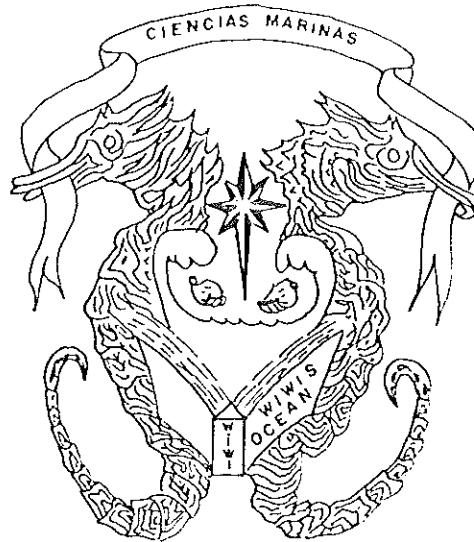


UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

ESCUELA SUPERIOR DE CIENCIAS MARINAS



BALANCE GEOSTROFICO Y CIRCULACION ATMOSFERICA EN LA
REGION DE AMERICA TROPICAL DURANTE EL MES DE
SEPTIEMBRE DE 1979.

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
O C E A N O L O G O

PRESENTA

LUIS CARLOS TEJADA CHAVEZ

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO; SEPTIEMBRE DE 1986

BALANCE GEOSTROFICO Y CIRCULACION ATMOSFERICA EN LA
REGION DE AMERICA TROPICAL DURANTE EL MES DE
SEPTIEMBRE DE 1979.

TESIS

QUE PRESENTA

LUIS CARLOS TEJADA CHAVEZ

APROBADA POR



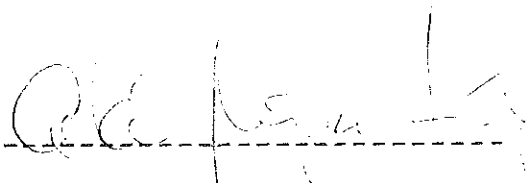
M.C. Sergio Reyes-Coca.

Presidente del jurado




M.C. René Pinet Plasencia.

Sinodal propietario



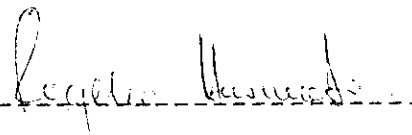
M.C. Adán Mejía Trejo.

Sinodal propietario



Oc. Rubén Castro Valdéz.

Sinodal suplente



Oc. Rogelio Lasimoto E.

Sinodal suplente

DEDICATORIA

A MI MADRE: Aida Laría Chávez.

Por sus enseñanzas, su coraje, su alegría y su lucha por la vida, que a pesar de encontrarse en otro mundo tu ejemplo se mantiene en mi memoria.

A MI PADRE: Miguel L. Tejada.

Por sus constantes sacrificios para poder cumplir el anhelo de todos sus hijos, por sus consejos y enseñanzas las cuales han sido muy valiosas, al estar lejos de casa.

A MIS HERMANOS

Jorge Isaac, Aida Matilde, Inés María, Miguel Ángel y Lerta Alicia. A quienes quiero de una forma incomparable.

A Lupita:

quien estuvo siempre a mi lado en las buenas y en las malas, por sus sabios consejos y sus motivaciones para seguir adelante.

A MI PAIS PANAMA.

RESUME

Se analiza la circulación atmosférica de la región de América en base a las aproximaciones geostrofica y de viento termal. Se utiliza el paquete de datos del Nivel III-b, obtenidos durante el Primer Experimento Mundial del Tiempo. El área de estudio comprende de 40° N a 2° N y de 50° W a 140° W. Los parámetros utilizados son viento (u,v), altura geopotencial y temperatura; se utilizan datos cada 12 hrs del 1 al 22 de Septiembre de 1979, para 7 niveles de presión (1000, 850, 700, 500, 400, 300 y 100 mb). Los resultados indican un pobre balance (correlación 0.3) en la baja tropósfera, especialmente cerca del ecuador y sobre las regiones continentales. Se observa un buen balance geostrofico (correlación 0.6) en la media y alta tropósfera, especialmente en latitudes medias y sobre los océanos. El análisis de viento termal entre 850 y 300 mb sugiere la existencia de una alta correlación entre el gradiente de temperatura horizontal y el esfuerzo vertical del viento. Se detecta una zona frontal entre los 30° y 40° N, característica de la interacción de masas de origen tropical y polar durante Septiembre.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer ante todo al M.C. Sergio Reyes Coca, por estar en la dirección de esta tesis, además por el apoyo y las facilidades que me brindó para la elaboración de este trabajo. También por ser una gran persona y un gran compañero dispuesto a tender su mano en momentos difíciles, por su ayuda y sus enseñanzas, muchísimas gracias.

También quiero agradecer al grupo de Meteorología de CICESE, quienes colaboraron con sus comentarios en la elaboración de esta tesis, ellos son: Javier García, Enrique García, Adán Mejía, Rogelio Kasimoto, Edgardo Urzua y Ninfa Díaz, además de formar un grupo muy alegre y de gran compañerismo.

Al P.O. Juan Antonio Clarbs, por su ayuda oportuna durante los últimos años de mi carrera.

A mis maestros, a mis compañeros y amigos de Ensenada, por hacer que mi estancia en este país, sea uno de los recuerdos más hermosos de mi vida, a todos ellos muchas gracias.

INDICE

1 INTRODUCCION

| | |
|-----------------------|---|
| 1.1 Introduccion..... | 1 |
| 1.2 Antecedentes..... | 2 |
| 1.3 Objetivos..... | 5 |

2 MATERIALES Y METODOS

| | |
|--|----|
| 2.1 Descripción del Area de Estudio..... | 6 |
| 2.2 Datos del PENT | 11 |
| 2.3 Conceptos Teóricos | 13 |
| 2.3.1 Viento geostrofico | |
| 2.3.2 Viento termal | |
| 2.4 Metodología | 19 |

3 RESULTADOS

| | |
|---|----|
| 3.1 El campo de viento | 22 |
| 3.1.1 Viento real | |
| 3.1.2 Viento geostrofico | |
| 3.2 Correlación entre el viento real y el geostrofico | 28 |
| 3.2.1 Baja tropósfera | |
| 3.2.2 Media tropósfera | |
| 3.2.3 Alta tropósfera | |
| 3.3 Esfuerzo vertical del viento | 36 |
| 3.3.1 Zonal | |
| 3.3.2 Meridional | |
| 3.3.3 Magnitud | |
| 3.4 Viento termal | 46 |

4 DISCUSIONES

| | |
|---|----|
| 4.1 El campo de viento | 51 |
| 4.2 Correlación entre el viento real y el geostrofico | 54 |
| 4.3 Esfuerzo vertical del viento | 59 |
| 4.4 Viento termal | 66 |

5 CONCLUSIONES

| | |
|----------------------|----|
| 5 Conclusiones | 70 |
|----------------------|----|

| | |
|-------------------|----|
| BIBLIOGRAFIA..... | 72 |
|-------------------|----|

| | |
|----------------|----|
| APENDICE | 78 |
|----------------|----|

| | |
|--------------------------------------|--|
| A.1 El viento termal en la atmósfera | |
| A.2 Errores en cálculos numéricos | |

Lista de Figuras

| | |
|--|----|
| Fig. 1 Mapa del Area de estudio | 7 |
| Fig. 2. Viento real promedio del mes de Septiembre para U, V, W a 850 y 300 mb. Las unidades están en m/s..... | 24 |
| Fig. 3. Viento geostrofico promedio del mes de Septiembre para U, V, W a 850 y 300 mb. Las unidades están en m/s..... | 26 |
| Figs. 4a y 4b. Coeficiente de correlación entre el viento real y el viento geostrofico para U, V, W a 1000 y 850 mb, respectivamente..... | 30 |
| Figs. 5a y 5. Igual que la figura 4, sólo que para 700 y 500 mb..... | 32 |
| Figs. 6a y 6b. Igual que la figura 4, sólo que para 400 y 300 mb..... | 33 |
| Fig. 7. Igual que la figura 4, sólo que para 100 mb..... | 35 |
| Fig. 8. Esfuerzo vertical del viento zonal, calculado entre 850 y 300 mb, promediado entre los días 1-5, 6-10, 11-16 y 17-22 de Septiembre de 1979. Las unidades están en m/s..... | 39 |
| Fig. 9. Igual que la figura 8, sólo que para el viento zonal geostrofico..... | 40 |
| Fig. 10. Igual que la figura 8, sólo que para el viento meridional..... | 42 |
| Fig. 11. Igual que la figura 8, sólo que para el viento meridional geostrofico..... | 43 |

| | |
|---|----|
| Fig. 12. Igual que la figura 6, sólo que para la magnitud del viento..... | 44 |
| Fig. 13. Igual que la figura 8, sólo que para la magnitud del viento geostrofico..... | 45 |
| Fig. 14. Circulación característica de la región de estudio para 300 mb. La parte superior muestra la circulación y la parte inferior el viento geostrofico.... | 47 |
| Fig. 15. Viento Termal VT' en forma vectorial y sus componentes U y V, promedio para Septiembre de 1979.... | 48 |
| Fig. 16. Viento Termal VT'' , promedio para el mes de Septiembre de 1979..... | 49 |
| Fig. 17. Campo de temperatura promedio y desviación estándar, para el mes de Septiembre de 1979, para 850 y 300 mb. La última gráfica representa el promedio entre 1000 y 100 mb. Las unidades están en grados centígrados..... | 53 |
| Fig. 18. Campo de altura geopotencial promedio y desviación estándar para el mes de Septiembre, a 850 y 300 mb. Las unidades están en miles de metros geopotenciales..... | 55 |

CAPITULO 1

1 INTRODUCCION

1.1 Introducci6n

A partir del advenimiento de los satélites, las observaciones meteorológicas en todo el mundo son más abundantes que nunca. En las últimas décadas, los estudios atmosféricos han avanzado y mejorado considerablemente los conocimientos que poseemos sobre el comportamiento de la atmósfera global (Donn, 1977).

La Organizaci6n de las Naciones Unidas a trav6s del Consejo Internacional de Uniones Científicas y de la Organizaci6n Meteorológica Mundial, llevaron a cabo el Primer Experimento Mundial del Tiempo, PENT, con el fin de obtener una cobertura casi total de la atmósfera terrestre y de la superficie del mar. Por primera vez en la historia de la ciencia, fué estudiado el comportamiento de la atmósfera, por medio de la más avanzada tecnología (Reyes et al., 1980a). La Organizaci6n Meteorológica Mundial y las diferentes instituciones científicas del mundo, planearon un sistema de observaci6n compuesto para la realizaci6n del PENT. La red de observaci6n comprende

estaciones de superficie, buques y aviones comerciales, satélites de órbita polar y geoestacionarios, satélites experimentales, globos de nivel constante, boyas, radiosondeos, etc. (Reyes et al., 1980a). Este evento tuvo una duración de un año, desde el 1 de Diciembre de 1978 hasta el 30 de Noviembre de 1979. Los objetivos primarios del PEMT fueron: i) comprender más a fondo la dinámica de la atmósfera global, ii) mejorar los modelos numéricos que se han desarrollado, iii) disponer de redes meteorológicas en todo el mundo y iv) obtener información más detallada sobre el comportamiento real de la atmósfera durante un cierto período de tiempo (Reyes et al., 1980a).

Utilizando los datos del PEMT, el grupo de meteorología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), inició en 1981 un programa nacional denominado Meteorología de Centro América y México (MECEMEX).

1.2 Antecedentes

El término 'circulación general', es utilizado ampliamente para describir todos los aspectos del flujo global tridimensional de toda la atmósfera. En este sentido, la circulación general es extremadamente compleja

encierra todas las escalas de tiempo y espacio (Riehl, 1979). Esto nos indica que dentro de la circulación general atmosférica, están comprendidos los estudios de: movimientos de masas de aire, características zonal y meridional de una variable meteorológica, análisis del patrón de líneas de corriente, transferencia y suministro de vorticidad, perturbaciones tropicales, fenómenos de advección y convección, etc.

Nuestro interés se centra en la región tropical de América, cuya circulación atmosférica es mejor entendida si hacemos una conexión entre la zona tropical y la zona subtropical, esto se debe a que ninguna parte de la atmósfera puede entenderse sin considerar una amplia región (Riehl, 1954). Anteriormente los estudios de circulación atmosférica se basaban, casi en su totalidad en los vientos superficiales y su relación con los fenómenos de interacción mar-aire. Riehl (1950) estudió la alta tropósfera para determinar si el trópico tiene alguna influencia sobre la circulación general de latitudes medias, encontrando una fuerte interacción que varía con el tiempo. Jordan (1951) computó las componentes horizontales del viento sobre las áreas oceánicas, usó 5 millones de observaciones correspondientes a un período de 50 años, entre 45° N - 45° S para las estaciones de invierno y verano, encontrando una fuerte circulación meridional

dirigida hacia el ecuador y con mayor intensidad sobre el hemisferio de invierno, además señala como estos datos pueden ser usados para discutir las características de la circulación general.

Newell et al. (1972) sugieren que la atmósfera tropical mantiene un fuerte transporte de energía mecánica, de calor sensible y de calor latente; los cuales tienen una alta variación temporal y espacial. Oort y Rasmusson (1970) describen la variación mensual y anual de la circulación meridional. Krishnamurti (1979) hace un compendio de las características del trópico relacionados a la circulación. Lau y Oort (1981) mediante dos procedimientos de análisis distintos (análisis objetivo y promedios mensuales) comparan la circulación del hemisferio norte.

Bengtsson et al. (1982b) usando datos del PEET, estudian la circulación atmosférica a escala mundial para la región tropical y el hemisferio sur. Rivera (1985) describe la evolución mensual del viento, divergencia y vorticidad sobre la región tropical de América durante el verano de 1979. Reyes et al. (1985b) presentan un atlas con promedios mensuales de parámetros meteorológicos tales como: viento, persistencia, divergencia, humedad específica, agua precipitable, etc., poniendo especial atención a la región tropical de América. La circulación

general de la atmósfera, es uno de los principales fenómenos que controlan la distribución de zonas climáticas del mundo (Lockwood, 1979).

En este trabajo concentraremos la atención sobre la región tropical de América y el océano Pacífico oriental. En esta región tienen su origen muchos de los fenómenos atmosféricos que afectan a México, por esa razón es necesario ampliar más nuestros conocimientos sobre los procesos dinámicos y termodinámicos de la atmósfera tropical (Reyes et al., 1980b).

1.3 Objetivos

- i) Estimar cualitativamente los balances del viento geostrofico y viento termal para la región de estudio.

- ii) Analizar la circulación de la atmósfera tropical y subtropical y observar si el estado de balance geostrofico y termal se cumplen en la atmósfera, si estos se mantienen y en que regiones se cumplen.

CAPITULO 2

2 MATERIALES Y METODOS

2.1 Descripción del Arca de Estudio

La región de estudio (Fig. 1) es un sistema tridimensional, cuyos límites horizontales están comprendidos desde los 2° N a los 40° N de latitud y de 50° W a los 140° W de longitud; en la vertical comprende de 1000 mb (aproximadamente la superficie) hasta los 100 mb de altura (aproximadamente hasta los límites de la tropósfera). Esta región comprende la porción sur de los Estados Unidos, la República Mexicana, Centro América y la parte septentrional de América del Sur, así como una gran extensión del océano Pacífico oriental, y por la parte del océano Atlántico incluye al Mar Caribe y al Golfo de México. Esta región está influenciada por fenómenos tropicales, de latitudes medias y por la interacción de ambos, además dentro de esta zona se encuentra una región de generación de huracanes (García y Reyes, 1985).

Cuando se estudia una región, es necesario tener conocimiento del comportamiento atmosférico, oceanográfico y terrestre de ésta. Las condiciones meteorológicas de la

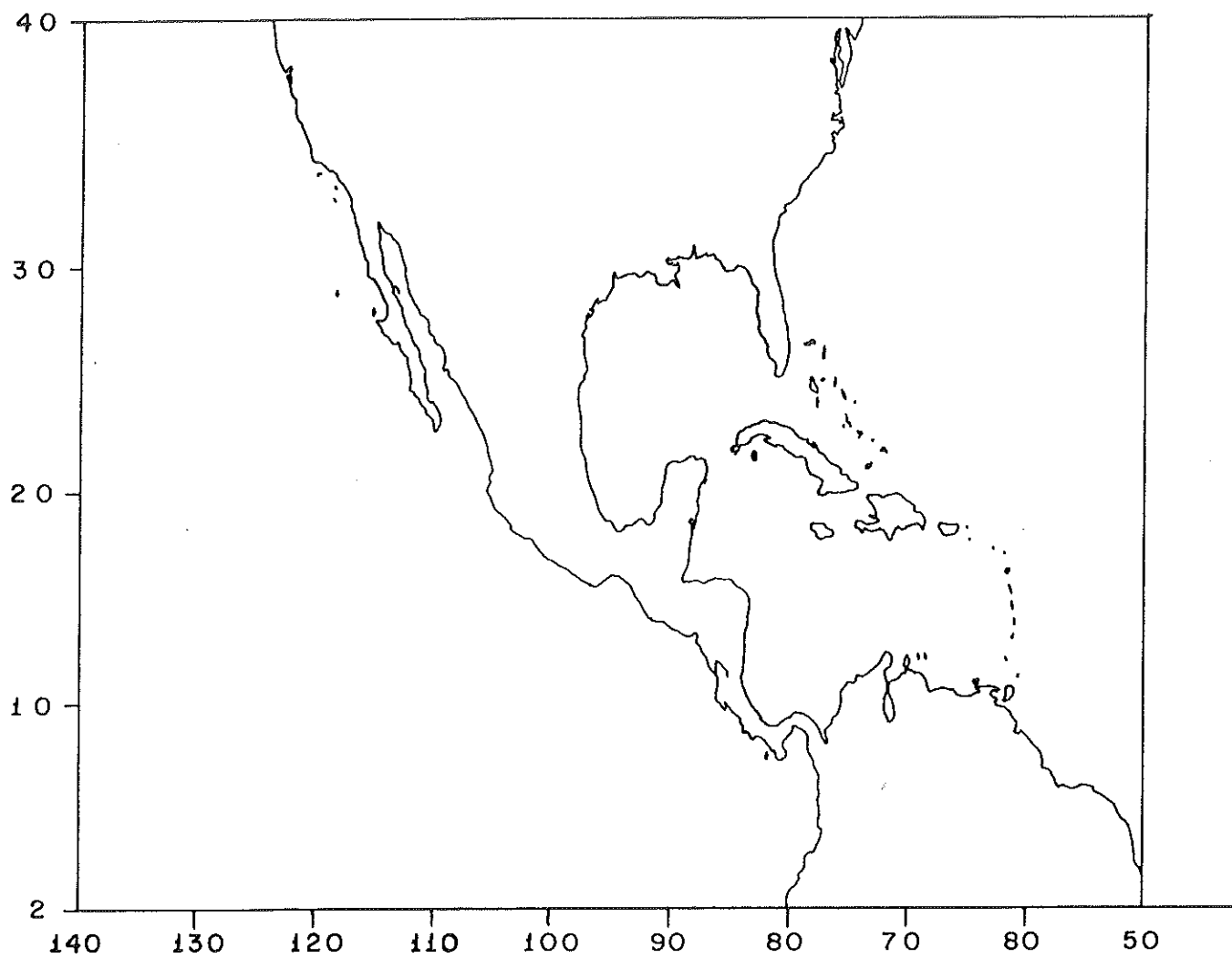


Fig.-1 Mapa del área de estudio.

zona de estudio están influenciadas grandemente por la presencia de los sistemas de vientos alisios, dando como resultado la zona de convergencia intertropical (ZCI), donde los vientos del norte y del sur convergen. En la ZCI se producen movimientos ascendentes de aire, asociados a sistemas de baja presión. En los niveles superiores esta circulación se invierte, haciendo una divergencia característica de una circulación Hadley (Rivera, 1985).

