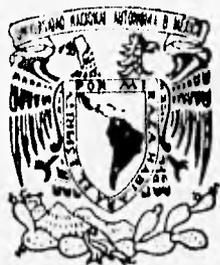


6
2ij



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

COMPORTAMIENTO DEL VIENTO EN LA
ATMOSFERA SUPERIOR DE LA PARTE CENTRAL DE
MEXICO Y SU APLICACION EN VULCANOLOGIA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A :

JOSE RAYMUNDO CORTES LUNA



MEXICO, D. F.

ABRIL 1996

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-022

SR. JOSE RAYMUNDO CORTES LUNA
Presente

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

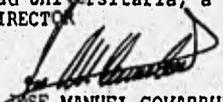
COMPORTAMIENTO DEL VIENTO EN LA ATMOSFERA SUPERIOR DE LA PARTE CENTRAL DE MEXICO Y SU APLICACION EN VULCANOLOGIA

- RESUMEN
- I OBJETIVOS
- II GENERALIDADES SOBRE METEOROLOGIA
- III ASPECTOS VULCANOLOGICOS GENERALES
- IV ANALISIS DEL COMPORTAMIENTO DEL VIENTO EN LA ATMOSFERA SUPERIOR EN EL CENTRO DE MEXICO
- V LOS VIENTOS DE LA ATMOSFERA SUPERIOR Y SU APLICACION EN VULCANOLOGIA
- VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
- BIBLIOGRAFIA
- APENDICE

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

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

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 7 de Marzo de 1995
EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS*EGLM*gtg

A MI MADRE:

Quién con su amor, ejemplo y
aliento, siempre me ha mostrado
que con perseverancia y esfuerzo
se realizan los anhelos.

A MI HERMANO JUAN Y A MIS TIOS TERE, PABLO, MAYO Y WENCES:

Por su amor y comprensión

A MI ABUELITA Ma. DE JESÚS (*in memoriam*)

A IBANIA, GUADALUPE, CIRO Y ARTURO: Con cariño y admiración

A MIS PROFESORES, COMPAÑEROS Y AMIGOS: Por su apoyo y amistad

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo no hubiera sido posible realizarse sin el apoyo recibido por parte del personal del Servicio Meteorológico Nacional, dirigido por el Ing. Guillermo E. Ortega Gil a quién extiendo mi agradecimiento, y particularmente a los señores: Guadalupe Rosales Huerta, Jesús y Elías Martínez Osuna y al Ing. Víctor Ramos; así como al M. en C. Ismael Pérez García y al Dr. Ernesto Jáuregui Ostos, investigadores del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM, por permitirme la utilización de su programa de computadora en la decodificación de la información recabada por las estaciones de radiosondeo, y por sus acertadas observaciones en la parte meteorológica (respectivamente); al Lic. Arturo Méndez, bibliotecario del Instituto de Geofísica de la UNAM, por su desinteresado apoyo, al Ing. Alfredo Victoria por su amistad, sus valiosos comentarios y observaciones respecto a esta tesis, y muy particularmente al Dr. Gerardo Carrasco por su amistad, confianza y apoyo incondicional. Y a todos mis familiares y amigos que de una manera directa o indirecta me estimularon para concluir esta etapa.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN

	PÁG.
CAPÍTULO I OBJETIVOS	1
I.1. INTRODUCCIÓN	2
I.2. OBJETIVOS	4
I.3. ANTECEDENTES	5
I.4. METODOLOGÍA	6
CAPÍTULO II GENERALIDADES SOBRE METEOROLOGÍA	10
II.1. INTRODUCCIÓN	
II.2. LA ATMÓSFERA	11
II.2.1. La dinámica atmosférica	13
II.2.2 La atmósfera superior	17
II.3. ESTRUCTURA VERTICAL DE LA ATMÓSFERA	23
a) Troposfera	23
b) Estratosfera	24
c) Mesosfera	24
d) Termosfera	24
II.4. LA CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA	25
II.4.1. La circulación general de la atmósfera y su Influencia en México	30
CAPÍTULO III ASPECTOS VULCANOLÓGICOS GENERALES	31
III.1. INTRODUCCIÓN	32
III.2. VULCANISMO Y TECTÓNICA DE PLACAS	32
a) Vulcanismo en los centros de expansión del piso oceánico	34
b) Vulcanismo en las zonas de subducción	35
c) Vulcanismo Intraplacas	38

III.3. TIPOS DE ERUPCIÓN	38
a) Hawaiana	39
b) Estrombolliana	40
c) Vulcaniana	40
d) Vesuviana	42
e) Peleana	42
f) Pliniana	42
g) Ultra Plinianas	42
h) Freáticas y Freatomagmáticas	43
III.4. TIPOS DE VOLCANES	43
a) Volcanes escudo	44
b) Conos de lava	44
c) Conos cineríticos	44
d) Estratovolcánes	45
e) Domos volcánicos	45
f) Calderas	47
g) Conos de explosión	47
III.5. VULCANISMO EXPLOSIVO	49
III.5.1. Formación de los productos piroclásticos	51
III.5.2. Peligros asociados al vulcanismo explosivo	54
III.5.2.1. Directos	54
a) Flujos piroclásticos	54
b) Surgencias	55
c) Gases volcánicos	55
d) Avalanchas de escombros	55
e) Material de caída	55
III.5.2.2. Indirectos	57
a) Lahares	57
III.5.3. Columnas eruptivas	57
III.5.4. El material de caída y su dispersión	59
a) Peligro y riesgo asociados al material de caída	60
b) Medidas Protectoras contra la lluvia de Cenizas	62

III.8. VULCANOLOGÍA Y CLIMA	63
-----------------------------	----

CAPÍTULO IV ANÁLISIS DEL COMPORTAMIENTO DEL VIENTO EN LA ATMÓSFERA SUPERIOR EN EL CENTRO DE MÉXICO 65

IV. EL VIENTO DE LA ATMÓSFERA SUPERIOR EN EL CENTRO DE MÉXICO	66
---	----

IV.1. El viento de la atmósfera superior en la Ciudad de México	66
---	----

IV.1.1. Variaciones espaciales	66
--------------------------------	----

a) Viento estratosférico	67
--------------------------	----

b) Viento troposférico	67
------------------------	----

IV.1.2. Variaciones temporales	72
--------------------------------	----

IV.1.3. Síntesis de las variaciones espacio-temporales	74
--	----

IV. 2. EL VIENTO DE LA ATMÓSFERA SUPERIOR EN VERACRUZ, VER.	75
---	----

IV.2.1. Variaciones espaciales	60
--------------------------------	----

a) Viento estratosférico	80
--------------------------	----

b) Viento troposférico	80
------------------------	----

IV.2.2. Variaciones temporales	82
--------------------------------	----

IV.2.3. Síntesis de las variaciones espacio-temporales	82
--	----

V. 3. EL VIENTO DE LA ATMÓSFERA SUPERIOR EN MANZANILLO, COL.	83
--	----

IV.3.1. Variaciones espaciales	83
--------------------------------	----

a) Viento estratosférico	83
--------------------------	----

b) Viento troposférico	84
------------------------	----

IV.3.2. Variaciones temporales	89
--------------------------------	----

IV.3.3. Síntesis de las variaciones espacio-temporales	92
--	----

IV.4. COMPARACIÓN DE LOS PATRONES DE FLUJO DEL VIENTO ENTRE LAS ESTACIONES DE RADIOSONDEO DE VERACRUZ, VER., DISTRITO FEDERAL Y MANZANILLO, COL.	92
--	----

IV. 5. ANÁLISIS DE VELOCIDAD DEL VIENTO	93
---	----

CAPÍTULO V LOS VIENTOS DE LA ATMÓSFERA SUPERIOR Y SU APLICACIÓN EN VULCANOLOGÍA 95

V.1. ACTIVIDAD FUTURA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL Y LA AFECTACIÓN SOBRE LAS POBLACIONES QUE SE ENCUENTRAN EN SUS ALREDEDORES.	98
---	----

CAPÍTULO VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	104
VI.1. CONCLUSIONES	105
VI.2. RECOMENDACIONES	107
BIBLIOGRAFÍA	110
APÉNDICE	118
GRÁFICAS	119
TABLAS	138
GLOSARIO	142

ÍNDICE DE FIGURAS

	PÁG.
Figura 1	7
Figura 2	14
Figura 3	14
Figura 4	16
Figura 5	16
Figura 6	18
Figura 7	18
Figura 8	20
Figura 9	20
Figura 10	20
Figura 11	22
Figura 12	22
Figura 13	22
Figura 14	27
Figura 15	27
Figura 16	33
Figura 17	33
Figura 18	35
Figura 19	35
Figura 20	37
Figura 21	41
Figura 22	41
Figura 23	46
Figura 24	48
Figura 25	55
Figura 26	68
Figura 27	71
Figura 28	76-79
Figura 29	81
Figura 30	85-88
Figura 31	90
Figura 32	99
Figura 33	101
Figura 34	103

..... "El tercer sol se dice Zulauktonatiuk (sol de lluvia). En él sucedió que llovió fuego sobre sus moradores, que por eso ardieron. Y dicen que en él llovieron piedrecuelas y que entonces se esparcieron las piedras que vemos; que hirvió el tepalcate y que entonces se enroscaron los peñascos que están enrojecidos..... "

La leyenda de los soles.

RESUMEN

La Faja Volcánica Trans-Mexicana es una provincia fisiográfica que comprende miles de volcanes, muchos de ellos han hecho erupción en tiempos históricos, y algunos lo han hecho durante el presente siglo. Volcanes como El Citlaltépetl, Popocatepetl y el Colima se encuentran activos, los cuales representan un gran riesgo potencial en el caso de que se reactiven.

El material de calda asociado a columnas eruptivas, es un grave peligro que debe ser evaluado, por lo que las áreas con mayor probabilidad de afectación por la dispersión de dicho material deben ser estimadas, a fin de evitar daños a la salud, contaminación de aguas, pérdida de vidas humanas y recursos materiales, así como daños a viviendas, vías de comunicación, líneas de transmisión y afectación al tráfico aéreo.

En este trabajo se realizó un tratamiento estadístico de los datos de viento de la atmósfera superior obtenidos en las estaciones de radiosondeo de Distrito Federal, Veracruz, Ver. y Manzanillo, Col., para el periodo 1990-1994 para el primer caso, y 1993 para los dos últimos, con los que se determinaron cambios estacionales en las direcciones en que sopla el viento para cada sitio, principalmente, los periodos en donde los vientos fluyen en direcciones diametralmente opuestas con respecto a la altura. Este conocimiento es muy relevante, ya que con ello se pudo determinar las posibles áreas de afectación por material de calda, que como se estableció en esta tesis, dependerán de la época del año en que ocurra la erupción, de la magnitud de la misma, y de la altura que alcanza la columna eruptiva asociada.

Así mismo, se realizaron estimaciones generales sobre el alcance que podrían tener partículas de diversos tamaños asociadas a algunos tipos de eventos eruptivos, lo que proporciona importantes elementos para ser considerados en la evaluación de este particular tipo de peligro volcánico el cual puede afectar a millones de personas que viven en los alrededores de los volcanes activos y en la parte central de México.

J RAYMUNDO CORTES LUNA

CAPITULO I

OBJETIVOS

I.1 INTRODUCCIÓN

Desde tiempos inmemoriales, el hombre se ha maravillado de los fenómenos naturales, tales como los huracanes, las tormentas eléctricas, o bien, la actividad sísmica y volcánica, etc.; sin embargo, aunque la actividad volcánica no es tan frecuente, es a la que más le teme, ya que su comportamiento es generalmente muy aleatorio e irregular, y por consiguiente poco predecible.

Los procesos volcánicos en el mundo son, y han sido muy importantes a través de la evolución geológica de la tierra, ya que además de haber contribuido a la formación de la atmósfera primitiva, participan en el equilibrio isostático terrestre y son generadores de zonas de interés económico, incluyendo a bancos de materiales, yacimientos minerales y geotérmicos, y contribuyen a la fertilización de los suelos.

La actividad volcánica explosiva produce una amplia gama de depósitos piroclásticos, dentro de los cuales se encuentran los originados por la caída de ceniza. Estos materiales son arrojados a través de una boca eruptiva hacia la atmósfera, y están acompañados por gases, vapor de agua y material fragmentado (que incluye tanto productos juveniles como pómez o fragmentos de un criptodomo como material procedente de rocas preexistentes). El material de caída ocurre de dos maneras diferentes entre sí; una de ellas es en forma de proyectiles balísticos, o bien, como una lluvia de cenizas después de haberse formado una nube y/o columna eruptiva.

La dispersión de la tefra producida en una erupción explosiva es controlada predominantemente por la altura que alcanza la pluma, los clastos extruidos son transportados en la columna y distribuidos por los vientos dominantes al momento de la erupción. La variación del tamaño de las partículas dentro del depósito puede reflejar tanto la escala de la erupción como la velocidad y dirección del viento en la atmósfera. Considerando estas características, la modelación de los patrones de caída asociados a los vientos locales es muy importante para la evaluación del peligro potencial de las áreas donde existe la posibilidad de una erupción explosiva que involucre material piroclástico de caída.

Los fragmentos piroclásticos consisten de partículas de roca, cristales libres y vidrio, lo que favorece su carácter abrasivo, y su capacidad para almacenar cargas electrostáticas, y/o cantidades pequeñas de agua, y/o corrosivos ácidos en forma de aerosol (Casadevall, 1993).

Actividad volcánica como la ocurrida recientemente por el volcán Popocatepetl en el periodo comprendido de diciembre de 1994 a la fecha, hacen recordar la necesidad de conocer mejor los parámetros que intervienen en la eyección de los productos volcánicos, la distribución que tendrán sobre la superficie terrestre, su posible influencia en la actividad y salud humana, así como en las obras hechas por el hombre, lo que hace que sea imprescindible conocer los patrones de viento dentro de las regiones volcánicas del país en donde existan antecedentes de actividad explosiva, ya que ello permitirá minimizar los posibles daños al determinar las áreas potencialmente afectables en diferentes periodos.

En la región de la Cuenca de México, particularmente en lo que se refiere al volcán Popocatepetl, sólo existía un mapa de peligros volcánicos (Robin, 1984),

el cual fue actualizado recientemente (Macías, et al, 1995) a raíz de su reactivación en diciembre de 1994. Sin embargo, en dichos mapas no se consideran las variaciones estacionales y altitudinales de los patrones de viento para la Cuenca de México, y los Valles de Puebla y Cuernavaca, cuyo conocimiento puede permitir establecer con mayor certeza las posibles áreas de afectación en el caso de una reactivación del vulcanismo. Este trabajo pretende cubrir esos importantes aspectos que se enmarcan dentro de los campos de la protección civil.

La interrelación de diversas áreas del conocimiento, permiten comprender mejor el comportamiento de los fenómenos naturales y su posible repercusión en la actividad humana; tal es el caso de la meteorología y las ciencias de la tierra, particularmente la vulcanología, que es el tema del presente trabajo.

1.2 OBJETIVOS

El objetivo principal de este trabajo, es la vincular el conocimiento meteorológico y vulcanológico en la evaluación de la distribución de las direcciones que siguen los vientos en la atmósfera superior en la región central de la República Mexicana, conocer sus patrones de circulación en tiempo y espacio, y hacer un análisis sobre los alcances que podrían tener los materiales de caída aérea al ser distribuidos por vientos locales, principalmente en el caso de que un volcán que se encuentre en la región antes citada reanudara su actividad eruptiva explosiva, como actualmente sucede con el Popocatepetl, o bien, si surgiera algún nuevo volcán.

Por otra parte, la necesidad de conocer las direcciones del viento antes de que ocurra una erupción volcánica es de vital importancia, ya que permitirá a las

autoridades gubernamentales y a organismos de protección civil, así como a los controladores de aviación, tomar las medidas precautorias que permitan minimizar los daños a la población y sus bienes, y evitar en la medida de lo posible, las afectaciones que pudieran sufrir las aeronaves que se encuentren en vuelo y que podrían navegar en o hacia la ruta que habrá de seguir la nube eruptiva.

I.3.- ANTECEDENTES

Sólo en algunos lugares como en Alaska, se realizan estimaciones de las condiciones meteorológicas aplicadas a la eventualidad de una actividad volcánica y la predicción del comportamiento que pudiera tener la nube eruptiva. En general, los estudios que se han hecho respecto a las relaciones que existen entre las diversas corrientes de viento y las nubes volcánicas eruptivas, se llevan a cabo posteriormente a la erupción que las produjo, lo que dificulta precisamente tomar las debidas precauciones, principalmente porque las nubes eruptivas se llegan a desplazar en los niveles superiores e inferiores de la troposfera y estratosfera, respectivamente, (los cuales son los niveles normales de circulación de las aeronaves comerciales) y éstas no son detectadas ni por los radares de las aeronaves ni por los de las estaciones terrenas.

La erupción del volcán Redoubt en Alaska, E.U.A. durante el periodo de diciembre de 1989 a abril de 1990, afectó las operaciones de navegación aérea en las cercanías de Anchorage, Alaska, dañando cinco aeronaves comerciales, cuyas reparaciones costaron más de 80 millones de dólares (Casadevall, 1991), al igual que el volcán Spurr, localizado a 125 km al oeste de Anchorage, cuyas erupciones del 27 de junio, 18 de agosto y 17 de septiembre de 1992, ocasionaron la erogación de \$653,000.00 dólares para limpiar las instalaciones

de los aeropuertos de Anchorage, Elmendorf y Merrill Field (Casadevall, 1993 *op cit*).

Carey y Sigurdsson en 1986, analizaron la dispersión de tefra en el volcán El Chichón para la erupción de abril-mayo de 1982, el cual fue posterior a la erupción por lo que no se había previsto el posible comportamiento del viento, y principalmente la posible distribución de tefra; dicho trabajo es el antecedente más directo del presente estudio.

I.4.- METODOLOGÍA

El presente trabajo se apoya en la recopilación de los datos de viento tomados en las estaciones de radiosondeo del Distrito Federal ($19^{\circ} 26'$ de latitud N y $99^{\circ} 05'$ de longitud W), Veracruz, Ver. ($19^{\circ} 09'$ de latitud N y $96^{\circ} 07'$ de longitud W) y Manzanillo, Col. ($19^{\circ} 03'$ de latitud N y $104^{\circ} 20'$ de longitud W; fig. 1), las cuales pertenecen a la red de radiosondeo del Servicio Meteorológico Nacional (S.M.N.), dependiente de la Comisión Nacional del Agua. Dicha información fue proporcionada por la mencionada institución a través de los llamados *mensajes temp* y de archivos AST, ambos tipos se encuentran en código ASCII. Los primeros están en forma codificada y abarcan de febrero de 1990 a marzo de 1993 para la estación del Distrito Federal, y de enero a febrero de 1993 para la estación de Veracruz, Ver.; en tanto que los segundos están decodificados, cubren el periodo restante de 1993 (abril-diciembre) y 1994 para el D. F.; todo 1993 de la estación de Manzanillo y de abril a diciembre de 1993 para la estación de Veracruz, Ver..

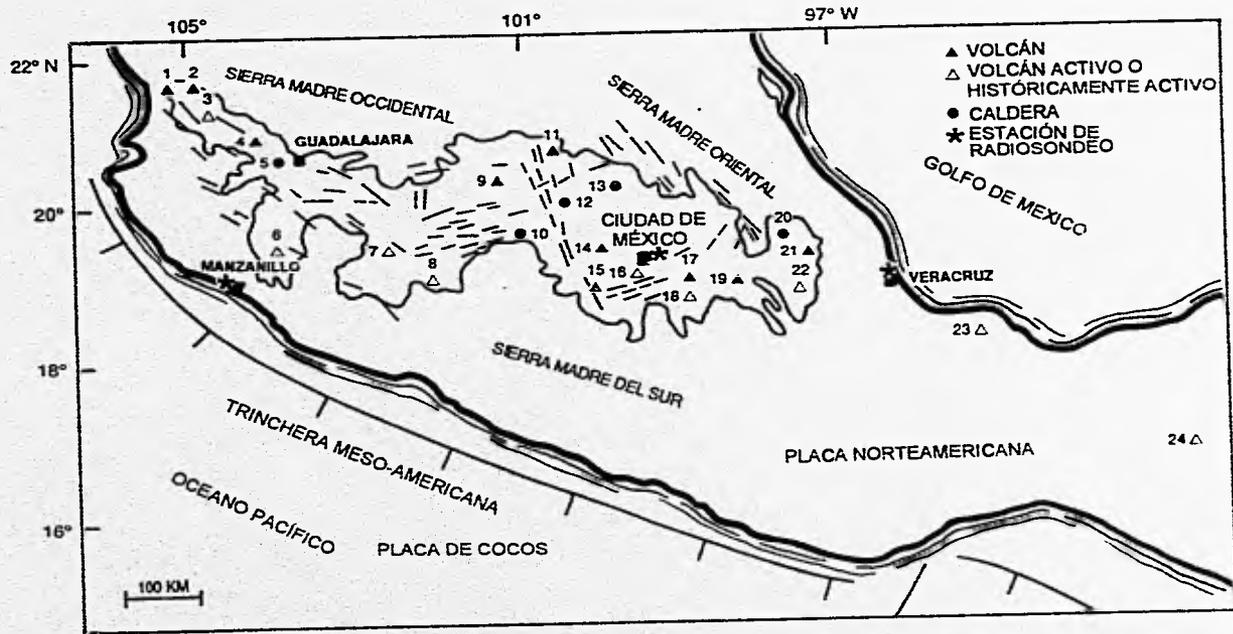


Fig. 1. Plano de localización de las estaciones de radiosondeo localizadas en Veracruz, Ver., Distrito Federal y Manzanillo, Col., y los principales volcanes del centro de México. 1) Sn Juan, 2) Sangangüey, 3) Cerro Gordo, 4) Tequila, 5) La Primavera, 6) V. Colima, 7) Parícutin, 8) Jorullo, 9) Cerro Grande, 10) Los Azufres, 11) El Zomorano, 12) Amealco, 13) Huichapan, 14) Jocotitlán, 15) Nevado de Toluca, 16) Xitle, 17) Iztaccíhuatl, 18) Popocatepetl, 19) La Malinche, 20) Los Hornos, 21) Cofre de Perote, 22) Citlaltépetl, 23) Sn. Martín, 24) El Chichón (Modificado de Carrasco-Nuñez, 1996, en prensa).

Parte de la información codificada fue procesada utilizando un programa de cómputo escrito en lenguaje fortran por el M. en C. Ismael Pérez García, investigador del Instituto de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM, con lo cual fue posible realizar la decodificación de la mayor parte de los datos, ya que algunos archivos fueron decodificados manualmente, utilizando un manual de decodificación elaborado por personal del Servicio Meteorológico Nacional.

Después de haber decodificado toda la información que así lo requería, ésta se ordenó sistemáticamente para poder realizar un análisis de las direcciones del viento de niveles troposféricos (500, 250 y 100 milibars) y estratosféricos (50, 30 y 20 milibars) representativos de la atmósfera superior, dado que reflejan las condiciones reales de circulación para la región arriba señalada, ya que no tienen influencia topográfica alguna, o bien, ésta es mínima.

El análisis de los vientos se inició a partir del nivel de 500 mb (5850 m.s.n.m. aprox.), dado que no se tiene la influencia de la topografía y el efecto de las denominadas *ondas de montaña* es mínimo. En relación a los niveles troposféricos que no se incluyeron, esto se debió a que no presentaron cambios sustanciales en las direcciones del viento en relación con los que sí se analizaron.

El análisis direccional se hizo a partir de la utilización del paquete *splof* para el caso de las direcciones, el cual es normalmente utilizado en Geología Estructural.

Es necesario resaltar que los mensajes temp indican la velocidad del viento en nudos, redondean en cero y en cinco los valores de las direcciones en que sopla el viento, y que los valores son reportados en nudos (1.85 Km/h), por lo que la estadística no es del todo completa, debido al redondeo de los valores, lo cual no sucede con los archivos AST, en los cuales la velocidad del viento se da en metros/segundo, contemplan todo rango de valores y no sólo múltiplos de cinco.

Las gráficas descritas en el capítulo IV, se analizaron y describieron para posteriormente comparar el comportamiento direccional del viento entre las tres estaciones y tener una mejor idea acerca del flujo de aire atmosférico. Por otra parte, se utilizó la información de la estación del D. F. de 1993 para establecer los perfiles de viento mensuales, ya que con los niveles analizados, éstos son incompletos, al no abarcar una mayor cantidad de niveles (alturas)

Finalmente, se aplicó el resumen direccional del viento para la Cuenca de México, en donde las variaciones espacio-temporales permitirán estimar las áreas de mayor posibilidad de afectación por lluvia de ceniza en los alrededores del volcán Popocatepetl, principalmente para partículas de tefra de 8, 16, 32 y 64 mm, para lo cual se emplearon los modelos de dispersión de Fisher (1964), Fisher y Smincke (1984) y Carey y Sparks (1986).

CAPITULO II

GENERALIDADES SOBRE METEOROLOGÍA

II.1 INTRODUCCIÓN

Las ciencias de la atmósfera se encargan de estudiar la estructura y dinámica de la atmósfera terrestre y se dividen en tres áreas: Meteorología (ciencia que estudia los cambios en la atmósfera y los fenómenos que ahí se desarrollan), Climatología (ciencia que concentra en una descripción estadística, al conjunto de caracteres atmosféricos que distinguen a una región geográfica determinada, lo cual está en función de períodos que varían desde unos cuantos meses hasta millones de años) y Aerología (ciencia que estudia todo lo concerniente a las regiones localizadas por encima de la estratosfera baja). Los avances tecnológicos han permitido que las disciplinas antes mencionadas amplíen su campo de investigación y conocimiento, lo cual redundará directamente en una mayor comprensión, y mejor descripción de los fenómenos atmosféricos.

Es importante señalar que aún cuando en un determinado momento se suceden cambios repentinos en las condiciones del tiempo, los cambios climáticos ocurren muy lentamente y durante un período que comprende muchos años.

II.2. LA ATMÓSFERA

Aunque delgada, la atmósfera protege constantemente a la superficie terrestre y a sus habitantes, tanto de las peligrosas radiaciones solares como de la caída de material interplanetario, gran parte del cual al entrar en contacto con ésta, y debido a la fricción que ocurre durante la colisión, se calienta y vaporiza

fraccionándose o desintegrándose, con lo que sólo una mínima parte de dicho material llega a tocar la superficie terrestre.

Una gran variedad de evidencias astronómicas sugieren que la Tierra y su atmósfera inicial fueron formadas a partir de polvo estelar y remanentes de estrellas que explotaron, por lo que se cree se desarrollaron hace 4.6 mil millones de años (Ahréns, 1985.).

Aunque es posible dar una explicación satisfactoria que coincide con los hechos conocidos, es difícil determinar con exactitud cómo y cuándo la atmósfera terrestre empezó a desarrollarse. Al parecer, la atmósfera que envolvió a la tierra por cientos de millones de años y que estaba compuesta principalmente de hidrógeno y helio, posteriormente se transformó en una capa rica en nitrógeno y oxígeno como se encuentra actualmente.

El material planetesimal original que se aglomeró para formar a la Tierra, pudo no haber tenido atmósfera, ya que era tan pequeño, que es difícil pensar como podría haber capturado gases gravitacionalmente, por lo que la desgasificación como parte del proceso de diferenciación, se considera ser de tipo primario, ya que la liberación de gases desde el interior de la tierra está asociada al calor interno y a las reacciones químicas que ahí se suceden.

Con la energía aportada por el Sol, el vapor de agua existente en la parte superior de la atmósfera pudo haber separado al hidrógeno del oxígeno, aunque éste último quizás no permaneció libre por mucho tiempo, y se combinó rápidamente con gases como el metano, monóxido de carbono o material cortical, con los cuales pudo formar agua, dióxido de carbono u óxidos, según haya sido el caso, respectivamente.

La producción de grandes cantidades de oxígeno libre y su permanencia en la atmósfera, probablemente se llevó a cabo a partir de que la vida inicia su desarrollo, y hasta llegar a la complejidad de las algas verdes. Como todas las formas desarrolladas de plantas verdes, éstas algas convierten la luz solar en materia orgánica y oxígeno a partir de la fotosíntesis, utilizando dióxido de carbono y agua. Por lo que el oxígeno inició su acumulación en la atmósfera hasta que su producción excedió la pérdida de éste por combinación química con otros gases y metales.

A partir de la composición química de las lavas y gases asociados a los modernos volcanes, se puede suponer que los gases volcánicos existentes en el asado consistían principalmente de vapor de agua, monóxido y dióxido de carbono, hidrógeno, cloruros, sulfuros y nitrógeno (Press y Siever, 1982), por lo que hasta la fecha, se considera que éstos tuvieron y tienen gran influencia en la formación de la atmósfera primaria y en los procesos meteorológicos actuales.

II.1.1. LA DINÁMICA ATMOSFÉRICA

La dinámica atmosférica se genera con la llegada a la Tierra de la energía proveniente del Sol, la cual lo hace en forma de radiación (o energía radiante), la cual es constituida por una variedad de ondas electromagnéticas que tienen una determinada longitud de onda, del 100 % de dicha radiación, el 9% corresponde a radiación ultravioleta, 45% se encuentra dentro del espectro visible, y el 46% restante es radiación infrarroja, lo que permite clasificarla como *radiación de onda corta* (SAHR, 1978; fig. 2).

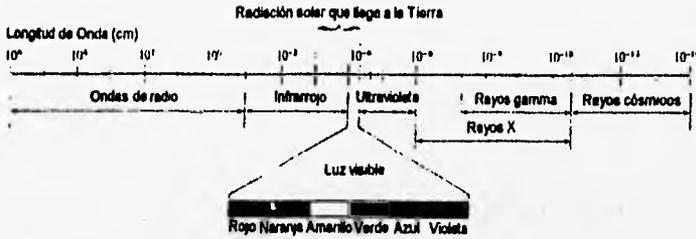


Fig. 2. Dentro del espectro de radiación solar que llega a la tierra, la luz visible ocupa tan sólo un pequeño intervalo, y dado que su longitud de onda es muy pequeña, ésta se conoce como *radiación de onda corta* (Modificado de Weisberg, 1976).

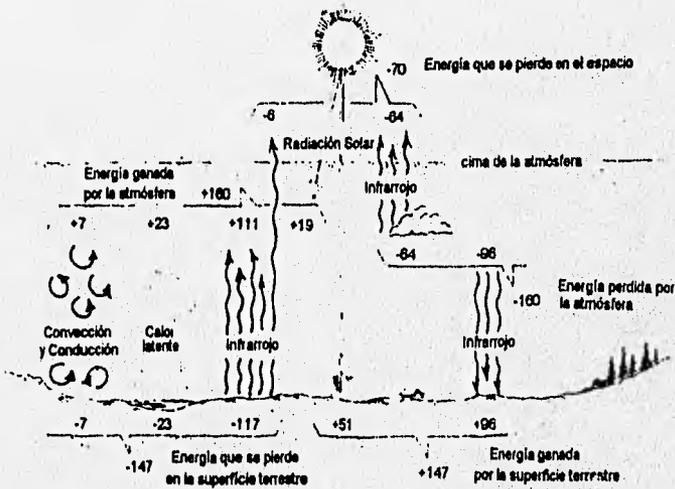


Fig. 3. A partir de observaciones superficiales y de satélite se ha podido estimar que la Tierra y su atmósfera mantienen un balance termodinámico (los números representan aproximaciones; Modificado de Ahrens, 1985).

Del total de la radiación solar de onda corta, sólo el 51% es absorbida por la superficie terrestre, ya que gran parte de ella es absorbida por la atmósfera o reflejado y/o difundido por ésta y por la propia superficie. Esto se explica por el hecho de que las nubes reflejan en sus cimas parte de la radiación, la cual es

devuelta al espacio; el ozono atmosférico absorbe la mayor parte de radiación ultravioleta, y el vapor de agua lo hace con cantidades importantes de radiación visible (fig. 4)

Las mediciones realizadas hasta la fecha en la atmósfera y la superficie terrestres, permiten estimar que la cantidad de calor que fluye del Ecuador hacia los polos, alcanza un máximo hacia los 35 grados de latitud y a partir de ahí empieza a disminuir (Jáuregui-Ostos, 1969). Lo anterior nos permite indicar que la Tierra (atmósfera y superficie conjuntamente) envía al espacio la misma cantidad de energía que recibe, con lo que se mantiene un equilibrio respecto a su temperatura global, por lo que las zonas polares y las ecuatoriales se mantienen térmicamente estables, y la temperatura en cualquier punto del planeta se mantiene relativamente uniforme, manteniéndose un equilibrio térmico, cumpliendo con lo establecido por la primera ley de la termodinámica (fig. 3).

