential hazards and risks in future eruptions", in Latter, J.H., ed., Volcanic Hazards, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior Proceedings in Volcanology: Berlin, Springer- Verlag, 1, p. 110–128.
- Bursik, M. (1998) "Tephra dispersal". In: Gilbert, J. S. & Sparks, R. S. J. (eds) The physics of explosive volcanic eruptions. Geological Society, London, Special Publications.
- Camacho, H., (1925), "Resultados de la visita al cráter del Popocatepetl el 9 de marzo de 1922": Anales del Instituto Geológico, v. 2, no. 1–3, p. 38–67.
- Capra, L., Poblete, M.A., and Alvarado, R., (2004), "The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (central Mexico)": Textural and sedimentological constraints on their origin and hazards: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 131, p. 351–369, doi: 10.1016/S0377-0273(03)00413-X
- Carrasco-Núñez, G., (1985), "Estudio geológico del Volcán Popocatepetl" [B.S. thesis]: México D.F., Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 138 p.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., (1987). "Volcanic Successions". Chapman and Hall, London
- Cornell, W., Carey, S., and Sigurdsson, H., (1983) "Computer Simulation of Transport and Deposition." Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1983. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam.
- CMVS (2012), "Vulcanología: Cenizas Volcanicas" Centro de Monitoreo Vulcanológico y Sismológico (CMVS)
Administración 2012 - 2018
- Csanady, G.T., 1973. Wind-Induced barotropic motions in long lakes. Journal of Physical Oceanography 3, 429–438.
- De la Cruz-Reyna, S., Quezada, J.L., Peña, C., Zepeda, O., and Sánchez, T., (1995), "Historia de la actividad del Popocatepetl (1354–1995), Volcán Popocatepetl": Estudios realizados durante la crisis de 1994–1995: Centro Nacional de Prevención de Desastres, Universidad Nacional Autónoma de México, 3–22.

- Druitt, T.H. y Sparks, R.S.J. (1982): "A proximal ignimbrite breccia facies", *J. Va/canal*.
- Espinasa-Pereña, R., and Martín-del Pozzo, A.L., (2006). "Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México", in Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G., eds., *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from México*, Geological Society of America Special Paper 402, Penrose Conference Series, p. 115–137.
- Esri ArcGIS 10.2 (2013) for Server on VMware® vSphere®, Deployment and Technical Considerations Guide, July 2013.
- Fisher, R.V., (1979). "Models for pyroclastic surges and pyroelastic flows." *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 6: 305-318.
- Fisher, R.V., (1984) "Pyroclastic Rocks." New York, Springer-Verlag
- Friedlaender, I., (1921), "La erupción del Popocatepetl" : *Memorias y Revista de la Sociedad: Antonio Alzate*, v. 40,
- Gilbert, J. S. & Sparks, R. S. J. (1998). "Future research directions on the physics of explosive volcanic eruptions". In: *The physics of explosive volcanic eruptions*. Geological Society, London, Special Publications.
- Heine, K., and Heide-Weise, H., (1973), "Jungquartäre Förderfolgen des Malinche-Vulkans und des Popocatepetl (Sierra Nevada, México) und ihre Bedeutung für die Glazialgeologie", *Palaeoklimatologie und Archaeologie: Münstersche Forschungen in der Paläontologie und Geologie*, v. 31/32, p. 303–322
- Humboldt, A., (1862), "Cosmos; a sketch of the physical description of the universe": London, H.G. Bohn, 4, 575 p.
- Kolisnik, A.M., (1990) , "Phenocryst zoning and heterogeneity in andesites and dacites of Volcán Popocatepetl, México" [M.S. thesis]: Kingston, Ontario, Canada, Queen's University, 247 p.
- Lopes, R, (2011)., "Volcanoes: A Beginner's Guide (Beginner's Guides)". Oneworld Publications; 1 edition (January 1, 2011).
- Macías, J.L. , (2005). "Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*.
- Macías, J.L., (2007) "Geology and eruptive history of some active volcanoes of México" *Geological Society of America*, page 422
- Macías, J.L., Carrasco, G., Delgado, H., Martín Del Pozzo, A.L., Siebe, C., Hoblitt, R., Sheridan, M.F., and Tilling, R.I., (1995), "Mapa de peligros volcánicos del Popocatepetl" : Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.
- Macías, J.L., and Capra, L., (2005), "Los volcanes y sus peligros: Situación actual en México y Latinoamérica": México D.F., Fondo de Cultura Económica.
- Macías, J.,L. Carrasco, G., Delgado, H., Siebe, C., Hoblitt, R.P., Sheridan, M., Tilling, R., (1995) "Mapa de riesgo del Popocatepetl" CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres
- Martí, J, (1989) "Materiales Volcánicos y Mecanismos Eruptivos".
- Martín-Del Pozzo. A.L., Sheridan M., Barrera D., Lugo Hubp J., Vazquez L., (1995), "Potential Hazards at Colima Volcano", *Mexico. Geofísica Internacional*, 34, 4, 363-376.

Miehlich, G., (1984), "Chronosequenzen und anthropogene Veränderungen andesitischer Vulkanascheböden eines randtropischen Gebirges (Sierra Nevada, México)" [Ph.D. thesis]: Hamburg, Germany, Universität Hamburg.