Aproximadamente a los 30° N se localiza el cinturón subtropical de alta presión o zona de anticiclones, el cual tiene un carácter semipermanente caracterizado por frecuentes cambios en tamaño, intensidad y localización (Niewolt, 1977). Estos cambios pueden alterar las condiciones meteorológicas de una región. En las áreas que están bajo la influencia de la alta presión subtropical los movimientos verticales son descendentes, la velocidad de los vientos horizontales es generalmente baja y la precipitación es extremadamente limitada (Niewolt, 1977). En esta región se encuentran la mayoría de los grandes desiertos del mundo (Miller y Anthes, 1980).

La circulación atmosférica sobre la región de Norte América es muy diferente en el invierno y en el verano. Durante el verano, México y Estados Unidos (principalmente el Golfo de México, el sureste de los Estados Unidos y el

suroeste de México) son afectados por masas de aire de origen tropical. Por el contrario, durante invierno, todo el oeste y centro de Estados Unidos y el norte de México son afectados principalmente por fenómenos atmosféricos que tienen su origen en el Océano Pacífico del Norte (Reyes et al., 1985a).

La región tropical es el sitio de origen de muchos fenómenos atmosféricos tales como depresiones, tormentas y ciclones tropicales. En ciertas localidades del trópico, afecta la circulación de tipo monzonal (Fairbridge, 1967), la cual provoca grandes variaciones estacionales en la circulación general. Reyes y Cadet (1986) describen una circulación monzonal al suroeste de México, la cual está asociada a la precipitación sobre esa región. Este monzón americano es sin embargo, de menor magnitud que el sistema monzónico de Asia (García, 1986).

Por sus características superficiales América tropical presenta un gran número de regiones climáticas. Niewolt (1977) divide a la región tropical en cuatro subregiones, cuyas condiciones climáticas están relacionadas a elementos comunes de la circulación general. Las subregiones son:

- a) La región del Caribe.
- b) América Central.
- c) América del Sur tropical.

d) Oceánica tropical.

a) La región del Caribe. La característica más importante en esta región, es la gran porción de área ocupada por el mar. Las numerosas islas presentes no son lo suficientemente grandes para crear importantes variaciones climáticas, por lo tanto, el clima predominante es de tipo marino. En esta región el elemento dominante de la circulación general son los vientos alisios, los cuales provienen del océano Atlántico.

b) América Central. Esta región de la América tropical consiste de una larga y angosta faja de tierra. Esta masa de tierra presenta un continuo sistema montañoso, el cual constituye una barrera entre el océano Pacífico y el Atlántico, provocando un fuerte contraste climático entre estas dos regiones. El rango anual de temperatura de esta zona va aumentando con la latitud, sin embargo factores locales crean muchas variaciones a esta regla general.

c) América del Sur tropical. Parte de la América tropical está ocupada por el continente Sudamericano. La característica superficial más sobresaliente es el sistema montañoso continuo que forma los Andes, el cual tiene importantes consecuencias climatológicas; estos dividen la parte tropical del continente en tres diferentes regiones

climáticas: una pequeña porción al oeste de los Andes, los Andes por sí mismo y la región al este de los Andes.

d) El océano tropical. Gran parte del trópico está ocupado por el mar, las áreas tropicales del Pacífico y el océano Atlántico. Sobre estas vastas regiones el clima varía en menor proporción que sobre los continentes. Aquí las condiciones en la superficie son casi homogéneas, reduciendo así las diferencias climáticas aún sobre grandes distancias. El océano por su carácter conservativo presenta cambios estacionales muy pequeños en comparación con los continentes, por esto los datos climáticos obtenidos son muy representativos para grandes áreas, aunque desafortunadamente pocas estadísticas se poseen de él.

2.2 Datos del PENT

Los datos del PENT fueron clasificados bajo el nombre de niveles de acuerdo a la calidad y tiempo en que eran procesados. El nivel I corresponde a datos primarios, lecturas instrumentales dadas en unidades físicas apropiadas y se refiere a tiempos y lugares específicos sobre la tierra, por ejemplo: señales telemétricas, imágenes de nubes, radiación infrarroja, etc. El nivel II

es la transformación de las señales a parámetros meteorológicos en el lugar y tiempo de observación. Se pueden obtener directamente o pueden ser datos del nivel I. Los datos del nivel II se categorizan en la siguiente forma: el nivel II-a son todas las observaciones procesadas dentro del tiempo operacional (en tiempo real), el nivel II-b incluye los datos procesados después del tiempo operacional. Los datos del nivel II-b son esenciales para los propósitos del PENT puesto que forman el conjunto básico de datos de investigación (Bengtsson et al., 1982b). Para una descripción más detallada de este paquete de datos ver los trabajos de Bengtsson (1982b), Rivera (1985) y Villalobos (1985).

De los datos del nivel II-b se creó el nivel III-b que consiste en la asimilación del total de datos en una malla igualmente distribuida en espacio y tiempo; esta asimilación se logró a través de un esquema matemático de análisis tetradimensional (Bengtsson et al., 1982a). Los datos del nivel III-b consisten en una malla con una resolución de 1.875° latitud/longitud para diferentes niveles de la atmósfera (desde 1000 mb a 10 mb), con un periodo de 12 horas y consisten de parámetros meteorológicos básicos como la altura geopotencial, las componentes del viento, temperatura y humedad relativa.

En este trabajo, se utiliza el paquete de datos del nivel III-b correspondientes al mes de Septiembre de 1979 (del 1 al 22). Estos datos son los parámetros básicos mencionados anteriormente, los cuales fueron interpolados por medio de un spline-cúbico bidimensional para generar una malla de 2° latitud/longitud, se seleccionaron varios niveles de presión: 1000, 850, 700, 500, 400, 300 y 100 mb.

2.3 Conceptos Teóricos

Para obtener una explicación dinámica del modo de operar de la atmósfera, es necesario identificar cuales son las fuerzas que actúan, además de tener una expresión que concentre a todas esas fuerzas actuantes. Esta expresión es obtenida de la ecuación de movimiento, y nos expresa que la aceleración de una parcela de aire es igual a la suma de fuerzas por unidad de masa que actúan, sobre este elemento (Hidy, 1967), es decir:

$$\sum \text{Fuerzas} = \text{Fuerza Total} = F_t.$$

Las fuerzas principales que actúan son:

$F_{\bar{V}p}$ Fuerza del gradiente de presión (la cual ocasiona el movimiento de las masas de aire).

F_{co} Fuerza de Coriolis (es el término asociado a la

rotación de la tierra).

F_r Fuerza de fricción (asociada al carácter molecular y turbulento de la atmósfera).

F_g Fuerza gravitacional.

De acuerdo a Holton (1979), la ecuación de movimiento para la atmósfera se puede expresar como:

$$\sum F = F_t = m(dV/dt) = F\bar{V}_p + F_{co} + F_r + F_g. \quad (1)$$

Dinámicamente, estas fuerzas actúan en conjunto manteniendo un balance entre sí y además están presentes en toda la atmósfera.

En meteorología existen varias clases de flujos horizontales (vientos), en donde las fuerzas que los provocan están en equilibrio y se darían si la atmósfera se comportara idealmente. Un ejemplo de flujos en equilibrio son: el viento geostrofico y el viento termal. Estas expresiones dan una relación de diagnóstico en un sistema de escala sinóptica ya que no tienen referencia en el tiempo, y por lo tanto no pueden ser usadas para predecir la evolución del campo de velocidad; sin embargo se puede obtener una idea de la dinámica del sistema, cuando se obtienen estos balances para distintos tiempos secuenciales.

2.3.1 Viento Geostrofbico

El viento geostrofbico es una aproximaci3n muy 3til, ya que estima el viento a partir del gradiente horizontal entre las is3baras. Para aplicar este balance se requiere de varias aproximaciones: i) la corriente de aire sea rectil3nea o casi rectil3nea, de manera que se pueda despreciar la aceleraci3n debido al giro o aceleraci3n centripeta, ii) el movimiento es sin rozamiento, de manera que estemos por arriba de la capa l3mite planetaria (por encima de 1 km aproximadamente), donde la fricci3n debida a la superficie terrestre sea despreciable, iii) flujo estacionario, de tal forma que se pueda despreciar la aceleraci3n en el sentido de la trayectoria. Estas tres aproximaciones implican que la corriente horizontal debido al gradiente de presi3n, est3 equilibrada por la fuerza de Coriolis. Como ocurre con todas las aproximaciones, no siempre tienen el mismo grado de validez y depender3 de muchos factores externos, como se discutir3 m3s adelante.

Rara vez se presentar3 en la atm3sfera un equilibrio exacto, pero lo importante es que este balance ocurre aproximadamente en movimientos a gran escala (Pettersen, 1968). El balance geostrofbico en coordenadas isob3ricas se

expresa como (Hess, 1959):

Componente zonal

$$U_g = -(g_0/f) \partial z / \partial y. \quad (2a)$$

Componente meridional

$$V_g = (g_0/f) \partial z / \partial x, \quad (2b)$$

donde f es el parámetro de Coriolis, g_0 la gravedad, U_g el viento geostrofbico zonal, V_g el viento geostrofbico meridional, x la longitud, y la latitud y z la altura geopotencial.

El viento calculado en esta suposición de equilibrio se llama viento geostrofbico. La velocidad del viento geostrofbico es inversamente proporcional a la distancia entre las isobaras, además cuando nos aproximamos al Ecuador, esta aproximación deja de ser aceptable, porque el término de Coriolis se hace cero. Esta relación es muy importante porque permite dar una buena estimación de la velocidad del viento a partir del campo de presión, cuando no se tienen observaciones directas del campo de viento.

2.3.2 Viento Termal

El mecanismo dominante en la atmósfera es el calentamiento diferencial generado por la radiación solar. Este calentamiento produce regiones de alta temperatura en la franja ecuatorial y regiones de bajas temperaturas para la franja polar, y como consecuencia una variación latitudinal en el campo de masa (Dutton, 1976). Estas variaciones en el campo de temperatura tienen una fuerte influencia en la generación de los vientos horizontales y en su variación con la altura. En condiciones ideales, se tendrá que una explicación de las principales características de la estructura vertical del viento geostrofico podrá ser encontrada en la variación horizontal del campo de temperatura. A medida que avanzamos en altura encontramos un cambio en los gradientes horizontales de presión, debido a la variación horizontal de temperatura y por consiguiente habrá un cambio en el viento geostrofico. Este cambio en el viento geostrofico con la altura, por la variación horizontal de la temperatura, es llamado Viento Termal (Holton, 1979). Estrictamente hablando, el término Viento Termal se refiere a la diferencia vectorial del viento geostrofico entre dos niveles, es decir:

$$\underline{V}_t = \underline{V}_{g2} - \underline{V}_{g1}. \quad (3)$$

en donde \underline{V}_g simboliza el vector viento geostrofico. La aproximación de Viento Termal se puede expresar en componentes en la siguiente forma (para una derivación completa de esta relación, ver Apéndice 1):

Componente zonal

$$U_t = -Rf^{-1}(\partial\bar{T}/\partial y)\ln(p_0/p_1). \quad (4a)$$

Componente meridional

$$V_t = Rf^{-1}(\partial\bar{T}/\partial x)\ln(p_0/p_1), \quad (4b)$$

donde \bar{T} es la temperatura promedio entre los niveles p_0 y p_1 , R es la constante de los gases, U_t y V_t son el viento termal zonal y meridional respectivamente.

Las relaciones 4a y 4b nos indican un aumento en el viento geostrofico al aumentar el gradiente horizontal de temperatura. La dirección del viento termal está relacionado a las isotermas en la misma forma como el viento geostrofico está relacionado a las isóbaras. El viento termal está identificado con el esfuerzo vertical del viento actual, así como el viento geostrofico está identificado con el viento actual de la atmósfera.

2.4 Metodología

El objetivo principal de este trabajo es estudiar el balance geostrofbico en la atmbsfera, entonces si evaluamos numéricamente los términos de la relación del balance, habrá una incertidumbre en los valores obtenidos por el uso de técnicas numéricas y por el error inherente esperado en los datos utilizados (ver Apéndice A2). De este modo sólo nos interesa describir cualitativamente el balance geostrofbico, calculando el coeficiente de correlación R entre el viento real (obtenido del PENT) y el viento geostrofbico. Según Pan. . . y Brier (1968) el coeficiente de correlación se define como:

$$(R_{xy})_{ij} = (S_{xy}/S_x S_y)_{ij}, \quad (5)$$

R es el coeficiente de correlación lineal, x-y son las variables a correlacionar, ij son los puntos de la malla, Sxy es la covarianza y Sx, Sy son las varianzas de x,y respectivamente.

Esta correlación se hizo para el viento zonal (U y U_g), para el viento meridional (V y V_g) y para la magnitud del viento (W y W_g); esta última se define como:

$$W = [U^2 + V^2]^{\frac{1}{2}}, \quad (6)$$

donde U y V representan la velocidad zonal y meridional respectivamente, ya sea real o geostrofbica.

Las velocidades U_g y V_g se calcularon a partir de las ecuaciones 2a y 2b, utilizando la tbcnica numbrica de diferencias finitas con un esquema de cinco puntos. Esta se utiliza para evaluar los trminos que tienen derivadas parciales. Para una discusi3n m3s completa de este mtodo ver Haltiner y Williams (1979).

El Viento Termal se obtiene a partir de las ecuaciones 4a y 4b. Para evaluar el gradiente horizontal de temperatura se utiliz3 la misma tbcnica numbrica de diferencias finitas. Esto se hizo para cada 12 horas y en cada punto de la malla, luego se promedi3 para el mes de Septiembre y se representa por componentes y en forma vectorial.

Otra forma de evaluar el viento termal es calculando la diferencia del vector viento $\underline{V}_{g2} - \underline{V}_{g1}$ entre los niveles considerados; es decir, calculando el esfuerzo vertical del viento geostrofbico (aquí lo llamaremos V_s). Este cálculo se realiz3 cada 12 horas y en cada punto de la malla y se promedi3 para el mes de Septiembre. Si comparamos estos dos mtodos, y obtenemos buena correlaci3n, entonces nos podr3 indicar que existe relaci3n directa entre el esfuerzo vertical del viento geostrofbico (V_s) y el gradiente

horizontal de temperatura.

CAPITULO 3

3 RESULTADOS

En este capítulo se describen los resultados obtenidos y se presentan en la siguiente forma:

- 1.- Campo de viento real y de viento geostrofbico promedio para Septiembre en los niveles de 850 y 300 mbs, para la componente zonal (U), meridional (V) y la magnitud (W).
- 2.- Correlacibn entre el viento real y el viento geostrofbico, para los niveles de 1000, 850, 700, 500, 400, 300 y 100 mb.
- 3.- Esfuerzo vertical del viento real y del viento geostrofbico, calculado entre los niveles de 850 y 300 mb.
- 4.- Viento termal, calculado entre 850 y 300 mbs, este se representa en mapas con vectores.

3.1 El Campo de Viento

En esta subseccibn consideramos dos niveles de presibn: el nivel de 850 mb y el nivel de 300 mb. Como veremos posteriormente, estos dos niveles serán los de mayor interés ya que ellos nos representan la baja y la alta

tropósfera respectivamente. En la componente zonal (U), las isolíneas continuas y con valores positivos representan vientos del oeste, las isolíneas punteadas y con valores negativos indican vientos del este. Para la componente meridional (V) las isolíneas continuas representan viento del sur y las punteadas indican viento del norte.

3.1.1 Viento Real

La figura 2 presenta los campos de viento real (es decir el viento obtenido del PENT) a 850 y 300 mbs para U, V y W. Para una discusión más completa del viento real ver Rivera (1985).

La componente zonal a 850 mb muestra dos regiones con viento del oeste y una región con viento del este. La banda latitudinal entre 30° y 40° N se encuentra dominada por viento del oeste que proviene de latitudes medias; por el contrario, la otra zona con viento del oeste, que se localiza sobre el océano Pacífico tropical, tiene su origen en el hemisferio sur y es controlada por el efecto de Coriolis. En lo que respecta a la componente zonal a 300 mb, se observan dos bandas latitudinales: una con viento del oeste, aproximadamente entre 20° y 40° N y la otra con viento del este entre 20° y 2° N. Las magnitudes del viento en este nivel son mucho mayores que en el viento de

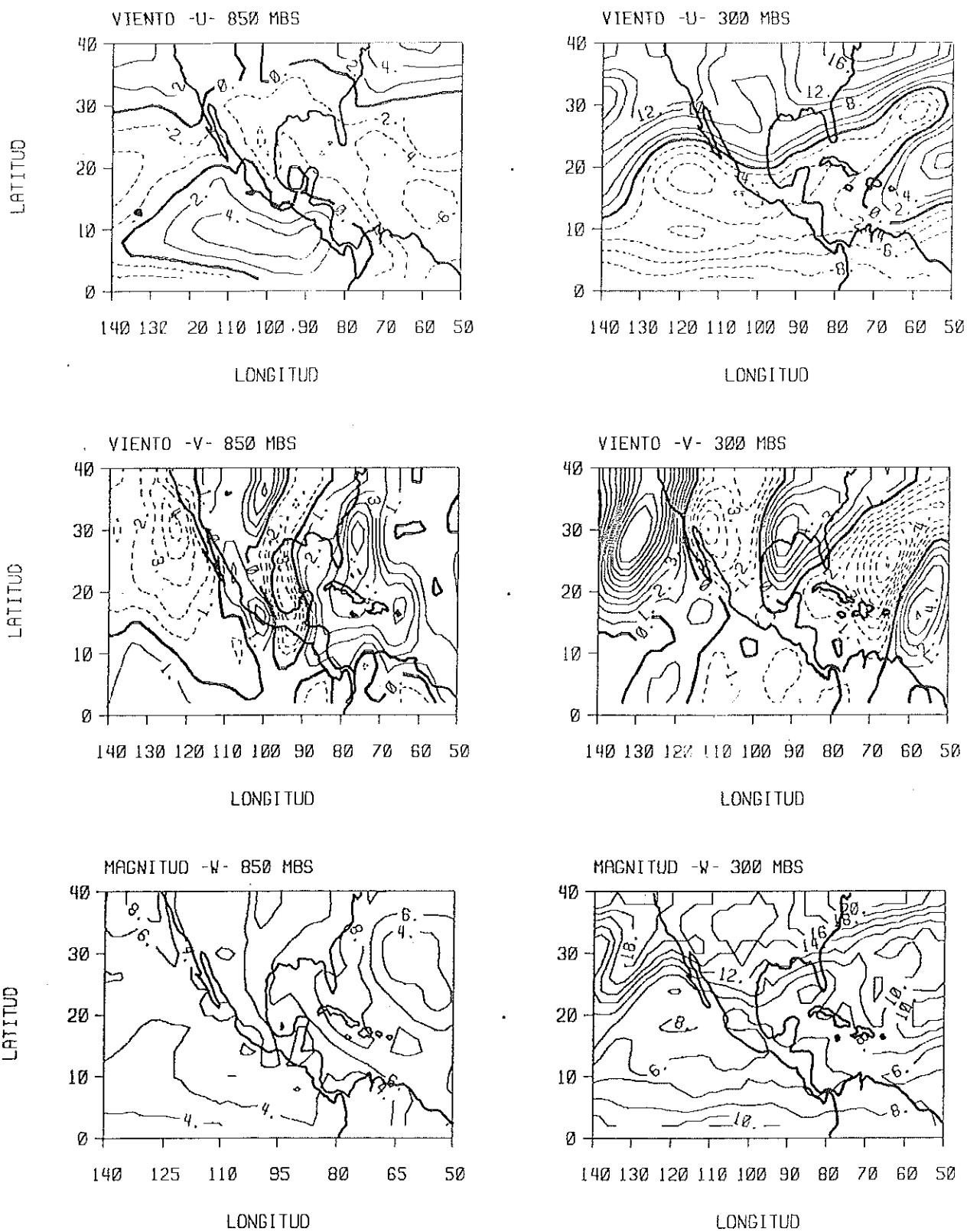


Fig. 2 Viento real promedio del mes de septiembre para U, V, W a 850 y 300 mb. Las unidades están en m/s.

la baja tropósfera.