El movimiento del aire es el resultado directo del efecto que causa la energía proveniente del Sol y a la inclinación del eje de rotación de la Tierra, lo que genera una distribución irregular del calor sobre la superficie terrestre, produciendo con ello diferencias de presión. Cuando ésta energía entra en contacto con la atmósfera terrestre, parte de ella es absorbida de manera diferencial por las diferentes sustancias y elementos contenidos en las capas altas (fig. 4 y 5), y sólo el 51% del total es absorbido por la superficie (fig. 6), lo

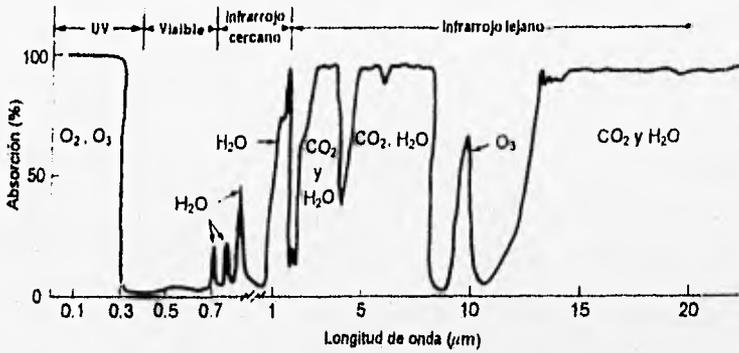


Fig. 4. Capacidad de absorción de radiación de algunos gases atmosféricos (Modificado de Ahrens, 1985).

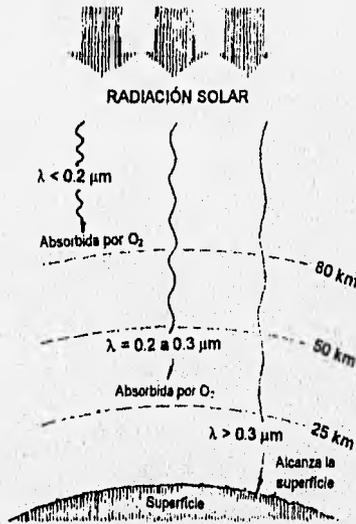


Fig. 5. La radiación solar va siendo absorbida al ir recorriendo las diferentes capas atmosféricas por los gases contenidos en éstas, por lo que sólo longitudes de onda $> 0.3 \mu\text{m}$ llega a alcanzar la superficie (Modificado de Ahrens, 1985).

que permite que el suelo se caliente por *radiación*, éste a su vez hace lo propio por *conducción* con las moléculas de aire que están en contacto con él, las cuales ganan energía, y por ser más ligeras que otras, se elevan a una corta distancia (alrededor de 10^{-7} m, debido principalmente a la alta densidad del aire a este nivel); durante su ascenso, chocan con otras moléculas a las cuales les transmiten parte de su energía, produciéndose de esta manera la temperatura promedio del aire (Ahrens, *op cit*).

Conforme transcurre el tiempo, tanto la superficie del suelo como el aire se calientan, y este último se hace cada vez más ligero que el aire que se encuentra por encima del mismo; por su menor densidad, el aire caliente asciende y el aire pesado y frío baja, generando así una celda convectiva que transporta y distribuye calor por *convección* hacia las capas altas de la atmósfera, donde el aire caliente se expande y enfría; y en el caso de que sea suficientemente húmedo, éste se condensa para formar nubes, asociándose de esta manera a la presencia de *calor latente* (fig. 7).

II.1.2. LA ATMÓSFERA SUPERIOR

En Meteorología se utilizan cartas que permiten conocer las condiciones atmosféricas imperantes para un momento determinado (como si fuese una fotografía instantánea de las condiciones atmosféricas). Estas cartas se elaboran uniendo puntos de igual presión que generalmente se encuentran a diferentes alturas, y que son medidos en milibares, definiendo curvas denominadas *isobaras*, en el presente trabajo se utilizar milibares en lugar de metros en la delimitación de los diferentes niveles atmosféricos, sin embargo, se insertan los

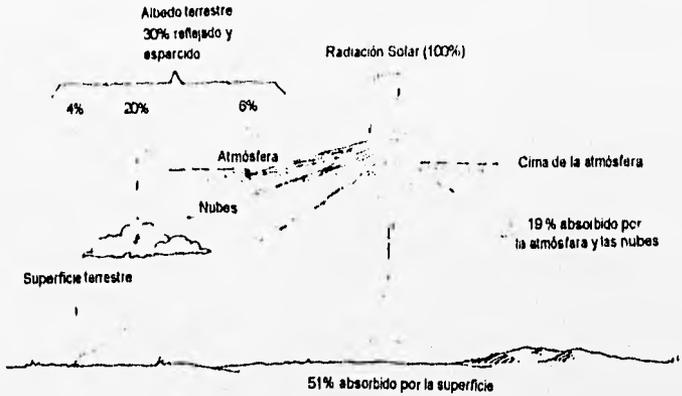


Fig. 6. Del total de la radiación solar, 19% es absorbido por la atmósfera y las nubes, 30% es reflejado hacia el espacio y el 51% restante es absorbido por la superficie, (Modificado de Ahrens, 1985).

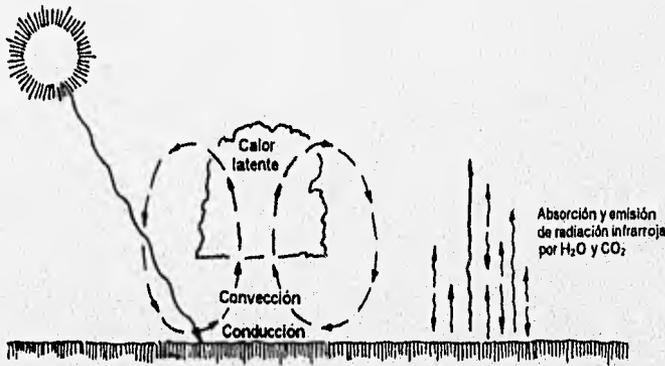


Fig. 7. Al incidir los rayos solares en el suelo, éste calienta al aire que se encuentra por encima del mismo; así, este último es calentado por conducción, convección y radiación. En la atmósfera superior se tiene un mayor calentamiento debido a la presencia del calor latente, el cual se genera principalmente durante la condensación del agua (Modificado de Ahrens, 1985).

valores de altura media sobre el nivel del mar para cada uno de los niveles antes mencionados.

Al igual que las cartas topográficas, en donde la configuración de las curvas de nivel denotan las características del terreno (cordilleras, montañas, hondonadas, etc.), las meteorológicas definen *anticiclones* y *depresiones* (o *borrascas*). Los primeros se caracterizan porque en su parte central se encuentra una región de alta presión rodeada de otras de menor presión y están asociados a aire cálido, despiden aire y además tienen un movimiento horario (fig. 8a). En las segundas en cambio ocurre lo contrario, es decir, hacia el centro existe una zona de baja presión rodeada de otras de mayor valor que se asocian a aire frío, absorben aire y su movimiento es anti-horario (fig. 8b).

Aunque no siempre sucede así, las depresiones suelen ir asociadas con lo que generalmente conocemos como mal tiempo, en tanto que los anticiclones lo hacen con el buen tiempo; sin embargo, hay ocasiones en que existe mal o buen tiempo sin que existan depresiones o anticiclones (respectivamente); en cambio, la coexistencia de ambas situaciones meteorológicas influye grandemente en el comportamiento del viento, ya que éste siempre soplará de los centros de alta a los de baja presión, tal como lo haría el agua depositada en un tanque que estuviera conectado a otro que tiene las mismas dimensiones pero con un menor contenido del líquido (fig. 9), denotando con ello la existencia de una diferencia de presión (*gradiente de presión*), que de igual manera existe entre los centros de alta y baja presión que constituyen los anticiclones y las depresiones atmosféricas. Por otra parte, una delgada pero alta columna de aire cálido ejerce la misma presión que una corta y amplia columna de aire frío, por lo que entre las cimas de ambas, la diferencia de presión puede ser nula (fig. 10), en donde la relación para obtener el mencionado gradiente es:

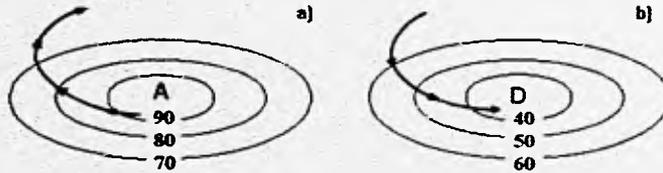


Fig. 8. En los centros de alta presión (a) el aire es despedido a partir del centro; en los de baja presión (b) en cambio el aire se dirige hacia éste.

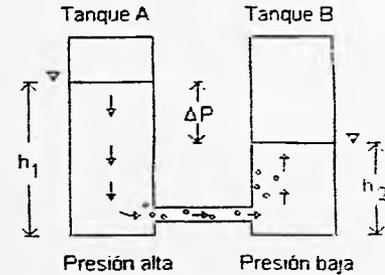


Fig. 9. El aire sopla de los centros de alta hacia los de baja presión, tal como lo hace el líquido contenido en el tanque A que se desplaza hacia el tanque B, ya que al tener A un mayor tirante que en B, la mayor presión del primero, hace que el líquido contenido en el segundo, sea desplazado hacia arriba hasta que se igualan ambas presiones

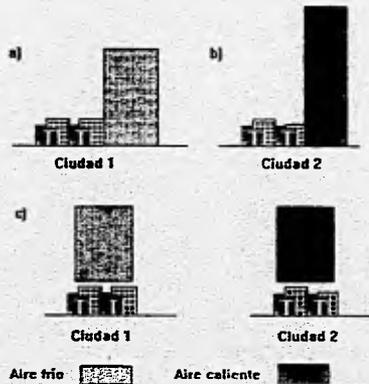


Fig. 10. Una amplia pero corta columna de aire frío (a) al igual que una delgada pero alta columna de aire caliente (b), ejercen la misma presión (c). Aunque no siempre sucede, el mal tiempo se asocia a centros de baja presión; y el buen tiempo a los de presión alta (Modificado de Ahrens, 1985).

Gradiente de Presión = Diferencia de Presión / Distancia

Otro factor más que afecta el comportamiento del viento, es la llamada *fuerza de Coriolis*. Esta es una fuerza que afecta la trayectoria de objetos en movimiento en un sistema en rotación. Sobre la superficie terrestre, dicha fuerza desviadora resulta de la rotación de la tierra y origina que las partículas en movimiento (incluyendo al viento) se desvíen a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur, variando respecto a la velocidad y la latitud del objeto en movimiento (fig. 11). Para el caso de los anticiclones, el viento que despiende seguiría una trayectoria recta hasta la depresión, siempre y cuando la tierra no girase, lo cual le permitiría atravesar a las isobaras; sin embargo, la rotación de la tierra ocasiona que en la medida que el aire se pone en movimiento, éste empieza a ser desviado de su trayectoria original, describiendo una amplia curva en espiral que contornea al anticiclón en la misma dirección de giro de éste último (fig. 12).

La última fuerza que ejerce un importante efecto en el movimiento del aire, es la que está asociada a la fricción con la superficie terrestre, en donde la fricción empieza a disminuir la velocidad del viento, y cuyo efecto tiende a disminuir inversamente con la altura; de continuar dicho proceso, el viento fluirá cada vez con mayor ángulo de oblicuidad a través de las isobaras en la dirección del gradiente de presión, en donde dicha oblicuidad se incrementa proporcionalmente con el arrastre friccional asociado a la superficie, y que en promedio varía de 10-20° en la superficie del mar, y de 25-35° en tierra firme, dando como resultado que el viento se desplace espiralmente con la altura, configurando así a la denominada *espiral de Ekman* (Graham, 1987; fig. 13). Sin embargo, esto solo ocurre en los niveles bajos de la troposfera, ya que en los niveles superiores de la misma, el efecto se debe al cizallamiento del viento, el

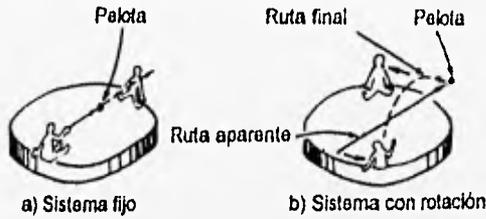


Fig. 11. La fuerza de Coriolis ocasiona que un objeto sufra una desviación al ser lanzado dentro de un marco de referencia en movimiento (b); lo cual no ocurre si el sistema permanece fijo (a) (Modificado de Ahrens, 1985).

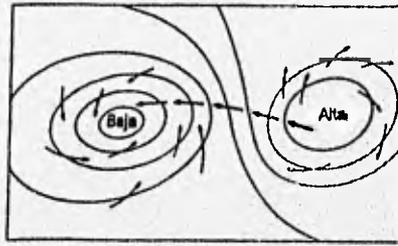


Fig. 12. El viento es el resultado del gradiente de presión atmosférico, y éste siempre soplará de los centros de alta a los de baja presión, y su velocidad estará en función de la diferencia de presión existente entre ambos centros (Modificado de Welsberg, 1976).

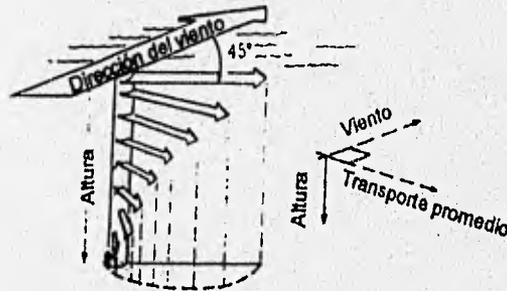


Fig. 13. La espiral de Ekman se forma principalmente por la fricción entre las diferentes capas de aire, y al gradiente de presión existentes entre las mismas (Modificado de Ahrens, 1985).

cual se debe a diferencias de velocidades entre las masas de aire que se encuentran en los diferentes niveles atmosféricos.

II.2. ESTRUCTURA VERTICAL DE LA ATMÓSFERA

La distribución vertical de la temperatura media en la atmósfera terrestre puede ser explicada cualitativamente por la influencia de la energía solar y la convección térmica, ya que la mayor parte de la radiación que alcanza la superficie lo hace sin ser absorbida, permitiendo que los niveles troposféricos inferiores que se encuentran en contacto con las superficies calientes de absorción sean más calientes que los niveles superiores, y que las corrientes convectivas transporten el aire caliente hacia niveles atmosféricos superiores hasta algún nivel máximo de la misma (la tropopausa), y que en la estratosfera, el incremento de la temperatura se vea favorecido por la intensa absorción de radiación ultravioleta que realizan las moléculas de ozono.

En base a lo anterior, los meteorólogos han subdividido a la atmósfera en cuatro capas o regiones principales (fig. 14), las cuales se describen a continuación:

a) **Troposfera.**- Es la región atmosférica que se encuentra en contacto con la superficie de la tierra; se caracteriza porque en ella existe un marcado descenso de la temperatura con respecto a la altura, siendo en la primera mitad de 6-7 °C por kilómetro y en la parte complementaria de 7-8 °C. En esta zona se desarrollan la mayoría de las nubes y de los fenómenos meteorológicos, y su espesor varía de 5-17 km en el ecuador, hasta 6-8 km en los polos.

El límite superior de la Troposfera es la *Tropopausa*, la cual se caracteriza por marcar el inicio del incremento de la temperatura con respecto a la altura, ser una franja discontinua cuya altitud respecto a la superficie de la tierra está en función de la época del año. En la Ciudad de México, esta capa se localiza por encima del nivel en donde se encuentran los 100 mb, es decir, alrededor de los 16,500 m.s.n.m., como fue posible detectarlo al realizar el presente estudio, confirmando así lo reportado por Ramírez-Santillán en 1990.

b) **Estratosfera.**- En esta la temperatura se eleva con respecto a la altitud desde aproximadamente 16 km, hasta una altura aproximada de 50 km (este límite está dado por la temperatura máxima alcanzada). Las temperaturas en las capas altas de la estratosfera son similares a las de la superficie de la tierra, y esto se debe a 1) la menor densidad atmosférica, donde la transferencia de radiación solar se hace sobre un número relativamente pequeño de moléculas, lo que les permite incrementar su energía cinética y elevar así la temperatura del aire, y 2) el ozono absorbe las radiaciones ultravioleta provenientes del sol.

c) **Mesosfera.**- Es la región de la atmósfera superior localizada entre los 50 y los 80 km sobre la superficie de la tierra, su base se localiza en el límite superior de la estratosfera (estratopausa), y su cima la define la altitud en donde se registra la menor temperatura. En esta capa las cantidades de O₂, N y CO₂ son las mismas que en la troposfera, diferenciándose tan solo porque ésta presenta un menor porcentaje de ozono y una mayor cantidad de vapor de agua.

d) **Termosfera.**- En esta capa (separada de la mesosfera por la mesopausa) la temperatura se incrementa con la altura, alcanzando incluso los 1000 °C a una altura de 400-450 km.

Algunos investigadores han incrementado a cinco el número de capas que constituyen la atmósfera, la cual es denominada como *Exosfera*. Esta se localizaría a partir del límite superior de la termosfera (altitud en donde cesa el incremento de la temperatura), y en ella la densidad de la atmósfera es tan baja que las colisiones moleculares rara vez ocurren, por lo que el concepto de temperatura pierde su significado. En esta capa, átomos como los del hidrógeno y el helio adquieren suficiente velocidad como para escapar de la atracción gravitatoria de la tierra.

La mayoría de la atmósfera está constituida por átomos y moléculas neutras, pero a grandes alturas, cantidades significativas de éstas son eléctricamente cargadas debido a la fotoionización inducida por el viento solar, por lo que recibe el nombre de *Ionosfera*. Esta zona se encuentra en la cercanía de la cima de la estratosfera y se extiende por toda la mesosfera y la termosfera, pero es muy diferente en alturas de aproximadamente 80 km.

Otra región atmosférica identificada por parámetros diferentes de la temperatura es la *Magnetosfera*. Esta es una vasta región en la cual las partículas cargadas se mueven a lo largo de las líneas de flujo del campo magnético terrestre (Britannia Enciclopedia, 1991).

II.3 LA CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA

Para poder determinar la dirección en que el viento se desplaza, es necesario determinar y examinar las fuerzas que intervienen en los desplazamientos horizontales del aire.

La circulación general de la atmósfera es el promedio del flujo de aire con respecto al tiempo, y sobre todo el globo terrestre; éste es determinado en base a observaciones de viento sobre grandes periodos (generalmente 20 años o más), a fin de aislar las variaciones estacionales de la circulación general inducidas por la traslación de la tierra en torno al sol.

Dicho promedio, algunas veces se obtiene separadamente de cada estación del año, sin embargo, éste siempre tiende a eliminar de las condiciones atmosféricas globales a las pequeñas circulaciones, siendo éstas últimas las responsables de variaciones pasajeras de período corto.

Inicialmente, se trató de explicar la circulación general de la atmósfera a través de una celda (celda de Hadley), la cual se generaba en el Ecuador y se desplazaba hacia el Polo a través de los niveles atmosféricos altos; sin embargo, se pudo demostrar que esto era prácticamente imposible, ya que termodinámicamente no se ajustaban los datos observados con lo que proponía dicho modelo, por lo que se amplió a tres el número de celdas, y de esta manera se explicó convenientemente el modelo de circulación global de la atmósfera terrestre (fig. 15). Una serie de celdas envuelven la atmósfera conforme ésta se mueve de una región a otra, y cada celda posee características propias, como vientos dominantes y patrones de presión; dichas celdas son más uniformes sobre los océanos que sobre las partes continentales, por lo que las diferencias existentes entre ambas provoca diferentes efectos sobre cada superficie, principalmente en respuesta a la absorción de calor, lo que revela que una mayor cantidad de irregularidades ocurre sobre las partes continentales que sobre las oceánicas, por lo que las diferencias en las proporciones de océano/continente para cada hemisferio, origina sistemas de presión diferentes para el hemisferio norte que para el hemisferio sur (Weisberg, *op cit.*).

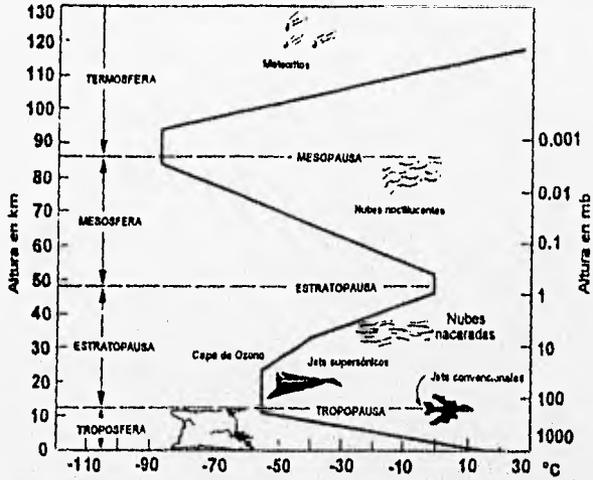


Fig. 14. Estructura vertical de la atmósfera. (Modificado de Ahrens, 1985).

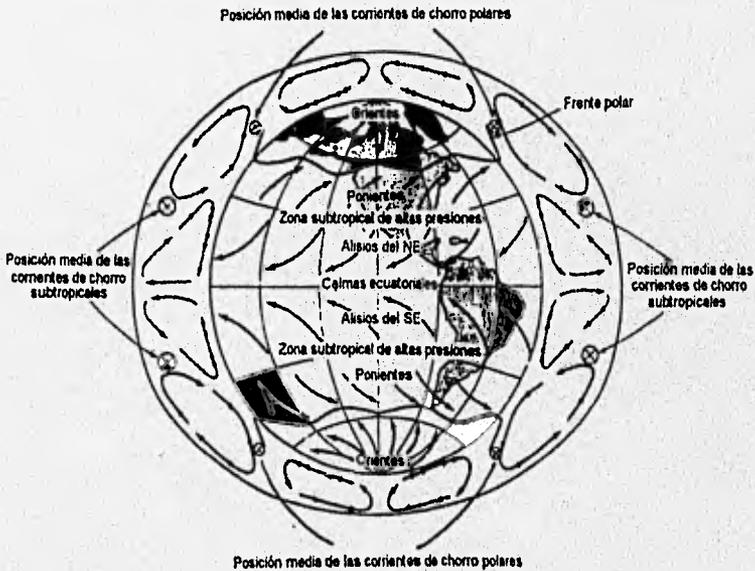


Fig. 15. Esquema de la circulación general de la atmósfera (las flechas con doble cabeza indican vientos del E). (Modificado de Miller, 1985).

El cuadro de la circulación general del viento puede ser simplificado a partir de los promedios de los vientos observados a lo largo de cada latitud, eliminando así las variaciones longitudinales. En la figura 15 se tiene la representación geométrica del modelo de circulación general, el cual fue obtenido a partir de las observaciones y mediciones hechas por los meteorólogos, en donde el flujo superficial se muestra en el centro del diagrama y la red de circulación meridional aérea y superficial se representa en la periferia.

La regiones ecuatorial recibe una mayor cantidad de calor que las otras partes del mundo, por lo que en dicha zona el aire que se encuentra en contacto con el suelo se calienta se hace más ligero, y asciende mediante procesos termogravitacionales. Como dicho fenómeno se repite continuamente, y el aire ascendente no puede acumularse indefinidamente, éste fluye hacia los polos a través de los niveles altos de la atmósfera; a medida que se desplaza, sufre la influencia de la fuerza de Coriolis, por lo que su trayectoria que originalmente era de sur a norte, (para el caso del Hemisferio Norte), se torna a una dirección sudoeste (siempre se considera la dirección de donde proviene el viento y no hacia donde se dirige); además, la desviación llega a ser tal, que a los 30 grados de latitud el aire es de dirección oeste, resultando los denominados *ponientes dominantes* (a estas latitudes se les conoce como zona subtropical de altas presiones (o latitudes de caballo). Simultáneamente, durante su trayectoria hacia el norte, el aire ecuatorial va perdiendo calor, su densidad se incrementa y desciende con poca nubosidad y/o precipitación hasta llegar al suelo, para después regresar nuevamente al Ecuador (es en estas regiones en donde se localizan las zonas desérticas más grandes del mundo). Sin embargo, ésta última trayectoria no es norte-sur, sino que la intervención de la fuerza de Coriolis hace que el flujo de aire siga una dirección noroeste (para el caso

concreto del Hemisferio Norte), configurando de esta manera a los *vientos alisios*.

Dentro de las regiones ecuatoriales se encuentran las denominadas *depresiones ecuatoriales* o zonas intertropicales de convergencia, la cuales se caracterizan por ser un cinturón horizontal con gradiente de presión débil, y consecuentemente están asociadas con vientos ligeros y variables.

Cuando el aire caliente, en su movimiento hacia el polo alcanza los 40-60° de latitud, este se encuentra un flujo frío proveniente del polo, lo cual ocasiona la formación entre las dos masas de aire, un límite conocido como *frente polar*. Aquí, gran parte del ligero aire cálido de la zona subtropical de altas presiones, es forzado a elevarse sobre el frío y denso aire polar a través de niveles atmosféricos altos, en tanto que una porción del mismo regresa hacia el ecuador en los niveles bajos, lo que es favorecido por las corrientes descendentes.

El frente polar es denominado como *orientes polares*, los cuales traen consigo el aire frío de las regiones polares hacia el frente polar, en donde son calentados en su movimiento hacia el ecuador (también en tormentas individuales por la mezcla de aire cálido en otro lado del frente); el aire entonces se eleva y regresa hacia los polos como un flujo del oeste.

De la descripción anterior se puede apreciar que existen dos zonas principales de *aire ascendente*, una localizada en los trópicos y otra en la región del frente polar. En dicha zona se localizan las principales áreas de precipitación. Además, se localizan dos regiones de *aire descendente*, en donde la precipitación es relativamente pequeña: en las latitudes de caballo y cerca de los polos (Miller,

1985), curiosamente en estas dos últimas se localizan las corrientes de chorro subtropicales y las polares, respectivamente.

II.3.1. LA CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA Y SU INFLUENCIA EN MÉXICO.

Por su situación geográfica, la República Mexicana recibe la influencia de dos sistemas de vientos: el correspondiente a las zonas los tropicales, y el de las zonas templadas. Es afectado por las masas de aire del Atlántico, del Pacífico, polares y de la atmósfera alta; los primeros, provocan que en primavera y verano existan vientos monzónicos, en donde el aire marítimo se calienta con menor rapidez que el continental genera los *alisios*, cuyo centro se localiza en las cercanías de las Azores; los segundos en cambio, se generan en latitudes mayores que las de México, y que por la fuerza de Coriolis lo afectan como vientos del NW; los últimos en cambio, normalmente penetran en México por la parte norte, constituyendo así un frente polar, que por coincidir con las masas de aire del Pacífico, llega a confundirse con ésta).

De mayo a octubre casi la totalidad del territorio queda bajo la influencia de los alisios (vientos del NE); en las costas del Pacífico y al S del trópico, estos vientos soplan del continente al océano (excepto de Michoacán a Oaxaca donde se desarrolla un proceso monzónico para el mismo periodo; SARH, 1971).

J RAYMUNDO CORTES LUNA

CAPITULO III

31

ASPECTOS VULCANOLÓGICOS GENERALES

III.1 INTRODUCCIÓN

Sin lugar a dudas el vulcanismo es el más antiguo de los procesos geológicos; se origina en el interior de la tierra con la producción de material rocoso fundido (**magma**), el cual trata de ascender hasta la superficie debido a su menor densidad en relación con las rocas que le circundan, abriéndose paso a través de las zonas de debilidad cortical (fallas o fracturas). En múltiples ocasiones, al llegar dicho material a la superficie, lo hace en forma de tranquilas efusiones (o derrames de lava); sin embargo, también puede hacerlo de manera violenta a través de erupciones muy explosivas (Tarbuck y Lutgens, 1990).

III.2 VULCANISMO Y TECTÓNICA DE PLACAS

Desde hace muchos años, los geólogos han concluido que la distribución de la actividad volcánica en el mundo no es aleatoria, sino que sigue un patrón determinado que responde a la configuración de las placas tectónicas, y a su movimiento relativo (fig. 16). Los volcanes que expelen principalmente lavas andesíticas a riolíticas están confinados a márgenes continentales o cadenas de islas volcánicas adyacentes a trincheras oceánicas profundas, en tanto que la mayoría de los volcanes localizados dentro de las cuencas oceánicas como Hawai e Islandia, erupcionan lavas de composición basáltica. Sin embargo, los basaltos son comunes tanto en las áreas continentales como oceánicas, en tanto que las rocas riolíticas rara vez se observan en éstas últimas.



Fig.16. Distribución de las principales placas tectónicas y de las cadenas volcánicas asociadas a sus diferentes límites. (Modificado de Scarth, 1985).

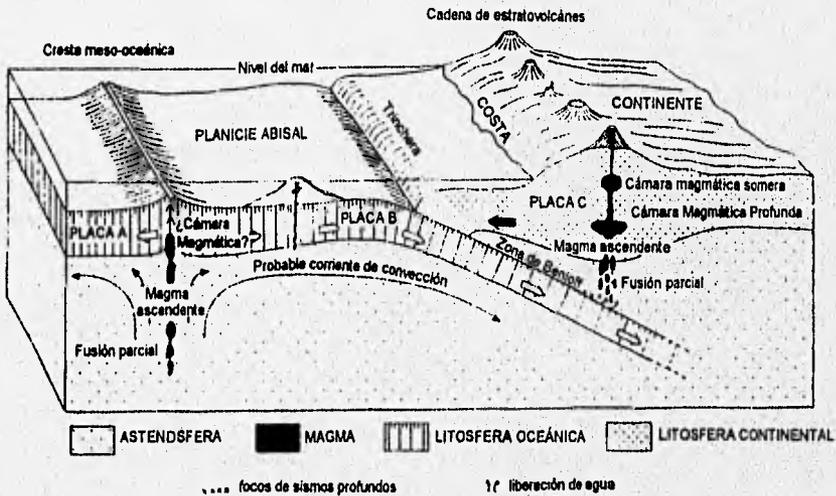


Fig. 17. Vulcanismo y tectónica de placas. (Modificado de Scarth, 1985).

Los productos volcánicos presentan afinidades químicas características que están estrechamente relacionadas con los procesos que ocurren dentro de un marco tectónico en particular.

Aunque la mayoría de los 600 volcanes activos que se han identificado en el mundo se localizan en la vecindad de los límites convergentes de las placas tectónicas (zonas de subducción), la mayor parte del vulcanismo actual ocurre de manera submarina a lo largo de márgenes divergentes de placas (centros de expansión del piso oceánico). Así mismo, algunas manifestaciones volcánicas ocurren también en el interior de las placas (intraplacas), aunque en menor escala.

III.2.1 VULCANISMO EN LOS CENTROS DE EXPANSIÓN DEL PISO OCEÁNICO

Se considera que, el mayor volumen de rocas volcánicas es producido a lo largo de los sistemas de crestas oceánicas, en donde la expansión del piso oceánico es constante.

Como la litosfera con su carácter rígido, empuja hacia arriba y se separa lateralmente, las rocas que se encuentran por debajo de ésta se ven liberadas de presión, con lo que se produce una disminución en el punto de fusión de las rocas del manto (principalmente peridotitas), permitiendo de esta manera que grandes cantidades de magma basáltico se generen y se desplacen hacia arriba, relleno las grietas formadas recientemente por el mismo proceso (fig. 17).

En ocasiones, los flujos basálticos se extienden y se apilan sobre el piso oceánico en torno de los centros de emisión, formando de esta manera conos volcánicos que incluso llegan a rebasar la superficie del mar (como ocurre en Islandia). Numerosos volcanes sumergidos flanquean los sistemas de crestas oceánicas y las áreas profundas adyacentes al piso oceánico.

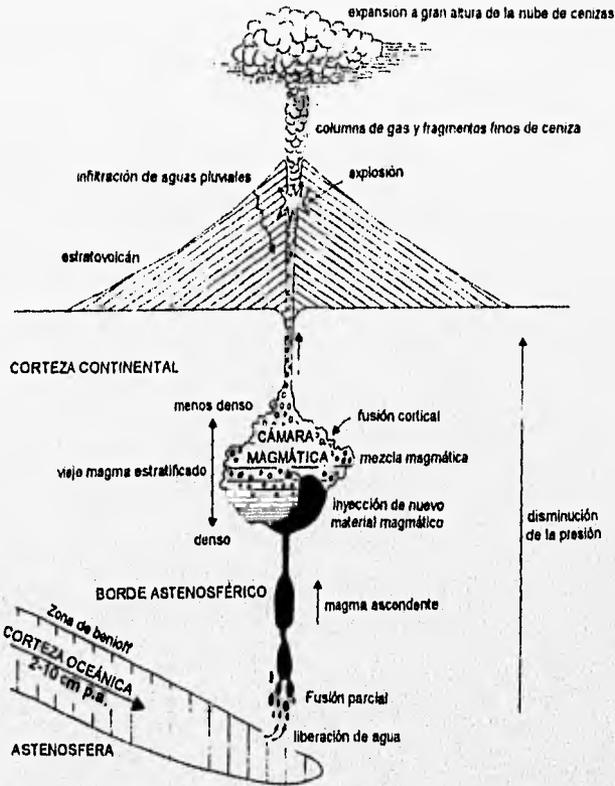


Fig. 18. Vulcanismo asociado a Zonas de Subducción. (Modificado de Scarth, 1985).



Fig. 19. La actividad volcánica fisural genera las denominadas planicies o mesetas de basalto (Modificado de Scarth, 1985).

III.2.2 VULCANISMO EN LAS ZONAS DE SUBDUCCIÓN

Una trinchera oceánica es un sitio donde ocurre la colisión de placas corticales, en donde la placa oceánica por su mayor densidad, pasa por debajo de la placa continental de menor densidad. A una profundidad que depende del ángulo de subducción, se tiene lugar la fusión parcial de la corteza oceánica y quizás también de las rocas del manto superior (fig. 17 y 18). En ese lugar ocurre la deshidratación de la placa oceánica que es rica en agua, produciendo el ascenso de fluidos hasta zonas donde ocurre la fusión del manto, generando con ello magmas basálticos. Después de que se ha formado suficiente magma, éste migra hacia arriba debido a su menor densidad en relación con las rocas que le rodean.