Mooser, F., (1967), "Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años": Boletín Instituto Nacional de Antropología e Historia, no. 30.

Mooser, F., Meyer-Abich, H., and McBirney, A.R., (1958), "Catalogue of the active volcanoes of the world, including Solfatara fields". Part VI, Central America: Napoli International Volcanological Association.

Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga, Á., (1996), "Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla": México, D.F., Subdirección de Construcción, Comisión Federal de Electricidad México, D.F., 63p.

Navarro, C., Cortés, A., Téllez, A., 2003, Mapa de peligros del Volcán de Fuego de Colima, escala 1:100,000: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica; Universidad de Colima.

Ogaz, M. E., "Libro de Programación FORTRAN 90-95. Programación Para Estudiantes De Ciencias".

Ortiz, R., "Riesgo Volánico". Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. c/Jose Gutierrez Abasal, 2.

Ortiz, R., "Introducción a la Física de las Erupciones". Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. c/Jose Gutierrez Abasal, 2. Madrid.

Ortiz, R., y Garcia, A, (2000) "Seguimiento y pronostico de erupciones". Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. c/Jose Gutierrez Abasal, 2. Madrid.

Plunket, P., and Uruñuela, G., (1999), "Preclassic household patterns preserved under volcanic ash at Tetimpa, Puebla, México": Latin American Antiquity, v. 9, no. 4.

Plunket, P., and Uruñuela, G., (2000), "The archaeology of a Plinian eruption of the Popocatepetl volcano", in McGuire, W.J., Griffiths, D.R., Hancock, P.L., and Stewart, I.S., eds., The archaeology of geological catastrophes: Geological Society [London] Special Publication 171.

Plunket, P., and Uruñuela, G., (2005), "Recent research in Puebla prehistory": Journal of Archaeological Research, v. 13.

Puerta, R., Rengifo, J., Bravo, J., (2011) "Manual de ArcGIS 10 Intermedio". Departamento de Ciencias de los Recursos Naturales Renovables, 2011.

Ramos, V, (2012). "Volcanes" Centro Nacional de Prevención de Desastres CENAPRED 1ª Reimpresión de la 1ª. Edición Mayo 2012.

Robin, C., (1984), "Le volcan Popocatepetl (Mexique): Structure, evolution pétrologique et risqué": Bulletin of Volcanology, v. 47.

Robin, C., and Boudal, C., (1987), "A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcan Popocatepetl": Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 31.

Rodríguez, V, E, (2002) "Arqueología de Alta Montaña en el Popocatepetl". Escuela Nacional de Antropología e Historia

Sparks, R. S. J, (1976). "Grain size variations in ignimbries and implications for the transport of pyroclastic flows." Sedimentology, 23, 147-188.

Sparks, R. S. J., (1978) "The dynamics of bubble formation and growth in magmas: A review and analysis." *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3. 1-37.

Spark, R. S.J., (1986) "The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns". *Bulletin Volcanologique*, 48, 3-15.

Suzuki T (1983) "A theoretical model for the dispersion of tephra." In: Shimozuru D, Yokoyama I (eds), *Arc. Volcanism: Physics and Tectonics*, Terrapub, Tokio, pp 95-113.

Pang, Tao (2006) "An Introduction to Computational Physics", Second Edition, Cambridge University Press.

Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., and Macías, J.L., (2005), "Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central México": *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1243-1282, doi: 10.1093/petrology/egi015.

Seele, E., (1973), "Restos de milpas y poblaciones prehispánicas cerca de San Buenaventura Nealtic": *Estado de Puebla, Comunicaciones*, v. 7, p. 77-86.

Sheridan, M.F., and Wohletz, K.H. (1983). "Hydrovolcanic explosions II. Tuff rings and tuff cones". *Am. J. Sci.*, in press.

Sheridan, M.F., Hubbard, B., Bursik, M.I., Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., and Delgado, H., (2001), "Gauging short-term potential volcanic hazards at Popocatepetl, México": *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 82, no. 16, p. 187-189.

Siebe, H.C., Abrams, M., and Macías, J.L., (1995b), "Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl: Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995": *Centro Nacional de Prevención de Desastres, México*, p. 195-220.

(Siebe, C.- Abrams, M -Macias,J.L.-Obenholzner, J. et al, 1996) "Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central México: Past key to the future?" *Geology*, May 1996; v 24; no. 5; p. 399-402; 4 figures.

Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Obenholzner, J., (1996^a), "La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl": *Ciencias*, 41, 36-45.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholzner, J., (1996b), "Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, Central México: Past key to the future?": *Geology*, 24, 399-402

Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., (1997), "Catastrophic Prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental Basin, East-Central México", *IAVCEI, General Assembly*, 88 p.

Siebe, C., and Macías, J.L., (2006), "Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field", in Siebe, C., Macías, J.L., and Aguirre-Díaz, G.J., eds., *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from México: Geological Society of America Special Paper* 402, p. 253-329

Sosa-Ceballos, G, Gardner, J, Siebe, C y Macias, J (2011) "Acaldera-forming eruption ~ 14,100 ¹⁴C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2013-2014.