La componente meridional (V) muestra un patrón muy irregular en comparaci3n con la componente zonal; sin embargo, en éste se puede notar una circulaci3n opuesta en ambos niveles; por ejemplo, sobre el Océano Pacífico a los 850 mb se observa viento del norte, mientras que a los 300 mb el sentido se invierte y se observa viento del sur. Este tipo de fenómeno es indicativo de una circulaci3n tipo Hadley, como ha sido discutido por Rivera (1985).

En la magnitud del viento (W) a 850 mb encontramos valores relativamente bajos, especialmente en el continente y al sur de 20° N. Al norte de esta latitud la magnitud aumenta en áreas oceánicas. A 300 mb la magnitud aumenta considerablemente al norte de 20° N, donde los máximos están presentes en áreas oceánicas, en el Océano Pacífico (OP) sobre 30° y en el Océano Atlántico (OA) al este de Estados Unidos (EU). Al sur de 20° N la magnitud disminuye con valores entre 6-8 m/s.

3.1.2 Viento Geostrobfico

En la figura 3 se presenta el comportamiento del viento geostrobfico para los dos niveles considerados. La componente zonal en el nivel de 850 mb presenta un patr3n

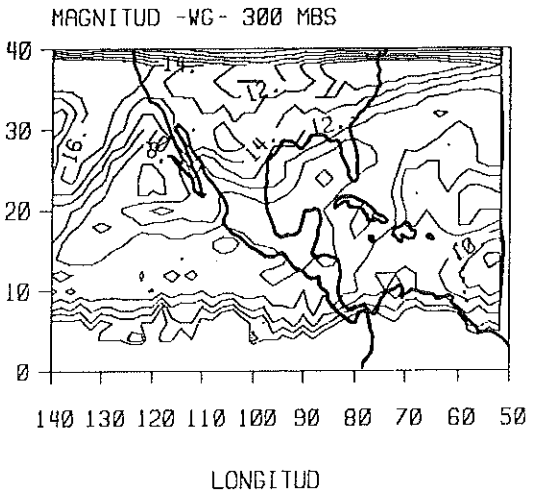
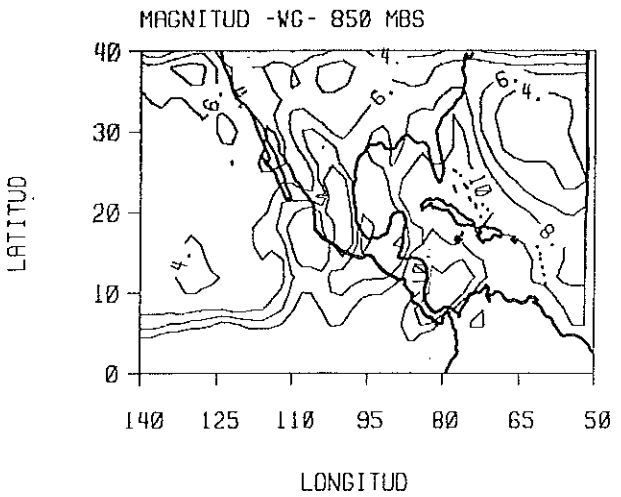
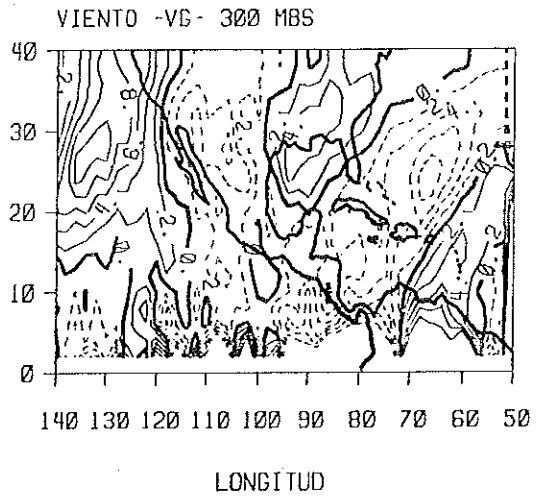
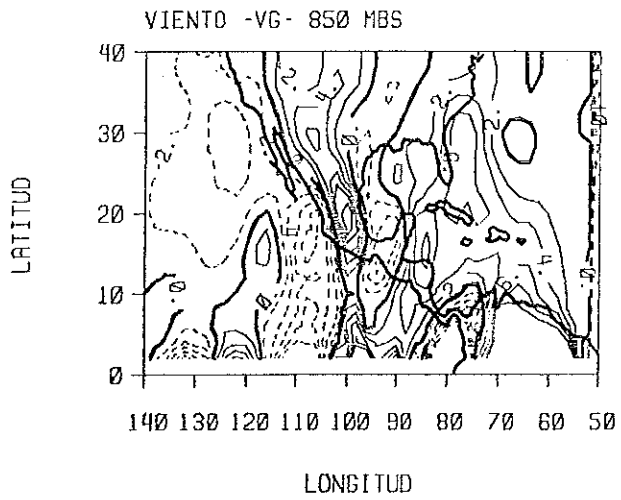
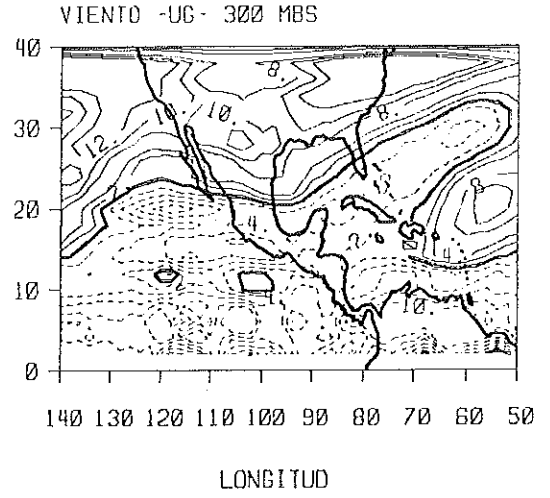
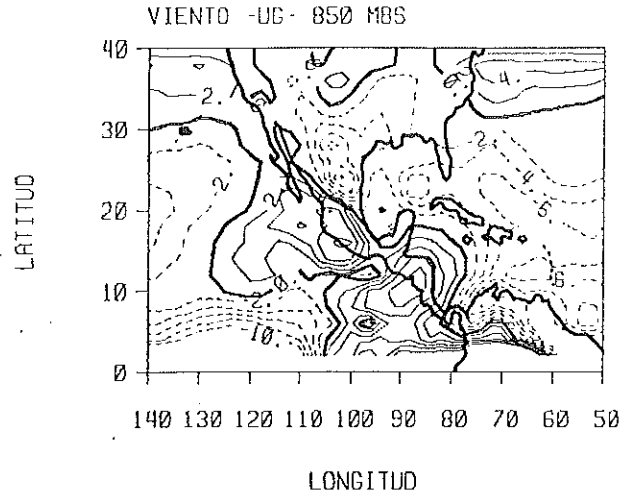


Fig. 3. Viento geostrófico promedio para el mes de septiembre para U,V,W a 850 y 300 mb.

algo distinto que el correspondiente para el viento real (Fig. 2); en este caso, en el U_g también se observa una banda latitudinal entre 30° y 40° N con viento del oeste e intensidades similares al viento U. La principal diferencia está sobre la región continental y a bajas latitudes, donde la componente U_g presenta valores del orden de 10 m/s, casi el doble de las observadas para el viento real, U. Es decir, conforme se acerca al ecuador y al continente, el viento geostrofbico se aleja más del viento real. A 300 mb hay claramente marcadas dos regiones de vientos del oeste, y al sur de 20° N vientos del este. Las magnitudes son parecidas al viento real pero aumentan ligeramente al avanzar hacia El ecuador.

Para la V_g , y a los 850 mb, el patrón de dirección es alternado, empezando en el OP con vientos del norte, vientos del sur y del norte sobre el continente y seguidamente vientos del sur en el OA. En 300 mb las direcciones se invierten y aumenta la rapidez del viento. Se puede notar que al norte de 10° N el viento geostrofbico y el viento real son muy parecidos, mientras que al sur de los 10° N se pierde toda semejanza.

Para la W_g en el primer nivel presenta valores algo más grandes y un patrón diferente que la magnitud del viento real, especialmente en el continente y al sur de 20° N. En

el OA si existe un patrón muy similar. Para los 300 mb la magnitud geostrofica difiere cerca de El Ecuador, pero en general es muy similar a la magnitud del viento real.

3.2 Correlación entre el viento real y el geostrofico.

En las figuras 4-7 se presenta la correlación para cada nivel isobárico. Tomando en cuenta características comunes entre niveles de presión, estos se pueden agrupar en:

Baja tropósfera: incluye los niveles de 1000 y 850 mb, que se encuentran fuertemente afectados por el efecto continental.

Media tropósfera: incluye los niveles de 700, 500 y 400 mb, donde la atmósfera se puede considerar libre del efecto superficial.

Alta tropósfera: que incluye los niveles de 300 y 100 mb, en estos niveles el campo de viento se encuentra afectado por la acción de otras fuerzas de escala planetaria.

Ya que nuestra intención es describir cualitativamente el balance geostrofico, consideramos que un valor de correlación menor de 0.3 o negativo representa un balance mediocre o un mal balance geostrofico (aquí lo señalaremos como baja correlación); un valor de correlación de 0.6 y 0.9 nos dice que existe buen balance geostrofico (buena y

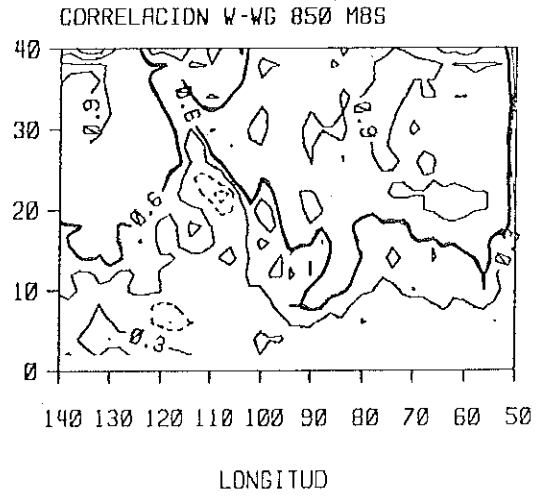
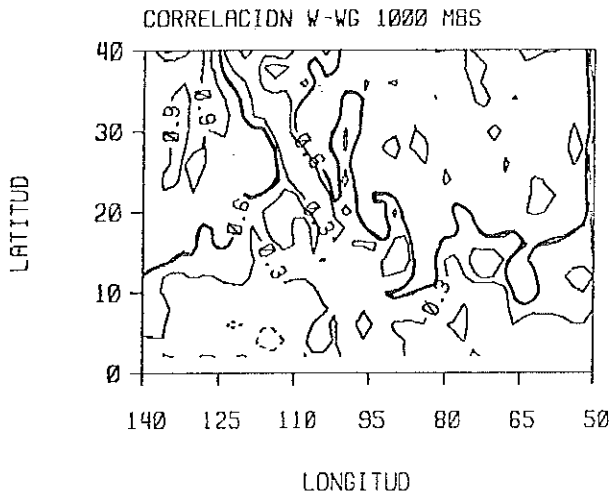
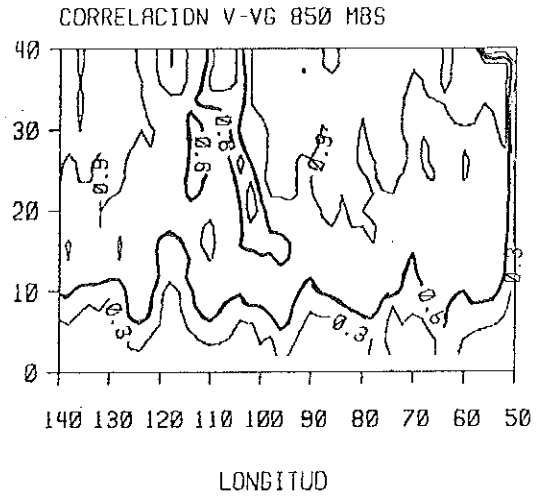
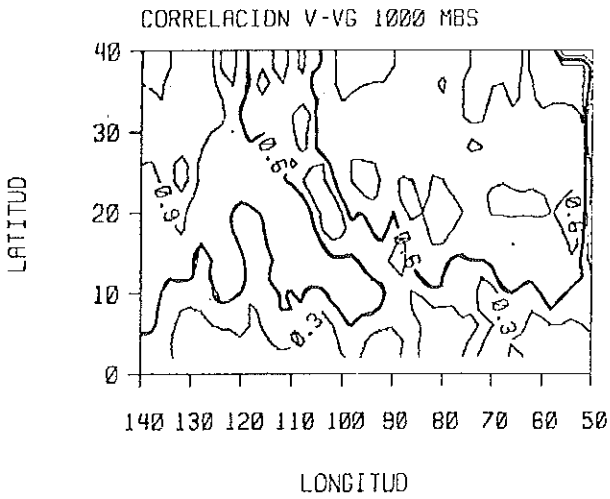
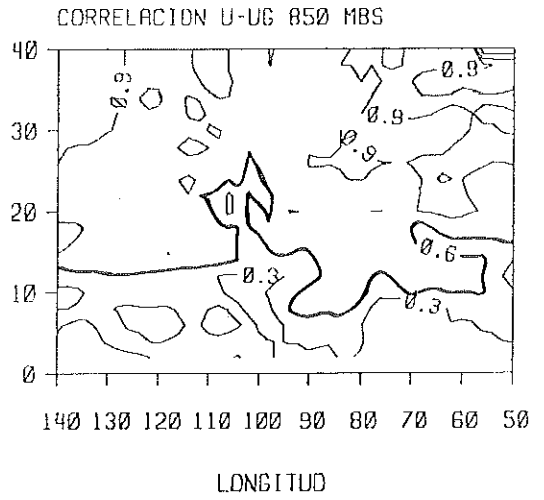
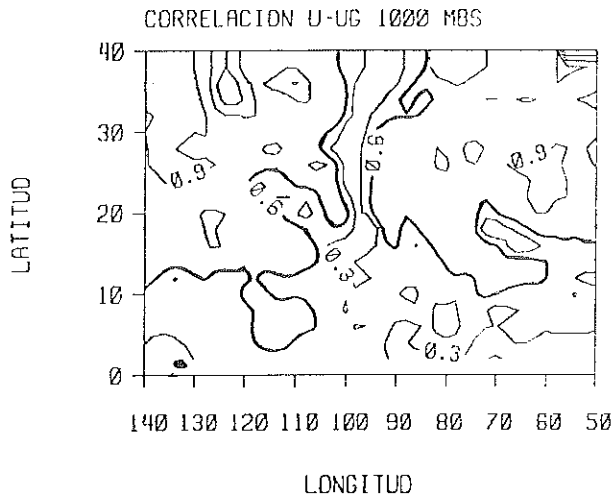
alta correlación, respectivamente).

3.2.1 Baja tropósfera (1000 y 850 mb).

En las figuras 4a y 4b se observa la correlación para los niveles de 1000 y 850 mb.

i) En la componente zonal en 1000 mb se ve el efecto producido por el continente, presentando una baja correlación desde la parte central de EU, México oriental hasta la costa occidental de Centro América. Baja correlación también se presenta al sur de 10° N. La mayor parte de la región oceánica tiene alta correlación al igual que parte de EU. En el nivel de 850 mb, no se observa tanto el efecto continental y la alta correlación comienza desde 14° N en el OP y un poco más al sur en el Caribe. Aproximadamente desde 10° N hacia El Ecuador hay una baja correlación.

ii) La componente meridional a 1000 mb tiene una baja correlación al sur de 10° N y en toda la región continental a excepción del este de los EU. Alta correlación encontramos en el OP de 10° - 40° N y en la parte oriental: todo el OA, el Caribe y EU. El siguiente nivel presenta baja correlación en casi toda la porción continental desde EU hasta Centro América (CA); también en el noroeste mexicano hay baja correlación. La alta correlación en el OP comienza desde 10° N; por otro lado al



Figs. 4a y 4b. Coeficiente de correlación entre el viento real y el geostrófico para U,V,W a 1000 y 850 mb.

este de EU y todo el Océano Atlántico.

