

**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE  
SAN NICOLAS DE HIDALGO**  
Facultad de Ciencias Físico Matemáticas  
“Mat. Luis Manuel Rivera Gutiérrez”



---

**COMPARACION ENTRE UN MODELO EMPIRICO Y  
SEMIEMPIRICO PARA DEPOSITOS DE  
CENIZA VOLCANICA**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE  
LIC. EN CIENCIAS FISICO MATEMATICAS**

**PRESENTA**

**NORMA ANGELICA RODRIGUEZ AYALA**

**ASESOR**

**M.C. GABRIEL ARROYO CORREA**

Morelia, Michoacán, agosto de 2012.

## ***Dedicatoria***

***A Dios porque sin El nada seria posible y  
a mi familia por su apoyo,  
en especial a mi madre  
que siempre ha sido un ejemplo de  
lucha, constancia y fortaleza.***

## *Agradecimientos*

Gracias a Dios porque todo es por y para El.

A mi familia por su apoyo y paciencia; por todas las horas de arduo trabajo de mi padre, por la lucha diaria siempre acompañada de una sonrisa y optimismo pese a los obstáculos de mi madre, a mi hermano por enseñarme a tomar las cosas con calma, a mis hermanas porque siempre tenían una palabra de aliento.

A mi asesor M.C. Gabriel Arroyo Correa por toda su paciencia, consejos y guía durante la realización de esta tesis; así como por su tiempo invertido.

Al Dr. Tututi, Dr. Aranda, Dra. Mary Carmen y Lic. J. Misael Vieyra por todas sus aportaciones y tiempo dedicado a esta tesis.

Al Dr. Servando de la Cruz por su apoyo y aportaciones para esta tesis.

A mis amigos Licha y Alexis que siempre me apoyaron, por sus consejos y observaciones, por todos los buenos ratos que pasamos, sus incontables bromas e interesantes pláticas; a Carlos por toda su ayuda.

A todos mis amigos y compañeros de trabajo: Adriana, Héctor, Toño, Susy, Gonzalo, Claudia, Violeta, Oscar, etc....; así como todos mis compañeros y amigos del Centro NOE (Ale, Lidia, Nadia, Hugo, Luis, Juan, Liz, etc.) por todo su apoyo, consejos, guía y amistad.

A todos mis maestros, compañeros y empleados de la facultad que compartieron conmigo durante mis estudios universitarios.

# Índice General

	Pág.
Dedicatoria.....	ii
Agradecimientos.....	iii
Resumen.....	vi
<b>1. Presentación.....</b>	<b>1</b>
<b>2. Propiedades Generales de la Ceniza Volcánica.....</b>	<b>4</b>
2.1 Introducción.....	4
2.2 Características generales de las erupciones volcánicas.....	4
2.3 Propiedades físicas y químicas de la ceniza volcánica.....	5
2.4 Mecanismos de producción de la ceniza volcánica.....	9
2.4.1 Erupciones magmáticas .....	10
2.4.2 Erupciones hidrovulcánicas .....	11
2.4.3 Erupciones freáticas.....	12
2.4.4 Demoliciones abrasivas.....	12
2.5 Análisis de los depósitos volcánicos de caída libre.....	13
2.6 Aspectos ligados a las contingencias volcánicas.....	15
<b>3. Dinámica de la Erupción Volcánica.....</b>	<b>17</b>
3.1 Introducción.....	17
3.2 Fases de la dinámica eruptiva.....	17
3.2.1 Fase de empuje.....	17
3.2.2 Fase convectiva.....	18
3.2.3 Fase difusiva-advectiva.....	22
3.3 Efectos atmosféricos.....	24
3.3.1 Capas atmosféricas.....	24
3.3.2 Vientos atmosféricos.....	26
<b>4. Modelos para Describir el Depósito de Ceniza Volcánica.....</b>	<b>29</b>
4.1 Introducción.....	29
4.2 Modelos usados en la dinámica volcánica.....	30
4.3 Breve historia acerca de los modelos.....	31
4.4 Características de los modelos empírico y semiempírico.....	35
4.4.1 Modelo empírico.....	35
4.4.2 Modelo semiempírico.....	38
<b>5. Resultados Numéricos.....</b>	<b>40</b>
5.1 Introducción.....	40
5.2 Predicciones con el modelo empírico.....	40
5.3 Predicciones con el modelo semiempírico.....	41
5.4 Comparación entre los modelos empírico y semiempírico.....	41
<b>6. Conclusiones.....</b>	<b>59</b>

<b>Apéndice A: Parámetros volcánicos.....</b>	<b>61</b>
<b>Apéndice B: Códigos numéricos.....</b>	<b>67</b>
<b>Bibliografía.....</b>	<b>72</b>

## ***Resumen***

En nuestro planeta Tierra ocurren varios tipos de fenómenos naturales, los cuales nos llegan a causar temor y fascinación a la vez, por su alcance, que son impredecibles, que no se les puede controlar y nos recuerda nuestra frágil e indefensa postura ante estos pese a los avances tecnológicos que se han logrado. Los fenómenos volcánicos es uno de los más conocidos y temidos, ya que no solamente es la erupción en si, sino también los eventos relacionados que son causantes de grandes daños y muertes. Estos daños no solo son del entorno del volcán, sino puede llegar a tener alcance en la economía, tránsito (terrestre y aéreo), salud, estilo de vida, etc., tanto en los alrededores del volcán como también a distancias grandes de este y en ocasiones a todo nuestro planeta. Es por ello que desde hace años se ha tratado de encontrar métodos de predicción y diagnóstico, de tal manera que los daños se puedan disminuir lo más posible en todos los aspectos. Se ha tratado de cubrir todos los factores relacionados con este fenómeno, como son: vientos, atmósfera, localización geográfica, etc., y con esto las ramas de la ciencia encargadas de su estudio para llegar a resultados mas óptimos. Con las nuevas tecnologías estos estudios se han llevado a cabo desde investigaciones de campo hasta modelos numéricos y matemáticos, donde convergen varias ciencias. Aun cuando los modelos propuestos son cada vez más avanzados, es posible dar respuestas de diagnóstico usando modelos empíricos y semiempíricos. En esta tesis se hace una comparación entre un modelo empírico y un modelo semiempírico, reportado recientemente en la literatura.

# CAPÍTULO 1

## Presentación

Nuestro planeta siempre se encuentra en movimiento y como tal los fenómenos naturales ligados a su dinámica compleja, como los procesos volcánicos, representan un reto para tratar de entenderlos. En este sentido, la comprensión de los fenómenos volcánicos, así como todo lo relacionado a el, es de gran importancia; tanto más para aquellas regiones en donde se localice un volcán cuya actividad puede afectar no solo un área local sino también en forma regional y hasta global, tal como fue el caso de la erupción del volcán Krakatoa que provocó la desaparición de la isla en donde se localizaba y afectó países cercanos y también modificó el clima de nuestro planeta por varios días.

A través del tiempo hemos sabido de grandes erupciones que han sido de tal magnitud que han pasado a la historia y se usan como referencia en la investigación vulcanológica, como fueron el Vesubio, el Pinatubo y el Krakatoa, entre otros (Fig. 1,1).

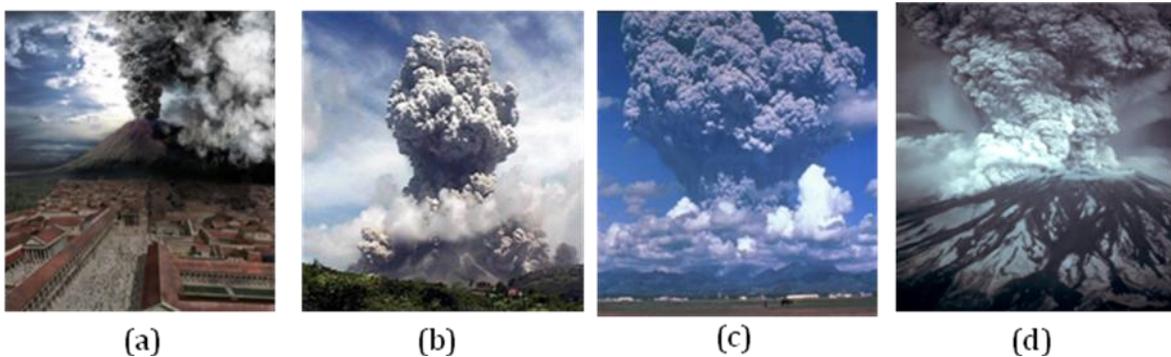


Figura 1.1: Algunas de las erupciones volcánicas más violentas registradas a lo largo de la historia: (a), Vesubio (Italia); (b), Krakatoa (Sumatra/Java); (c), Pinatubo (Filipinas); (c), Saint Helens (EUA). Las fotografías mostradas en (b)-(d) corresponden a registros reales; (a) es un reconstrucción por computadora en base a datos históricos del Vesubio.

También es sabido que este tipo de erupciones violentas no es una regla a seguir, ya que la mayoría del daño que causa un fenómeno volcánico son los eventos relacionados con este, como son: sismos, lahares (flujos de lodo), bombas, caída de ceniza, etc. En particular, la caída de ceniza es una de las que más causa daño. Esta puede ocurrir aun cuando el volcán no llegue a hacer erupción, y esta es la razón por la cual es tan peligrosa y tan importante de estudiar. La ceniza puede llegar a afectar la salud, porque es tan fina que puede llegar a ser inhalada y quemar los pulmones desde

el interior; destrozarse edificios porque aunque es fina cuando se acumula puede llegar a colapsar techos y húmeda es aun más pesada; afecta el clima, el tránsito terrestre y aéreo; entre otros. En la Fig. 1.2 se muestran algunos de los efectos devastadores asociados a los eventos volcánicos.



Figura 1.2: Algunos de los efectos volcánicos más peligrosos: (a) y (b), Lahares ocurridos el 1 de junio de 2000 en Colima, México; (c), caída de ceniza en la ciudad de Quito, Ecuador.

Debido a las secuelas de los fenómenos volcánicos en la población civil, es primordial tratar de entender mejor sus causas, consecuencias, procesos por los que pasa, etc., para tratar de clasificarlos para su mejor comprensión. Si bien no los podemos controlar, si es posible disminuir los daños provocados mediante medidas precautorias. Esta necesidad es primordial para aquellos lugares que están más expuestos a este fenómeno, en donde la actividad volcánica es monitoreada las 24 horas del día, los 365 días del año por gente capacitada y preparada para lo que pudiera ocurrir.

Enfocándonos un poco más a nuestro país, algunas de las poblaciones importantes de México como Puebla, Cuautla, Distrito Federal, Guadalajara, Colima, por mencionar solo algunas, se encuentran cercanas a volcanes activos. Posiblemente el más conocido es el Popocatepetl, pero contamos con más como se muestra en la Fig. 1.3. Nuestro país cuenta con el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) para monitorear y diseñar estrategias de prevención de desastres debidos a eventos naturales, como los vulcanológicos, conjuntamente con entidades federales. Debido a la reactivación del volcán Popocatepetl en 1994, el CENAPRED promovió el proyecto llamado simulador de escenarios de caída de ceniza volcánica (SECCVO), que es un programa que puede generar escenarios de depósitos de ceniza de erupciones con diferente intensidad y condiciones meteorológicas, en torno a un volcán activo, hasta una distancia de alrededor de 100 kilómetros [1].

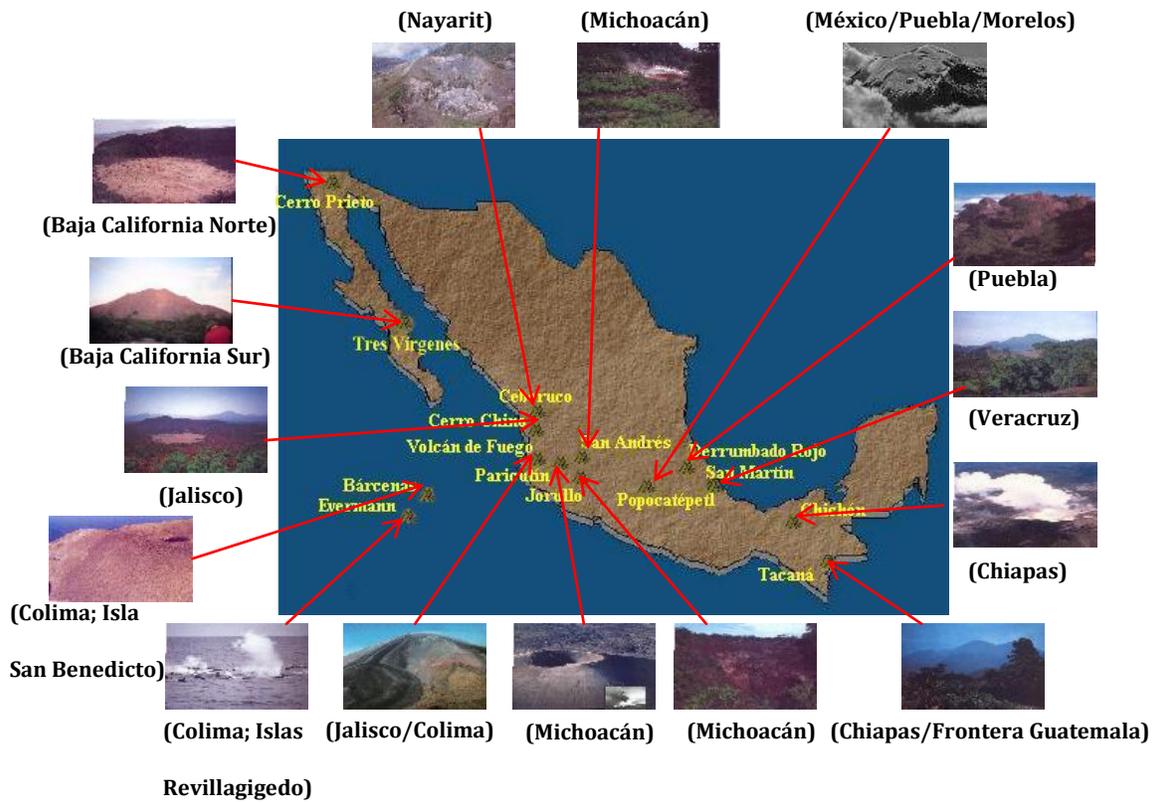


Figura 1.3: Localización de los volcanes activos de México. El Popocatepetl y el Volcán de Fuego son los más activos en fechas recientes.

Muchos de los estudios de los fenómenos volcánicos se enfocan en la caída de ceniza. El objetivo de esta tesis es ayudar un poco en el entendimiento de este evento, que es la caída de ceniza, usando modelos empíricos y semiempíricos. En el capítulo 2, se hablará en forma general de la ceniza volcánica producida en las erupciones volcánicas, sus características tanto física como químicas, y de los aspectos ligados a la contingencia volcánica debida a esta. En el capítulo 3 se cubrirá los factores referentes a la dinámica de una erupción, para su comprensión. En el capítulo 4 se mencionan los métodos usados para detallar la manera en que se realiza el depósito de ceniza volcánica, haciendo énfasis en un modelo empírico y un modelo semiempírico que se comparan en esta tesis. En el capítulo 5 se presentan los resultados numéricos derivados del modelo empírico y semiempírico, enfatizando la comparación entre estos modelos a erupciones reales. Las conclusiones de esta tesis se citan en el capítulo 6. En el apéndice A se muestra información relevante de los parámetros volcánicos usados en esta tesis. Los códigos numéricos empleados en el modelo empírico y semiempírico se incluyen en el apéndice B.

## CAPÍTULO 2

### Propiedades Generales de la Ceniza Volcánica

#### *2.1 Introducción.*

En este capítulo se hace una revisión básica de las propiedades generales de la ceniza producida por las erupciones volcánicas. Se enfatizan las propiedades físicas y químicas como características generales que hacen diferenciar unas cenizas de otras. También se citan algunos factores que influyen de manera significativa en la dinámica del proceso de cómo se depositan las cenizas.

#### *2.2 Características generales de las erupciones volcánicas.*

A través del tiempo se han registrado erupciones volcánicas que por su gran magnitud y daño ocasionado han marcado la historia y que se han usado como eventos de referencia para la clasificación de volcanes, tipos de erupciones, etc., y a partir de estos como base para estudios posteriores para un mejor entendimiento de estos fenómenos y todo lo relacionado con ellos. En la tabla 2.1 se mencionan algunas de estas grandes erupciones registradas a lo largo de la historia.

A pesar de todas las clasificaciones que se tienen registradas por sus diferencias, se han encontrado también similitudes que han servido como base para los estudios y comprensión de la estructura, dinámicas, formación, etc., de un volcán. Esto es, se han identificado partes que forman un volcán y algunas otras características. Estas son mostradas en la Fig. 2.1., de las cuales podemos mencionar el cráter, cámara magmática, coladas de lava, etc.

La columna de gases y cenizas son algunas de las características más espectaculares de una erupción volcánica. Para su estudio hay que acudir a modelos aproximados dada la gran complejidad del fenómeno. En primer lugar, hay que distinguir entre columnas estacionarias y de explosión. En las primeras, las características de la emisión de material en la base de la columna permanecen constantes, durante suficiente tiempo para que la columna eruptiva se desarrolle totalmente y permanezca estacionaria, mientras que en las explosiones, se considera que el tiempo de emisión es pequeño en comparación con el desarrollo de la nube. En general, se suelen presentar situaciones intermedias e incluso mezcladas. Para las erupciones más violentas, se han podido distinguir dos tipos de columnas eruptivas: las columnas plinianas y las columnas co-ignimbríticas. En la Fig. 2.2 se muestra algunas de estas columnas. En esta figura se incluyen dos fotografías de eventos volcánicos reales.

En las columnas plinianas el mecanismo motor de todo el proceso es la expansión del vapor de agua y otros volátiles, inicialmente a altas temperaturas y presiones, hasta alcanzar las condiciones atmosféricas. Durante el ascenso de la masa de gases y cenizas se pueden diferenciar varias fases: fase de empuje, fase convectiva y fase difusiva-advectiva. En la fase de empuje, que ocurre en las proximidades de la boca eruptiva, predomina la energía cinética del material

expulsado y se rige por las leyes de la balística, considerándose que las velocidades de salida del gas pueden ser supersónicas (>340 m/s). La fase convectiva se rige por la disipación de la energía térmica: el movimiento corresponde al ascenso convectivo de una masa de gas y sólidos en suspensión, que puede alcanzar alturas de decenas de kilómetros en la atmósfera. Posteriormente, en la fase difusiva-advectiva, los materiales se dispersan debido a un proceso de difusión, quedando sometidos a la interacción de los vientos dominantes de la alta atmósfera, así como a la interacción con el campo gravitacional terrestre, el cual se encarga de precipitar los fragmentos más grandes, cubriendo extensas regiones con una capa que se puede extender a distancias de cientos de kilómetros a partir del punto de emisión. Los fragmentos más pequeños como el polvo volcánico y aerosoles permanecen en suspensión por más tiempo y son arrastrados por los vientos dominantes. De esta manera pueden dar la vuelta al globo terráqueo, como sucedió en la erupción del volcán El Chichón (México) en 1982.

En las columnas co-ignimbríticas, el mecanismo que las origina es radicalmente distinto. En este caso un gran flujo piroclástico, sumamente denso y caliente cubre una gran región (decenas a cientos de kilómetros cuadrados) adyacente al volcán, y de ahí se crean las condiciones suficientes para que ascienda una gran masa convectiva de material hasta grandes altitudes. Es común que la columna se mantenga por un tiempo considerable, mientras el volcán siga aportando flujos calientes a esa región.

Sucede a veces que la tasa de emisión de material o el diámetro del cráter son muy grandes o la velocidad de emisión muy pequeña, de forma que el material situado en la parte inferior de la columna no logra quedar en suspensión, por lo que colapsa en forma de fuente alcanzando una altura de solamente unos cuantos kilómetros. De estas fuentes, se pueden desparramar lateralmente flujos piroclásticos y conforme los piroclastos (fragmentos incandescentes) se asientan, las capas superiores de aire se expanden, bajando la densidad de la mezcla. Si el aire que entra es suficiente, el material superior de la corriente, que es el más ligero, es arrancado hacia arriba generándose una pluma convectiva. De esta forma toda la energía térmica de una fuente colapsada puede ser transferida a una pluma convectiva, y cantidades masivas de material expelido pueden penetrar a grandes alturas en la atmósfera. No obstante el origen de ambos tipos de columnas es diferente, son similares en cuanto a que ambas tienen una fase convectiva y una fase difusiva. El estudio de las columnas eruptivas estacionarias es sin duda complejo, pues dentro de una misma etapa eruptiva, pueden incluso presentarse múltiples veces columnas plinianas intercaladas con co-ignimbríticas.

### *2.3 Propiedades físicas y químicas de la ceniza volcánica.*

Los primeros estudios sobre la ceniza volcánica y las erupciones que las producen se vieron limitados, ya que no contaban con aparatos ópticos tan potentes como los de ahora. En los últimos 20 años se ha tenido la posibilidad de ir más allá de las muestras de ceniza depositadas en el suelo para recolectar in situ (mediante aviones y sondas meteorológicas) muestras de ceniza de plumas volcánicas a altitudes por arriba de los 20 kilómetros. Los materiales volcánicos emitidos por una gran erupción se pueden dividir en la fracción volátil (gases) segregada del magma en un momento dado y la fracción lávica (liquida con gases disueltos). El

material lávico que se desgasifica, enfría y consolida en contacto con la atmósfera forma a las rocas volcánicas y se divide en fragmentario (piroclastos) y masivo (domos y coladas). Los materiales fragmentarios tienen especial interés, ya que su abundancia se encuentra asociada a las erupciones más violentas y destructivas.

Tabla 2.1. Algunas erupciones volcánicas registradas históricamente.

Nombre	Lugar	Fecha	Consecuencias
Long Valley	California	Pre-historia	
Yellowstone	Wyoming	Pre-historia	Ahora se manifiesta en: géiseres y solfataras (6000 veces más potente que la erupción del volcán Santa Helena, EUA).
Santorín (Thera)	Cicladós (Grecia)	1650 a.de C.	Desaparición de la civilización Minoica (diez veces más potente que la erupción del volcán Krakatoa en Indonesia).
Vesubio	Italia	24 agosto 79 a.de C.	Destruyó Pompeya. Más de 2000 muertos (la energía térmica liberada era el equivalente a 100,000 veces la de la bomba nuclear de Hiroshima).
Etna	Sicilia (Italia)	1169	Destruyó Catania, 15000 muertos.
Kelut	Java (Indonesia)	1586 y 1919	10000 y 5000 muertos, respectivamente.
Etna	Sicilia (Italia)	1669	Hubo 20000 muertes.
Ringgit	Java (Indonesia)	1686	Alrededor de 10000 muertos.
Papandayang	Java (Indonesia)	1772	Más de 3000 muertos.
Tambora	Sumbava (Indonesia)	5 abril 1815	Más de 12000 muertos.
Krakatoa	Indonesia	26 agosto 1883	Acarreó olas de 35m, provocando 36380 muertes en Java y Sumatra (200 megatonnes, es decir, 13,000 veces la potencia de la bomba que devastó Hiroshima)
Montagne Pelée (montaña pelada)	Martinica (Antillas)	2-8 de mayo de 1902	Hubo 26000 muertos. Destruyó Saint-Pierre.
Paricutín	México	20 febrero 1943	Arrasó el pueblo de Parangaricutiro.
Hibok Hibok	Filipinas	1948	84 muertos
Bezmyanny	Kamchatka	1956	
Tristan de Acuña	Isla de Tristan de Acuña (Gran Bretaña)	octubre 1961	Dejó la isla desierta.
Mount Agung	Bali (Indonesia)	marzo 1963	1100 muertos.
Saint Helens	Washington (EEUU)	27 marzo 1980	60 muertos.
Chichón	México	1982	Medio metro de ceniza.
Nevado del Ruiz	Colombia	noviembre 1985	Más de 25000 muertos.
Pinatubo	Filipinas	julio 1992	1000 muertos

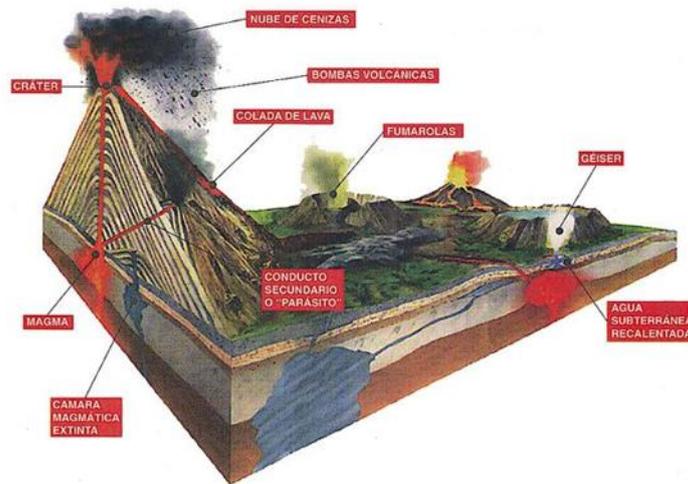


Figura 2.1: Diagrama que muestra las partes principales de un volcán.

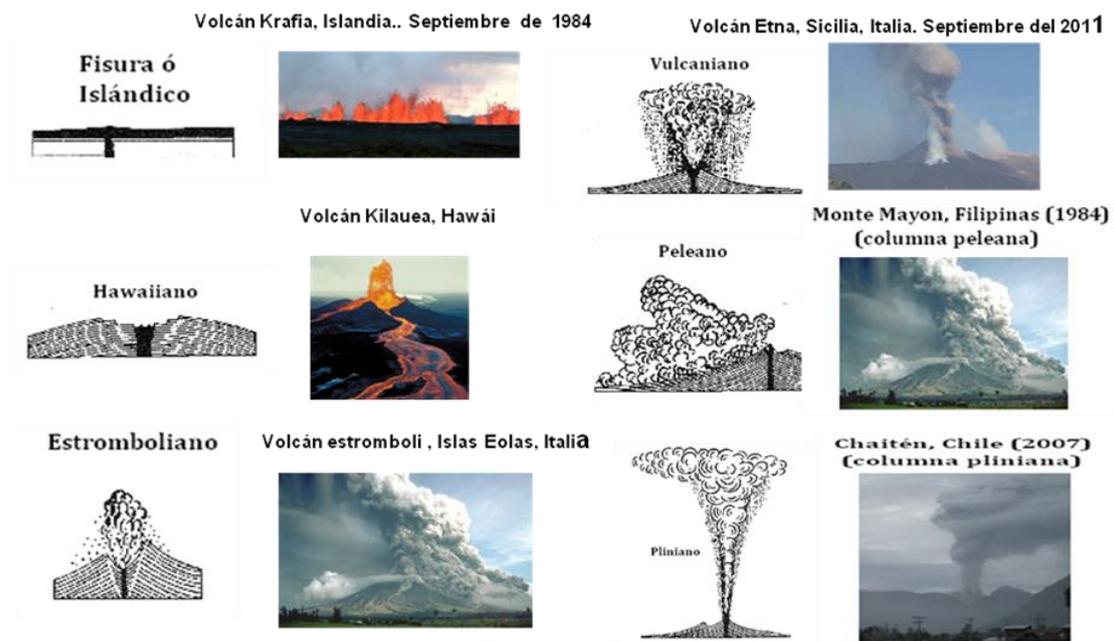


Figura 2.2: Tipos de columnas eruptivas y aproximaciones de las alturas que alcanzan.

Todos los piroclastos se originan al escapar violentamente los gases del magma arrastrando porciones del fundido; pero la mecánica es diferente para cada tipo de erupción, que puede reconocerse estudiando el volumen, forma, distribución, fragmentación y selección de los piroclastos. La dinámica de las masas piroclásticas da lugar a una gran división entre los piroclastos de proyección aérea, que caen en forma de lluvia, o siguiendo una trayectoria balística, y las masas piroclásticas que se desplazan sobre la superficie siguiendo un régimen de fluido laminar o turbulento; aunque este último puede hacerse incluso laminar, si tras un largo recorrido se presentan las oportunas condiciones reológicas [1].

Actualmente, la palabra tefra se reserva para designar depósitos donde los piroclastos se encuentran sueltos en contraposición el vocablo toba, que se aplica también genéricamente, a los depósitos de piroclastos consolidados. Las densidades varían desde pómez y escorias vesiculares de baja densidad, hasta cristales y fragmentos líticos muy densos. El material puede ser de tipo juvenil (formado del magma involucrado en la erupción) o de tipo accidental (formado de rocas preexistentes). En la Fig. 2.3 se muestra gráficamente la clasificación de los fragmentos de tefra.

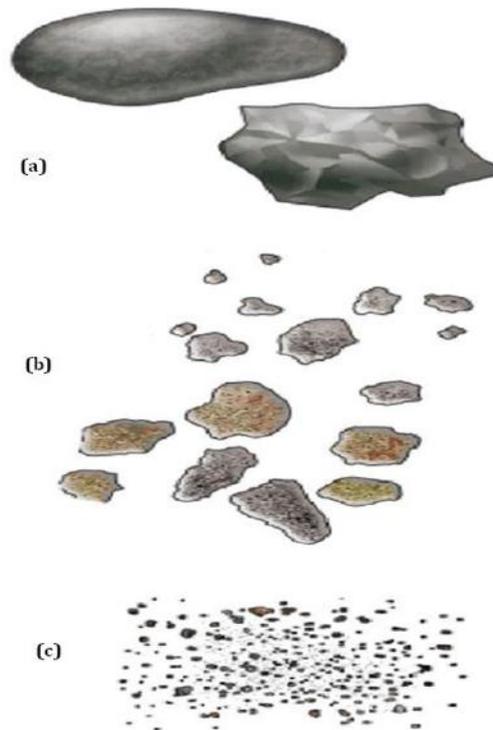


Figura 2.3: Clasificación de los fragmentos de tefra: (a), clastos de diámetro superior a 64 mm; (b), clastos entre 2 y 64 mm de diámetro; (c), fragmentos de diámetro menor que 2 mm (ceniza).

La ceniza volcánica se encuentra compuesta de fragmentos de roca, minerales y vidrio [1]. La forma y tamaño de los fragmentos de vidrio dependen principalmente de la forma y tamaño de las burbujas de gas presentes en el interior del magma inmediatamente antes de la erupción y del proceso responsable de la fragmentación del mismo. Las propiedades físicas de la ceniza volcánica dependen fuertemente de las proporciones relativas de vidrio, cristales y roca fragmentada, así como de la composición química de los componentes y el tamaño del grano. Los granos muy finos de vidrio volcánico son usados comercialmente como abrasivos.

Una propiedad física importante de los depósitos de ceniza es su densidad, la cual puede variar dependiendo del tiempo que ha transcurrido desde su depositación. Si acaba de depositarse tiene en el interior un considerable contenido de aire (ceniza suelta), si sufre intemperización se compacta (ceniza compactada) y si también ha entrado en contacto con el agua se humedece (ceniza húmeda). Es importante mencionar las propiedades eléctricas asociadas a la ceniza volcánica. En muchas erupciones de gran intensidad se han observado fenómenos

eléctricos, como rayos y el conocido fuego St. Elmo, en el interior de la nube de ceniza volcánica, indicando que en esa zona los límites de permitividad eléctrica del aire han sido excedidos. De aquí que exista en el interior de las plumas volcánicas una cantidad de carga eléctrica; puede ser también la causa de agregación de partículas, aumentando con ello la tasa de sedimentación de las mismas [1]. Aviones en pleno vuelo han acumulado un gran potencial eléctrico por el contacto de partículas de ceniza que podían o no estar cargadas. Este potencial se manifestó en forma de corona o lugares de descargas, también conocidos como fuego de St. Elmo. La Fig. 2.4 muestra fotografías de algunos de estos fuegos.