Suárez-Cruz, S., Martínez-Arreaga, S., (1993), "Monografía de Cholula: Puebla", Offset Mabek, 43 p

Van Mourik, T., (2005) "Fortran 90/95 Programming Manual". University College London, 2005.

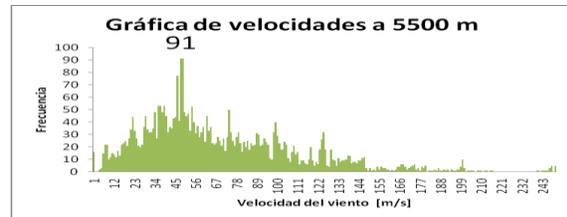
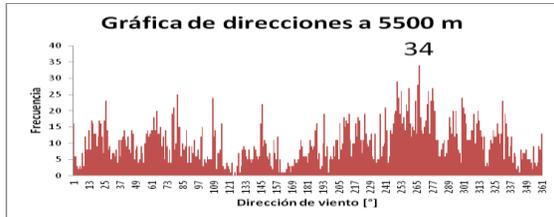
Waitz, P., (1921), "Popocatepetl again in activity": *American Journal of Science*, v. 1, p. 81-87.

- Walker, G.P.L. (1971), "Grain-size distributions and deposital processes": *Journal of Geology*, v. 79, p-696-714.
- Walker, G. P. L. (1981). "Plinian eruptions and their products". *Bul Volc* 44: 223-40.
- Walker, G. P. L. (1983) "Ignimbrie types and ignimbrite problems." *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 65-8.
- Weitzberg, F., (1922), "El Ventisquero del Popocatépetl": *Memorias y Revista de la Sociedad Científica "Antonio Alzate"*, 41, 65-90.
- Wilson, L. (1972). Explosive volcanic eruptions – II The atmospheric trajectories of pyroclasts. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 22, 377-383.
- Wilson, L, Huang, T. C. (1979). The influence of shape on the atmospheric settling velocity of volcanic ash particles. *Earth and Planetary Science Letters*, 44, 311-324.
- Wilson, C.J.N. (1980) "The Role of Fluidization in the Emplacement of Pyroclastic Flows" An experiental Approach. *J. Volcan Geotherm Res.* 8 p. 231-249.
- Wilson, L., Spark, R. S.j. and Walker G. P. L., (1980) "Explosive volcanic eruptions – IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior." *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63, 117-148.
- Wohletz, K.H. and McQueen, R., (1981). "Experimental hydromagmatic volcanism". *Amer. Geophys. Union Trans.*, EOS, 62(45): 1085.
- Woods, Aw (1988) "The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns." Department of Applied Mathematics and Theoretical Physics.
- Woods, A., (1998). "Observations and models of volcanic eruption columns." In: Gilbert, J.S. & Sparks, R. S. J. (eds) *The physics of explosive volcanic eruptions*. Geological Society, London, Special Publications.
- Wright, J. V. y Walker, G.P.L. (1977): "The ignimbrite source problem: significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit." *Geology*.
- Wright, J.V. and Walker, G.P. L. (1981) "Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 9: 111-31.

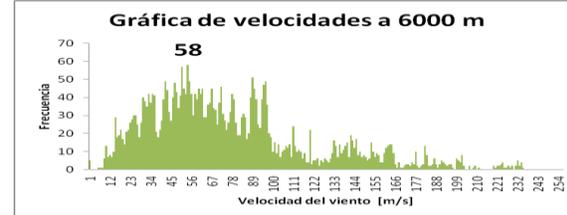
APÉNDICE

A continuación se presentan las graficas de frecuencias de viento y dirección a diferentes alturas que se obtuvieron con la clasificación de los datos de vientos proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional correspondiente al periodo Enero-Diciembre del año 2012.

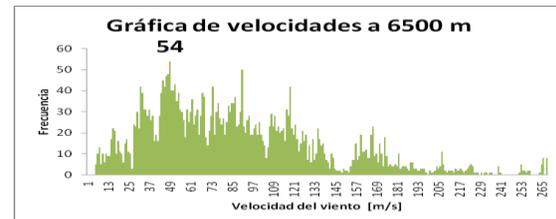
Altura: 5500 m.



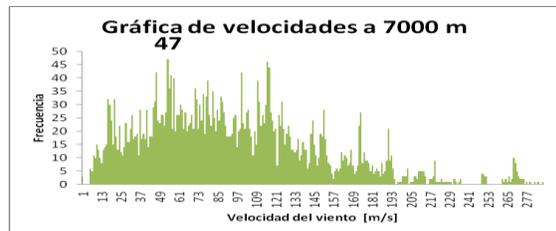
Altura: 6000 m.



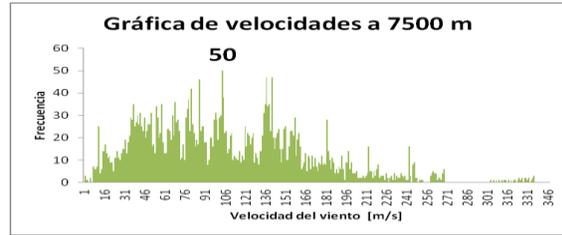
Altura: 6500 m.



