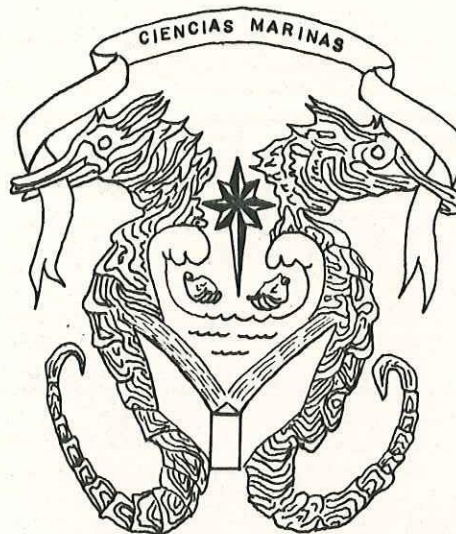




UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

ESCUELA SUPERIOR DE CIENCIAS MARINAS



FLUJO ATMOSFERICO DE VAPOR DE AGUA SOBRE AMERICA TROPICAL,  
DURANTE MAYO A 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 :

ROGELIO HASIMOTO BELTRAN

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA MEXICO, MAYO DE 1986.

FLUJO ATMOSFERICO DE VAPOR DE AGUA SOBRE LA REGION TROPICAL  
DE AMERICA, DURANTE MAYO A SEPTIEMBRE DE 1979.

TESIS  
QUE PRESENTA  
ROGELIO HASIMOTO BELTRAN

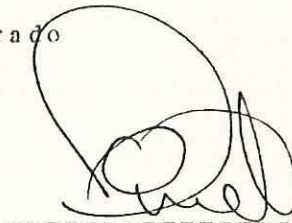
APROBADA POR



M.C. Sergio Reyes Coca.  
Presidente del jurado



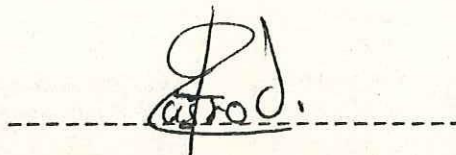
M.C. Adolfo González Calvillo.  
Sinodal propietario



M.C. René Pinet Plasencia.  
Sinodal propietario



Oc. Héctor Vélez M.  
Sinodal suplente



Oc. Rubén Castro  
Sinodal suplente

## DEDICATORIA

Con todo el amor, respeto y admiración que se merecen:

### A MIS PADRES

Medardo Hashimoto Rodríguez y Elvia Beltrán de Hashimoto,  
por todo el amor, apoyo y sacrificio que me han brindado y  
que nunca olvidaré.

### A MIS HERMANOS

Eduardo, Elvia, Francisco Javier y Miguel Enrique,  
insuperables compañeros a quienes quiero profundamente.

### A MI GRAN CHATA

A quien considero como una segunda madre.

### A MIS ABUELOS

Muy especialmente a Don Rogelio Beltrán Flores, de quien  
guardo un bonito recuerdo.

A mis maestros y amigos

## RESUMEN

Se analiza la evolución mensual del transporte de vapor de agua zonal y meridional total, advectivo y eddy (Transitorio y permanente) sobre la región de  $40^{\circ}\text{N}$  a  $20^{\circ}\text{S}$  y  $140^{\circ}\text{W}$  a  $40^{\circ}\text{W}$ , durante el 1 de Mayo al 15 de Septiembre de 1979. Se utiliza el paquete de datos del Nivel III-b del Primer Experimento Mundial del Tiempo (PEMT) del Centro Europeo de pronóstico del Tiempo a Medio Plazo (ECMWF). Los campos de flujos de vapor de agua se calculan en base a los datos de viento y humedad específica cada 12 hrs para los niveles de 1000, 850, 700, 500, 400 y 300mb, en una malla de  $2^{\circ}$  latitud/longitud. Los resultados para el flujo zonal total muestran que el máximo de transporte ocurre en la zona tropical entre 1000-700mb y es predominantemente del este, exceptuando una pequeña región situada entre  $0-10^{\circ}\text{N}$  de flujo del oeste, asociada con el flujo que cruza el ecuador, formando una circulación del tipo zonal. El flujo total meridional presenta sus máximos valores entre los 1000-850mb y es dominado básicamente por la Circulación de Hadley, por lo que tiende a mantener el gradiente de humedad de los trópicos hacia latitudes medias. Se encuentra una influencia casi nula del flujo eddy zonal (transitorio y permanente) sobre el total zonal, a diferencia del eddy meridional cuya influencia relevante se encuentra fuera de zona ecuatorial ( $10^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{S}$ ), tratando de mantener una homogeneidad en el contenido de humedad atmosférica. En particular la República Mexicana se encuentra afectada en su vertiente oriental principalmente por el Golfo de México, mientras que una débil circulación Monzónica ( $100-110^{\circ}\text{W}$ ) sobre el océano Pacífico oriental, afecta la vertiente occidental Mexicana.

## AGRADECIMIENTOS

Mi más sincero reconocimiento al M.C. Sergio Reyes Coca, por haber aceptado la dirección de esta tesis, y por todo el apoyo y oportunidades que me brindó durante mi estancia en el CICESE. Por su compañerismo, por sus consejos y enseñanzas (en la que utiliza una analogía chusca muy particular) mil gracias. Al P.O. Enrique García por su gran labor en la elaboración de las figuras, al Ing. Héctor Santos por sus valiosos consejos, al técnico Javier García, al Oc. Paciano Rojo y a los estudiantes tesistas Luis Tejada, Edgardo Urzúa, Ninfa Díaz y Fernando Miranda por brindarme su ayuda y amistad.

A todos ellos FELICIDADES por formar un grupo trabajador, alegre y versátil.

A los sinodales de comité de tesis, por sus sugerencias y correcciones que hicieron al revisar el escrito, y por presidir el examen profesional.

A mis tíos, Enrique Echave S. y Catalina de Echave, por su ayuda incondicional y oportuna durante mi estancia en esta ciudad.

A el CICESE, por el apoyo y facilidades que me otorgó para la realización de este trabajo.

A mis grandes maestros y amigos durante toda mi carrera estudiantil, en particular a Pilar Roldán, los cuales han dejado profunda huella en mi forma de ser.

Agradesco muy especialmente a mis padres, por su incomparable cariño y por permitirme alcanzar uno de mis más grandes anhelos de mi adolescencia.

Este trabajo forma parte del proyecto de 'Meteorología de Centroamérica y México (MECEMEX)', y fue financiado por el CONACyT bajo el proyecto número PCECBNA-021026.