Los magmas durante su ascenso hacia la superficie sufren diferentes procesos evolutivos que modifican su composición original, destacándose la diferenciación magmática, la asimilación de material cortical y la mezcla de magmas. De esta manera, grandes volúmenes de magmas andesíticos (de composición intermedia) son generados en este ambiente. Cabe resaltar, que la presencia de agua contribuye a la elevada concentración de gases y a la naturaleza explosiva de los volcanes.

La Cuenca del Pacífico es circundada por éste tipo de vulcanismo, formando una enorme cadena volcánica que recibe el nombre de *Cinturón de Fuego*.

A diferencia de los márgenes continentales activos como en México, Centro y Sudamérica, cuando el vulcanismo de subducción ocurre en el océano, produce una cadena de volcanes llamada *arco de islas* (Aleutianas, Tonga, Japón, etc.).

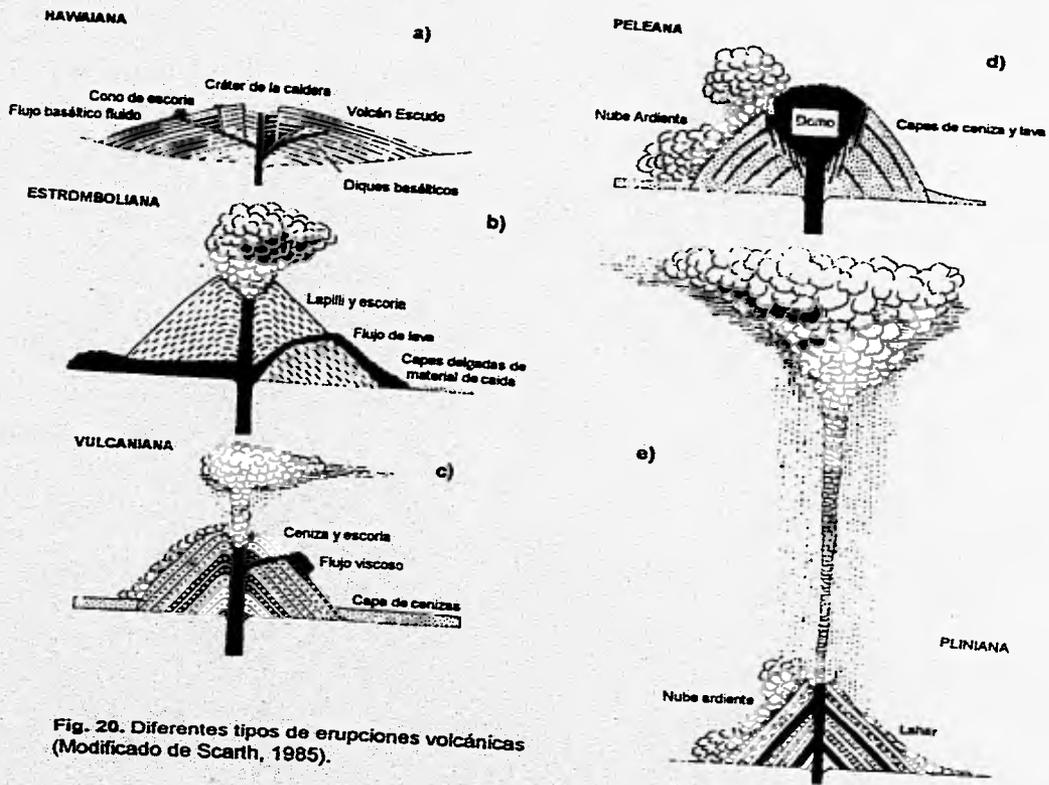


Fig. 20. Diferentes tipos de erupciones volcánicas
(Modificado de Scarth, 1985).

III.3.3 VULCANISMO INTRAPLACAS

Los procesos que generan la actividad volcánica dentro de una placa son difíciles de establecer, además, como los derrames basálticos ocurren tanto en las áreas continentales como en las cuencas oceánicas, la fusión parcial de las rocas del manto es la fuente más probable de ésta actividad; sin embargo algunos magmas basálticos intraplacas provienen de plumas de magma ascendente llamados *hot spots* o *puntos calientes* (fig. 17).

Los hot spots son puntos estacionarios extraordinariamente calientes que se originan a profundidad dentro del manto terrestre. Aquí, las elevadas temperaturas producen una pluma ascendente de roca fundida, la cual frecuentemente inicia el vulcanismo en la superficie terrestre.

Se considera que un grueso segmento de corteza continental ocasionalmente ubicado sobre una pluma de magma ascendente (*hot spot*) es el causante de la generación de grandes cantidades de material continental fundido. La continua actividad de un hot spot aporta calor a la masa ascendente, ayudando de este modo a su ascenso; el mejor ejemplo de esta actividad son los volcanes hawaianos.

III.3 TIPOS DE ERUPCIÓN

Las erupciones volcánicas son difíciles de clasificar, dado que algunas son cortas, violentas y fácilmente olvidadas, en tanto que otras duran meses y varían rápidamente sus características en función de los cambios que se generen en la cámara magmática, tales como el contenido de gases y la composición química del magma, por lo que son muy impredecibles, pudiendo ser desde tranquilas emisiones de lava (*actividad efusiva*), hasta explosiones muy violentas de gas y ceniza (*actividad explosiva*).

Otro parámetro de clasificación es la forma de expulsión del material magmático a través de un cráter (central) o a lo largo de una grieta (fisural). La actividad central es aquella que se desarrolla a través de un solo foco que expelle lava y piroclastos, que al continuar la erupción se acumulan alrededor del mismo construyendo de esta forma un volcán. Las erupciones fisurales en cambio, no están sujetas a áreas de extensión regional, y son incluso rasgos muy comunes en muchos grandes volcanes en las que se tienen episodios de actividad eruptiva a través de sus flancos (el Etna por ejemplo), o bien, en las zonas de expansión oceánica en donde las grietas o fisuras se abren de uno a dos centímetros por año, permitiendo con ello que grandes volúmenes de lava sean erupcionados a través de ellas, dando origen a las denominadas mesetas basálticas, también conocidas como planicies basálticas o de basalto (fig. 19).

Durante un episodio de actividad, un volcán puede exhibir un patrón de comportamiento muy diferente al evento anterior o al posterior; algunas erupciones pueden ser muy suaves y descargar vapor de agua y gases, mientras que otras emiten flujos tranquilos de lava, o bien, pueden consistir de violentas explosiones que generan enormes nubes de gases y cenizas.

Algunas erupciones se clasifican de acuerdo a las similitudes que se observan en relación con las de volcanes bien conocidos, como el Stromboli (estrombollana), Vulcano (vulcaniana) y otros volcanes cuyas erupciones son características como se verá a continuación:

a) **Hawaliana.**- Este tipo de actividad es la mas tranquila de todas, su nombre proviene de los volcanes Hawaianos (Kilauea, Mauna Loa y Mauna Kea), los cuales son exclusivamente basálticos. Sus erupciones son predominantemente

efusivas, en donde los flujos de lava tienen altas temperaturas, baja viscosidad y poco contenido de volátiles (fig. 20a).

b) Estromboliana.- Estromboliano es un tipo de actividad volcánica que incluye desde pequeñas explosiones, hasta grandes descargas que producen columnas eruptivas de más de un kilómetro de altura. La verdadera actividad estromboliana consiste de explosiones intermitentes y discretas que expelen piroclastos a unas cuantas decenas o centenas de metros en el aire; cada explosión dura tan solo unos cuantos segundos, y el intervalo entre una y otra puede ser de unos cuantos minutos. La composición del magma es normalmente basáltica al igual que la hawaliana, pero con una mayor viscosidad (fig. 20b).

c) Vulcaniana.- Son de pequeña magnitud (menores de un kilómetro cúbico), pero sus columnas eruptivas alcanzan una mayor altura que las estrombolianas (10-20 km), por lo que la tefra que arroja cubre áreas más extensas. Su explosividad es más violenta que la estromboliana, pues incluso llega a destruir parte del edificio volcánico, produciendo una fragmentación muy alta (fig. 20c).

Las erupciones vulcanianas varían considerablemente en duración e intensidad de los ruidos emitidos; algunas consisten de discretas explosiones a intervalos que varían desde unos cuantos minutos hasta horas. Cada explosión arroja cenizas a velocidades de cientos de metros por segundo, y ascienden convectivamente por encima del volcán, desacelerando posteriormente. Estas violentas explosiones preceden, algunas veces, a eventos de una explosividad mayor.

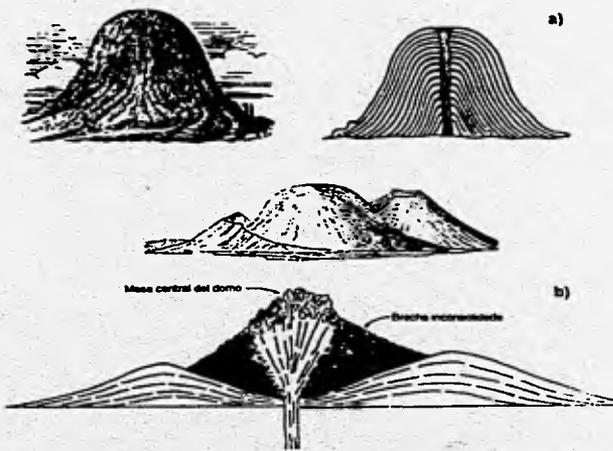
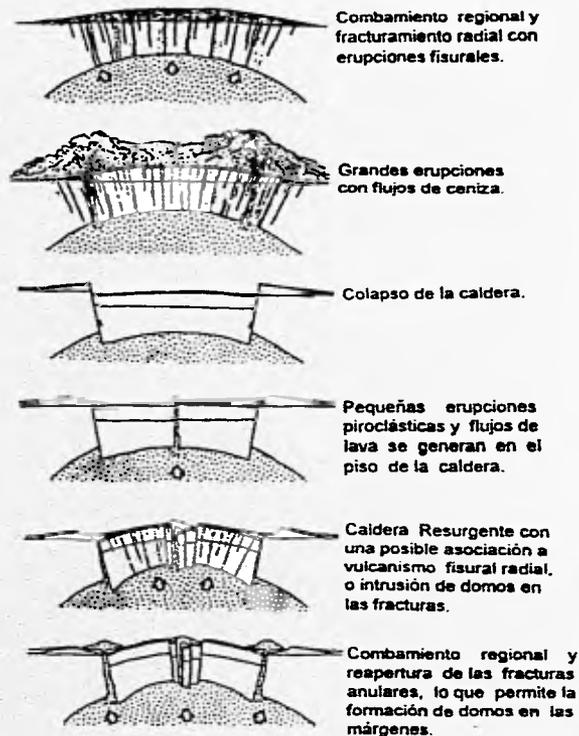


Fig. 22. Lavas muy viscosas generan el emplazamiento de domos volcánicos, los cuales pueden ser: exógenos (a), o endógenos (b) (Modificado de McDonald, 1972).

Fig. 23. Etapas de desarrollo de una caldera. (Modificado de Smith y Bailey, 1968).



d) Vesuviana o Subpliniana.- Esta actividad está asociada con altas columnas eruptivas que generan depósitos ampliamente distribuidos de tefra; dichas columnas son sostenidas por largos periodos y llegan a alcanzar incluso los 30 km de altura. Grandes volúmenes de tefra pueden ser emitidos en explosiones sostenidas a partir de material magmático, el cual consiste de fragmentos de roca preexistente. Debido a que el grado de fragmentación es menor que en la actividad vulcaniana, el tamaño de los clastos es mayor dentro de una distancia dada a partir del conducto volcánico.

e) Peleana.- Es un tipo peligroso de actividad volcánica que se caracteriza por la generación de *nubes ardientes*, las cuales consisten de una mezcla de gases, y fragmentos sólidos de roca, variando su tamaño desde grandes bloques hasta polvo o ceniza fina que se deslizan cuesta abajo por las laderas del volcán a elevadas temperaturas. Se encuentran asociados al colapso y crecimiento de domos en el interior de los cráteres volcánicos, y son comúnmente acompañados por una intermitente actividad vulcaniana (fig. 20d).

f) Pliniana.- Las erupciones plinianas son caracterizadas por la formación de poderosas columnas convectivas, cuyas velocidades de salida están en el orden de varios cientos de metros por segundo, llegando a alcanzar hasta 45 km de altura (dentro los niveles estratosféricos), provocando así una amplia dispersión de tefra con espesores uniformes. Las partículas finas expelidas durante la erupción pueden quedar en suspensión durante meses e incluso años (fig. 20e).

g) Ultraplíniana.- En este tipo de eventos, las columnas eruptivas rebasan los 45 km de altura, generándose una extensa cobertura de tefra, a distancias considerables a partir de la boca eruptiva. Sólo se tiene un registro de este tipo de actividad, el cual corresponde al volcán Tambora, en donde se ha estimado

que la columna rebasó los 50 km de altura, y que los clástos alcanzaron distancias de hasta 220 km a partir del cráter.

h) Freáticas y Freatomagmáticas.- Este tipo de actividad se desarrolla en la interacción de un cuerpo de agua (*acuifero*) con un reservorio magmático (*cámara magmática*), y dentro de ésta se encuentran las denominadas **erupciones freáticas**, en las cuales generalmente se expelen material de erupciones anteriores (viejo), y en algunos casos, el magma reacciona con aguas meteóricas o subterráneas y además de expeler material viejo, o bien, también puede darse el caso de arrojar material de la misma cámara magmática o "juvenil" (**erupciones hidrovolcánicas**). Sin embargo, si el material expelido por un volcán es principalmente juvenil se trata de una **erupción magmática**.

El esquema de clasificación de erupciones antes descrito, no implica necesariamente que un volcán deba seguir uno de estos tipos específicos, ya que la actividad volcánica es poco predecible; finalmente, se debe recordar que cada volcán tiene un comportamiento muy distinto a los demás.

III.3 TIPOS DE VOLCANES

Un volcán tiene comúnmente una forma cónica que ha sido modelada a partir de la acumulación de materiales eyectados desde el interior de la tierra (*magma*), hasta la superficie terrestre (*lava*), a través de uno o varios conductos o respiraderos. Dichas estructuras generalmente son coronadas en su cumbre o en alguno de sus costados por un **cráter**, el cual generalmente es de forma circular.

Los volcanes se clasifican en función del tipo de material que expelen y los procesos que los originan, comprendiendo: *volcanes escudo, conos cineríticos, conos de lava, volcanes compuestos o estratovolcanes, domos volcánicos, calderas, conos de explosión y emisiones fisurales.*

a) Los volcanes escudo se caracterizan por expeler exclusivamente lava de composición predominantemente basáltica, en forma de erupciones tranquilas que llegan a alcanzar grandes distancias a partir de un conducto central (cráter), o bien, a través de un sistema de fisuras asociadas a éste, por lo que sus pendientes rara vez exceden los 10 grados en la parte más alta, y 2 grados hacia su base.

La lava fluye relativamente libre y se desparrama a partir del conducto, en donde de ser continua dicha actividad, los flujos tienden a acumularse sucesivamente uno sobre otro, y si existe un gran aporte, es factible que se desarrolle un campo volcánico con decenas de kilómetros de circunferencia (Press y Siever, *op cit*). El crecimiento de un volcán escudo es predominantemente lateral, por lo que su altura respecto a su base los hacen ser los más grandes del mundo, siendo los volcanes hawaianos los ejemplos típicos (fig. 20a).

b) Los conos de lava se caracterizan por ser estructuras relativamente pequeñas de naturaleza monogenética. Presentan la forma de un cono generalmente truncado, con un perfil cóncavo que se acentúa hacia la cima, el cual se desarrolla a través de la acumulación de delgados flujos de lava, cuya composición es muy similar (McDonald, 1972).

c) Los conos cineríticos son estructuras cónicas de poca altura, truncadas en su cima, con pendientes de hasta 40 grados y constituidas mayoritariamente por material piroclástico (principalmente ceniza) expulsado violentamente a través

del cráter, son generalmente de composición basáltica o andesítica), y el material de mayor tamaño se deposita cerca del conducto, determinando el perfil del cono de acuerdo al ángulo de reposo de dicho material.

d) Los estratovolcanes o volcanes compuestos están formados por capas alternantes de materiales piroclásticos y lavas que se apilan alrededor del cráter central, lo que les permite alcanzar grandes alturas (hasta más de 4 000 metros de altura a partir de su base). Éste tipo de volcanes presentan una evolución compleja, con una actividad muy variada, comprendiendo desde erupciones de tipo hawaiano, hasta ultraplínicas, dependiendo de las condiciones imperantes en la cámara magmática, por lo que en función de la viscosidad, los flujos de lava pueden ser delgados y extensos o gruesos y cortos (fig. 18 y 20e).

e) Los domos volcánicos son montículos con pendientes muy inclinadas que se forman a partir de erupciones centrales de lavas muy viscosas de composición dacítica o riolítica, lo que motiva que su desplazamiento sea muy reducido o que incluso se acumulen justo sobre la boca eruptiva, generando así la delineación de estructuras cupuliformes.

Los domos pueden clasificarse en dos categorías: exógenos y endógenos. Los primeros se forman a partir de la acumulación de sucesivos flujos de lava muy viscosa emitidos a través de una boca eruptiva (en el caso de que la lava fuese menos viscosa, la estructura resultante sería un cono de lava; fig. 21a). Por otro lado, los domos endógenos se caracterizan porque, salvo las primeras etapas de actividad que llegan a aflorar en la superficie, las demás se desarrollan mediante una expansión interna, en donde el nuevo material ígneo es prácticamente inyectado en las paredes confinantes que constituyen las efusiones preexistentes; de esta manera, una estructura en forma de abanico ejerce una fuerte presión sobre un material semiconsolidado y con cierta plasticidad, el cual

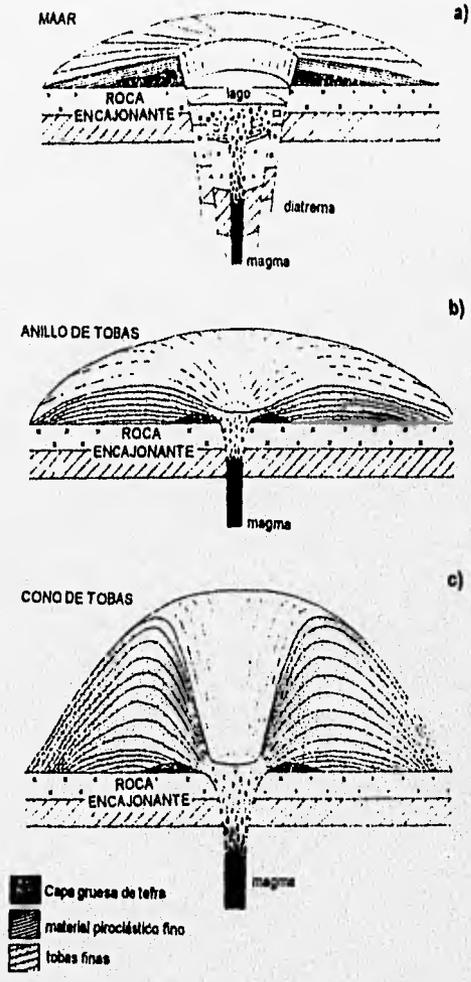


Fig. 23. Esquemas de los conos de explosión.

permite que se genere su forma geométrica típica (fig. 21b).

f) Las calderas son grandes depresiones de forma casi circular, cuya génesis se debe a diversos mecanismos. A diferencia de los cráteres las calderas tienen un diámetro mayor de 2 km, y en general se pueden clasificar en dos tipos: *de colapso* o *de explosión* (Williams, 1941; Smith y Bailey, 1968, respectivamente). Las primeras se forman a partir del colapso del edificio volcánico después de haberse llevado a cabo una potente fase explosiva que destruye total o parcialmente el edificio, en donde el material eyectado vacía total o parcialmente la cámara magmática, lo cual motiva la inestabilidad de la estructura provocando su colapso.

El segundo tipo se forma cuando material magmático nuevo vuelve a llenar la vacía cámara magmática, provocando con ello el levantamiento del piso de la caldera, forma un domo estructural y subsecuentemente, flujos de lava y pequeños conos piroclásticos son emplazados dentro de la depresión (Skinner y Porter, 1989; fig. 22).

g) Los conos de explosión son estructuras volcánicas explosivas asociadas durante su formación a la presencia de aguas subterráneas e incluyen a los *maars* (en México se les conoce como *xalapascos* y *axalapascos*), *anillos de tobas* y a los *conos de tobas*. Los primeros se caracterizan por ser de menor altura que los conos cineríticos, tienen un cráter en forma de tazón, la amplitud de su radio es mayor que su altura y su cráter corta a la(las) roca(s) encajonante(s) por debajo del nivel del suelo. La presencia o ausencia de agua dentro de éste último permite clasificarlo como *axalapasco* o *xalapasco*, respectivamente (fig. 23a). Los anillos de tobas, en cambio, son cráteres volcánicos de relieve bajo, cuyas laderas internas y externas tienen pendientes

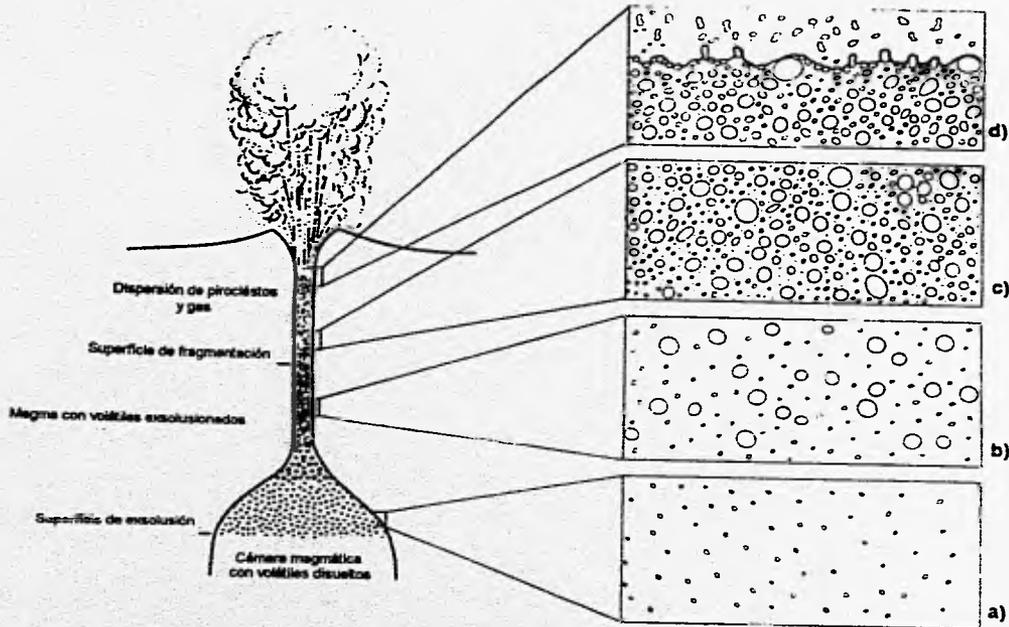


Fig. 24. Etapas de vesicuiación y fragmentación del magma: a) La nucleación ocurre y las burbujas crecen libremente; en b), el crecimiento continúa y nuevas nucleaciones se llevan a cabo, además, grandes burbujas interfieren en el crecimiento de otras. En c), el magma es saturado de burbujas, hasta que el crecimiento de éstas cesa; finalmente, en d) la superficie de fragmentación se mueve hacia abajo por el estallido de las burbujas (Modificado de Sparks, 1978 y Wilson, et al. 1980).

similares; aunque su diámetro es similar a los maars, tienen una mayor proporción de material juvenil que éstos (fig. 23b). Finalmente, los conos de lobas se diferencian de las estructuras anteriores por tener una altura mayor en relación al tamaño de sus cráteres (Fisher y Schminck, 1984; fig. 23c). Los depósitos piroclásticos constituyen la estructura de los maars, en tanto que en los anillos y los conos de toba consisten de capas de ceniza con estratificación normal y cruzada. (Cass y Wright, 1987).

Algunos ejemplos mexicanos de estos tipos de volcanes se enlistan en la tabla 1.

III.5 VULCANISMO EXPLOSIVO

La actividad eruptiva explosiva esta condicionada a diversos factores, entre los que se destacan: la naturaleza y composición química del magma, su viscosidad y el grado de vesiculación, la distribución, cantidad y tipo de volátiles disueltos en el mismo, las características geométricas de la boca eruptiva y de la cámara magmática, tales como la profundidad a la que se encuentra esta última, y si es abierta o cerrada. Walker (1980) propuso cinco parámetros para caracterizar a las erupciones explosivas: **intensidad** (volumen de magma descargado por unidad de tiempo), **magnitud** (masa total del material expelido), **poder dispersivo** (área sobre la cual los productos son esparcidos), **violencia** (distribución de los piroclastos expelidos principalmente por el impulso o *momento*), y finalmente, **potencial destructivo**. (áreas sobre las cuales la destrucción puede ocurrir).

De los parámetros anteriores, la intensidad y la magnitud probablemente son los más utilizados en la medición del tamaño de una erupción, siendo la intensidad especialmente importante porque controla la altura de la columna, y por lo tanto, el patrón de distribución del material expelido.

Tabla 1. Algunos volcanes mexicanos, su localización y su actividad actual.

T. de Volcán	Nombre	Localización	Última Actividad	Edo. Actual
Volcanes	BÁRCENA	Isla Sn Benedicto, Col.	1952	Activo
Escudo	EVERMANN	Isla Socorro, Col.	29-01-1993	Activo
Cono de Lava	Sn M. TUXTLA	Veracruz	1797	Activo
Cono	PARICUTÍN	Michoacán	20-02-1943	Extinto
Cinerítico	JORULLO	Michoacán	29-09-1759	Extinto
	XITLE	Distrito Federal	hace 2000 años	Extinto
	POPOCATÉPETL	Méx.-Mor.-Pue.	22-12-1994	Activo
	V de FUEGO	Jalisco	1994	Activo
Estratovolcanes	CEBORUCO	Nayarit	1870	Activo
	SANGANGÜEY	Nayarit	1742(?)	Extinto
	TRES VÍRGENES	B. C. Sur	1857(?)	Activo
	CITLALTÉPETL	Veracruz	1687	Activo
	TACANÁ	Chiapas	8-05-1986	Activo
Domos	EL CHICHÓN	Chiapas	4-04-1982	Activo
	Las DERRUMBADAS	Puebla	Pleistoceno	Actividad Fumarólica
Maars	LA ALBERCA	Guanajuato	Pleistoceno	Actividad Fumarólica
	ALCHICHICA	Puebla	Pleistoceno	Extinto
Calderas	AMEALCO	Querétaro	Plioceno	Extinto
	LA PRIMAVERA	Jalisco	Pleistoceno	Actividad Geotérmica
	LOS HUMEROS	Puebla	Pleistoceno	Actividad Geotérmica
	LOS AZUFRES	Michoacán	Pleistoceno	Actividad Geotérmica

Los datos fueron obtenidos de Simkin y Siebert, 1994.

Una erupción volcánica explosiva comúnmente involucra tres etapas: 1) fragmentación del magma por crecimiento de burbujas, 2) estallido de la masa fragmentada a través de la boca eruptiva hacia la superficie, y 3) el subsecuente ascenso de la pluma o columna eruptiva que transporta el material piroclástico hacia los niveles superiores de la atmósfera, donde los sistemas locales de vientos los habrán de distribuir.

Debido a la gran peligrosidad que representan las erupciones volcánicas, Newhall y Self en 1982 integraron datos cuantitativos de descripciones subjetivas de diversos observadores para posteriormente proponer un Índice de Explosividad Volcánica (VEI por sus siglas en Inglés Volcanic Index Explosivity). El VEI es una escala de cero a ocho, donde cada intervalo representa un incremento de factor diez en relación con el anterior. Combina el volumen total de los productos piroclásticos, la altura de la nube eruptiva, términos descriptivos y otros parámetros (tabla 2).

III.5.1 FORMACIÓN DE LOS PRODUCTOS PIROCLÁSTICOS

Heiken y Wohletz (1992) definieron tres mecanismos básicos de formación de ceniza volcánica: 1) asociada a la exsolución de gases por la descompresión de un magma que alcanza la superficie terrestre (erupción magmática), 2) enfriamiento y fragmentación explosiva del magma al entrar en contacto con agua superficial o hielo y nieve (erupciones freatomagmáticas) y 3) la pulverización y expulsión de partículas de las paredes de la boca eruptiva o de las paredes del cráter durante erupciones de vapor y agua caliente (erupciones freáticas).

Tabla 2. Índice de Explosividad Volcánica (Modificada de Simkin y Siebert, 1994).

	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción general	No-explosiva	Pequeña	Moderada	Moderada-grande	Grande	Muy grande			
Volumen de tefra (m³)	1×10^4	1×10^6	1×10^7	1×10^8	1×10^9	1×10^{10}	1×10^{11}	1×10^{12}	
Altura de la columna (km)									
Arriba del cráter	<0.1	0.1-1	1-5	3-5	10-25	>25			
Arriba del nivel del mar									
Clasificación Descriptiva	"Sueve"	"Efusiva"	"Explosiva"		"Cataclísmica"		"Paroxísmal"	"Colosal"	
					"Severa"		"Violenta"	"Extraordinaria"	
Tipo de erupción	← Estromboliana →			← Pliniana →					
	← Hawaiana →		← Vulcaniana →			← Ultraplina →			
Duración (explosiones continuas)	< 1 hora		1-8 hrs		6-12 hrs		> 12 hrs		
Máxima explosividad (catalogada en CAVW)	Flujo de lava			Explosión o nube ardiente					
	Domo o flujo de lodo			Freática					
Inyección a la Troposfera	Despreciable	Menor	Moderada	Fuerte					
Inyección a la Estratosfera	Ninguna	Ninguna	Ninguna	Posible	Definitiva	Significativa			
Erupciones (archivadas)	669	845	3477	869	276	84	39	4	0

Los volátiles magmáticos disueltos, afectan no solo a la viscosidad y a las temperaturas de fusión y enfriamiento, sino también la naturaleza de las erupciones volcánicas, ya que la capacidad de exsolución del gas a burbujas libres antes de la fragmentación explosiva del magma, es crítico para la comprensión de los mecanismos de erupción volcánica.

La solubilidad de los volátiles en el magma está controlada en parte por la presión confinante; a cierta profundidad (dependiendo de la composición química del magma, el contenido de volátiles y la presión de vapor de agua y dióxido de carbono disueltos) la solubilidad disminuye suficientemente para que el vapor de agua y el CO_2 empiecen a precipitar del magma.

Las vesículas se forman cuando los gases salen despresurizadamente (cuando se igualan la presión de vapor y la confinante) de una solución magmática. Si la exsolución de la componente volátil no es inducida por la cristalización ésta se denomina primera ebullición o *vesiculación por exsolución descompresional*, afectando de inmediato al incremento de la viscosidad y caracterizándose por la presencia de pequeñas vesículas.

Esta fase de exsolución se caracteriza por tener una presión de vapor, que tiene el potencial de romper explosivamente al magma si esta continúa incrementándose (similar al descorche de una botella de sidra). Otro mecanismo de formación de vesículas es a partir del desarrollo de cristales, ya que la cristalización tiene el efecto de concentrar los componentes volátiles disueltos en un líquido magmático remanente, generando con ello altas presiones de vapor, lo cual provoca la liberación de calor latente de fusión, que mantiene valores altos de temperaturas que a su vez provocan altas presiones de vapor y conducen a la ebullición si la presión de vapor iguala a la presión confinante.

provocándose la generación de las vesículas. Este mecanismo es conocido como *segunda ebullición* o *cristalización inducida a través de vesiculación por exsolución* (Cas y Wright, *op cit*).

Si el gas se separa lentamente mientras el magma es eyectado, las burbujas pueden continuar creciendo, y encontrarse después que se están enfriando dentro de la lava o del magma, en tanto ésta última hace lo propio. Por otra parte, si las burbujas de gas escapan libremente, la lava que resulta estará desgasificada y la roca resultante estará libre de vesículas

La vesiculación de un magma puede producirse por cualquiera de las dos ebulliciones, pero bajo ciertas circunstancias, la segunda ebullición causada por la cristalización, puede iniciar la exsolución y la vesiculación (Francis, 1994; fig. 24).

III.5.2 Peligros asociados al vulcan

La actividad explosiva produce tres tipos de depósitos piroclásticos, los cuales son formados a través de tres tipos principales de actividad volcánica explosiva: *flujos piroclásticos, surgencias y material de caída*, los cuales se clasifican en: a) Directos y b) Indirectos.

III.5.2.1 Directos

a) Flujos Piroclásticos.- Son masas secas y calientes (300 a > de 800°C) de material piroclástico y gases que se movilizan sobre la superficie del terreno con velocidades incluso de varios cientos de metros por segundo (Scott, 1993).