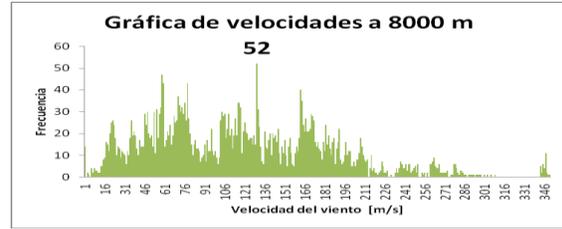
Altura: 7000 m



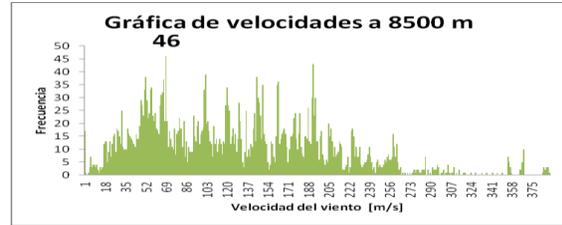
Altura: 7500 m



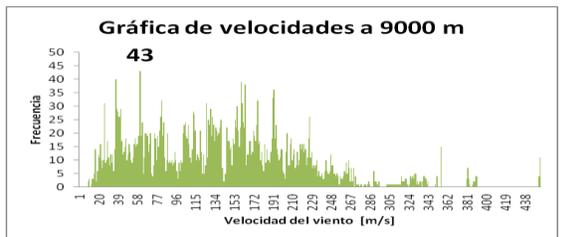
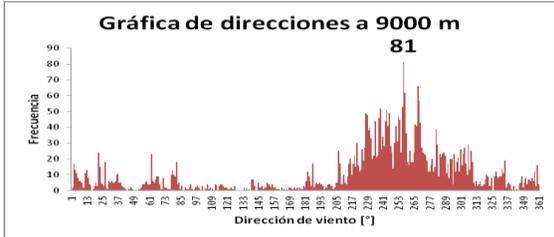
Altura: 8000 m