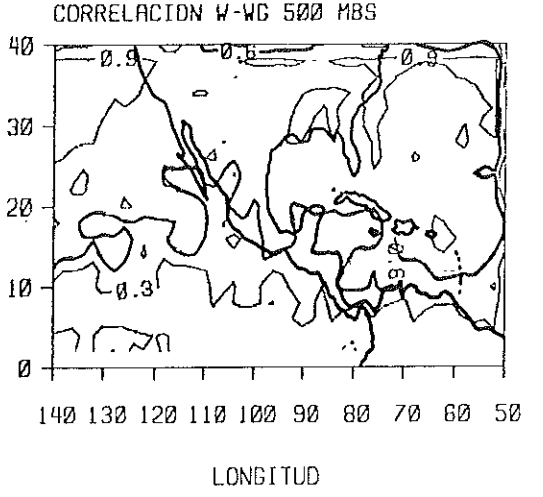
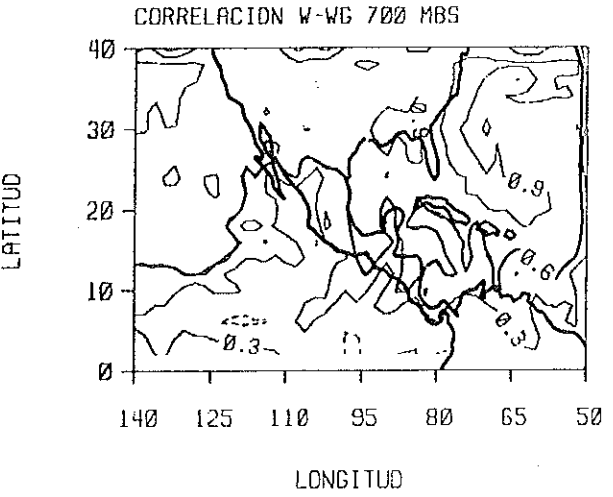
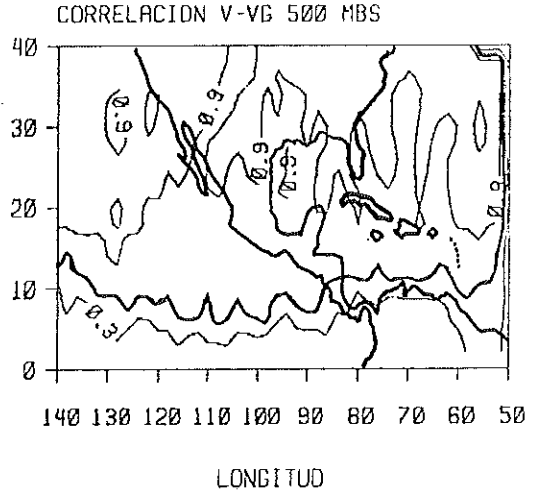
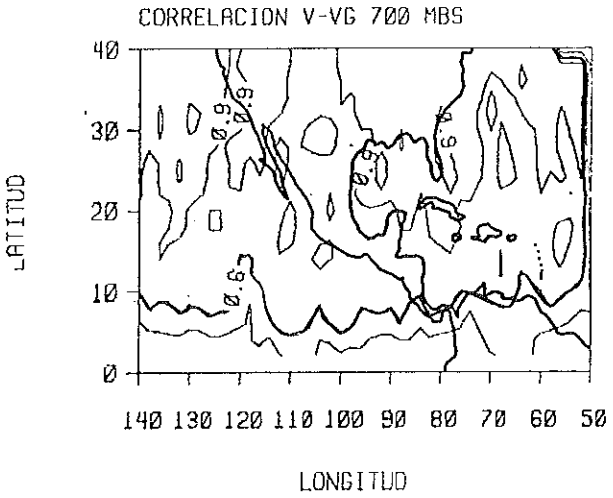
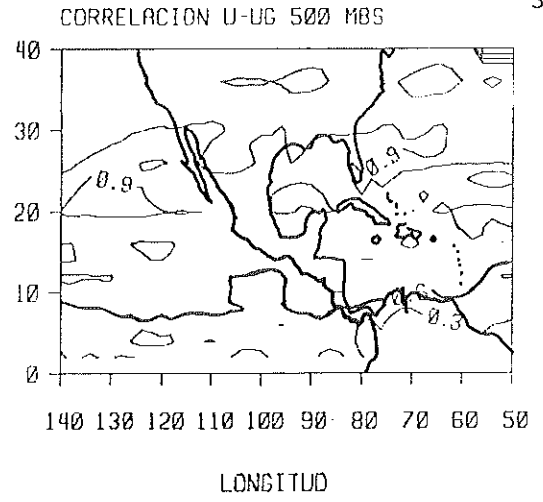
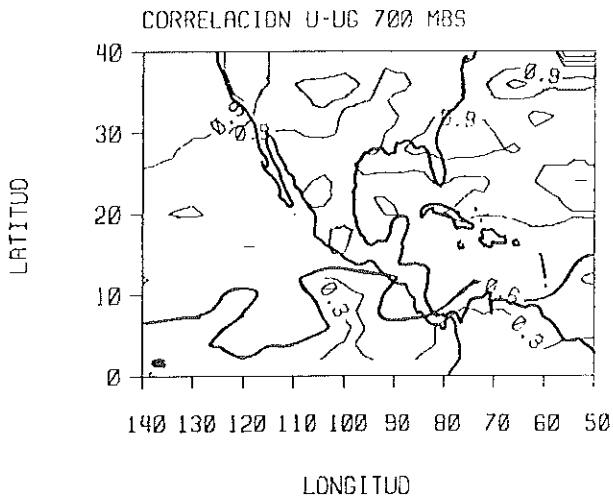
iii) Para la magnitud del viento, se observa casi el mismo comportamiento en ambos niveles, con alta correlación en casi todo el OA y en el OP al norte de 10° N. Baja correlación se presenta sobre el continente desde el oeste de EU y México, siguiendo la forma continental hacia El Ecuador. En 850 mb sobre 20° N en el SW mexicano se presenta una correlación negativa, esta aparece en las líneas punteadas.

3.2.2 Media tropósfera (700, 500 y 400 mb).

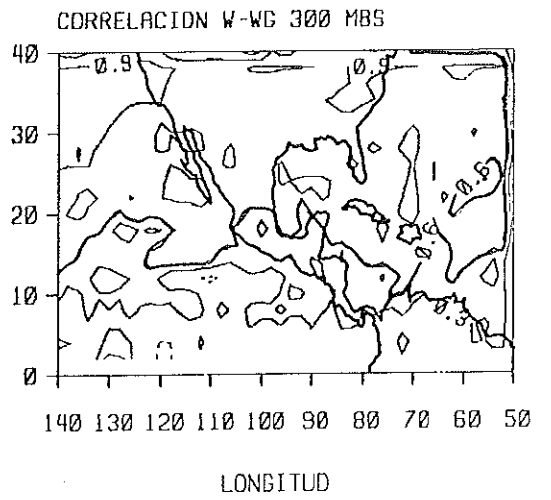
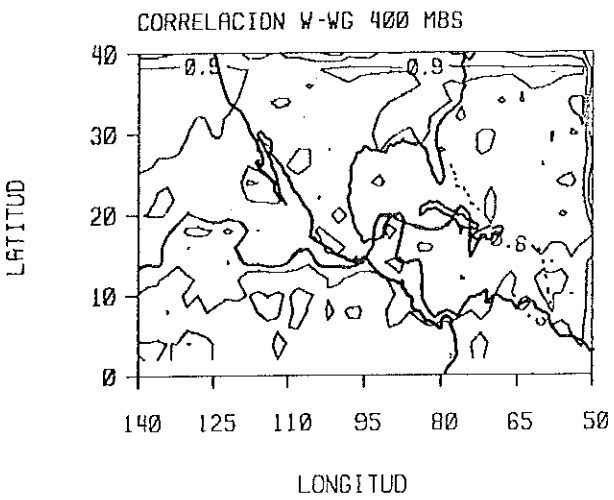
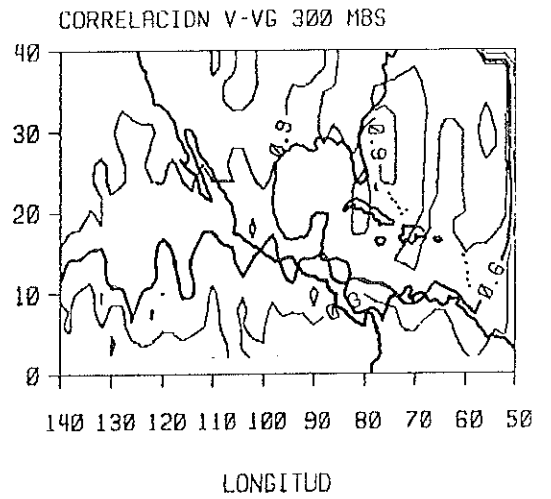
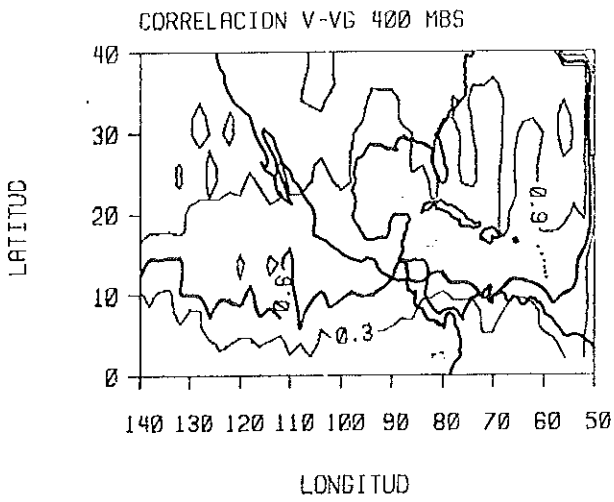
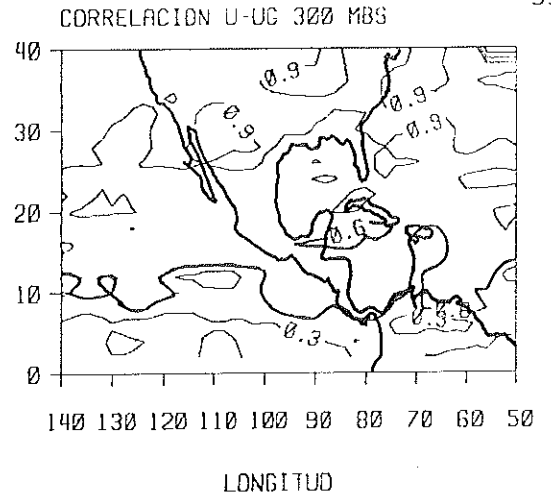
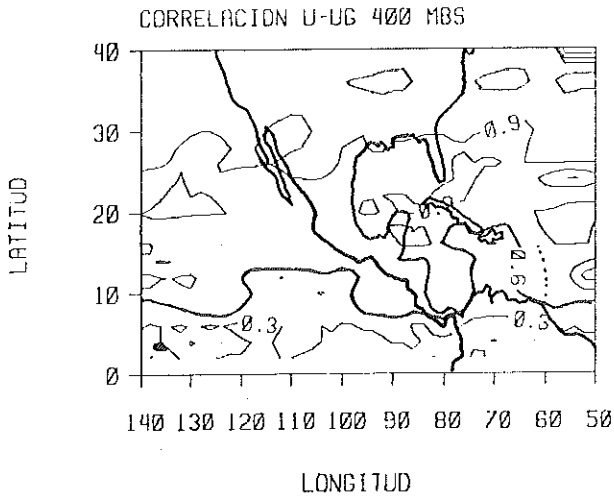
En las figuras 5a, 5b y 6a se observa el comportamiento de la correlación a estos niveles. Aquí las características de correlación son muy similares para los tres niveles, por esta razón se mencionarán como a uno solo y si hay alguna característica diferente se hará mención a ella.

i) En la componente zonal, el paralelo de 10° N marca el límite en donde comienza la buena correlación, aunque esta se desplaza al sur al aumentar la altura. Aproximadamente a sur de 8° N hay baja correlación. En los 700 mb, la más alta correlación tiene como punto de partida los 25° N en el OP y 20° N en el OA, pero en los niveles siguientes esta comienza desde 25° N.

ii) Para la componente meridional en 10° N comienza buena



Figs. 5a y 5b. Igual que la figura 4, sólo que para 700 y 500 mb.



Figs. 6a y 6b. Igual que la figura 4, sólo que para 400 y 300 mb.

correlación que cambia de latitud con la altura; al sur de esta latitud tenemos baja correlación. Entre 20° - 40° N para todo el dominio encontramos alta correlación, que en 700 mb aparece cortada entre 95° - 110° W; en 500 mb esta porción se reduce y no se presenta a 400 mb.

iii) Para la magnitud del viento en 700 mb, buena correlación se encuentra al norte de 10° N, en especial entre 95° - 120° W y en 65° - 95° W presenta una forma irregular. En 500 y 400 mb tiene una forma más regular y parte desde 15° N aproximadamente.

3.2.3 Alta tropósfera (300 y 100 mb)

Las figuras 6b y 7 describen la correlación en los niveles superiores.

i) La componente zonal a 300 mb presenta características semejantes a los niveles de la tropósfera media, ya que en 10° N parte la isolínea de buena correlación y en 25° N está la de más alta correlación. En 100 mb la isolínea de buena correlación está desplazada más al norte en el OP y al sur de esta tenemos baja correlación. Desde 30° N aparece alta correlación.

ii) Para la componente meridional en 300 mb, 12° N es la posición promedio de donde parte la buena correlación y al sur de esta latitud tenemos baja correlación. A partir de 20° N se presenta el valor de alta correlación hasta 40° N.

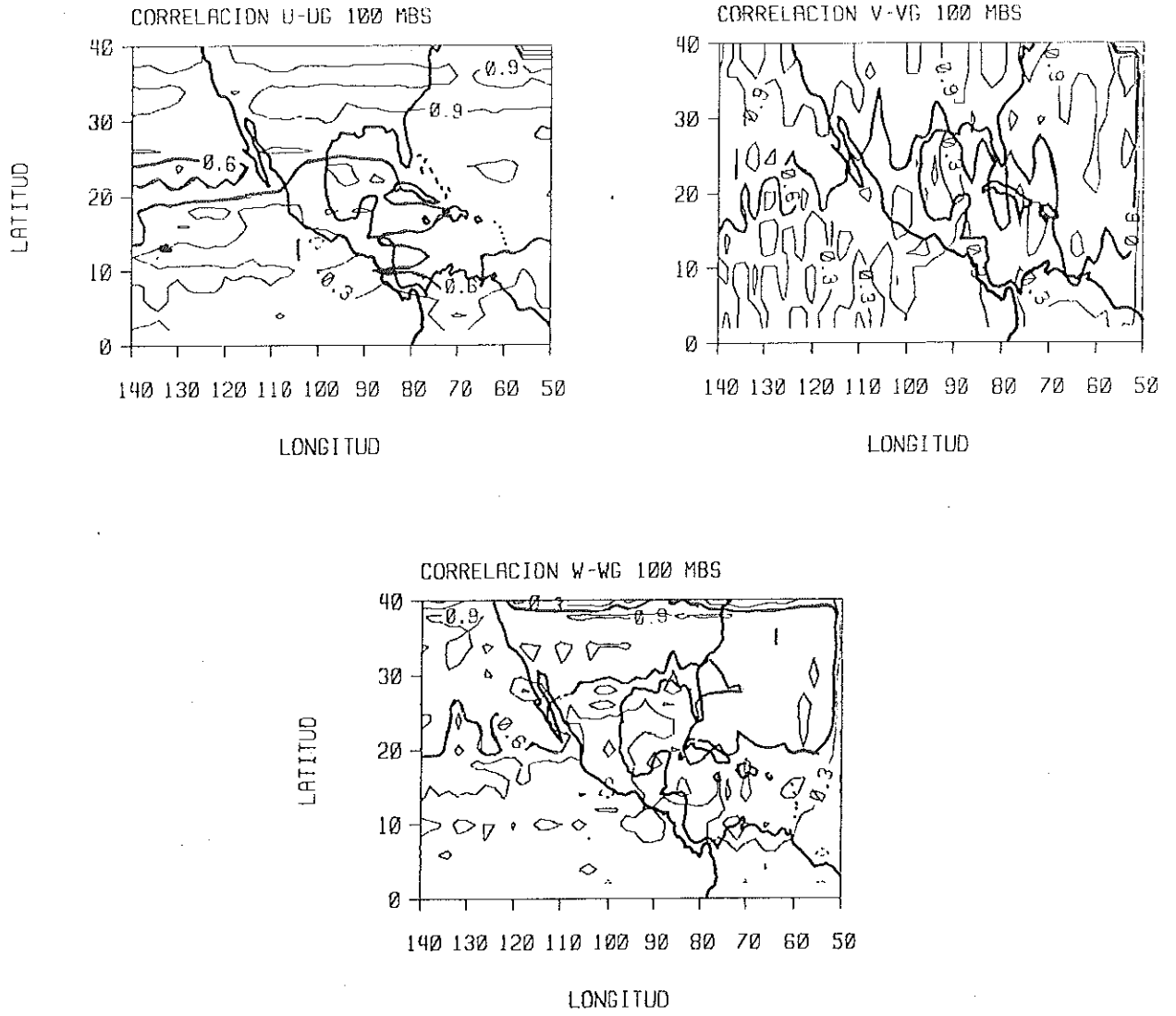


Fig. 7. Igual que la figura 4, sólo que para 100 m.

En 100 mb la situación cambia con un desplazamiento hacia el norte de la isolínea de 0.6 que aparece entre 90° - 110° W más hacia al norte. Aparentemente la mayor parte del dominio presenta una baja correlación.

iii) En la magnitud, la correlación posee características similares a los 400 mb y buena correlación ocurre entre 10° - 20° N, más hacia el norte hay puntos espaciados de alta correlación. A partir de 10° N hacia El ecuador hay una baja correlación. En 100 mb gran parte del dominio tiene baja correlación ya que entre 80° - 110° W penetra más al norte de 20° N que es donde comienza la buena correlación.

3.3 Esfuerzo Vertical del Viento

El esfuerzo vertical del viento (vertical wind shear) se define como $\partial V / \partial \ln P$, que es el cambio del viento con la altura entre dos niveles o entre dos superficies isobáricas: es decir $(\underline{V}_2 - \underline{V}_1) / (\ln P_2 - \ln P_1)$, donde $\underline{V}_2 - P_2$ representan la velocidad y la presión a 300 mb; \underline{V}_1 y P_1 son para 850 mb, este se realizó para: i) Viento zonal y zonal geostrofico (U y U_g), ii) Viento meridional y meridional geostrofico (V y V_g), iii) Magnitud del viento y magnitud geostrofica (W y W_g). Los resultados se presentan para cada componente, en mapas de isolíneas, divididos en

periodos de promedios de cinco días (1-5 y 6-10 Sep.) y dos periodos de promedios de 6 días (11-16 y 17-22 Sep.) para completar 22 días de datos.

En vista de que los resultados presentan valores positivos y negativos, recurrimos a las figuras 2 y 3 que muestran las características de los vientos reales y del viento geostrofico respectivamente, para los niveles 850 y 300 mb; entonces al calcular la diferencia $V_2 - V_1$ los vientos en 300 mb, en general, nos van a indicar el signo y el comportamiento del esfuerzo vertical.

En general se observa un cambio del viento con la altura en regiones donde interaccionan fenómenos de la región tropical y de la región polar o sea masas de aire de diferente origen. Esta interacción produce un contraste en temperatura y la región donde esto ocurre se le llama zona frontal o frente polar, esta zona frontal define el cinturón de latitudes medias en donde hay un fuerte gradiente de temperatura en todas las estaciones. En una zona frontal el viento varía con la altura por la inclinación que presentan las isopiecinas, esta característica es típica de un flujo baroclínico. Esta situación será discutida en el capítulo siguiente.

3.3.1 Viento Zonal

En la parte NW del dominio (Fig. 8) se presenta un esfuerzo vertical (EV) de 15 m/s, que disminuye en el tercer periodo. En la región continental este es menor al sur de 20° N, pero al norte de esta latitud crece ligeramente. En el OA varía entre 5-15 m/s, llegando a 20 m/s sobre EU. En el Caribe hay alto EV que disminuyen al final del mes. Alrededor de 10° N el EV es negativo y con valores de 5 m/s que aumentan ligeramente hacia la zona ecuatorial.

En la componente U_g (Fig. 9), el EV varía en las partes oceánicas del OP y OA en los diferentes periodos. Sobre el continente se aprecian los máximos valores llegando a 20 m/s. En el Caribe a principio de mes hay un fuerte EV que disminuye a fin del mes. Al sur de 20° N hay valores más grandes que el EV del viento real, alcanzando grandes valores cerca de El Ecuador, además se pierde claridad en las isolíneas.