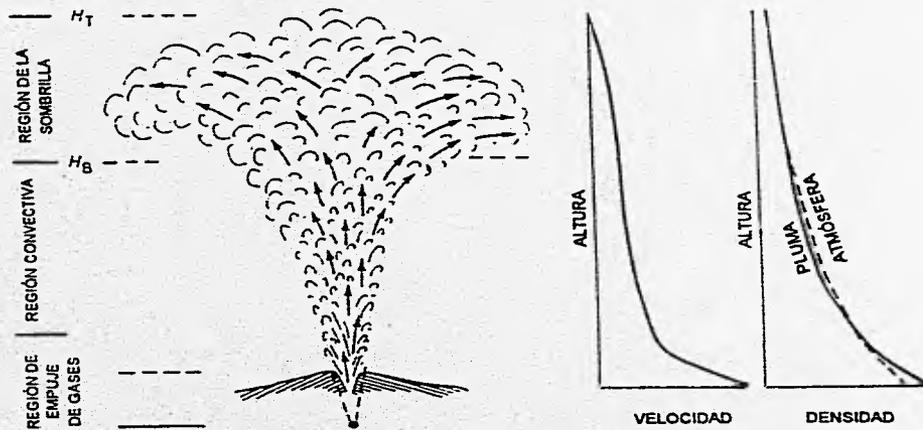


Fig. 25. La Región de Empuje de gases, la Región Convectiva y la Región de la Sombrilla son las tres regiones que constituyen a las columnas volcánicas, las cuales disminuyen tanto su densidad como su velocidad conforme van ascendiendo (Modificado de Sparks, 1986).

b) Surgencias.- Son dispersiones turbulentas de una mezcla de gases y partículas sólidas de baja densidad (concentraciones bajas de partículas en relación con la cantidad de gas), las cuales fluyen a altas velocidades (Francis, 1994, *op cit*), que incluso pueden ser mayores que las de los flujos piroclásticos.

c) Gases Volcánicos.- La liberación de los diversos tipos de gases disueltos que se encuentran disueltos en el magma, ya sea durante una erupción, o al permanecer dentro de la cámara magmática; su acumulación puede ocasionar serios trastornos a la salud de las personas e incluso la muerte (como lo ocurrido en Camerún en 1987), ya que algunos de ellos son más pesados que el aire (CO) e inodoros (CO y CO₂), los que al acumularse y desplazarse hacia zonas bajas, provocando con ello, la asfixia de los habitantes del lugar. Otro efecto de este tipo de gases es la contaminación de ríos, lagos y aguas subterráneas al reaccionar con el agua y contaminarla; finalmente, la vegetación puede ser seriamente dañada, e incluso desaparecer si tiene una exposición prolongada a la tefra, principalmente si antes de ser expelida, ésta absorbió compuestos ácidos (H₂SO₄, F, Cl, SO₂, entre otros), lo cual depende del tipo de flora del lugar (Scott, 1993, *op cit*).

d) Avalanchas de Escombros.- Son eventos catastróficos en que ocurre la destrucción y el colapso parcial del edificio volcánico, en donde los grandes volúmenes de material caliente cubren grandes distancias (hasta cerca de 80 Km para el caso del Popocatepetl), arrasando todo lo que se encuentra a su paso al ir desplazando.

e) Material de Caída.- Es aquél que se produce a partir de una columna eruptiva, cuando la flotación deja de surtir efecto y por consiguiente, el material piroclástico es dispersado por el viento y cae por acción de la gravedad,

seleccionándose el material en función de su tamaño, densidad y grado de vesiculación.

III.5.2.2 Indirectos

a) Lahares.- Son flujos de detritos constituidos por la mezcla de agua con altas concentraciones de partículas sólidas que se canalizan por el drenaje existente; se originan por la fusión de hielo glacial inducido por un flujo piroclástico o surgencia, o lluvias torrenciales que removilicen el material suelto.

III.5.3 COLUMNAS ERUPTIVAS

El material fragmentario producto de una erupción explosiva, es expulsado ya sea a través de una *suspensión turbulenta* o como *proyectiles balísticos*. En éste último caso, el material eyectado sigue trayectorias y velocidades que están en función exclusiva del momento o impulso que recibe desde la boca eruptiva, llegando a alcanzar algunas bombas líticas (64-100 mm), distancias de hasta 30 km (Scott, *op cit*).

La suspensión turbulenta provoca lo que se conoce como lluvia de ceniza, la cual se genera cuando los fragmentos piroclásticos se desprenden de la columna eruptiva. La nube de cenizas que al ser transportada por el viento y pierde densidad, tanto por la pérdida de masa, como por la entrada de aire, con lo que el tamaño de las partículas disminuye conforme se aleja de la boca eruptiva y la concentración de partículas disminuye al igual que el espesor de los depósitos (Blong, 1984).

Para que se desarrolle una columna eruptiva, el material piroclástico y los gases asociados se mezclan con el aire, ocasionando la disminución de la densidad de la misma. Sparks (1986) divide a la columna eruptiva en tres zonas o regiones en función de su comportamiento: 1) región de inyección o empuje de gases, 2) región convectiva y 3) región de la sombrilla (fig. 25). La que se encuentra inmediatamente arriba de la boca eruptiva recibe el nombre de región de inyección o empuje de gases, y se caracteriza por ocupar sólo una pequeña parte de la altura total de la columna, abarcando desde unos metros hasta algunos cuantos kilómetros en erupciones pequeñas o muy grandes, respectivamente. En esta región se observan grandes velocidades y desaceleraciones que son determinadas por el *momento* del flujo y donde los efectos de flotación son despreciables. Las observaciones realizadas por Wilson (1972 y 1980), permiten distinguir dos tipos de comportamiento en esta región; en una de ellas, la mezcla y el calentamiento de aire dentro de la columna turbulenta, resulta de una pequeña transición hacia la parte superior de la columna, en donde los efectos de la flotación dominan, en tanto que la otra parte, se caracteriza por la desaceleración a velocidad cero de una parte de la columna, lo que ocurre cuando ésta se mezcla con aire suficiente como para disminuir su densidad, hasta llegar a ser menor que la atmósfera que la circunda.

La zona intermedia o región convectiva se caracteriza por ser dominada por los efectos de la flotación, lo cual es provocada por la desgasificación que sufren las partículas piroclásticas durante su ascenso, así como por la disminución de la velocidad y de la densidad total de la columna.

Durante su ascenso, la columna eruptiva disminuye paulatinamente su densidad, pierde impulso e incrementa su masa (debido a la incorporación de aire), por lo que la tefra disminuye gradualmente su poder de flotación, pasa a un nivel, op

cit.). La característica forma de hongo se debe a que la densidad total de la columna se iguala con el de la atmósfera que le rodea; además, si la flotación de la columna es muy vigorosa, el hongo se desarrolla con mayor rapidez, y en ausencia de campos de viento, éste se forma de manera radial.

Por otra parte, se debe considerar que la mezcla de productos expelidos a través de la boca eruptiva como un chorro a grandes velocidades, asciende debido al impulso de la explosión eruptiva, y que el *impulso* inicial se pierde dentro de los primeros centenares de metros o kilómetros, por lo que la formación de la columna eruptiva dependerá fundamentalmente de la densidad total de la columna; si ésta es menor a la de la atmósfera, la mezcla continuará su ascenso hasta formar una pluma (columna) eruptiva flotante. En el caso de que la densidad sea mayor que la de la atmósfera ambiente, la mezcla caerá por gravedad y generará de esta manera los flujos piroclásticos.

III.5.4 EL MATERIAL DE CAÍDA Y SU DISPERSIÓN

La distribución del material piroclástico de caída refleja las condiciones de formación del mismo, tales como la distribución del tamaño de los clastos, la altura de la columna, y la dirección y velocidad del viento en latitudes medias y altas. Comúnmente, dichos depósitos presentan configuraciones elípticas; sin embargo, en casos excepcionales, éstas llegan a ser casi circulares, como en el caso de la caldera Pululagua, Ecuador (Papale and Rosi, 1993).

De manera ocasional, los depósitos de caída muestran una doble orientación (bilobulados) que reflejan la influencia de parámetros que anteriormente no se habían tomado en cuenta, como son: la flotación, el calor latente en los bordes de las plumas debido a la evaporación de gotas de agua, geometría y orientación

de la fuente, el reajuste de la vorticidad cuando corrientes cruzadas interactúan simétricamente en dos lados de la pluma, generando así un par de vórtices que se mueven arriba y a lo largo de la línea central de la pluma y por el encuentro con una interfase de densidad en la ruta de ascenso de la pluma. Sin embargo, la forma en que se distribuye la presión alrededor de la pluma puede ser un mecanismo que podría dar inicio a la bifurcación, en donde la parte intermedia se caracteriza por presentar una baja proporción de descarga de material eruptivo (Ernst *et al*, 1994). Pese a lo anterior, Carey y Sigurdsson (1986) al estudiar los depósitos de material de caída del Chichón, consideraron que los patrones de vientos troposféricos y estratosféricos influyen determinadamente en la generación de los depósitos bilbulados, sin considerar las condiciones termodinámicas de la erupción.

Cabe destacar que lo anterior se ha observado en plumas de poca intensidad, inclinadas sobre un borde recto e influenciadas por vientos fuertes, lo cual no sucede en columnas fuertes con vientos débiles (Ernst *et al*). Por otra parte, se han estudiado depósitos como los generados a partir de las erupciones por El Chichón en 1982, en donde las bilobulaciones también pueden ser desarrolladas a partir de los campos de viento existentes en la troposfera y en la estratosfera (Carey y Sigurdsson, *op cit*).

a) Peligros asociados al material de caída

Es necesario definir en primera instancia los términos peligro y riesgo volcánico, ya que ambos son expresiones que involucran situaciones y factores distintos entre sí. Tilling (1993) define como **peligro volcánico** a *la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo*. El **riesgo volcánico**

se define como la posibilidad de pérdida de vidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc. dentro de un área determinada expuesta a (los) peligro(s). Es importante reconocer que el riesgo de mortandad a partir de la caída de tefra es bajo, representando tan solo el 4.6 % del total registrado en muertes por actividad volcánica. La posibilidad de sobrevivir a un evento de esta naturaleza es muy alto (Blong, *op cit*), ya que la caída de ceniza no es la causante directa de muertes, pues está ya se ha enfriado suficientemente al caer; sin embargo, son los gases que acompañan a la erupción, o bien, el desplome de techos de viviendas construidas de manera rudimentaria las responsables de tales fatalidades.

Una actividad volcánica explosiva puede generar enormes cantidades de partículas piroclásticas, en función del volumen del material expelido y de la intensidad de la erupción (Carey y Sparks, 1986). Como se mencionó anteriormente, existen dos formas de depositación de la tefra expelida durante una erupción volcánica explosiva y la subsecuente formación de una nube eruptiva: proyectiles balísticos y caída de tefra, ésta última genera los *depósitos de caída de cenizas* y sus peligros asociados, en tanto que para el primer caso, la magnitud del impacto de los fragmentos, su temperatura y ángulo de eyección determinan el grado de riesgo al que se puede estar expuesto.

En la proximidad del centro emisor, la caída de ceniza volcánica producida por grandes erupciones, puede ocasionar una repentina y total oscuridad, reduciendo considerablemente la visibilidad y creando situaciones de peligro, ya que provocan el bloqueo de las vías de comunicación, la caída del cableado eléctrico, telegráfico y telefónico, así como el colapsamiento de techos. Por otro lado, las trayectorias que siguen las corrientes de aire en las partes altas de la atmósfera, son las causantes de la distribución del material volcánico, por lo que

la posible suspensión de partículas finas tanto en el agua como en el aire, y dado que éstas pueden estar asociadas a gases tóxicos o ácidos y ser transportados por el viento (Tilling, *op cit*) pueden provocar dificultades para respirar y contaminar el agua (ONU, 1986), representando un grave peligro para la salud.

Por otra parte, las nubes eruptivas son particularmente peligrosas para la aviación (dadas las características antes mencionadas del material piroclástico), ya que pueden generar el deterioro del fuselaje y de las turbinas de las aeronaves que se encuentran en vuelo dentro del área de influencia de la erupción.

b) Medidas protectoras contra la lluvia de ceniza

Se debe considerar que los fragmentos más pesados siempre caen en la proximidad del volcán, y que pese a que la mayor parte del material pudo haberse enfriado y solidificado antes de llegar al suelo, parte de este material puede permanecer caliente, e incluso provocar la generación de algún incendio, por lo que es vital contar con el equipo adecuado para contrarrestar los efectos de este tipo de siniestros, como es el caso de los hidrantes y extinguidores (pese que algunas veces son sepultados por la ceniza), se debe observar que los hidrantes siempre deben permanecer conectadas a las mangueras, bajo presión y manteniéndolos siempre libres de obstáculos y fijos al suelo (ONU, *op cit*).

El principal daño que provoca la ceniza en las edificaciones es la acumulación de ésta sobre las azoteas, y éstas en diversas ocasiones se llegan a pandear e incluso a desplomar por el exceso de carga que representa el mencionado material (principalmente si éste se encuentra mojado), ya que incrementan

considerablemente su densidad (llegando a alcanzar incluso la consistencia del concreto), por lo que se hace necesario realizar un plan de remoción de la ceniza, mantener a la mano los implementos o herramientas para tal efecto, y hacer una evaluación de la cantidad de peso que pueden soportar dichas construcciones en condiciones normales de uso, teniendo en mente que la densidad de la ceniza seca es de 0.5 a 0.7 ton/m³, en tanto que si está húmeda la densidad es de 1.0 ton/m³. Se ha observado que azoteas con pendientes de 20 grados o más han resistido la lluvia pesada de cenizas, lo que no ha sucedido con las de diseño plano que incluso llegaron a colapsarse (ONU, *op cit*).

Las partículas de tefra pueden ocasionar desde leves trastornos en la salud, hasta problemas crónicos, principalmente irritación ocular y problemas respiratorios en el primer caso, y bronquitis crónica o silicosis en el segundo, lo que es el resultado de una exposición prolongada dentro de una atmósfera cargada de ceniza volcánica, por lo que es recomendable la utilización de gafas y tapabocas, lo cual permitirá reducir los efectos durante la exposición (Baxter, 1995). Para el caso del ganado, es conveniente llevarle hacia sitios cubiertos en donde la infiltración de tefra fina (lapilli o ceniza) sea mínima, lo cual reducirá considerablemente el riesgo de que espiren dicho material.

III.6 VULCANOLOGÍA Y CLIMA

Como se mencionó anteriormente, los cambios climáticos no ocurren sino a muy largo plazo; sin embargo, se han realizado diversos estudios para evaluar la influencia que tienen y han tenido las erupciones volcánicas en el clima, principalmente porque inyectan gases a la atmósfera como el SO₂ y el CO₂, los cuales fomentan el efecto invernadero, y los gases clorinados o fluorados destruyen la capa de ozono en la estratosfera. Se han detectado cambios

climáticos varios años después de haber ocurrido una erupción volcánica explosiva de gran magnitud en latitudes tropicales, sobretodo en el primer invierno después de que esta ocurre; en el primero o segundo invierno para erupciones de latitudes medias, y en el segundo invierno para erupciones que se desarrollaron en latitudes altas (Robock y Jianping, 1992). Sin embargo, los efectos a largo plazo se desconocen (Robock, 1991), lo cual se debe en parte a la reducida información acerca de las condiciones meteorológicas globales de la estratosfera (en relación con la troposfera), además de que se han detectado respuestas climáticas a corto plazo después de registrarse una actividad volcánica, principalmente en función de la concentración de azufre en forma de aerosol, y no de la explosividad de la erupción como pudiera pensarse, ya que las capas estratosféricas localizadas en los trópicos y en latitudes medias, presentan un significativo calentamiento, el cual se asocia con la absorción de energía radiante. (Graf *et al*, 1993).

CAPITULO IV

ANÁLISIS DEL COMPORTAMIENTO DEL VIENTO EN LA ATMÓSFERA SUPERIOR EN EL CENTRO DE MÉXICO

IV.1 EL VIENTO DE LA ATMÓSFERA SUPERIOR EN LA CUENCA DE MÉXICO

A partir de una inspección de la información gráfica proporcionada en las figuras 26 a, b, c y d, se puede observar la marcada estacionalidad que presentan los vientos, tanto en función de la época del año, como de acuerdo a los diferentes niveles atmosféricos.

A pesar de la complejidad que se observa en los patrones de vientos para la Cuenca de México, Veracruz, Ver. y Manzanillo, Col., algunos de ellos muestran tendencias bien definidas.

A continuación se describirá el comportamiento de los vientos en función del tiempo (meses del año), y del espacio (altitud de la atmósfera superior), para cada uno de los lugares antes mencionados, para finalmente analizar dichas variaciones en su conjunto.

IV.1.1. VARIACIONES ESPACIALES

En las figuras 26 (a, b, c y d), se muestran las variaciones con respecto a los diferentes niveles atmosféricos (expresados en milibars, o su equivalente aproximado en kilómetros sobre el nivel del mar) muestran el siguiente comportamiento:

a) Viento Estratosférico

Nivel de 20 mb (26.3 km aprox.). Lamentablemente, sólo se cuenta con información de algunos meses (febrero, abril, mayo, junio, julio y octubre), los cuales indican vientos predominantes con componente del E, sin embargo, se observan algunos cambios direccionales, particularmente en el mes de julio, cuando estas incluso llegan a ser opuestas.

Nivel de 30 mb (23.7 km aprox.). De enero a marzo se observa una componente dominante del W y WNW, la cual varía drásticamente desde abril hasta noviembre a una componente del E, llegando a ser incluso transicional en diciembre.

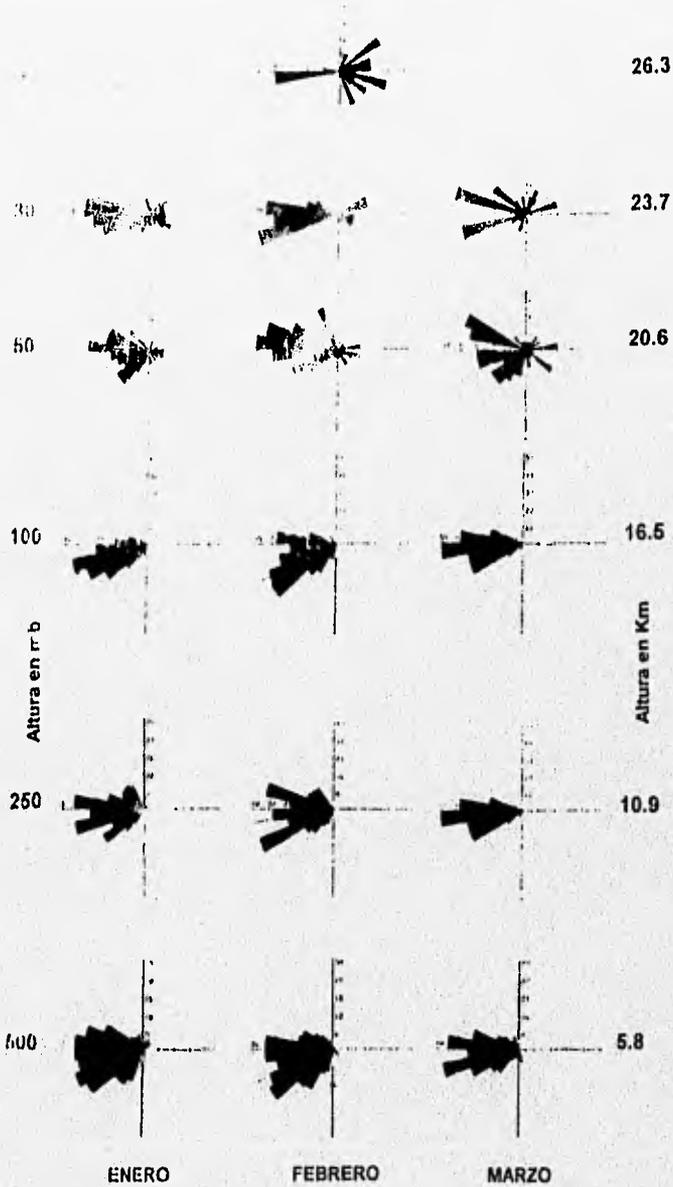
Nivel de 50 mb (aprox. 20.6 km). De enero a marzo predominan los vientos del WSW y W, en tanto que de mayo a noviembre son del E, presentando una transición en los meses de abril y diciembre.

b) Viento Troposférico

Nivel de 100 mb (aprox. 16.5 km). Desde noviembre y hasta mayo, se presentan vientos del WSW, los cuales cambian de junio a septiembre a vientos del ENE, presentando una notoria transición en octubre, aunque en éste último mes predominan los vientos del WNW.

Nivel de 250 mb (aprox. 10.9 km). Los vientos del WSW dominan desde diciembre hasta mayo, presentando una gran variabilidad de junio a septiembre, con excepción del mes de agosto, en donde se muestra un predominio de los vientos del NW y NNW. En octubre y noviembre el viento varía mucho en su dirección, sin embargo, muestra tendencias más definidas del WSW.

Fig. 26A. Rosas de viento del Distrito Federal para el periodo 1990-1994. (los números en las barras, son valores de frecuencia por intervalo; cada intervalo es de 10 grados).



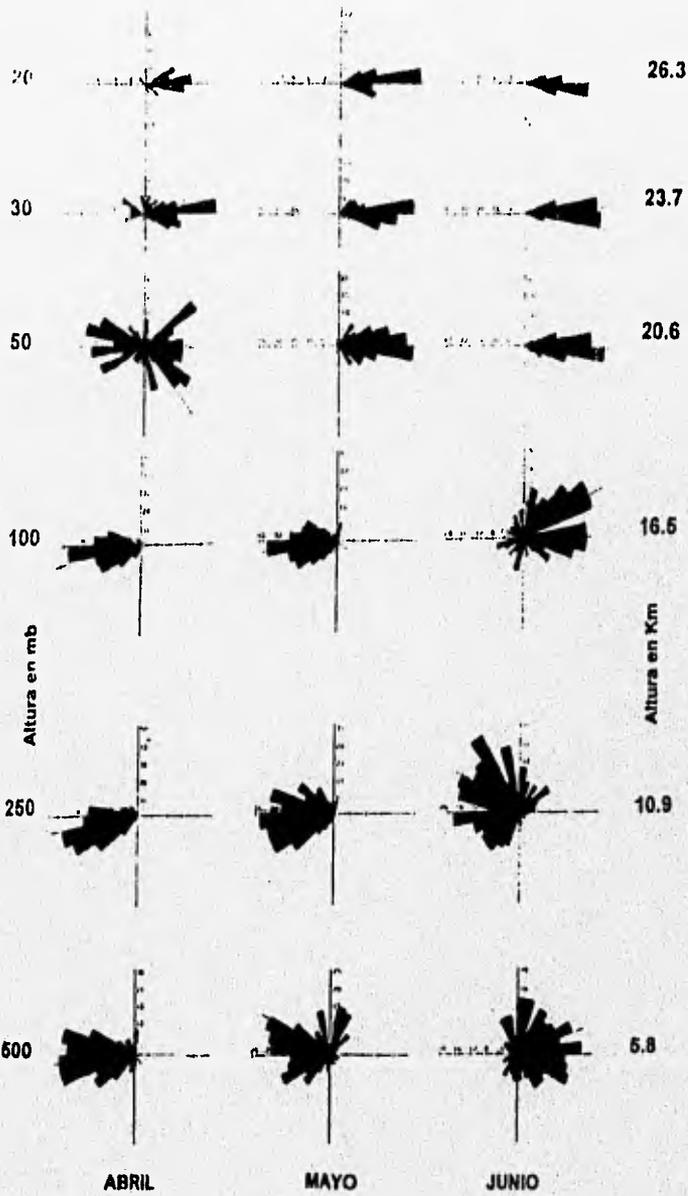


Fig 26.B.

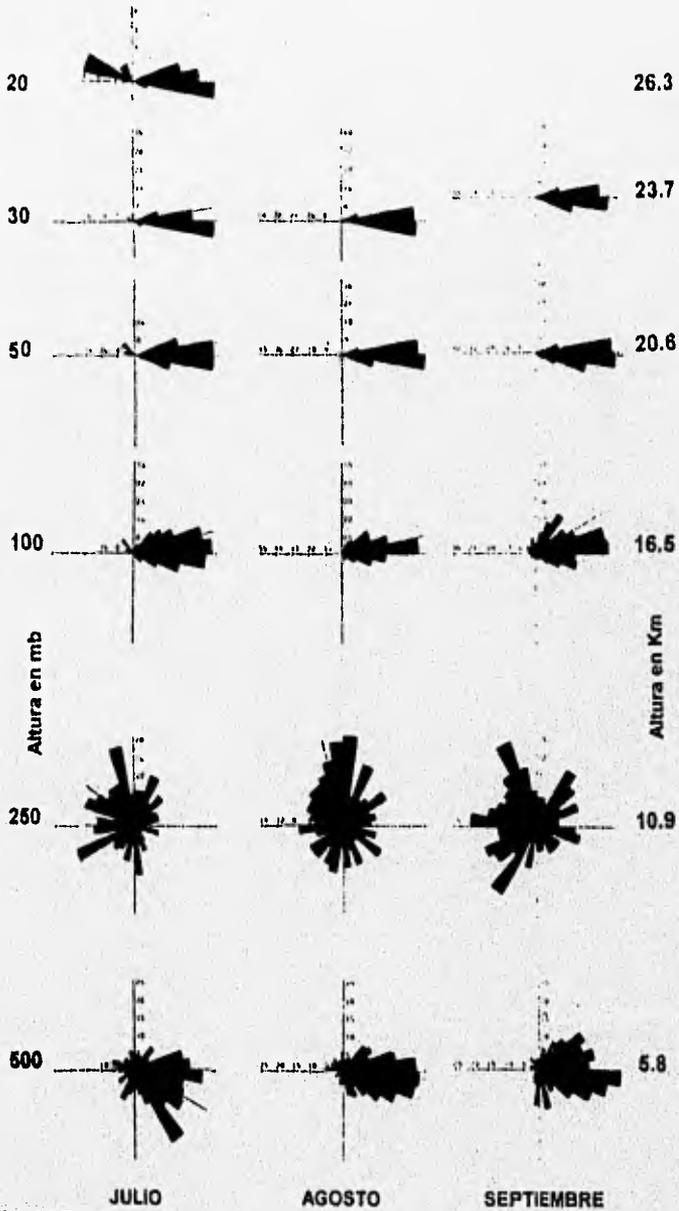


Fig. 26C.

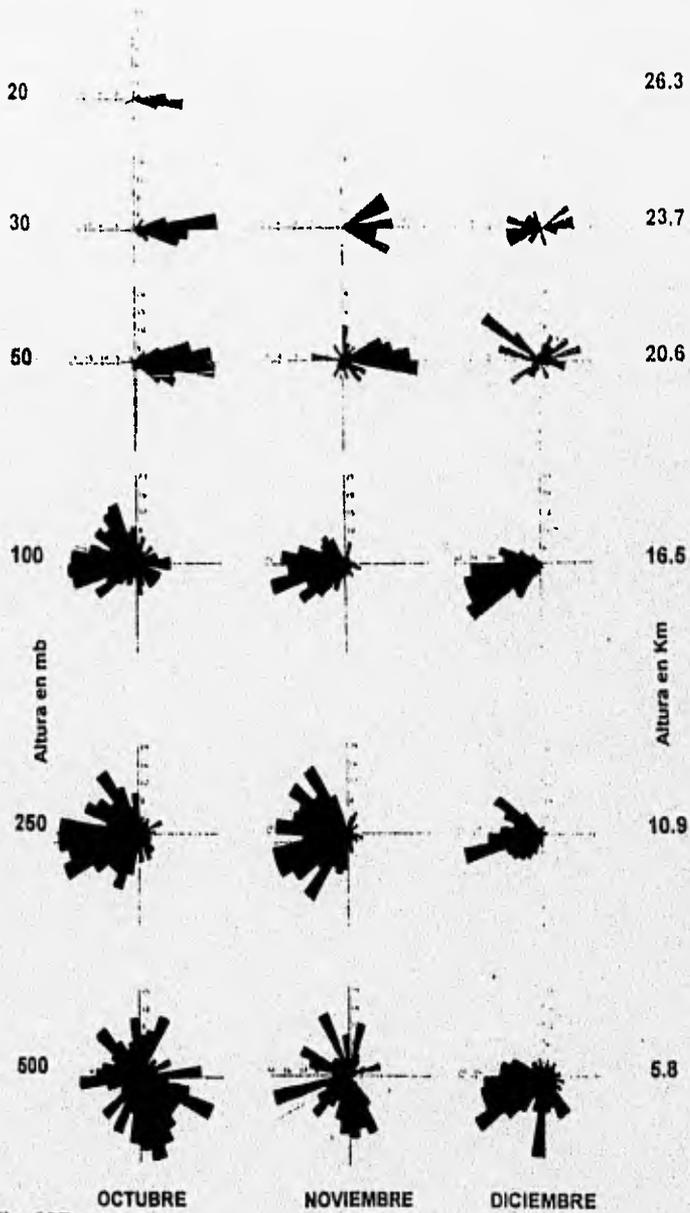


Fig. 26D.

Nivel de 500 mb (aprox. 5.8 km). De enero a abril los vientos dominantes son del WSW, y estos cambian en mayo en forma transicional, dado que la dirección media es del NVV. De junio a septiembre, se presentan vientos opuestos con direcciones que varían desde ENE a ESE, aunque en agosto y septiembre dominan claramente los vientos del E. En octubre se tiene una gran variabilidad, mientras que noviembre y diciembre, aunque también variables, muestran cierto dominio de los vientos con componente del W (principalmente SW-NW y SSW-WSW, respectivamente).

IV.1.2. VARIACIONES TEMPORALES

Durante el periodo enero-abril, se observa un patrón de vientos dominantes del WSW para los niveles troposféricos (hasta 16.5 km). Aunque en enero y febrero para los niveles superiores (50 y 30 mb), los vientos dominantes se ven acompañados por vientos del W y ocasionalmente de dirección opuesta, esto es evidente especialmente para el nivel de 20 mb (26.3 km) del mes de febrero. En marzo dominan además los vientos del WNW, sin embargo, un cambio radical ocurre en abril para los mismos niveles, por lo cual puede considerarse este mes como de tipo transicional, donde estadísticamente el nivel de 50 mb (20.6 km) muestra una dirección media del SE, en tanto que en los niveles superiores, es francamente opuesta, con vientos dominantes del ENE.

En mayo, el cambio en la dirección de los vientos ocurre sin transiciones entre los niveles de 100 y 50 mb, pasando a ser WNW, W y WSW en los niveles inferiores (troposféricos), en tanto que en los superiores (estratosféricos) las direcciones preferenciales son E y ENE.

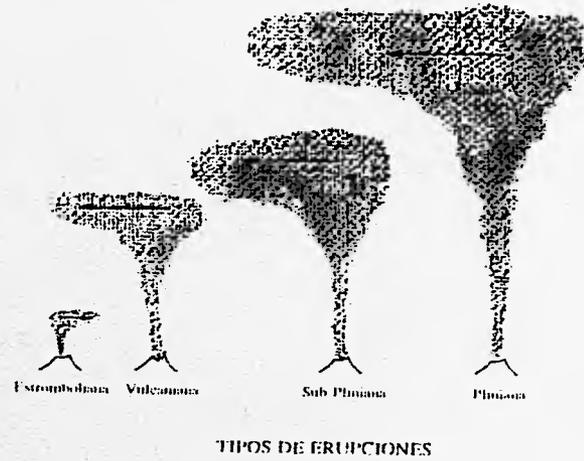
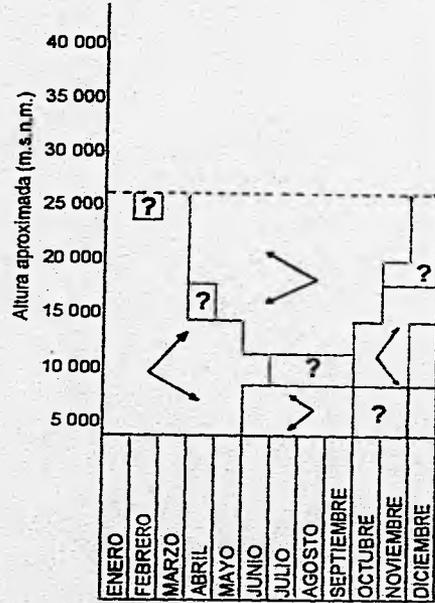


Fig. 27. Resumen espacio-temporal de las direcciones del viento en el Distrito Federal durante el periodo 1990-1994.

A partir del mes de junio y hasta septiembre se observa un patrón sistemático ENE, E y ESE, que es opuesto al de los meses anteriores y que se aplica para todos los niveles (excepto para el de 250 mb, en donde se encuentran distribuciones muy erráticas pero con cierta dominio de los vientos del NW, principalmente en el mes de junio). Cabe resaltar, que a diferencia de lo anterior, en julio se puede apreciar una cierta bimodalidad direccional para el nivel de 20 mb, en donde se presentan direcciones diametralmente opuestas (E-W).

En octubre el nivel de 500 mb se considera transicional, ya que su comportamiento direccional es muy errático aunque con una componente media del SSE; sin embargo, en los niveles de 250 y 100 mb muestran direcciones preferenciales del WSW y WNW, en tanto que en los niveles superiores ésta es del E, por lo que es opuesta a las anteriores.

En noviembre ocurre algo muy similar al mes anterior, con la diferencia de que en el nivel de los 500 mb el comportamiento es menos errático, con una dirección media del WSW que es congruente con los niveles inmediatos superiores, en tanto que en los niveles superiores continua el dominio de los vientos del ENE.