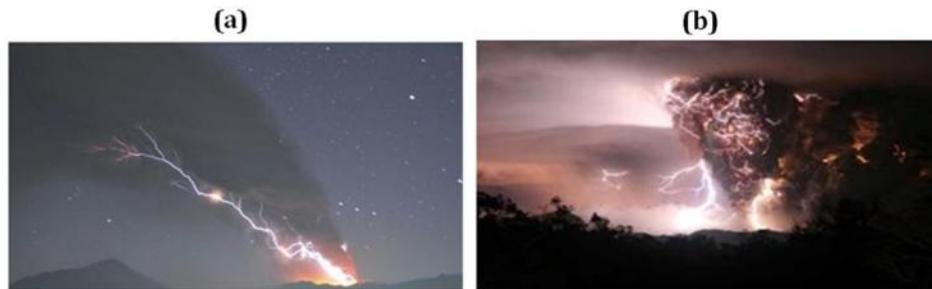


Figura 2.4: Fuegos de St. Elmo saliendo de algunos volcanes: (a), Monte Kirishima en Japón, 3 de febrero del 2011; (b), Chaitén en Chile, mayo del 2008.

Sobre las superficies de las partículas de ceniza se pueden adherir sustancias precipitadas directamente de los gases eruptivos. Por ello el estudio de los lixiviados de la ceniza (ceniza lavada) proporcionan información sobre la composición química de los gases (véase la Fig. 2.5). La lixiviación es un proceso en el que un disolvente líquido se pone en contacto con un sólido pulverizado para que se produzca la disolución de uno de los componentes del sólido. Las emanaciones gaseosas de los volcanes se encuentran formadas en su mayoría por  $H_2O$ ,  $SO_2$ ,  $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $HCl$  y  $HF$ . El  $SO_2$  puede reaccionar con el agua, formando ácido sulfúrico y depositarse sobre las partículas de ceniza; el  $HCl$  y el  $HF$  pueden también cubrir esas partículas de forma que mediante una lixiviación de las cenizas con agua destilada es posible cuantificar la cantidad de sulfato, cloruro y fluoruro que se encuentran como recubrimiento de la ceniza. La concentración de estos iones y la relación entre ellos se asocian a diversos grados de contribución magmática así como al estado de desgasificación del magma, ya que el  $SO_2$  se emite antes que el  $HF$  y el  $HCl$ , conforme el magma se acerca a la superficie [1]. Esta información puede ser muy útil para determinar si una erupción dada es realmente magmática o si se trata de una erupción freática.

#### *2.4 Mecanismos de producción de la ceniza volcánica.*

Cuando ocurren explosiones en las bocas activas de un volcán, las nubes de material que se observan, tiene colores diferentes. A veces salen más blancos, indicando un alto contenido de vapor de agua condensado, mientras que otras veces son más oscuras, de un color grisáceo, indicándonos un alto contenido de cenizas. Las explosiones volcánicas no son producto de una reacción química exotérmica sino exclusivamente producto de la fragmentación de un material que puede estar fundido (magma) o sólido (material ya solidificado previamente y que

obstruye las bocas de salida de un volcán). Lo que se observa como ceniza volcánica son los fragmentos de magma expulsados del cráter y que se han enfriado en la atmósfera o bien los fragmentos sólidos preexistentes que han sido demolidos y arrojados por la explosión misma. La segmentación, es un proceso físico muy complejo donde están involucradas muchas variables, y la limitación física de observaciones directas de erupciones volcánicas, complican aun mas este problema. De esta manera, la observación directa, los modelos numéricos fundados en la física de la evolución del magma, en los experimentos del laboratorio y en los estudios de los depósitos de campo, son nuevas herramientas para un mejor estudio de las erupciones volcánicas. Se conocen cuatro procesos que producen fragmentación: erupción magmática, erupción freatomagmática o hidrovulcánica, erupción freática y demolición abrasiva.

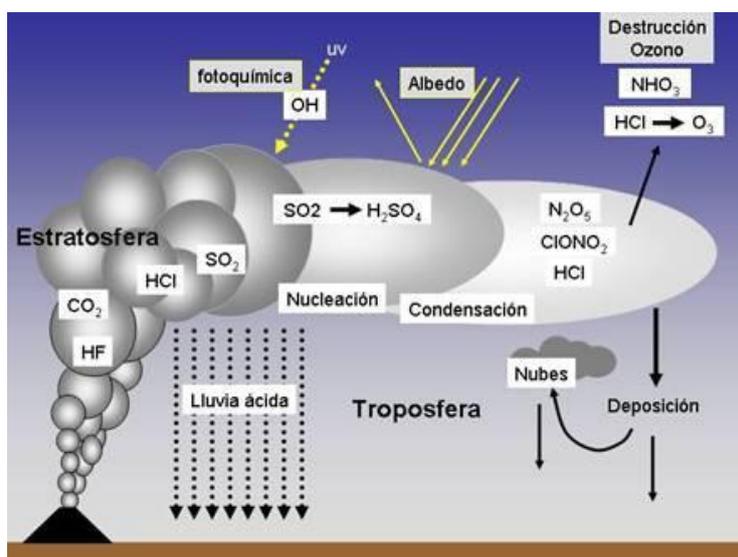


Figura 2.5: La columna eruptiva es la responsable de múltiples fenómenos que afectan a la vida sobre la Tierra, al reaccionar los gases que contiene bajo la fuerte acción de la radiación ultravioleta en la estratosfera. El más conocido es la lluvia ácida que está producida por la disolución de los gases de la pluma volcánica en agua y su posterior caída.

### 2.4.1 Erupciones magmáticas.

Son erupciones explosivas que liberan de forma brusca el exceso de presión de los volátiles en el interior del magma cerca o al alcanzar la superficie terrestre. Se producen por la descompresión paulatina del magma que asciende, el crecimiento de burbujas y la fragmentación del magma arrancando con ello porciones del fundido. El magma contenido en una cámara magmática contiene altas concentraciones de volátiles en solución. Por un desequilibrio del sistema, empieza a ascender y la presión litostática (presión de las rocas, se define como el peso de la columna de roca situada sobre un punto) que se ejerce sobre este fluido disminuye creándose burbujas microscópicas (la ley de Henry explica que la solubilidad de los gases es directamente proporcional a la presión externa sobre el sistema). En la parte superior de la columna de magma se observa que el fluido es un continuo, mientras que la fase gaseosa es discontinua. Si estas burbujas por flotación ascienden más rápido que el fluido a la superficie, entonces la lava solamente hervirá como sucede en los lagos de lava. Si por el contrario, un gran

número de burbujas se expande mas rápido que de lo que puede ascender el fluido comenzará a unirse hasta que el fluido se haga discontinuo, es decir, se segmentará en pequeños trozos de líquido o vidrio entre burbujas adyacentes de tal forma que pierde cohesión. La presión en el interior de las burbujas alcanza grandes valores y al entrar en contacto con la presión atmosférica disminuye esto ocasiona una explosión que expulsa los fragmentos de magma y cuya intensidad depende esencialmente de la magnitud de esta presión residual. Si es pequeña, se puede observar una pequeña nube de polvo que se expande lentamente, si la presión es grande puede ocurrir una violenta explosión de tipo pliniana o vulcaniana [1-3].

Es importante mencionar que la explicación anterior solo es permitida para fuentes de lava de magmas poco viscosas, que se caracterizan por alcanzar alturas desde unos cuantos metros hasta varios cientos de metros, y los depósitos de caída (bombas desde un metro hasta micrómetros de diámetro) se distribuyen en forma circular (de cientos de metros de diámetro) u ovalada alrededor de un cráter central o en líneas paralelas en un cráter de fisura. El material grueso se deposita en los alrededores del cráter, mientras que la ceniza mas fina, incluyendo los filamentos denominados cabellos de Pelé, son esparcidos viento abajo y depositados como material de caída libre. En magmas muy viscosos ricos en sílice, la explicación anterior no es admitida pues no explica la formación de la pómez que se da en esos eventos tan explosivos. En efecto, si todas las burbujas se fusionaran y se desintegraran a la hora de la explosión habría solamente ceniza y no existiría presencia de pómez. Alfred Ritman (1936), uno de los pioneros de la vulcanología, propuso que los gases del magma salen de la solución conforme el magma va ascendiendo a través de los conductos superficiales [1]. Después de que el magma alcanza la superficie terrestre y que la erupción se ha iniciado, la espuma altamente viscosa se desbarata al sufrir una violenta descompresión antes de que pueda ocurrir la fusión de burbujas. Las propiedades físicas, así como la forma que distingue a la pómez, son controlados por la historia del crecimiento de las burbujas, la presencia o ausencia de fenocristales como puntos de nucleación (los fenocristales son aquellos granos de mineral que cristalizan dentro del magma antes de la erupción), y el tipo de fragmentación que sufre el magma espumoso durante la erupción. Dentro de la pómez se puede encontrar muchos tamaños y distribuciones de forma de burbujas, tantas como tipos de erupciones volcánicas existentes, pero todas ellas se interpretan como el crecimiento continuo de burbujas cuando asciende e magma y durante la erupción (primera generación) o discontinuo, antes y durante la erupción (segunda generación).

#### *2.4.2 Erupciones hidrovulcánicas.*

Las erupciones hidrovulcánicas ocurren cuando la roca fundida entra en contacto directamente con un cuerpo de agua subterráneo o superficial como son los lagos, pantanos o áreas de algún litoral marítimo. La formación y el colapso de películas de vapor en la interface del agua y la roca fundida es la causa que se deforme y se fragmente el fundido así como de la expansión explosiva de una gran presión de vapor [1]. Un ejemplo de esto es el vulcanismo de la Montaña Amarilla en Las Canarias, como se muestra en la Fig. 2.6. El rápido sobrecalentamiento del agua finaliza en una erupción que es mucho más eficiente en la producción de fragmentación y dispersión de ceniza volcánica que las erupciones que solamente

son controladas por el crecimiento y descompresión de burbujas. Estas erupciones producen ceniza volcánica con un grano extremadamente fino creado principalmente por la minúscula ruptura de las paredes de las burbujas vítreas, y cuyo tamaño medio del grano puede llegar a valores por debajo de los  $40\mu\text{m}$ , siendo los componentes mucho más finos ( $<10\mu\text{m}$ ) los que permanecen en suspensión en la estratosfera el suficiente tiempo para ser acarreados por grandes distancias.



Figura 2.6: Erupción hidrovulcánica (Las Canarias, España).

#### 2.4.3 Erupciones freáticas.

Las erupciones freáticas se originan por la fragmentación de las rocas durante una expansión rápida de vapor y/o agua caliente. Estas explosiones literalmente trituran el material antiguo, preexistente en los conductos internos del volcán, emitiéndolo ya solidificado desde el mismo cráter. Cambios en los niveles de agua subterránea como actividad tectónica ocasionan erupciones donde hay exclusivamente explosiones de vapor sin ninguna emisión de magma. Este tipo de erupciones se dan en muchas regiones volcánicas incluyendo áreas geotérmicas donde no existe ningún tipo de actividad volcánica reciente. Es importante recalcar que todo volcán que se reactiva, por lo general tiene por debajo una red de acuíferos, que se son afectados por el repentino cambio térmico, y pueden producir una actividad que es inicialmente freática. A veces la actividad de un volcán se queda en ese estado sin ningún cambio posterior. Sin embargo, también puede ser la antesala de una erupción magmática de gran intensidad. Muchas veces, estas explosiones producen la desintegración mecánica del material más viejo que obstruye los conductos de salida de material, provocando la emisión de ceniza antigua. La Fig. 2.7 muestra la erupción del volcán Poás (Costa Rica) que el 25 de diciembre del 2009 produjo una erupción freática que alcanzó los 550 metros de altura.

#### 2.4.4. Demoliciones abrasivas.

El cuarto mecanismo de producción de ceniza, aunque no tenga asociado un nombre especial de erupción, se da especialmente durante un colapso gravitacional de un edificio volcánico o posibles avalanchas. Lo que produce

demoliciones abrasivas entre los fragmentos al colisionar uno con otro y con el substrato adyacente. Un evento de este tipo ocurrió durante la erupción del volcán Santa Elena (Washington, EUA) el 10 de abril de 1980, Fig. 2.8. La fotografía corresponde a la ladera noreste del volcán donde se aprecia el bulto norte del volcán.



Figura 2.7: Erupción freática del Volcán Poás (Costa Rica).



Figura 2.8: Demolición abrasiva en el Volcán Santa Elena (Washington, EUA).

### *2.5. Análisis de los depósitos volcánicos de caída libre.*

Existen dos formas de estudiar los depósitos volcánicos de caída libre. Uno es el estudio de depósitos formados por antiguas erupciones volcánicas y otro el estudio de los depósitos concurrentemente con una erupción. En estos estudios se tiene una gran cantidad de puntos de control a diferentes distancias alrededor del volcán con el objeto de que el muestreo cubra todas las direcciones posibles y sea lo suficientemente denso.

En el caso de erupciones antiguas, básicamente se estudian los horizontes correspondientes a los depósitos de caída libre fechándolos y posteriormente correlacionándolos con depósitos que se ubican en otros puntos de la región y que tengan rasgos físicos similares distintivos para concluir que son depósitos generados por la misma erupción. Posteriormente, con las muestras obtenidas en varios puntos de control se generan, usando un método de interpolación, los

mapas de isopacas (curvas de igual espesor de ceniza, Fig. 2.9) o isopletras (curvas de igual diámetro de los fragmentos) de la erupción de interés. Estos estudios son de gran importancia para conocer el alcance y a magnitud de erupciones pasadas. Una reconstrucción detallada de un depósito de caída de tefra que contenga la medición de espesores, tamaño de grano, selección y distribución de tamaños máximos de fragmentos líticos y de pómez proporciona información muy útil sobre la dinámica eruptiva, la tasa de emisión de material y los patrones eólicos [4]. Conjuntamente, se pueden elaborar mapas de zonificación para el peligro de caída de tefra, con el objetivo de identificar las áreas que tendrían la posibilidad de ser impactadas durante erupciones futuras [5]. La elaboración de estos mapas generalmente se basa en la frecuencia y magnitud (expresada en volumen total de tefra o en la relación espesor contra área de las isopacas), de anteriores caídas de tefra y en los modelos regionales de la circulación de los vientos, datos obtenidos de los depósitos antiguos.

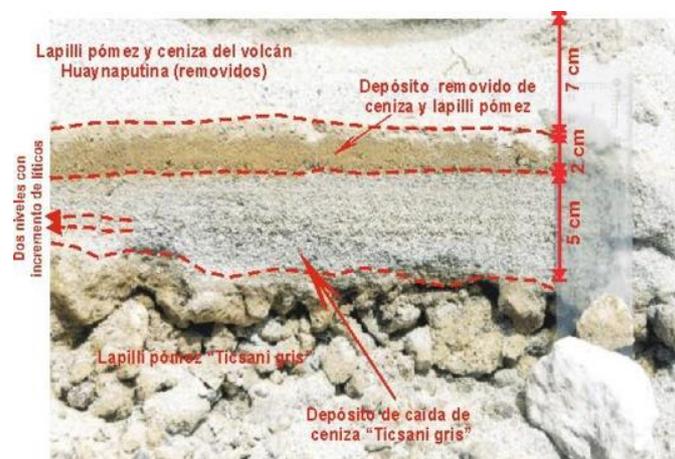


Figura 2.9: Isopacas de una erupción volcánica antigua.

Por otra parte, se estudian los depósitos de caída de tefra en tiempo real durante una erupción. En los puntos de muestreo (preferentemente lugares altos) se instalan horizontalmente pequeñas cajas de área conocida, con el objeto de calcular rápidamente tanto su espesor como densidad y evitar que la lluvia destruya el depósito. En un periodo de actividad eruptiva moderada en cada estación se mide el espesor acumulado desde el último muestreo y se recoge la ceniza acumulada con un cepillo fino en bolsas de plástico que son selladas para ser analizadas [6]. La caja se instala nuevamente para que se obtengan las siguientes muestras en los próximos días. Con los datos, se pueden generar también mapas de isopacas (Fig. 2.10) e isopletras, para obtener información útil sobre el volumen total de material de caída emitido en un intervalo de tiempo dado, que puede ser de días hasta semanas dependiendo de las condiciones en que se encuentre el volcán en ese momento. Posteriormente, se puede calcular áreas de igual espesor y una secuencia temporal del volumen total emitido.

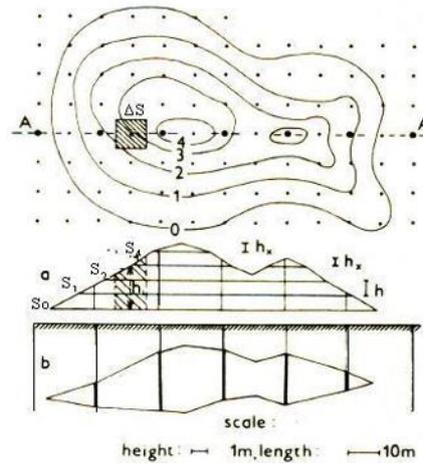


Figura 2.10: Mapa de isopacas de una erupción volcánica.

## 2.6. Aspectos relacionados a las contingencias volcánicas.

La caída de tefra constituye el peligro directo de mayor alcance derivado de erupciones volcánicas; la ceniza fina puede ser acarreada sobre áreas de orden continental y aun más grande. Típicamente, al incrementarse la distancia desde el centro de emisión, la tefra presenta una disminución en el tamaño del grano y forma depósitos más delgados. Sin embargo, en algunas erupciones históricas (volcán Santa Elena) se han observado algunas áreas aisladas donde el espesor de la capa de tefra aumenta en zonas distales; posiblemente causado por la formación de agregados de partículas a partir de la ceniza fina causando un rápido depósito de la nube de tefra de espesores mayores en áreas ubicadas en la misma dirección del viento [1].

El alcance de los fragmentos más grandes de la tefra, como son las bombas (véase la Fig. 2.3(a)) se halla dentro de un radio al volcán de 5 a 10 kilómetros [1,3]. En las explosiones del Monte Asama (Japón) en 1983, bombas de un metro de diámetro fueron lanzadas hasta una distancia de 4.5 kilómetros. Se tiene el reporte de un bloque de 1.5 metros cúbicos que alcanzó una distancia de 5 kilómetros del cráter durante la erupción del volcán Lascar (Chile) el 21 de Febrero de 1991 [1]. Por otro lado, los gráficos de Walker de tamaños máximos de fragmentos líticos y de pómez versus distancia de los centros de emisión, indican que bombas pequeñas de pómez (64 a 100 mm) han sido acarreadas a distancias horizontales de 20 a 28 kilómetros, dependiendo del tamaño de la erupción, mientras que bombas líticas fueron llevadas desde 10 hasta 30 kilómetros. Por fuera de estos radios estimados, se tiene caída de lapilli y ceniza volcánica.

El impacto asociado con las erupciones volcánicas, como los que se muestran en la Fig. 2.11, son de diferente índole: económico, ambiental y social. Las personas pueden sobrevivir a la caída de bombas pequeñas en refugios mínimos, sin embargo las caídas de bombas grandes pueden afectar a las personas hasta en refugios sólidos. Cabe aclarar que la caída de tefra es la que ha ocasionado menos muertes en la población (4.6% del total de decesos) ocasionados por erupciones volcánicas, según los registros que se tienen desde 1600 D.C. [1,5]. La acumulación de tefra puede provocar el colapso de los techos de los edificios; una

capa de 10 centímetros de espesor puede generar una carga entre 110 y 150  $\text{kg}/\text{m}^2$ , si está suelta, ó entre 160 y 250  $\text{kg}/\text{m}^2$ , si está húmeda. Aunque las normas de construcción varían de un país a otro, datos de tablas sugieren que un espesor de tefra de alrededor de 10 centímetros puede representar un límite crítico. También, la destrucción de las líneas de transmisión de energía y comunicaciones, la afectación a los medios de transporte (aéreo, ferroviario y carretero) y el daño a la vegetación, son comunes en las erupciones volcánicas. El recubrimiento, total ó parcial, de la vegetación por la ceniza provoca una restricción severa del oxígeno y de la luz solar en las plantas, lo que aunado a los daños en los sistemas de irrigación, provoca problemas graves en la agricultura. La suspensión de partículas de grano fino en el aire afecta también la salud de la población civil [5]. La caída de ceniza ligera (menores de 2 centímetros de espesor) pueden causar graves daños a servicios comunitarios críticos como son: hospitales, centrales eléctricas, plantas de bombeo, sistemas de drenaje y plantas de tratamientos de aguas. La oscuridad producida durante el día por las caídas de tefra puede persistir desde horas hasta varios días, lo cual puede causar pánico y complicar otros problemas.



Figura 2.11: Peligros relacionados con las erupciones volcánicas.

A diferencia de los peligros ocasionados por otros fenómenos volcánicos, los efectos de la caída de tefra pueden ser moderados mediante una apropiada planificación y preparación por parte de las autoridades civiles. Por lo que en países en donde existe actividad volcánica existe organismos oficiales encargados de monitorear el comportamiento de los volcanes, diseñar e instrumentar mecanismos de evacuación de la población civil ante contingencias derivadas de las erupciones volcánicas. En nuestro país existe el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) encargado de este tipo de tareas.

## CAPÍTULO 3

### Dinámica de la Erupción Volcánica

#### 3.1 Introducción.

En el Capítulo 2 se citaron las diferentes clasificaciones que existen para las erupciones volcánicas. En este capítulo se mencionará de manera muy general las fases por las que pasa una erupción volcánica, sin tomar en cuenta el tipo de su clasificación, que es a lo que se le conoce como dinámica de la erupción volcánica.

#### 3.2 Fases de la dinámica eruptiva.

Se consideran tres fases de la dinámica eruptiva: la de empuje, la convectiva y la difusiva-advectiva (Fig. 3.1). La forma en que se desarrollan estas fases llevará a las características específicas de una erupción volcánica en particular. Por lo que podemos decir que los modelos para describir la dinámica se enfocan en dos clases: en predecir la altura  $H$  que puede alcanzar la columna eruptiva en función de la potencia térmica  $Q$  de la explosión volcánica, ó en predecir  $Q$  en función de  $H$ . A continuación se hace referencia un poco más en detalles a las tres fases de la erupción volcánica.

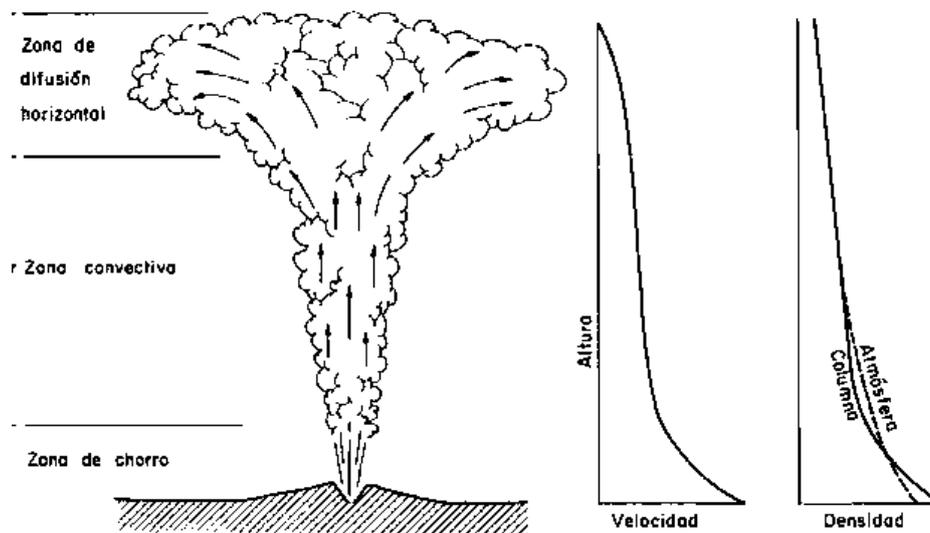


Figura 3.1: Dinámica eruptiva de un volcán. En el gráfico de la izquierda se identifican claramente las zonas principales de la erupción: zona de empuje ó zona de chorro, zona convectiva y zona difusiva-advectiva. Los perfiles mostrados a la derecha muestran el comportamiento general de la variación de la velocidad y densidad con la altura.

##### 3.2.1 Fase de empuje.

La fase de empuje se ubica en la región inferior de la columna eruptiva [1]. La mezcla volcánica (gases y fragmentos piroclásticos) producida por la violenta descompresión de los volátiles en el magma, sufre un aumento repentino de energía cinética al entrar a la atmósfera. Como los gases volcánicos son los encargados de impulsar el material piroclástico a este sector de la columna se le

nombra también región impulsada por el gas. La inyección de fluido a altas velocidades (chorro de material volcánico) dentro de otro fluido que se halla en reposo (aire atmosférico), genera remolinos turbulentos de aire alrededor de la columna volcánica. Estos actúan como enormes ventiladores e incorporan grandes cantidades de aire al flujo volcánico conforme este se mueve hacia arriba, haciendo que parte de la energía cinética se disipe y con ello decrezca el momento inicial. Esta estructura está sujeta a la enorme fuerza del arrastre atmosférico y, no obstante a que en erupciones sumamente violentas y de gran intensidad las velocidades de emisión del material se aproximan a las máximas posibles en volcanes terrestres (alrededor de 650- 700 m/s), la región de la columna impulsada por el gas no excederá los 3 kilómetros de altura. Las fuerzas de arrastre disipan momento, y desaceleran rápidamente el chorro volcánico a velocidades menores de unas pocas decenas de metros por segundo, de manera que en la cima de esta región la velocidad puede alcanzar un mínimo, suficiente para aun mantener el material grueso en suspensión.

En muchas erupciones, se observa que desde esta región caen las bombas o bloques. Todos estos fragmentos balísticos pueden salir de la columna si el ángulo de expulsión con respecto al eje vertical de la columna es suficientemente grande. Los alcances de tales fragmentos están determinados por su velocidad inicial, ángulo de expulsión, tamaño y densidad [1]. Pueden proporcionar información muy útil sobre la altura de la columna y la intensidad de la erupción, ya que el alcance que puede tener está relacionado directamente con las condiciones iniciales que se mantienen en la columna en su fase de empuje.

### 3.2.2 Fase convectiva.

Una vez que el chorro volcánico ha ingerido suficiente aire, la columna eruptiva sobrepasa su primer nivel de flotación neutra para entrar a la región convectiva [1]. La fase convectiva en el interior de la columna eruptiva se origina por las altas temperaturas del material emitido. Sin embargo la rápida transferencia de calor del material volcánico al aire incorporado hace que este se expanda y se genere una súbita disminución de la densidad, creando con ello una fuerza de flotación que hace ascender al material en suspensión por decenas de kilómetros. La región convectiva ejerce la mayor influencia sobre la altitud de la columna, y genera hasta el 90% de las alturas, tanto de nubes eruptivas plinianas como estromboleanas. En esta región, las velocidades son más pequeñas que las velocidades de escape con valores entre 10 y 200 m/s. El chorro volcánico para columnas plinianas de gran intensidad llega en un tiempo muy corto (alrededor de 8 a 9 segundos) a esta región. En el trayecto tiene tiempo para transferir calor al aire de la mezcla, de modo que a pesar de disminuir el momento de la mezcla, vuelve a aumentar por la gran fuerza de flotación que se produce. La fuerza de flotación convectiva que se genera a una cierta altura depende básicamente de la proporción de aire, gas volcánico y piroclastos existentes dentro de la nube. Muchos fragmentos son sacados de la nube por el efecto combinado de las fuerzas de arrastre así como de la gravedad, que genera un proceso de selección eficiente que remueve los fragmentos más grandes de los pequeños. Por ello solo estos últimos son acarreados hacia arriba por la pluma convectiva.

Generalmente, la región convectiva es altamente turbulenta y por ello las velocidades locales en cualquier punto están fluctuando de manera regular. A veces son lo suficientemente grandes para que la mayor parte del material que entra sea acarreado hasta la cima de la región convectiva [1]. Con excepción de las erupciones débiles, las velocidades convectivas que se pueden encontrar en la línea central son lo suficientemente grandes para acarrear algunos fragmentos del tamaño de un puño (8 cm de diámetro) cerca de la cima de la columna, y sólo los fragmentos más grandes (del diámetro de decenas de centímetros) siguen trayectorias balísticas. Mientras que, cerca de los bordes de la columna, donde las velocidades verticales son pequeñas, hasta inclusive los fragmentos más reducidos pueden precipitar.

Una característica de las columnas convectivas descubierta recientemente, es que una vez que empiezan a ascender a partir de su mínima velocidad lo pueden hacer con una notable aceleración (columnas superflotantes), debido a una combinación particular de intensidad y velocidad inicial de emisión, o bien pueden ascender a una velocidad casi igual o ligeramente por arriba de la velocidad mínima (columnas flotantes) [1]. Muchas columnas eruptivas son superflotantes e incluso mediciones de la velocidad efectuadas en su región convectiva indican que pueden presentarse ambos comportamientos en diferentes etapas. Frecuentemente, las plumas superflotantes sobrepasan su segundo punto de flotación neutral debido a su inercia.

Los primeros estudios de modelación de columnas convectivas fueron realizados por el equipo de Morton en 1956 [1], quien modeló plumas convectivas provocadas por combustión tales como los incendios. Entre sus resultados más significativos destaca la predicción de la altura  $H$  que debían alcanzar las plumas de humo de fuentes típicas de calor con potencia térmica  $Q$  en una atmósfera estratificada y estable, bajo ciertas condiciones. A este resultado se le conoce como la ley  $1/4$ :

$$H = 46Q^{1/4}, \quad (3.1)$$

donde  $H$  es la altura de la pluma (metros) y  $Q$  la potencia térmica (kilowatts). A partir de la Ec. (3.1) se podría estimar el valor de  $Q$  de un volcán a partir de mediciones de  $H$  de la nube de cenizas arriba del cráter volcánico. Con esta idea y considerando que si la duración de una erupción volcánica es  $T$  (segundos), entonces se puede estimar la energía calorífica  $E$  liberada por un volcán (Fig. 3.2):

$$E = QT = (H / 46)^4 T. \quad (3.2)$$

Posteriormente, Settle en 1978 efectuó un análisis detallado de los procesos físicos presentes en la fase convectiva de una pluma [1]. Tomando como hipótesis que el vapor de agua, el bióxido de azufre y el bióxido de carbono son los principales constituyentes del gas volcánico, concluyó que la cantidad relativa de calor liberado por el enfriamiento de una mezcla de gas volcánico y material piroclástico a través de intervalos de temperaturas comparables depende sustancialmente de la masa relativa de gas y piroclastos existentes en la mezcla. De la masa total de material emitido, el gas volcánico comúnmente ocupa menos de un

10%, por lo que en muchos casos es el material piroclástico el que proporciona la mayor fuente de energía térmica liberada en la atmósfera durante una erupción explosiva. Observaciones de campo indican que las columnas eruptivas comúnmente alcanzan su máxima altura durante la fase mas intensa y violenta de una erupción en particular. Settle obtuvo la siguiente ley empírica que expresa la altura de la columna eruptiva  $H$  (km) como función del flujo de masa  $M$  (kg/s) emitido durante la erupción volcánica [1]:

$$H = 0.257 M^{0.220} . \tag{3.3}$$

En la Fig. 3.3 se muestra la gráfica de  $H$  vs.  $M$ .

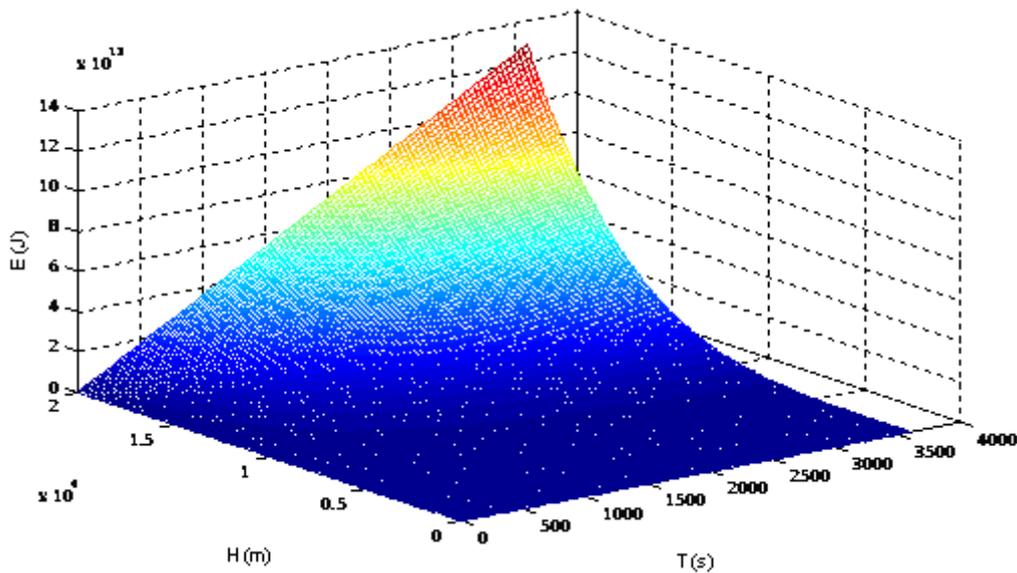


Figura 3.2: Energía calorífica  $E$  liberada por un volcán, según el modelo de Morton, Ec. (3.2).