3.3.2 Viento Meridional

En la figura 10 se observa el EV meridional cuyo máximo es de 12 m/s. En la parte central de Estados Unidos también ocurre un fuerte EV, pero en esas áreas no se

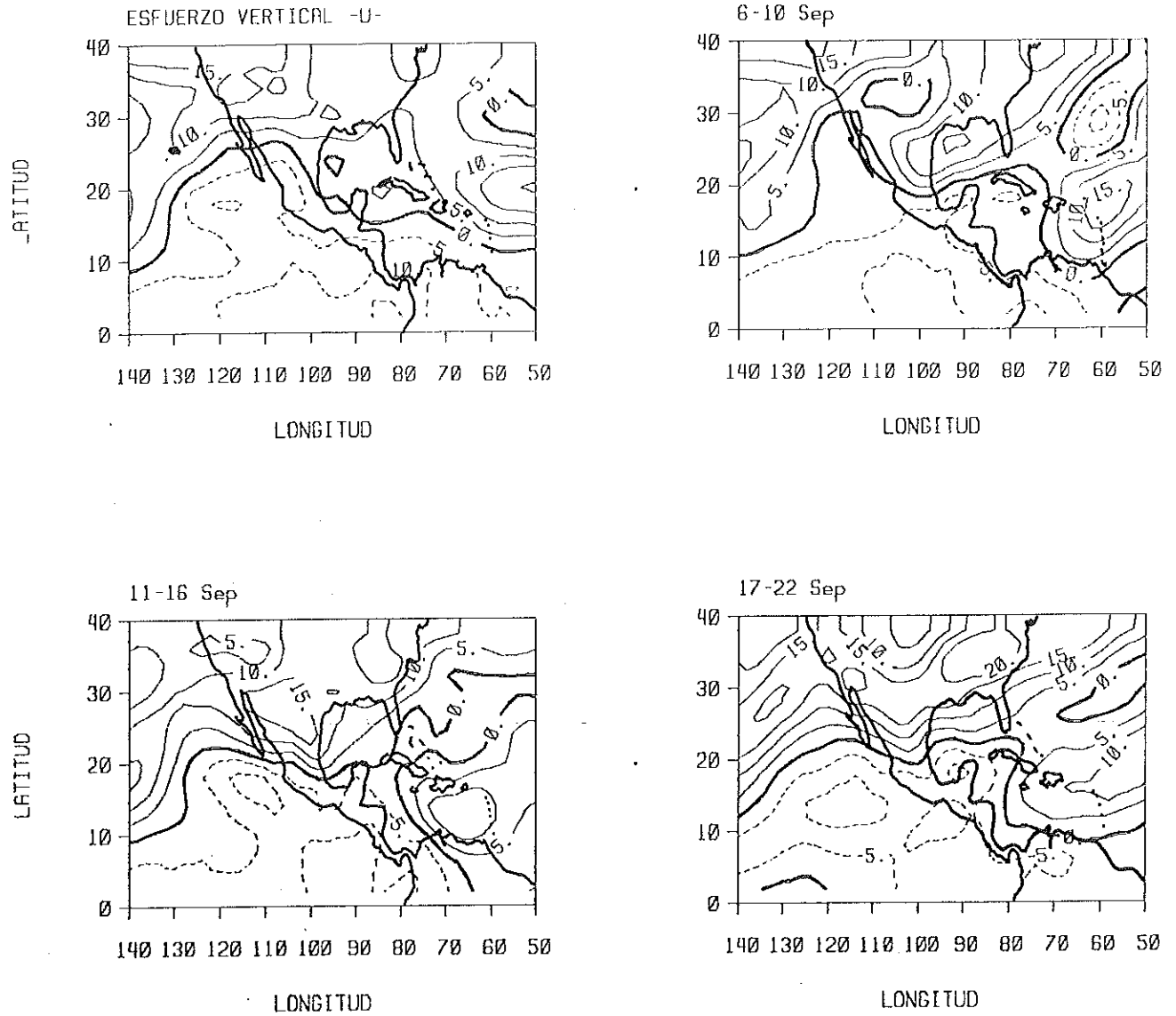


Fig.8 Esfuerzo vertical del viento zonal, calculado entre 850 y 300 mb promediado entre los días 1-5,6-10,11-16 y 17-22 de septiembre. Las unidades están en m/s.

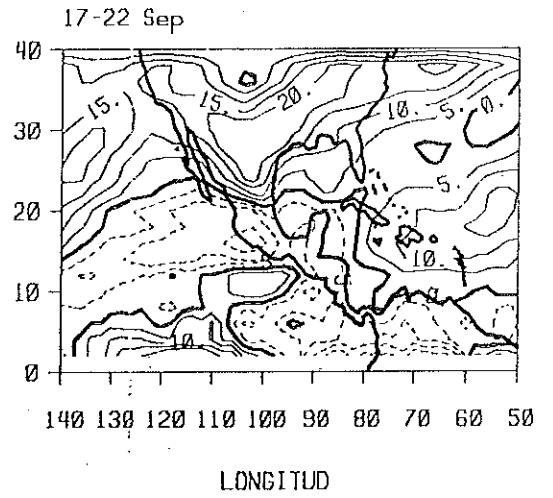
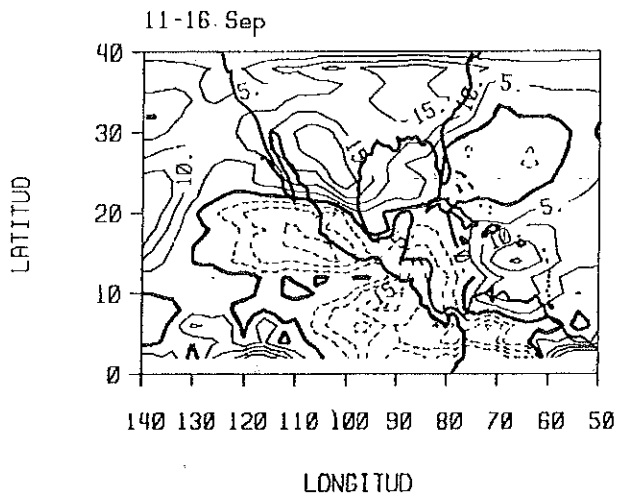
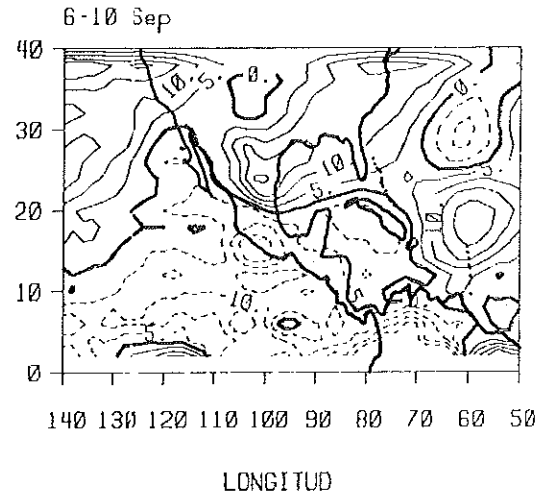
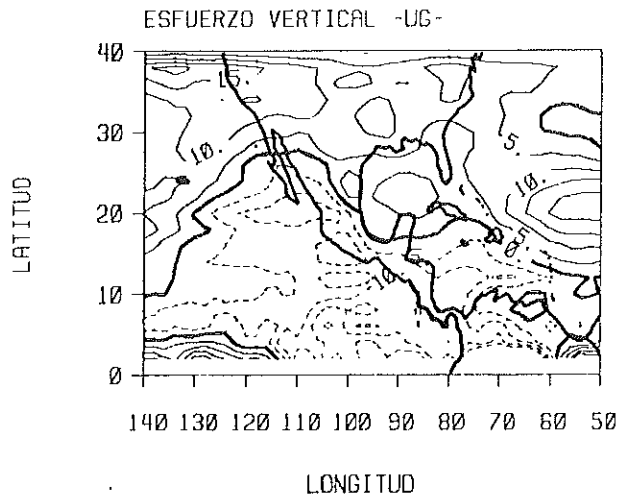


Fig.9 Igual que la figura 8, sólo que para el viento zonal geostrófico.

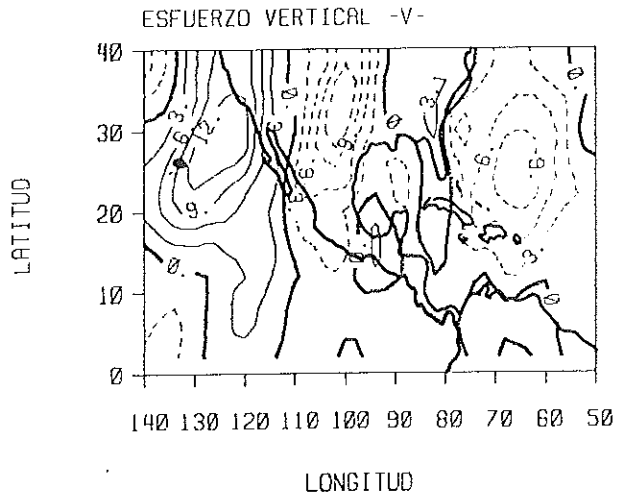
mantiene constante. En el OA, el Caribe y el Golfo de México se presentan fuertes EV. En esta componente predominan grandes zonas con EV bajo, especialmente en el OP tropical y en América del Sur.

Para la componente V_g (Fig. 11) también se presenta un máximo de 12 m/s y ocurre en el OP. En el OA y Caribe, el EV va intensificándose hacia el continente según avanza el mes. Entre $5^\circ - 15^\circ$ N están los valores más pequeños (~ 3 m/s), especialmente en el OP y conforme se aproxima a El Ecuador va creciendo el EV en forma irregular.

3.3.3 Magnitud del Viento

Al oeste de EU (Fig. 12), encontramos un fuerte EV el cual se debilita en el tercer período para luego alcanzar un máximo (~ 20 m/s) al final del mes en 30° N. Sobre el OA hay valores bajos que aumentan a 20 m/s. Al sur de 20° N el EV es pequeño (~ 5 m/s).

La magnitud geostrofica (Fig. 13) tiene un máximo de 20 m/s en el OP el cual se hace mínima en el tercer período. En el OA entre $20^\circ - 30^\circ$ N el EV varía con valores menores de 15 m/s y al sur de 30° N es mínimo. Casi todo el dominio mantiene un bajo EV, especialmente al sur de 20° N. Al aproximarnos a El Ecuador el EV aumenta rápidamente.



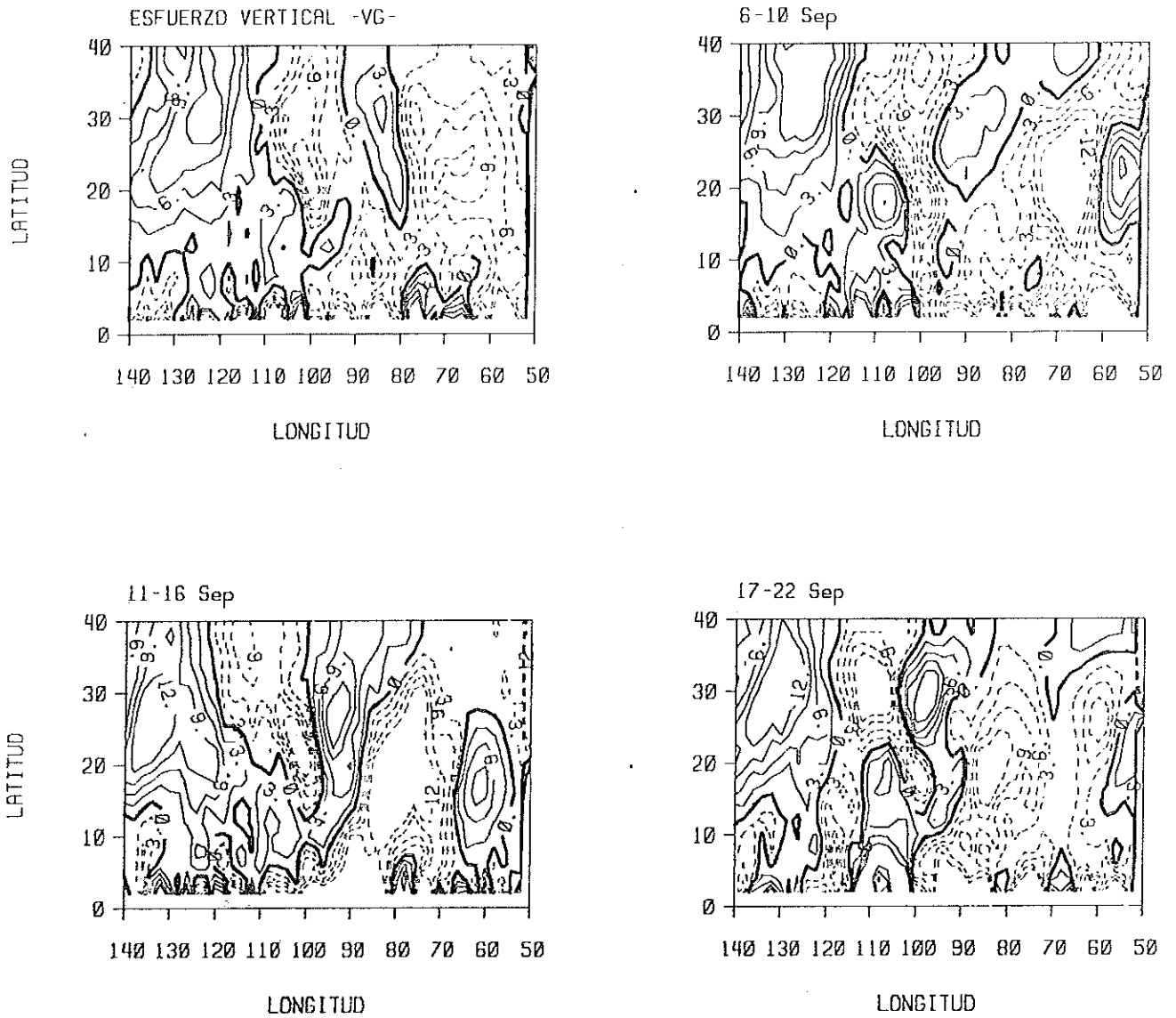


Fig.11 Igual que la figura 8, sólo que para el viento meridional geostrófico.

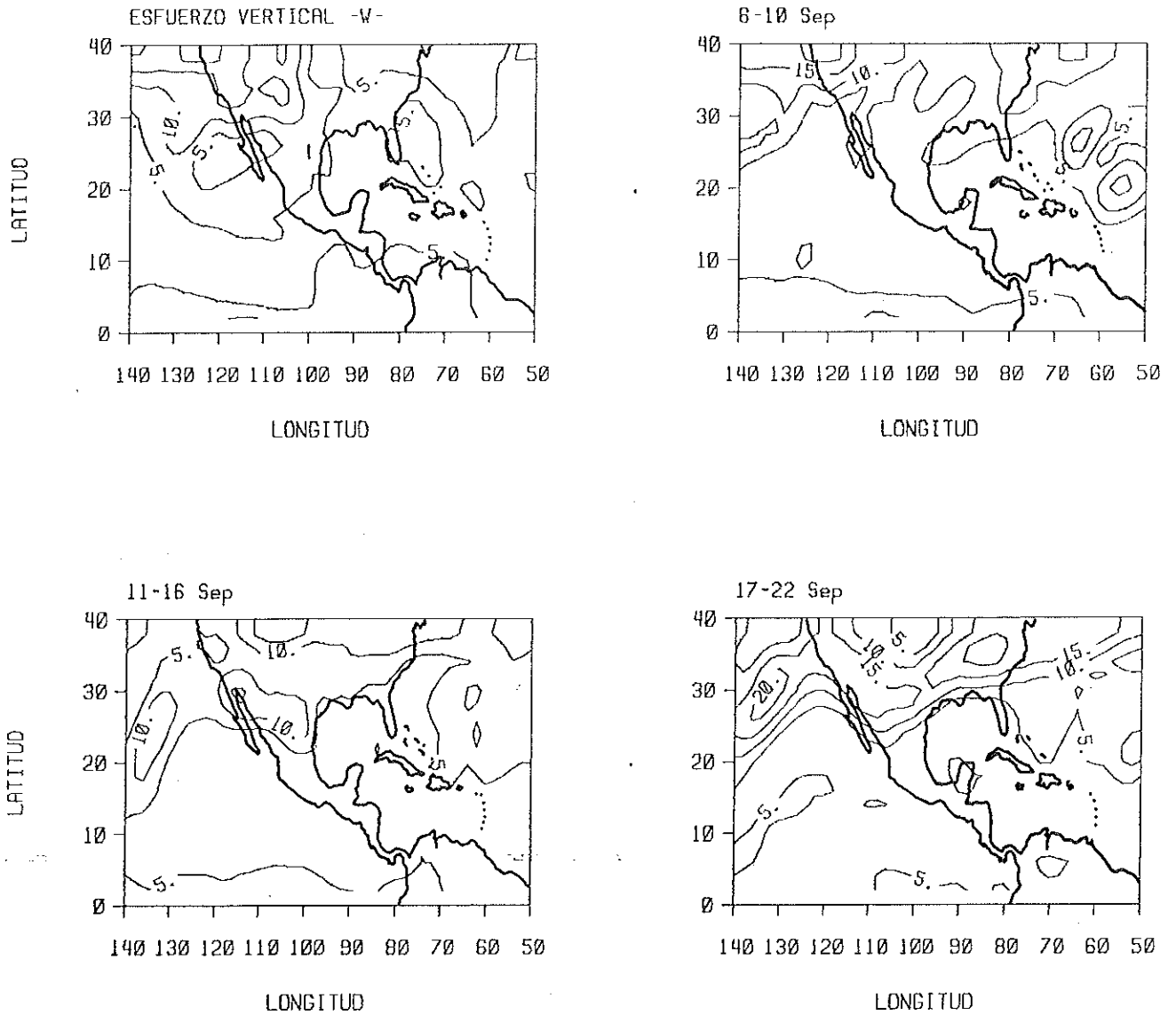


Fig. 12 Igual que la figura 8, sólo que para la magnitud del viento.

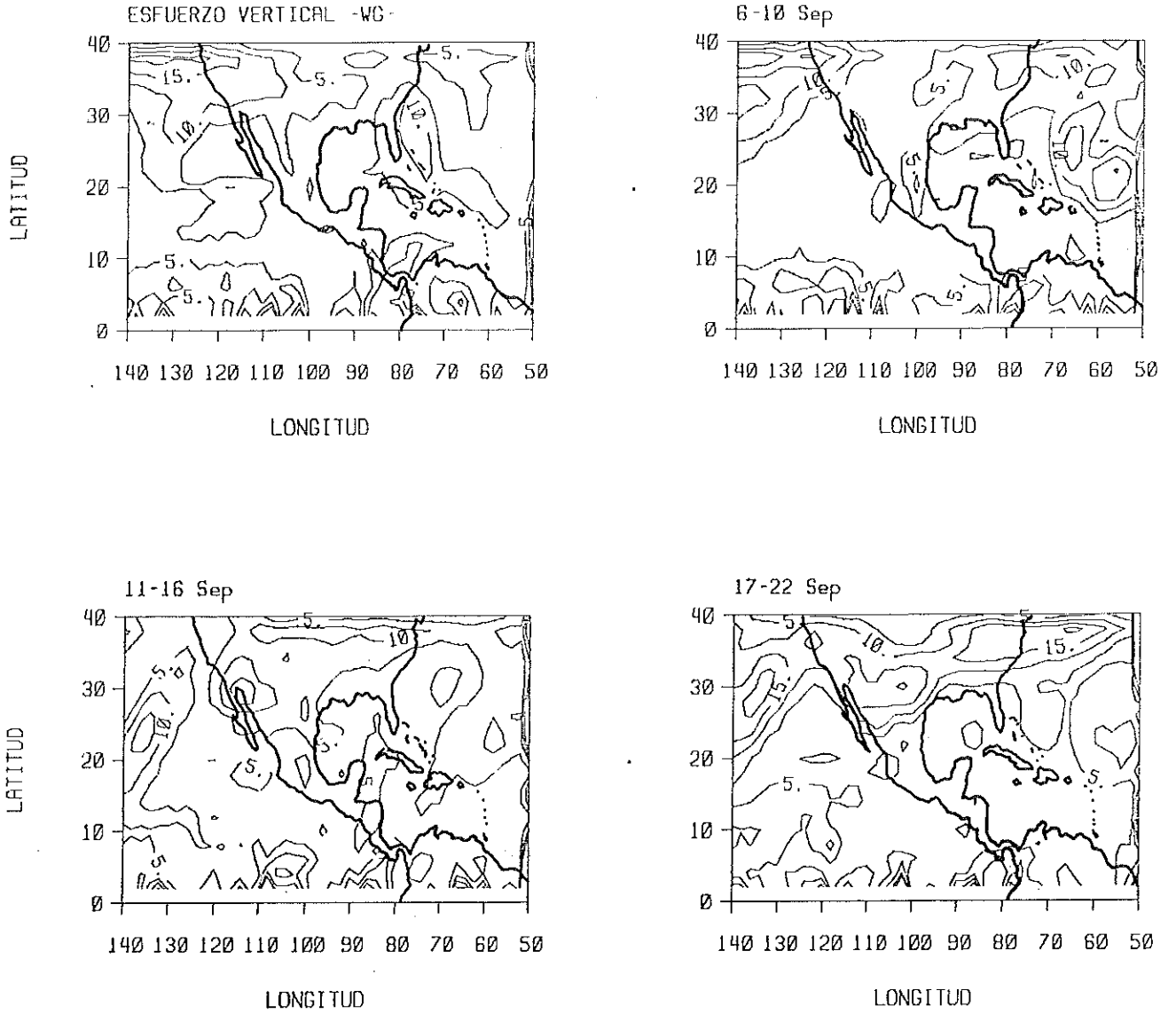


Fig. 13 Igual que la figura 8, sólo que para la magnitud del viento geostrófico.