## INDICE

CAPITULO I	
1	INTRODUCCION.....1
1.1	Introducción.....1
1.2	Antecedentes.....5
1.3	Objetivos.....9
CAPITULO II	
2	MATERIALES Y METODOS.....10
2.1	Descripción del Area de Estudio.....10
2.2	Datos del Primer Experimento Mundial del Tiempo PENT/GARP.....14
2.3	Consideraciones Técnicas.....17
CAPITULO III	
3	RESULTADOS.....22
3.1	Flujo de Vapor de Agua Promediado en Tiempo y Longitud.....23
3.1a	Zonal (Advectivo, Eddy y Total).....23
3.1b	Meridional (Advectivo, Eddy y Total).....29
3.2	Flujo Zonal de Vapor de Agua Integrado Verticalmente .....39
3.2a	Total.....39
3.2b	Eddy Transitorio.....41
3.2c	Promediado en Espacio (Total, Advectivo y Eddy).....43
3.3	Flujo Meridional de Vapor de Agua Integrado Verticalmente...47
3.3a	Total.....47
3.3b	Eddy Transitorio.....51
3.3c	Promediado en Espacio (Total, Advectivo y Eddy).....53
CAPITULO IV	
4	DISCUSION.....61
CAPITULO V	
5	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....82
5.2	Conclusiones.....81
6.2	Recomendaciones.....86
LITERATURA CITADA.....88	

## LISTA DE ABREVIATURAS

PENT	Primer Experimento Mundial del Tiempo
MECEMEX	Meteorología de Centroamérica y México
CNRS	Centro Nacional de Investigación Científica Francesa
CBP	Centro de Baja Presión
CAP	Centro de alta Presión
CAPA	Centro de Alta Presión de los Azores
CAPC	Centro de alta presión frente a las Costas de California
CAPS	Centro de Alta Presión Frente a las Costas de Sudamérica.
ZCI	Zona de Convergencia Intertropical
ZC	Zona de Confluencia
HN	Hemisferio Norte
HS	Hemisferio Sur
CISK	Inestabilidad Condicional de Segunda Clase

LISTA DE FIGURAS

Fig.1.- Area de Estudio .....11

Fig.2.- Promedio espacial del flujo zonal advectivo de vapor de agua en funcibn de la altura, para los meses de Mayo-Septiembre de 1979.....24

Fig.3.- Igual que Fig.2, solo que para el flujo eddy transitorio.....27

Fig.4.- Igual que Fig.2, solo que para el flujo eddy permanente.....28

Fig.5.- Igual que Fig.2, solo que para el flujo total.....30

Fig.6.- Promedio espacial del flujo meridional advectivo de vapor de agua en funcibn de la altura, para los meses de Mayo-Septiembre de 1979.....31

Fig.7.- Igual que Fig.6, solo que para el flujo eddy transitorio.....34

Fig.8.- Igual que Fig.6, solo que para el flujo eddy permanente.....36

Fig.9.- Igual que Fig.6, solo que para el flujo total.....38

Fig.10.- Flujo zonal total, integrado verticalmente de 1000 a 300mb, para los meses de Mayo-Septiembre de 1979.....40

Fig.11.- Igual que Fig.10, solo que para el flujo eddy transitorio.....	42
Fig.12.- Promedio espacial del flujo zonal de vapor de agua integrado verticalmente en funci6n del tiempo y latitud. a) Flujo total, b) Flujo advectivo, c)Flujo eddy transitorio y d)Flujo eddy permanente.....	44
Fig.13.- Comparaci6n del promedio espacial del flujo zonal de vapor de agua (total, advectivo, eddy transitorio y permanente) integrado verticalmente de 1000 a 300mb, para los meses de Mayo-Septiembre de 1979.....	46
Fig.14.- Representaci6n en porcentaje, de flujo eddy zonal sobre el total. a) Flujo Transitorio, b) Flujo permanente y c) Flujo Transitorio + Permanente.....	48
Fig.15.- Flujo meridional total integrado verticalmente de 1000 a 300mb, para los meses de Mayo-Septiembre de 1979.....	49
Fig.16.- Igual que Fig.15, solo que para el flujo eddy transitorio.....	52
Fig.17.- Igual que Fig.12, solo que para el flujo meridional.....	54
Fig.18.- Igual que Fig.13, solo que para el flujo meridional.....	57
Fig.19.- Igual que Fig.14, solo que para el flujo meridional.....	59

## CAPITULO I

### 1 INTRODUCCION

#### 1.1 Introduccibn.-

El estudio del vapor de agua atmosférico es de gran importancia para entender mejor el comportamiento de la atmósfera y su clima, especialmente a través de la liberación de calor latente (Fairbridge, 1967). La mayor parte del calor suministrado a la atmósfera proviene de la liberación de calor latente cuando el vapor de agua se condensa para formar nubes. El efecto de las nubes y el vapor de agua sobre la radiación solar es de gran influencia para el clima; ya que estos son los que hacen a la atmósfera relativamente opaca a la radiación infrarroja, influyendo de esta manera también en las condiciones de temperatura atmosféricas, principalmente en los trópicos donde su contenido es relativamente alto (Nieuwolt, 1977). Aproximadamente de 51% de energía calorífica que llega a la superficie terrestre (en relación al total de energía solar que incide sobre la atmósfera terrestre) 23% es transportado a la atmósfera (mediante la evaporación) como calor latente. De esta manera el

transporte de calor latente y su liberación llega a tomar un papel principal en muchos procesos geofísicos (forma una parte importante en el balance de energía atmosférica), y puede, sobre ciertas regiones de la tierra, ser de gran relevancia para explicar o pronosticar el desarrollo y movimiento del tiempo atmosférico, o para explicar las características de la circulación general de la atmósfera. La liberación de calor latente puede provocar una baroclinicidad en la atmósfera, afectando cantidades físicas tales como momentum, vorticidad y energía cinética. Sobre extensas regiones tropicales, la liberación de calor latente funge como el principal mecanismo para el desarrollo de tormentas y huracanes tropicales (Boogaard, 1964).

La transferencia de vapor de agua es también importante para un entendimiento más completo del ciclo hidrológico en el sistema mar-atmósfera-tierra (Hutchings, 1957). Por lo tanto, conocer cuantitativamente los fenómenos físicos de evaporación, de precipitación, y el transporte de vapor de agua, es de fundamental importancia para plantear eficientemente la economía de muchos países. Reyes y Cadet (1986a), han sugerido la importancia de tales estudios, principalmente para países subdesarrollados a lo largo del cinturón ecuatorial (África, Asia y América Central), cuyo principal sostén y desarrollo es a través de la agricultura

(ver también Nieuwolt, 1977).

Un problema central, conectado con el entendimiento de la circulación general de la atmósfera, es determinar de qué forma la circulación realiza estos transportes. Este problema ha sido considerado y estudiado extensamente con respecto a la atmósfera inferior, particularmente por Starr y colaboradores (Craig, 1965), no obstante de ser un problema importante e igualmente válido para la atmósfera superior ha recibido menos atención debido a la carencia de observaciones.

Ha sido posible dividir los mecanismos de transporte atmosférico en dos categorías: una conectada con la circulación media en el plano vertical y horizontal, y otra relacionada con procesos denominados eddies (Craig, 1965). Estos últimos existen en un amplio rango de tamaños, que van desde movimientos de pequeña escala (del orden de milímetros), hasta movimientos de escala sinóptica (alrededor de los 1000km), y se definen por medio de la covarianza entre las fluctuaciones de los parámetros a estudiar. Físicamente se consideran como una entidad física la cual perturba el flujo instantáneo de aire; esta definición incluye eddies rotando, corrientes de convección y cualquier otro tipo de perturbación. Estos eddies son en parte transitorios y móviles, desaparecen

cuando las propiedades atmosféricas son promediadas sobre periodos de tiempo largos y alrededor de grandes distancias. Llega a ser evidente que considerar solamente el efecto de los eddies proveería solo una concepción parcial de los procesos en estudio (Palmitan, 1969); de este modo tanto la circulación promedio y las perturbaciones contribuyen en forma importante para el balance de energía entre el océano, atmósfera y tierra.