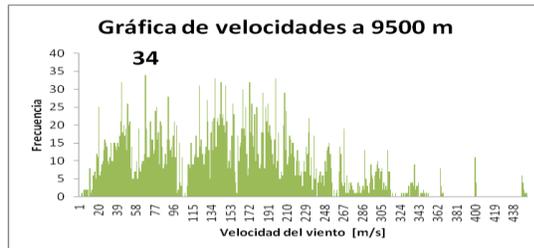
Altura: 8500 m



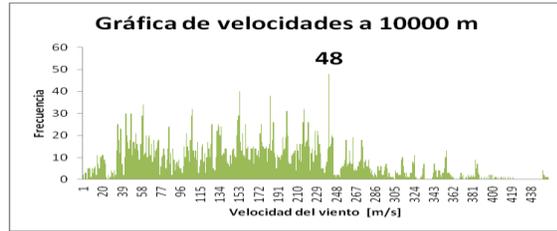
Altura: 9000 m



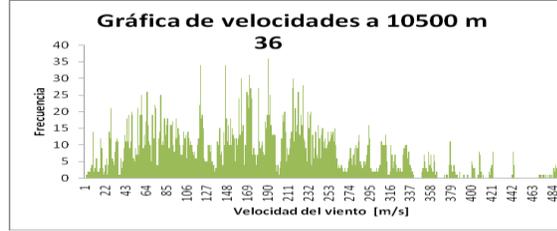
Altura: 9500 m



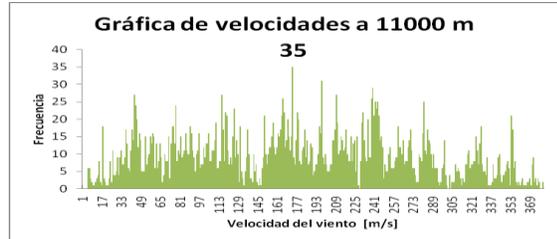
Altura: 10000 m



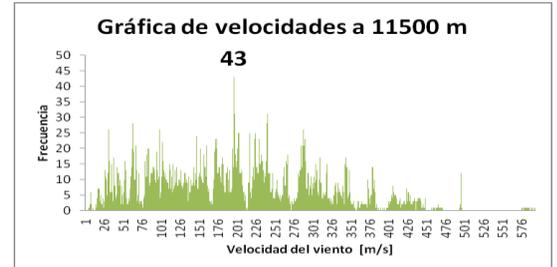
Altura: 10500 m



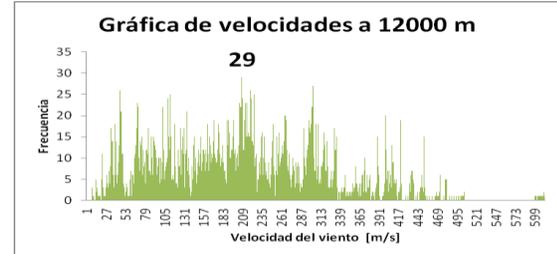
Altura: 11000 m



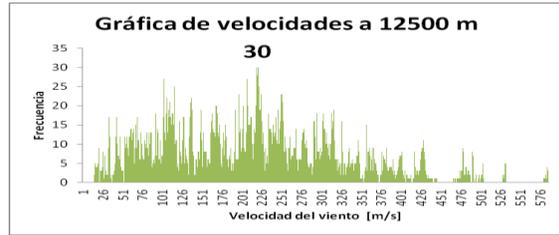
Altura: 11500 m



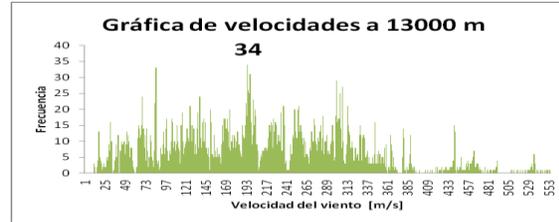
Altura: 12000 m



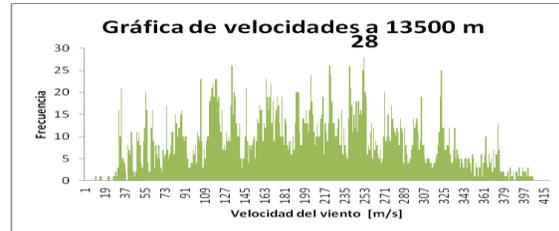
Altura: 12500 m



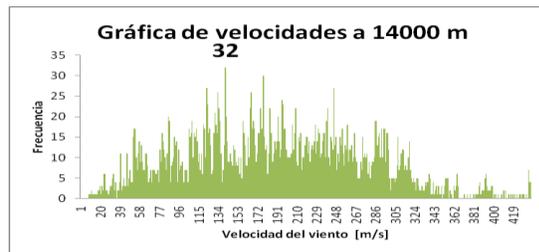
Altura: 13000 m



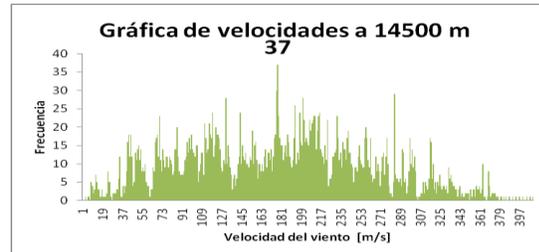