Finalmente, en diciembre se observan cambios altitudinales, ya que a pesar de que se observan direcciones preferenciales al SW a 500 mb y WSW para 250 y 100 mb, en los niveles estratosféricos el comportamiento es bipolar con direcciones E-W, aproximadamente.

IV.1.3. SÍNTESIS DE LAS VARIACIONES ESPACIO-TEMPORALES.

Conjuntando y sintetizando los resultados de ambos parámetros (espacio y tiempo), se concluye que existen dos temporadas en las que se presenta un patrón general dominante para todos los niveles (fig. 27), los cuales son:

- De junio a septiembre del ENE, E y ESE con la única excepción del nivel de 250 mb (que suele comportarse de manera particularmente irregular).

- De enero a marzo con vientos del WSW y W para todos los niveles, salvo el de 20 mb del mes de febrero, en donde la dirección media es ESE.

Existen en cambio 2 períodos en los que se presentan cambios significativos en la dirección de los vientos a partir de la zona ubicada entre los niveles del 100 y 50 mb (16.5 y 20.6 km), a saber:

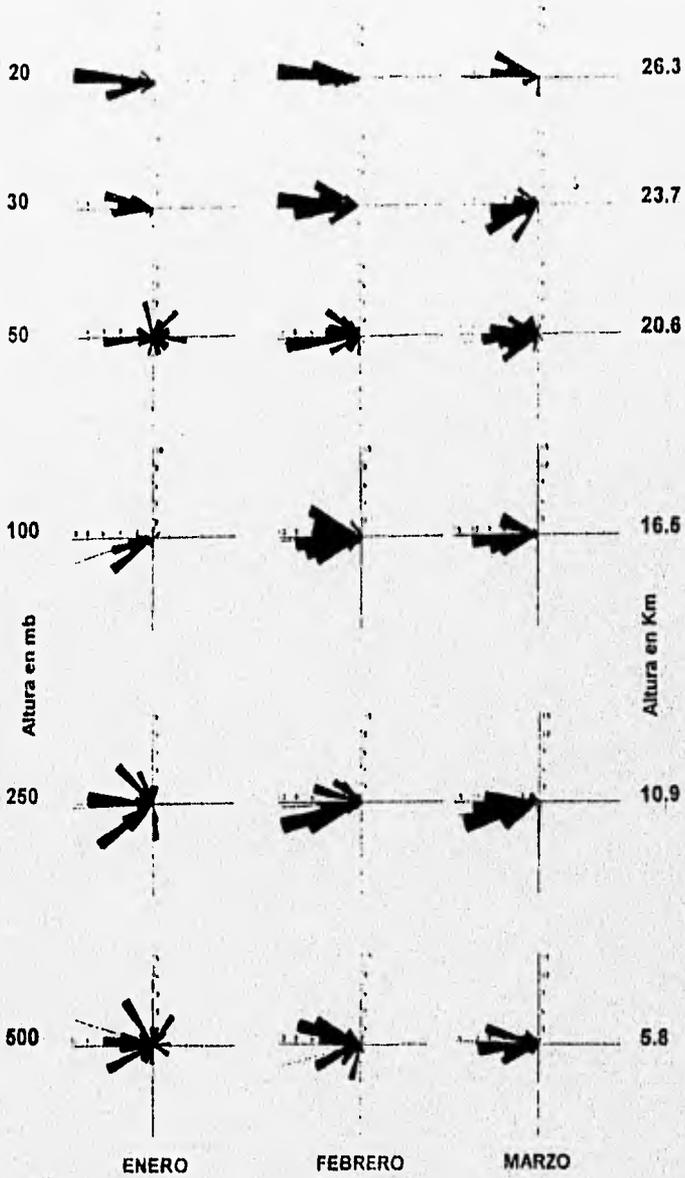
- El período de abril a mayo muestra tendencias del W y WSW para 500 a 100 mb, en tanto que para los niveles superiores, las direcciones son diametralmente opuestas (E y ENE) excepto para abril a 50 mb en donde se observa una transición.

- En el período de octubre a diciembre se observa que octubre es un mes transicional, y noviembre, pese a tener grandes fluctuaciones en sus direcciones, éstas en general presentan una componente del W en los niveles troposféricos al igual que diciembre, por lo que los vientos preferenciales son del WSW, SW y del WNW para los niveles 500 a 100 mb, y en los niveles superiores (excepto diciembre donde el comportamiento es bimodal), la dirección media es E.

IV.2.- EL VIENTO EN LA ATMÓSFERA SUPERIOR DE VERACRUZ, VER..

En las figuras 28 (a, b, c y d), se muestran las variaciones con respecto a los diferentes niveles atmosféricos (expresados en milibars, o su equivalente aproximado en kilómetros sobre el nivel del mar) muestran el siguiente comportamiento:

Fig. 28A. Rosas de viento de Veracruz, Ver. para 1993. (los números en las barras, son valores de frecuencia por intervalo; cada intervalo es de 10 grados).



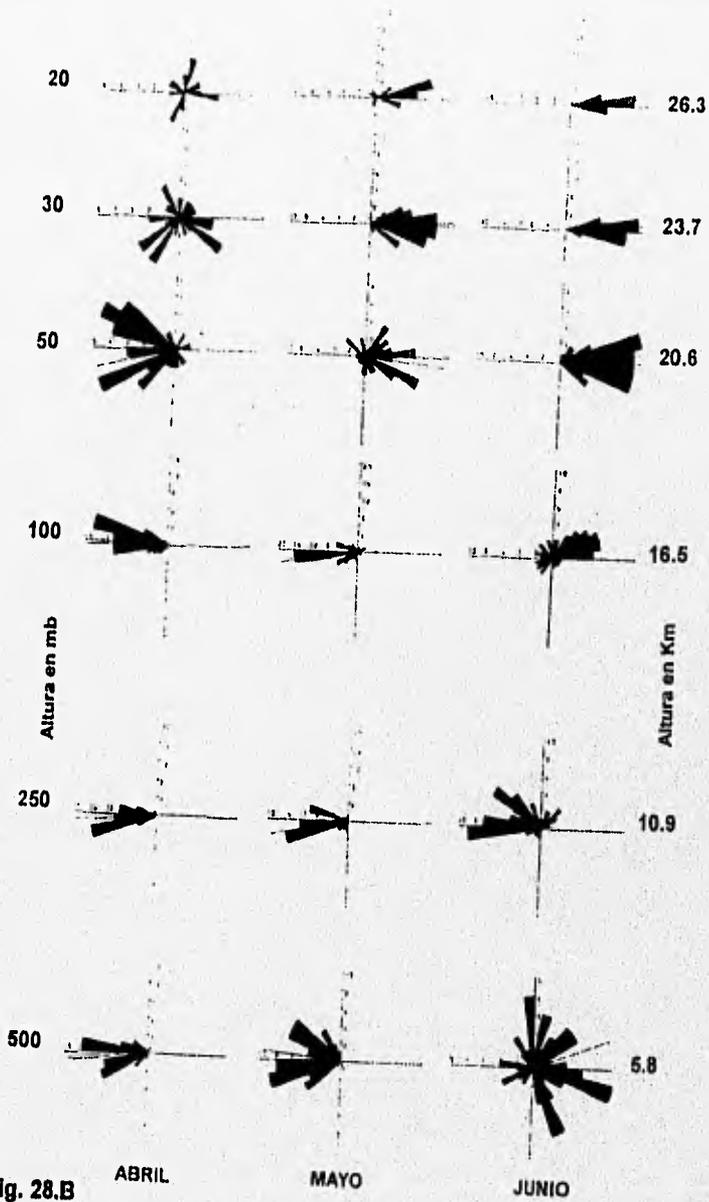


Fig. 28.B

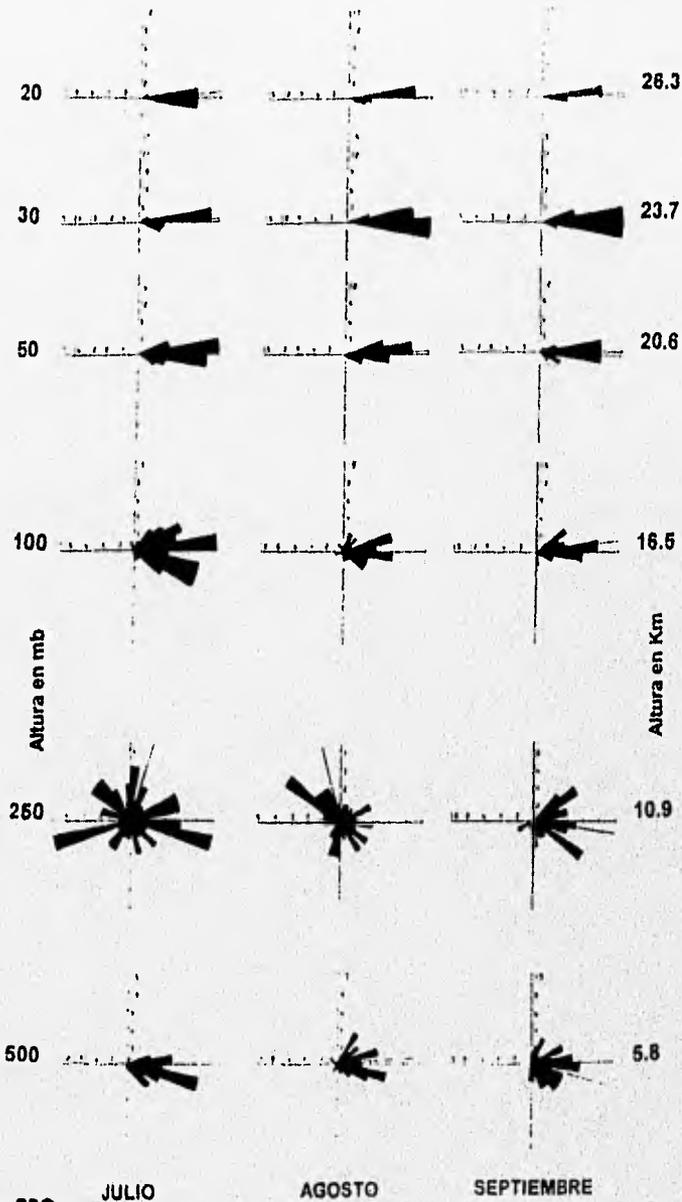


Fig. 28C.

JULIO

AGOSTO

SEPTIEMBRE

ESTA TESTA NO DEBE SALIR DE LA BIBLIOTECA

J. RAYMUNDO CORTES LUNA

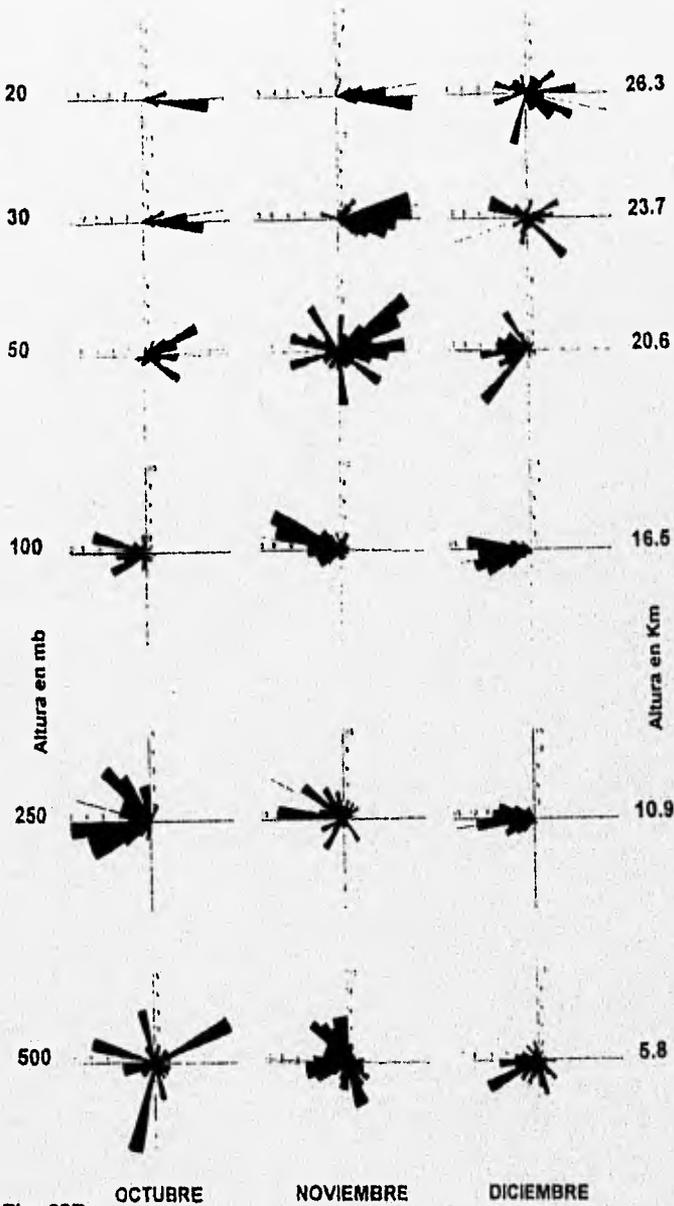


Fig. 28D.

IV. 2. 1. VARIACIONES ESPACIALES

a) Viento Estratosférico

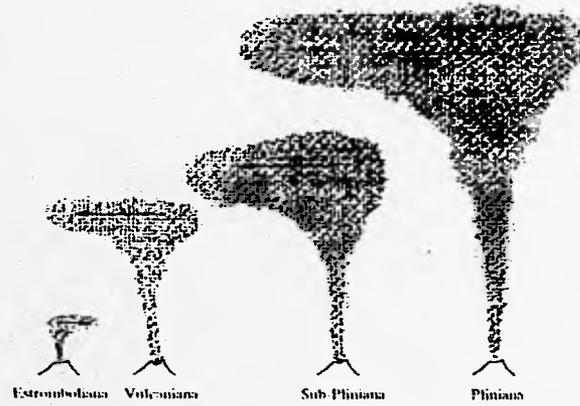
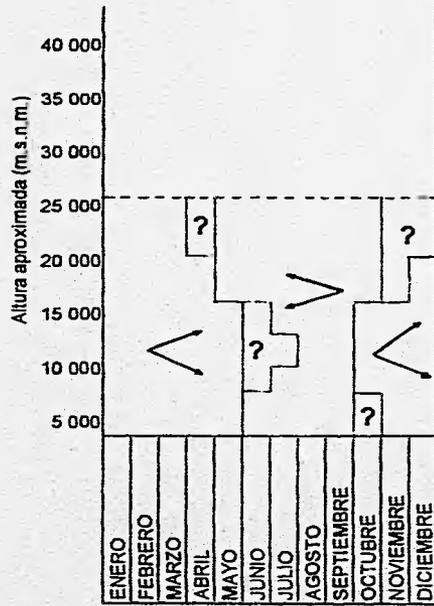
Nivel de 20 mb (aprox. 26.3 km). De enero a marzo se tiene un campo direccional WSW a WNW, en abril se tiene una transición al igual que en diciembre y de mayo a noviembre el campo varía de ENE a ESE (aunque no se cuenta con información de este nivel para el mes de septiembre, el comportamiento direccional de los meses anteriores y posteriores a este hacen suponer un comportamiento similar).

Nivel de 30 mb (aprox. 23.7 km). En este nivel se tiene que para el periodo de enero a marzo el patrón direccional varía de SW a NW, en abril y diciembre hay sendas transiciones y de mayo a octubre la dirección va de ENE a ESE, en tanto que en noviembre ésta va de NE a SE.

Nivel de 50 mb (aprox. 20.6 km). En enero no se tienen direcciones preferenciales por lo que se considera ser de transición; en febrero y marzo el campo varía de SSW a NNE, abril y mayo en cambio, también son transicionales, dominando las direcciones NE-NW y NE-SE, respectivamente, en tanto que de junio a septiembre el viento fluctúa de ENE a ESE, en octubre en cambio llega a variar de NNE a WSW incluso; finalmente, noviembre y diciembre no tienen direcciones preferenciales (especialmente noviembre), sin embargo, diciembre tiene predominancia de vientos provenientes del NNW e incluso SW.

b) Viento Troposférico

Nivel de 100 mb (aprox. 16.5 km). De enero a mayo el campo direccional varía de SSW a NNW (en abril puede haber vientos incluso del N y NE), junio es transicional, pero con una marcada tendencia a presentar vientos del ENE; de



TIPOS DE ERUPCIONES

Fig. 29. Resumen espacio-temporal de las direcciones del viento en Veracruz, Ver. durante 1993.

Nivel de 250 mb (aprox. 10.9 km). De enero a junio se tiene una componente preferencial del W con un campo de vientos que fluctúa de WSW a NW. Incluso, enero sin embargo es un poco irregular al igual que junio puede ser considerado de tipo transicional, de julio a noviembre en cambio no presentan direcciones preferenciales, lo cual no sucede con diciembre en donde estas varían de SW a NW.

Nivel de 500 mb (aprox. 5.8 km). Enero, junio y de octubre a diciembre son meses en donde no se aprecian direcciones preferenciales; de febrero a mayo el campo direccional va de SW a NW (en febrero podría ser incluso SSW) y de julio a septiembre éste varía de NE a SE e incluso hasta WNW.

IV.2.2. VARIACIONES TEMPORALES

En enero los niveles de 500, 250 y 50 mb son considerados de transición por no tener un patrón de vientos dominantes; los niveles de 100, 30 y 20 mb en cambio presentan vientos preferenciales del SW al WNW, los cuales prevalecen hasta marzo y en los niveles troposféricos de abril y mayo, ya que los estratosféricos de abril y el de 50 mb de mayo son de transición (este último cuenta con una componente preferencial del E), en tanto que a 30 y 20 mb el patrón dominante es NE-SE, perdurando este patrón incluso hasta octubre pero a niveles estratosféricos solamente.

IV.2.3. SÍNTESIS DE LAS VARIACIONES ESPACIO-TEMPORALES.

En general, podemos considerar que los vientos estratosféricos son muy definidos, puesto que de enero a marzo presentan un patrón del WSW a WNW (excepto enero a 100 mb); abril es transitorio y a partir de mayo y hasta octubre,

el campo varía de EN a SE, pero principalmente de ENE a ESE, en tanto que en noviembre a 50 mb y en diciembre no se tiene un patrón definido. Los troposféricos en cambio, son muy variables, puesto que en enero el patrón de vientos es muy irregular, salvo a 100 mb, en donde varía de SW a WNW y en el periodo comprendido de febrero a mayo el patrón es de SW a NW; en junio en cambio, se tienen vientos transicionales pero con componente del E, principalmente a 500 y 100 mb, a 250 mb en cambio, la componente preferencial es del W; éste nivel al igual que las dos estaciones descritas con anterioridad, se comporta muy irregularmente el resto del año, aunque en diciembre se tiene patrón de vientos preferencial del NE a SE; en lo que respecta al nivel de 500 y 100 mb para el periodo julio-septiembre, se tiene un patrón preferencial de NE a SE. Finalmente, de octubre a diciembre y salvo a 100 mb, e incluso 250 mb en diciembre, existe un patrón que varía de SW a NW, y el resto no tiene direcciones preferenciales (fig. 29).

IV.3.- EL VIENTO EN LA ATMÓSFERA SUPERIOR DE MANZANILLO, COL..

En las figuras 30 (a, b, c y d), se muestran las variaciones con respecto a los diferentes niveles atmosféricos (expresados en milibars, o su equivalente aproximado en kilómetros sobre el nivel del mar) muestran el siguiente comportamiento:

IV.3.1. VARIACIONES ESPACIALES

a) Viento Estratosférico

Nivel de 20 mb (aprox. 26.3 km). Durante enero y febrero se aprecia que el viento sopla como viento del W dentro de un campo que fluctúa de WSW a

WNW, en tanto que en marzo se tiene una mayor diversidad de direcciones, variando incluso hasta SSW a NW, en abril y mayo ocurre una transición para posteriormente comportarse como viento del E incluso hasta diciembre; de junio a agosto el campo es ESE a ENE. De septiembre a noviembre no se tienen datos sino hasta diciembre, periodo en el que los vientos varían principalmente del ENE al S, aunque podrían ser incluso del WNW.

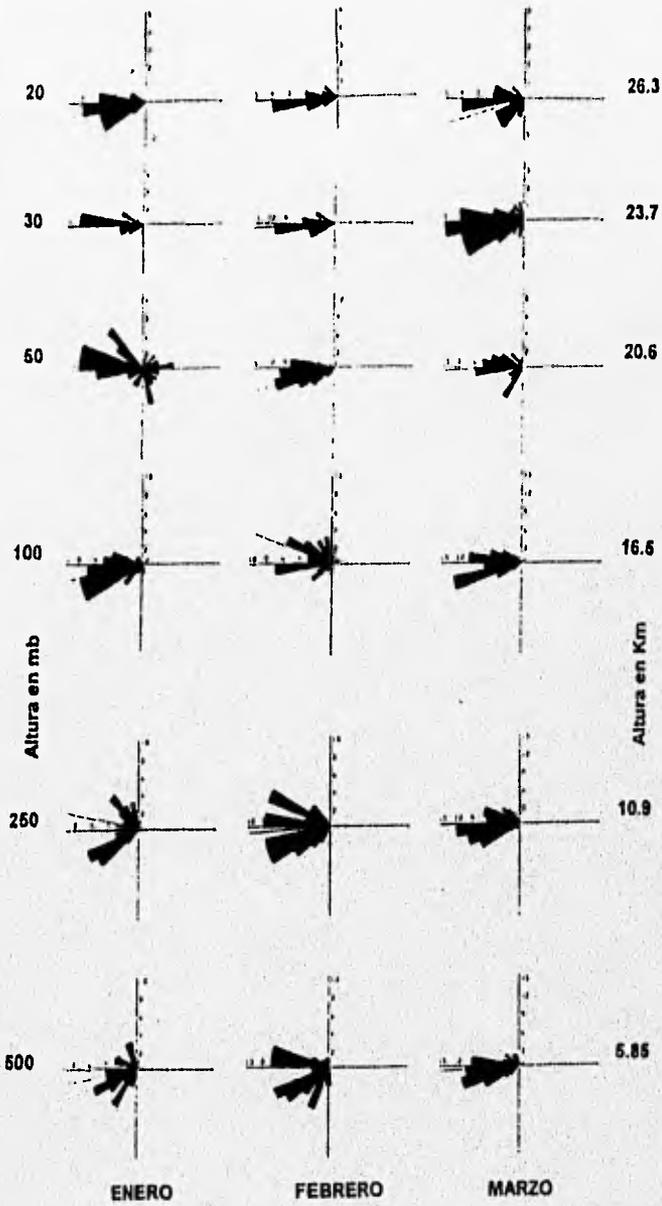
Nivel de 30 mb (aprox. 23.7 km). De enero a febrero el viento se comporta de la misma forma que para el nivel de 20 mb, en tanto que en marzo éste varía con una mayor frecuencia de WSW a WNW aunque puede llegar a variar de SSW a NNW. En abril se tiene una transición, y a partir de mayo el viento es del E incluso hasta el mes de octubre, dentro de un campo que va de ENE a ESE. Para noviembre no se tienen datos y en diciembre también hay una transición que hace suponer que hay una amplia probabilidad de que no se tendrán vientos del N o incluso del ENE, dado que no se tienen registradas este campo de direcciones.

Nivel de 50 mb (aprox. 20.6 km). En enero no se tienen direcciones medias, sin embargo, en febrero y marzo el campo direccional varía; en abril es transitorio y de mayo a octubre el viento aunque puede ser incluso de NE a SE, éste varía principalmente de ENE a ESE. En lo que respecta a noviembre y diciembre, éstos también son de transición.

b) Viento Troposférico

Nivel de 100 mb (aprox. 16.5 km). De enero a mayo se tiene un campo de direcciones de WSW a WNW; sin embargo, en febrero puede variar incluso hasta NNW.

Fig. 30A. Rosas de viento de Manzanillo, Col., para 1993. (los números en las barras, son valores de frecuencia por intervalo; cada intervalo es de 10 grados).



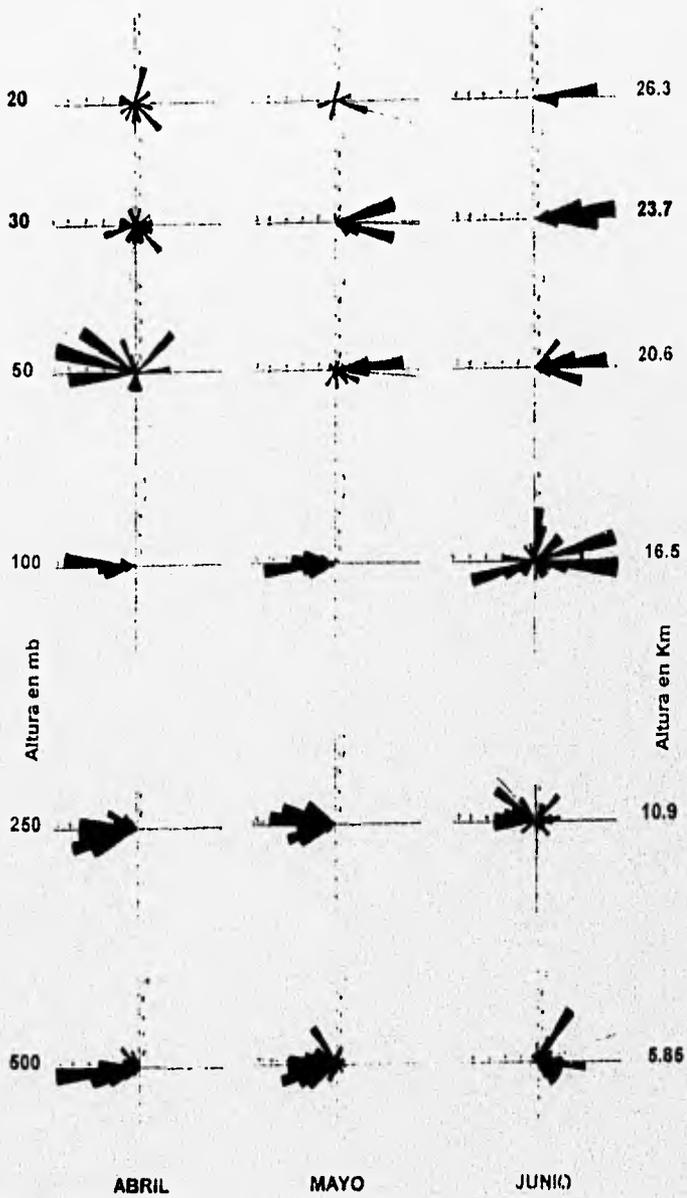


Fig. 30B.

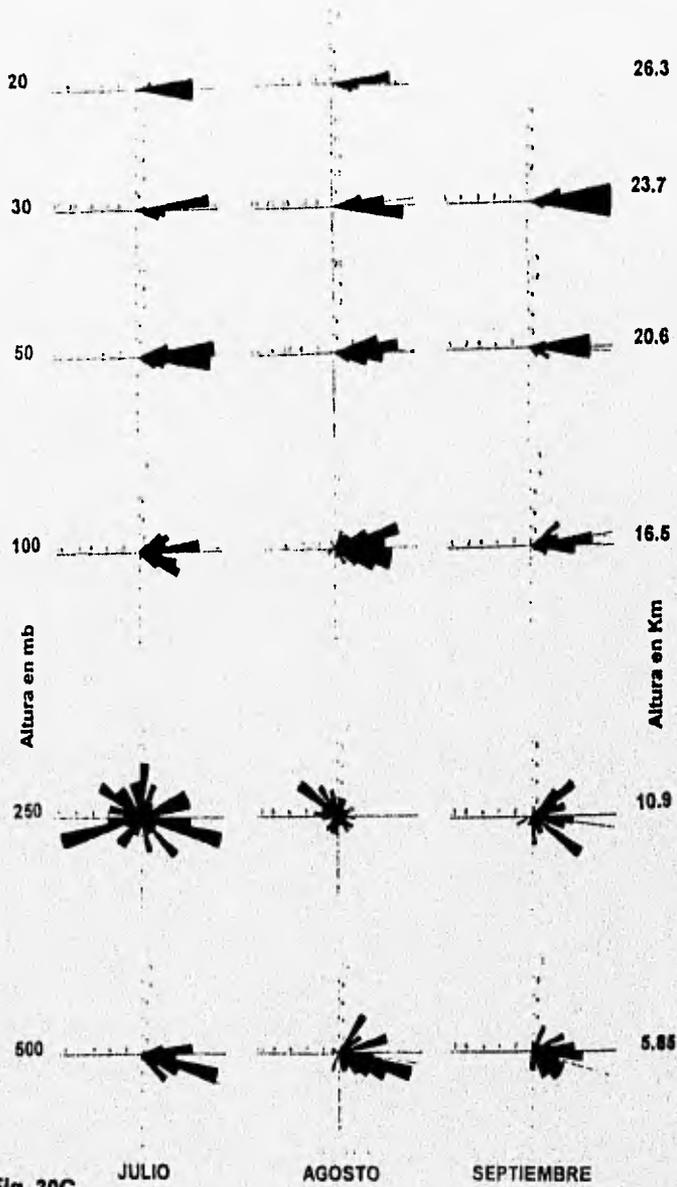


Fig. 30C.

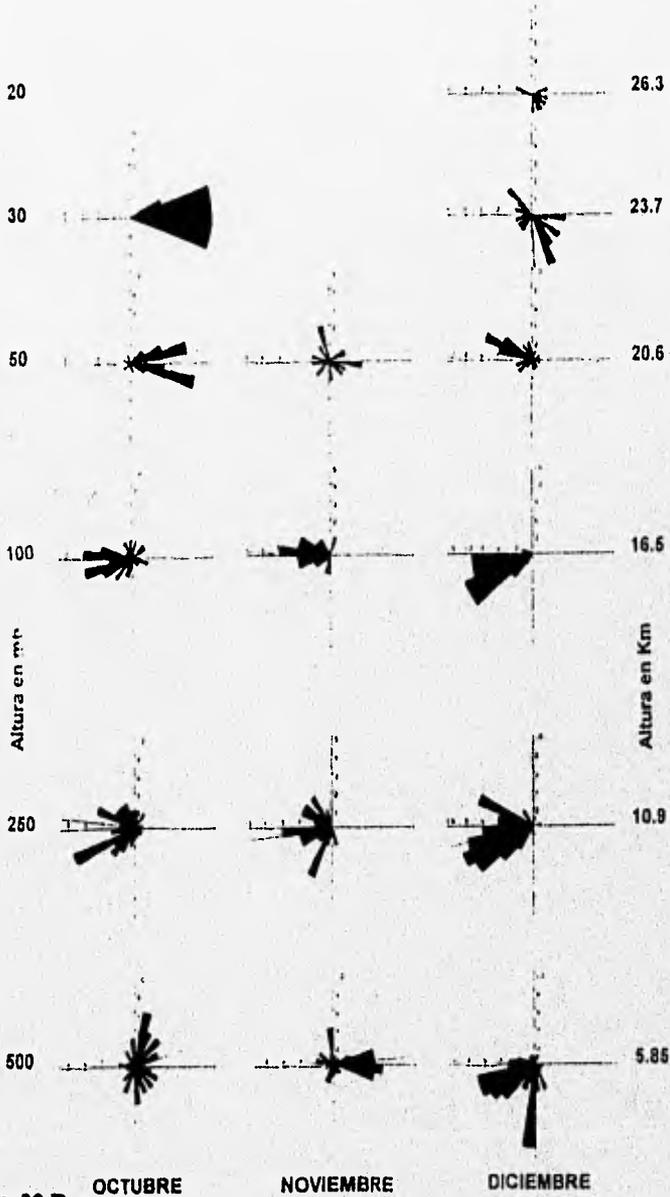


Fig. 30.D

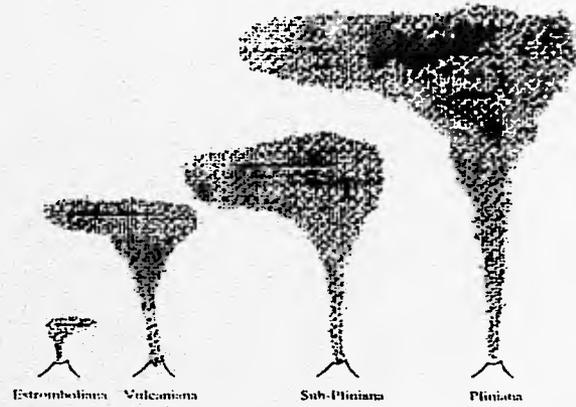
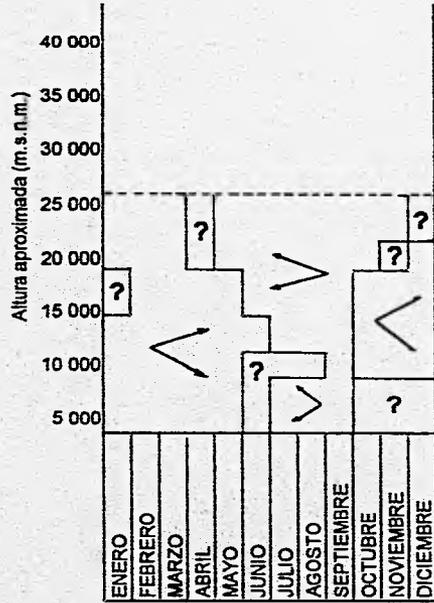
En junio se tiene una transición, y en el periodo de julio a septiembre, el viento varía de NE a SE, mientras que en octubre se inicia una nueva transición con predominancia de vientos del W. En noviembre éstos son de SW a NW, en tanto que en diciembre varían de SW a WNW.