Con el objeto de obtener mayor claridad de la dinámica atmosférica (para desarrollo de modelos de predicción), y de los mecanismos que generan las fluctuaciones climáticas, se ha llevado a cabo el Primer Experimento Mundial del Tiempo (PEMT). Con el PEMT se cubrió casi la totalidad de la superficie terrestre, representando así uno de los proyectos científicos más grandes y complejos que se hayan llevado a cabo (Reyes et. al., 1980). Ha sido catalogado indudablemente como un gran escalón para el desarrollo de la Meteorología, así como también un gran ejemplo de cooperación científica internacional (Eengtsson et. al., 1982), ya que virtualmente todos los países de la Organización de las Naciones Unidas (ONU) estuvieron relacionados con el experimento.

Utilizando los datos, derivados del PEMT, El Grupo de Meteorología del Centro de Investigación Científica y

Educación Superior de Ensenada (CICESE), ha realizado diversos estudios meteorológicos enmarcados dentro del programa de Meteorología de Centroamérica y México (MECEMEX). Estos estudios van dirigidos hacia un mejor entendimiento de la dinámica de los fenómenos tropicales, y hacia el establecimiento de las bases físicas de los mecanismos generadores de la meteorología y climatología de la vertiente del Pacífico, principalmente.

En el presente estudio, como parte de este programa, se evalúa el flujo de vapor de agua horizontal total, advectivo y eddy, a partir de datos de viento y humedad específica del PENT. Los resultados se presentan en forma de gráficas, y se discuten mostrando las características más relevantes de la región a escala sinóptica.

### 1.2 Antecedentes.-

La mayoría de los estudios relacionados con el transporte de vapor de agua han sido elaborados principalmente sobre la región del Hemisferio Norte, y relativamente pocos estudios se han desarrollado sobre el Hemisferio Sur debido a la carencia de datos, especialmente sobre la gran extensión oceánica (Howart, 1983). Esta ausencia de datos implicaba que algunos análisis tuvieran deficiencia en el cálculo estadístico de la circulación,

específicamente aquellos que involucran variaciones geográficas de tales cantidades como lo es la covarianza eddy. Desde los comienzos del Año Geofísico Internacional (1957), la distribución espacial de la red de observaciones ha mejorado ampliamente sobre muchas regiones del mundo (Starr y Peixoto, 1964); lográndose así, hoy en día, un mejor entendimiento de las características de pequeña y gran escala de la atmósfera global.

La importancia del estudio del flujo de vapor de agua atmosférico sobre Norteamérica ha sido acentuado por los trabajos pioneros de muchos investigadores, estando entre los más relevantes el trabajo de Denton y Estoque (1954), quienes evaluaron el transporte mensual y estacional de vapor de agua durante 1949, mostrando que existe una relación estrecha entre estos patrones de flujo y la distribución de precipitación. Con el objeto de conocer las variaciones diarias del flujo de humedad, Boogaard (1964), realizó una investigación de la región de El Ecuador a  $40^{\circ}\text{N}$  evaluando el flujo de vapor de agua meridional (advectivo y eddy), a partir en mediciones de tiempo sinóptico, evaluando también el término E-P (evaporación-precipitación). Starr y Peixoto (1964), realizaron un estudio de transporte de vapor de agua debido solamente a los términos eddies, integrando de los 1000-500mb para la región del Hemisferio Norte durante el

año de 1950, discutiendo su importancia con respecto a la celda Hadley y la similitud entre el transporte eddy meridional con el zonal. A raíz de estos y otros estudios generales se fueron suscitando intereses más particulares sobre ciertas regiones, como lo demuestra el trabajo de Hastenrath (1966), el cual examina el flujo de vapor de agua sobre la región oceánica de América Central (Mar Caribe y Golfo de México), encontrando las direcciones predominantes estacionales de tales flujos; además, evalúa también la divergencia del flujo con el objeto de estimar la precipitación a gran escala. Rasmusson (1967), como parte de un estudio de balance de agua en las áreas de Norteamérica, Golfo de México y Mar Caribe, evalúa el transporte de vapor de agua utilizando promedios mensuales y discute la climatología regional asociada, Rosen, et. al. (1979), analiza la variabilidad anual del flujo de vapor de agua meridional y zonal integrado verticalmente para todo el Hemisferio Norte, desde la superficie a 300mb, para el período de 1959-63, haciendo énfasis en secciones longitudinales con el fin de identificar contribuciones regionales a las variaciones anuales; relaciona los cambios temporales del flujo de vapor de agua con la conservación del balance de energía atmosférico, Salstein, et. al. (1983), al igual que Rosen (1979), analiza la variabilidad anual del flujo de vapor de agua sobre el Hemisferio Norte para el período de 1959-73 utilizando

Funciones Empíricas Ortogonales, resaltando la importancia de los dos primeros modos en el transporte. Howart (1983) analiza la variación estacional de agua precipitable y del transporte de vapor de agua para toda la región del Hemisferio Sur durante septiembre de 1978 a agosto de 1983, encontrando fuertes diferencias en tales variaciones, Reyes y Cadet (1986a), cubriendo la misma área de estudio que el presente trabajo, analizaron el agua precipitable y el flujo superficial de vapor de agua, relacionando sus anomalías con las perturbaciones de origen tropical.

### 1.3 Objetivos.-

En este estudio se propone:

1) Hacer una cuantificación de los flujos atmosféricos de vapor de agua total, advectivo y eddy para la región del Pacífico Oriental, Atlántico Occidental, América Central y México, durante el 1 de Mayo al 15 de Septiembre de 1979.

2) Estimar la importancia relativa que juega el movimiento total, advectivo y eddy en el transporte de vapor de agua.

3) Determinar los niveles atmosféricos en los que el transporte es más relevante para la región de estudio.

## CAPITULO II

## 2 MATERIALES Y METODO

2.1.- Descripción del Area de Estudio

La región de estudio (Fig.1) está comprendida entre los  $20^{\circ}\text{S}$  y  $40^{\circ}\text{N}$  de latitud y de los  $140^{\circ}\text{W}$  a  $50^{\circ}\text{W}$  de longitud en escala horizontal, y desde los 1000 a los 300mb en la componente vertical. Geográficamente comprende una gran extensión del Océano Pacífico oriental, Océano Atlántico occidental, Mar Caribe, y en el Continente Americano la parte sur de Estados Unidos, México, Centroamérica y la región septentrional de América del Sur. Prácticamente, esta área queda dentro de los límites de la región tropical (definición basada en la región comprendida entre las isotermas de  $18^{\circ}\text{C}$  a nivel del mar y calculada para el mes más frío del año, según Nieuwolt (1977)), excepto por una pequeña región norte perteneciente a la zona de latitudes medias.