3.4 Viento Termal

La figura 14 muestra la circulación atmosférica característica sobre la región de estudio durante Septiembre, a 850 y 300 mb, para el viento real y para el viento geostrofico. Estos campos de vectores son muy parecidos en dirección y magnitud, con la diferencia de que el viento geostrofico falla cerca del ecuador. Estas figuras nos ayudarán a comprender el comportamiento del viento termal. En la figura 15 se presenta el viento termal VT' , calculado a partir del gradiente. En la figura 16 se presenta el viento termal, VT'' , calculado a partir del esfuerzo vertical del vector de viento geostrofico.

Como se describe en el Apéndice A1, el viento termal es un vector paralelo a las isotermas y además a la izquierda de ese vector hay advección fría y a la derecha hay advección caliente.

El viento termal al oeste de EU muestra una fuerte advección fría con velocidades de 20 m/s que aumentan sobre la costa, estas disminuyen sobre la península de Baja California. Sobre EU y el Océano Atlántico se mantiene una advección fría con vientos del oeste. Aproximadamente desde la frontera México-EU hay una fuerte advección caliente con fuertes vientos sobre la región mexicana, que

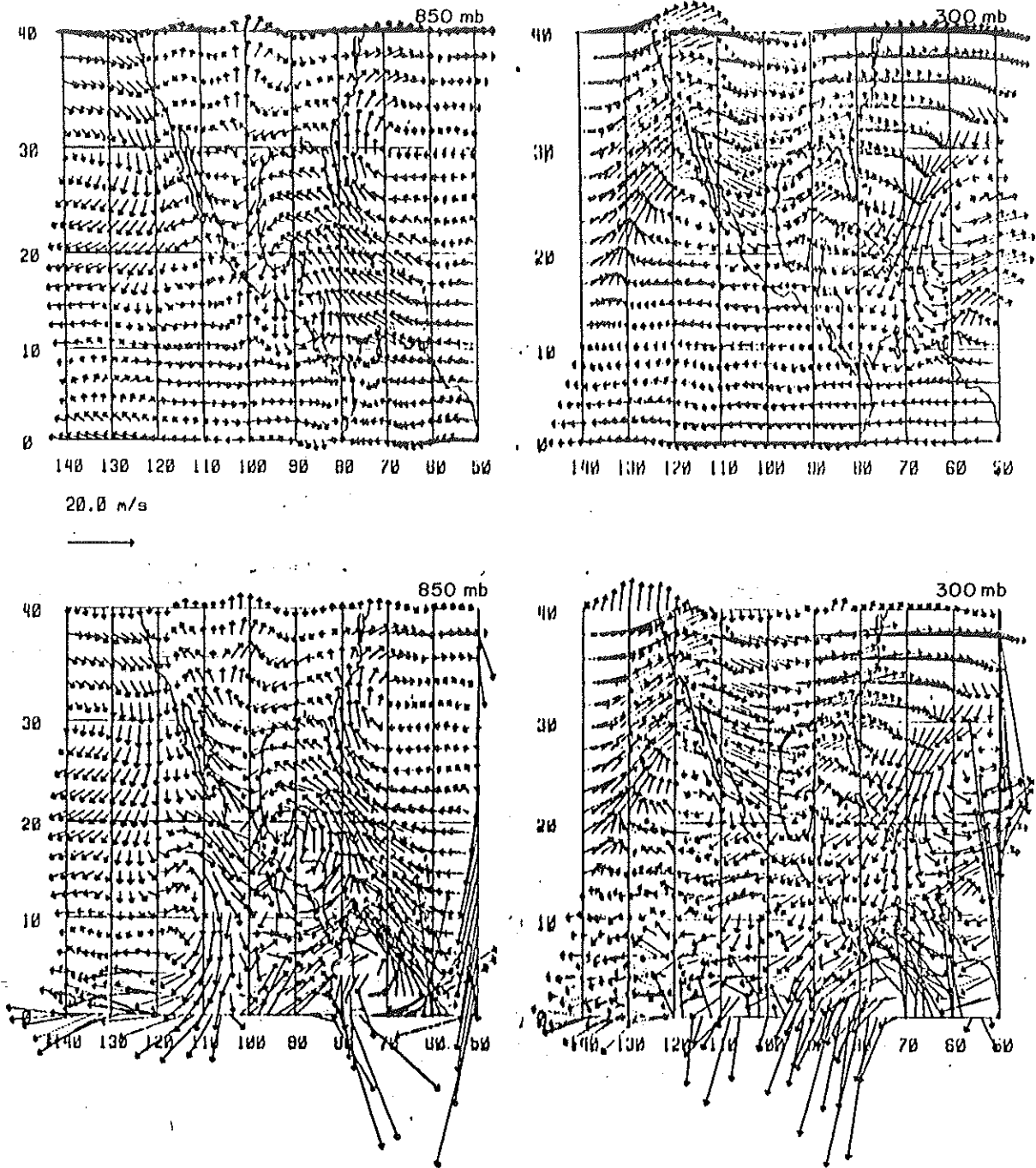
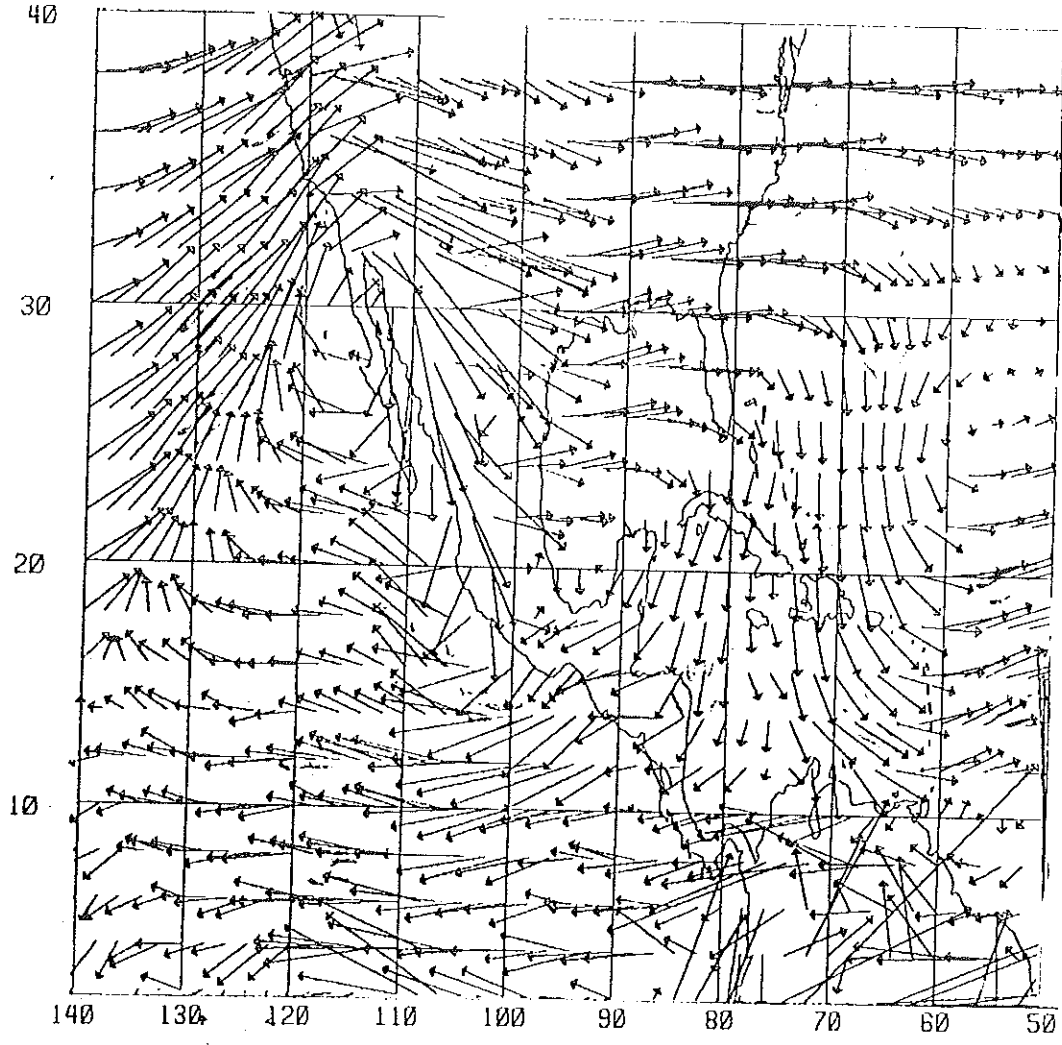
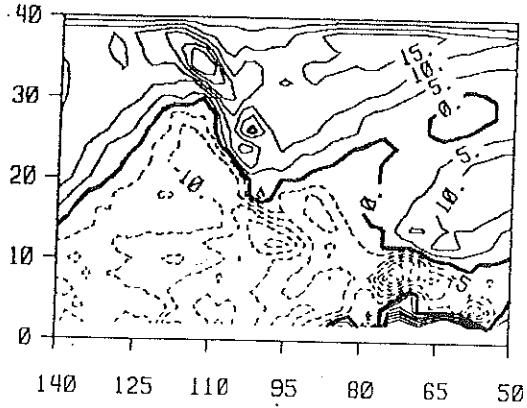


Fig. 14. Circulación característica de la región de estudio para 850 y 300 mb. La parte superior es el viento real y la inferior es el viento geostrófico.

VIENTO TERMAL



VIENTO TERMAL -U-



VIENTO TERMAL -V-

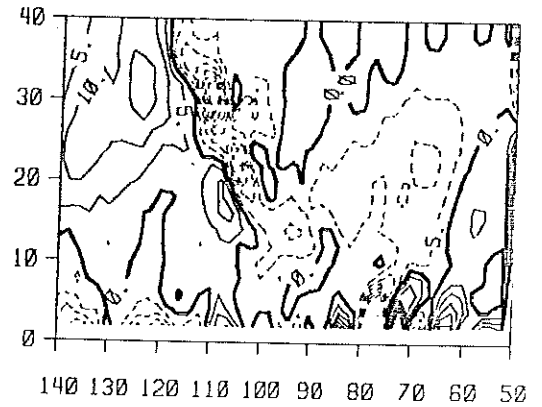


Fig. 15. Viento Termal VT', en forma vectorial y sus componentes U,V promedio para septiembre de 1979.

20.0 m/s

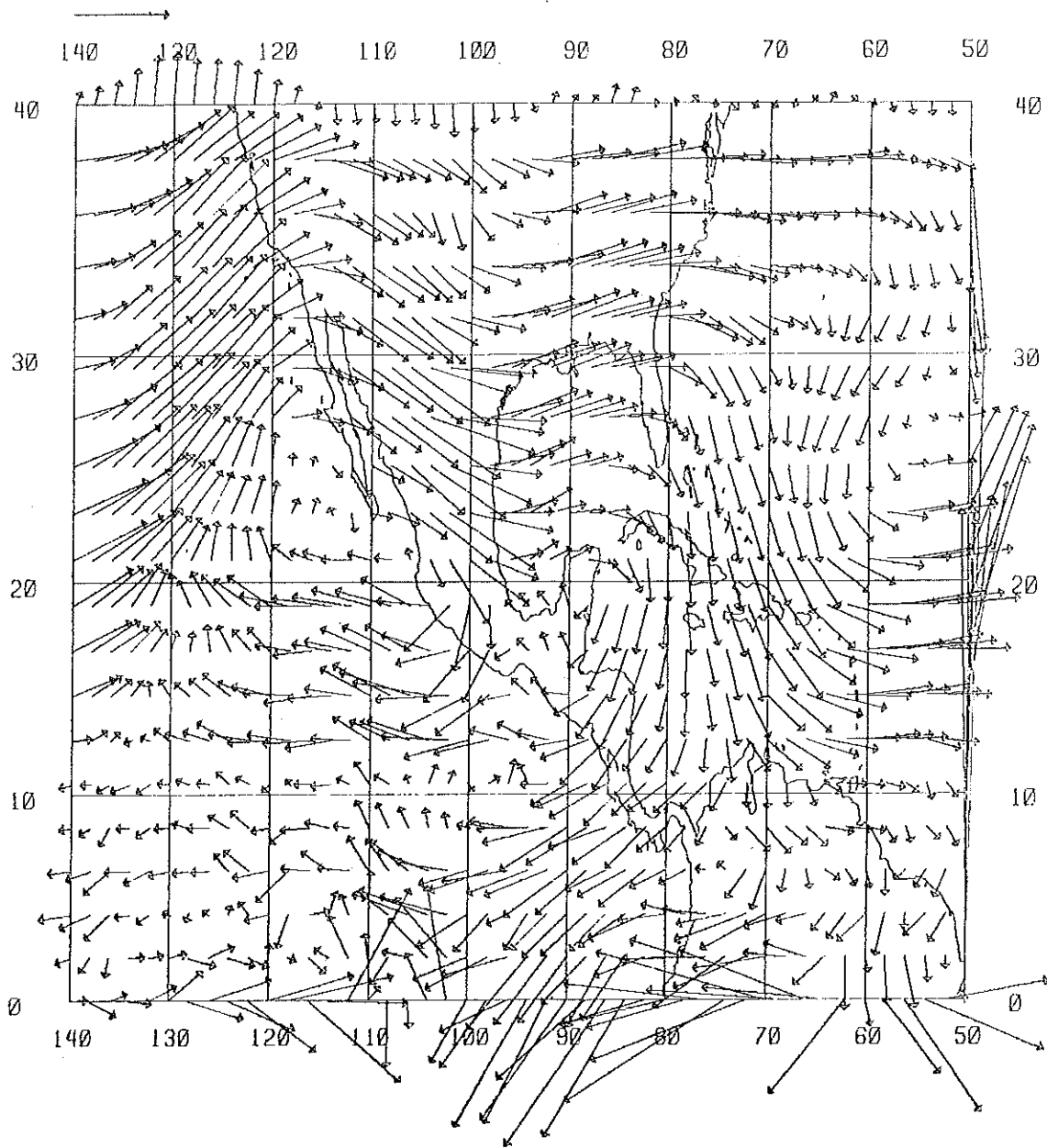


Fig. 16. Viento Termal VT'', promedio para el mes de septiembre de 1979.

afecta al Golfo de México. Casi todo el Océano Atlántico al sur de 30° N tiene advección fría que proviene del norte, la cual se ramifica, dirigiéndose hacia el océano abierto y otra hacia el Caribe y Centro América al sur de México. Esta advección al cruzar el continente es caliente con grandes velocidades, mayores de 20 m/s, que disminuyen pero se mantienen constante en el resto del Océano Pacífico entre 2° - 20° N.

CAPITULO 4

4 DISCUSION

4.1 El campo de viento

Como se vió en el capítulo anterior, el viento geostrofico difiere del viento real, principalmente, a bajas latitudes, en los niveles de la baja atmósfera y cerca de los continentes. Para explicar estas diferencias, tenemos que considerar las razones físicas en la estimación del campo de viento geostrofico.

El viento geostrofico es obtenido a partir del campo horizontal de presión, el cual varía en cada punto de la atmósfera. Esta variación horizontal de la presión es debido principalmente a diferencias de temperatura, causada por la variación en la cantidad de insolación recibida y de causas dinámicas como la rotación de la tierra, advección, etc.

El campo de presión está ligado directamente con el campo de temperatura; por lo tanto estos dos campos pueden ser influenciados por los siguientes factores: la latitud, el ciclo diurno de radiación, el efecto de la orografía, la

presencia de perturbaciones atmosféricas, etc.

En la baja tropósfera la variación de la temperatura aumenta con la latitud, cerca del ecuador los gradientes termal son muy pequeños, como se observa por las grandes distancias entre isotermas (Fig. 17a), fuera del trópico el gradiente termal aumenta rápidamente sobre los continentes, esta variación la podemos observar claramente en la desviación estandar (DE) de la temperatura (Fig. 17c), estos fuertes gradientes pueden provocar vientos geostroficados de intensidad desproporcionada al viento real. En la alta tropósfera, se observa una orientación zonal de las isotermas (Fig. 17b) donde está fuera del efecto continental, observándose una menor desviación estándar en latitudes medias.