Nivel de 250 mb (aprox. 10.9 km). De enero a mayo se tienen vientos de componente W, variando el campo direccional desde SW hasta NNW. De junio a agosto se puede apreciar una transición, mientras que en septiembre los vientos son predominantemente del E (del NE al SSE incluso), en tanto que de octubre a diciembre, los vientos vuelven a tener una componente del W, aunque en octubre y diciembre se tiene en poca proporción una componente del E, predominan los vientos que soplan dentro del campo SW a NW (pudiendo llegar a ser incluso de NNE a NNW).

Nivel de 500 mb (aprox. 5.8 km). Aunque se tiene también componente del E en mínima proporción, de enero a mayo la dirección predominante es del W fluctuando de SSW a NNW, e incluso hasta ENE a NNW para marzo, y NNE a NW para el mes de mayo, respectivamente. De junio a septiembre, el patrón direccional es NNE a SSE, en cambio, de octubre a diciembre es muy irregular el comportamiento del viento y no se tiene patrón alguno.

IV.3.2. VARIACIONES TEMPORALES

En enero, los vientos se manifiestan con componente del W (excepto a 50 mb en donde se tiene componente del E, aunque en poca proporción); estos tienen un campo preferencial de NE a SW, aunque a 250 mb pueden llegar a ser incluso del NW.



TIPOS DE ERUPCIONES

Fig. 31. Resumen espacio-temporal de las direcciones del viento en Manzanillo, Col. durante 1993.

En febrero y marzo los vientos varían sus direcciones desde SSW a NNW y de NE a SW, respectivamente, aunque en ambos casos la dirección preferencial es WSW (salvo en febrero a 100 mb en donde el campo puede variar incluso desde NNE hasta NNW con dirección preferencial al NW).

En abril se puede apreciar un comportamiento muy regular en los niveles troposféricos con un campo direccional que fluctúa de WSW a NW y preferencial al WSW para 500 y 250 mb, en tanto que a 100 mb es al NNW. Lo anterior contrasta con los niveles estratosféricos en donde no se tienen direcciones preferenciales y por consiguiente se consideran transicionales.

Al igual que abril, en mayo las direcciones en los niveles estratosféricos y troposféricos presentan un comportamiento diametralmente opuesto. En la estratosfera y a 30 mb, el campo direccional es principalmente ENE a ESE, en tanto que pese a que en 50 mb ocurre la misma, en este nivel al igual que en 20 mb, la transición iniciada el mes anterior continúa. Respecto a la troposfera, excepto a 500 mb que puede ser considerado de transición, a 250 y 100 mb el campo direccional varía de SSW a NNW (a 250 mb puede haber vientos incluso del NE).

De junio a septiembre en la estratosfera se tiene un régimen de flujo muy definido de ENE a ESE, lo que no ocurre hacia los niveles inferiores, y a 500 mb el campo direccional es más definido con componente del E principalmente, por lo que el campo de viento va de ENE a SE; sin embargo, se pueden manifestar vientos hasta del NW. A 250 mb no se tiene un campo direccional definido y 100

mb en junio se le considera transicional, pero de julio a septiembre el campo varía de ENE a ESE (e incluso NNE y NNW).

Dentro del periodo comprendido de octubre a diciembre, se tienen pocos niveles con campos direccionales bien definidos: octubre a 20 y 30 mb (ENE a ESE, aunque a 20 mb pero en menor proporción puede haber vientos incluso del NNW), noviembre a 250 y 100 mb (SSE a NNW y SSW a NNW, respectivamente) y diciembre a 250 mb (SW a WSW).

IV.3.3. SÍNTESIS DE LAS VARIACIONES ESPACIO-TEMPORALES

Entre los niveles de la estratosfera y los de la troposfera, existe una notable diferencia en la regularidad de los patrones de viento, ya que los primeros son muy definidos, presentando tan solo dos campos direccionales (WSW a WNW e incluso NNW de enero a marzo, y ESE a ENE de mayo a octubre, respectivamente), con dos periodos transicionales: abril y noviembre-diciembre, en los que no se tiene un patrón definido.

Los vientos troposféricos en cambio, soplan dentro de un campo direccional que varía de SW a NW enero a mayo, aunque ocasionalmente llegan a ser de SSW a NNW; junio es transicional, en tanto que de julio a septiembre la componente preferencial es del E (excepto julio a 250 mb), en tanto que de octubre a diciembre no se tienen campos direccionales bien definidos, aunque en éste último mes, a 250 y 100 mb el campo direccional es SW-NW (fig. 31).

IV.3.- COMPARACIÓN DE LOS PATRONES DE FLUJO DEL VIENTO ENTRE LAS ESTACIONES DE RADIOSONDEO DE VERACRUZ, VER., DISTRITO FEDERAL Y MANZANILLO, COL..

Las comparaciones correspondientes entre las tres estaciones para un periodo determinado (todo el año de 1993), permite estimar que los patrones de

distribución de los flujos de viento en la atmósfera superior, espacialmente son uniformes (figuras 27, 29 y 31), ajustándose a lo establecido para los sistemas de circulación regional de la República Mexicana, mencionados en el capítulo II.2.3.

Por otra parte, a pesar de que los patrones de viento muestran ciertas similitudes, éstos se generan a partir de procesos meteorológicos diferentes, por lo que deben ser tomadas un número mayor de estaciones de radiosondeo para poder hacer estimaciones más precisas.

IV.4.- ANÁLISIS DE VELOCIDAD DEL VIENTO

En las tres estaciones analizadas se observó que las mayores velocidades del viento se presentaron por debajo de la tropopausa, a diferencia de lo obtenido por Carey y Sigurdsson (1986, *op cit*) durante la actividad del Chichón, en donde la mayor velocidad de viento se observaron en dicha zona, lo cual se puede apreciar en las gráficas anexas; por otra parte, éstas fueron realizadas a partir de los datos de 1993, dado que los niveles analizados no permiten la obtención de perfiles de viento completos, lo que permitiría tener una idea más clara de su comportamiento espacial; sin embargo, los valores de dicho periodo se ajustan a los valores obtenidos para el periodo 1990-1995, por lo que el margen de error es muy reducido. En éstas gráficas se puede apreciar que en promedio, durante la temporada de estiaje (diciembre-abril), el viento sopla con mayor velocidad que durante la temporada de lluvias (junio-septiembre), y que esto sucede principalmente entre los 250 y los 100 milibars para el primer caso, en tanto que para el segundo caso ocurre en los niveles estratosféricos (70 a 20 milibars; sucede lo mismo que para los valores promedio

Aunque en el modelo de Carey y Sparks (op cit) se utilizan velocidades de 0, 10, 20 y 30 metros/segundo, se debe tomar en cuenta que las velocidades promedio de viento en las tres estaciones analizadas caen dentro de dichos valores, y que incluso los sobrepasan, lo cual es muy notorio cuando se analizan las velocidades máximas¹.

¹ Los valores de las velocidades máximas y promedio se encuentran en las tablas 3 al 10; las gráficas en cambio, están en el apéndice.

CAPITULO V

LOS VIENTOS DE LA ATMÓSFERA SUPERIOR Y SU APLICACIÓN EN VULCANOLOGÍA

La distribución del material piroclástico de caída derivado de una columna eruptiva dentro de una área determinada, está sujeta a dos situaciones: la primera considera la existencia de una nube eruptiva relativamente baja pero en presencia de vientos fuertes, o bien, a una columna relativamente alta pero con vientos débiles (Carey y Sparks, *op cit.*); debido a lo anterior, es de vital importancia conocer los patrones de viento, principalmente los de la atmósfera superior y no los superficiales, ya que los primeros son los que afectan de manera directa la dispersión del material piroclástico y los últimos no tienen una influencia que sea de consideración. Como se mencionó anteriormente, la presencia de una interfase entre diferentes niveles atmosféricos (principalmente en la tropopausa), los cuales llegan a presentar patrones de viento divergentes, permite la configuración de depósitos bilobulados. Un ejemplo de esta situación está representada por la erupción del Chichón en 1982, en donde en los niveles troposféricos (hasta 18 km de altura) la pluma tuvo una trayectoria ENE, en tanto que en la estratosfera (arriba de 18 km) el viento tuvo una dirección WSW permitiendo con ello la configuración de las isopacas dispuestas de manera pseudo-elipsoidal con la orientación de su eje mayor en dirección ENE-WSW (Carey y Sigurdson, *op cit.*). Cabe resaltar, que los vientos estratosféricos permitieron que la nube eruptiva diera una vuelta al globo terrestre en un periodo de tres semanas (Matson y Robock, 1984); sin embargo, la intensidad y dirección de los vientos troposféricos fue tal que el material llegó incluso hasta Cuba (Mojena y García, 1984).

Los estudios realizados hasta la fecha, y que han sido encaminados a la evaluación de los parámetros que intervienen en una erupción volcánica

explosiva (principalmente), siempre han utilizado variables fijas, de tal manera que se suponen ser de mínima variación durante el proceso, lo cual no es muy confiable, ya que la dinámica de la erupción es tal, que difícilmente se podrían estimar las variables con un alto grado de certidumbre; o bien, algunos otros suponen que los periodos eruptivos siguen modelos probabilísticos determinados (Cruz-Reyna, 1991).

Pese a lo anterior, investigadores como Armienti (1988), Carey y Sigurdson (1986), Carey y Sparks (1986), Fisher (1964), Shaw, (et al, 1977), Slaughter y Hamil (1970), Wilson (1972), Wilson (1980), Wilson y Walker (1987), y Sparks (1986), han podido desarrollar modelos eruptivos, o hacer estimaciones acerca de las características físicas de las partículas piroclásticas (Wilson y Huang, 1979). Algunos investigadores han realizado mediciones directas (Rose, et al, 1988) o indirectas (Sparks y Wilson, 1982); las primeras tienen un cierto margen de confiabilidad, y las últimas en cambio, están en función de las mediciones realizadas a columnas eruptivas cortas y de baja explosividad, lo cual sirve para poder estimar las condiciones termodinámicas asociadas para erupciones de mayor explosividad, ya que el realizarlo de manera directa en columnas muy grandes que se encuentran asociadas a explosiones muy violentas resultaría muy peligroso.

Una gran cantidad de columnas eruptivas llegan a alcanzar los niveles estratosféricos, llegando a encontrar durante su ascenso grandes variaciones en la velocidad del viento; sin embargo, y a pesar del dinamismo atmosférico, los modelos matemáticos aplicados a la vulcanología que han sido desarrollados hasta la fecha, siempre han considerado un perfil atmosférico medio (Wilson y Walker, *op cit.*; figs. 30a y 30b); además de lo anterior, se ha llegado incluso a simplificar algunos parámetros, tales como la emisión del material volcánico

expelido, el coeficiente de turbulencia, etc., lo cual aunque no son 100% confiables, representan una buena aproximación a las condiciones prevalecientes al momento de la erupción.

V.1 ACTIVIDAD FUTURA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL Y LA AFECTACIÓN POR LLUVIA DE CENIZA SOBRE LAS POBLACIONES QUE SE ENCUENTRAN EN SUS ALREDEDORES.

Respecto a la actividad volcánica explosiva esperada para el Popocatépetl, y de acuerdo con lo que hasta el momento se conoce sobre los registros de la actividad eruptiva que el ha tenido este volcán en el pasado, esta podría variar desde eventos muy débiles hasta altamente explosivos, por lo que los pobladores de la Cuenca de México, y los valles de Puebla y Cuernavaca pueden resultar gravemente afectados en su salud y en sus bienes.

Existe una relación general entre el grado de explosividad y la altura que puede alcanzar su columna eruptiva, de tal forma que erupciones poco energéticas como las de tipo *estromboliano* tienen columnas comúnmente menores de los 10 km de altura; las *vulcanianas* en cambio, son ligeramente más explosivas pero no llegan a rebasar los 18 o 20 km, en tanto que las *subplinianas* y *plinianas* son mucho más energéticas y sus columnas llegan a alcanzar hasta cerca de 50 km de altura.

Cualquiera de estas erupciones podría ocurrir en el Popocatépetl, aunque las erupciones explosivas de tipo pliniano han sido bastante frecuentes, según lo muestran los registros geológicos (Robln, *op cit*, Macías, *op cit*).

El modelo desarrollado por Fisher (1964) y Fisher y Smincke (1984; fig. 32), permite obtener posibles dispersiones de material de caída en función del tipo de

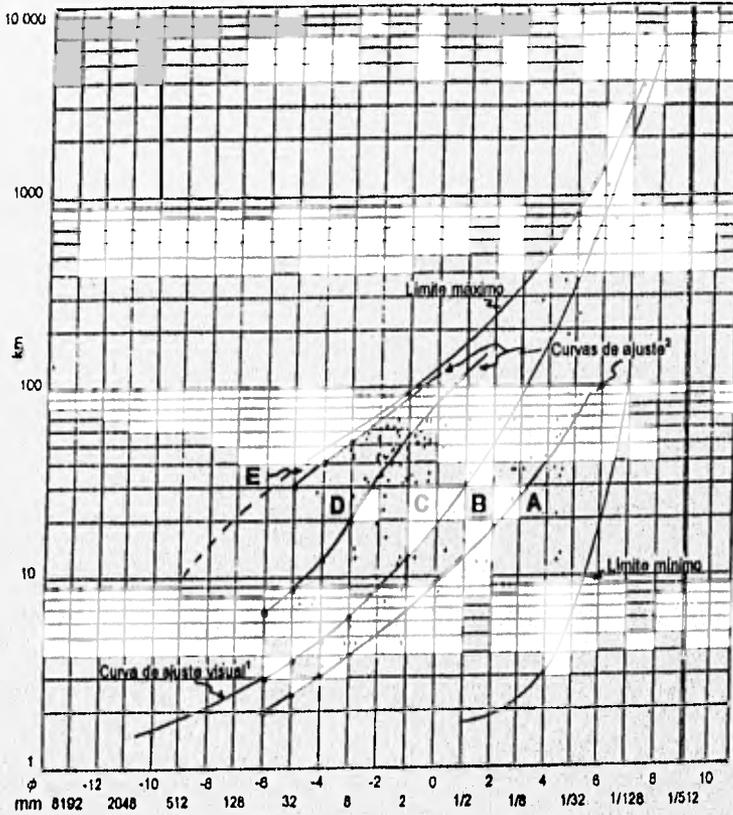


Fig. 32. Gráfica de dispersión de caída de tefra para erupciones explosivas, en donde A es zona de erupciones débiles (estrombollanas); B zona de erupciones intermedias (entre estrombollanas y plinianas); C es un área de erupciones intermedias, y D es una zona de vulcanismo muy explosivo, y en la zona E, el vulcanismo es extremadamente explosivo (Modificada de Fisher, 1964, y Fisher y Smincke, 1984).

¹ Propuesta por Fisher (1964), y Fisher y Smincke (1984).

² Trazadas en el presente trabajo para estimar la dispersión del material piroclástico de caída y el tipo de erupción asociada a la misma.

erupción; esto es, para erupciones débiles (estrombolianas), de alta densidad, vientos con baja velocidad y fragmentos con velocidad de caída alta, y para erupciones fuertes (desde subplinianas), de baja densidad, vientos con alta velocidad y fragmentos con baja velocidad de caída; de las dos áreas (o zonas) originales propuestas en este modelo por los autores, se incrementó a cinco el número de las mismas (A,B,C,D y E), a fin de mostrar características más precisas de algunas erupciones explosivas que podrían ocurrir en el Popocatepetl. Las distancias obtenidas se analizaron posteriormente con el modelo de dispersión desarrollado por Carey y Sparks en 1986 (fig. 33), lo que permitió la obtención de los datos que se encuentran en la tabla 11. La primera serie de valores representan la estimación de las distancias que podrían alcanzar partículas de tefra expelidas por una erupción débil (estromboliana); la segunda es la estimación de la distancia que podría alcanzar parte del material de caída en el límite medio entre erupciones débiles con las poco explosivas; la tercer serie es un límite medio entre erupciones explosivas, finalmente, la última serie representa dispersiones de partículas a partir de erupciones muy explosivas, estableciendo con ello el "peor escenario". Todo lo anterior se realizó considerando la posible dispersión de partículas de 8, 16, 32 y 64 mm. Se considera que las gráficas de dispersión obtenidas por Carey y Sparks en 1986, son útiles solamente para erupciones plinianas, por lo que los valores de la tercer y cuarta serie son los que tienen una mayor representatividad.

Es necesario hacer una estimación en función de la altura de la columna (magnitud e intensidad de la erupción), así como de la velocidad y dirección del viento, por lo que los datos del viento de la atmósfera superior y los modelos arriba señalados, permitió la elaboración de la figura 34, en donde se pueden observar las áreas de posible afectación en la región circundante al volcán Popocatepetl, asociadas a la dispersión de las partículas antes mencionadas.

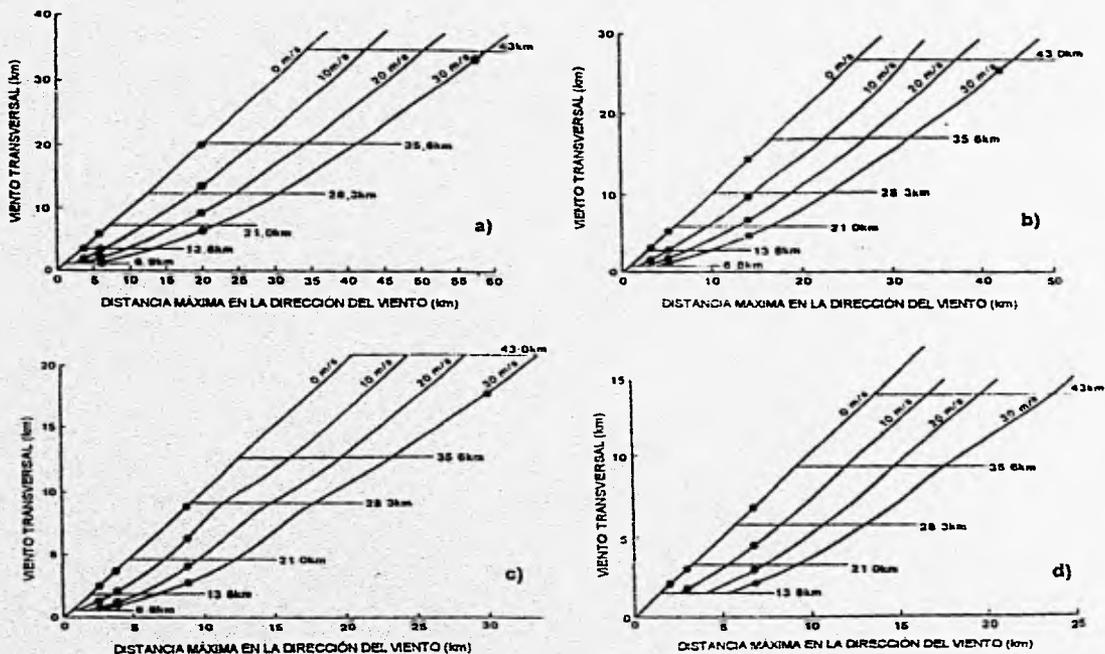


Fig. 33. Dispersión asociada a erupciones plinianas para partículas con 2 500 kg/m³ de densidad, y diámetro de 8, 16, 32 y 64 mm (a), b), c) y d), respectivamente; Modificado de Carey y Sparks, 1986).

La figura 27 muestra en forma sintética las direcciones preferenciales de los vientos a diferentes elevaciones, de acuerdo con la época del año. Si se pensara que el escenario esperado para la futura erupción que correspondiera a una de tipo *estromboliano* o *vulcaniano*, es decir de baja a moderada intensidad, las áreas de afectación serían preferencialmente las ubicadas hacia el sector oriental del volcán, que afectarían al sector opuesto. Por otra parte, si el escenario considerado correspondiera a una erupción de moderada a alta explosividad, es decir de tipo *subpliniano* o *pliniano*, el material piroclástico tendería a formar depósitos bilobulados en dos periodos: abril-mayo y octubre-noviembre, lo que afectaría tanto al sector oriental como al occidental del volcán. En caso de no ocurrir erupción alguna en cualquiera de estos periodos, se tendría una dispersión similar que el de las erupciones estrombolianas o vulcanianas, en donde los vientos troposféricos durante el periodo invernal dispersaran la tefra hacia el oriente, en tanto que si es durante el verano, el sector occidental sería el más afectado (fig. 34). Sin embargo, pese a las estimaciones anteriores, es posible que fragmentos con las características antes mencionadas lleguen a dispersarse a distancias mayores que las indicadas en la figura 34, ya que la intensidad, la magnitud, y duración de la erupción juegan un papel preponderante en la distribución del material; además, las explosiones dirigidas pueden dispersar el material piroclástico de manera análoga que las erupciones plinianas o ultraplinianas asociadas con vientos débiles, así, los mapas de isopacas con una disposición muy elongada puede indicar que la erupción fue dirigida (Fisher, 1964, *op cit*); además, los diferentes tipos de fragmentos piroclásticos tienen una distribución muy particular dentro de una muestra de un depósito.

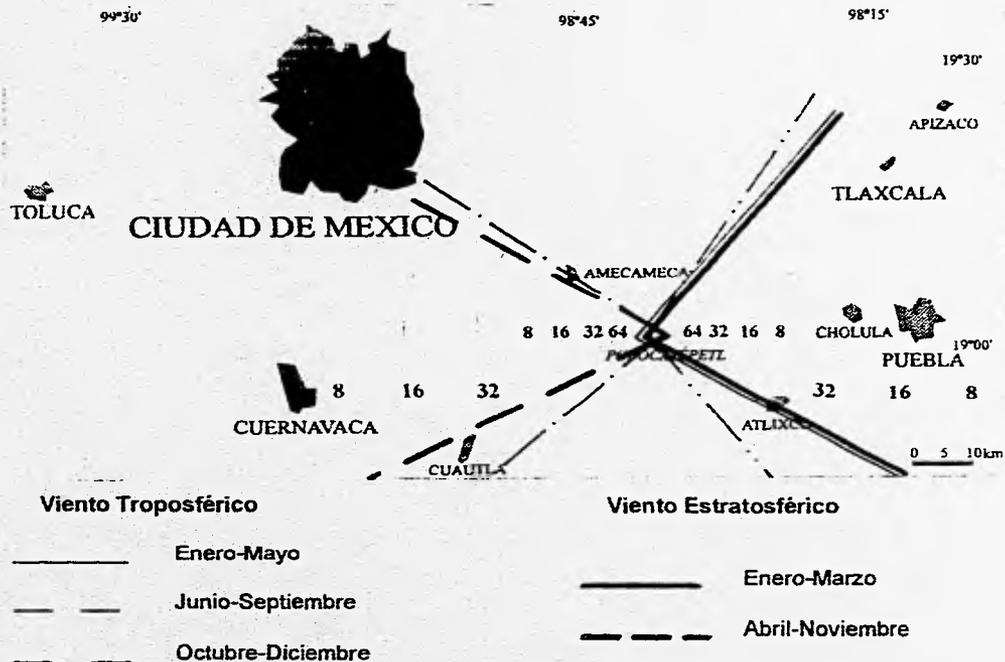


Fig. 34. Áreas de posible afectación en torno al volcán Popocatepetl en relación a la caída de tefra de 8, 16, 32 y 64 mm; las curvas delimitan las distancias a las que podrían llegar dichas partículas durante erupciones explosivas y muy explosivas (áreas cercanas y distantes al volcán, respectivamente), correspondientes a las áreas C y D, en el modelo de Fisher (1964) y Fisher y Smincke (1984). Los valores indican el alcance máximo de un tamaño determinado de partícula.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VI.1 CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en el presente trabajo, nos permiten establecer una relación meteorológico-vulcanológica, que permitirá considerar las áreas con mayor probabilidad de afectación por lluvia de cenizas, tanto ante la eventualidad de una erupción el volcán Popocatepetl, como en el Citlaltépetl y en el volcán de Colima.

De lo anterior se desprenden las siguientes conclusiones:

1. Existe una clara estacionalidad en el comportamiento de los vientos, lo cual está muy marcado por la existencia de periodos en donde no hay variaciones sustanciales en la orientación de la componente principal (Este u Oeste). A pesar de que existe una notoria correspondencia entre las rosas de viento de la Cuenca de México, Veracruz, Ver. y Manzanillo, Col., se debe considerar que la configuración de las mismas, se debe a que las direcciones en que sopla el viento en dichos sitios son influenciadas por procesos meteorológicos distintos.
2. Las variaciones espaciales nos permiten considerar que el viento no sigue trayectorias rectas, sino espirales, por esta razón, el abanico de dispersión de tefra se amplía; además, la existencia de periodos en donde los vientos estratosféricos y los troposféricos soplan en direcciones diametralmente opuestas, incrementa por mucho las posibles áreas de afectación, principalmente si la erupción es de tipo vulcaniano o bien, pliniano (o

incluso ultraplino), ya que se tienen registros de que este tipo de actividad se ha desarrollado en el volcán Popocatépetl.

3. Si el Popocatépetl hiciera erupción durante la temporada de lluvias, a parte de aumentar los problemas bronquio-respiratorios que ocasionaría a los habitantes de la Ciudad de México y su zona conurbada, también se incrementaría notablemente la acidez del agua de lluvia (lluvia ácida). Además, las construcciones de azoteas planas o con pendientes con menos de 20 grados de inclinación, y/o con cimentaciones en mal estado, y/o sobrecargadas, y/o con estructuras (columnas y trabes) poco reforzadas, podrían colapsarse, ya que la ceniza incrementa notablemente su densidad cuando se encuentra mojada; las vías de comunicación, las carreteras, vías férreas y los aeropuertos serían muy inseguros debido a la capa de lodo que les cubriría, tornándolos aún más resbalosas y peligrosas de lo normal para dicha temporada; respecto a las líneas de transmisión, éstas podrían romperse por el sobrepeso que representa la capa de tefra.

En la época de estiaje (octubre-abril) sin embargo, los problemas de salud ocasionados por la ceniza volcánica serían fundamentalmente respiratorios e irritación ocular, y en el caso de los aeropuertos, la visibilidad sería disminuida considerablemente, las carreteras y las vías férreas, así como las pistas de aterrizaje serían muy resbalosas, y por lo tanto muy inseguras; un aspecto importante en relación a los motores de los vehículos terrestres y aéreos, ya que es muy probable que durante la succión de aire para la combustión del combustible, éste contenga fragmentos de tefra, que con o sin asociación de alguna sustancia corrosiva, puede afectar de sobremanera la funcionalidad de los mismos, principalmente para el caso de los aviones.

Para poder hacer una estimación adecuada acerca de los patrones de distribución del material de caída, es indispensable conocer ampliamente a la dinámica atmosférica, ya que independiente de la magnitud de la erupción, el material habrá de ser transportado por el viento y seguirá la dirección que éste siga; además, se debe tomar en cuenta que independientemente del modelo que se utilice para estimar las trayectorias del material de caída, ninguno de ellos podrá permitir el 100 % de certidumbre, ya que las variables que participan durante un evento volcánico son múltiples, muy erráticas y por lo mismo, impredecibles.

VI.2 RECOMENDACIONES

Es necesario que se realicen mapas de riesgo y peligro volcánico acordes a la realidad, para lo cual se deben realizar investigaciones multidisciplinarias, ya que el perfecto conocimiento de los fenómenos atmosféricos y su impacto en los procesos vulcanológicos, permite realizar estimaciones más precisas acerca del posible comportamiento de una columna eruptiva asociada a una erupción explosiva, por lo que deben ser estrechamente vinculadas tanto la meteorología como la vulcanología.

Difundir entre la población el conocimiento de la situación actual que guardan los volcanes activos, y de las zonas volcánicas en donde se tenga registros de actividad volcánica histórica, esto permitirá disminuir considerablemente los daños a la población y a los bienes materiales que existan dentro de las mismas.

Es indispensable que se difunda una cultura geológica en todo el territorio nacional, y particularmente en las áreas en donde se tenga vulcanismo activo o

histórico, con lo que la población podrá tomar conciencia de la naturaleza y la magnitud de los fenómenos geológicos, y tomar las medidas precautorias que amerite el fenómeno, como es el caso del diseño de las construcciones con losas a dos aguas y pendientes mayores de 20 grados, así como el reforzamiento de estructural de las mismas.

Realizar un seguimiento del comportamiento del viento en los sitios en donde se tenga actividad volcánica explosiva y analizar el comportamiento del viento en las últimas décadas, para estimar las variaciones que hayan tenido el comportamiento del mismo, lo que permitirá poder establecer con mayor precisión las condiciones paleoambientales de la atmósfera superior asociadas a las últimas erupciones explosivas desarrolladas en territorio nacional.

Ampliar los bancos de datos meteorológicos a periodos mayores para optimizar las estadísticas de los mismos, por lo que se hace necesario contar con información recabada por los satélites meteorológicos, ya que las radiosondas tan solo llegan hasta la estratosfera baja, y si se considera que las columnas eruptivas asociadas a erupciones explosivas extremadamente violentas se elevan hasta alturas de 55 Km, se debe considerar también que la dispersión de las partículas a estos niveles puede ocasionar graves problemas a la navegación de los aviones que se desplazan a esas alturas, por lo que se hace necesario conocer con mayor precisión el comportamiento espacial y temporal del viento entre la estratosfera baja y media.

Recopilar o realizar estudios de campo de erupciones anteriores, y estos deben incluir el mapeo sistemático de los depósitos piroclásticos, que permitan mostrar a través de precisos mapas de isopacas, que conjuntamente con la información meteorológica actual, permitan hacer correlaciones que confirmen los patrones

de dispersión obtenidos en el presente trabajo, y que sirvan de base para efectuar modelados de dispersión de las partículas piroclásticas.

Es indispensable que los organismos responsables del mantenimiento de pistas de aterrizaje, carreteras y vías férreas, cuenten con un plan de emergencia para riesgo volcánico, principalmente para la remoción del material de caída, con lo que se disminuirán considerablemente los accidentes de tránsito. Para el caso de la navegación aérea, se hace necesario que los controladores de vuelo y las diversas compañías aéreas mantengan estrecho contacto con los responsables del monitoreo meteorológico y vulcanológico, lo que permitirá elegir las rutas más seguras, para que los aviones aterricen sin ningún contratiempo y con la mayor seguridad posible.

BIBLIOGRAFÍA

Ahrens C. D., 1985, Meteorology Today. An introduction to weather, climate and environment, second edition, West Publishing Co., St Paul, U.S. 524p.

Armienti P. and Macedonio G., 1988. A numerical model for simulation of tephra transport and deposition: Applications to may 18, 1980, Mount St. Helens eruption. Journal Geophys. Res., vol 93, no. B6, pp. 6463-6476.

Baxter P. J., Neri A. and Todesco M, 1995, Physical modeling and health impact of pyroclast flows. Periodico di Mineralogia, vol. 64, pp. 93-94.

Blong R. J., 1984, Volcanic Hazards: A sourcebook on the effects of eruptions, Academic Press, Orlando, Florida, 424p.

Britannica Enciclopedia, 1991, Macropaedia, Knowledge in Depth vol 1, pp 675, y vol 17, pp 644-653. Enciclopedia Britannica Inc., Chicago. III.

Carey S. and Sigurdsson H., 1986, The eruptions of the El Chichon volcano, México (2): Observations and numerical modelling of tephra-fall distribution. Bull. of Volcanology, vol. 48, pp. 127-141.

Carey S. and Sparks R. S. J., 1986, Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. Bull. of Volcanology, vol. 48, pp. 109-125.

Carrasco-Nuñez, G., 1996 Structure and Proximal Stratigraphy of Citlaltépetl Volcano (Pico de Orizaba), Special Paper G. S. A. (en prensa).

Cas R. A. F. and Wright J. V., 1987, Volcanic Successions, Modern and ancient, Allen & Unwin (Publishers) Ltd., 528p.

Casadevall T., 1991, Volcanic hazards and aviation safety (lessons of the past decade), F. A. A. Aviation Safety Journal (reprint) 11p.

Casadevall T., 1993, Volcanic ash and airports, Discussions and recommendations from the workshop on impacts of volcanic ash on airport facilities, Seattle, Washington, april 26-28, 1993, U. S. Geological Survey, Open File Report 93-518, 52p.

Cruz-Reyna S. de la, 1991. Poisson-distributed patterns of explosive activity. Bull. of Vulcanology, vol. 69, pp. 59-87.

Ernst G. G. J., Davis J. P. and Sparks R. S. J., 1994, Bifurcation of volcanic plumes in a crosswind. Bull. of Vulcanology, vol 56, pp. 159-169.

Fisher R. V., 1964, Maximum size, median diameter, and sorting of tephra. J. Geophys. Res. 69, 341-355.

Fisher R. V. and Smincke H. U., 1984, Pyroclastic Rocks, Springer-Verlag, 472p.

Francis P., 1994, Volcanoes, a planetary perspective, Oxford University Press, 443p.

Graf H.F., Kirchner Y., Robock A. and Schult I., 1993, Pinatubo eruption winter climate effects: model versus observations. Climate Dynamics, vol. 9, pp. 81-93.

Graham B. R. and Chorley R. J. ,1987, Atmosphere, weather & climate. fifth edition, Methuen & Co. 460p.

Heiken G. and Wholetz K., 1992, Volcanic ash, University of California Press, 246p.