Debido a que el área abarca dos regiones climatológicas diferentes, es por tanto afectada por fenómenos

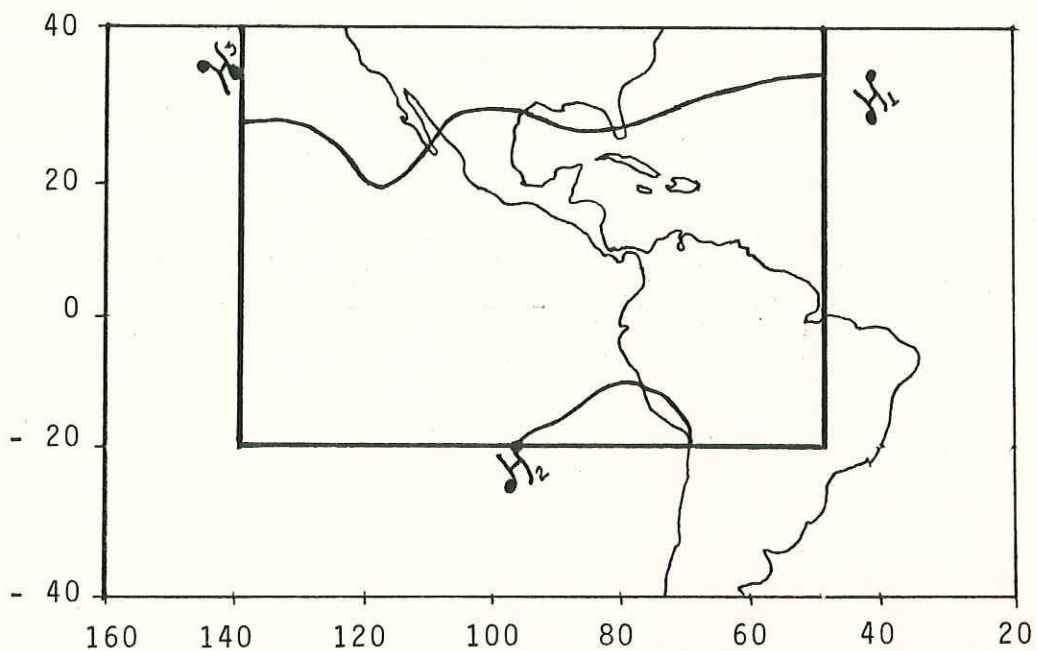


Fig. 1.- Mapa del área de estudio (cuadro interior). La línea gruesa muestra los límites de la región tropical (según Nieuwolt, 1977). La posición promedio (Junio-Agosto) de los centros de alta presión dominantes se denotan por H (H<sub>1</sub>, H<sub>2</sub> y H<sub>3</sub> representan los CAPA, CAPS y CAPC respectivamente).

meteorológicos característicos para cada región y por la interacción de fenómenos tropicales y de latitudes medias.

La característica climatológica más importante en la región tropical son los vientos alisios debido a su área de influencia que va de  $30^{\circ}\text{S}$  a los  $30^{\circ}\text{N}$  de latitud en niveles inferiores e incrementándose hacia niveles superiores (Palmitán, 1969). Son originados en latitudes bajas en las proximidades de las celdas subtropicales de alta presión, presentando una dirección noreste en el hemisferio norte y una dirección sureste en la región del hemisferio sur, las dos zonas de vientos, tienden a converger hacia El ecuador formando lo que se llama Zona de Convergencia Intertropical (ZCI). Movimientos de mucho menor escala que los vientos alisios, y no menos importantes en la dinámica y climatología atmosférica, son las llamadas perturbaciones tropicales (depresiones, tormentas y huracanes) y extratropicales (frentes de origen polar). Se han sugerido las inestabilidades barotrópica y condicional de segunda clase (CISK), como los mecanismos generadores de estas perturbaciones tropicales (estos mecanismos básicamente significan la liberación de calor latente a través de la convección); y la inestabilidad baroclínica como el mecanismo generador de las perturbaciones en latitudes medias (Holton, 1979).

En cuanto a condiciones oceanográficas se refiere, es muy importante el considerar el efecto de las corrientes oceánicas en la formación de masas de aire y en los cambios horizontales que producen (Dadas, 1968), principalmente sobre regiones situadas entre Océano-Continente.

Las principales corrientes observadas en el Océano Atlántico son: Corriente Ecuatorial del Norte, la cual fluye hacia el oeste entre las latitudes de  $10^{\circ}\text{N}$  y  $20^{\circ}\text{N}$ , entrando hasta el Mar Caribe, a los alrededores de Cuba y llegando al Estrecho de Florida para formar la Corriente de Florida; Corriente del Golfo, localizada por la zona de las Bermudas transportando aguas cálidas al igual que la anterior. Para la región del Pacífico, las principales corrientes son: Corriente de California, la cual lleva aguas frías en dirección sur, Corriente Ecuatorial del Norte, ocupando aproximadamente la misma latitud que la del Atlántico, fluye de este a oeste, Corriente Ecuatorial del Sur, encontrada entre  $20^{\circ}\text{S}$  y unos grados hacia el norte del Ecuador, fluyendo de este a oeste, por último la Contracorriente Ecuatorial, encontrada entre las Corrientes Norte y Sur Ecuatorial (Fairbridge, 1967).

Dentro de los principales sistemas montañosos que se localizan están: Las Montañas Rocosas, de más de 2000m de altura, está situada en la parte occidental de Estados

Unidos y Canadá, llegando hasta Alaska, se prolonga por México para formar la Sierra Madre Occidental, la que se continúa por toda América Central. En la región oriental de Estados Unidos se encuentran los Montes Apalaches, con alturas entre 1000 y 2000m. La Sierra Madre Oriental presenta una altura promedio de 1500m (Sánchez, 1972). Por último, en la región de América del Sur en la vertiente del Pacífico, se observa la parte norte de la Cordillera de los Andes, con más de 4000m de altura.

#### 2.2.- Datos del PENT

Los datos del Primer Experimento Mundial del Tiempo (PENT), fueron obtenidos a partir de observaciones en tiempo real y diferido registradas por un conjunto de buques, aviones, satélites, estaciones de radiosondeo, boyas y estaciones de superficie, durante el 1 de Diciembre de 1978 al 30 de Noviembre de 1979 (Reyes, et. al., 1980), siendo clasificados en diferentes niveles según la calidad y tiempo en el que eran procesados (Rivera, 1985). Las variables consideradas fueron: la altura geopotencial, velocidad horizontal y vertical del viento, presión, temperatura y humedad relativa. Estos datos (Nivel II-b) fueron reunidos, revisados y entregados al Centro Europeo de Pronóstico del Tiempo de Rango Medio (Reading, Inglaterra), así como también al Laboratorio de Dinámica de

Fluidos Geofísicos (Princeton, EUA), para emprender la tarea del análisis y su transformación a campos meteorológicos llamados datos del nivel III-b. La transformación del nivel II-b al III-b, ha sido producido mediante un sistema de asimilación de datos intermitente, consistiendo de un análisis multivariado de interpolación óptima y un modo de inicialización normal no lineal (Bengtsson, 1982). La idea básica en la interpolación óptima, es determinar para cada punto de la malla el mejor peso que da el mejor ajuste a partir de los datos originales. Como resultado final, se obtuvieron series de tiempo con intervalo de 12 hrs entre dato y distribuidas en una malla espacial de  $1.875^{\circ}$  lat./lon. con 15 niveles de presión que van de los 1000 a los 10mb para cada variable considerada.