Altura: 13500 m



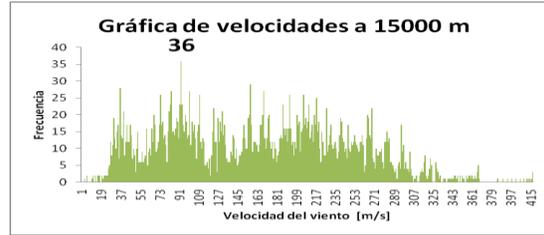
Altura: 14000 m



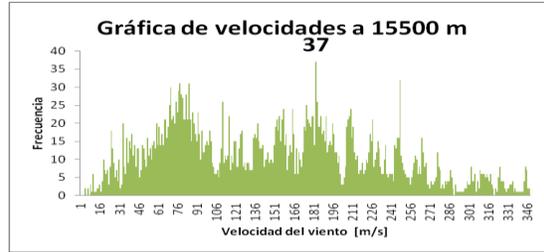
Altura: 14500 m



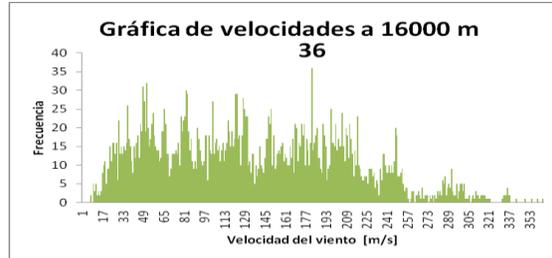
Altura: 15000 m



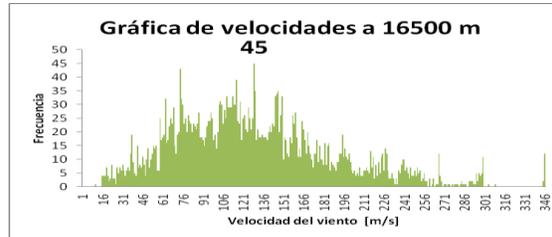
Altura: 15500 m



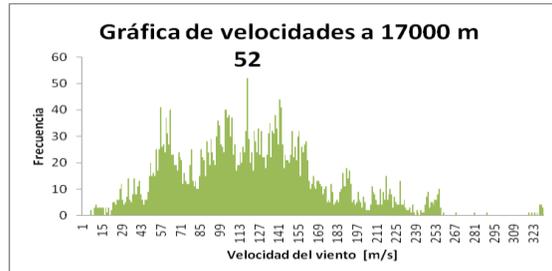
Altura: 16000 m



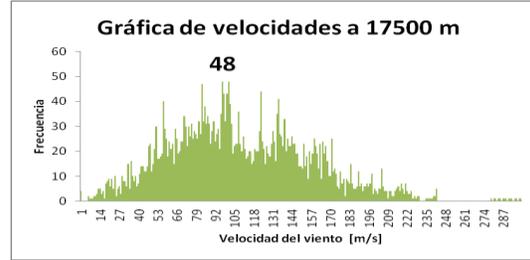
Altura: 16500 m



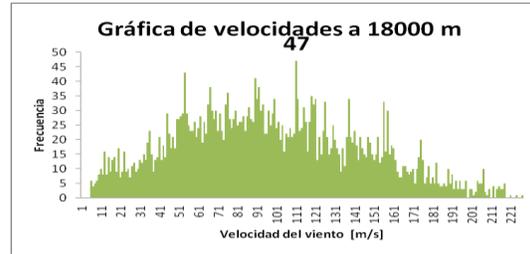
Altura: 17000 m



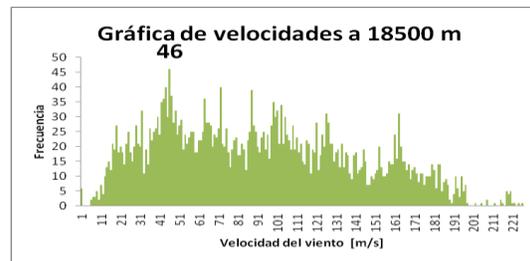
Altura: 17500 m



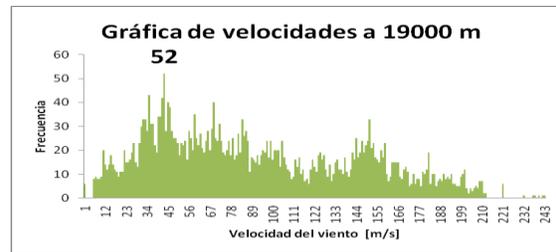
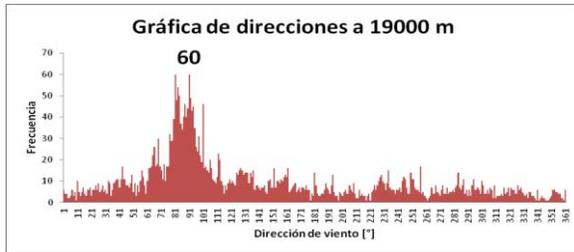
Altura: 18000 m