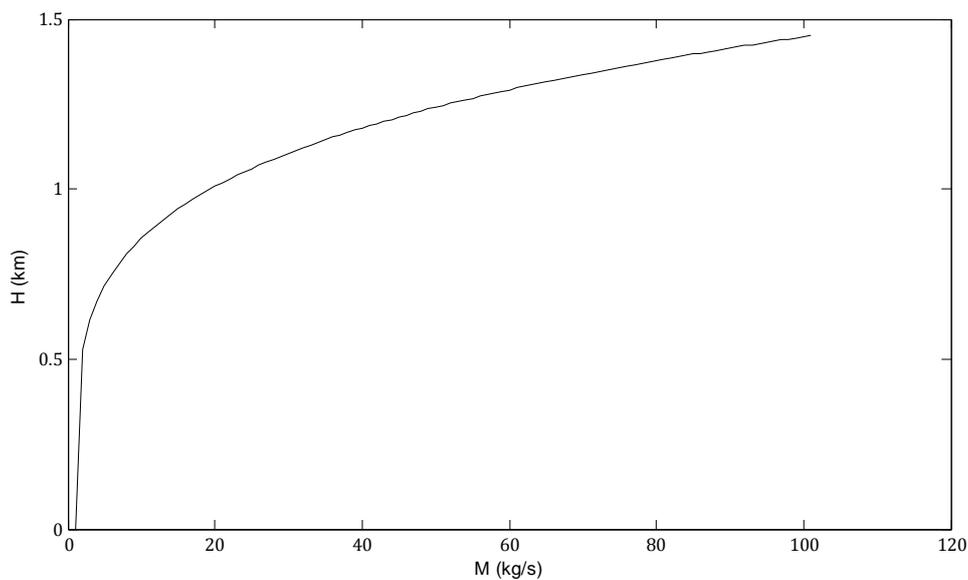


Figura 3.3: Altura  $H$  de la columna eruptiva como función del flujo de masa  $M$ , según el modelo de Settle, Ec. (3.3).

Los resultados de Morton y Settle suponen una atmósfera estable. Sin embargo, cuando existen vientos fuertes estas ecuaciones no predicen de forma adecuada la dinámica eruptiva. Fedotov en 1985, tomando como base el trabajo de Settle y los datos de dos erupciones violentas ocurridas en la región de Kamchatka (Rusia), entre 1975 y 1981, concluyó que los mejores resultados para estimar la potencia térmica  $Q$  (kW) cuando existe una velocidad de viento predominante considerable  $u$  (m/s) se calcula usando la fórmula de CONCAWE (International Working Group on Conservation of Clean Air and Water, Western Europe) [1]:

$$Q = 0.136H^2 u^{1.5}, \tag{3.4}$$

donde la altura  $H$  se mide en metros. La Fig 3.4 es un gráfico de la Ec. (3.4). Los resultados se pueden extrapolar para  $Q$  que van desde valores mayores a los existentes en las plumas industriales de  $10^4$ - $10^5$  kW hasta valores iguales o mayores a los que se alcanzan en las plumas de grandes erupciones volcánicas  $1 \times 10^8$ - $3 \times 10^8$  kW. Se ha demostrado que esta fórmula es precisa incluso bajo condiciones meteorológicas muy diversas [1].

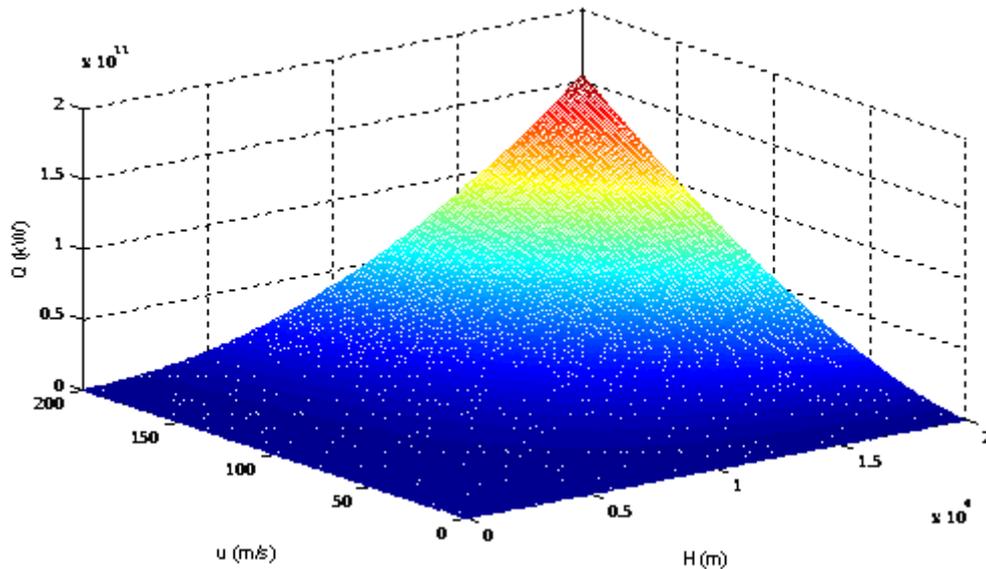


Figura 3.4: Potencia térmica volcánica según la fórmula de CONCAWE, Ec. (3.4).

En condiciones reales es posible encontrar vientos cruzados en erupciones volcánicas. En 1985 Fedotov observó que en condiciones meteorológicas estables y con vientos cruzados poco intensos, las ecuaciones que mejor se adaptaban a los datos de campo para describir la potencia térmica  $Q$  (kW) como función de la altura  $H$  (m) de la pluma eruptiva fueron [1]:

$$Q = \begin{cases} (H/46)^4, & 0 < H < 10^3 m \\ (H/28.5)^{3.5}, & 10^3 m \leq H < 10^4 m \\ (H/100)^{4.5}, & 10^4 m \leq H \leq 5.5 \times 10^4 m \end{cases} . \tag{3.5}$$

Nótese que la primera expresión de la Ec. (3.5) no es más que la ecuación del modelo de Morton, Ec. (3.2). La Fig. 3.5 muestra el comportamiento de la Ec. (3.5).

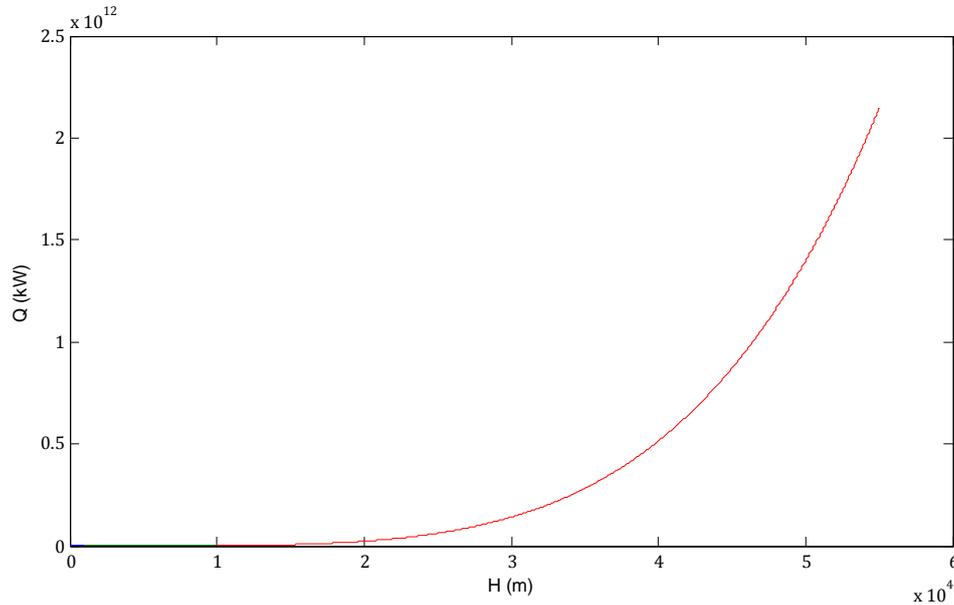


Figura 3.5: Potencia térmica volcánica según el modelo de Fedotov, Ec. (3.5).

Es importante hacer notar que la altura  $H$  de todas las expresiones empíricas que se han mencionado hasta ahora se toma a partir del cráter del volcán, y que la validez de las mismas son únicas y exclusivamente ciertas para fuentes térmicas continuas [1].

### 3.2.3 Fase difusiva-advectiva.

Una vez que la nube eruptiva alcanza su máxima altura, es señal de que la fuerza de flotación se ha neutralizado, pues la densidad de la nube se ha igualado a la densidad de la atmósfera. Si en ese momento las condiciones meteorológicas estuvieran en absoluto reposo y a su vez se suspendiera el suministro de material volcánico (intensidad cero), entonces la columna eruptiva permanecería quieta sobre el volcán, hasta que el mismo enfriamiento de la nube y el peso de las partículas o algún otro cambio en las condiciones mencionadas hicieran transformar su dinámica y, por ende, su forma.

El paulatino descenso de la nube se explica por el enfriamiento de la misma, que hace que su densidad aumente a valores por arriba de la densidad atmosférica y por lo tanto caiga o resbale lentamente por los costados de la pluma, abombándose hasta alcanzar la forma de un disco. Sin embargo, en erupciones estacionarias donde el aporte de masa es continuo y a veces durante horas, una vez que llega al nivel de flotación neutral, donde ya no puede ni ascender ni descender, no le queda más que expandirse lateralmente (cumpliendo el principio de conservación de la masa) generando con ello el hongo tan característico o región de paraguas que todos conocen de fotos y documentales de grandes erupciones. Si los vientos son poco intensos, el hongo visto desde una imagen de satélite tiene la forma de un disco perfectamente simétrico que puede expandirse por decenas de

kilómetros o de lo contrario puede deformarse a una figura cuasi-elíptica. La misma presenta un eje mayor en la dirección de mayor dispersión (que coincide con la dirección del viento predominante) y un punto de estancamiento en la dirección opuesta. Lo anterior se observó por primera vez en las imágenes de satélite durante la erupción del 18 de mayo de 1980 del Mt. St. Helens y posteriormente en la erupción del 15 de junio de 1991 del Pinatubo. Este punto tan característico, tiene velocidad resultante igual a cero, ya que la velocidad de expansión radial se iguala con la velocidad del viento predominante. La configuración de fuerzas anterior, puede permanecer estacionaria por un tiempo considerable, al menos mientras se mantengan estables las condiciones meteorológicas y la fase más intensa de la erupción.

La fase difusiva-advectiva de la columna está caracterizada por una intrusión lateral hasta la atmósfera para formar la región del paraguas. La base de esta región se define por un nivel de densidad neutral (altura  $H_b$ ) donde la pluma ascendente tiene la misma densidad que la atmósfera que la rodea, mientras que la parte más alta (altura  $H_t$ ) está controlada por el efecto de inercia de la columna a la altura  $H_b$ . Típicamente la relación  $(H_t - H_b)/H_t$  se encuentra entre 0.25 y 0.3 [1]. Bajo condiciones estacionarias, la nube sigue fluyendo de forma radial con excepción de eventuales y pequeños acarrees de aire que puedan ocurrir por arriba de  $H_b$ . Sparks en 1986 obtuvo una expresión aproximada, bastante útil, de cómo cambia la velocidad radial  $V_r$  (km/h) de la nube como función de la distancia radial  $r$  (km) conforme se expande [1]:

$$V_r = \frac{A}{r}, \quad (3.6)$$

donde  $A$  es una constante ( $\text{km}^2/\text{h}$ ).

Es de importancia recalcar que los fenómenos físicos que rigen la dinámica de una nube volcánica son la difusión del material volcánico (fragmentos sólidos y gases volcánicos) dentro de la atmósfera, y la advección del mismo, por un campo de vientos cuyas variaciones tanto en magnitud como dirección están determinadas por la altura  $H$  a la que se desarrolla el hongo eruptivo y por las condiciones meteorológicas existentes en ese momento. Un descubrimiento reciente de las mediciones realizadas por sensores térmicos infrarrojos de satélites meteorológicos de la parte superior de las columnas eruptivas, reveló que la región de paraguas puede llegar a presentar un sobre-enfriamiento de hasta varias decenas de grados centígrados más debajo de la temperatura de la atmósfera circundante. Esto debido principalmente a que ocurre una violenta expansión adiabática [1].

Hoy en día gran cantidad de investigadores siguen modelando las diferentes fases de las columnas eruptivas explosivas, tomando factores cada vez más complejos y resolviendo las ecuaciones de la hidrodinámica en su totalidad con sus respectivas condiciones de frontera, utilizando para ello métodos numéricos y grandes recursos de cómputo. Con estas metodologías para el caso de la fase de empuje o convectiva se pueden obtener condiciones críticas de cuando la columna puede o no colapsar. Es muy importante conocer estas condiciones ya que son

puntos de inestabilidad a partir de los cuales se pueden presentar nuevos regímenes dinámicos que describen otros fenómenos volcánicos de igual o mayor complejidad, como son, por ejemplo, los flujos piroclásticos. Asimismo la modelación de la fase difusiva-advectiva y la precipitación del material volcánico de caída por efecto gravitacional proporcionan estimaciones de las cantidades de material que podrían depositarse en la zona aledaña a un volcán.

### 3.3 Efectos atmosféricos.

La dinámica de la nube u hongo eruptivo básicamente depende de la intensidad de la erupción y de los vientos atmosféricos existentes a la altitud donde se expande la pluma. Las trayectorias de los materiales que precipitan dependen además de la gravedad y del arrastre de los vientos existentes entre la nube y el suelo. Como las columnas eruptivas de grandes erupciones pueden alcanzar alturas del orden de 50 km sobre la superficie terrestre, es importante recordar algunos conceptos básicos de la Meteorología, con la finalidad de saber cuales factores tendrán un efecto directo en el comportamiento del depósito de la ceniza volcánica.

#### 3.3.1 Capas atmosféricas.

La atmósfera es una envoltura gaseosa que rodea a la Tierra y está formada por una mezcla de gases llamada aire (Fig. 3.6). La atmósfera se encuentra retenida por la gravedad y alcanza su densidad máxima a nivel del mar. Se adelgaza conforme nos alejamos de la superficie terrestre hasta que llega ser indistinguible del gas interplanetario. De aquí, que no este definida la localización de la cima de la atmósfera. Los componentes constantes en la atmósfera son: el nitrógeno, el oxígeno y los gases inertes o nobles, cuyas proporciones son invariables hasta grandes alturas. Además existen cuatro componentes siempre presentes: el vapor de agua, el gas carbónico, el ozono y el polvo atmosférico, cuya cantidad varía según el lugar y las condiciones atmosféricas.

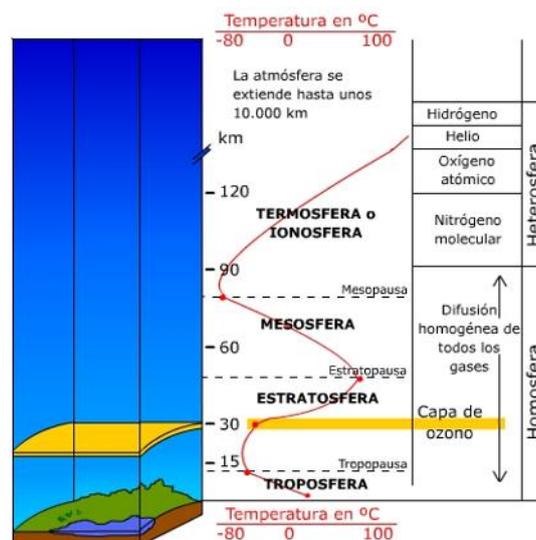


Figura 3.6: Capas de la atmósfera.

De la Fig. 3.6 se puede notar que de acuerdo a los cambios térmicos que en ella se produce (línea roja, en la parte central de la figura), la atmósfera se divide en cuatro capas: Troposfera, Estratosfera, Mesosfera y Termosfera ó Ionosfera. La Troposfera es la capa más cercana a la corteza terrestre que se extiende hasta una altura de 8 km sobre los polos y de unos 18 km sobre el ecuador. En esta capa tienen lugar la mayor parte de los fenómenos relacionados con el tiempo atmosférico (vientos, nubes y lluvias) y en ella las temperaturas descienden a razón de 6°C por kilómetro de altitud. En su nivel superior se forman las nubes más altas, llamadas cirros. La Troposfera contiene el 80% de toda la masa de gases de la atmósfera y el 99% de todo el vapor de agua. Con la altura disminuye la densidad del aire, la temperatura y la presión. La Estratosfera se llama así porque los gases se disponen por su densidad en capas o estratos horizontales a causa de no haber corrientes verticales. Es zona de equilibrio dinámico por no tener corrientes, y térmico porque la temperatura es baja pero constante, aproximadamente -70°C. A medida que asciende la altitud, la temperatura aumenta debido a que el ozono absorbe la luz solar. Esta capa carece de vapor de agua, de dióxido de carbono y el oxígeno está muy enrarecido, pero en cambio hay hidrógeno y helio. La Mesosfera se sitúa entre los 50 y 80 km de altitud. En esta capa la temperatura sufre un fuerte descenso térmico, alcanzando temperaturas de -90°C, la más baja de la atmósfera. Hay fuertes movimientos turbulentos sobre una capa de aire caliente. La Ionosfera se sitúa a partir de los 80 km. Es la última capa térmica, donde la temperatura aumenta de forma progresiva. A estas alturas, el aire está enrarecido extremadamente. Las partículas experimentan una ionización por radiación ultravioleta y tienden a permanecer ionizadas debido a las mínimas colisiones que se producen entre los iones. La ionosfera ejerce una gran importancia en la refracción de las ondas, como por ejemplo las de radio.

Desde el punto de vista de su composición química, la atmósfera se divide en dos grandes capas (Fig. 3.6): Homosfera y Heterosfera. La Homosfera se extiende desde el suelo hasta unos 100 km de altura, coincidiendo aproximadamente con las tres primeras capas térmicas de la atmósfera. Esta capa presenta una composición química casi constante (de aquí el nombre). Las moléculas de los diferentes gases están difundidas unas entre otras de forma homogénea: un 78% de nitrógeno, un 21% de oxígeno y pequeñas cantidades de dióxido de carbono, argón, hidrógeno y otros gases. En la parte superior de la estratosfera se da una gran acumulación de ozono (capa de ozono), que absorbe la radiación ultravioleta del sol e impide que estos rayos tan perjudiciales para la vida lleguen hasta la superficie de nuestro planeta. El ozono se produce libremente en la atmósfera por asociación de moléculas de oxígeno y su existencia resulta fundamental, pero diversas mediciones han demostrado que está disminuyendo la capa de forma considerable. La Heterosfera comienza a una altura alrededor de los 100 km y en donde predominan los gases ligeros. Las moléculas de los gases son cada vez más escasas. Suelen estar ionizadas (disociadas en átomos). A unos 100 km de altura hay una capa de nitrógeno molecular, y sobre ésta hay otra capa cuyo componente principal es el oxígeno atómico, a unos 500 km predomina el helio y a mayor altitud corresponde el hidrógeno atómico.

Se sabe que el material que se halla en el interior de una columna eruptiva es una mezcla de piroclastos calientes, gases volcánicos y aire que se incorpora a la

pluma. Esto se modela como un gas perfecto. La aproximación es válida cuando la velocidad y las temperaturas son las mismas en todas las fases. El modelo supone además que todo el material permanece en la columna hasta que alcanza su altura máxima, lo cual ignora cualquier caída de material durante el ascenso de la misma. De aquí, que este modelo describe mejor las erupciones en las cuales la mayoría de la masa de sólidos es pequeña como, por ejemplo, los fragmentos de polvo. De una revisión de datos de campo, de distribuciones de tamaños de partículas, Sparks y Wilson [1] sugieren que más del 90% de los sólidos tienen menos de 5 mm de diámetro y de ellos más del 60% son de diámetro menores al milímetro. De aquí, que esta aproximación de gas perfecto está justificada con el fin de identificar los procesos físicos básicos que ocurren dentro de la columna y evitar con ello introducir complicaciones adicionales. Una columna que se eleva en la atmósfera, tiene en todo instante una frontera definida, pero irregular debido a la turbulencia. Sin embargo una columna estacionaria, tiene un perfil suave y las propiedades características a una altura dada, se pueden describir en términos del modelo cima del sombrero, en la cual las propiedades toman un valor promedio tanto en la columna como en el fluido del mismo ambiente [1].

### 3.3.2 Vientos atmosféricos.

Como se mencionó más arriba, la atmósfera es un fluido compresible compuesto por aire que se halla la mayor parte del tiempo en constante movimiento, lo que llamamos viento. El viento es un elemento muy importante en el clima de nuestro planeta: mueve tormentas y grandes masas de aire alrededor del globo terráqueo, transporta calor, humedad, polvo, bacterias, polen de un lugar a otro, y cuando existe una gran erupción volcánica se encarga también de transportar los materiales emitidos a cientos de kilómetros de distancia de la fuente.

El transporte provocado por el viento puede ser laminar o turbulento. Estudios en túneles de viento demuestran que el movimiento de un fluido viscoso y compresible, como es el aire, solamente es laminar por debajo de cierto valor crítico del número de Reynolds ( $R$ ). Para valores  $R$  suficientemente grandes, el flujo en el túnel se hace extremadamente irregular y sin ninguna ordenación aparente. Las velocidades radiales (perpendiculares al eje de simetría del túnel), parecen oscilar en forma caótica con respecto a su valor promedio. Este fenómeno que es observable a simple vista es lo que se conoce como turbulencia. El tamaño de los remolinos turbulentos es variable, yendo desde varios kilómetros en los movimientos de la atmósfera, hasta dimensiones microscópicas de ciertos túneles de viento. Existen circulaciones de todos tamaños en la atmósfera y basados en esta propiedad, los meteorólogos las ordenan para tener una jerarquía de movimientos denominada escalas de movimientos.

El viento es una magnitud vectorial que tiene dirección e intensidad. La intensidad está agrupada en una tabla, elaborada en 1806 por Beaufort y corregida en 1963 por la Organización Meteorológica Mundial, que proporciona una escala que indica que tan fuerte son los vientos en base a los efectos que se observan sobre los objetos que nos rodean. En muchas regiones, el viento sopla más frecuentemente en una dirección que en otra. Se le da el nombre de vientos dominantes a la dirección del viento que con mayor frecuencia se observa durante

un periodo de tiempo dado. Tener la información de cuales son los vientos dominantes ayuda a saber cuales regiones van a tener más probabilidades de ser afectadas por una caída de ceniza, dependiendo de la época del año en la que ocurra. Los vientos dominantes pueden ser representados por una rosa de los vientos (Fig. 3.7), que indica el porcentaje de tiempo durante el cual los vientos soplaron en diferentes direcciones, y la longitud del segmento indica el porcentaje de tiempo que el viento se mantuvo soplando desde esa dirección. A diferencia del viento dominante, el cual es un concepto estadístico, tenemos el viento actual, que es la dirección y magnitud del viento en el lugar y tiempo en que los instrumentos miden estos parámetros. La rosa de los vientos se construye procesando los datos de los vientos actuales.

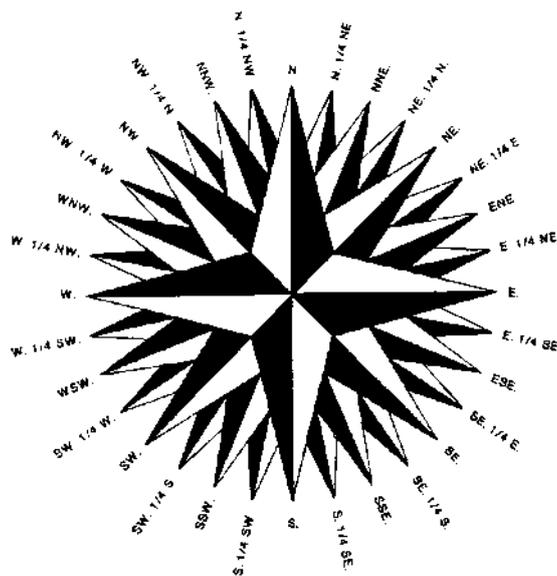


Figura 3.7: Rosa de los vientos usada para caracterizar los vientos dominantes.

Los sistemas de movimiento que ocurren en la atmósfera, pueden ser clasificados en varias formas. Un método de clasificación que ha resultado ser muy útil está basado en escalas de tiempo y distancia dentro de la cual se reconoce al sistema en particular. La escala de tiempo usualmente se relaciona con la escala de longitud: la máxima escala de longitud con la máxima escala de tiempo. De acuerdo con esta escala de longitud, el espectro del movimiento atmosférico se puede dividir en movimientos a escala planetaria, escala sinóptica, mesoescala y pequeña escala. Para cada subdivisión se pueden efectuar diferentes aproximaciones en las ecuaciones de movimiento, lo cual ha proporcionado una herramienta muy útil para los estudios de la dinámica atmosférica. El movimiento a escala planetaria incluye sistemas de circulación con escalas horizontales comparables con las dimensiones de la Tierra. En esta parte se estudia los patrones de viento más grandes que cubren la totalidad del globo terrestre. Los movimientos a escala sinóptica tienen escalas horizontales más pequeñas que los movimientos a escala planetaria, pero aun así necesitan una red suficientemente larga para observarlos. El espacio entre estaciones que componen la red puede ser del orden de varios cientos de kilómetros. Muchos sistemas de circulación responsables de los cambios climáticos día a día son sistemas de este tipo. El movimiento de mesoescala tiene escalas horizontales del orden de  $10^1 - 10^2$  km. Algunos ejemplos de movimiento a

pequeña escala son los pequeños cúmulos de nubes y pequeños remolinos, que situados cerca de la superficie terrestre están gobernados por mecanismos convectivos y turbulentos.

Existen muchas otras formas de clasificar el movimiento atmosférico. Por ejemplo, de acuerdo a la regularidad, se pueden tener flujos laminares y turbulentos [1]. Algunos son inducidos por la fuerza generada por el gradiente de presión, mientras que otros inducidos por las fuerzas de flotación. También puede ser generado por algún mecanismo de inestabilidad, como son las térmicas que son provocadas por inestabilidad vertical de la atmósfera. Otros son las inestabilidades de corte, frecuentemente observadas muy cerca de la superficie. Una característica importante de los flujos atmosféricos a gran escala, es que su componente vertical de la velocidad del aire es mucho más pequeña que su componente horizontal. El movimiento del aire, en este caso, es casi paralelo a la superficie terrestre.

Bursik en 1997 hace el comentario de que la dispersión de tefra es un complejo grupo de procesos interrelacionados, en la cual puede llegar a predominar un proceso en particular, dependiendo de factores como la concentración de partículas, la distancia a la fuente, y la estructura de los vientos atmosféricos [1]. Por lo mencionado, es evidente como los parámetros meteorológicos son esenciales para desarrollar y entender, desde un punto de vista teórico, tanto la dinámica de la columna eruptiva como la dispersión y el depósito de las partículas a partir de la misma.

## CAPÍTULO 4

# Modelos para Describir el Depósito de Ceniza Volcánica

### 4.1 Introducción.

La modelación de caída de tefra ha sido constante e ininterrumpida a lo largo de muchas décadas (Fig. 4.1). Algunos de los primeros intentos en esta línea provienen directamente de investigaciones llevadas a cabo sobre dispersión de material radiactivo de armas nucleares, los cuales posteriormente se refinaron usando principalmente, datos de caída recientes de tefra, tales como los del volcán Mt. St. Helens en 1980, y resultados obtenidos de los modelos teóricos mas actuales para la estructura y dinámica de las columnas eruptivas. Modelar de forma cuantitativa los posibles espesores de ceniza que caerán durante una erupción explosiva en la región aledaña a un volcán, permite diseñar y proporcionar mapas de peligros fidedignos para la región de intereses y tomar decisiones durante una posible emergencia volcánica.

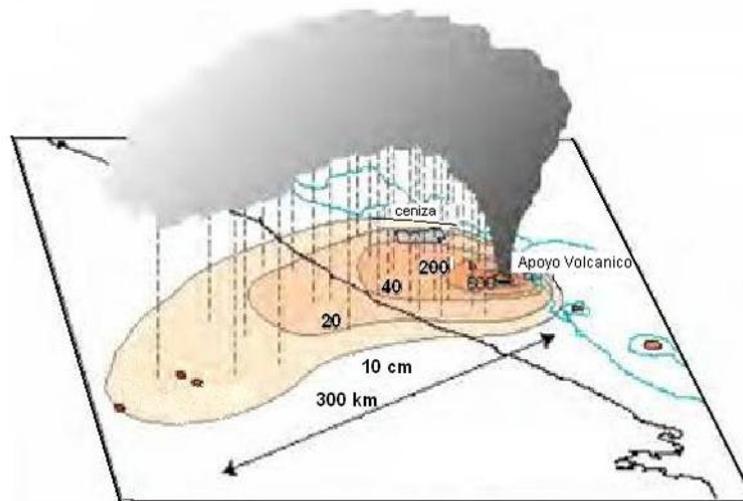


Figura 4.1: A lo largo de varios años se ha tratado de modelar la caída de ceniza para entender mejor este fenómeno. La pluma eruptiva se eleva sobre el cráter del volcán y los vientos desplazan la nube de ceniza que es depositada posteriormente sobre una cierta región aledaña a la fuente eruptiva.

Se sabe que el vulcanismo explosivo se origina como resultado de la fragmentación del magma y rocas adyacentes las cuales son inyectadas violentamente a la atmósfera terrestre por plumas convectivas. La trayectoria que puede tomar una partícula individual durante la caída a la superficie esta controlado básicamente por los siguientes factores:

- La altura máxima donde el material se encuentra en suspensión.

- Las velocidades con la que se depositan las partículas.
- La dirección y magnitud de los vientos existentes en la región atmosférica donde viajan las partículas antes de sedimentarse.

En su totalidad, las características de los depósitos de caída dependen no solamente de los factores que controlan las trayectorias individuales, sino también de otros factores como son: la distribución total de los tamaños de granos del material emitido, la cantidad de material inyectado a diferentes alturas desde la fuente de la columna eruptiva, variaciones temporales en la tasa de emisión de la erupción, la posible agregación de partículas y la región sobre la que se esparce la pluma viento abajo.

Los modelos han ido creciendo en complejidad con los años, pero es importante e instructivo entender la evolución de los diferentes caminos por los cuales han sido modelados y evaluados los procesos de caída de tefra.

## *4.2 Modelos usados en la dinámica volcánica.*

Hoy en día se pueden considerar básicamente tres tipos de técnicas usadas en la modelación de la dinámica volcánica: la técnica numérica, la técnica semiempírica y la técnica empírica. A continuación se describe brevemente en que consisten estas técnicas:

- Las técnicas numéricas emplean modelos basados en las ecuaciones diferenciales derivadas de la mecánica de fluidos, complementadas con resultados provenientes de la meteorología, para presentar los aspectos vulcanológicos fundamentales del depósito del material de caída. Estos modelos son utilizados cuando se quiere efectuar un estudio cuantitativo detallado del fenómeno vulcanológico. Se establecen las condiciones de frontera y condiciones iniciales del sistema para que tenga solución. Si el sistema de ecuaciones es simple, se obtiene soluciones analíticas, pero la mayor parte de las veces no es así ya que el sistema de ecuaciones parciales es no-lineal y permite ser resuelto solamente por métodos numéricos.
- Las técnicas semiempíricas se emplean cuando no se intenta describir toda la física del fenómeno (por ser un sistema complejo) y solo se aplican relaciones empíricas conocidas. Es también, una técnica cuantitativa y es muy utilizada para obtener resultados relativamente rápidos. Básicamente se estudian, mediante métodos estadísticos, diferentes distribuciones de depósitos de ceniza, hasta encontrar la óptima. Esto genera diferentes parámetros libres los cuales son relacionados (usando consideraciones físicas) con los parámetros eruptivos y meteorológicos que se dieron durante el evento. De este modo, el modelo tiene la capacidad para recrear diversos escenarios posibles, distintos al original con el que fue construido.