En el presente estudio, los datos de viento (componente u y v), provienen únicamente del análisis del nivel III-b, a diferencia de la humedad específica que fue obtenida mediante una combinación de los datos de agua precipitable del satélite Tiros-N, del campo de humedad del nivel III-b y datos de cobertura de nubes.

Los datos del satélite Tiros-N, consisten en mediciones de agua precipitable para 3 capas diferentes 1000-700mb, 700-500mb, 500-300mb (Reyes y Cadet, 1986a), obtenidas a

través de la radianza captada por un espectrómetro que se encuentra a bordo del satélite (Villalobos, 1985). Se han encontrado ciertas inconveniencias del uso exclusivo de datos de satélite; según Gruber y Watkins (1979), los sondeos del satélite Tiros-N subestimaban el contenido de agua precipitable en capas muy húmedas, mientras que sobre capas relativamente secas lo sobreestimaba (Reyes y Cadet, 1986a). Otro problema consistía en la imposibilidad de realizar mediciones fidedignas sobre áreas nubosas o regiones de gran convectividad. Para evitar este problema, se analizaron imágenes de satélite para determinar la posición y extensión de las áreas de fuerte actividad convectiva (datos de cobertura de nubes), una vez localizadas, se utilizaron los perfiles de temperatura del satélite Tiros-N y asumiendo cierto perfil de humedad relativa (90% entre los 1000-700mb, 80% entre 700-500mb y 70% entre 500-300mb) se evaluó el agua precipitable. Posteriormente se mezclaron objetivamente los campos de agua precipitable, obtenidos por el satélite Tiros-N y los obtenidos del nivel III-b, dándose mayor peso a los datos del nivel III-b sobre la región continental; y a los datos del satélite Tiros-N sobre la región oceánica, y se interpolaron mediante un spline cúbico bidimensional, obteniéndose una malla espacial de 2° lat/lon. Finalmente, se aplicó un método de interpolación para estimar los campos de humedad específica para cada nivel usando un

polinomio de segundo grado (Reyes y Cadet, 1986a). El periodo de muestreo con el que se trabaja va del 1 de mayo al 15 de septiembre de 1979, para 6 niveles de presión (1000, 850, 700, 500, 400, 300mb.), haciendo un total de 7,233,408 datos. Estos datos fueron proporcionados por el Dr. Daniel Cadet, actual colaborador del 'Laboratoire de Météorologie Dynamique Ecole Polytechnique CNRS, Palaiseu, France', en forma de cintas magnéticas al grupo de Meteorología del CICESE. El rango de error de los datos aumenta con la altura y varía según el instrumento utilizado, en general el error máximo de viento es de  $\pm 3$  m/seg y el de humedad relativa fluctúa entre el 20 y 30%. Es importante mencionar que el parámetro de humedad es quizás la variable meteorológica más difícil de determinar experimentalmente.

### 2.3 Consideraciones Teóricas.-

Siguiendo a Hastenrath (1966), el flujo total de vapor de agua por unidad de área en un nivel atmosférico dado, se define como:

$$F_x = \rho q u \quad \dots(1a)$$

$$F_y = \rho q v \quad \dots(1b)$$

donde  $q$ , representa la humedad específica,  $\rho$  la densidad del aire,  $u$  y  $v$  son las componentes de la velocidad del viento en la dirección  $x$  (positiva si va hacia el este) y  $y$

(positiva si es hacia el norte) respectivamente. Considerando la atmósfera en estado de equilibrio hidrostático (Starr y Peixoto, 1964), podemos representar nuestra coordenada vertical por medio de la presión  $P$ , transformando así las coordenadas cartesianas inicialmente usadas en ec.(1) a coordenadas isobáricas, por lo que en un nivel isobárico dado el transporte de vapor de agua por unidad de distancia y presión puede también representarse mediante:

$$F_{\lambda} = qu/g \quad \dots(2a)$$

$$F_{\phi} = qv/g \quad \dots(2b)$$

donde  $g$ , es la aceleración de la gravedad,  $F_{\lambda}$  y  $F_{\phi}$ , representan el flujo zonal y meridional de vapor de agua respectivamente, quedando finalmente el flujo en unidades de  $gr(cm.mb.sec)^{-1}$ .

Integrando verticalmente la ecuación anterior obtenemos:

$$Q_{\lambda} = 1/g \int_P^{P_0} qu dp \quad \dots(3a)$$

$$Q_{\phi} = 1/g \int_P^{P_0} qv dp \quad \dots(3b)$$

lo que representa el transporte total de vapor de agua del nivel de presión  $P$  hasta cierto nivel  $P$  dado. Para este análisis en particular el nivel  $P_0=1000mb$  y  $P=300mb$ . En la práctica, la integración vertical es aproximada usando la regla trapezoidal; para esto se supone que existe una

variación lineal del flujo con la altura, entre niveles de presión adyacentes.

En el siguiente análisis será necesario hacer uso de los promedios espaciales o zonales (a lo largo de la longitud) y temporales, así como también del método de perturbación, el cual nos va a permitir derivar todos los movimientos que difieren ligeramente de un movimiento dominante o promedio (Godske et.al, 1957). Siguiendo la notación de White (1951), los términos que representan el flujo promedio total de vapor de agua por unidad de longitud y presión (ec.2) a un nivel dado se expresan de la siguiente forma:

$$\bar{F}_\lambda = \bar{q}\bar{u}/g + \overline{q'u'}/g \quad \dots(4a)$$

$$\bar{F}_\theta = \bar{q}\bar{v}/g + \overline{q'v'}/g \quad \dots(4b)$$

Por conveniencia en notación, la barra es usada para denotar el promedio en tiempo y la prima la desviación de este promedio. Cabe hacer notar que esta ecuación trabaja satisfactoriamente para estudios de movimientos de fluidos donde las propiedades son independientes del intervalo de tiempo asumido para promediar (George M. Hidy, 1967); tomando el promedio zonal de la ec.(4) y sustituyendo  $\bar{q}$ ,  $\bar{u}$  y  $\bar{v}$  por  $[\bar{q}] + \bar{q}^*$ ,  $[\bar{u}] + \bar{u}^*$  y  $[\bar{v}] + \bar{v}^*$  respectivamente se obtiene la siguiente relación:

$$[\bar{F}_\lambda] = 1/g[\bar{q}][\bar{u}] + 1/g[\overline{q'^*u'^*}] \quad \dots(5a)$$

$$[\bar{F}_\theta] = 1/g[\bar{q}][\bar{v}] + 1/g[\overline{q'^*v'^*}] \quad \dots(5b)$$

(A)

(B)

(C)

donde los corchetes denotan el promedio espacial y el asterisco su desviación. El término (A) de la ec.(5), representa el flujo total de vapor de agua promediado en tiempo y espacio, el término (B) es llamado flujo advectivo, y representa el transporte de vapor de agua por la circulación (zonal o meridional) promedio, el término (C) es el flujo eddy promedio, el cual depende de la covarianza entre las perturbaciones en tiempo y espacio para cada nivel dado. Este último puede ser analizado en dos términos de diferente significado físico:

$$\overline{q' * u' *} = \overline{q' u'} + \overline{q^* u^*} \quad \dots (5'a)$$

$$\overline{q' * v' *} = \overline{q' v'} + \overline{q^* v^*} \quad \dots (5'b)$$

(A)            (B)

donde (A) representa el flujo eddy transitorio y es el promedio sobre espacio de la correlación en tiempo de  $v$ ,  $u$  y  $q$  en puntos individuales, representa la transferencia de humedad debida a las perturbaciones transitorias que se desarrollan a lo largo de los frentes polares y sobre la ZCI (Peixoto y Oort, 1983). (B) representa el flujo eddy estacionario debido a la correlación en espacio del promedio temporal de  $q$  y  $v$  sobre un período de tiempo dado. Físicamente  $\overline{q^* v^*}$  representa las características semipermanentes de la atmósfera.