Otro de los factores que influyen en la variación de la presión es la variación diurna de la temperatura. En bajas latitudes este efecto es más fuerte sobre el continente, ya que los rangos de temperatura en el océano son muy pequeños; el rango de variación diurna de presión disminuye de latitudes medias a polares, reflejando el efecto de las mareas atmosféricas (Fairbridge, 1967). En latitudes medias estas variaciones diarias están controladas en gran parte por frentes y depresiones, creando fuertes contrastes de temperatura por la penetración de masas de aire de

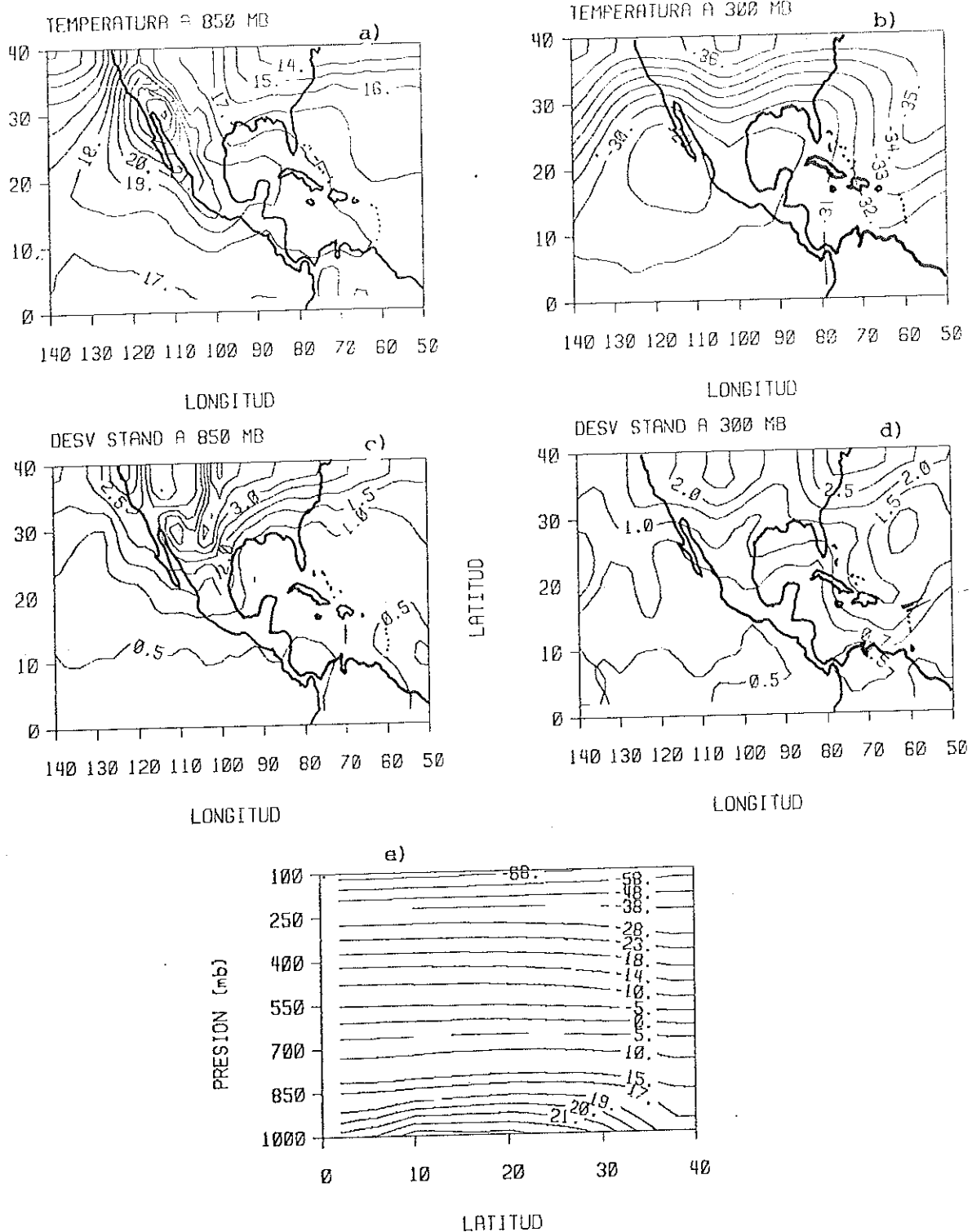


Fig. 17 Campo de temperatura promedio y desviación estándar, para el mes de septiembre de 1979, para 850 y 300 mb. La última gráfica representa el promedio entre 1000 y 100 mb. Las unidades están en grados centígrados.

origen extratropical.

La variación en la intensidad del viento geostrofico puede ser observada en la desviación estandar del geopotencial, ya que esta es una medida de variabilidad. En 850 mb (Fig. 18c), la máxima DE ocurre al norte de 30° N, y en la alta tropósfera también encontramos la mayor DE entre 30° - 40° N (Fig. 18d). Estas máximas variaciones en el viento geostrofico pueden ser comparables a las encontradas por Rivera (1985) en el viento real.

Por otro lado la fricción superficial afecta directamente al campo de viento real, mientras que en la relación de balance geostrofico la fricción no aparece directamente. Esto nos indica que el viento real tenderá a ser de menor intensidad y distinta dirección que el geostrofico conforme el efecto friccional se haga más importante. Factores locales como la orografía de la región y variaciones diurnas como el sistema de brisas, crean pequeñas circulaciones que pueden perturbar el patrón de presión a gran escala y no se pueda relacionar directamente el viento geostrofico con el viento actual (Saucier, 1955).

4.2 Correlación entre el viento real y geostrofico.

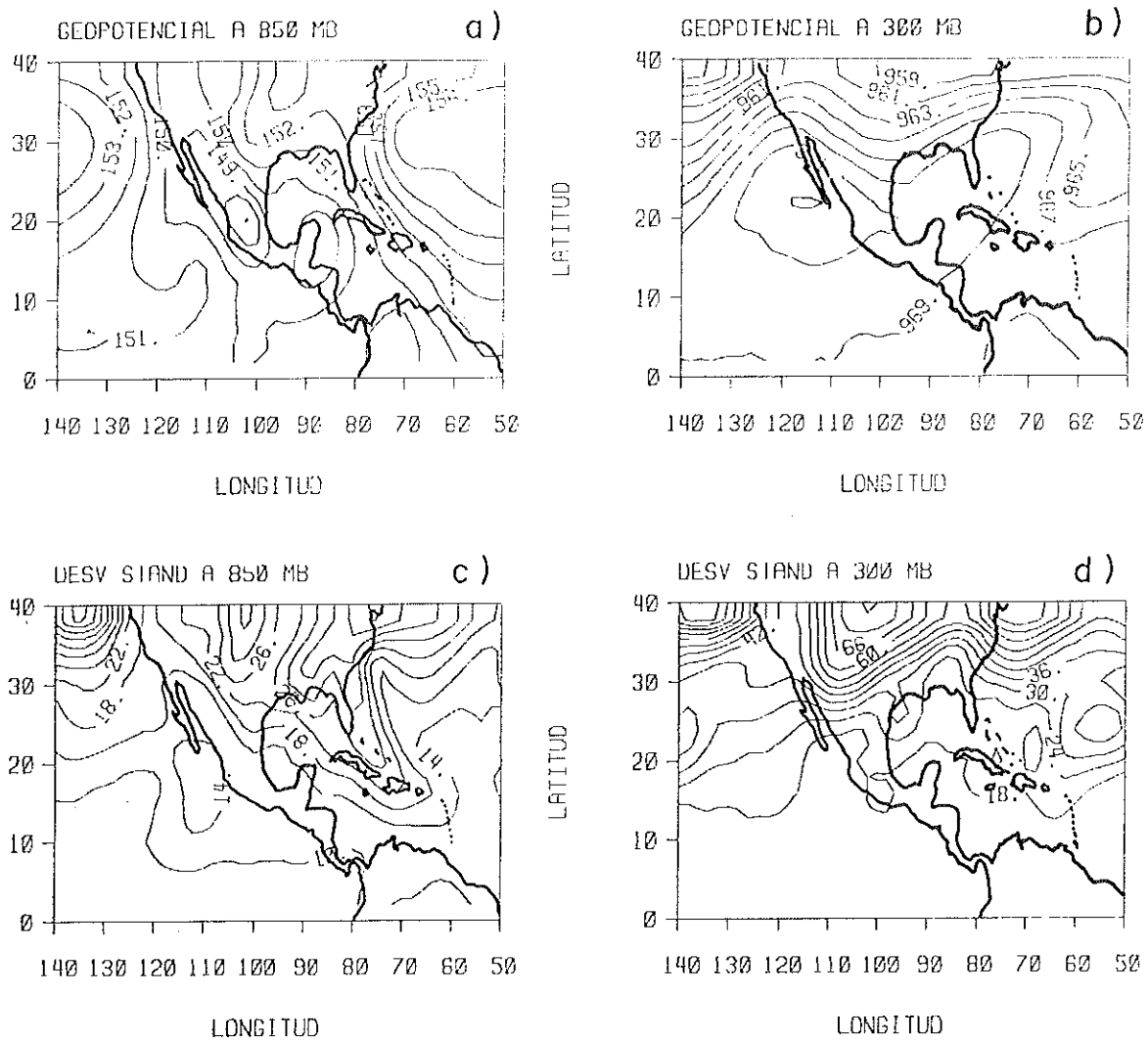


Fig. 18. Campo de altura geopotencial promedio u desviación estándar para el mes de septiembre, a 850 y 300 mb. Las unidades están en miles de metros.

El coeficiente de correlación lineal (R), es una medida del grado de relación entre dos variables (X_1, X_2). Este puede tomar valores entre 1 y -1. Por ejemplo $R = -0.70$ quiere decir que grandes valores de X_1 están asociados a valores pequeños de X_2 . Este coeficiente de correlación es simétrico y no distingue entre variable dependiente e independiente. Esto permite decir que existe una relación lineal entre dos variables, pero no indica cual variable causa la variación de otra. En efecto, una relación entre dos variables puede existir porque la variación de ambas variables es influenciada por la variación de una tercera variable (Yamane, 1979).

Cuando muestras pequeñas de variables meteorológicas son correlacionadas, una correlación puede ser encontrada accidentalmente donde realmente no existe correlación. Para determinar si una correlación observada es real, uno usualmente hace la hipótesis nula de que la correlación entre dos variables es cero, entonces determina la probabilidad de que la correlación observada entre las muestras es debido a fluctuaciones accidentales del muestreo (Panofsky y Brier, 1968).

El valor de R que obtuvimos para cada nivel, sólo nos mide la variación de una variable con respecto a la otra,

en nuestro caso se correlaciona la velocidad real con la geostrobfica y no indica a que se debe la variacibn. Segun Pettersen (1968) por encima de la Capa Lfmite Planetaria (CLP), los vientos soplan a lo largo de las isobaras con velocidades iguales a la del viento geostrobfico, entoncess el valor de R nos indicará cuando el viento se encuentra en un balance geostrobfico.

En la baja tropósfera, la baja correlacibn se produce porque el viento real es afectado por factores externos mencionados anteriormente, que disminuyen la velocidad del viento respecto de la del viento geostrobfico. Pettersen (1968) menciona que sobre los océanos la velocidad del viento en la superficie es del 60-70% del viento geostrobfico, ya que el océano por su deformabilidad ofrece menos resistencia y por consiguiente disminuye el efecto del rozamiento; sobre terrenos montañosos puede llegar a ser un 30% del viento geostrobfico. En 1000 m, claramente se observa el efecto producido por las Montañas Rocosas que se prolonga hasta la Sierra Madre Occidental con valores de baja correlacibn. Sobre la Sierra Nevada (oeste de EU) y en los Montes Apalaches (este de EU) la circulacibn creada por la orografía no crea variaciones importantes, por esa razón encontramos alta correlacibn. En los primeros metros a partir de la superficie, el viento varia con la altura por efectos de la CLP, donde la fuerte friccibn hace que

$U \neq U_g$ y $V \neq V_g$, como resultado hay un viento espiral en la CLP, con la velocidad y la dirección cambiando entre la superficie y la atmósfera libre, llamada la espiral de Ekman, esta CLP está fuertemente influenciada en particular por condiciones de temperatura (McEean, 1979). Otros factores que también podemos considerar, son los errores en la observación y las discrepancias por efectos dinámicos locales como la brisa marina.

La relación entre el viento real y el viento geostrofico mejora sustancialmente por encima de 850 mb, aunque todavía está controlada por la fricción y efectos fisiográficos. Por encima de los 700 mb (media tropósfera), los valores de alta correlación nos indican que los vientos reales soplan casi exactamente a lo largo de las isóbaras, con velocidad y dirección casi exactamente igual a la del viento geostrofico desde 10° N. Las bajas correlaciones obtenidas entre $2^\circ - 10^\circ$ N se deben a que allí los gradientes de presión son muy pequeños y su relación con los vientos es muy débil, también puede ser el reflejo de la alta variación diurna de la presión provocando grandes variaciones en la velocidad del viento en un mismo día. Fairbridge (1967) dice que la variación diurna de la presión sobre áreas tropicales es de 4 mb aproximadamente.

En la alta tropósfera, en 300 mb, todavía persiste el

balance geostrofico desde 10° N, aproximándose el viento real al viento geostrofico. En 100 mb el balance geostrofico sufre variaciones como se muestra en la figura 7. En este nivel el viento real es variable en intensidad, puede que sea una de las causas de la baja correlación. También el viento geostrofico sufre ciertas modificaciones, ya que en general, las isóbaras presentan un radio de curvatura y cuando esto ocurre tenemos que tomar en cuenta la aceleración provocada debido al giro de la trayectoria o aceleración centrífuga. El equilibrio ahora corresponde entre la fuerza del gradiente de presión, por una parte y las fuerzas centrífugas y de Coriolis, por otra, este equilibrio es llamado viento gradiente. Más generalmente este estado es válido con respecto a la relación entre el viento actual y el viento gradiente. El viento gradiente es mucha veces una mejor aproximación del viento actual, más que el viento geostrofico (Holton, 1979). La alta correlación al norte de 30° N, debido posiblemente a que en esa zona no existe una curvatura muy pronunciada de las isóbaras, entonces las altas velocidades actuales corresponden a regiones de máximos vientos geostroficos.

4.3 Esfuerzo Vertical del Viento

Ya que los vientos por encima de la superficie soplan

paralelo a las isobaras (son casi geostroficos) y en general cambian con la altura, esto nos indica que la distribución de presión cambia de un nivel a otro, por lo tanto podemos explicar el cambio del viento con la altura en términos de un cambio en el gradiente horizontal de presión (o en forma equivalente, la pendiente de superficies isobáricas). Si no existieran los gradientes horizontales de presión, el viento no cambiaría con la altura en magnitud y dirección; pero como estos están presentes en toda la atmósfera, el viento actual \underline{V}_2 en alguna altura conocida es: el viento al nivel del mar \underline{V}_1 más un cambio en altura \underline{V}_s , esto se expresa como:

$$\underline{V}_2 = \underline{V}_1 + \underline{V}_s, \text{ donde:}$$

\underline{V}_s = viento debido al esfuerzo vertical del viento

\underline{V}_1 = viento a nivel superficial

\underline{V}_2 = viento a un nivel superior

Para conocer el esfuerzo vertical del viento entre dos superficies isobáricas, se necesita evaluar la diferencia vectorial entre el vector viento de las superficies isobáricas respectivas y se define como: $\underline{V}_s = \underline{V}_2 - \underline{V}_1$. Tomando en cuenta consideraciones hidrostáticas, los cambios de presión con la altura están determinados únicamente por la temperatura y disminuyen más rápidamente en una capa fría que en una capa caliente, esto también implica que la separación de dos superficies isobáricas

disminuyen con la temperatura, esto nos indica que si tenemos un fuerte gradiente horizontal de temperatura es porque es muy grande la pendiente entre dos superficies isobáricas adyacentes y el viento cambia más rápidamente con la altura, por lo tanto el esfuerzo vertical del viento es más fuerte.

En latitudes medias hay una región que se caracteriza por la interacción de distintos tipos de masas de aire, en donde se presenta un fuerte contraste de temperatura. Esta frontera de masas de aire se le denomina la zona del frente polar, la cual es una zona de transición en temperatura y humedad. La importancia de la región del frente polar, es evidente en términos de temperatura desde la superficie hasta la alta tropósfera, así como todas las variables controladas por la temperatura (Palmén y Newton, 1969). Una superficie frontal es llamada también una superficie de discontinuidad, esto significa que ciertas propiedades a través de la masa de aire son completamente diferente al otro lado del frente. Las variables que presentan discontinuidad son: la temperatura, la dirección del viento y el gradiente de presión. La discontinuidad en el gradiente de presión y la dirección del viento revelan el comportamiento de las superficies isobáricas por lo tanto afectan el esfuerzo vertical del viento (Palmén y Newton, 1969).

Durante el mes de Septiembre, que corresponde a la parte final de la estación de verano, la región de estudio está sujeta a incursiones de masas de aire de origen distinto, ideal para la formación de zonas frontales, lo cual se observa por la circulación de la baja tropósfera en 850 mb (Fig. 14). Nuestra región, tiene tres fuentes principales de masas de aire: el Artico, el Océano Atlántico y el Pacífico. Del Artico recibimos la masa de aire continental polar (fría y seca) que es la más frecuente sobre el continente, la cual en ciertas ocasiones incursiona hasta el Caribe. La principal rival de la continental polar es la marítima tropical del océano Atlántico (caliente y de mucha humedad), que con frecuencia invade el continente, aquí se desarrolla una de las principales zonas frontales del hemisferio norte y se le conoce como el frente polar Atlántico. Toda la costa del Pacífico está dominado por masas de aire marítimo polar (fría de humedad moderada), cuya vía de entrada es el anticiclón subtropical. Otra masa de aire que está presente en nuestra región es la continental tropical (caliente y muy seca), la cual está encerrada en las áridas mesetas del SW de EU y NW de México, la cual es propia de los desiertos.

En la región de estudio podemos detectar la formación de varias zonas frontales, la cual se caracteriza por una variación en la dirección del viento, señal de que es una

región de confluencia (es la zona donde se encuentran los vientos del norte y del sur), además se identifican por la presencia de un alto esfuerzo vertical del viento.

1.- Al oeste de México y EU interaccionan masas de aire tropical marítimo del océano Pacífico y del océano Atlántico. (En verano el aire marítimo es más frío que el continental).

2.- En la parte central de EU, hay una interacción de aire húmedo tropical marítimo con aire seco tropical del desierto.

3.- Al este de EU interaccionan masas de aire polar continental con aire marítimo tropical del Atlántico.

La temperatura promedio en un nivel isobárico nos da un indicio de la posición media del frente polar, y la desviación estándar nos señala que este posee una alta variación espacial entre 30° - 40° N (Fig. 17), la cual está asociada con la formación de perturbaciones características de latitudes medias. Esta variación espacial se demuestra por la baja persistencia de los vientos (Reyes et al., 1985b) y una alta desviación estándar en la rapidez del viento a niveles superficiales (Rivera, 1985). En la figura 17e la zona frontal presenta una inclinación hacia el aire frío, la cual está pronunciada desde la superficie hasta 750 mb pero con la altura se pierde el carácter frontal, debido al débil

contraste de temperatura entre altas y bajas latitudes, además el gradiente isobárico de temperatura es muy débil. Otra de las características de la zona frontal es que hay una buena correlación entre el gradiente horizontal de temperatura y la velocidad del viento. Estos fuertes gradientes a bajo nivel están asociados a fuertes vientos en la alta tropósfera cerca de la tropopausa, conocido como la corriente de chorro. Palmén y Newton (1969) con los gradientes mencionados arriba, encuentra en niveles superiores velocidades geostrofbicas mayores de 60 m/s.

Como las capas bajas de la atmósfera, en latitudes medias, están sujetas a las interacciones de masas de aire de distinto origen, se forma una zona frontal con cierto grado de baroclinicidad que varía de acuerdo a la estación del año, (esta va disminuyendo gradualmente hacia el sur cambiando a condiciones barotrópicas). Este frente polar está asociado a una corriente de chorro en la alta tropósfera con vientos de alta intensidad, por lo tanto, donde hay un frente polar en bajos niveles hay una corriente de chorro (jet stream polar), aunque lo contrario no necesariamente ocurre, ya que cerca de la tropopausa hay una zona de fuertes vientos del oeste en el subtropical (jet stream subtropical), el cual no está asociado con una zona frontal (Palmén y Newton, 1969).

En el período de estudio el contraste en temperatura es muy débil, por lo que podemos considerar que esta zona frontal es de baja intensidad y eso nos indica que también es menor el contraste entre masas de aire; también en esta época el fortalecimiento y desplazamiento hacia el norte de los anticiclones subtropicales, al oeste de California y el de las Azores, desvía la penetración de los frentes de latitudes medias; por otro lado la gran barrera que ejerce las montañas Rocosas a la entrada de masas de aire del OP, donde las masas de aire pierden sus características originales, afectando en una pequeña porción al continente. En la región del Pacífico tropical del este se tiene la presencia de una masa de aire marítima tropical del Pacífico que afecta Centro América y el suroeste de México, con condiciones barotrópicas, por esta razón podemos decir que el esfuerzo vertical del viento es de baja intensidad.