- Las técnicas empíricas no utilizan ningún argumento físico del fenómeno sino exclusivamente los datos crudos de campo, que vienen interpolados por la función matemática que mejor se adapte a ellos.

Es importante mencionar que las tres técnicas de modelación no son independientes, sino una secuencia natural, recomendable seguir, cuando se estudian fenómenos complejos.

### 4.3 Breve historia acerca de los modelos.

Los primeros modelos cuantitativos para caída de tefra de una erupción explosiva, se generan a partir de estudios sobre predicción de dispersión de material radiactivo en explosiones nucleares (Fig. 4.2). Knox y Short en 1964 [1,7] construyeron un modelo basado en las ecuaciones para: el transporte lateral de partículas de cenizas en un campo de vientos horizontal, la expansión lateral de la pluma eruptiva, la velocidad de sedimentación de las partículas y la altura de la columna eruptiva. Este modelo no considera la estructura detallada de la fuente que origina la pluma y asume que las partículas caen independientemente una de otra. Este es en gran parte un modelo de diagnóstico, que permite calcular varios parámetros eruptivos, como son la altura de la nube, velocidad del viento predominante y localización de la fuente de observaciones de depósitos preexistentes. Este modelo nunca ha sido evaluado rigurosamente con datos de recientes depósitos de caída, donde se conozcan de manera independiente la altura de la columna, la velocidad del viento y la fuente.



Figura 4.2: Comparación de (a) una columna eruptiva (volcán chileno de Puyehue, 5 de junio de 2011) con (b) una explosión nuclear (Hiroshima, Japón, 6 de agosto de 1945). Nótese la forma típica de hongo en ambos casos.

Slaughter y Hamil en 1970 [1,8] propusieron un modelo de nube de hongo similar al que se forma en las explosiones nucleares. La base de este modelo parte de que grandes erupciones explosivas generan una nube que se extiende por un área considerable a grandes altitudes, ocurriendo posteriormente una caída de partículas conforme la nube es transportada por los vientos. Se supone que la nube es un disco que contiene una distribución de partículas expresadas por la ley de Rosin (analiza las curvas granulométricas donde estas dan a conocer de forma aproximada los resultados de una operación de fragmentación). Se introduce un

factor empírico para el tamaño de la dispersión lateral de las partículas en la nube. Adicionalmente, reconocieron la importancia de la agregación de cenizas en los procesos de depósito y usaron una distribución de Maxwell-Boltzman para simular esta característica. Los patrones de caída de cenizas derivados de este modelo exhiben algunas características de los depósitos reales. Sin embargo, las formas de las isopacas están más estrechamente alineadas que en los depósitos naturales y el modelo falla a la hora de predecir un segundo máximo en el espesor cuando la agregación juega un papel importante en la sedimentación de la ceniza. Carey y Sircudson en 1982 [1,9] desarrollaron una simulación por computadora de la caída de tefra con el objeto de evaluar el origen de este segundo máximo en el espesor y la ocurrencia de una pronunciada bimodalidad en el tamaño del grano. El descubrimiento de abundantes aglomerados de ceniza en la parte distal de los depósitos confirman el importante papel que juega la agregación de partículas y con ello la causa prematura de la caída de ceniza fina, produciendo con ello un segundo máximo y la formación de una bimodalidad en el tamaño de grano.

Hopking y Bridgman en 1985 [1,10] desarrollaron un modelo más complejo con el objeto de evaluar la caída de tefra del volcán de Mt. St. Helens. Ellos usaron un proceso en dos pasos para modelar el eje de dispersión y la distribución de caída de masa de la tefra transportada por el viento. En el primer paso se calculan las trayectorias de 20 partículas de diferente tamaño y sus localizaciones finales, en el suelo, y que se conectan por una curva simple. Esta línea se denomina central y representa la traza del eje de dispersión principal. Los cálculos de la trayectoria se hacen en función de la altura de emisión de las partículas, su velocidad de sedimentación y un campo de viento predominante. Las alturas de emisión, en el modelo, están basadas en un código numérico que predice la distribución del tamaño de las partículas y sus velocidades de sedimentación como función de la altura en las nubes de las explosiones nucleares. Con el objeto de modelar variaciones laterales y verticales en la intensidad y dirección del viento, utilizaron coeficientes espectrales obtenidos de datos del Centro Meteorológico Nacional de E.U.A. Estos coeficientes espectrales pueden ser usados para calcular las componentes vectoriales del viento en cualquier latitud y longitud a lo largo de 12 alturas atmosféricas distintas. Este método proporciona una técnica muy poderosa para monitorear y modelar detalladamente la trayectoria de la tefra al ser transportada por el viento. En el segundo paso se analiza la distribución de la masa de tefra en la nube que se expande viento abajo, alejándose de la fuente. Los parámetros que necesita este modelo, incluyen la altura de las partículas, la distribución de tamaños de grano de la tefra emitida, y las desviaciones estándar de las distribuciones espaciales gaussianas.

La siguiente generación de modelos de caída se conoce como de tipo difusivo-advectivo e intentan reproducir a gran escala las características de la caída de tefra a nivel regional. Suzuki en 1983 [1,11] desarrolló un modelo de difusión bidimensional para la dispersión de la tefra basado en los siguientes factores: 1) difusión de las partículas volcánicas a partir de la columna eruptiva; 2) transporte horizontal de las partículas con el movimiento horizontal de la atmosfera; 3) difusión horizontal de las partículas debido a la turbulencia de la atmosfera y 4) sedimentación de las partículas a través de la atmosfera. El movimiento de dispersión de las partículas en la atmosfera será aleatorio. Las partículas pequeñas se difunden en la atmosfera tanto en la dirección vertical

como horizontal; sin embargo, la horizontal es mucho más grande que la vertical. Una limitación, que encuentra Carey en el modelo de Suzuki, es que no está basado en ningún modelo realista para la estructura o dinámica de la fuente de la nube eruptiva. En gran parte, los patrones de caída predichos están controlados por parámetros empíricos que no pueden estar relacionados directamente con los procesos eruptivos. Glaze y Self en 1991 [1,12] modificaron el modelo de Suzuki con el objeto de tomar en consideración cambios en la velocidad y dirección del viento con la altura. Para lograrlo, tomaron en cuenta la concentración de partículas para cualquier tiempo y a una posición dentro de un plano horizontal de difusión seccionado, evaluando los cambios en la concentración de partículas como una función dentro de un intervalo de altura determinado, donde la velocidad y dirección del viento están definidas.

Armienti en 1988 [2] desarrolló un modelo de difusión-advección tridimensional que guarda muchas similitudes con el modelo de Suzuki. Empleo una ecuación de continuidad para el sistema y supuso que la componente vertical de los vientos era pequeña y en el plano horizontal constante. Una consideración importante, que se hace en este tipo de modelo de difusión-advección, es seleccionar valores apropiados de los coeficientes de difusividad. La difusión de las partículas solidas en la atmósfera tiene una fuerte anisotropía causada por la gravedad. Demostró a partir de las soluciones numéricas del modelo, que la extensión lateral de los depósitos de caída depende críticamente de los valores que se tomen para la difusión horizontal.

La teoría de la sedimentación de material de caída es en realidad uno de los temas de la actualidad que sigue en investigación y lo poco que se conoce proviene de estudios realizados en diversas ramas de la ciencia. Entre los estudios geológicos realizados se encuentran los de Walker en 1981 [1,13], Pyle en 1989 [1,14] y Fierstein-Nathenson en 1992 [1,15] sobre depósitos recientes y antiguos de grandes erupciones, donde tratan de encontrar patrones empíricos de comportamiento de los espesores de los depósitos de ceniza y de los fragmentos de tamaño máximo como función de la distancia a la fuente de emisión. Estos datos se usan para construir los mapas de isopleas que describen de forma gráfica como se distribuyen los fragmentos de determinado tamaño sobre el área que circunda al volcán. Lo importante de estos mapas es que contienen información tanto de la altura que alcanzó la columna eruptiva como de la dirección e intensidad de los vientos que prevalecieron durante la erupción. En particular, Pyle hace la observación que muchos parámetros en los depósitos de caída de tefra decaen con la distancia desde la fuente eruptiva obedeciendo una ley de decaimiento exponencial.

Otros estudios han sido de laboratorio. En estanques especiales se ha simulado la pluma volcánica y la consecuente precipitación del material de prueba con la finalidad de poder observar cuales son los patrones de los depósitos y saber si existen relaciones empíricas para las concentraciones de las partículas dentro y fuera de la nube. En este mismo sentido Sparks en 1991 [1,16] y Bursik en 1992 [1,17] desarrollaron una teoría semiempírico del fenómeno de sedimentación de material de caída a partir de resultados obtenidos de experimentos de laboratorio y posteriormente en estudios de los depósitos del volcán Mt. St. Helens (EUA) y Agua de Pau (Isla San Miguel de las Azores). De estos experimentos se observó que

la dispersión de la región de paraguas se puede modelar aceptablemente como una corriente de gravedad dirigida radialmente y que la pluma, una vez que ha alcanzado la parte superior del tanque, genera una corriente de gravedad de fluido en suspensión, el cual se expande radialmente hacia afuera a una misma altura.

Por último, estudios a partir de simulaciones, como las realizadas por Armienti [2], permiten estudiar mediante experimentos controlados por computadora, la distribución de los depósitos así como las propiedades de la dispersión y concentración de las partículas durante la precipitación para entender mejor el proceso. De esta manera, es posible contar con modelos que reproduzcan los espesores de los depósitos de las erupciones más documentadas hoy en día y que estimen espesores de cenizas para una posible erupción explosiva. El estudio sistemático de los espesores y las variaciones de los tamaños de grano en los depósitos de cada erupción han sido de gran valor en la vulcanología. Pues tales datos permiten calcular, además de los volúmenes totales emitidos durante una fase eruptiva determinada, la intensidad y la magnitud de dicha fase, así como la velocidad de escape del material en el interior del cráter [1,17].

Otros modelos, como los desarrollados de forma teórica por Carey y Sparks en 1986 [1,18], y por Wilson y Walker en 1987 [1,19], caen dentro de la llamada modelación inversa, la cual aprovecha la información que existe en los depósitos, como el espesor, la distribución, el tamaño del grano y las relaciones estratigráficas para obtener información valiosa sobre la fuente eruptiva y las condiciones ambientales que existieron durante el evento. De hecho, estos modelos pueden ser utilizados para evaluar el comportamiento de erupciones pasadas donde no existen observaciones históricas y permiten analizar el riesgo potencial si la actividad de un volcán en particular se volviera a reanudar. Estos modelos se basan en la dinámica interna de la columna eruptiva y de la región de paraguas, que es la encargada de mantener en suspensión a los fragmentos. Carey y Sparks utilizaron el modelo de columna de Sparks, estableciendo las variaciones verticales y laterales de la velocidad vertical, e incorporando a su modelo del fragmento máximo, el transporte del viento calculando las trayectorias de varias partículas de prueba. Los resultados mostraron que los efectos de la altura de la columna pueden ser separados de los efectos del viento midiendo dos parámetros de los contornos de las isopleas. La distancia perpendicular al eje principal de dispersión es proporcional a la altura de la columna eruptiva, mientras que la distancia desde la fuente al borde más lejano de las isopleas es una función, tanto de la altura de la columna eruptiva como de la magnitud de la velocidad de los vientos. La idea de que existe un decaimiento exponencial de la concentración de los sedimentos en una suspensión turbulenta fue desarrollada también en otros contextos sedimentológicos, como en el transporte de sedimentos en ríos y en investigaciones de transporte de lodo. El modelo ha sido extendido también para el caso de una pluma que sea dispersada por vientos intensos. La dispersión de una pluma es modelada presuponiendo que el flujo volumétrico del material permanece constante con la distancia a partir de la fuente y que el ancho de la pluma cambia como una corriente de gravedad. Al analizar la mayoría de estos modelos, surgieron varios cuestionamientos, que iban desde el propósito mismo de los modelos hasta la forma en que han sido presentados los resultados en la literatura especializada.

El estudio realizado por Carey enfatizó que los modelos usados para la modelación del depósito de ceniza no tomaban en cuenta el factor del riesgo inherente asociado a los depósitos de ceniza [1]. Es decir, ninguno se había enfocado hacia aspectos como la estimación de los espesores críticos para una población en riesgo; que rango de distancias a partir de la fuente es donde el modelo es útil; que errores son aceptables al comparar los valores teóricos del modelo con respecto a los valores observados, esto desde el punto de vista del riesgo. Es de gran importancia que los resultados y errores de los modelos vengán expuestos de la forma mas clara posible. En este sentido, los modelos empíricos y semiempíricos pueden ser una alternativa en donde desde el principio el factor de riesgo se tome en cuenta. En la siguiente sección se describen las características esenciales de estos modelos.

#### *4.4 Características de los modelos empírico y semiempírico.*

En esta sección se hace una descripción de los modelos empírico y semiempírico considerados en esta tesis.

##### *4.4.1 Modelo empírico.*

En la sección 4.2 se mencionó que el modelo empírico busca reproducir exclusivamente el aspecto geométrico de la distribución de los depósitos de ceniza. El objetivo central del modelo es estimar los espesores de ceniza depositada en la región aledaña a un volcán activo para diferentes intensidades eruptivas. Sus resultados son usados para calibrar modelos mas elaborados, como los semiempíricos y numéricos.

La idea básica del modelo empírico consiste en lo siguiente:

- a) Disponer de una base de datos de los mapas de isopacas de erupciones volcánicas representativas alrededor del planeta.
- b) Estudiar el comportamiento de los espesores de ceniza como función de la distancia radial desde la fuente volcánica y del ángulo acimutal. Refiriéndonos a la Fig. 4.1, podemos imaginar el terreno aledaño al volcán como un sistema de coordenadas polares  $(r,\theta)$ , con la fuente eruptiva en el origen.
- c) Proponer un modelo óptimo que describa el espesor de la ceniza  $T$  como función de  $r$  y  $\theta$ .

En la tabla 4.1 se muestran las 15 erupciones importantes que ocurrieron en su mayoría en el siglo XX [1]. El criterio de selección obedece básicamente a la documentación de parámetros eruptivos como la altura  $H$  de la columna eruptiva, el tiempo  $\tau$  estimado de duración de la fase eruptiva, así como la velocidad  $U$  de los vientos predominantes durante el evento. También, las erupciones citadas en la tabla abarcan casi todo el aspecto de intensidades eruptivas (baja, media y de gran intensidad). Es importante mencionar que las erupciones mas estudiadas son las grandes y que existen pocos mapas de isopacas de erupciones pequeñas. En la Fig. 4.3 se muestra la ubicación de los volcanes mencionados en la tabla 4.1 para mayor claridad.

Tabla 4.1 Erupciones consideradas y sus parámetros relevantes.

	<b>Volcán</b>	<i>H</i> (km)	$\tau$ (hr)	<i>U</i> (km/hr)
1	Deposito Fogo A de ~ 3000 A.a.C. (San Miguel, Azores, islã de Portugal)	---	---	0
2	3-6 de agosto de 1783 el volcán Asama (Japón)	---	---	---
3	22 de marzo de 1944 del volcán Vesubio (Italia)	6	---	---
4	14 de septiembre de 1971 del volcán Fuego (Guatemala)	10	12	---
5	7-9 de agosto 1977 del volcán Usu (Japón)	12	4.97	140.5
6	18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helen (EU)	30	0.37	118.8
7	18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helen (EU)	17	8.75	118.8
8	28 de marzo de 1982 el volcán El Chichón (México)	20	5	50.4
9	3 de abril de 1982 del volcán El Chichón (México)	24	4	39.6
10	12 de junio de 1991 del volcán Pinatubo (Filipinas)	19	0.983	75.6
11	15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo (Filipinas)	43	5	72
12	8-9 de agosto de 1991 del volcán Hudson (Chile)	12	16	120
13	12-15 de agosto de 1991 del volcán Hudson (Chile)	18	72	150
14	19-20 de abril de 1993 del volcán Láscar (Chile)	22	1	90.7
15	21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl (México)	2.5	70.45	50

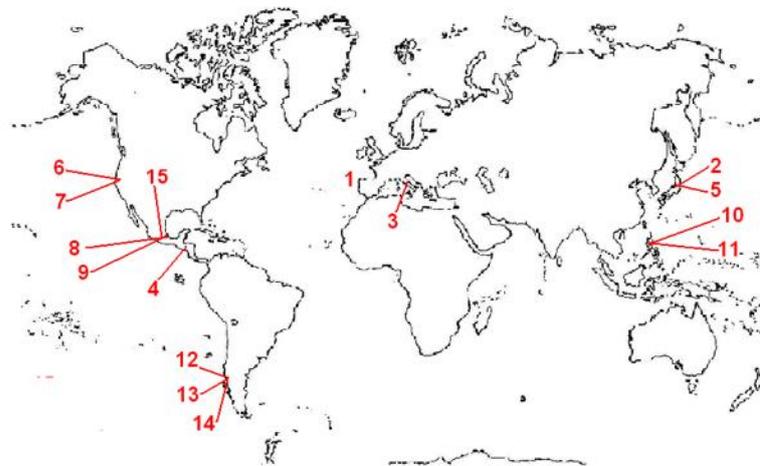


Figura 4.3: Localización de los volcanes citados en la tabla 4.1.

En la Fig. 4.4 se muestra la forma típica de un mapa de isopacas característica de un depósito volcánico. De acuerdo a lo dicho en el párrafo b) al inicio de esta subsección, se construye una base de datos a partir de una discretización en un sistema de coordenadas polares de las isopacas de cada depósito, ya que el problema de la emisión y dispersión de cenizas tiene simetría cilíndrica [1]. Se selecciona la dirección del eje mayor de las curvas isopacas (correspondientes a la dirección del viento predominante) como eje X, y en dirección perpendicular por el origen de la emisión se traza el eje Y. Cada 10 grados (en dirección contraria a las manecillas del reloj), se traza una línea recta que pase por el origen cortando todas las curvas isopacas, hasta cubrir los 360 grados. Por cada ángulo  $\theta_i$  ( $i=1, 36$ ), la recta correspondiente intercepta las curvas isopacas en varios puntos  $r_{ij}$ , donde el espesor de cenizas es  $T_{ij}$  (siendo  $j$  un valor que puede ser diferente para diversas  $i$  pues depende de cuantas intersecciones tenga la recta con las isopacas, como mínimo  $\geq 3$ ).

Para describir el comportamiento de los puntos  $(r_{ij}, T_{ij})$ , se proponen modelos simples como el exponencial y potencial para ajustar los datos, dados respectivamente por:

$$T = A e^{-\alpha r}, \tag{4.1}$$

$$T = A r^{-\alpha}, \tag{4.2}$$

donde  $A$  y  $\alpha$  son constantes empíricas que mejor ajustan los datos de campo. El decaimiento exponencial del espesor  $T$  con la distancia radial  $r$  ha sido propuesto en varias publicaciones [1].

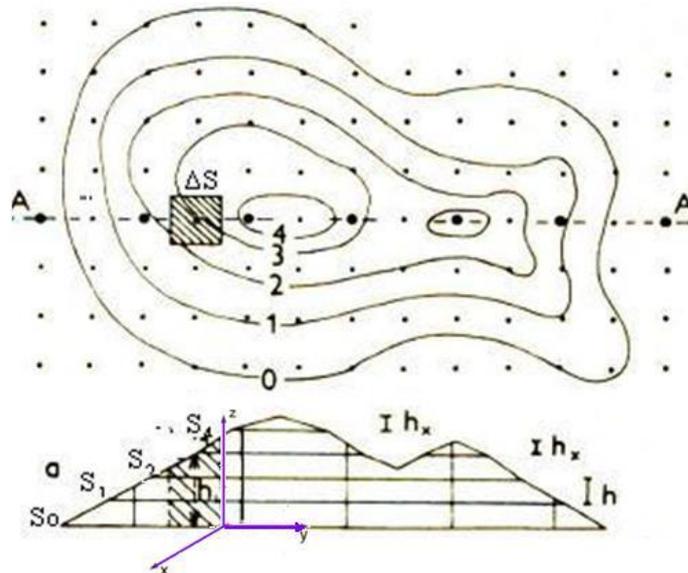


Figura 4.4: Esquema que muestra la discretización de las isopacas para analizar el comportamiento de los espesores de ceniza con la distancia a la fuente y el ángulo acimutal.

Una primera conclusión importante que menciona González [1], es que la compactación no afecta el exponente de decaimiento, sino solamente la constante  $A$  de la función potencial. Su análisis mostró que 8 de las 15 erupciones tuvieron un mejor ajuste exponencial, Ec. (4.1), y las restantes se adaptaron al ajuste potencial,

Ec. (4.2). En la misma Ref. 1 se hace notar que todos los datos frescos son potenciales, mientras que los datos antiguos están en una relación aproximada de 2 a 1 (dos veces más exponenciales que potenciales). Sin embargo, González toma el ajuste potencial por las siguientes razones [1]:

- Reproduce aceptablemente (en primera aproximación) los espesores en la región cercana y distal.
- Un decaimiento potencial con la distancia a la fuente, esta acorde con los procesos de difusión y advección que se desarrollan en la nube de cenizas durante su dispersión. En efecto, se conoce que la solución estacionaria exacta de la ecuación de difusión, para una fuente puntual que emite continuamente, es que la concentración  $X$  (unidades de densidad) de la nube que se difunde en un medio en reposo varía como  $r^{-1}$ .

En este sentido, y pese a la complejidad del fenómeno, se puede plantear el modelo potencial dado por la Ec. (4.2) para plantear el siguiente modelo empírico que describa el espesor  $T$  de la ceniza versus la distancia radial  $r$ :

$$T(r, \theta) = \gamma F(r, \theta) r^{-\alpha}, \quad (4.3)$$

donde  $\alpha$  y  $\gamma$  son constantes que dependen de cada erupción y  $F$  es una función que controla la distribución acimutal del material de caída. Pese a que no hay razón para que las isopacas tengan la misma geometría que las curvas de igual concentración en la nube, algunos autores proponen un factor acimutal  $F$  dado por (véase el apéndice A):

$$F(r, \theta) = e^{-\beta U r (1 - \cos \theta)}, \quad (4.4)$$

en donde  $\beta$  es un parámetro empírico, que depende de cada erupción, y  $U$  es la velocidad del viento dominante (Secc. 3.3). De las Ecs. (4.3) y (4.4), se tiene finalmente que el modelo empírico se puede representar como:

$$T(r, \theta) = \gamma e^{-\beta U r (1 - \cos \theta)} r^{-\alpha}. \quad (4.5)$$

#### 4.4.2 Modelo semiempírico.

Los datos de campo muestran que los parámetros más relevantes en el depósito de ceniza son la altura  $H$  de la columna eruptiva, que está relacionada con la intensidad de la erupción (Ec. (3.2)), el tiempo  $\tau$  que dura la columna estacionaria y que junto con la intensidad da información sobre la magnitud de la erupción, la densidad  $\rho$  del material de caída, y la velocidad del viento predominante  $U$  al momento de la erupción que dispersa los productos volcánicos en la atmósfera (Fig. 4.1). De este modo, se puede entender que en un modelo semiempírico los parámetros  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$ , son funciones de  $H$ ,  $\tau$  y  $U$ . Es decir:

$$\begin{aligned}\alpha &= \alpha(H, \tau, U, \rho), \\ \beta &= \beta(H, \tau, U, \rho), \\ \gamma &= \gamma(H, \tau, U, \rho).\end{aligned}\quad (4.6)$$

En el apéndice A se muestra que los datos disponibles en la literatura muestran que los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$  dependen regularmente de  $H$ . Estas variaciones están dadas por las siguientes expresiones:

$$\alpha(H) = 2.5346 - 0.05 H, \quad (4.7)$$

$$D(H) \equiv \frac{1}{2\beta} = \begin{cases} -3.2746H + 107.1031, & 0 < H \leq 22 \text{ km} \\ 72.3059H - 1545.7, & 22 \leq H \leq 50 \text{ km} \end{cases}. \quad (4.8)$$

$D$  en la Ec. (4.8) es el coeficiente de difusión. Es importante no confundir la difusión de un gas con el transporte macroscópico que puede ocurrir en procesos convectivos o advectivos. Lo más común es que la mezcla de dos gases ocurra mediante una combinación de convección y difusión.  $D$  depende de la altura  $H$  donde se dispersa la columna. Es sabido que la temperatura disminuye con la altura (por lo que el coeficiente  $D$  también disminuye con la altitud) hasta alcanzar una temperatura crítica (a la altura de la troposfera), donde se invierte la temperatura atmosférica y empieza a aumentar con la altura, provocando que el coeficiente  $D$  también aumente con la altitud (véase la Fig. 3.6).

De la Ec. (3.2) se sabe la intensidad de una erupción depende con la altura  $H$  de la columna eruptiva como  $H^4$ . Si se supone que el factor  $\gamma$  depende sólo de  $H$ ,  $\tau$  y  $\rho$ , un análisis dimensional básico conduce a la siguiente expresión para el factor  $\gamma$  en el modelo semiempírico:

$$\gamma(H, \tau, \rho) = 0.0143 \frac{H^4 (2D(H))^{(0.5\alpha(H)-1)} \tau^{0.5\alpha(H)}}{\rho}. \quad (4.9)$$

El factor numérico de la Ec. (4.9) proviene de un valor óptimo para el ajuste de los datos de campo de las erupciones mencionadas en la tabla 4.1 y en el apéndice A. De las Ecs. (4.7)-(4.9) se tiene la expresión final del modelo semiempírico para describir el espesor de la ceniza  $T$ :

$$T(r, \theta) = 0.0143 \frac{H^4 (2D(H))^{(0.5\alpha(H)-1)} \tau^{0.5\alpha(H)} e^{-U r (1-\cos\theta)/2D(H)} r^{-\alpha(H)}}{\rho}. \quad (4.10)$$

En la Ec. (4.10)  $H$  (altura de la columna eruptiva) se mide en km,  $D$  (coeficiente de difusión) en  $\text{km}^2/\text{h}$ ,  $\tau$  (duración de la columna eruptiva) en h,  $\rho$  (densidad) en  $\text{g}/\text{cm}^3$ ,  $U$  (velocidad del viento predominante) en  $\text{km}/\text{h}$ ,  $r$  (distancia radial desde la fuente eruptiva) en km y  $T$  (espesor de la ceniza depositada) en cm. El factor  $\alpha$  es adimensional (véase el apéndice A).

Al comparar las Ecs. (4.5) y (4.10), se puede observar que la formas funcionales son similares, excepto que el modelo semiempírico, Ec. (4.10), tiene en cuenta la dependencia de los parámetros  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$  con los factores relevantes en una erupción:  $H$ ,  $\tau$ ,  $\rho$ ,  $U$ .

# CAPÍTULO 5

## Resultados Numéricos

### 5.1 Introducción.

En este capítulo se presentan los resultados numéricos para el espesor del depósito de ceniza predichos por el modelo empírico, Ec. (4.5), y el modelo semiempírico, Ec. (4.10). En el apéndice B se presenta la estructura general del programa: una interfaz gráfica que despliega el patrón de ceniza en tres dimensiones (gráfico superior) y el patrón de curvas de nivel (gráfico inferior). El cambio en los valores de los diferentes parámetros se hace mediante los botones deslizantes que aparecen en la columna izquierda de la interfaz. Este capítulo cierra con una comparación entre los modelos empírico y semiempírico tomando como ejemplo el volcán Popocatépetl con información citada en el Apéndice A.

### 5.2 Predicciones con el modelo empírico.

La Ec. (4.5) que modela empíricamente el depósito de ceniza depende de los parámetros  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  y  $U$ . En las Figs. 5.1-5.4 se presenta de forma gráfica el efecto en el patrón de depósito de la ceniza cuando uno de estos parámetros se varía, manteniendo el resto fijos. Los valores de referencia en estas figuras se toman como referencia del volcán Pinatubo (volcán 10 en las tablas 4.1 y A.1).

La Fig. 5.1 muestra el efecto cuando la velocidad  $U$  del viento se varía. Los valores constantes son  $\alpha = 1.6$ ,  $\beta = 0.0095$  y  $\gamma = 450$ . En ausencia de viento, Fig. 5.1(a), el patrón tiene simetría radial y esta se rompe a medida que el viento aparece, Figs. 5.1(c)-(d). El efecto del viento es depositar la ceniza sobre una región angular simétrica alrededor de la dirección Este (eje +X) que se hace más estrecha a medida que la velocidad del viento aumenta. Esto se puede constatar observando que a una cierta distancia radial (en la dirección este) el espesor de ceniza casi no cambia (véanse las escalas en las Figs. 5.1(c)-(d)).

La Fig. 5.2 muestra el efecto cuando se varía  $\alpha$ . Los valores constantes son  $U = 75.6$ ,  $\beta = 0.0095$  y  $\gamma = 450$ . Se observa que a medida que aumenta  $\alpha$  el espesor de ceniza disminuye. Tomando como referencia desde los 10 a 20 km en dirección Este, se puede observar como va disminuyendo el espesor desde una variación de 150 a 100 cm, Fig. 5.2(a), hasta llegar a una variación de 4 a 2 cm, Fig. 5.2(d).

La Fig. 5.3 muestra el efecto cuando se varía  $\beta$ . Los valores constantes son  $U = 75.6$ ,  $\alpha = 1.6$  y  $\gamma = 450$ . Se nota un estrechamiento en el patrón de ceniza a medida que el valor de  $\beta$  aumenta, aunque el espesor de ceniza no cambia apreciablemente. Esto se puede verificar observando que las escalas de las curvas de nivel no cambian.

La Fig. 5.4 muestra el efecto cuando se varía  $\gamma$ . Los valores constantes son  $U = 75.6$ ,  $\alpha = 1.6$  y  $\beta = 0.0095$ . Podemos observar que el patrón angular no cambia apreciablemente, pero en contraste el espesor de ceniza aumenta al incrementarse el valor de  $\beta$  (nótense las escalas en las Figs. 5.4(a)-(d)).