Jáuregui-Ostos E., 1969, Algunos conceptos modernos sobre la circulación general de la atmósfera, Bol. Instituto de Geografía, vol, II, U.N.A.M..

Koyaguchi T., 1994, Grain-size variation of tephra derived from volcanic umbrella clouds. Bull. of Volcanology vol. 56, pp. 1-9.

Macías-Vázquez J. L., Carrasco-Nuñez G. Delgado-Granados H., Martín-Del Pozzo A. L. y Siebe-Grabach C., 1995, Mapa de peligros del volcán Popocatepetl. Informe final de la Comisión Especial Encargada de la Elaboración del Mapa de Peligros sometido al Comité Científico del Volcán Popocatepetl. Instituto de Geofísica, U.N.A.M..

Matson M. and Robock A., 1984, Satellite detection of the 1982 El Chichón eruptions and stratospheric dust cloud. Geofísica International, vol. 23, no. 2, pp. 117-127.

McDonald G.A., 1972, Volcanoes, Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 510p.

Miller A. and Anthes A., 1985, Meteorology, fifth edition, Columbus C. E. Merrill, 169p.

Mojena E. y García O., 1984, Propagación sobre Cuba de la nube de ceniza de las erupciones del volcán Chichón, marzo-abril, 1982. Geofísica Internacional, vol. 23, no. 2, pp. 143-153.

Newhall C. G. and Self S., 1982, The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive Magnitude for Historical volcanism. *Journal of Geophys. Res.*, vol. 87, no. C2, pp. 1231-1238.

O.N.U., 1985, Volcanic Emergency Management, Office of the United Nations Disaster Relief Co-ordinator (UNDRO), Geneva, 86p.

Papale P. and Rosal M., 1993, A case of no-wind plinian fallout at Pululagua caldera (Ecuador): Implications for models of clast dispersal. *Bull. of Vulcanology*, vol. 55, pp 523-535.

Press F. and Siever R., 1982, *Earth*, third edition, W. H. Freeman and Co., 651p.

Ramírez-Santillan, M., 1990; *Climatología del aire superior en la República Mexicana*. Tesis de licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, U.N.A.M..

Robin C., 1984, Le volcan Popocatépetl (Mexique) - structure, évolution pétrologique et risques. *Bulletin Volcanologique*, vol. 47, pp. 1-23.

Robock A., 1991, The volcanic contribution to climate change of the past 100 years. *Greenhouse-gas -induced climate change: A critical appraisal of simulations and observations*, M. E. Schlesinger editor, pp.429-443.

Robock A. and Jianping M., 1992, Winter warming from large volcanic eruptions, *Geophys. Res. Letters*, vol. 12, no. 24, pp. 2405-2408.

Rose W. Y., Heiken G., Wohletz K., Eppler D., Barr S. Miller T., Chuan R. L. and Symonds R. H., 1988, Direct rate measurements of eruptions plumes at Augustine volcano: A problem of scaling and uncontrolled variables. *Journal of Geophysical Res.*, vol. 93, no. 85, pp. 4485-4499.

SARH, 1978a, Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico la clase IV, vol. 3. *Meteorología*, 357p.

SARH, 1978b Manual de Claves FM 35-IX TEMP Herrera-Juárez Roberto / Codificación del Mensaje temp.

SARH, 1976, Atlas del Agua de la República Mexicana.

Scarth, Alwyn, 1985, *Volcanoes: An introduction*, Texas A & M University Press, first U. S. edition 1994, 273p.

Scott W. E., 1993, Los peligros volcánicos, Capítulo II de los apuntes del curso breve sobre peligros volcánicos, Robert Y. Tilling editor, Organización de Observatorios Vulcanológicos de la Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra.

Shaw, D. M., Watkins, N. D. and Huang T. C., 1974. Atmospherically transported volcanic glass in deep-sea sediments: Theoretical considerations. *Jour. Geother. Res.* vol. 79, No. 21, , jul 20 1974, pp. 3087-3094.

Simkin T. and Siebert L., 1994, *Volcanoes of the world*, second edition, Smithsonian Institution, Geoscience Press, Inc., Tucson, Arizona, 349p.

Skinner B. J. and Potter S. C., 1989, The dynamic Earth, An introduction to physical geology, John Wiley & Sons, 541p.

Smith R. L. and Bailey R. A., 1968, Resurgents cauldrons. Geol. Soc. Amer. Mem. 116, pp. 613-662.

Sparks R. S. J., 1986, The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. Bull. of Volcanology, v. 48, pp 3-15.

Sparks R. S. J. and Wilson L., 1982. Explosive Volcanic Eruptions - V. Observations of plume dynamics during 1979 Sufriere eruption, St. Vicent. Geophys. J. R. astr. Soc., vol. 69, pp. 551-570.

Sparks R. S. J., Carey S. N. and Sigurdsson H., 1991, Sedimentation from gravity currents generated by turbulent plumes. Sedimentology, vol 38. pp. 839-856.

Tarback E. J. and Lutgens F. K., 1990, The Earth, an introduction to physical geology, Thirth edition, Merrill Publishing Company.

Tilling, R. I., 1993, Introducción y marco general, Capítulo I del curso breve sobre peligros volcánicos, Robert Y. Tilling editor, Organización de Observatorios Vulcanológicos de la Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra.

Walker, G. P. L., 1980. The Taupo Pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption. J. Volcanol. Geotherm. Res., v 8, pp 69-94.

Watkins, N. D. and T. C. Huang, 1977. Tephros in abyssal sediments east of the North Island. New Zealand: chronology, paleowind velocity, and paleo-explosivity. *N. Z. J. Geol. Geophys.* 20, pp. 179-198.

Weisberg J. S., 1976, *Meteorology, The earth and its weather*, Houghton Mifflin Co., Boston Mass. USA, 241p.

Williams H., 1941, *Calderas and their origin.* Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. vol. 25, pp. 239-346.

Wilson L., 1972, , Explosive volcanic eruptions-II. The atmosphere trajectories of pyroclas. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, vol. 30, pp 381-392.

Wilson L., 1980, Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity y n three types of volcanic explosion. *Journal of Volcanology and Geothermal Res.*, vol. 8, pp 297-313.

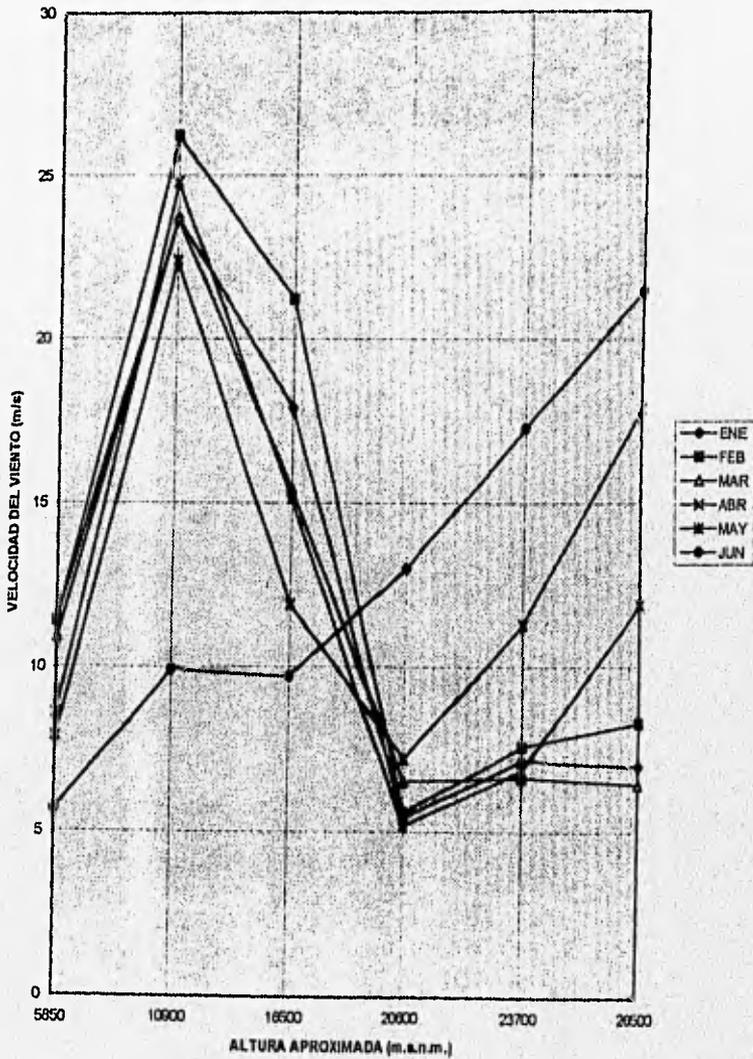
Wilson L. and Huang T. C., 1979, The influence of shape on the atmospheric settling velocity volcanic ash particles. *Earth Science Letter*, vol. 44, pp. 113-124.

Wilson L and Walker G. P. L ., 1987, Explosive volcanic eruptions-VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, vol. 89, pp 657-679.

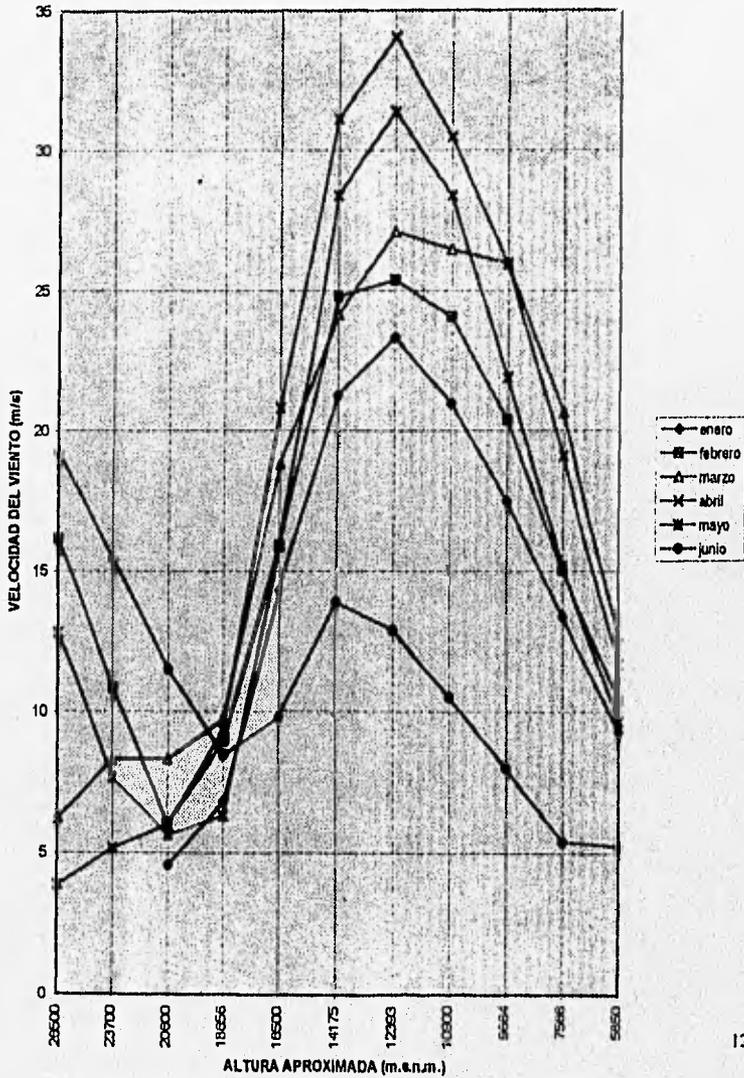
APÉNDICE

GRÁFICAS

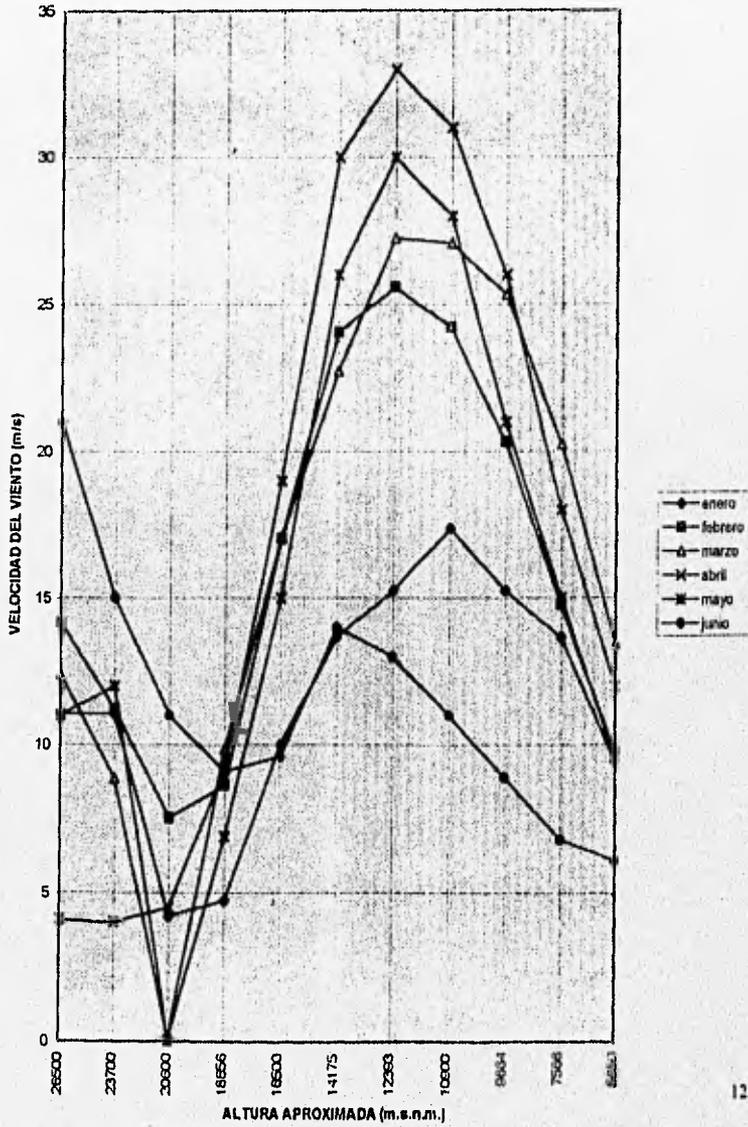
VELOCIDADES PROMEDIO DEL VIENTO EN EL D.F. (ENERO-JUNIO, 1990-1994)



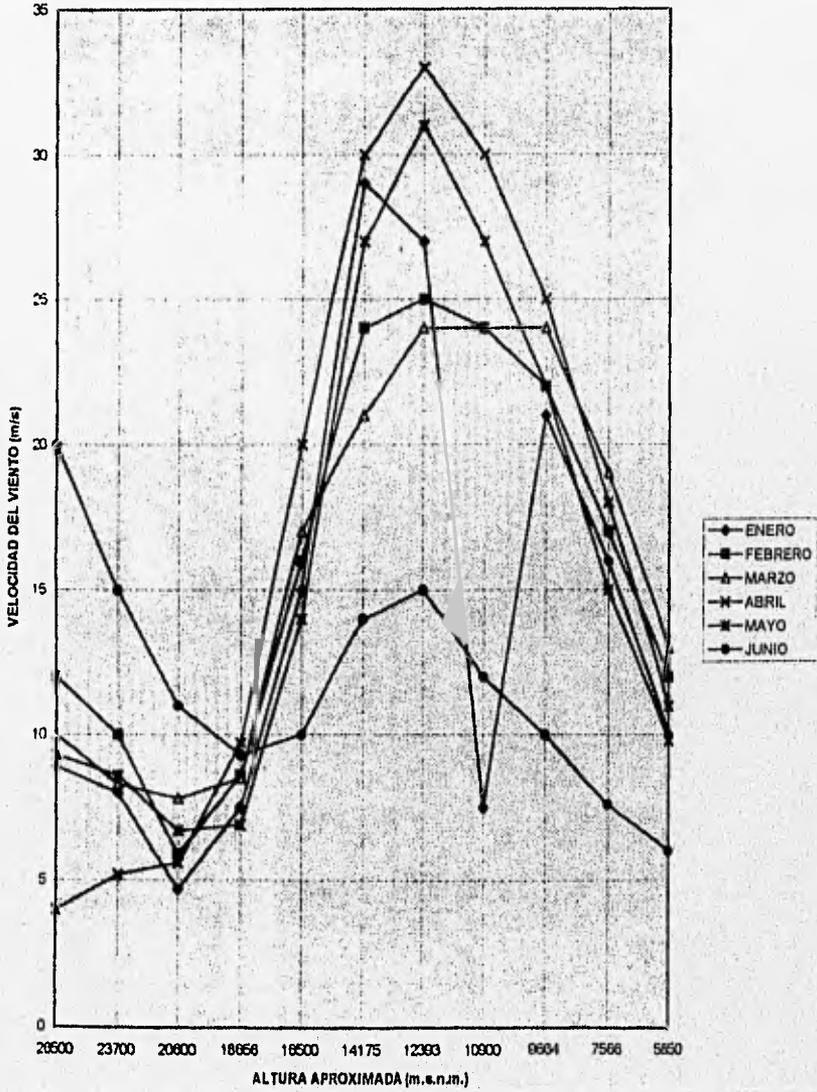
VELOCIDADES PROMEDIO DEL VIENTO EN EL D. F. (ENERO-JUNIO, 1993)



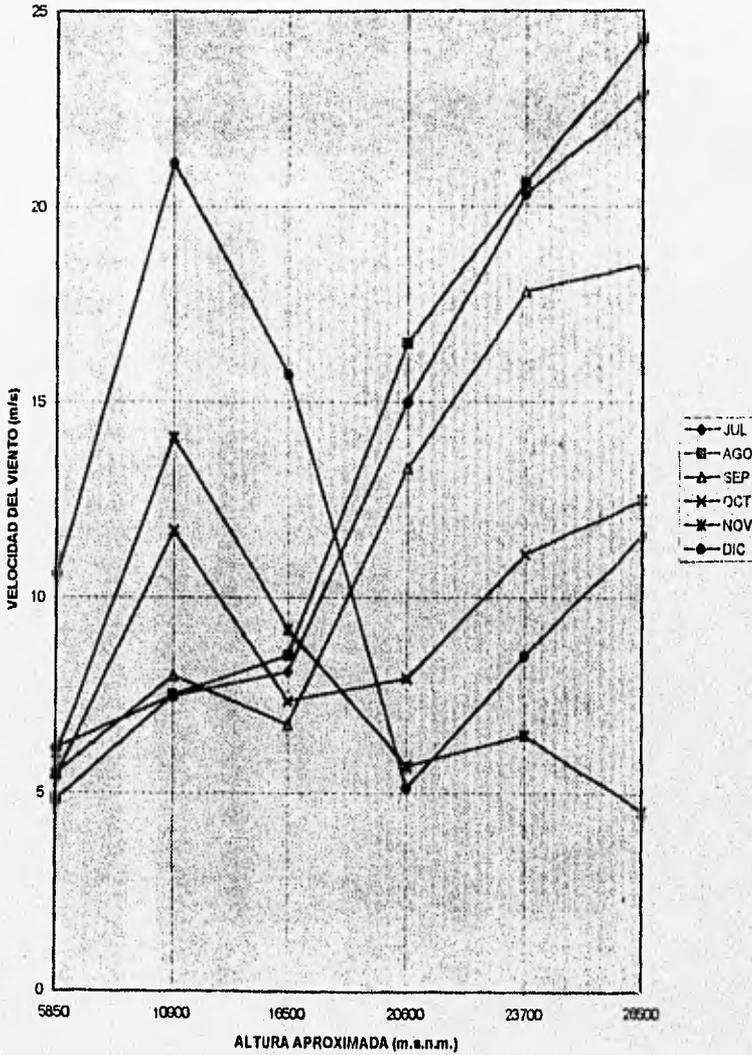
VELOCIDADES PROMEDIO DEL VIENTO EN VERACRUZ, VER. (ENERO-JUNIO, 1993).



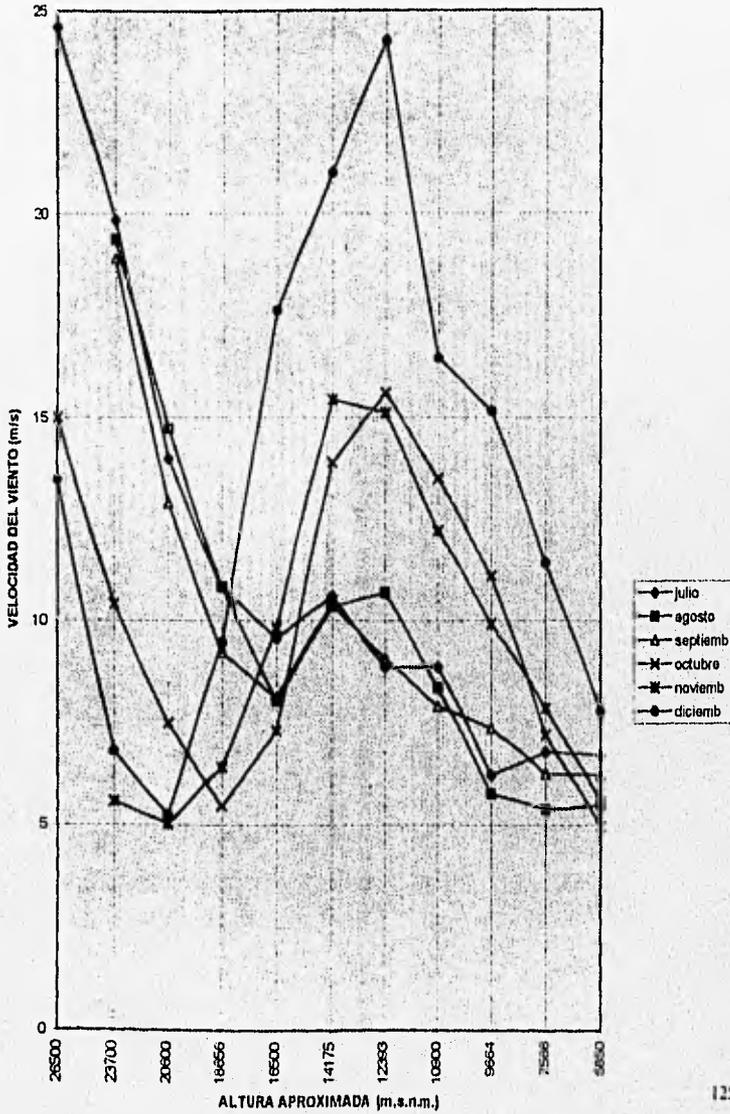
VELOCIDADES PROMEDIO EN MANZANILLO, COL. (ENERO-JUNIO, 1993)



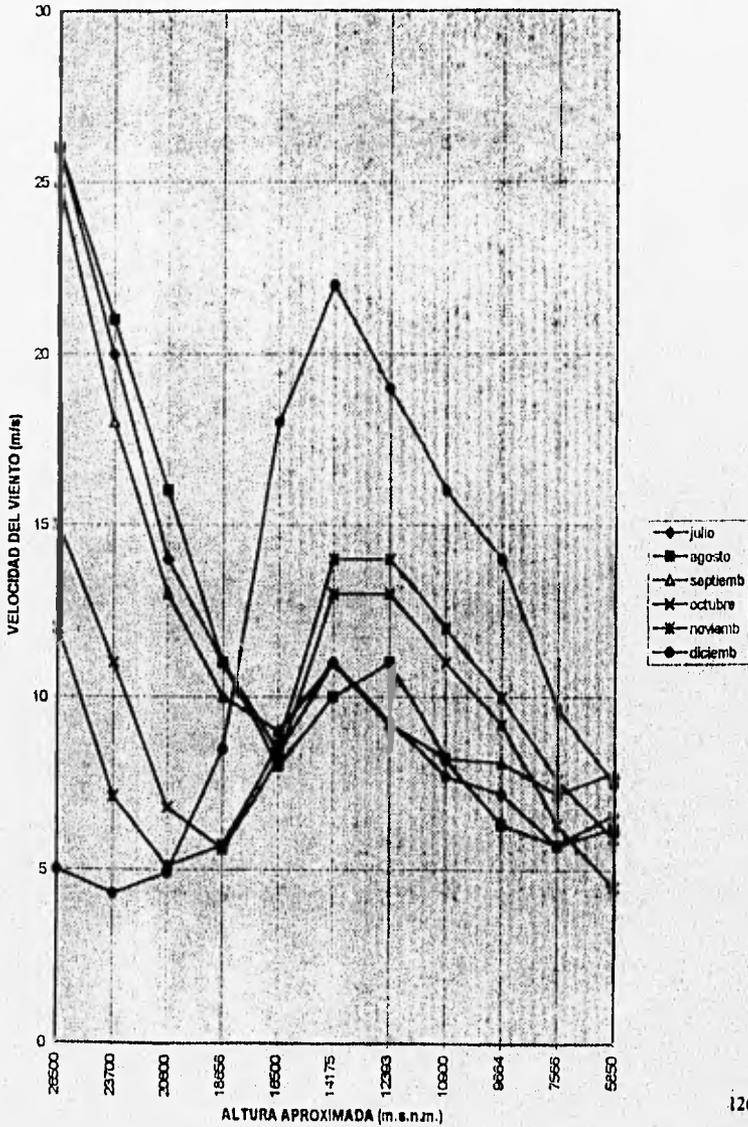
**VELOCIDADES PROMEDIO DEL VIENTO EN EL D.F. (JULIO-DICIEMBRE,
1890-1994)**



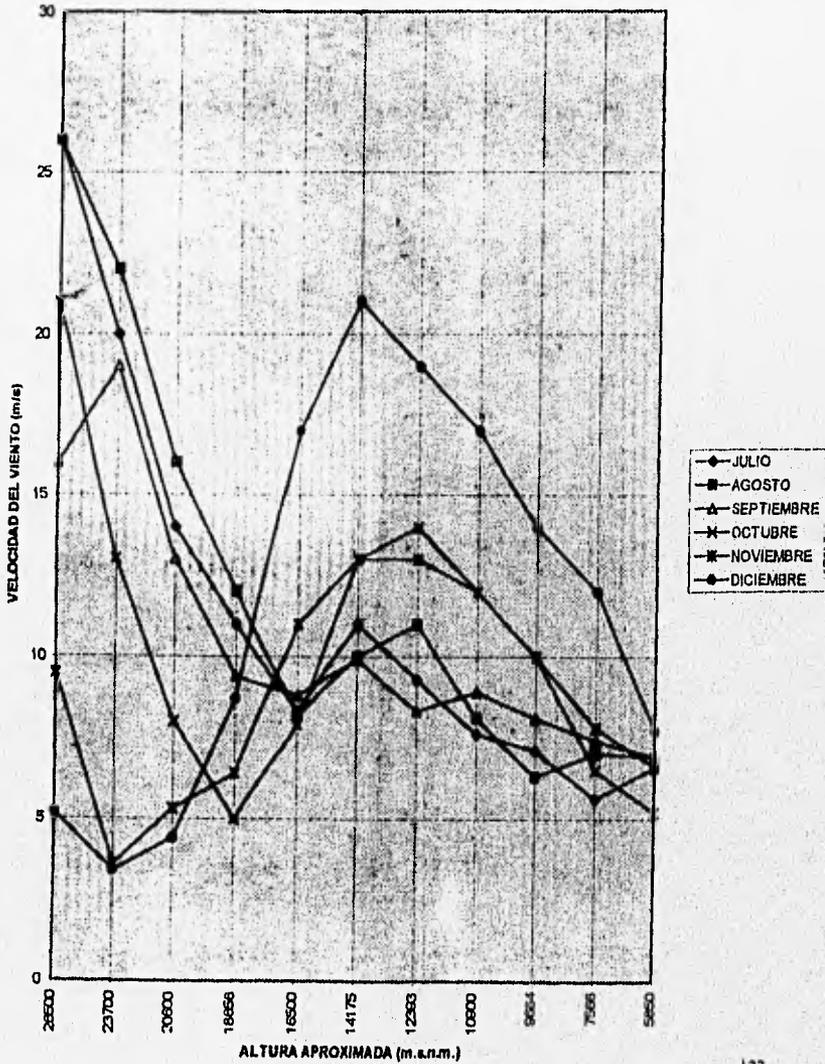
VELOCIDADES PROMEDIO DEL VIENTO EN EL D. F. (JULIO-DICIEMBRE, 1993).



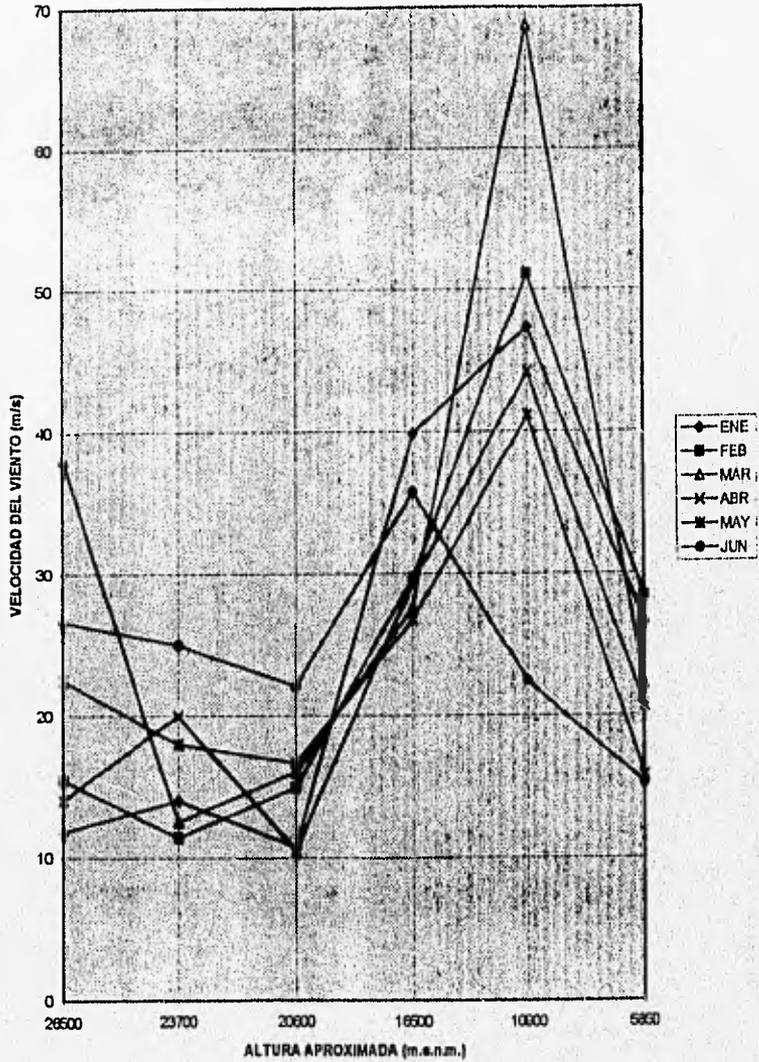
VELOCIDADES PROMEDIO DEL VIENTO EN VERACRUZ, VER. (JULIO-DICIEMBRE, 1993)



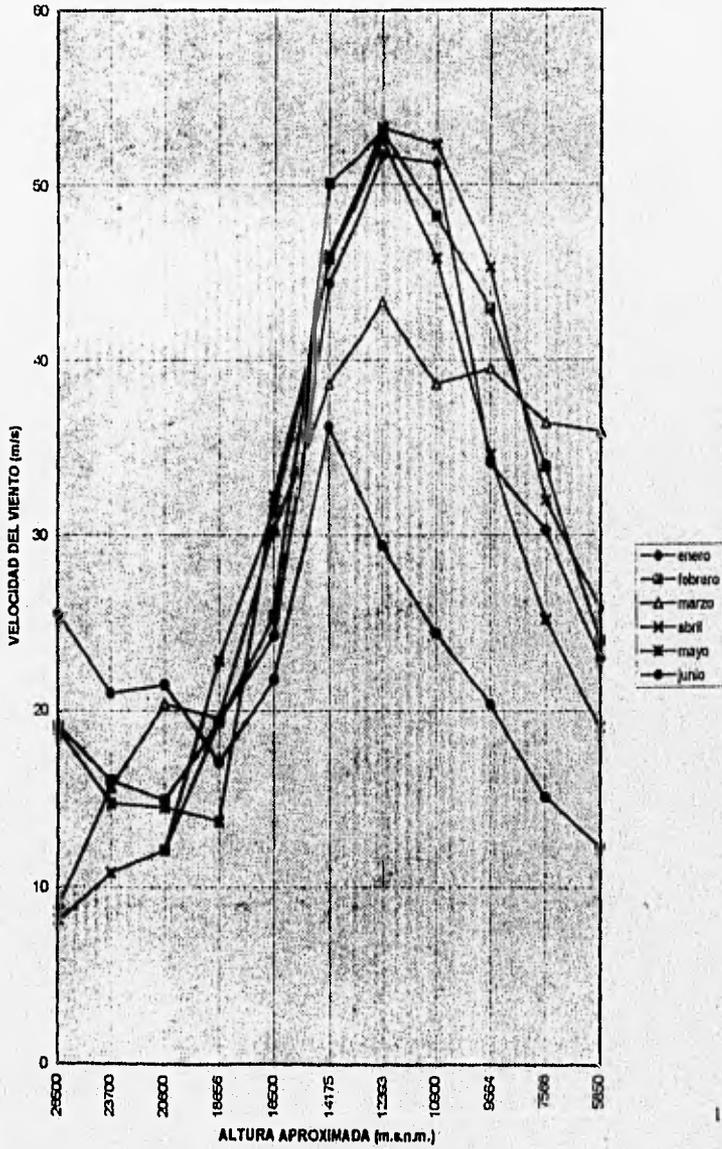
· VELOCIDADES PROMEDIO DEL VIENTO EN MANZANILLO, COL. (JULIO-DICIEMBRE, 1993)