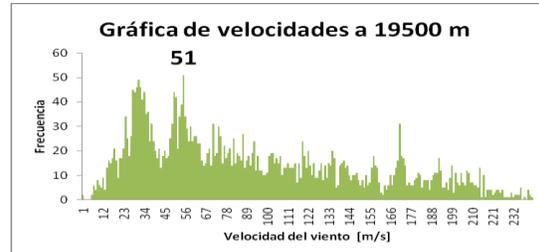
Altura: 18500 m



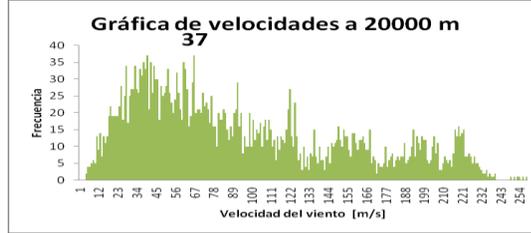
Altura: 19000 m



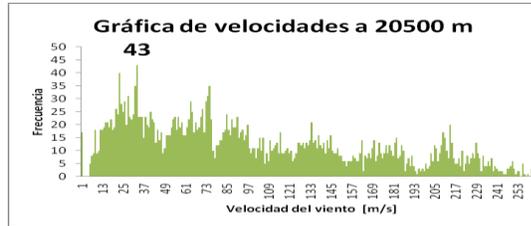
Altura: 19500 m



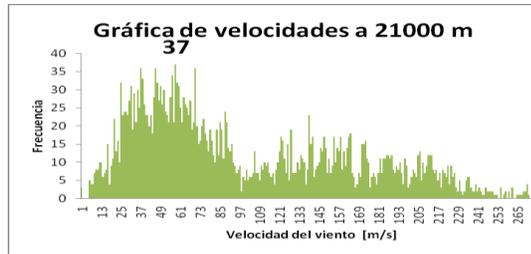
Altura: 20000 m



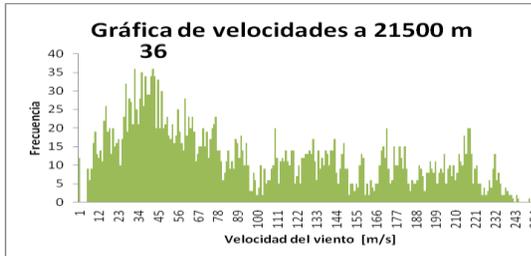
Altura: 20500 m



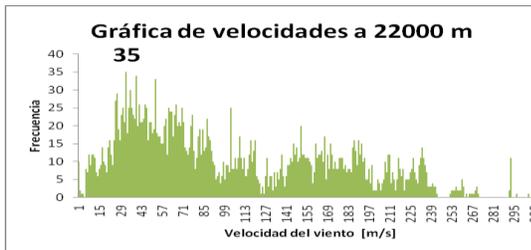
Altura: 21000 m



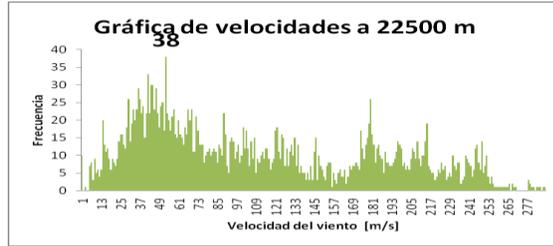
Altura: 21500 m



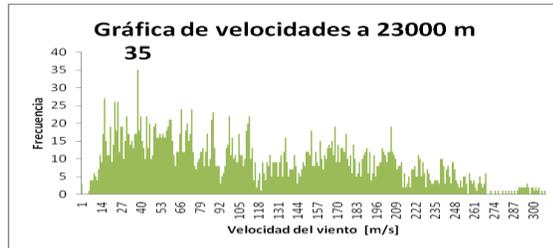
Altura: 22000 m



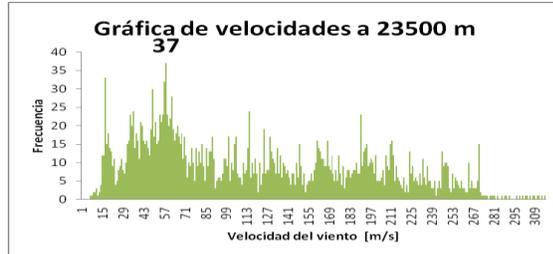
Altura: 22500 m



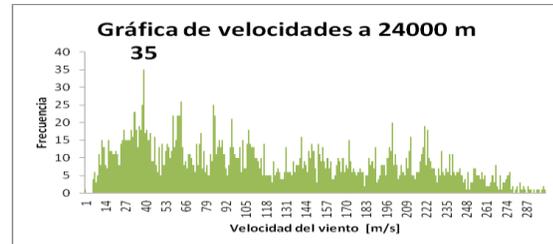
Altura: 23000 m



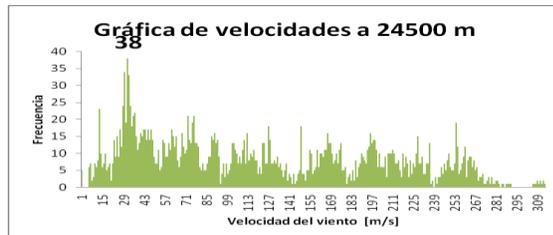
Altura: 23500 m



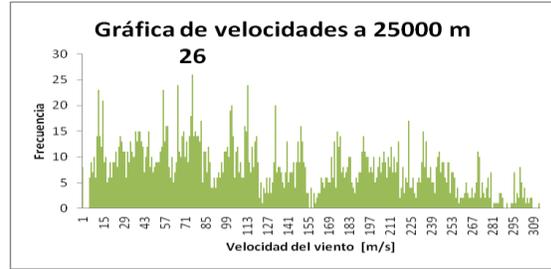
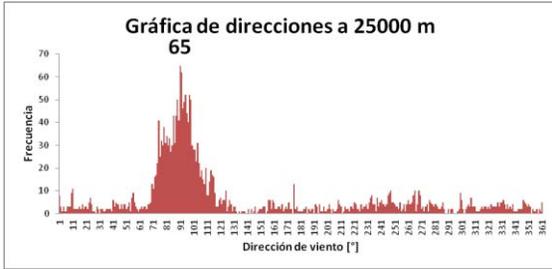
Altura: 24000 m



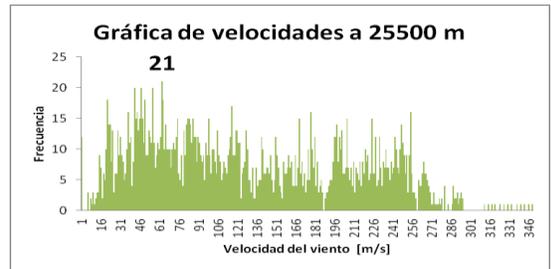
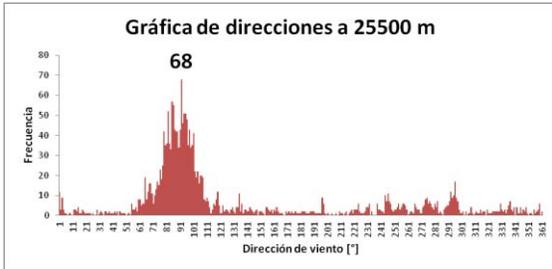
Altura: 24500 m