### 5.3 Predicciones con el modelo semiempírico.

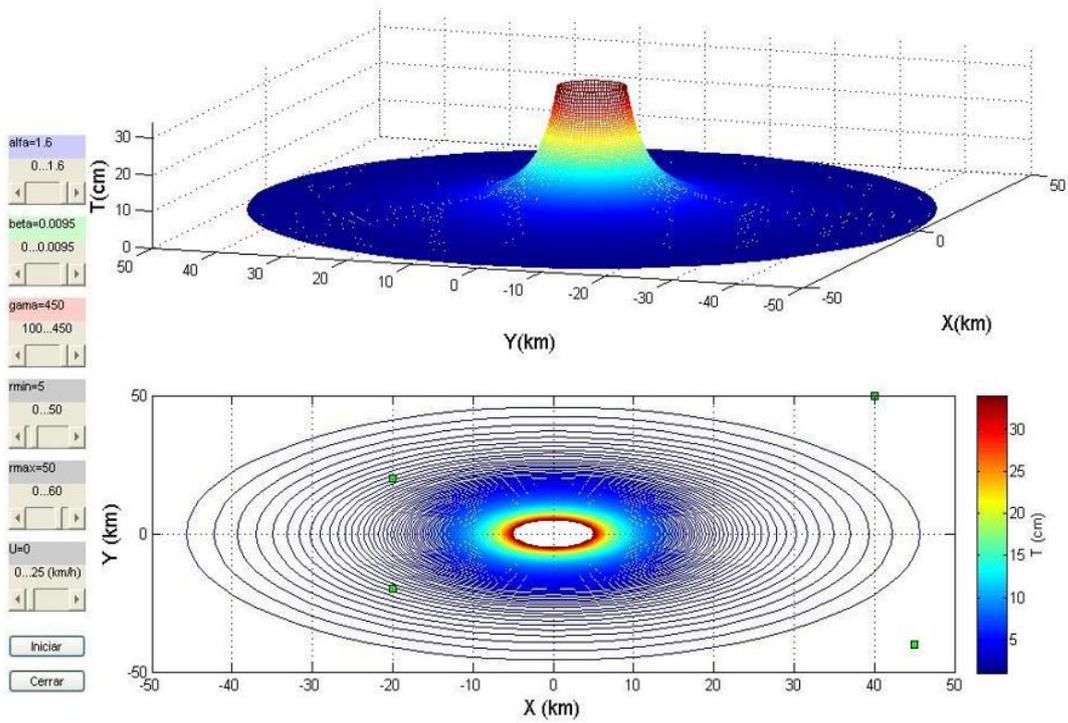
En el Capítulo 4, junto con lo expuesto en el Apéndice A, se encontró que tanto  $\alpha$ ,  $D$ ,  $\tau$  y  $U$  dependen de  $H$ , Ecs. (4.7)-(4.10). Es posible observar que la influencia de  $U$  en los dos modelos tiene la misma forma funcional, por lo que el efecto en el patrón del depósito de ceniza es similar al de la Fig. 5.1. En este sentido, sólo se considera la variación del patrón de ceniza en términos de  $H$ .

La Fig. 5.5 muestra el efecto cuando se varía  $H$ , considerando los datos del volcán Mt. St. Helens correspondiente al 18 de mayo de 1980, E.U.A. (fase pliniana). Estos valores se encuentran en la tabla A2 del Apéndice A. Los valores constantes son  $U = 118.8$ ,  $\tau = 8.75$  y  $\rho = 1.1$ . Podemos observar básicamente dos cambios en tanto varía  $H$ . Uno es la forma del patrón, el cual se hace más simétrico a medida que aumenta la altura  $H$  de la columna eruptiva (nótense las formas elipsoidales de las curvas de nivel conforme crece  $H$ ). El otro es la disminución del espesor de la ceniza con el aumento de  $H$  (obsérvense las escalas de las curvas de nivel). Por ejemplo, en la Fig. 5.5(a), el espesor se extiende desde un máximo de 25 cm hasta un mínimo de 5 cm; en tanto que en la Fig. 5.5(h) el espesor se localiza entre 1.2 y 0.2 cm.

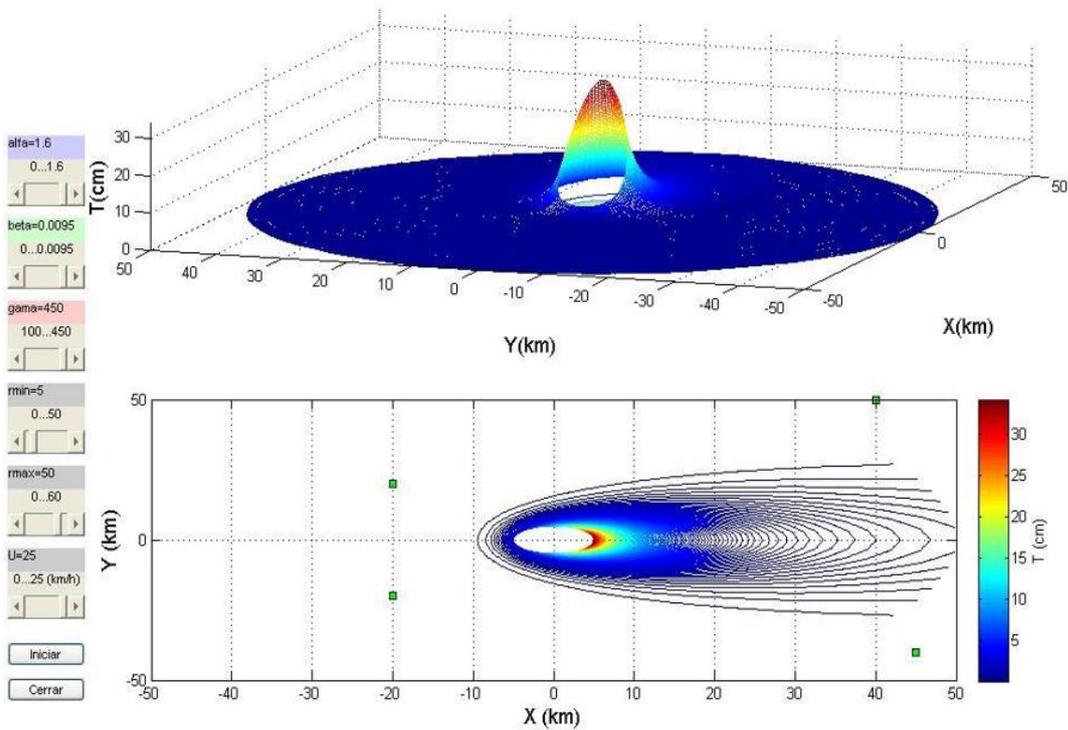
### 5.4 Comparación entre los modelos empírico y semiempírico.

Para efectos de comparación entre el modelo empírico y el modelo semiempírico, en esta sección se utilizan los datos del volcán Popocatepetl que aparecen en las tablas A1 y A2 del Apéndice A. Además, esta comparación resulta interesante por ser uno de los volcanes más importantes de nuestro país, y porque se tienen datos frescos de las erupciones presentadas en fechas recientes.

La Fig. 5.6 muestra las predicciones del patrón de depósito de ceniza para el modelo empírico, Fig. 5.6(a), y semiempírico, Fig. 5.6(b). Los parámetros de la fase empírica son  $\alpha = 2.5$ ,  $\beta = 0.0048$ ,  $\gamma = 50$  y  $U = 50$ . Los parámetros de la fase semiempírica son  $\tau = 70.45$ ,  $\rho = 1.1$ ,  $H = 2.5$  y  $U = 50$ . Podemos observar que los patrones de depósito de ceniza son similares, pero el modelo semiempírico predice un espesor ligeramente mayor (0.5 cm mayor) en relación a lo predicho por el modelo empírico. Esta ligera variación pudiera ser de consecuencias críticas en una eventualidad real en donde la ceniza pudiera concentrarse en los techos de edificaciones públicas y privadas (véase la secc. 2.6).

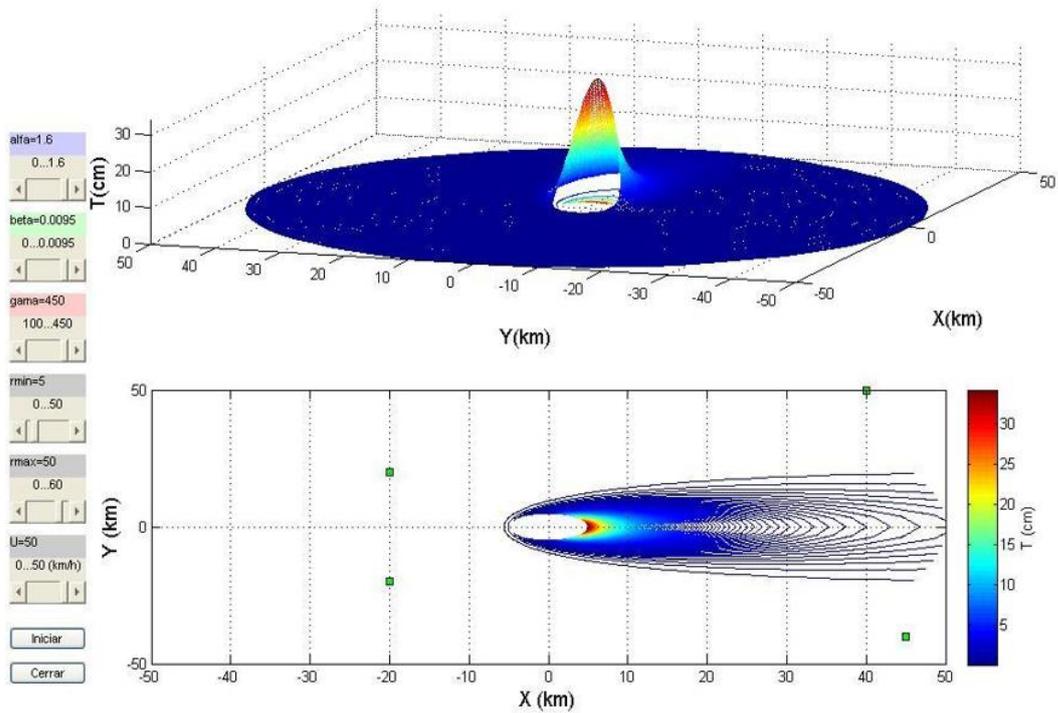


(a)

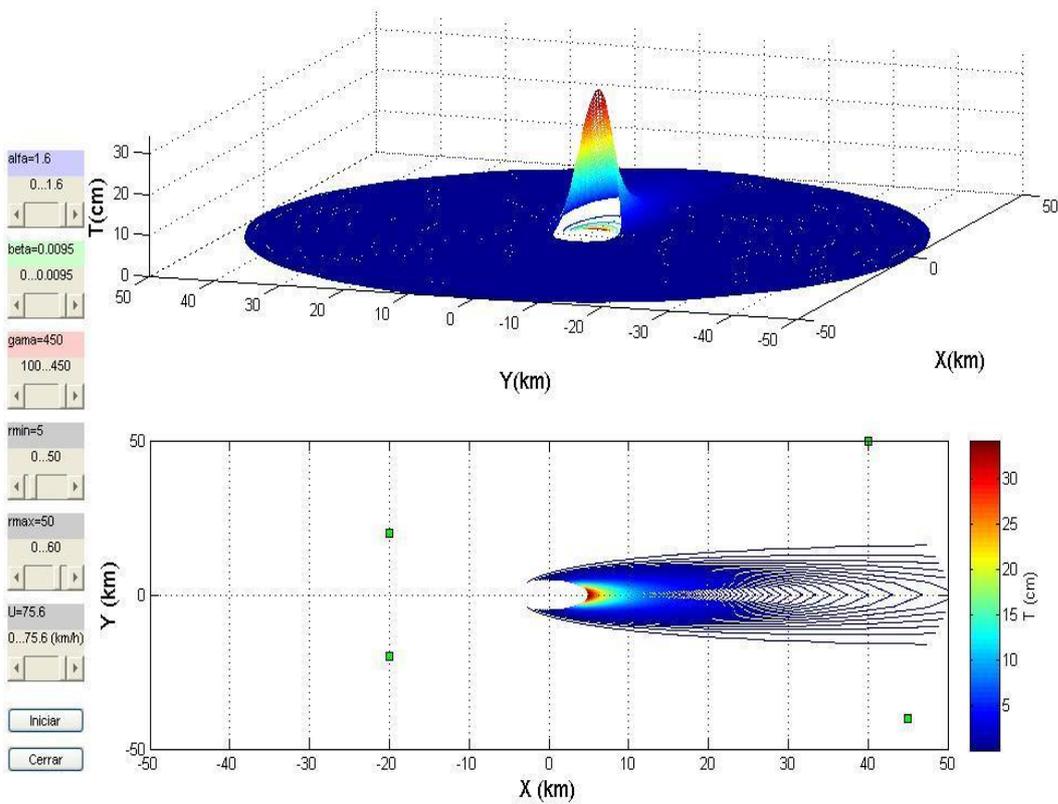


(b)

Figura 5.1: Efecto de la velocidad  $U$  del viento: (a)  $U = 0$ , (b)  $U = 25$ , (c)  $U = 50$ , (d)  $U = 75.6$ . En todos los casos  $\alpha = 1.6$ ,  $\beta = 0.0095$  y  $\gamma = 450$ .

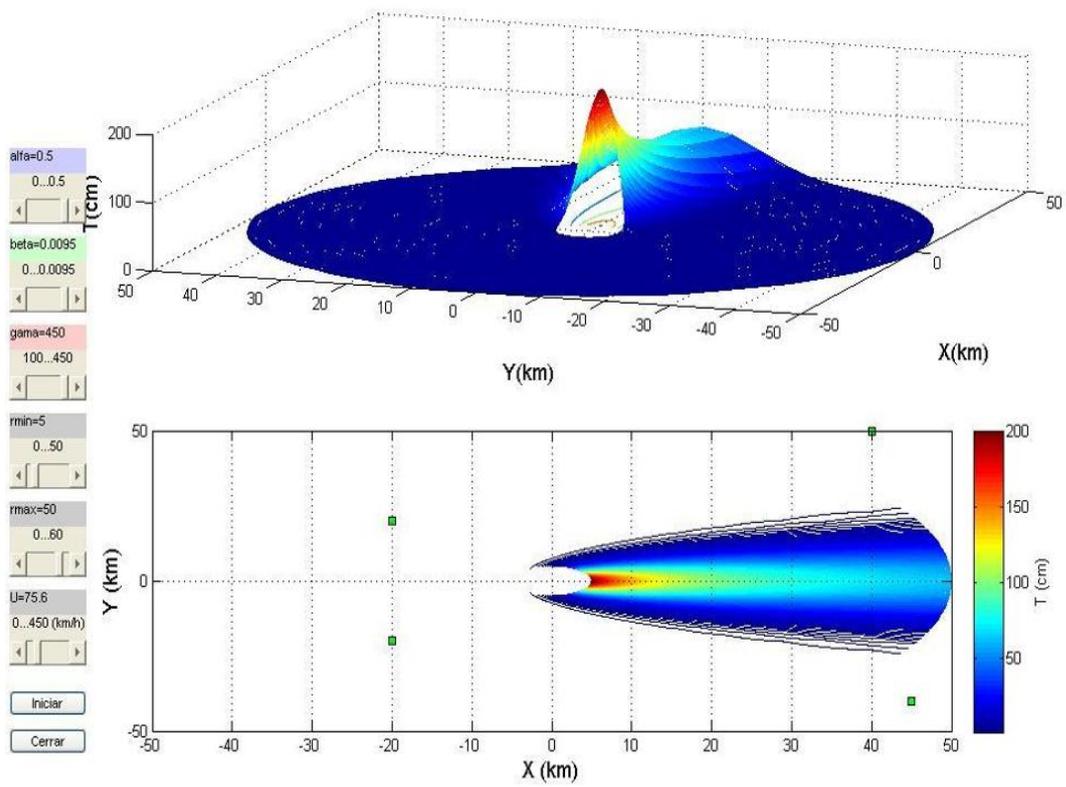


(c)

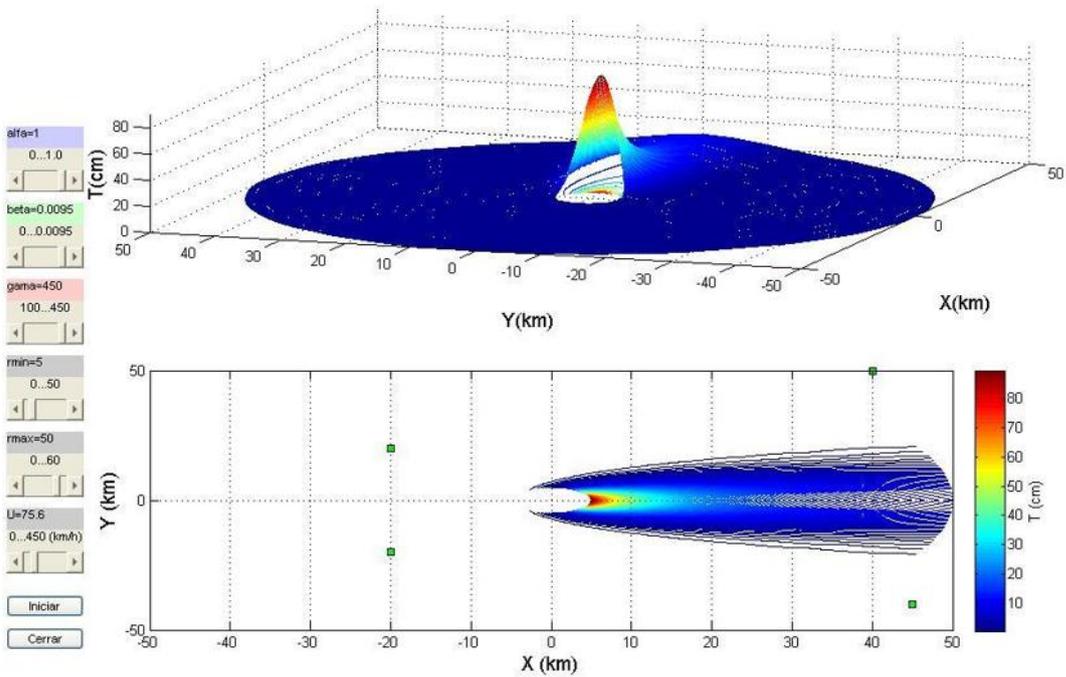


(d)

Figura 5.1: Continuación.

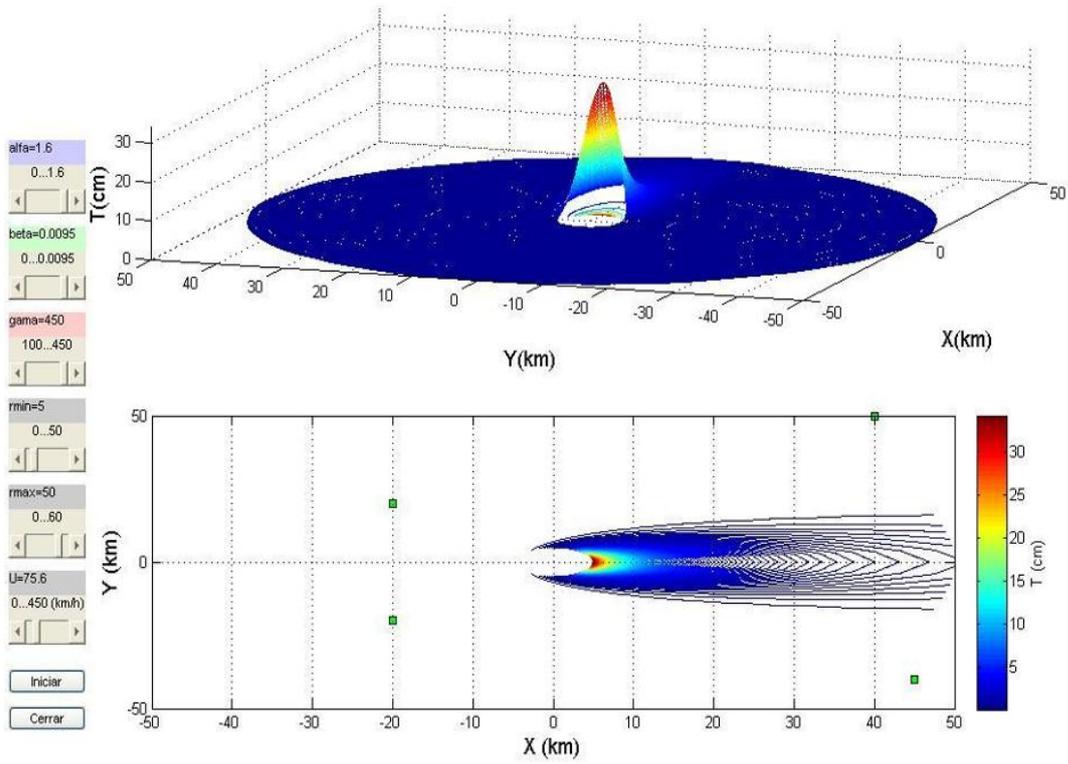


(a)

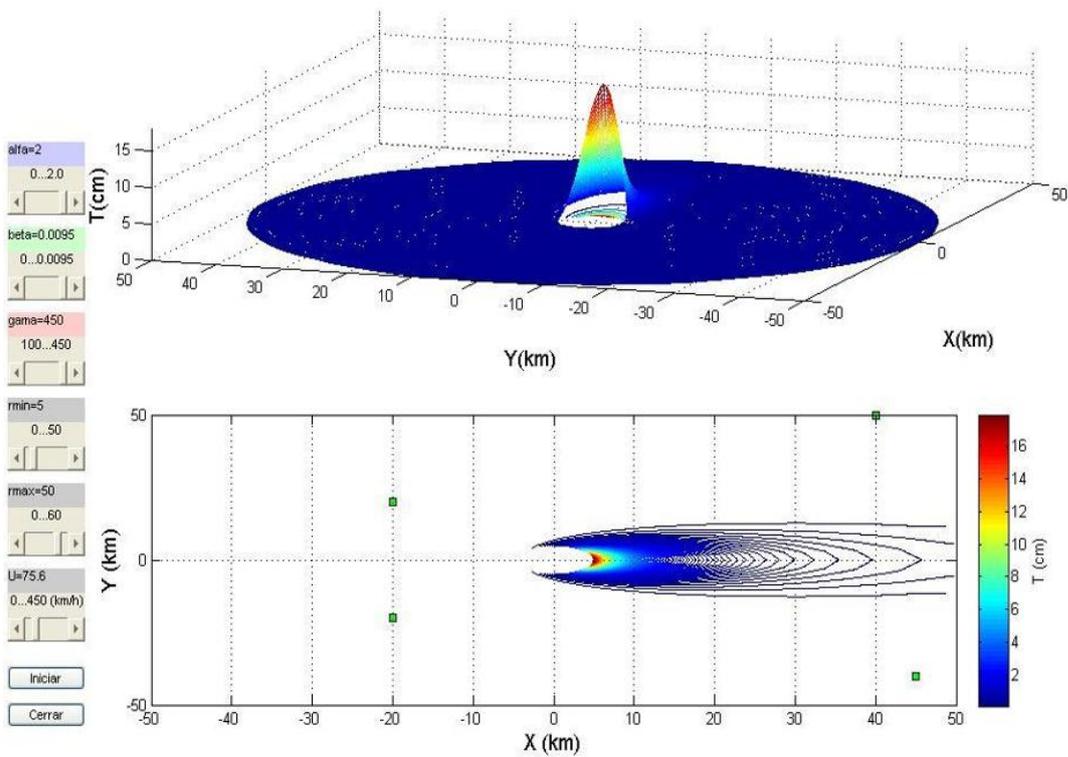


(b)

Figura 5.2: Efecto de la variación de  $\alpha$ : (a)  $\alpha = 0.5$ , (b)  $\alpha = 1$ , (c)  $\alpha = 1.6$ , (d)  $\alpha = 2$ . En todos los casos  $U = 75.6$ ,  $\beta = 0.0095$  y  $\gamma = 450$ .

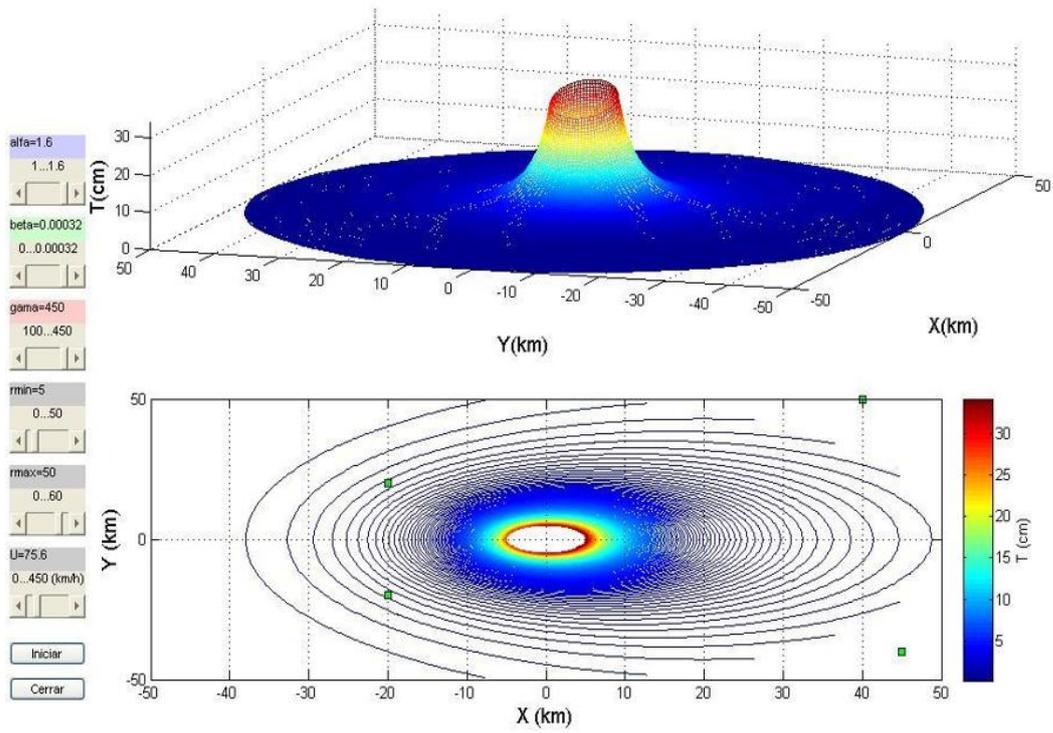


(c)

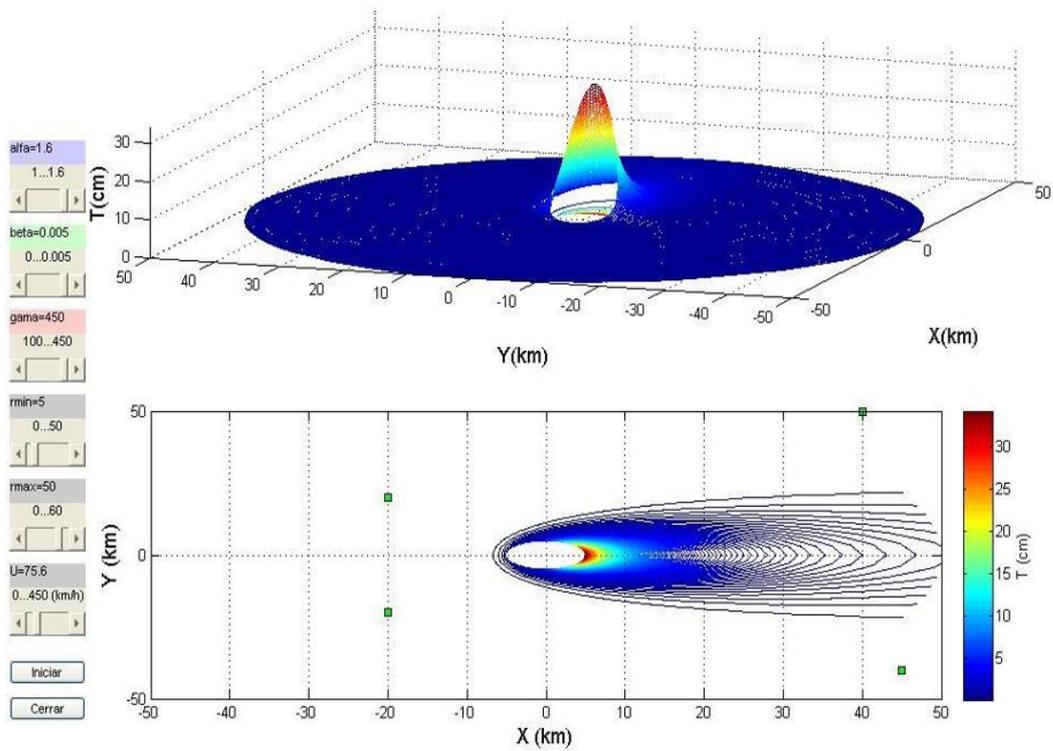


(d)

Figura 5.2: Continuación

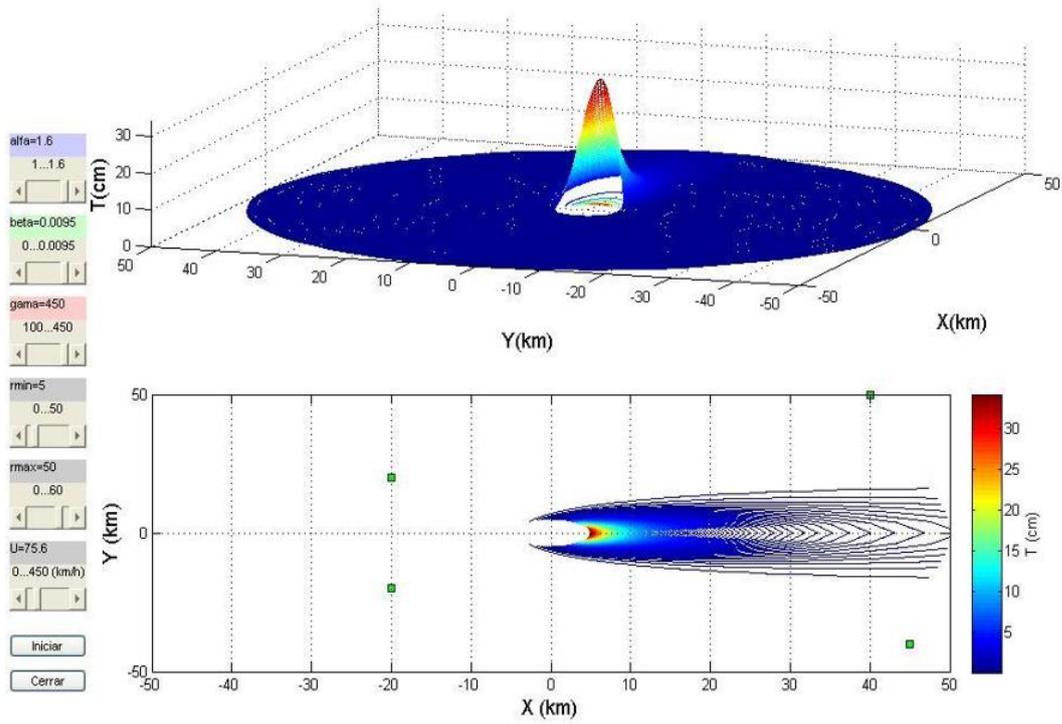


(a)

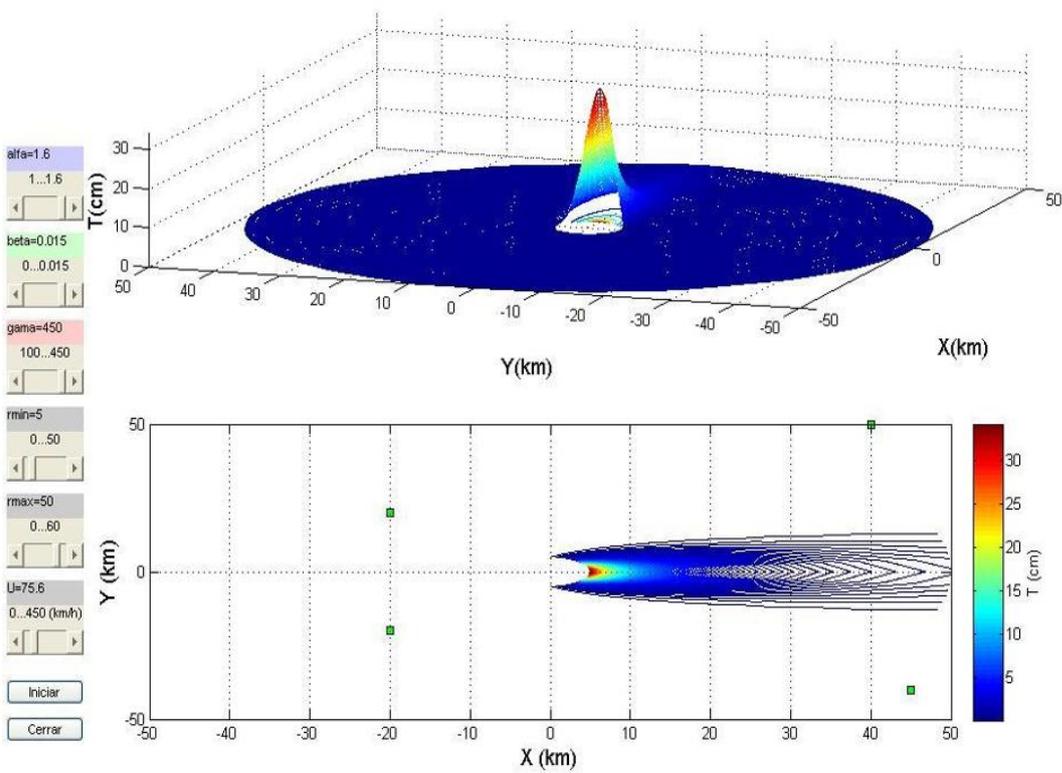


(b)

Figura 5.3: Efecto de la variación de  $\beta$ : (a)  $\beta = 0.00032$ , (b)  $\beta = 0.005$ , (c)  $\beta = 0.0095$ , (d)  $\beta = 0.015$ . En todos los casos  $U = 75.6$ ,  $\alpha = 1.6$  y  $\gamma = 450$ .