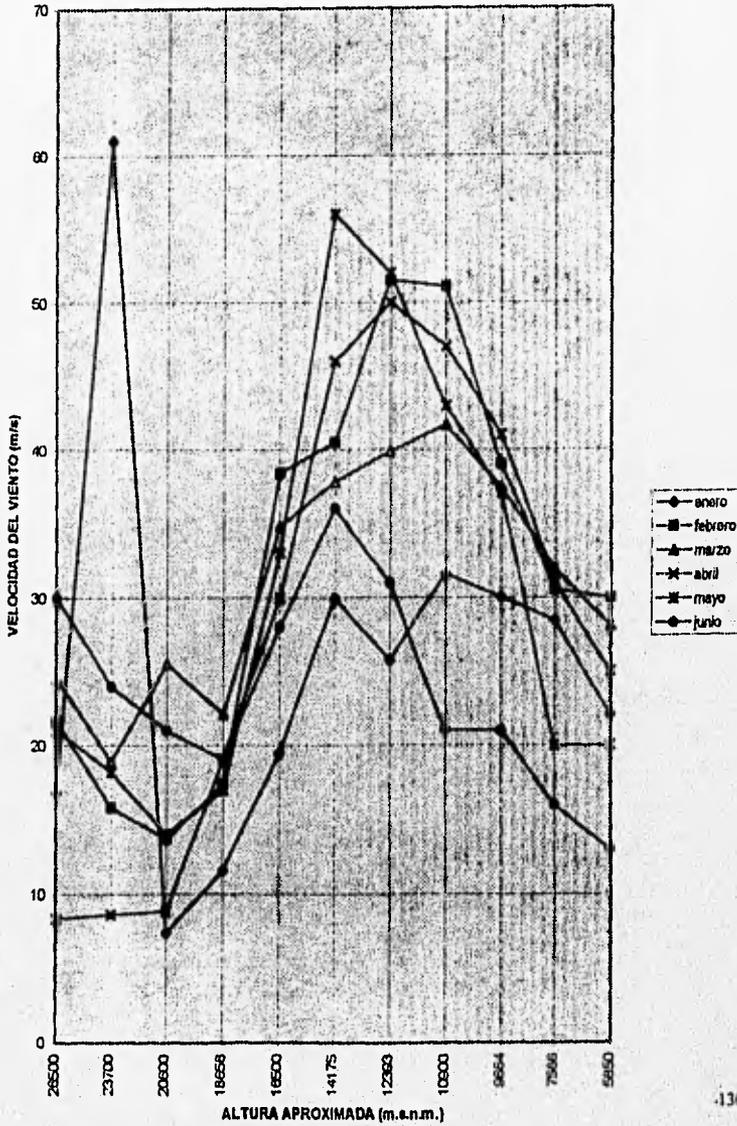
VELOCIDADES MÁXIMAS PROMEDIO DEL VIENTO EN EL D.F. (ENERO-JUNIO, 1990-1994)



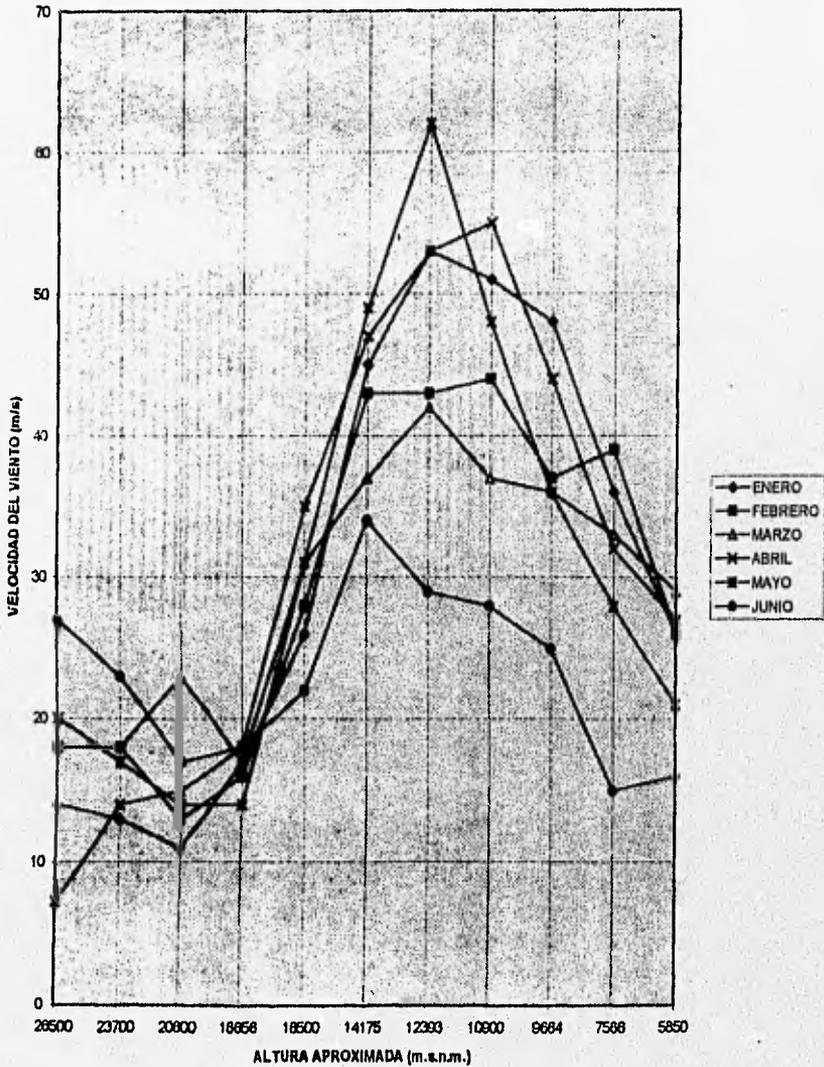
VELOCIDADES MÁXIMAS DEL VIENTO EN EL D. F. (ENERO-JUNIO, 1993).



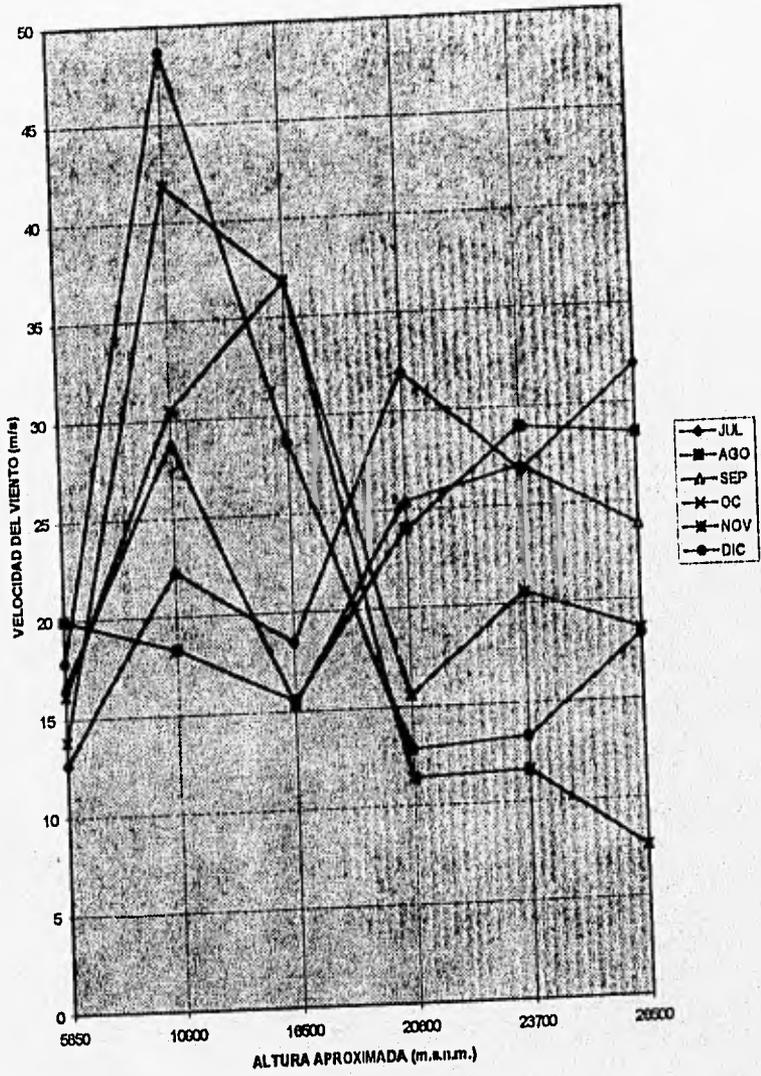
VELOCIDADES MÁXIMAS DEL VIENTO EN VERACRUZ, VER. (ENERO-JUNIO, 1993)



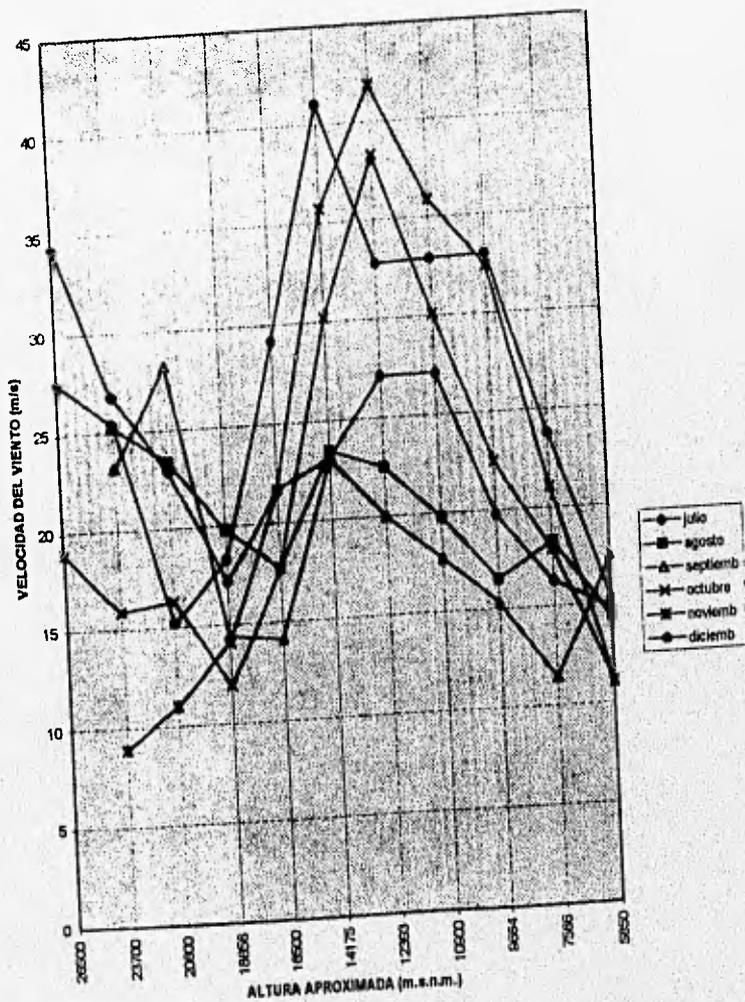
VELOCIDADES MÁXIMAS DEL VIENTO EN MANZANILLO, COL. (ENERO-JUNIO, 1993)



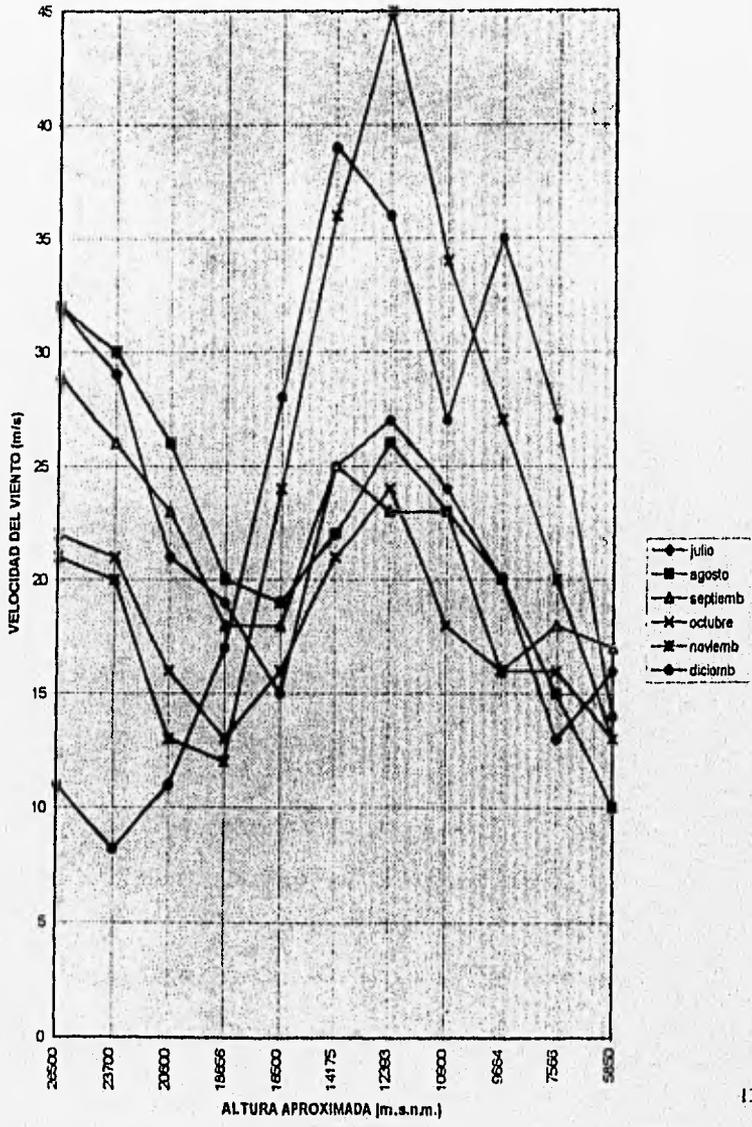
VELOCIDADES MÁXIMAS PROMEDIO DE VIENTO EN EL D.F. (JULIO-DICIEMBRE, 1990-1994)



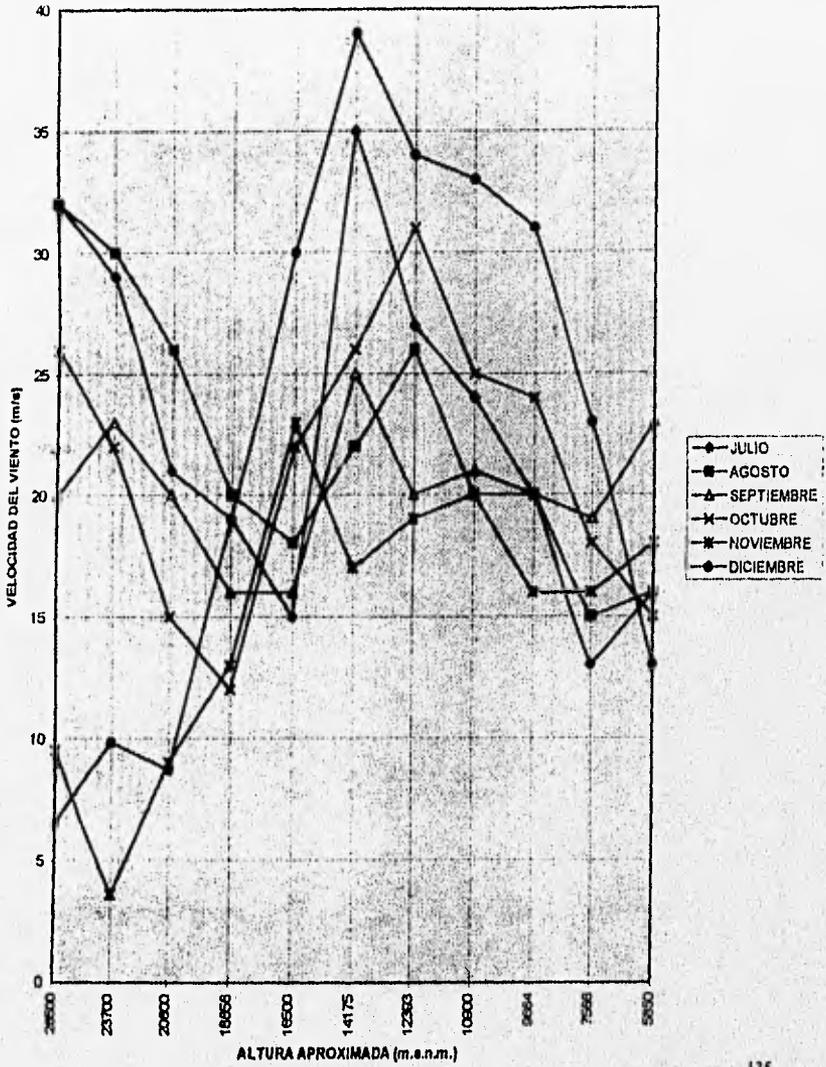
VELOCIDADES MÁXIMAS DEL VIENTO EN EL D. F. (JULIO-DICIEMBRE, 1993).



VELOCIDADES MÁXIMAS DEL VIENTO EN VERACRUZ, VER. (JULIO-DICIEMBRE, 1993)



VELOCIDADES MÁXIMAS DEL VIENTO EN MANZANILLO, COL. (JULIO-DICIEMBRE, 1993)



TABLAS

Tabla 3. Velocidades máximas promedio de viento en el D.F. durante el periodo 1990-1994.

mb	m. s. n. m	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OC	NOV	DIC
500	5350	26.5	28.4	22.19	20.66	15.78	15.24	12.64	19.96	16.62	18.18	13.84	17.84
400	7566												
300	9664												
250	10900	47.3	51.06	68.74	44.12	41.1	22.44	22.26	18.32	28.78	30.48	41.80	48.68
200	12393												
150	14175												
100	16500	39.83	29.7	27.62	29.34	26.76	35.76	18.48	15.54	15.36	36.8	36.88	26.63
70	18658												
50	20600	10.7	14.91	16	10.47	16.63	22.07	31.93	24	25.43	15.6	11.4	12.88
30	23700	14	11.4	12.5	20	18	25	26.8	29	27	20.6	11.8	13.3
20	26500	11.75	15.41	38.07	14	22.5	26.6	31.93	28.47	23.63	18.57	7.6	18.3

Tabla 4. Velocidades promedio de viento en el D.F. durante el periodo 1990-1994.

mb	m. s. n. m	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
500	5850	11.5	11.4	10.9	8.59	7.86	5.68	6.17	4.85	5.52	5.46	8	10.6
400	7566												
300	9664												
250	10900	23.7	26.2	23.7	24.8	22.4	9.94	7.48	7.51	8	11.7	14.1	21.1
200	12393												
150	14175												
100	16500	17.9	21.2	15.4	15.1	11.9	9.73	8.11	6.53	6.74	7.38	9.19	15.7
70	18658												
50	20600	6.43	5.56	6.52	6.17	7.21	13	15	16.5	13.3	7.94	5.7	5.16
30	23700	7.17	7.59	6.65	6.87	11.3	17.3	20.3	20.6	17.6	11.1	6.49	8.51
20	26500	7	6.29	6.43	11.9	17.9	21.5	22.9	24.3	18.5	12.5	4.66	11.6

Tabla 5. Velocidades promedio en el D.F. durante 1993.

mb	m.s.n.m	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
500	5850	9.26	10.39	12.7	11.67	9.64	5.25	6.7	5.49	6.22	4.96	5.58	7.78
400	7566	13.37	15.04	20.66	19.1	15.2	5.41	6.78	5.38	6.25	7.2	7.86	11.41
300	9664	17.51	20.37	25.97	25.94	21.9	7.99	8.21	5.79	7.35	11.1	9.92	15.15
250	10900	20.99	24.06	26.47	30.49	28.4	10.5	8.87	8.35	7.89	13.5	12.21	16.45
200	12393	23.35	25.37	27.12	34.07	31.4	12.9	8.87	10.7	9.06	15.6	15.12	24.26
150	14175	21.28	24.79	24.14	31.13	28.4	13.9	10.8	10.35	10.4	13.9	15.44	21.01
100	18500	14.31	15.92	18.82	20.8	15.9	9.8	9.58	8.04	8.11	7.3	9.82	17.61
70	18658	6.83	8.99	9.74	9.38	6.32	8.5	10.83	10.83	9.22	6.47	6.41	9.48
50	20600	4.55	6.06	8.33	6.03	5.64	11.5	13.98	14.72	12.9	7.48	5.03	5.24
30	23700		10.83	8.33	5.17	7.67	15.43	19.85	19.37	18.9	10.4	5.58	6.79
20	26500		16.14	6.24	3.65	12.81	19.22	24.61			15		13.47

Tabla 6. Velocidades máximas de viento en el D.F. durante 1993.

mb	m.s.n.m	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
500	5850	23	24.01	35.9	25.9	19.1	12.3	14.8	14.3	17.4	11	11.1	15.2
400	7566	30.3	33.9	36.4	32	25.2	15.1	16.3	18.3	11.4	17.9	21.1	23.8
300	9664	34.1	42.9	39.5	45.3	34.8	20.4	19.8	16.5	15.3	22.5	32.4	33
250	10900	51.2	48.2	38.8	52.3	45.8	24.4	27.1	19.8	17.7	30.1	35.9	32.9
200	12393	51.7	53.1	43.3	53.3	52.7	29.4	27.1	22.5	20	38.3	41.9	32.8
150	14175	44.4	60.1	38.8	46	45.6	36.2	23.1	23.5	23.1	30.2	35.7	41
100	18500	24.3	25.4	30.4	31.4	32.2	21.8	21.7	17.7	14.1	17.7	21.7	29.2
70	18658	19.5	19.4	19.6	22.9	13.7	17.1	17.2	19.8	14.4	11.9	14.1	18.3
50	20600	12.1	14.9	20.4	12.1	14.5	21.5	22.8	23.4	28.2	16.3	11	15.2
30	23700		16	15.6	10.8	14.7	21	26.6	25.2	23.2	15.9	8.9	25.4
20	26500		19.1	9	8.1	18.9	25.5	34.4			16.9		27.5

Tabla 7. Velocidades promedio en Veracruz, Ver. durante 1993.

mb	m.s.n.m	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
500	5850	9.47	9.79	13.46	12	9.6	6.1	6.6	6.2	7.8	4.5	5.9	7.5
400	7566	13.68	14.78	20.22	18	15	6.6	5.7	5.7	7.18	6.3	7.6	9.7
300	9684	15.26	20.31	25.32	26	21	8.9	7.2	6.3	8.1	9.2	10	14
250	10900	17.36	24.21	27.08	31	28	11	7.7	8.2	8.2	11	12	16
200	12393	15.26	25.58	27.24	33	30	13	9.3	11	9.2	13	14	19
150	14175	13.68	24.05	22.73	30	26	14	11	10	11	13	14	22
100	16500	10	17	17.03	19	15	9.6	8.4	8	9	8.2	8.6	18
70	18656	4.73	8.83	9.88	9.2	8.9	9.1	11	11	10	5.6	5.7	8.5
50	20600	4.21	7.52	8.73	4.5	6.1	11	14	18	13	6.8	5.1	4.9
30	23700	11.05	11.21	8.65	4	12	15	20	21	18	11	7.1	4.3
20	26500	11.05	14.16	12.4	4.1	11	21	26	28	25	15	12	5

Tabla 8. Velocidades máximas de viento en Veracruz, Ver. durante 1993.

mb	m.s.n.m	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
500	5850	22.1	30	28.1	25	20	13	16	10	17	13	13	14
400	7566	28.42	30.52	31.9	31	20	18	13	15	18	18	20	27
300	9684	30	38.94	37.4	41	37	21	20	20	18	16	27	35
250	10900	31.58	51.05	41.7	47	43	21	24	23	23	18	34	27
200	12393	25.79	51.5	39.9	50	52	31	27	26	23	24	45	36
150	14175	30	40.52	37.8	46	56	36	25	22	25	21	36	39
100	16500	19.47	38.42	34.8	30	33	28	15	19	18	18	24	28
70	18656	11.58	17.36	22.1	19	17	19	19	20	18	13	12	17
50	20600	7.36	13.68	25.5	8.8	14	21	21	26	23	16	13	11
30	23700	61.05	15.79	18.9	8.6	18.2	24	29	30	26	21	20	8.2
20	26500	16.84	21.58	24.5	8.3	21	30	32	32	29	22	21	11

TABLA 9. Velocidades promedio en Manzanillo, Col. durante 1993.

mb	m.s.n.m	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
500	5854	10	12	13	11	9.8	6	6.6	6.0	6.9	5.2	6.6	7.7
400	7586	16	17	19	18	15	7.8	5.6	7	7.4	6.5	7.8	12
300	9664	21	22	24	25	22	10	7.1	6.3	8.1	10	10	14
250	10900	7.5	24	24	30	27	12	7.6	8.1	8.9	12	12	17
200	12393	27	25	24	33	31	15	9.3	11	8.3	14	13	19
150	14175	29	24	21	30	27	14	11	10	9.9	13	13	21
100	18500	15	16	17	20	14	10	8.3	8.2	8.8	7.9	11	17
70	18656	7.5	8.6	8.5	9.7	6.9	9.3	11	12	9.4	5	6.4	6.7
50	20600	4.7	5.9	7.8	5.6	6.7	11	14	16	13	8	5.3	4.4
30	23700	6	10	6.3	5.2	8.8	15	20	22	19	13	3.8	3.4
20	28500	8.9	12	10	4	9.3	20	26	26	16	21	9.5	5.2

Tabla10. Velocidades máximas de viento en Manzanillo, Col. durante 1993.

mb	m.s.n.m	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
500	5850	26	26	29	27	21	16	16	16	23	15	16	13
400	7566	36	39	33	32	28	15	13	15	19	16	16	23
300	9664	48	37	36	44	36	25	20	20	20	24	16	31
250	10900	51	44	37	55	48	28	24	20	21	25	20	33
200	12393	53	43	42	53	62	29	27	26	20	31	19	34
150	14175	45	43	37	47	49	34	35	22	25	26	17	39
100	16500	26	26	31	35	31	22	15	18	16	22	23	30
70	18656	17	18	17	18	14	18	19	20	16	12	13	19
50	20600	11	13	23	15	14	17	21	26	20	15	9	8.7
30	23700	13	16	16	14	17	23	29	30	23	22	3.6	9.8
20	28500	14	18	18	7.2	20	27	32	32	20	26	9.5	8.5

GLOSARIO

DESCRIPCIÓN DE ALGUNOS FENÓMENOS ATMOSFÉRICOS

Absorción atmosférica es la capacidad que tiene la materia de atrapar energía, cuya cantidad está en función de la composición atmosférica y de las características de la superficie de incidencia, tales como el color y la textura, lo que le permitirá absorber un determinado intervalo de longitud de onda del espectro, lo cual le permite dejar pasar o no a través de dicha superficie un determinado rango de frecuencia.

Albedo es la reflectividad de una superficie y se define como el porcentaje de radiación emitida por una superficie en función de la que recibe, como en el caso del hielo, el cual refleja el 95% del total de radiación solar que recibe.

Se pueden encontrar a buenos, selectivos o malos absorbedores; los primeros son aquellos que absorben la radiación solar e incrementan su temperatura (comúnmente se denominan *cuerpos negros*), además, se dice que un buen absorbedor es un buen emisor, los segundos absorben algunas y los del tercer tipo absorben de un solo tipo de longitud de onda. Es importante resaltar la importancia de esta propiedad en los diversos materiales que constituyen a la atmósfera, e incluso los que son expelidos tanto por procesos naturales (erupciones volcánicas) como por los procesos provocados por el hombre, ya que provocan el incremento de el efecto invernadero al incrementar la concentración atmosférica de sustancias tales como el metano, ozono y SO_2 .

Aire atmosférico es la mezcla de gases, en tanto que el viento es el movimiento que sufre el aire cuando se desplaza de un centro de alta a uno de baja presión. El movimiento local del aire en zonas montañosas se puede generar mediante dos formas; una de ellas se denomina **brisa de valle**, en la que el Desplazamiento del viento se lleva a cabo durante el día, cuando el aire caliente

parte del valle y se dirige hacia las zonas altas de la(s) montaña(s), en la otra, en cambio, ocurre lo contrario, es decir, sucede durante la noche y el aire frío sopla de la montaña hacia el valle, en lo que se denomina **brisa de montaña**.

Calor latente es la cantidad de energía requerida para cambiar el estado de una sustancia a otro.

Las **corrientes de chorro** son bandas de vientos de gran velocidad que serpentean como los grandes ríos alrededor de cada hemisferio a elevaciones de 4 o 5 km por encima de la tropopausa. Los núcleos de estas corrientes se encuentran sobre los 100 km de amplitud, 2 ó 3 km de espesor y fluyen a velocidades superiores a los 140 Km/h. Su localización e intensidad cambian espacial y temporalmente, están asociadas a zonas de fuerte cambio horizontal de temperatura y por lo tanto siguen estrechamente las oscilaciones de posición e intensidad de los frentes polares. Estas corrientes además se localizan entre los 35 y los 60°. Por otra parte, existen *corrientes de chorro subtropicales* que se han localizado en las latitudes de caballo pero que no serpentean como lo hacen las polares. Es importante señalar que éste último tipo de corriente se manifiesta por debajo de la tropopausa con dirección Oeste.

Estabilidad atmosférica es la capacidad que tiene la atmósfera de suprimir o acrecentar los movimientos convectivos del aire (éstos se producen cuando existe un gradiente térmico en las proximidades del suelo). El grado de estabilidad determina la intensidad de los procesos de mezclado y dilución de contaminantes.

Al haber un encuentro entre una depresión y un anticiclón se generan los denominados **frentes**. En este tipo de situaciones, ambas masas de aire no se entremezclan, sino que se yuxtaponen, generando con ello vientos, lluvias ,

tormentas, etc., en donde la frontera que separa el aire caliente que avanza del frío que se retira se denomina frente cálido, en tanto que la que separa la vanguardia del aire frío de la retaguardia del cálido es el frente frío.

Una inversión térmica existe cuando el gradiente de temperatura atmosférico es positivo, es decir, cuando en lugar de disminuir con la temperatura, tiende a aumentar. Las inversiones pueden ser de dos tipos: *superficiales* o *de inversión nocturna* y *de altura* o *elevadas*: las primeras se presentan debido a que el gradiente se extiende hasta una altura determinada, generándose a partir de la pérdida de calor por radiación en el suelo, principalmente durante la noche, en tanto que el segundo tipo el gradiente se presenta a cierta altura sobre la superficie del suelo y puede ser generado cuando una masa de aire caliente se desplaza sobre una de aire frío o bien, cuando el aire desciende y se comprime, resultando un aumento en su temperatura y generando así la inversión.

La inversión térmica es de particular importancia para el caso de la Ciudad de México debido principalmente al alto grado de contaminación ambiental y a la generación del *efecto invernadero*, ya que ocasionalmente la capa de inversión térmica no rebasa los 400 m de altura, por lo que la cuenca se convierte en "una olla con tapadera llena de contaminantes".

Una masa de aire se puede definir como una región de aire con propiedades muy particulares, que en general no se entremezcla con ninguna otra, conservando de esta manera sus características, lo cual nos permitirá diferenciarla de las demás.

El monzón es un ejemplo de circulación térmica a gran escala de tipo estacional, debido a que en el periodo invernal, que es cuando los continentes son más fríos que los océanos, el aire fluye a partir de los continentes, en tanto que en verano

el flujo se invierte, por lo que la cantidad de precipitación estacional está asociada a los lugares donde el monzón se desarrolle como en el caso de la región del Golfo de Bengala o Michoacán y Oaxaca en México.

Milibar (mb) es una medida de presión que corresponde a *un peso por unidad de superficie*. Se ha estimado que la presión atmosférica estándar al nivel medio del mar es de 760 mm de mercurio, lo cual equivale a 1 013.3 mb; dicha presión es inversamente proporcional con la altura, debido a la disminución del volumen atmosférico, ya que la presión a cualquier nivel de la atmósfera puede ser medido en términos del peso total del aire que se encuentra arriba de cualquier punto.

Norte es la invasión de una masa de aire polar modificado a su paso por Norte América y el Golfo de México que durante la mitad fría del año se localiza sobre la Altiplanicie Mexicana. Este fenómeno constituye una perturbación extratropical, consistente en la irrupción de aire frío de latitudes altas hacia las bajas, facilitada por la orientación de los sistemas montañosos de la República Mexicana y Centro América. Esto puede darse de dos maneras: *Catafrentes* y *Anafrentes*; los primeros se desarrollan a lo largo de la planicie costera y sobre el Golfo de México, son comunes en invierno y generalmente no superan la altitud del Altiplano y pueden asociarse con una corriente de chorro del SW. Los segundos en cambio, son lo suficientemente altos como para superar la altitud de la Altiplanicie, manifestándose sobre ella como una corriente del N o incluso del NNW.

El **viento geostrófico** es un viento teórico que siempre sopla lineal y paralelamente a las isobaras (líneas de igual presión) y a velocidad constante; este resulta cuando la fuerza de Corlois balancea exactamente la fuerza ejercida por el gradiente de presión.