Finalmente las componentes del transporte de vapor de

agua verticalmente integrado, promediado en tiempo y espacio se puede escribir como:

$$[\bar{C}_\lambda] = 1/g \int_P^{P_0} [\bar{q}] [\bar{u}] dp + 1/g \int_P^{P_0} [\bar{q}^* \bar{u}^*] dp + [1/g \int_P^{P_0} \overline{q' u'} dp] \dots (6a)$$

$$[\bar{C}_q] = 1/g \int_P^{P_0} [\bar{q}] [\bar{v}] dp + 1/g \int_P^{P_0} [\bar{q}^* \bar{v}^*] dp + [1/g \int_P^{P_0} \overline{q' v'} dp] \dots (6b)$$

El cálculo del promedio temporal y la covarianza sobre el intervalo de tiempo muestreado (flujo eddy transitorio) se hace mediante la siguiente forma:

$$\bar{X} = 1/N \sum_{i=1}^N X_i \dots (7)$$

$$\overline{X' Y'} = \overline{XY} - \bar{X} \bar{Y}$$

donde X y Y denotan cualquiera de las variables q, u y v, N es el número de observaciones tomadas cada 12hrs para cada estación en cada nivel en el intervalo de tiempo T de muestreo.

Usando los valores en cada punto de la malla de X y Y, el flujo promedio zonal y el flujo eddy estacionario se evalúan como:

$$[X] = 1/45 \sum_{i=1}^{4.5} \bar{X}_i \dots (8)$$

y

$$[\bar{X}^* \bar{Y}^*] = [\bar{X} \bar{Y}] - [X][Y]$$

## CAPITULO III

## 3 RESULTADOS

En el presente capítulo se presenta la evolución de los promedios mensuales (de Mayo a Septiembre) del flujo de vapor de agua zonal y meridional mediante gráficas y mapas de isolíneas en proyección mercator. El análisis del flujo de vapor de agua se realiza de la siguiente manera:

- 1.- En función de la presión (en milibares) y latitud (inciso 3.1).
- 2.- En función de la latitud y longitud (inciso 3.2a, 3.2b, 3.3a y 3.3b).
- 3.- En función de la latitud y tiempo (inciso 3.2a y 3.3c)
- 4.- En función de la latitud.

En los campos zonales y meridionales las regiones cubiertas por flujo negativo, es decir del este y del norte se denotan con líneas punteadas, la isolínea de cero está marcada con una línea continua gruesa y el flujo positivo, es decir del oeste y del sur, se denota con una línea continua más delgada respectivamente.

### 3.1 Flujo Promediado en Tiempo y en Longitud

#### 3.1a) Zonal.-

En las Figs. 2-5, se observa el comportamiento del flujo zonal advectivo (ec.5a, término B), eddy transitorio (ec.5'a, término A) estacionario (ec.5'a, término B), y total (ec.5a, término A) respectivamente en función de la altura y latitud, promediado para todo el intervalo de longitud. La Fig.2 muestra la dominancia de Mayo a Agosto del flujo del este (isolíneas punteadas), en el transporte de vapor de agua sobre la región tropical, mermando conforme avanzamos en altura; Septiembre muestra flujo superficial del oeste sobre la región tropical del HN. Esta disminución (en altura) es cada vez menor conforme llega el verano y se mantiene aproximadamente constante durante todo este tiempo. Los máximos valores de flujo son encontrados en la región tropical (exceptuando la zona entre los  $0-10^{\circ}\text{N}$ ) de la tropósfera inferior, sobresaliendo principalmente dos regiones con valores mayores de los  $4 \text{ gr}(\text{mb.cm.seg})^{-1}$  encontradas en ambos Hemisferios solo que a diferentes alturas. El máximo correspondiente al Hemisferio Norte (HN), centrado a los  $16^{\circ}\text{N}$  de Mayo a Agosto y en  $22^{\circ}\text{N}$  en Septiembre, va desde la superficie hasta los 800mb en promedio. El perteneciente a el HS centrado en