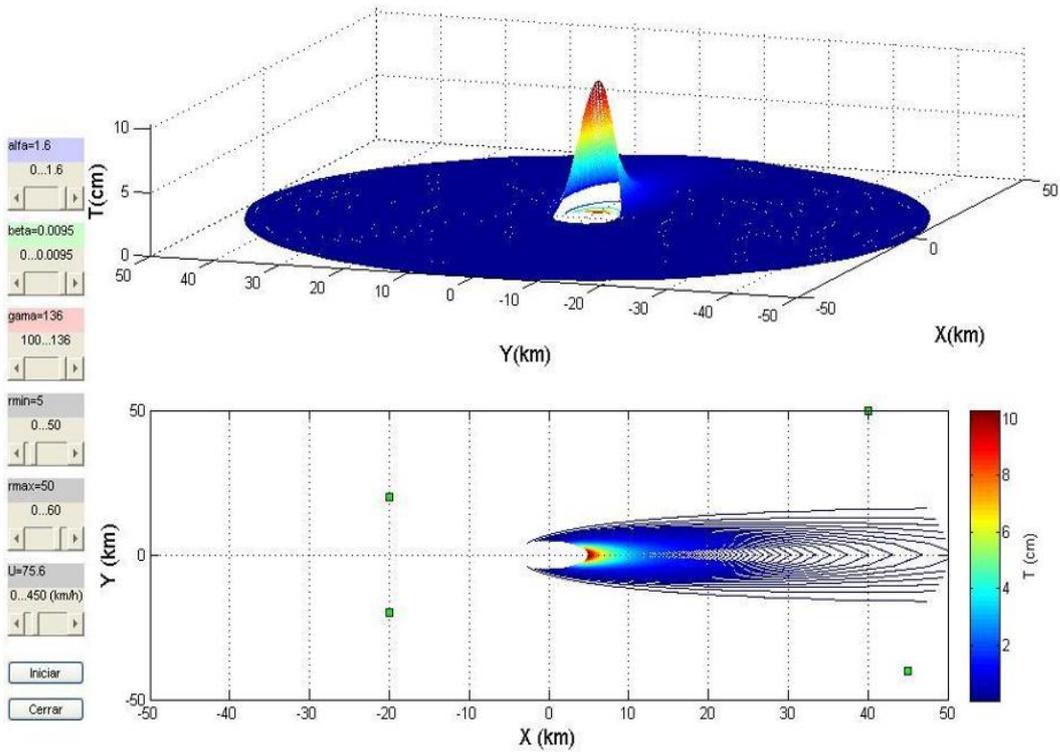


(c)

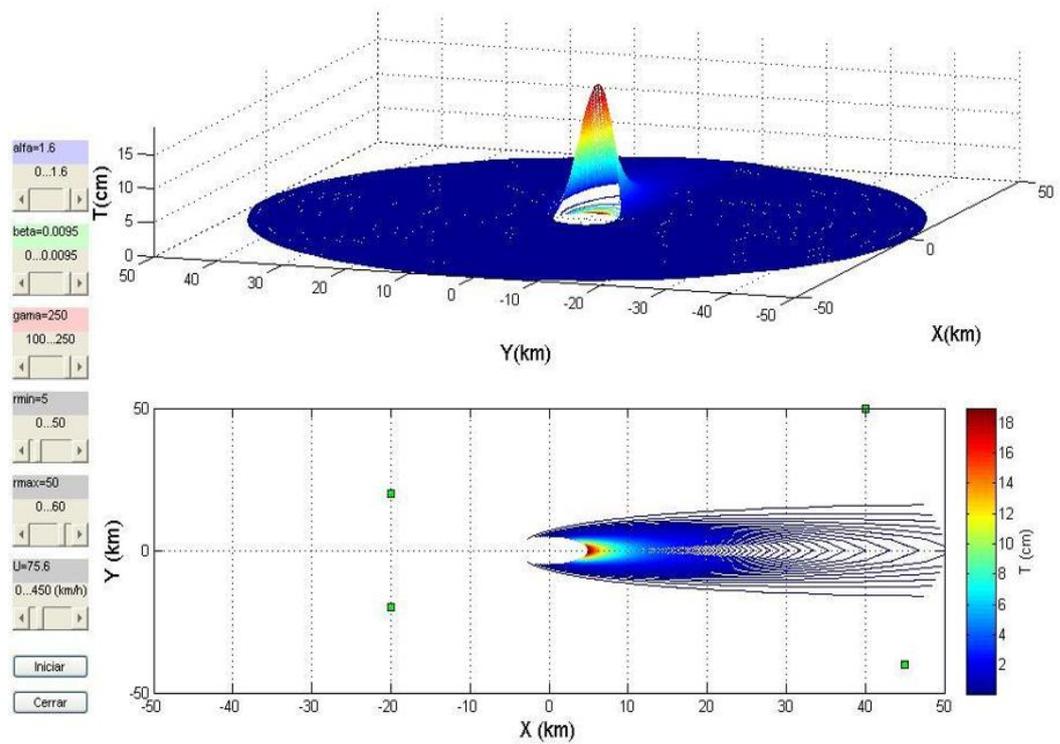


(d)

Figura 5.3: Continuación.

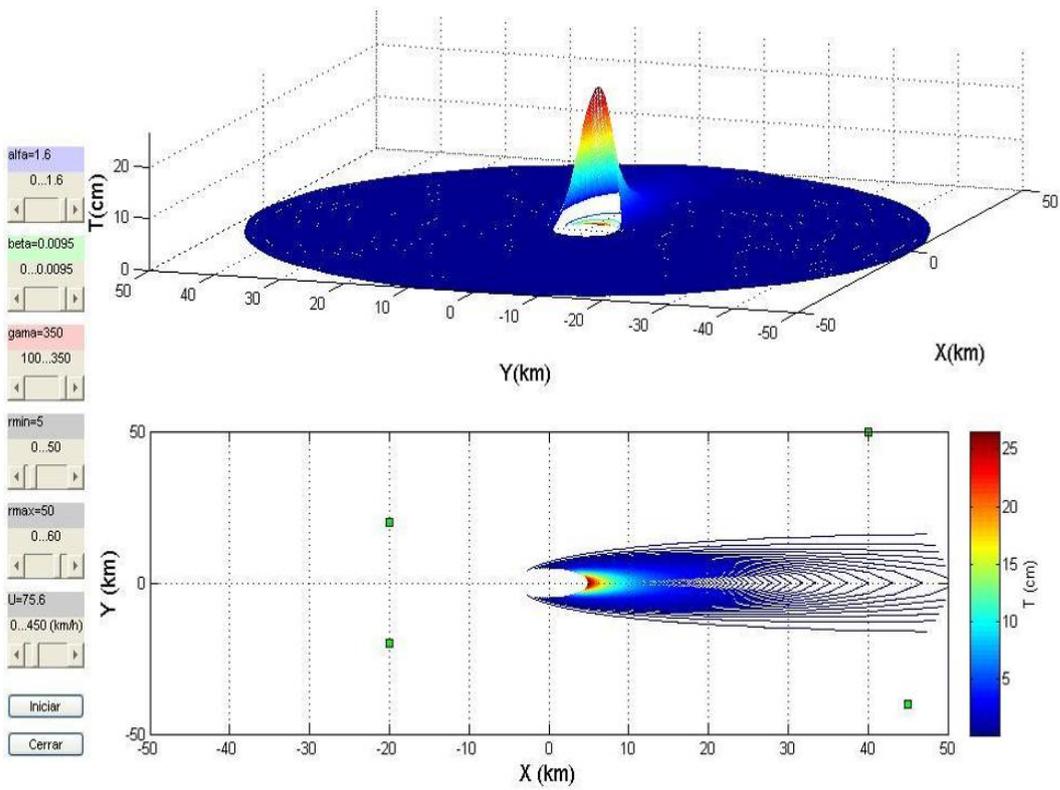


(a)

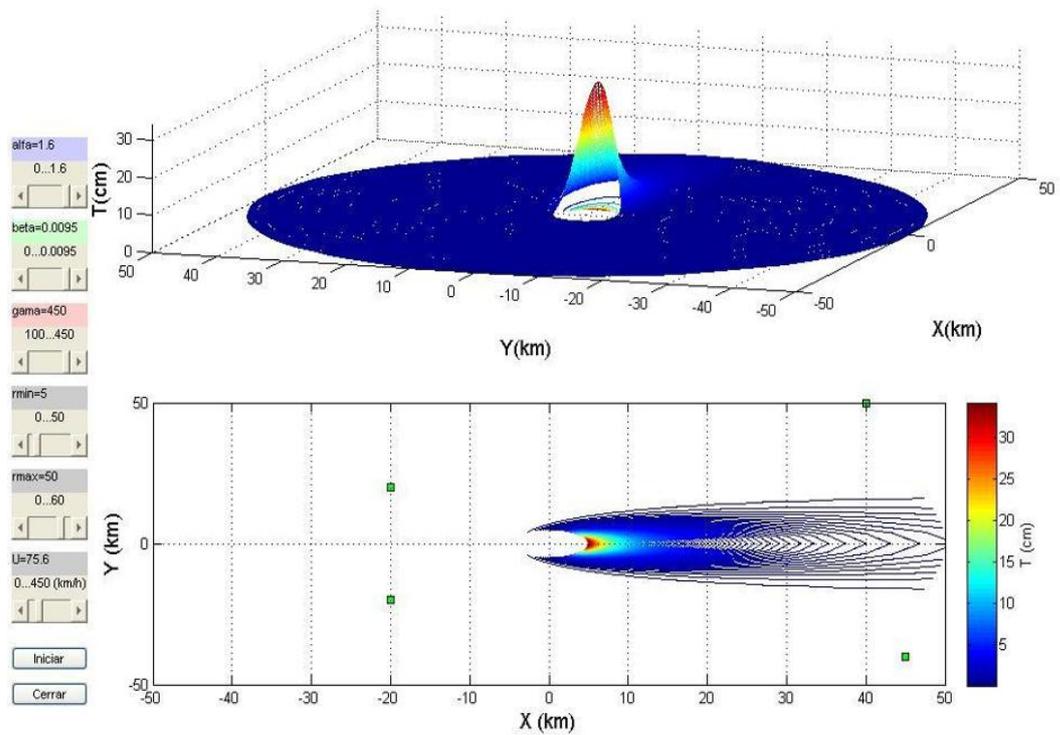


(b)

Figura 5.4: Efecto de la variación de  $\gamma$ : (a)  $\gamma = 136$ , (b)  $\gamma = 250$ , (c)  $\gamma = 350$ , (d)  $\gamma = 450$ . En todos los casos  $U = 75.6$ ,  $\alpha = 1.6$  y  $\beta = 0.0095$ .

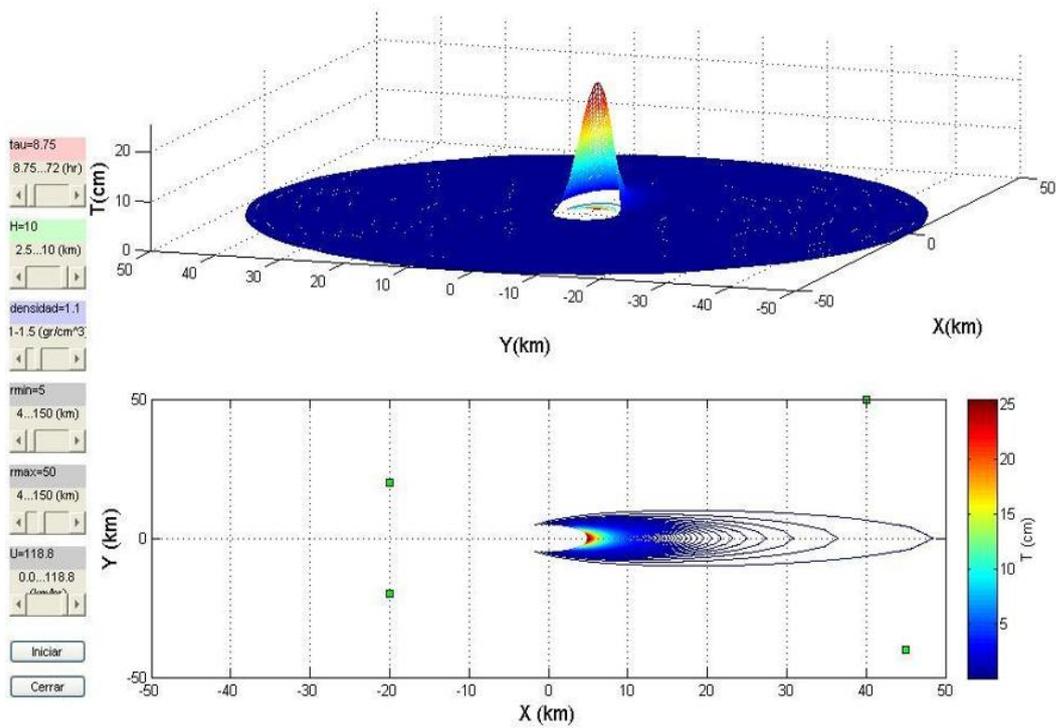


(c)

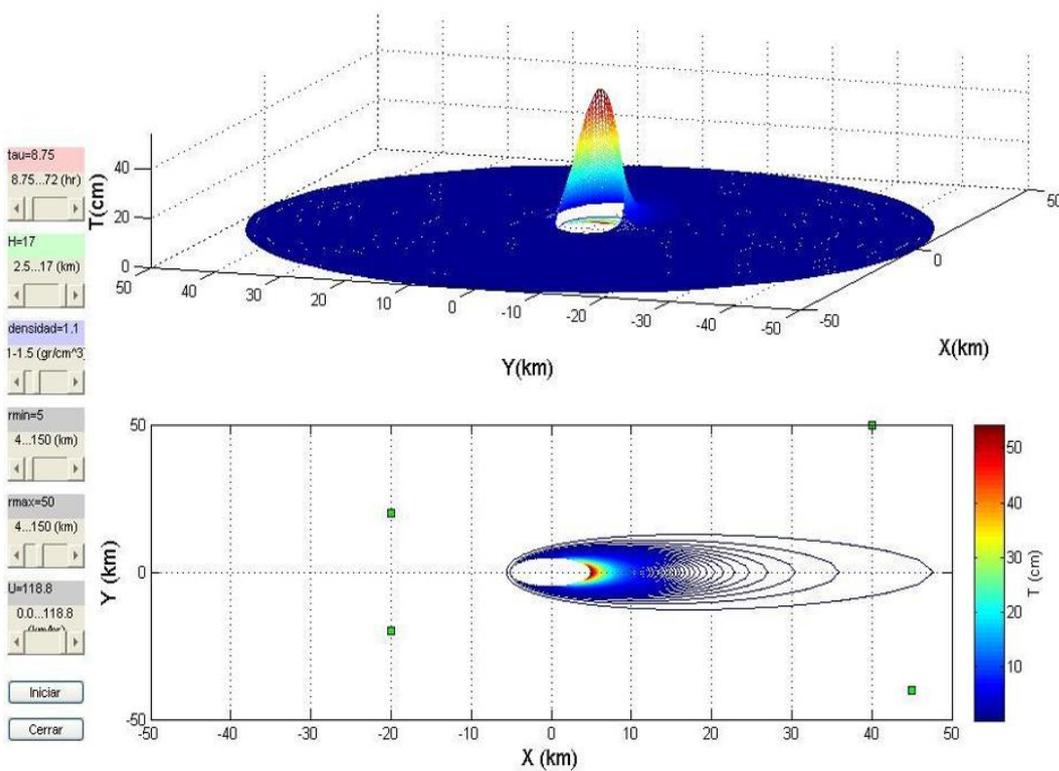


(d)

Figura 5.4: Continuación.

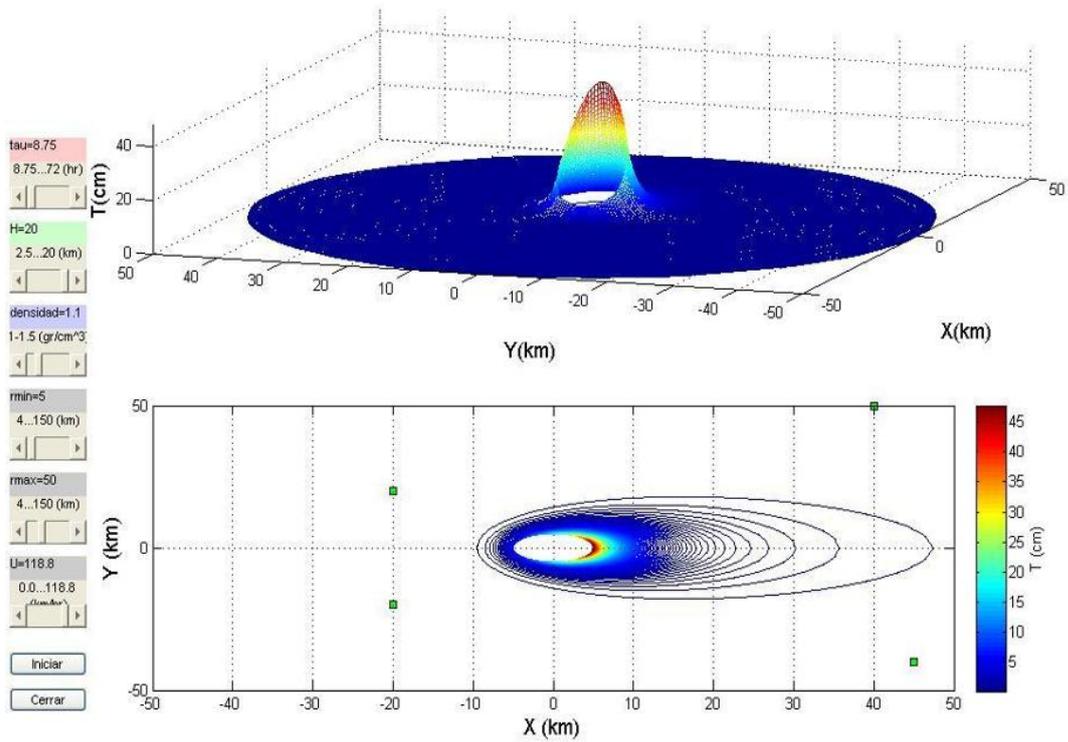


(a)

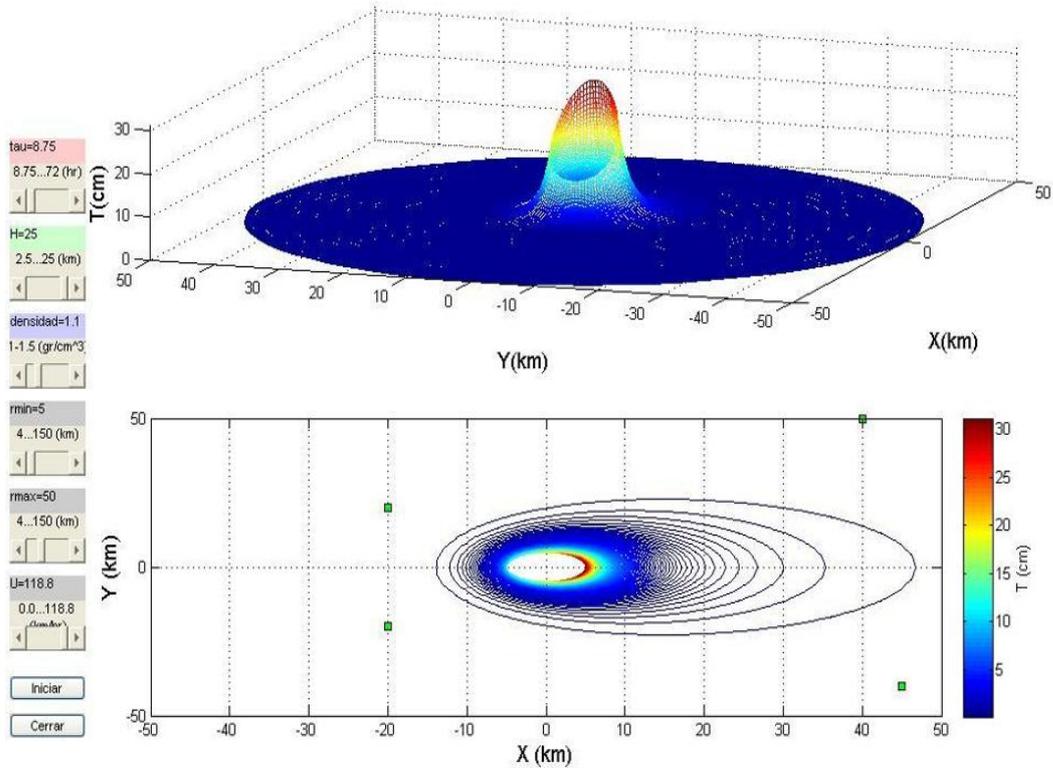


(b)

Figura 5.5: Efecto de la variación de  $H$ : (a)  $H=10$ , (b)  $H=17$ , (c)  $H=20$ , (d)  $H=25$ , (e)  $H=30$ , (f)  $H=35$ , (g)  $H=40$ , (h)  $H=45$ . En todos los casos  $U=118.8$ ,  $\rho=1.1$  y  $\tau=8.75$ .

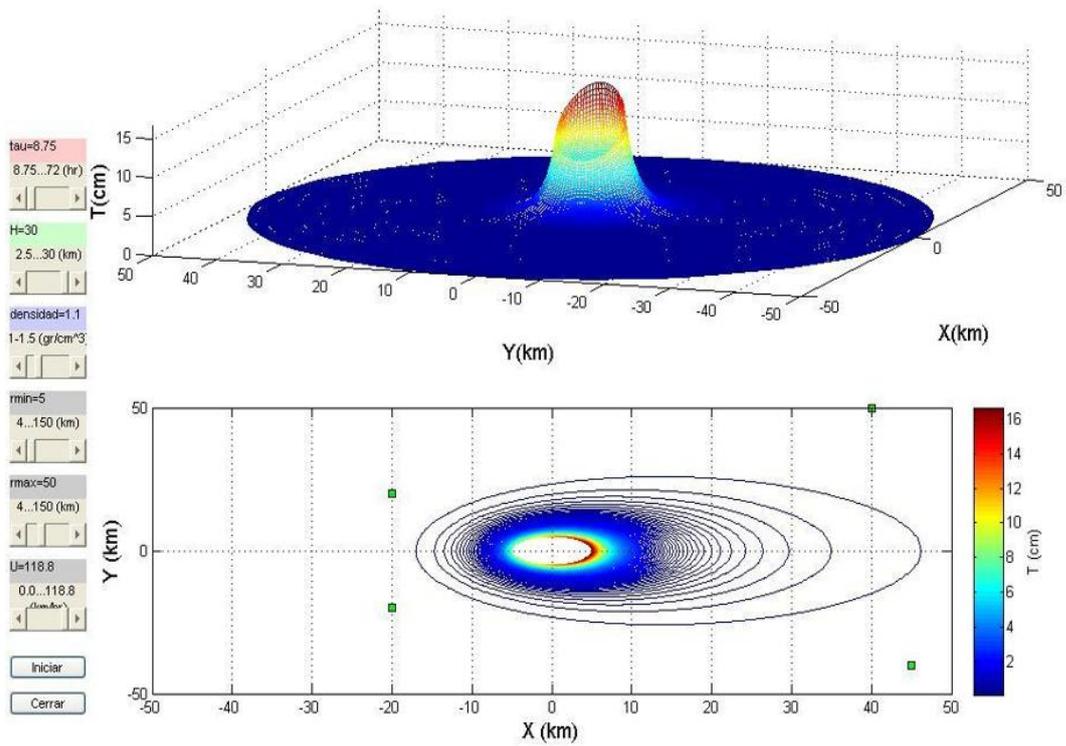


(c)

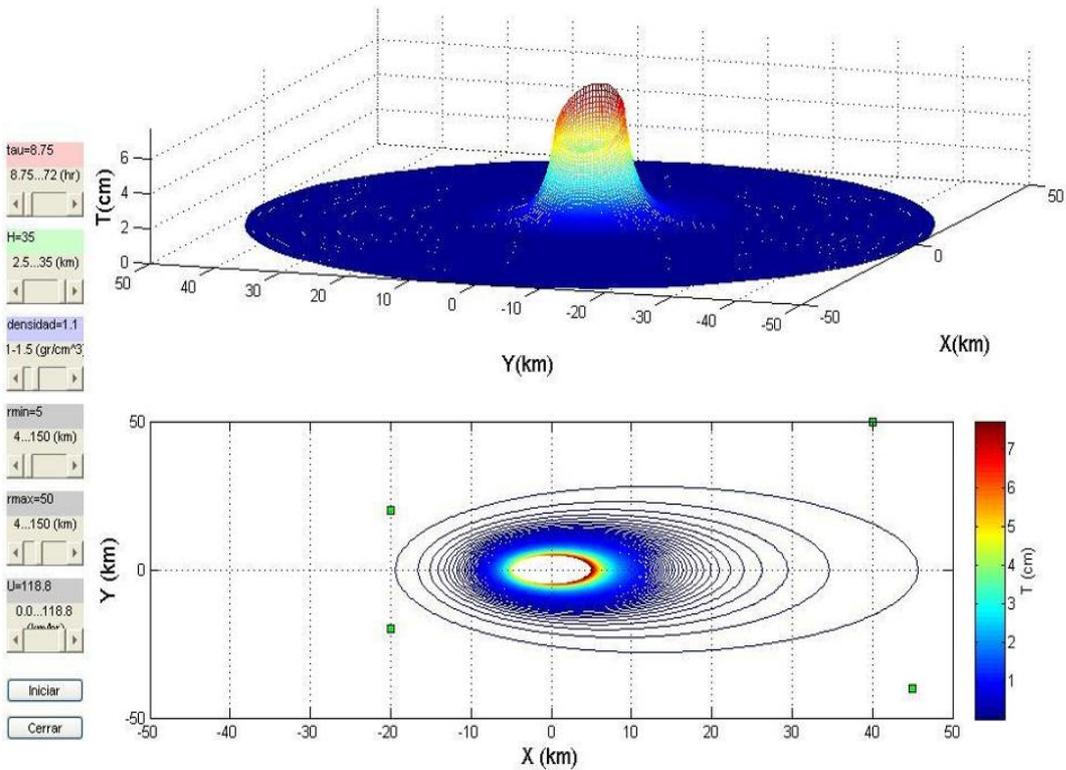


(d)

Figura 5.5: Continuación.

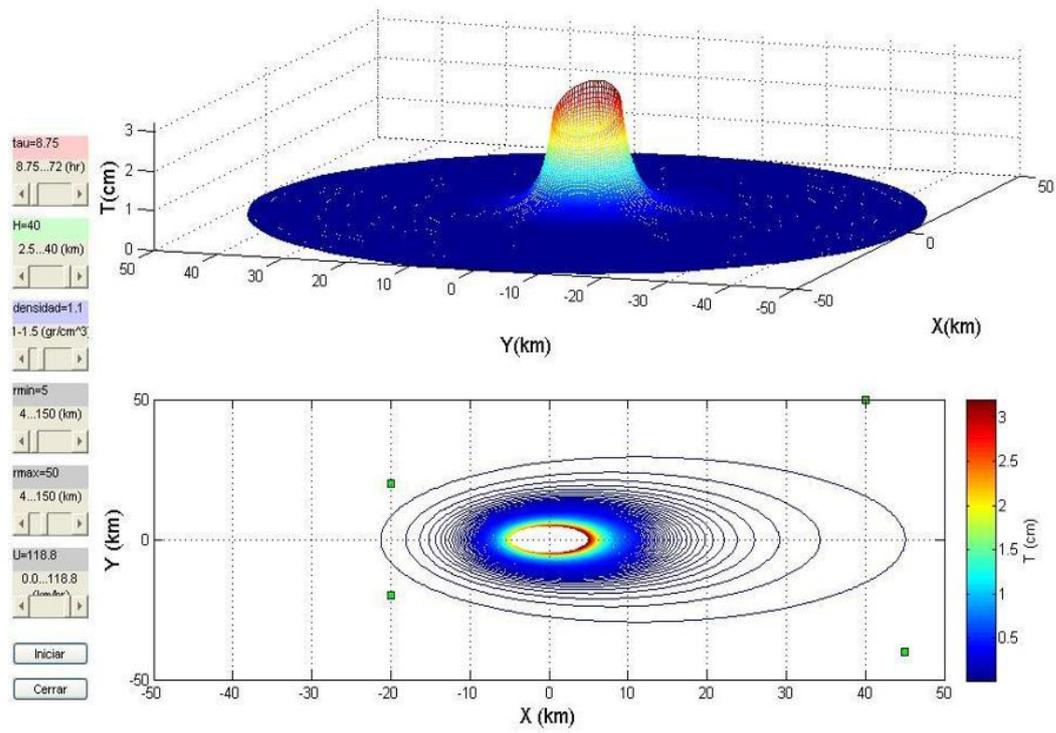


(e)

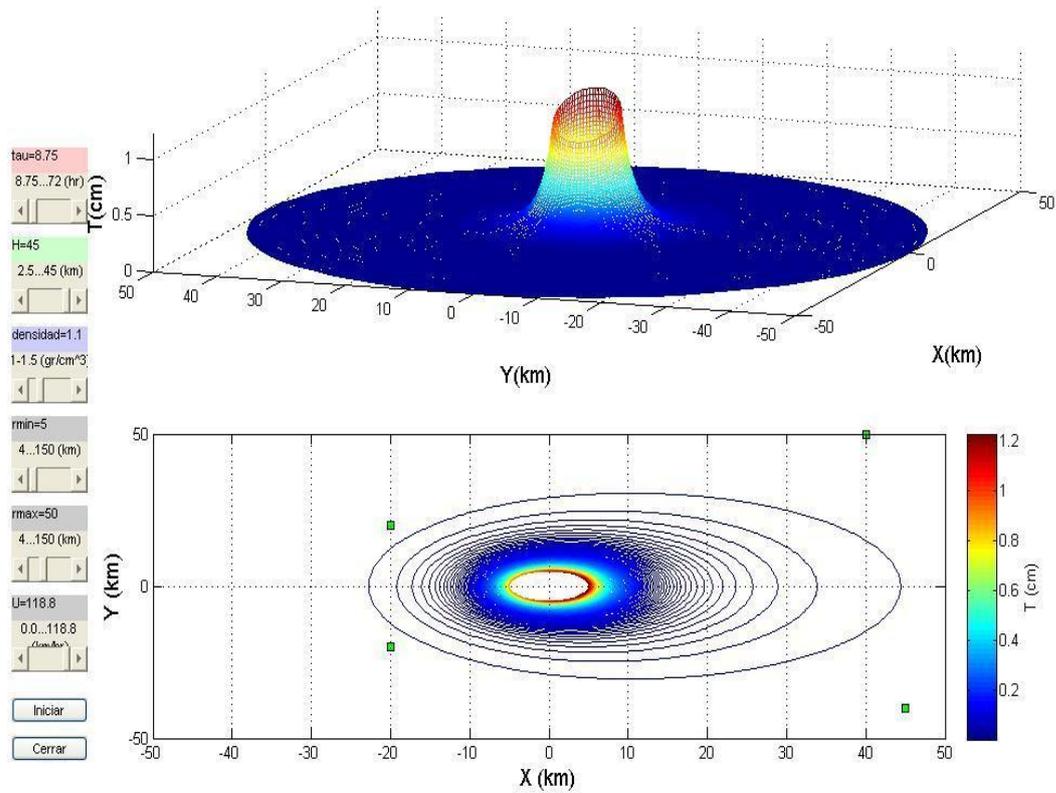


(f)

Figura 5.5: Continuación.