Habíamos mencionado anteriormente que el viento en la alta tropósfera nos indicaba la dirección del esfuerzo vertical (V_s), esto es debido a la alta persistencia en altos niveles y a las altas velocidades presentes en 300 mb, entonces en zonas del frente polar la circulación general es dominado por la presencia de frentes extratropicales cosa que no sucede en la baja tropósfera, ya que entre $30^\circ - 40^\circ$ N la persistencia disminuye hasta un 20% (Reyes et al., 1985b). Durante el verano la ZCI

puede llegar a alcanzar los 15° - 20° N de latitud, sobre el OP oriental, además de que el viento del oeste es desplazado por los vientos alisios del este (hasta en la alta tropósfera) como consecuencia los vientos horizontales disminuyen en intensidad y son muy variables, esto se refleja en los bajos valores del esfuerzo vertical del viento zonal, cerca de la región ecuatorial. Esta condición se cree que favorece la generación de tormentas tropicales (García y Reyes, 1985).

4.4 Viento Termal

Los regímenes de viento de la baja tropósfera generalmente cambian en dirección y velocidad conforme subimos a la alta tropósfera. La conexión entre los vientos a distintos niveles se puede aproximar a través de la columna de aire comprendido entre los dos niveles. La variación del viento entre un nivel y el otro está indicada por el viento termal (ecuación 3a y 3b). Hemos mencionado que el viento termal es un vector paralelo a las isotermas, con la baja temperatura a la izquierda. Ese vector nos representa el cambio de propiedades termales en la horizontal, mejor conocida como la advección, la cual refleja la predominancia de masas de aire. De acuerdo a esto hay una asociación entre la dirección de la rotación

del vector viento con la altura y la direccibn de la adveccibn.

En la figura 14, se observa que el viento geostrofbico en la altura sufre un giro ciclbnico cuando hay adveccibn fraa y el giro es anticiclbnico en adveccibn caliente, o sea que el viento que viene del océano, el cual invade al continente, ya sea del Pacífico o del Atlántico, deberá tener un giro ciclbnico ya que son masas de aire frío. El vector viento que va del continente hacia el océano tendrá un giro anticiclbnico producto de la adveccibn caliente. Esto nos sugiere que las zonas frontales que se forman en la región de estudio se caracterizan por un giro del viento con la altura, allí el viento termal será el mismo que el geostrofbico, ya que el viento geostrofbico es invariante con la altura, esta es una de las características de una región barotrópica, porque la masa de aire ecuatorial es casi homogénea en propiedades horizontales, de aquí se infiere que el viento promedio y el viento termal tendrán la misma direccibn.

Al observar las figuras 15 y 16, vemos un comportamiento similar del viento termal, ya que el primero fue obtenido a partir de los gradientes de temperatura (Fig. 15) y el segundo, calculando el esfuerzo vertical del viento (Fig. 16), esto nos sugiere que el viento termal, como el

viento en un nivel V_2 , relativo a un nivel superficial V_1 , o como el esfuerzo vertical del viento geostrofico entre dos niveles de presión, producido por el gradiente de temperatura; aunque me inclino más a esta idea, ya que el viento termal se identifica con el esfuerzo vertical del viento geostrofico (V_s), estos se pueden comparar directamente en las figuras 8-11.

De acuerdo a la ecuación 3a, la componente oeste del viento, aumenta con la altura cuando la temperatura disminuye hacia el norte, esto demuestra que el campo de viento zonal es aproximadamente consistente con la distribución meridional de temperatura y justifica la presencia de la corriente de chorro en la alta tropósfera, además esto ocurrirá siempre cerca de zonas frontales. Otro análisis se puede hacer a favor del viento térmico, como este es proporcional al contraste de temperatura promedio y además es inversamente proporcional al parámetro de Coriolis, esto trae como consecuencia que encontramos los vientos en altura más fuertes al sur de las máximas variaciones de temperatura, esto se observa en la figura 15, ya que al sur de 20° N, encontramos vientos termales de alta magnitud, en cambio en la figura 16 estos se muestran ligeros y variables en dirección. Otra de las características sobresalientes de las figuras 15 y 16, es que representan con cierta similitud al patrón de vientos

en los 300 mb, esto es de gran utilidad en lugares donde se tiene escasez de datos en la alta tropósfera.

Un análisis inverso se podría hacer, si conocemos el cambio de dirección del vector viento geostrofbico con la altura, esto nos indicaría la presencia de un viento termal y por lo tanto podemos deducir el comportamiento de las isotermas en altos niveles, ya que el viento térmico sigue la dirección de las isotermas, dejando además la baja temperatura a la izquierda del vector.

CAPITULO 5

5 CONCLUSIONES

1.- En la baja tropósfera se observan grandes diferencias entre el viento geostrofbico y el viento real; especialmente cerca del continente y en bajas latitudes. Mejores correlaciones se encuentran en latitudes medias y sobre los océanos.

2.- En la media tropósfera, se observa una mejor aproximación geostrofbica al viento real; el efecto de la superficie no es tan importante. A bajas latitudes se encuentran grandes diferencias.

3.- En la alta tropósfera también se observan buenas correlaciones, especialmente a latitudes medias y sobre los océanos.

4.- El examen del esfuerzo vertical del viento horizontal revela la presencia de una zona frontal entre 30° - 40° N, la cual no está muy desarrollada debido al bajo contraste en temperatura que hay en el mes de Septiembre.

5.- En latitudes medias el encuentro de masas de aire de distinto origen, gobierna el campo de temperatura y este a su vez controla gobierna al viento en la alta tropósfera.

6.- El análisis del viento termal sugiere la existencia de una alta correlación entre el gradiente de temperatura horizontal y el esfuerzo vertical del viento.

7.- Se demuestra que tanto el campo de presión como el campo de temperatura, dan una buena aproximación al campo de viento real, principalmente en niveles isobáricos de media y alta tropósfera, alejados del ecuador y sobre regiones oceánicas.

BIBLIOGRAFIA

Bengtsson, L., M. Kanamitsu, P. Kallberg and S. Upalla. 1982a. FGGE 4-dimensional data assimilation at ECMWF. Bull. Amer. Meteor. Soc. 63:29-43.

Bengtsson, L., M. Kanamitsu, P. Kallberg and S. Upalla. 1982b. FGGE research activities at ECMWF. Bull. Amer. Meteor. Soc. 63:277-304.

Byers, B.R. 1959. General Meteorology. 3th. Ed. McGraw Hill, New York, 540 pp.

Donn, W.L. 1977. Meteorology. 4th Ed. Mc Graw Hill Co., 518 pp.

Dutton, J.A. 1976. The Ceaseless Wind. An Introduction to the Theory of Atmospheric Motion. McGraw-Hill, Inc. 579 pp.

Fairbridge, R.W. 1967. The Enciclopedia Of Atmospheric Science and Astrogeology. Reinhold Pub. Co. New York, 1200 pp.

García, E. 1986. Variabilidad espacial y temporal de los flujos atmosféricos de vapor de agua. Tesis de Licenciatura, Escuela Superior de Ciencias Marinas, U.A.E.C., en preparacibn.

García, J.J. y S. Reyes. 1985. Promedios mensuales del lugar y tiempo de origen de las perturbaciones tropicales en el océano Pacífico oriental. Reporte técnico, CICESE, Ensenada BC, México. 23 pp.

Haltiner, G. and R.T. Williams. 1979. Numerical Weather and Dynamic Meteorology. John Wiley & Sons Inc., New York. 477 pp.

Hess, S. 1959. An Introduction to Theoretical Meteorology. Holt, Rinehart & Winston Inc. 477 pp.

Hidy, G. 1967. The Winds. The Origins and Behavior of Atmospheric Motion. Van Nostrand Co. Inc., New Jersey. 174 pp.

Holton, J.R. 1979. An Introduction to Dynamic Meteorology. 2nd Ed. International Geophysics Series, Vol. 23. Academic Press, New York, 391 pp.

Jordan, C.L. 1951. Charts of the horizontal components of the mean surface wind over the oceans for January and July. Bull. Amer. Met. Soc. 32: 375.

Krishnamurti, T.N. 1979. Compendium of Meteorology. Volume II, Part 4-Tropical Meteorology. World Meteorological Organization, No. 364, Genova, 428 pp.

Lau, N.G. and A. Oort. 1981. A comparative study of observed northern hemisphere circulation statistics based on GFDL and NMC analyses. Part I: The Time-Mean Fields. Mon. Wea. Rev. Vol. 109, 1380-1402 pp.

Lockwood, J.G. 1979. Causes of Climate. John Wiley & Sons, 260 pp.

McBean, G.A. et al. 1979. The Planetary Boundary Layer. Technical Note No. 165. World Meteorological Organization, Genova. 201 pp.

Miller, A. and R. Anthes, 1980: Meteorology. 4th Ed. Charles E. Merrill Pub. Co., 170 pp.

Newell, R.E., J.W. Kidson, D.G. Vincent, and G.S. Roer. 1972. The general circulation of the tropical atmosphere. The M.I.T. Press, Cambridge, Vol. 1, 258 pp.

Niewolt, S. 1977: Tropical Climatology. An Introduction to the Climates of Low Latitudes. John Wiley & Sons, London, 207 pp.

Oort, A. and E. Rasmusson. 1970. The annual variation of the monthly mean meridional circulation. Mon. Wea. Rev., 98:6, 423-442 pp.

Palmén, E. and C.W. Newton. 1969. Atmospheric Circulation Systems. Their Structure and Physical Interpretation. International Geophysics Series, Vol. 13. Academic Press, New York, 603 pp.

Panofsky, E.A. and G.A. Brier. 1968. Some Applications of Statistics to Meteorology. University Park, Pensilvania. 224 pp.

Pettersen, S. 1968. Introduccibn a la Meteorologia. 4ta. Ed. ESPASA-CALPE S.A. Madrid, España. 429 pp.

Reyes, S. y Col. 1980a. Plan operativo del CICESE durante el primer experimento mundial del tiempo, FGGE-GARP. 1979. Reporte técnico, CICESE, Ensenada, BC México. 94 pp.

----- y Col. 1980b. Meteorología de Centro América y México, MECEMEX. Reporte técnico, CICESE, Ensenada, BC México. 19pp.

-----, J. García, E. García y A. Sánchez, 1985a. Características meteorológicas de las tormentas y marejadas observadas en el Puerto de Ensenada, BCN de 1978 a 1983. Reporte técnico, CICESE, Ensenada, BC México, 29 pp.

-----, D. Villalobos, R. Hasimoto and J. García, 1985b. Analysis of the level III-b FGGE data set over the tropical Americas. Technical Report. CICESE, Ensenada, BC, México. 65 pp.

----- and D. Cadet, 1986. The north american monsoon and its relation to the water vapor transport. En preparaci6n.

Rielh, H. 1950. On the role of the tropics in the general circulation of the atmosphere. Tellus, 2.1, 1-17.

Rielh, H. 1954. Tropical Meteorology. Mc Graw Hill Book. New York, 392 pp.

Rivera, V. 1985. Evolución de los campos de viento, divergencia y vorticidad sobre la región tropical de América durante el período de Mayo a Septiembre de 1979. Tesis de Licenciatura, Escuela Superior de Ciencias Marinas, UABC.

Saucier, W.J. 1955. Principles of Meteorological Analysis. Chicago Press. 438 pp.

Villalobos, D. 1985. Campo de agua precipitable atmosférico y flujo superficial total de Vapor de agua sobre el Océano Pacífico oriental, Norte América y Centro América de Mayo a Septiembre de 1979. Tesis de Licenciatura, Escuela de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, 80 pp.

Wallace, J.M. and P.V. Hobbs. 1977. Atmospheric Science. An Introduction Survey. Academic Press, 467 pp.

Yamane, T. 1979. Estadística. Harla S.A. México, 771 pp.

APENDICE

En este apéndice, se describe, en primer lugar, la teoría del viento termal y en segundo lugar una breve introducción de los errores más frecuentes al hacer cálculos numéricos. La presentación de la teoría no es completa y el lector interesado debe recurrir a las referencias citadas para aclarar los detalles. La teoría del viento termal está basada principalmente en Hess (1959), Wallace and Hobbs (1973), Saucier (1965) y Holton (1979), los cuales dan una buena descripción de la teoría del viento termal.

A.1 El Viento Termal en la Atmósfera.

Si consideramos movimientos atmosféricos de escala sinóptica (de 1000 a 5000 kms), con la condición de que el número de Rossby sea < 1 (influenciado por la rotación terrestre), que el número de Reynolds sea > 1 (característico de flujo laminar) y además su variación temporal sea lenta o casi nula (estacionario), entonces tenemos que la ecuación de movimiento para representar a un flujo horizontal a gran escala en la atmósfera se reduce a:

$$\underline{V}_h = \underline{V}_g = (\rho f)^{-1} k \times \bar{V}_z P.$$

en donde la fuerza de Coriolis está en balance con la

fuerza del gradiente de presión, por consiguiente el viento geostrofico se aproxima al viento horizontal actual (\underline{V}_h).

$$\underline{V}_g = f^{-1} k \times \bar{V}_p \theta.$$

diferenciando con respecto a la presión

$$\partial \underline{V}_g / \partial P = \partial [f^{-1} k \times \bar{V}_p \theta] / \partial P.$$

$$\partial \underline{V}_g / \partial P = f^{-1} k \times \bar{V}_p (\partial \theta / \partial P).$$

De la ecuación hidrostática

$$\partial \underline{V}_g / \partial P = -(R/f) k \times \bar{V}_p (T/P).$$

$$P(\partial \underline{V}_g / \partial P) = -(R/f) k \times \bar{V}_p \bar{T}.$$

Esta es la ecuación de viento termal, donde cada término tiene el significado conocido; esta ecuación nos indica que existe una relación cercana entre los cambios de viento con la altura y la distribución horizontal de temperatura, o sea que el esfuerzo vertical del viento geostrofico es proporcional al gradiente de temperatura horizontal. Esta ecuación muestra la importancia de la distribución de temperatura en la estructura de los movimientos atmosféricos.

El esfuerzo vertical del viento geostrofico es un vector el cual es paralelo a las isotermas sobre una superficie de nivel con la baja temperatura a la izquierda en el hemisferio norte (Hess, 1969). Entonces ese vector es el viento termal que nos da el cambio del viento geostrofico en una altura ΔZ . Así como el viento geostrofico

proporciona una representación de la fuerza del gradiente de presión, el viento termal es una representación del gradiente de temperatura horizontal y su efecto sobre la estructura del viento en la vertical. Este no es un viento real, pero es una cantidad, con dimensiones de velocidad, que representa el gradiente de temperatura horizontal.

En meteorología dinámica el viento termal es de gran importancia y está relacionado a una atmósfera barotrópica o baroclínica. Una atmósfera barotrópica se caracteriza en que las superficies de presión constante (isóbaras), coinciden con las superficies de temperatura constante (isotermas). Allí los contornos de altura son superficies de presión, acomodadas unas sobre otras. De esta forma, la dirección y la velocidad del viento geostrofico serán invariantes e independientes de la altura, es decir, en una atmósfera barotrópica el esfuerzo vertical del viento geostrofico en promedio es nulo.

Una atmósfera baroclínica es aquella en la cual las isobaras intersectan a las isotermas, esto nos indica que puede existir un fuerte gradiente horizontal de temperatura sobre un nivel isobárico. Además el espacio de los contornos de altura varía de un nivel de presión a otro, así que el viento geostrofico varía con la altura, así como su velocidad. En una atmósfera baroclínica el esfuerzo

vertical del viento depende principalmente del gradiente horizontal de temperatura.

Las propiedades del viento termal pueden ser usadas para mostrar la relación entre el giro del viento con la altura y el gradiente de temperatura horizontal. Según Hess (1959) el viento tendrá un giro anticiclónico (a favor de las manecillas del reloj) con la altura cuando el viento avance de una región caliente hacia una región de aire frío (advección caliente) y el viento tendrá un giro ciclónico con la altura cuando el viento avance de una región con aire frío hacia una región de aire caliente (advección fría).

A.2 Errores en cálculos numéricos.

Los cálculos numéricos están influenciados por muchos tipos de errores. Algunas fuentes de errores son difíciles de encontrar, otras pueden ser reducidas o aún eliminadas, por ejemplo, reescribiendo fórmulas o haciendo otros cambios en la secuencia computacional. También hay errores que son impredecibles por fallas humanas o mecánicas. Las fuentes de errores más comunes son:

a) Errores en los Datos de Entrada. Los datos de entrada pueden ser el resultado de medidas que han sido

influenciadas por errores sistemáticos.

b) Errores de redondeo. Estos ocurren por ejemplo, cuando un número irracional es cortado a un número fijo de decimales. También pueden ocurrir cuando una fracción decimal es convertida a la forma usada en la computadora. Este error se produce como consecuencia de usar un número específico por n dígitos correctos para aproximar un número el cual requiere más de n dígitos. Estos errores están presentes frecuentemente en los datos de entrada, que en caso dado ellos son llamados errores inherentes. Los errores de redondeo durante los cálculos también ocurren frecuentemente y son muy notables en cálculos muy extensos.

c) Error de truncado. Este error es cometido cuando un proceso es cortado, antes de llegar al valor límite. El truncado ocurre por ejemplo, cuando una serie infinita es cortada después de un número finito de términos, o cuando una función no-lineal, es aproximada a una función lineal.

Las bases físicas para el estudio de la circulación atmosférica encierra las soluciones de las ecuaciones matemáticas que gobiernan los principios de: conservación de momentum, conservación de energía y conservación de masa. Estos principios representados en forma matemática, forman un sistema cerrado de ecuaciones difíciles de resolver ya que no existen soluciones analíticas para ellos, entonces tenemos que recurrir al uso de los métodos

numéricos. El método más común para la solución numérica de las ecuaciones atmosféricas, es el método de diferencias finitas, para una variación en tiempo o en espacio. El estado inicial de la atmósfera es representado por valores en una malla igualmente espaciada. La aproximación de diferencias finitas puede ser de tres tipos, diferencias hacia adelante (forward), hacia atrás (backward) y diferencias centrales (centred).

Considerando un campo $f(x)$ unidimensional a lo largo de la dirección x con una distancia entre puntos Δx , obtenemos mediante una expansión de Taylor:

$$f(x + \Delta x) = f(x) + (df/dx)\Delta x + (d^2f/dx^2)(\Delta x)^2 + \dots$$

$$f(x - \Delta x) = f(x) - (df/dx)\Delta x + (d^2f/dx^2)(\Delta x)^2 - \dots$$

así que

$$df/dx = [f(x+\Delta x) - f(x-\Delta x)] / 2\Delta x - O(\Delta x)^2.$$

Quiere decir que para un esquema de diferencias centrales, el error de truncado es de segundo orden ($O(\Delta x)^2$).

Similarmente obtenemos que:

$$df/dx = [f(x+\Delta x) - f(x)] / \Delta x - O(\Delta x)$$

mostrando que para un esquema de diferencias hacia adelante o hacia atrás el error es de primer orden. Un esquema de diferencias finitas es consistente si este tiende a una diferencial exacta, como el intervalo Δx tienda a cero.