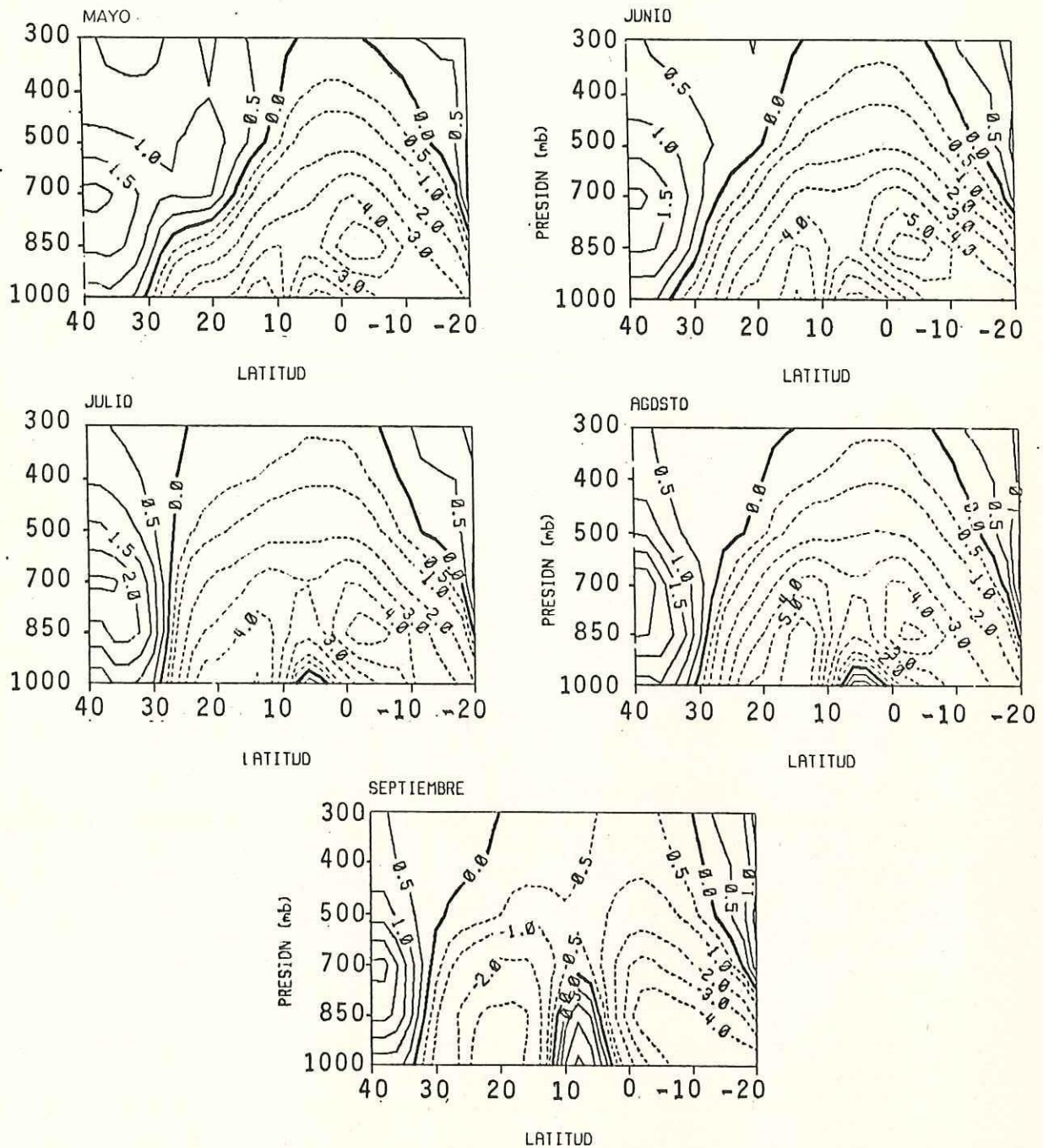


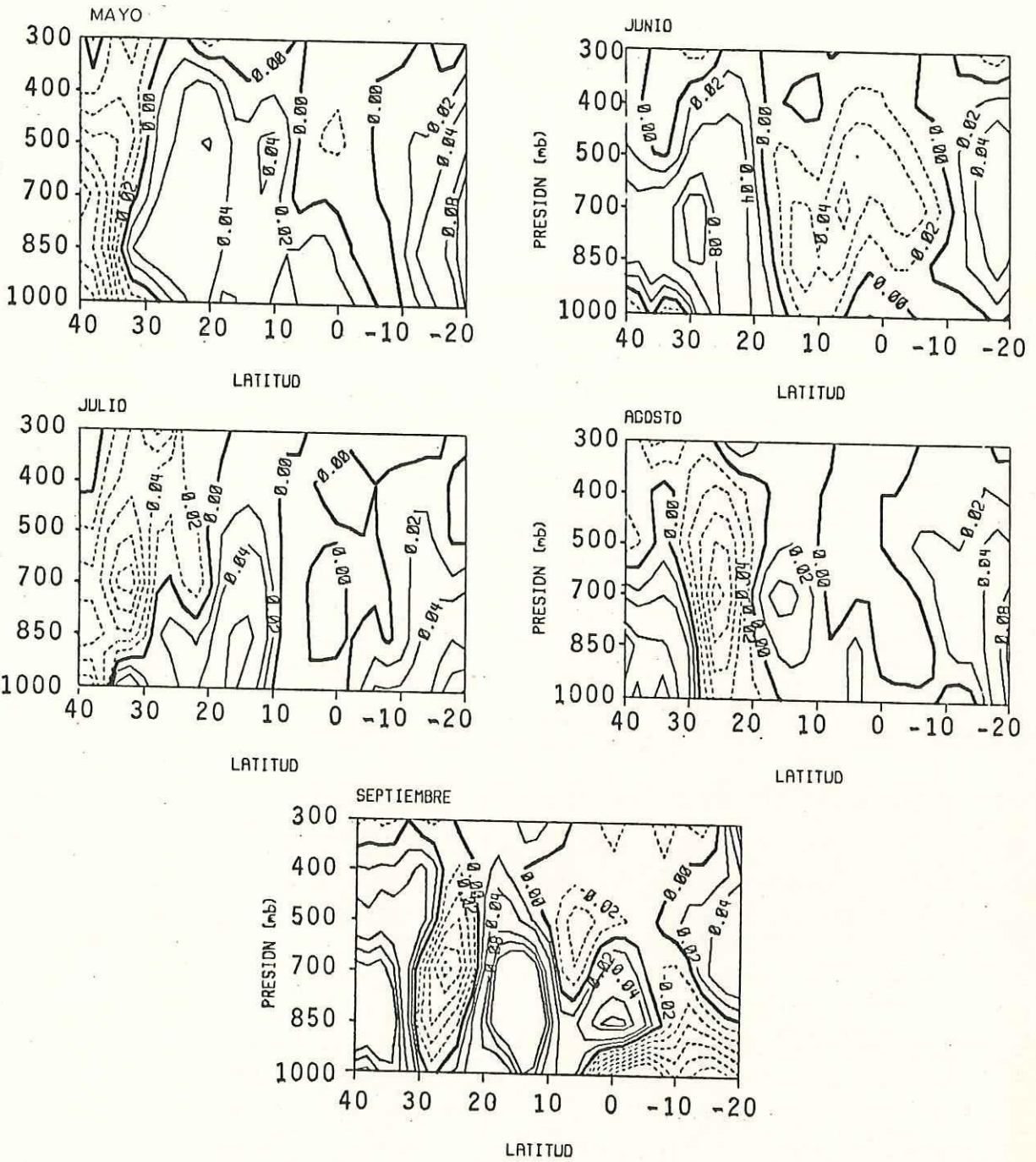
Fig. 2.- Promedio espacial del flujo zonal advectivo para los meses de Mayo-Septiembre de 1979; las unidades están dadas en gr/cm.seg.mb. Las isolíneas punteadas (continuas) denotan flujo hacia el oeste (este), el flujo cero se representa con una línea gruesa continua.

los 5°S en promedio va de los 900mb a los 700mb; este centro de máxima se intensifica hacia la superficie durante los meses de Junio y Septiembre abarcando la zona de los 8°S a 20°S. La región de latitudes medias en el HN, se encuentra influenciada por el flujo del oeste (líneas continuas); este flujo a diferencia de la región tropical aumenta con la altura, para obtener su máximo valor ( $>1.5 \text{ gr}(\text{cm}.\text{mb}.\text{seg})^{-1}$ ) alrededor de los 700mb. El área que abarca presenta una tendencia a disminuir de Mayo a Septiembre pero con un ligero incremento en su magnitud principalmente de Junio a Septiembre. Otro máximo de flujo del oeste menos intenso es encontrado en los 20°S por encima de los 850mb, el cual se incrementa paulatinamente de Mayo-Septiembre, para obtener valores en este último mes de  $1-1.5 \text{ gr}(\text{mb}.\text{cm}.\text{seg})^{-1}$ .

Una característica sobresaliente y muy importante en la climatología local del sur de México y Centroamérica, es el debilitamiento gradual del flujo del este entre los 0-10°N. Este debilitamiento se incrementa hasta hacer que el flujo del este a nivel superficial cambie de dirección (a flujo del oeste) durante el mes de Julio e incremente en magnitud ( $>1.5$ ) y altura (700mb) para el mes de Septiembre, provocando una disminución notable al flujo del este en los niveles superiores.