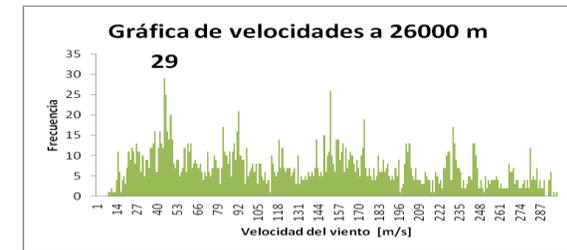
Altura: 25000 m



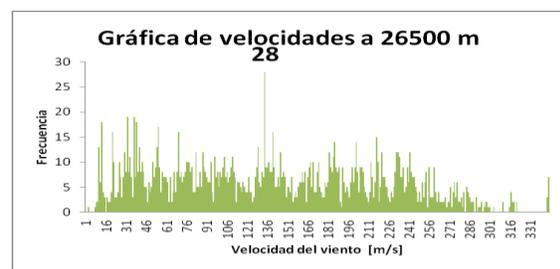
Altura: 25500 m



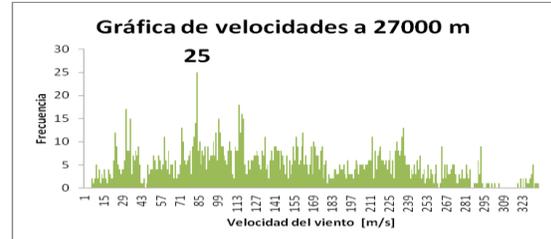
Altura: 26000 m



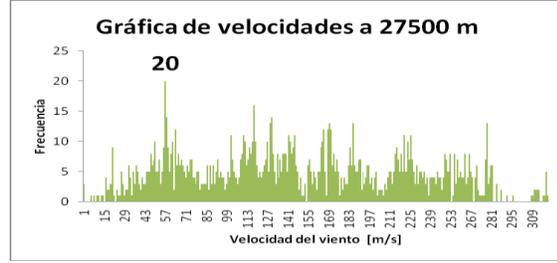
Altura: 26500 m



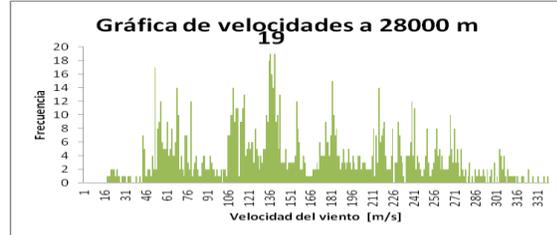
Altura: 27000 m



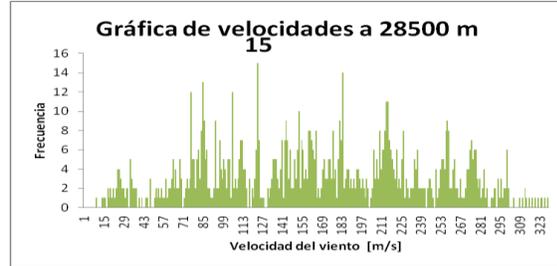
Altura: 27500 m



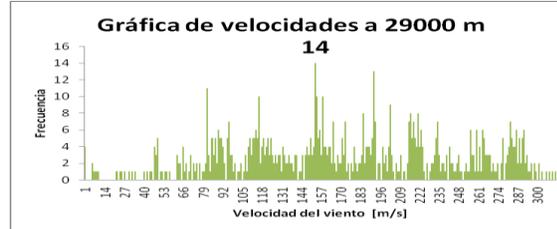
Altura: 28000 m



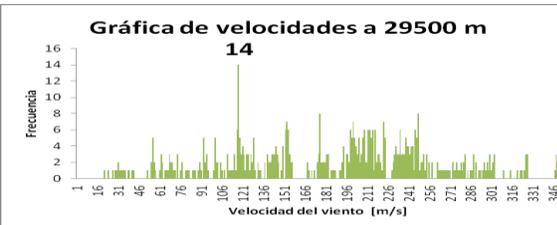
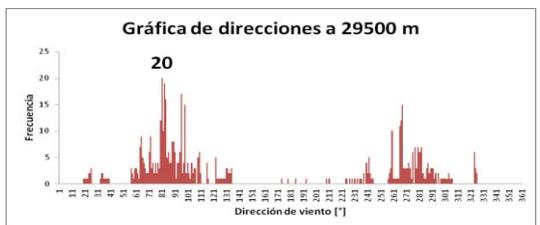
Altura: 28500 m



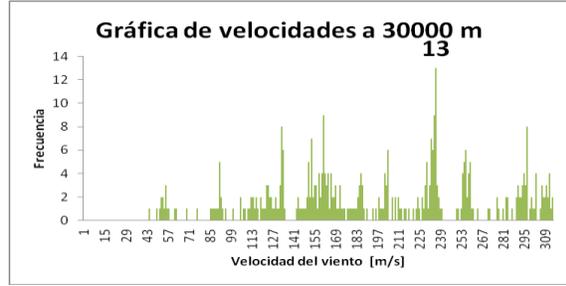
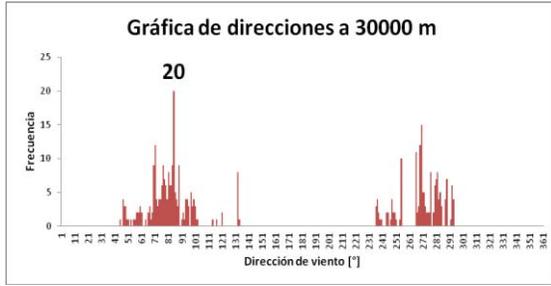
Altura: 29000 m



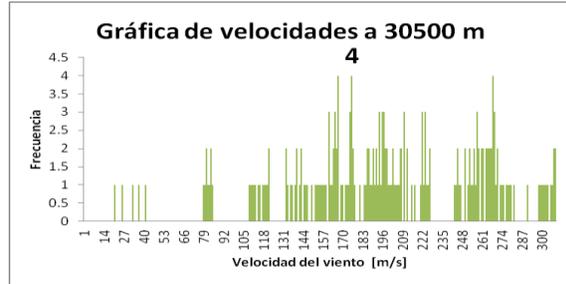
Altura: 29500 m



Altura: 30000 m



Altura: 30500 m



Altura: 31000 m