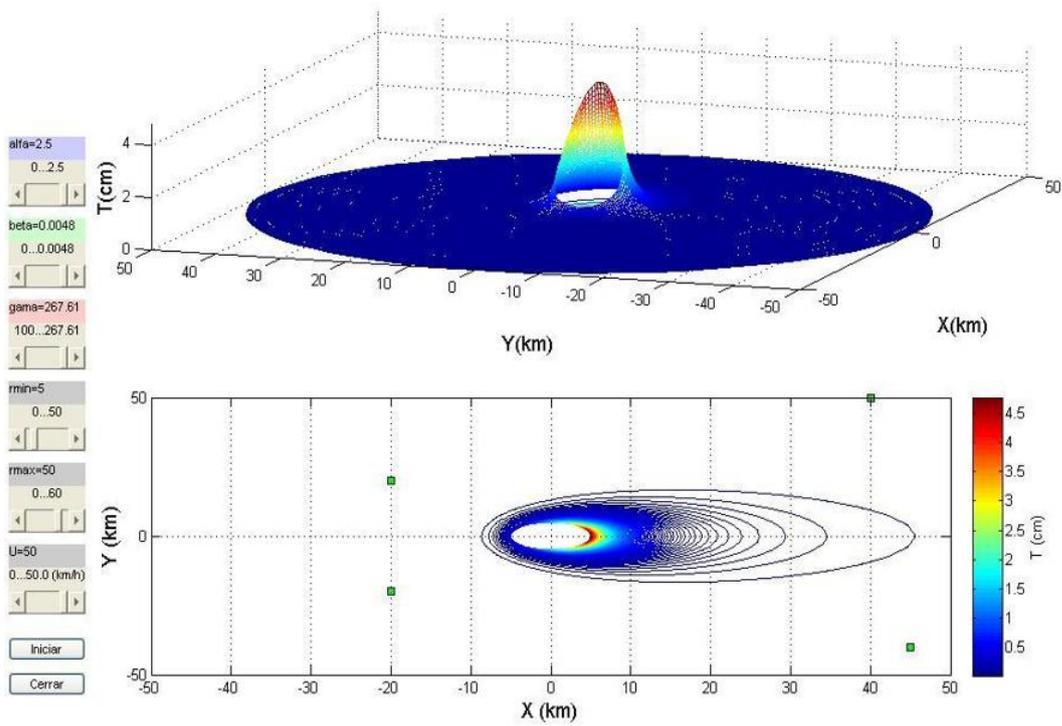


(g)

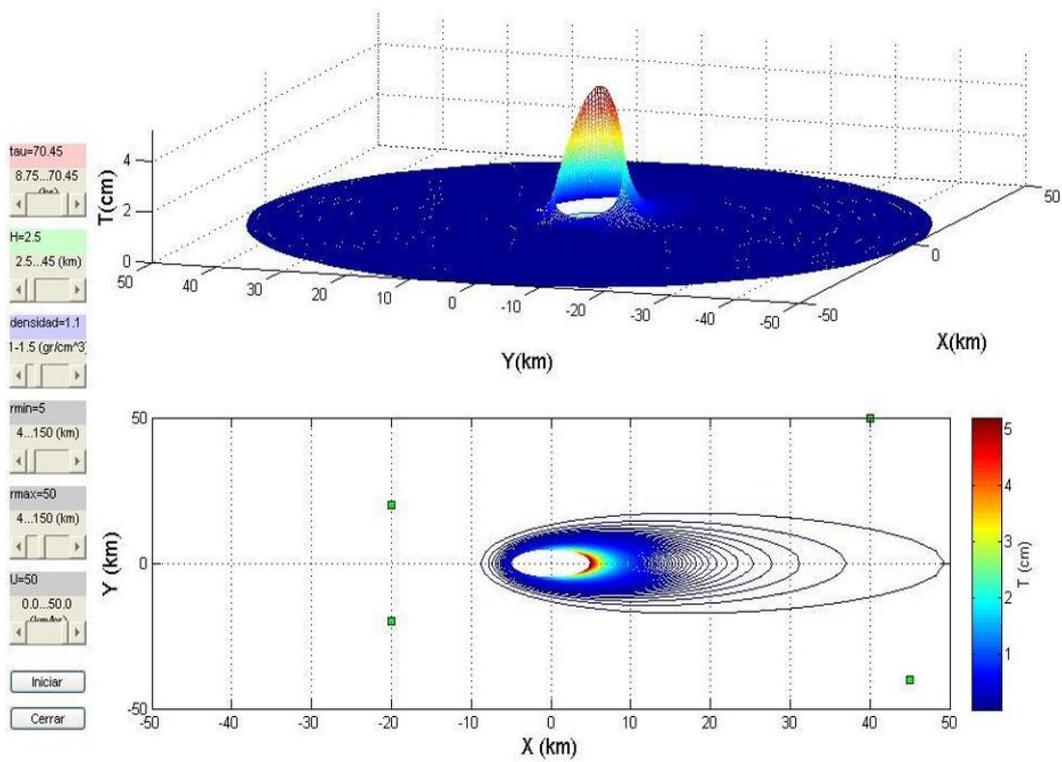


(h)

Figura 5.5: Continuación.



(a)



(b)

Figura 5.6: graficas correspondientes a la fase empírica y semiempírica del volcán Popocatepetl: (a) la fase empírica donde  $\alpha = 2.5$ ,  $\beta = 0.0048$ ,  $\gamma = 50$  y  $U = 50$ . (b)  $\tau = 70.45$ ,  $\rho = 1.1$ ,  $H = 2.5$  y  $U = 50$

El volcán Popocatepetl ha mostrado actividad recientemente. En este sentido resulta interesante aplicar el modelo semiempírico tomando como base la información disponible de esta actividad reciente del Popocatepetl. Se cuenta con los valores de  $\tau$  (duración de la emisión) y con la altura  $H$ . El 12 de mayo del año en curso, se tuvo una duración de 2.5 horas y una altura de 3 km. El 17 de mayo, se tuvo una duración de emisión de 0.85 horas y una altura de 1 km. El 24 de mayo la duración de la emisión fue de 0.39 horas y la altura fue de 0.8 km. El 26 de mayo la emisión duró 0.069 horas y la altura fue de 1.5 km. Finalmente, el 31 de mayo la duración de la emisión fue de 0.61 horas y la altura alcanzada fue de 0.2 km. Esta información fue proporcionada por el Dr. Servando de La Cruz Reyna [20]. En la Fig. 5.7 se muestran las curvas de nivel de las predicciones derivadas del modelo semiempírico para el depósito de ceniza, según esta información de la actividad reciente del Popocatepetl. En todos los casos se estima un valor para la velocidad del viento de  $U = 50$  km/h.

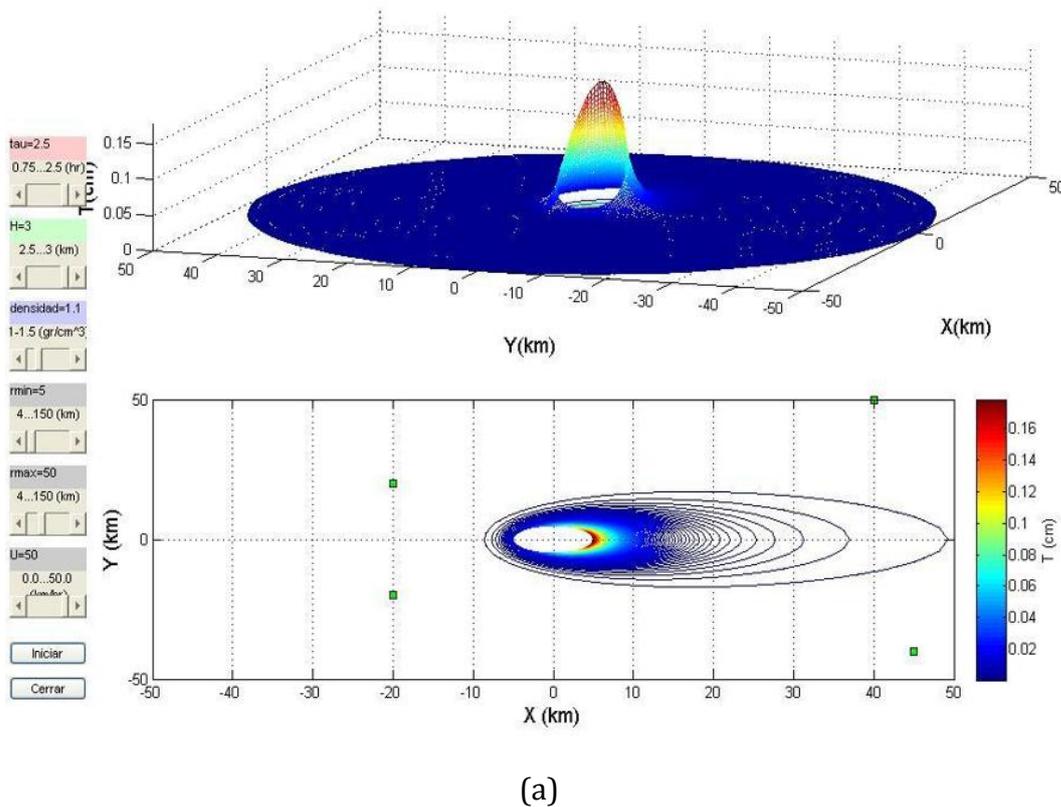
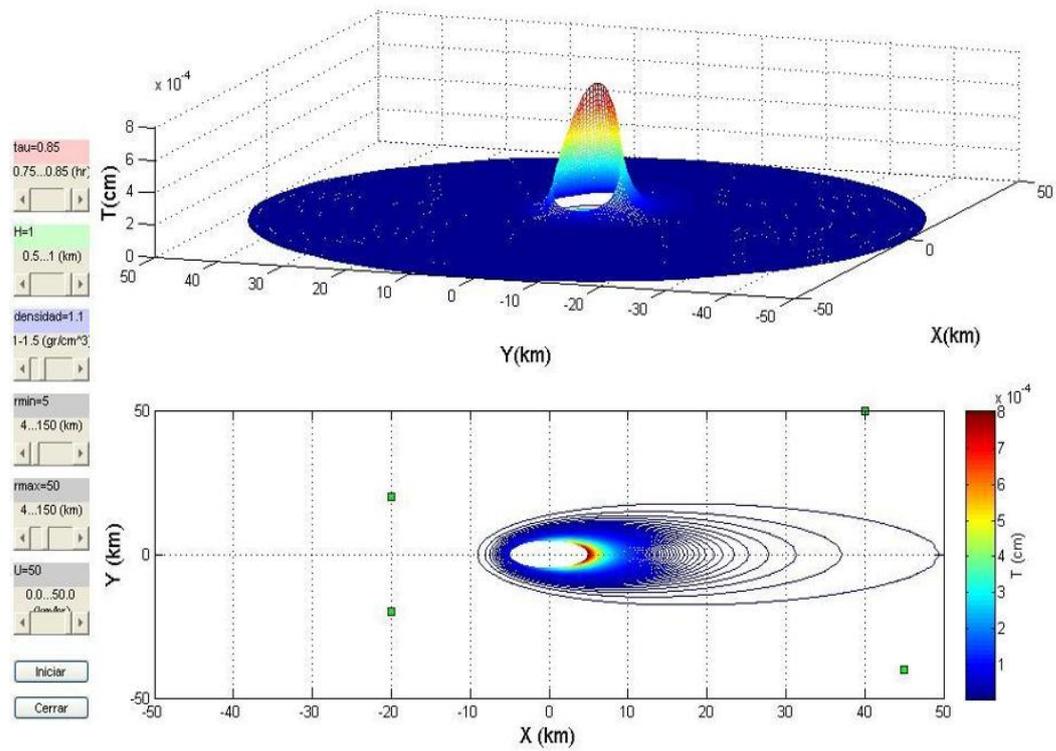
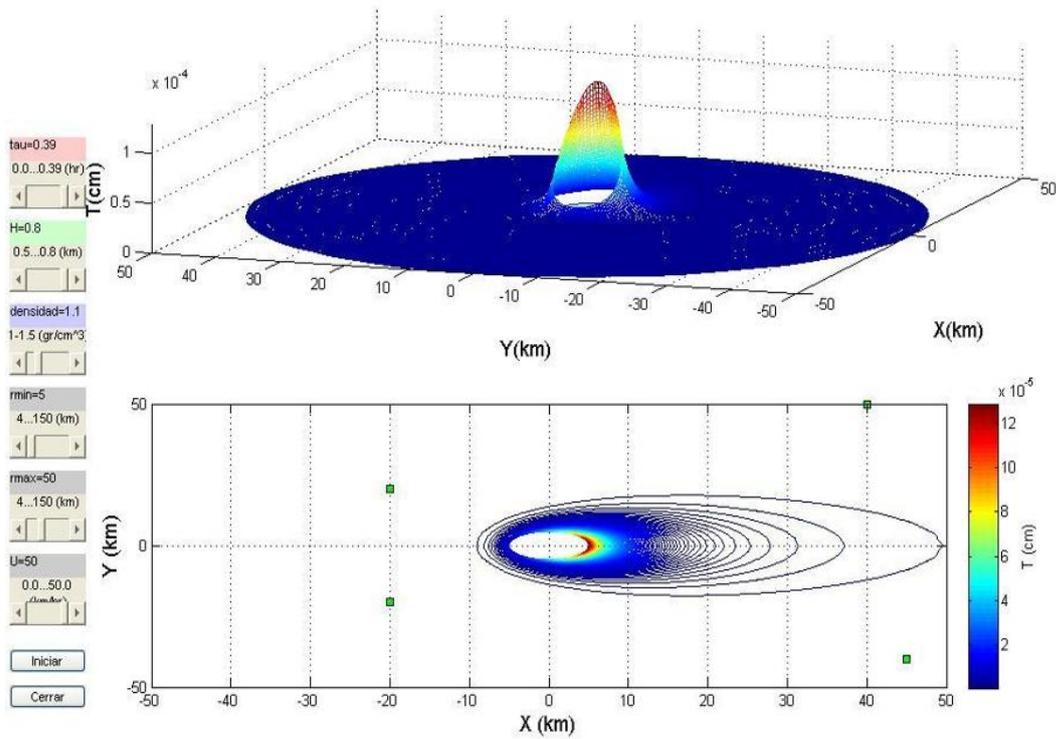


Figura 5.7 Predicción del patrón de depósito de ceniza, según el modelo semiempírico, de la actividad reciente del volcán Popocatepetl: (a) 12 de mayo, (b) 17 de mayo, (c) 24 de mayo, (d) 26 de mayo y (e) 31 de mayo. Ver texto para detalles.

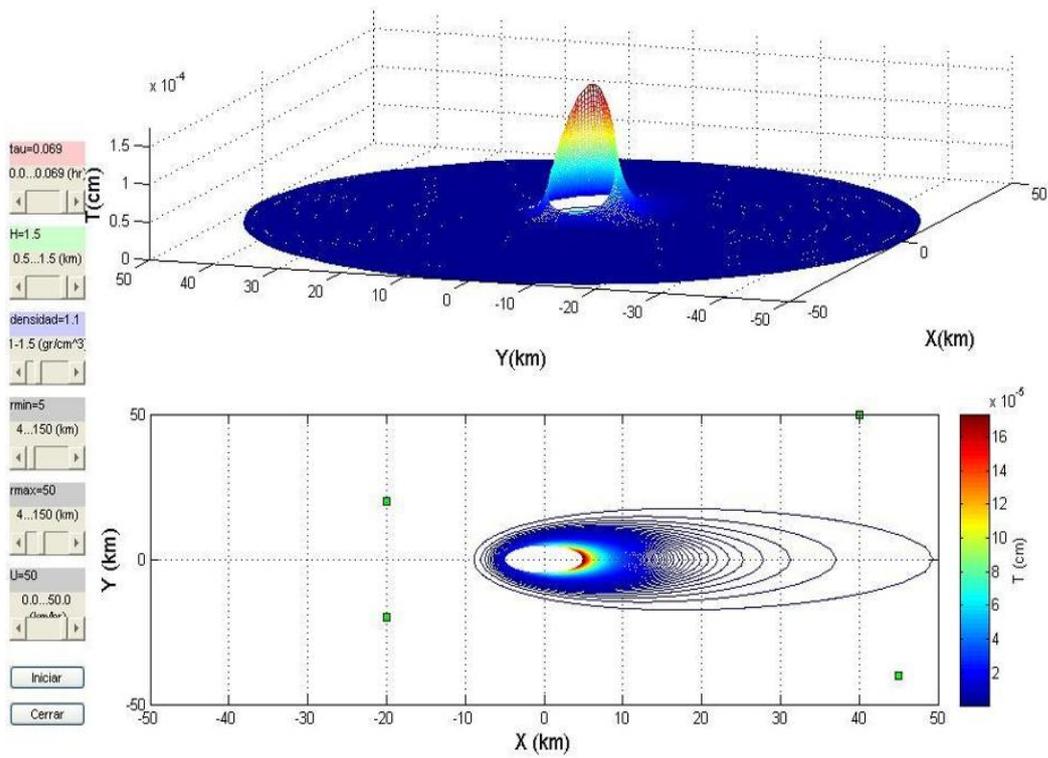


(b)

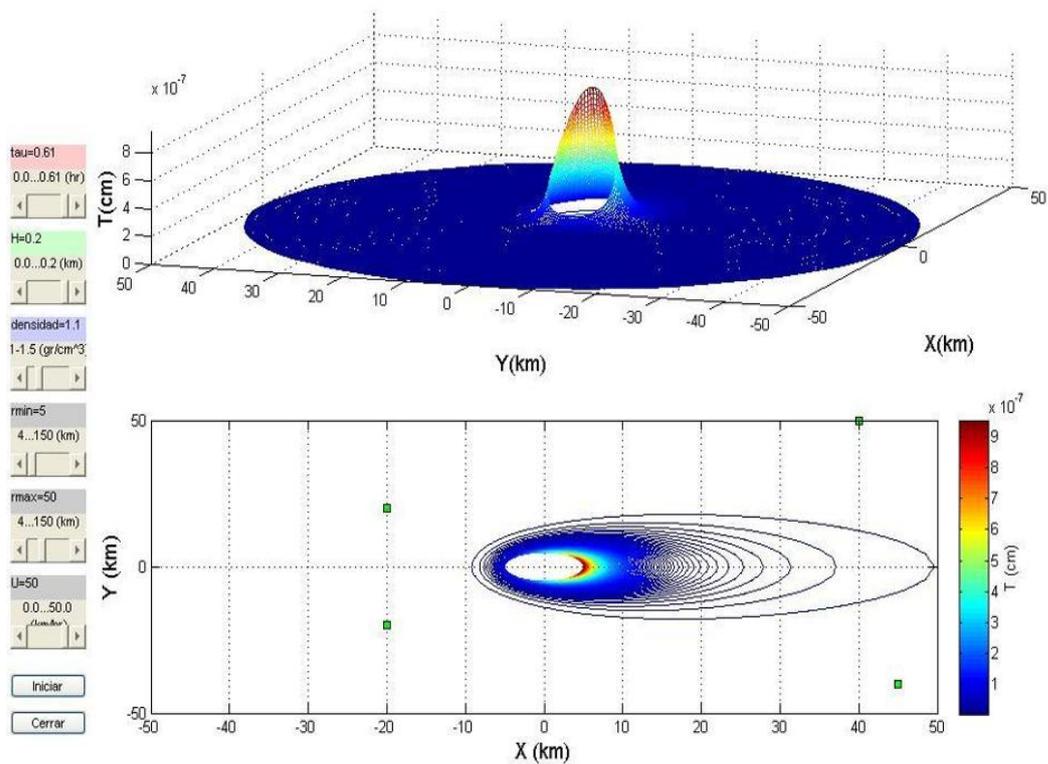


(c)

Figura 5.7 Continuación.



(d)



(e)

Figura 5.7 Continuación.

Antes de concluir este capítulo, conviene enfatizar que en el Apéndice A se dedujeron algunos ajustes para  $\tau$  y  $U$  como función de  $H$ , Ecs. (A.1)-(A.2), basándose en la información disponible y citada en este apéndice. Recordemos que en el modelo semiempírico el valor de  $\tau$  y  $U$  se toman de los valores estimados en una erupción en particular, y no mediante un ajuste específico como se hace para  $\alpha$  y  $D$ . Desafortunadamente, no fue posible conseguir información de los espesores reales de ceniza de las recientes erupciones del Popocatepetl para poder comparar las predicciones del modelo empírico y semiempírico, así como de las formas de ajuste para los valores de  $\tau$  y  $U$  que se proponen en el Apéndice A. Esto se hará en el futuro cuando se tenga esta información.

Existen diferentes modelos avanzados para simular la dispersión y caída de cenizas volcánicas, tales como: puff, HYSPLIT, SECCVO, ASHFALL, FALL3D, entre otros. Estos programas de computadora permiten elaborar modelos de distribución y acumulación de las cenizas de futuras erupciones esperadas, inclusive algunos de ellos permiten pronosticar y visualizar en dos o tres dimensiones el movimiento de las nubes de ceniza producto de una erupción volcánica. Estas simulaciones se combinan con cartografía digital y producen un panorama aproximado de la trayectoria de la nube de ceniza y del área de depósito, lo cual va a depender de la dirección del viento, de la altura de la columna eruptiva y de la duración del evento [21]. Sin embargo, estos programas, dada su naturaleza para su modelación, requieren de gran capacidad de cómputo, por lo que su uso no es viable en todo momento. En tanto el uso de los modelos aquí descritos como herramientas de diagnóstico rápido en eventualidades volcánicas, es más sencillo al no necesitar de grandes y costosos recursos de cómputo; además de que proporciona datos confiables que se pueden ir depurando con mediciones actualizadas en campo. También, los resultados derivados de los modelos empírico y semiempírico pueden ser entendidos e interpretados de manera sencilla sin que la persona tenga un conocimiento especializado.

# CAPÍTULO 6

## Conclusiones

Desde el inicio de este trabajo se ha hablado de la importancia del estudio de los fenómenos naturales que pueden llegar a afectar el estilo de vida de la sociedad tal como la conocemos o bien que ponga en peligro a los integrantes de esta. Este es el caso de las erupciones volcánicas, un fenómeno complejo cuyo estudio y comprensión es de suma importancia. Gran parte de las eventualidades volcánicas está ligada al depósito de ceniza en los alrededores de los volcanes. De modo que los modelos, simples y avanzados, para predecir el depósito de ceniza son necesarios como herramientas de diagnóstico para que las autoridades puedan diseñar estrategias de evacuación correctas en la población civil ante una amenaza de esta naturaleza.

En esta tesis se ha hecho una comparación entre dos modelos simples para la predicción del depósito de cenizas: el modelo empírico y el modelo semiempírico (Capítulo 4). El modelo empírico, Ec. (4.5), explica el depósito de ceniza en términos de tres parámetros empíricos ( $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$ ), cuyos valores se ajustan de acuerdo a la información obtenida en campo de erupciones volcánicas conocidas. Para un volcán en particular estos valores se van refinando en función de los datos que se vayan recopilando con erupciones recientes de su actividad volcánica. Por su parte, el modelo semiempírico, Ec. (4.10), puede entenderse similar al modelo empírico, excepto que ahora los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$  son funciones lineales de la altura eruptiva  $H$ , Ecs. (4.7) y (4.8), en tanto que el parámetro  $\gamma$  depende de una forma no lineal con  $H$ , Ec. (4.9).

Los resultados numéricos reportados en el Capítulo 5, mostraron que el efecto del viento, en ambos modelos, es romper la simetría radial del patrón de depósitos de ceniza y confinarlo a una región simétrica angosta con respecto a la dirección del viento.

En el caso del modelo empírico se puede concluir que:

- El efecto de la variación de  $\alpha$  es que el espesor del depósito va disminuyendo conforme aumenta la distancia a la fuente de emisión.
- El efecto de la variación de  $\beta$  es que el espesor de los depósitos no varían de una manera significativa como tampoco no hacen las curvas de escala.
- El efecto de la variación de  $\gamma$  es que se observa un cambio en las escalas de las curvas de nivel; sin embargo, los espesores se conservan.

En relación al modelo semiempírico se puede concluir que:

- El efecto de la variación de H es que las escalas de las curvas de nivel van disminuyendo así como los depósitos de ceniza, concentrándose gradualmente alrededor de la fuente de emisión.

Al comparar los dos modelos se pudo corroborar que el modelo semiempírico, dada su naturaleza, predice un espesor en el depósito de ceniza mayor que lo arroja el modelo empírico. Este sentido, el modelo semiempírico es más útil y aplicable como herramienta preliminar en el estudio de fenómenos de este tipo, a pesar de que sus resultados son limitados.

Finalmente, conviene mencionar que los ajustes propuestos en el Apéndice A para la duración de la erupción y la velocidad del viento, como funciones de la altura eruptiva no se pudieron probar al no disponer de datos reales para los espesores de ceniza del Popocateptl. Esto, sin embargo, se hará a futuro cuando se tengan esta información.

# Apéndice A

## Parámetros Volcánicos

Durante el desarrollo de esta tesis se han citado parámetros que se han tomado tanto en la formulación del modelo empírico y semiempírico. En este apéndice se citan los datos relevantes citados en la literatura que se usan para establecer un modelo empírico ó semiempírico para simular la caída de ceniza volcánica.

En el modelo empírico se recurre a la información recabada en campo de los depósitos de ceniza de las erupciones mencionadas en la tabla 4.1. Los datos de cada erupción son modelados de acuerdo a la Ec. (4.5) y se encuentran los parámetros óptimos que ajustan dichos datos. Esto es lo que hacen algunos autores. Por ejemplo, González llega a los valores mostrados en la tabla A.1 [1]. Es conveniente mencionar que los parámetros  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$  para cada erupción están dispersos en un cierto rango de valores, en donde el valor óptimo de cada parámetro corresponde al valor promedio de cada rango. Se puede notar en la tabla A.1 que existen algunos eventos eruptivos en donde no existe suficiente información para llegar a valores óptimos. En estos casos, información que se obtenga en eventos futuros podrían ayudar para calcular estos valores.

Tabla A.1 Parámetros relevantes en el modelo empírico.

Volcán	$\alpha$ (adimensional)	$\beta$ (hr/km <sup>2</sup> )	$\gamma$ (cm/km <sup>-<math>\alpha</math>)</sup>
1	1.572761	---	5719.86
2	1.1	---	1500
3	1.6	---	1230
4	1.5	---	700
5	2.05	0.00833	1080.89
6	---	---	---
7	1.63	0.0090	1560
8	1.428665	0.00079365	600
9	1.118744	0.0025	488.73
10	1.6	0.0095	450
11	0.5	0.00032	136
12	1.19	---	4800
13	1.65	---	40000
14	1.4	0.0140	550
15	2.5	0.0048	267.61

En el caso del modelo semiempírico, Ec. (4.10), se utilizan los valores empíricos óptimos para  $\alpha$  y  $\beta$  como punto de partida. Pero además se recurre a la información de otros parámetros relevantes de estas erupciones (duración  $\tau$ , densidad  $\rho$  y velocidad  $U$  de los vientos dominantes) teniendo en cuenta su variación con respecto a la altura  $H$  de la columna eruptiva. En la tabla A.2 se presenta esta información que es mencionada en la sección 4.4.2. Con los datos de esta tabla se puede estimar la variación de  $\alpha$ ,  $D$ ,  $\tau$  y  $U$  como funciones de  $H$ . Se tomaron sólo en cuenta los casos de la tabla en donde la información es completa (datos en negritas). En las Figs. A.1-A.4 se presentan los resultados correspondientes. En estas gráficas se muestran los ajustes, donde se usó el

programa DataStudio. Nótese que la densidad casi permanece constante con la altura. En el caso de dependencia  $\tau$  vs.  $H$ , el ajuste encontrado fue de la forma:

$$\tau = \frac{A + H^n}{B + H^n}. \tag{A.1}$$

Para la variación de  $U$  vs.  $H$  se encontró el siguiente ajuste:

$$U = \frac{A H}{B + H^2}. \tag{A.2}$$

Tabla A.2 Parámetros relevantes en el modelo semiempírico.

Volcán	$H$ (km)	$\alpha$ (adimensional)	$D$ (km <sup>2</sup> /h)	$\tau$ (h)	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> )	$U$ (km/h)
1	---	1.572761	---	---	1.1	---
2	---	1.1	---	---	1.1	---
3	6	1.6	---	---	1.1	---
4	10	1.5	---	12	1.1	---
5	12	2.05	60	4.97	1.1	140.5
6	30	---	---	0.37	1.1	118.8
7	17	1.63	55.6	8.75	1.1	118.8
8	20	1.428665	630	5	1.29	50.4
9	24	1.118744	200	4	1.29	39.6
10	19	1.6	52.6	0.983	1.1	75.6
11	43	0.5	1562	5	1.1	72
12	12	1.19	66.7	16	1.1	120
13	18	1.65	---	72	1.1	150
14	22	1.4	35.7	1	1.1	90.7
15	2.5	2.5	104.2	70.45	1.1	50

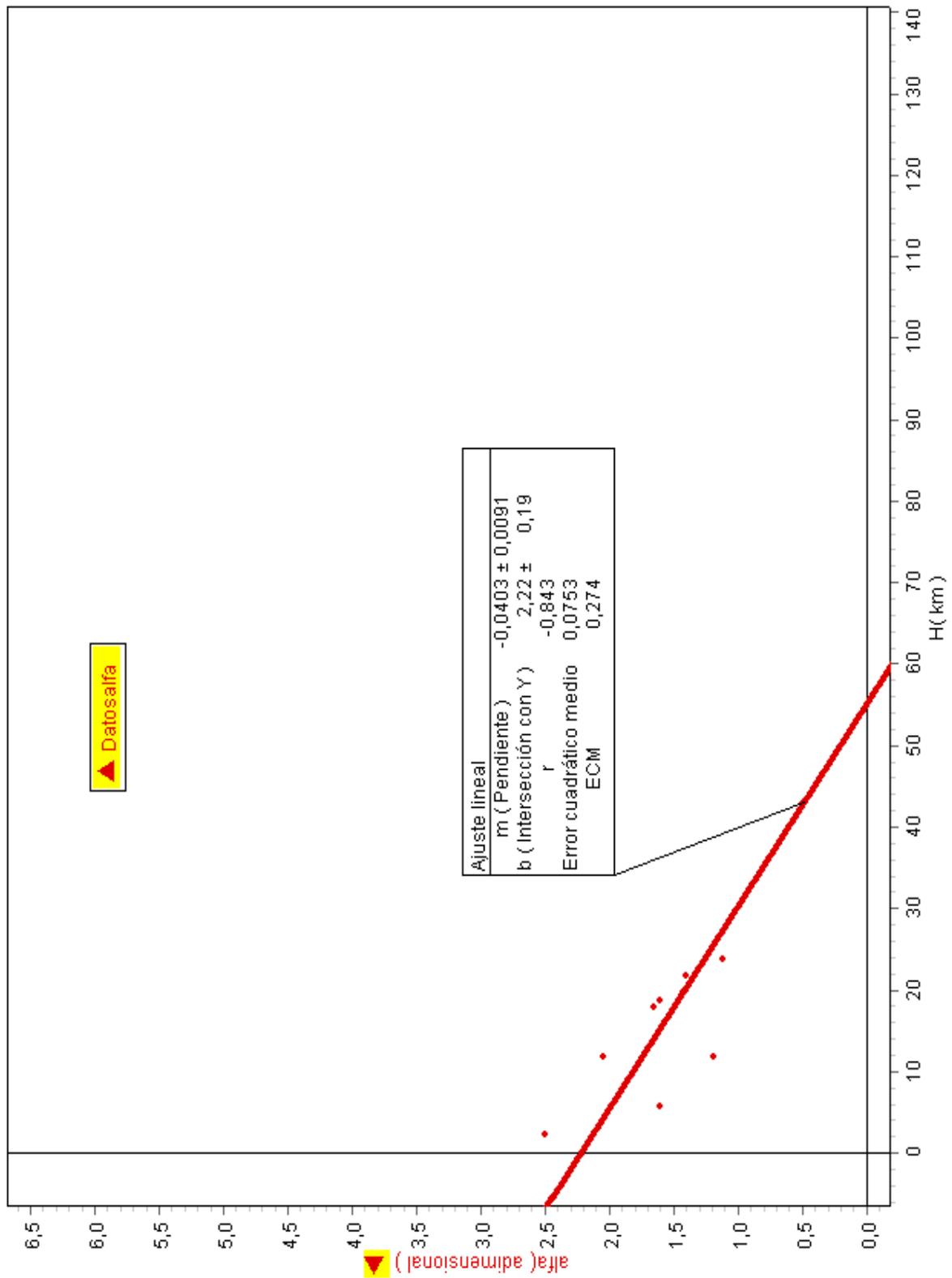


Figura A.1:  $\alpha$  vs.  $H$ .

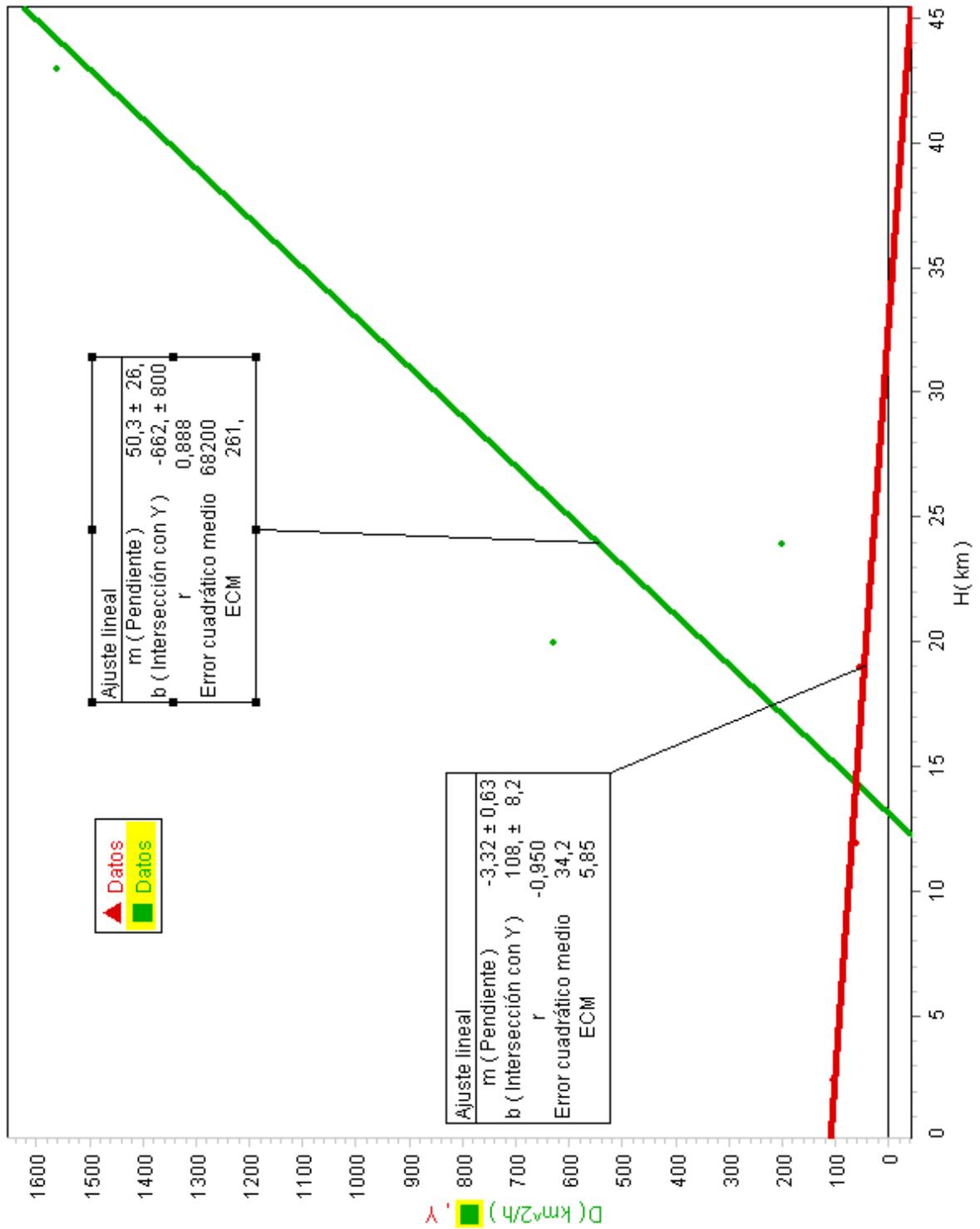


Figura A.2: D vs. H.

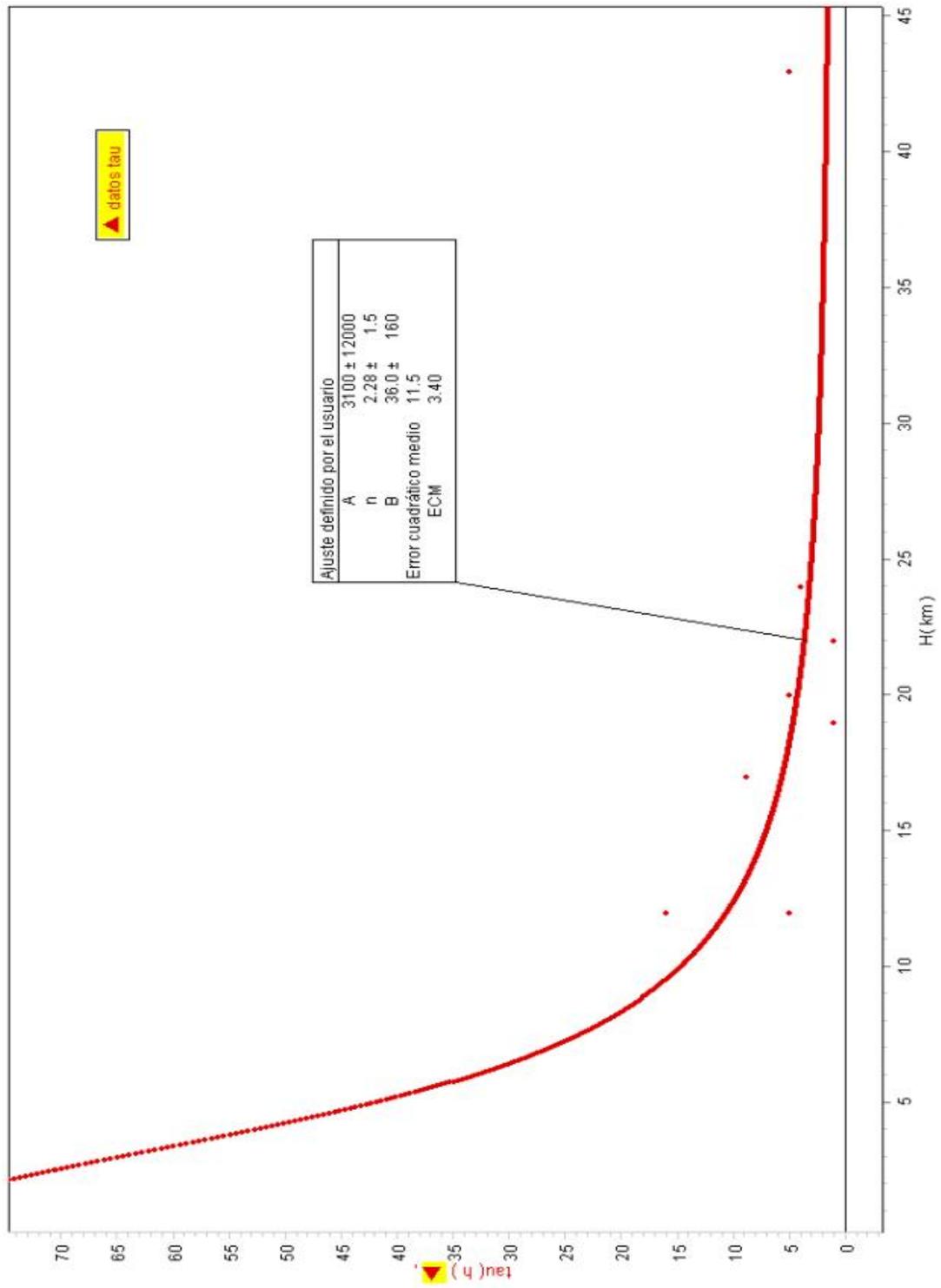


Figura A.3:  $\tau$  vs.  $H$ .

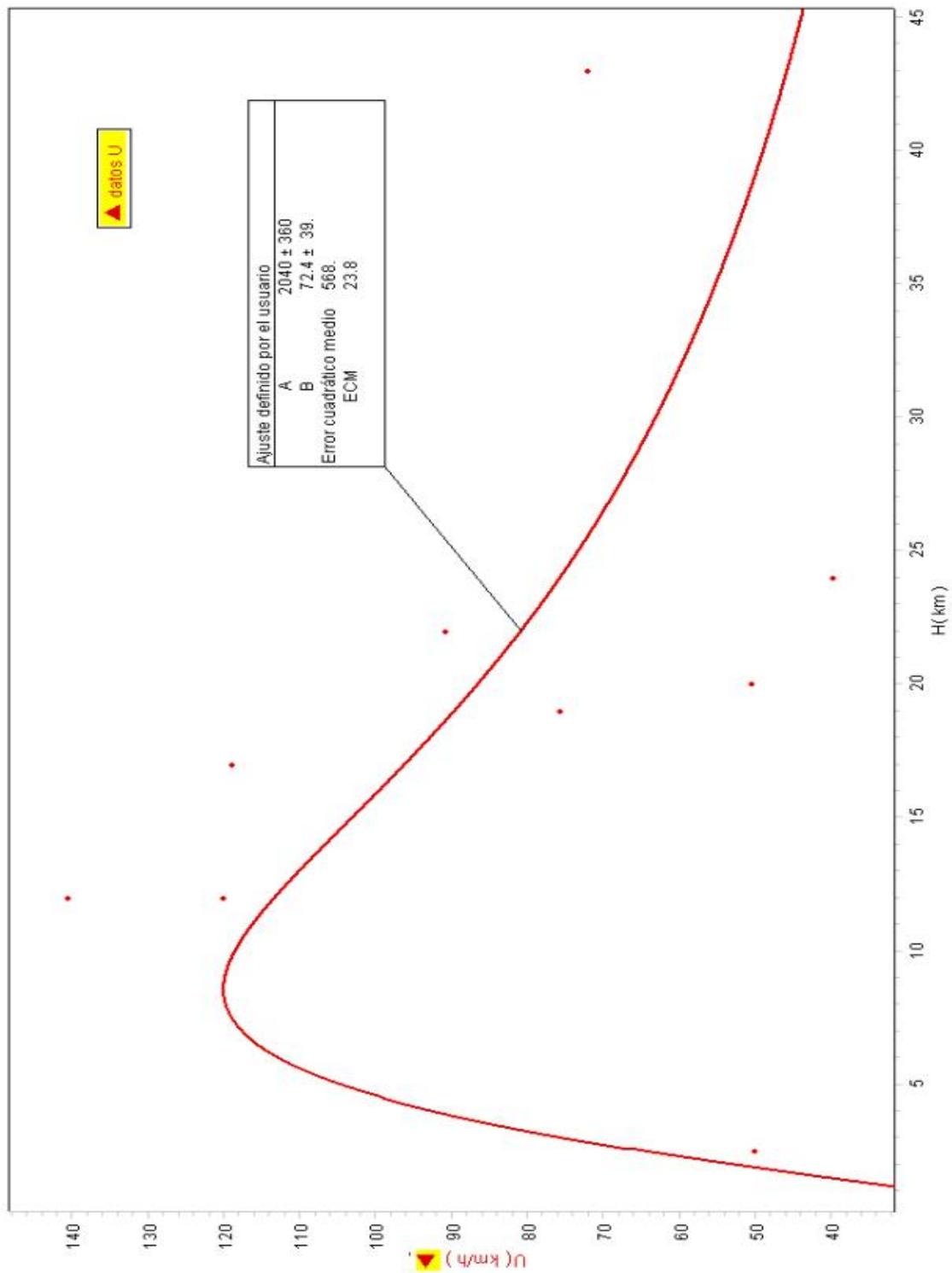


Figura A.4:  $U$  vs.  $H$ .

## Apéndice B

### Códigos numéricos

En este apéndice se muestran los programas realizados para las simulaciones numéricas derivadas del modelo empírico, Ec. (4.5), y del modelo semiempírico, Ec. (4.12). Dado que el modelo empírico se puede entender como un caso particular del modelo semiempírico solo se listan los programas de este caso. El programa se desarrolló en MATLAB y consiste de una interfaz gráfica de usuario (generada por el programa *ModeloSemiempirico.m*). Esta interface, Fig. B1, nos permite seleccionar los valores de los diferentes parámetros volcánicos mediante los 6 botones deslizantes desplegados en la columna izquierda de la interfaz. Una vez seleccionados los parámetros apropiados se hace clic en el botón "Iniciar". Con esto se llama internamente al programa (subrutina) *modsemp.m* que es el que calcula los patrones de emisión, según la Ec. (4.10), y que son desplegados en la pantalla de la interfaz gráfica, tanto en tres dimensiones como un mapa de curvas de nivel en dos dimensiones. Los puntos cuadrados en color verde que son desplegados en el mapa de curvas de nivel localizan poblaciones ficticias alrededor de la fuente volcánica. Si se quiere finalizar el programa se hace clic en el botón "Cerrar".

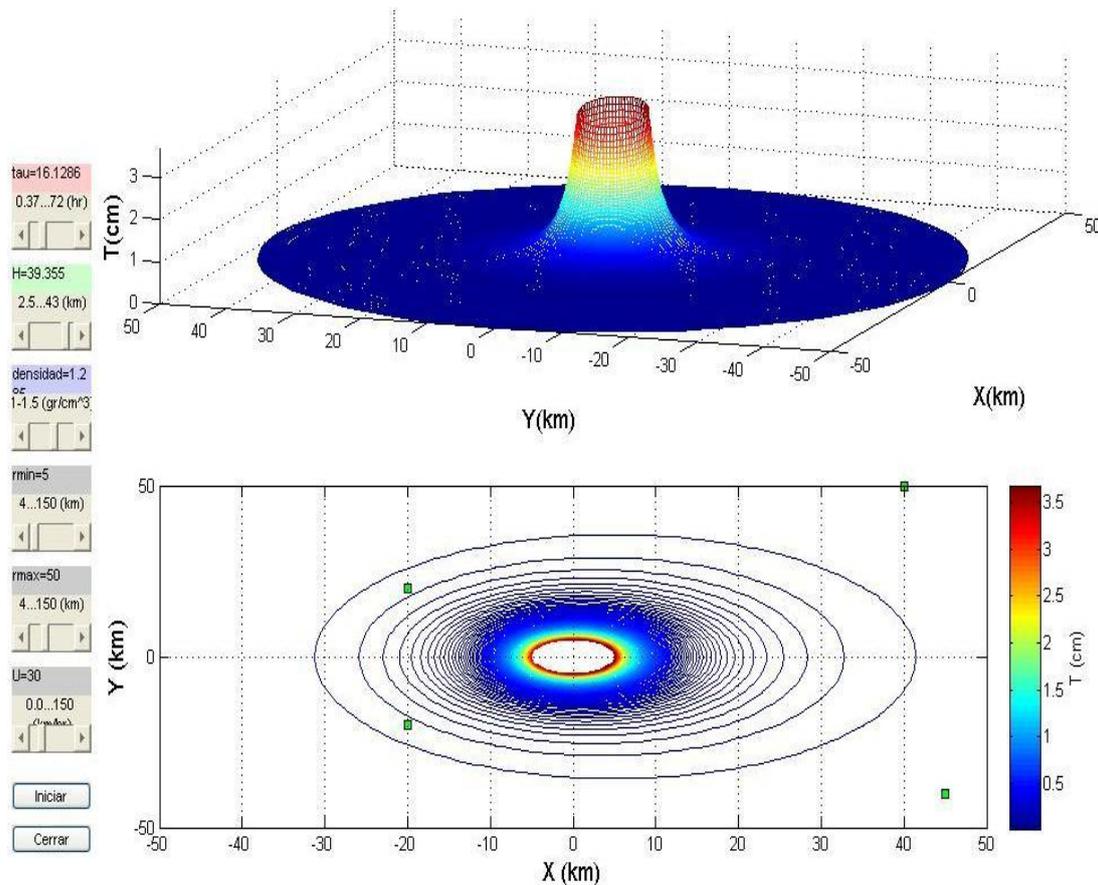


Figura B.1: Interfaz gráfica para el cálculo del depósito de ceniza  $T$  en el modelo semiempírico. La figura superior muestra el patrón tridimensional y el gráfico inferior corresponde a las curvas de nivel en el terreno alrededor del volcán, el cual se supone localizado en el origen.

El programa principal es el que a continuación se lista.

### **ModeloSemiempirico.m**

```

%Este programa despliega una interfaz gráfica interactiva para desplegar el
%espesor del depósito de ceniza de acuerdo del modelo %semiempirico.Este
%programa llama a la subrutina modemp.m.

%=====
%El siguiente bloque define la estructura de la ventana de despliegue de la
%interfaz gráfica

clf, clear
h1=figure(1);
clf

set(h1, 'Position', [1,1,1280,800], ...
      'Name', 'Modelo Semiempírico', ...
      'NumberTitle', 'off', ...
      'Color', [0.6 0.6 0.6]);

%=====
%Se definen las variables y sus valores de default.
%Se llama a la subrutina modemp para generar el patrón tridimensional y las
%curvas de nivel del espesor de ceniza según el modelo semiempírico.

global tau H densidad U rmin rmax
tau=70.45; H=2.5; densidad=1.1; U=0.0; rmin=5.0; rmax=50.0;
modsemp(tau,H,densidad,U,rmin,rmax);

%=====
%Se definen las características de los botones que controlan las
%variaciones de los parámetros definidos en la subrutina modemp.m
%Todos los botones definidos son del tipo de botón de deslizamiento que siguen
%la estructura: despliegue del valor actual (parte superior del botón, texto
%indicativo del rango de valores del parámetro respectivo (parte media del
%botón), despliegue de la barra de deslizamiento del botón (parte inferior del
%botón).

%====Control deslizante para tau (duración de la nube estacionaria)
ttau = uicontrol(gcf, 'Style', 'text', ...
  'String', ...
  ['tau=', num2str(tau)], ...
  'HorizontalAlignment', 'Left', ...
  'Position',[5,520,70,20], ...
  'BackgroundColor', [1, 0.8, 0.8]);
tau1 = uicontrol(gcf, 'Style', 'text', ...
  'String', '70.45...72 (hr)', ...
  'Position', [5,500,70,20]);
tau2 = uicontrol(gcf, ...
  'Style', 'slider', ...
  'Min', 70.45, 'Max', 72, ...
  'Position',[5,480,70,20], ...
  'Value', tau, ...
  'CallBack', ...
  ['cla;tau=get(tau2, 'Value');', ...
  'set(ttau, 'String', ['tau=', num2str(tau)]);']);

%===== Control deslizante para H
tH = uicontrol(gcf, 'Style', 'text', ...
  'String', ...
  ['H=', num2str(H)], ...
  'HorizontalAlignment', 'Left', ...
  'Position',[5,450,70,20], ...
  'BackgroundColor', [0.8, 1, 0.8]);
tH1 = uicontrol(gcf, 'Style', 'text', ...
  'String', '2.5...43 (km)', ...
  'Position', [5,430,70,20]);
tH2 = uicontrol(gcf, ...

```

```

'Style', 'slider', ...
'Min', 2.5, 'Max', 43, ...
'Position', [5,410,70,20], ...
'Value', H, ...
'CallBack', ...
['cla;H=get(tH2,'Value');', ...
 'set(tH,'String',['H=', num2str(H)]);']);

%===== Control deslizante para densidad
tdensidad = uicontrol(gcf, 'Style', 'text', ...
 'String', ...
 ['densidad=', num2str(densidad)], ...
 'HorizontalAlignment', 'Left', ...
 'Position', [5,380,70,20], ...
 'BackgroundColor', [0.8, 0.8, 1]);
tdensidad1 = uicontrol(gcf, 'Style', 'text', ...
 'String', '1-1.5 (gr/cm^3)', ...
 'Position', [5,360,70,20]);
tdensidad2 = uicontrol(gcf, ...
 'Style', 'slider', ...
 'Min', 1, 'Max', 1.5, ...
 'Position', [5,340,70,20], ...
 'Value', densidad, ...
 'CallBack', ...
 ['cla;densidad=get(tdensidad2,'Value');', ...
 'set(tdensidad,'String',['densidad=', num2str(densidad)]);']);

%=====Control deslizante para rmin
trmin = uicontrol(gcf, 'Style', 'text', ...
 'String', ...
 ['rmin=', num2str(rmin)], ...
 'HorizontalAlignment', 'Left', ...
 'Position', [5,310,70,20], ...
 'BackgroundColor', [0.8 0.8 0.8]);
trmin1 = uicontrol(gcf, 'Style', 'text', ...
 'String', '4...150 (km)', ...
 'Position', [5,290,70,20]);
trmin2 = uicontrol(gcf, ...
 'Style', 'slider', ...
 'Min', 4, 'Max', 150.0, ...
 'Position', [5,270,70,20], ...
 'Value', rmin, ...
 'CallBack', ...
 ['cla;rmin=get(trmin2,'Value');', ...
 'set(trmin,'String',['rmin=', num2str(rmin)]);']);

%=====Control deslizante para rmax
trmax = uicontrol(gcf, 'Style', 'text', ...
 'String', ...
 ['rmax=', num2str(rmax)], ...
 'HorizontalAlignment', 'Left', ...
 'Position', [5,240,70,20], ...
 'BackgroundColor', [0.8 0.8 0.8]);
trmax1 = uicontrol(gcf, 'Style', 'text', ...
 'String', '4...150 (km)', ...
 'Position', [5,220,70,20]);
trmax2 = uicontrol(gcf, ...
 'Style', 'slider', ...
 'Min', 4, 'Max', 150, ...
 'Position', [5,200,70,20], ...
 'Value', rmax, ...
 'CallBack', ...
 ['cla;rmax=get(trmax2,'Value');', ...
 'set(trmax,'String',['rmax=', num2str(rmax)]);']);

%=====Control deslizante para U
tu = uicontrol(gcf, 'Style', 'text', ...
 'String', ...

```

```

    ['U=', num2str(U)], ...
    'HorizontalAlignment', 'Left', ...
    'Position', [5,170,70,20], ...
    'BackgroundColor', [0.8 0.8 0.8]);
tu1 = uicontrol(gcf, 'Style', 'text', ...
    'String', '0.0...150 (km/hr)', ...
    'Position', [5,150,70,20]);
tu2 = uicontrol(gcf, ...
    'Style', 'slider', ...
    'Min', 0.0, 'Max', 150, ...
    'Position', [5,130,70,20], ...
    'Value', U, ...
    'CallBack', ...
    ['cla;U=get(tu2,'Value');', ...
    'set(tu,'String',[ 'U=', num2str(U)]);']);

%===== Botón de iniciar
rk = uicontrol(gcf, 'Style', 'Push', ...
    'String', 'Iniciar', ...
    'Position', [5,90,70,20], ...
    'CallBack', ...
    'modsemp(tau,H,densidad,U,rmin,rmax)');

%===== Botón de salir
cerrar = uicontrol(gcf, 'Style', 'Push', ...
    'String', 'Cerrar', ...
    'Position', [5,60,70,20], ...
    'CallBack', ...
    'close');

```

El programa secundario **modsemp.m** se lista a continuación.

```

function modsemp(tau,H,densidad,U,rmin,rmax)

%Función que despliega Contornos en Coordenadas Polares y Cartesianas. Se
%define una malla en coordenadas polares y se convierten las coordenadas a
%coordenadas Cartesianas.
% th = ángulo medido en radianes
% r=radio definido entre un radio mínimo (rmin) y un radio máximo (rmax), en
%incrementos de 0.1.
% ranx, rany = rangos máximos en las direcciones XY, respectivamente.

[th,r] = meshgrid((0:5:360)*pi/180,rmin:.1:rmax);
[X,Y] = pol2cart(th,r);
ranx=max(max(max(X)),abs(min(min(X))));
rany=max(max(max(Y)),abs(min(min(Y))));

%Se genera la matrix T que corresponde al espesor de depósitos de ceniza,
%según el modelo semiempírico, Ec. (4.10).
% r se supone en km; alfa = parámetro determinado según la Ec. (4.7)
% U = velocidad del fluido (km/h); tau= duración de la columna estacionaria
%(en horas).
% Se definen dr y teta para usarlos en una forma más compacta para la función
%de espesor T.
% maxT = valor máximo del espesor, que obviamente se alcanza para valores
%pequeños de la distancia radial.

% cálculos de alfa y D, de acuerdo a las Ecs. (4.7) y (4.8).
alfa=2.5346-0.05*H
if (H<=15.528)
    D=-4.1931*H+114.3724;
elseif (15.528<=H)
    D=52.8460*H-771.3367;
end

dr=sqrt(X.^2+Y.^2);
teta=atan2(Y,X);
ctel=(1.4/98.1)*(((H^4)*((1/(2*D))^(2-alfa/2))*((tau)^(alfa/2))))/densidad;

```

```

error=(1/(2*D))^(2-alfa/2);
error2=(tau)^(alfa/2);
cte2=2.5346-0.05*alfa;
T = cte1*exp(-(U/(2*D))*dr.*(1-cos(teta))).*(dr.^(-cte2));
maxT=max(max(T));

%Los siguientes vectores definen posiciones (Xp,Yp) que simularian poblaciones
%específicas alrededor de la fuente eruptiva. Estos se deben editar para cada
%caso, como por ejemplo:

Xp = [-20 -20 40 45];
Yp = [-20 20 50 -40];

% Estos datos también se puede leer desde un archivo externo, por ejemplo de
%un archivo de Excel. Las siguientes instrucciones leen los valores Xp de la
%columna A del archivo de Excel datpob.xls, en el rango especificado; lo mismo
%se hace para los valores de la columna B que se almacenan como los valores
%Yp. El conjunto de puntos (Xp,Yp) se desplegarán en el segundo gráfico que
%corresponde a las curvas de nivel.
%Xp = xlsread('datpob.xls', 1, 'A1:A10');
%Yp = xlsread('datpob.xls', 1, 'B1:B10');

%Se generan dos figuras en la ventana principal de la interfaz gráfica. La 3D
%con la función meshc presenta la distribución de los espesores en el terreno
%definido por los valores ran x y rany. La bidimensional despliega las curvas
%de nivel con la función contour y se despliega a la derecha de la figura una
%barra de color indicativa %del espesor con la función colorbar.

subplot(211); meshc(X,Y,T);
axis([-ranx ranx -rany rany 0 maxT]);
view([-1,-.35,1]);
grid on;
xlabel('X (km)', 'FontSize',13);
ylabel('Y (km)', 'FontSize',13);
zlabel('T (cm)', 'FontSize',13);

subplot(212); contour(X,Y,T,250);
axis([-ranx ranx -rany rany]);
grid on;
hold on;
plot(Xp,Yp,'square','MarkerEdgeColor','k',...
      'MarkerFaceColor','g',...
      'MarkerSize',5);
xlabel('X (km)', 'FontSize',13);
ylabel('Y (km)', 'FontSize',13);
hcb = colorbar;
set(get(hcb,'Ylabel'),'String','T (cm)')

```

---

## BIBLIOGRAFÍA

1. M. A. O. González. *Modelo semiempírico de depósitos de caída en volcanes*. Tesis de Maestría. UNAM (2000).
2. P. M. G. Armienti and M. T. Pareschi. *A numerical model for simulation of tephra transport and deposition: application to may 18 1980, Mount St. Helens Eruption*. J. Geophys. Res. **93** B6, 6463-6476 (1988).
3. R. K. Sorem. *Volcanic ash cluster: tephra rafts and scavengers*. Jour. of Volcanology and Geothermal Res. **13**, 63-71 (1982).
4. S. Carey y R. S. J. Sparks. *Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns*. Bull. of Volcano **48**, 109-125 (1986).
5. R. Tilling y S. Punongbayan. *Apuntes para un curso breve sobre peligros volcánicos*. Publicado por la Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos (WOVO) y la Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra (LAVCEI), Santa Fe, Nuevo México, USA, 1-23 (1989).
6. A. L. Martin Del Pozzo et al. *La emisión de cenizas y variaciones geoquímicas durante diciembre-marzo en el volcán Popocatepetl*. En: volcán Popocatepetl (estudios realizados durante la crisis de 1994-1995), CENAPRED, Mexico, 285-286 (1995).
7. B. J. Knox and N. M. Short. *A diagnostic model using ashfall data to determine eruption characteristic and atmospheric conditions during a major volcanic event*. Bull. of Volcano **27**, 5-24 (1964).
8. M. Slaughter and M. Hamil. *Model for deposition of volcanic ash and resulting bentonite*. Geol. Soc. Am. Bull. **81**, 961-968 (1970).
9. S. N. Carey and H. Sigurdsson. *Influence of particle aggregation on deposition of tephra from the may 18, 1980 eruption of Mount St. Helens volcano*. J. Geophys. Res. **87**, 7061-7072 (1982).
10. A. T. Hopkins and C. J. Bridgman. *A volcanic ash transport model and analysis of mount St. Helens ashfall*. J. Geophys. Res. **90** D6, 10620-10630 (1985).
11. T. Suzuki. *A theoretical model for dispersion of tephra*. En: Arc volcanism: physics and tectonics. D. Shimozuru and I. Yokoyama (Eds.), 95-113 (1983).
12. I. S. Glaze and S. Self. *Ashfall dispersal for the 16 september 1986, eruption of Lascar, Chile, calculated by a turbulent diffusion model*. Geophys. Res. Lett. **18**, 1237-1240 (1991).

13. G. P. L. Walker. *Plinian eruptions and their products*. Bull. of Volcano **44**(2), 223-240 (1981).
14. D. M. Pyle. *The thickness, volumen and grain size of tephra fall deposits*. Bull. of Volcano **51**, 1-15 (1989).
15. J. Fierstein and M. Nathenson. *Another look at the calculation of fallout tephra volumens*. Bull. of Volcano **54**, 156-167 (1992).
16. R. S. J. Sparks et al. *Sedimentation from gravity current generated by turbulent plumes*. Sedimentology **38**, 839-856 (1991).
17. M. I. Bursik et al. *Sedimentation of tephra by volcanic plumes I: theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores)*. Bull volcano **54**, 329-314 (1992).
18. S. N. Carey and R. S. J. Sparks. *Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns*. Bull. of Volcano **48**, 109-125 (1986).
19. L. Wilson and G. P. L. Walker. *Explosive volcanic eruptions-VI. Eject and dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties*. Geophys. J. R. Astr. Soc. **89**, 657-679 (1987).
20. de La Cruz Reyna S. Comunicación personal. Mayo de 2012.
21. *Guía Básica para la Elaboración de Atlas Estatales y Municipales de Peligros y Riesgos*. Serie: Atlas Nacional de Riesgos. CENAPRED (2006). Disponible en (liga consultada el 13 de julio de 2012):  
[http://www.atlasmacionalderiesgos.gob.mx/index.php?option=com\\_docman&task=doc\\_download&gid=3&Itemid=215](http://www.atlasmacionalderiesgos.gob.mx/index.php?option=com_docman&task=doc_download&gid=3&Itemid=215)