El flujo eddy transitorio (Fig.3), presenta un comportamiento muy variable en su evolución temporal (es decir, su dirección y magnitud cambian drásticamente de un mes a otro), por ejemplo, en los meses de Mayo y Julio entre los  $30-40^{\circ}\text{N}$ , se encuentra un flujo del este para todos los niveles isobáricos, mientras que para Junio, Agosto y Septiembre se tiene lo contrario, i.e., un flujo del oeste. Otro caso semejante se presenta entre  $20-30^{\circ}\text{N}$ , donde el flujo del oeste en los meses de Mayo y Junio es desplazado por el flujo del este de Julio a Septiembre. La región tropical, entre  $10^{\circ}\text{S}$  y  $20^{\circ}\text{N}$  muestra valores relativamente muy pequeños, del oeste y este. Solo en Julio y principalmente en Septiembre muestra valores relativamente altos ( $>0.06$ ) de flujo del oeste. Nótese que Agosto muestra valores muy cercanos a cero. El flujo del oeste situado en los  $10-20^{\circ}\text{S}$  es el que conserva aproximadamente su dirección en todos los meses, exceptuando una pequeña región en el mes de Septiembre entre los  $1000-850\text{mb}$ , la cual es ocupada por flujo que viene del este.

El flujo eddy estacionario (Fig.4), muestra un patrón más persistente, con valores de aproximadamente el doble que los obtenidos para el transitorio. El grueso del transporte ocurre entre los  $1000-700\text{mb}$ , formando 6 áreas de flujo que se alterna en dirección, esto es, si nos



Fis. 3.- Igual que en la Fig. 2, sólo que para el flujo eddy transitorio.

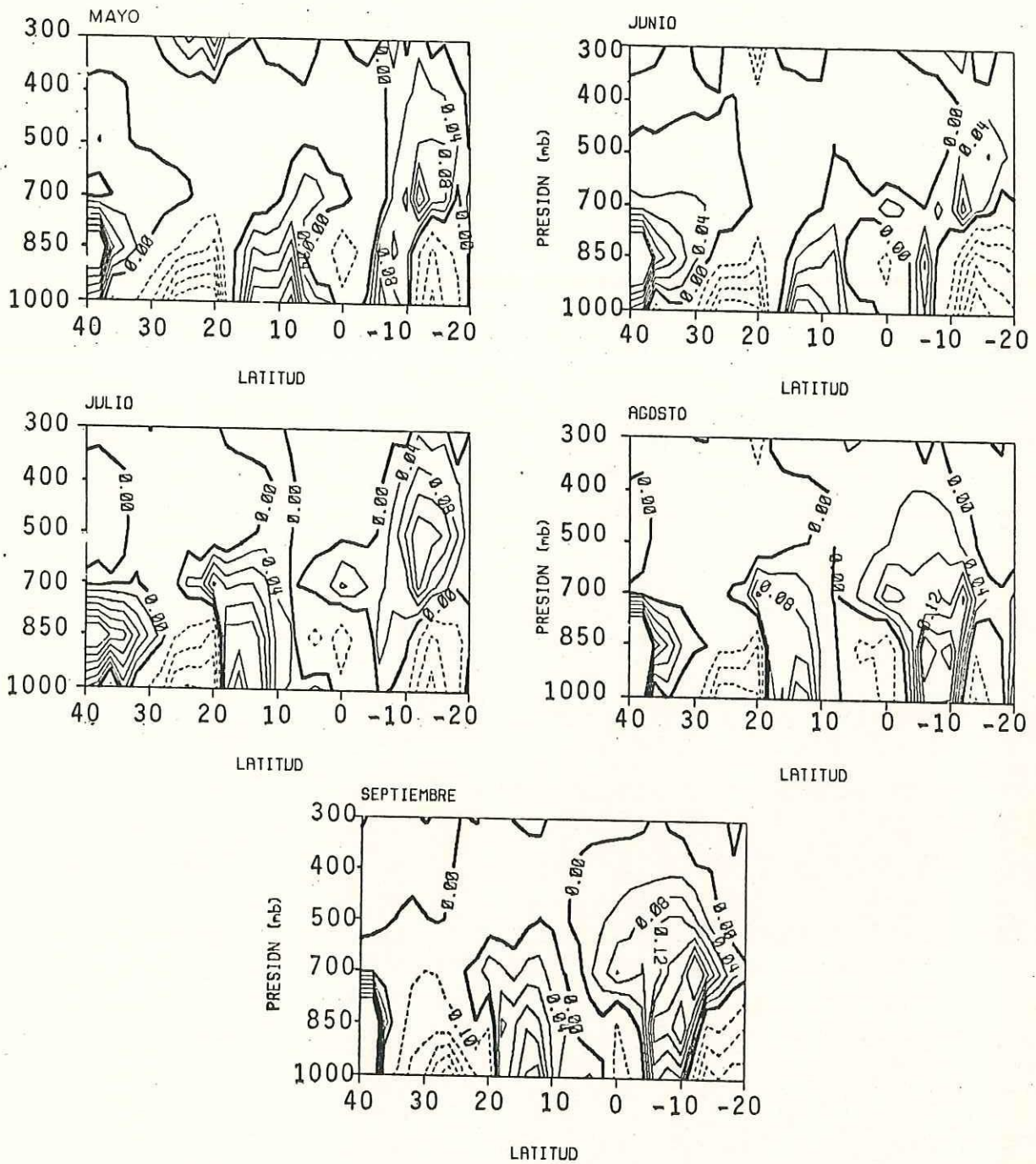


Fig. 4.- Igual que en la Fig. 2, sólo que para el flujo eddy estacionario.

posicionamos alrededor de los  $40^{\circ}\text{N}$  vemos que el flujo es hacia el este, y al avanzar hacia el sur su dirección cambia hacia el oeste alternándose sucesivamente. El flujo del oeste más relevante se encuentra centrado en los  $40^{\circ}\text{N}$ ,  $10^{\circ}\text{N}$  y  $8^{\circ}\text{S}$ , presentando estos dos últimos una migración hacia el norte y en particular el último migra en dirección hacia la superficie, incrementando su magnitud de Mayo-Septiembre. El flujo del este domina principalmente en las áreas de  $20-30^{\circ}\text{N}$  y  $10-20^{\circ}\text{S}$  durante todos los meses, aunque con valores relativamente pequeños.

El flujo total (Fig.5), muestra prácticamente el mismo patrón que el advectivo, exceptuando en Junio, Agosto y Septiembre de los  $38^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ , donde existe una diferencia muy pequeña en magnitud ( $< 0.5 \text{ gr}(\text{cm}.\text{mb}.\text{seg})^{-1}$ ).

### 3.1b) Meridional.-

En la Fig.6 se representa el comportamiento del flujo meridional advectivo (ec.5b, término B) en función de la altura. El transporte más relevante ( $>0.5 \text{ gr}(\text{mb}.\text{cm}.\text{seg})^{-1}$ ) es encontrado entre los 1000-900mb, con valores máximos superficiales centrados en los  $15^{\circ}\text{N}$  correspondiente al flujo del norte (líneas punteadas) hasta agosto, y en  $25^{\circ}\text{N}$  en Septiembre, y en los  $5^{\circ}\text{S}$  para el flujo del sur. El

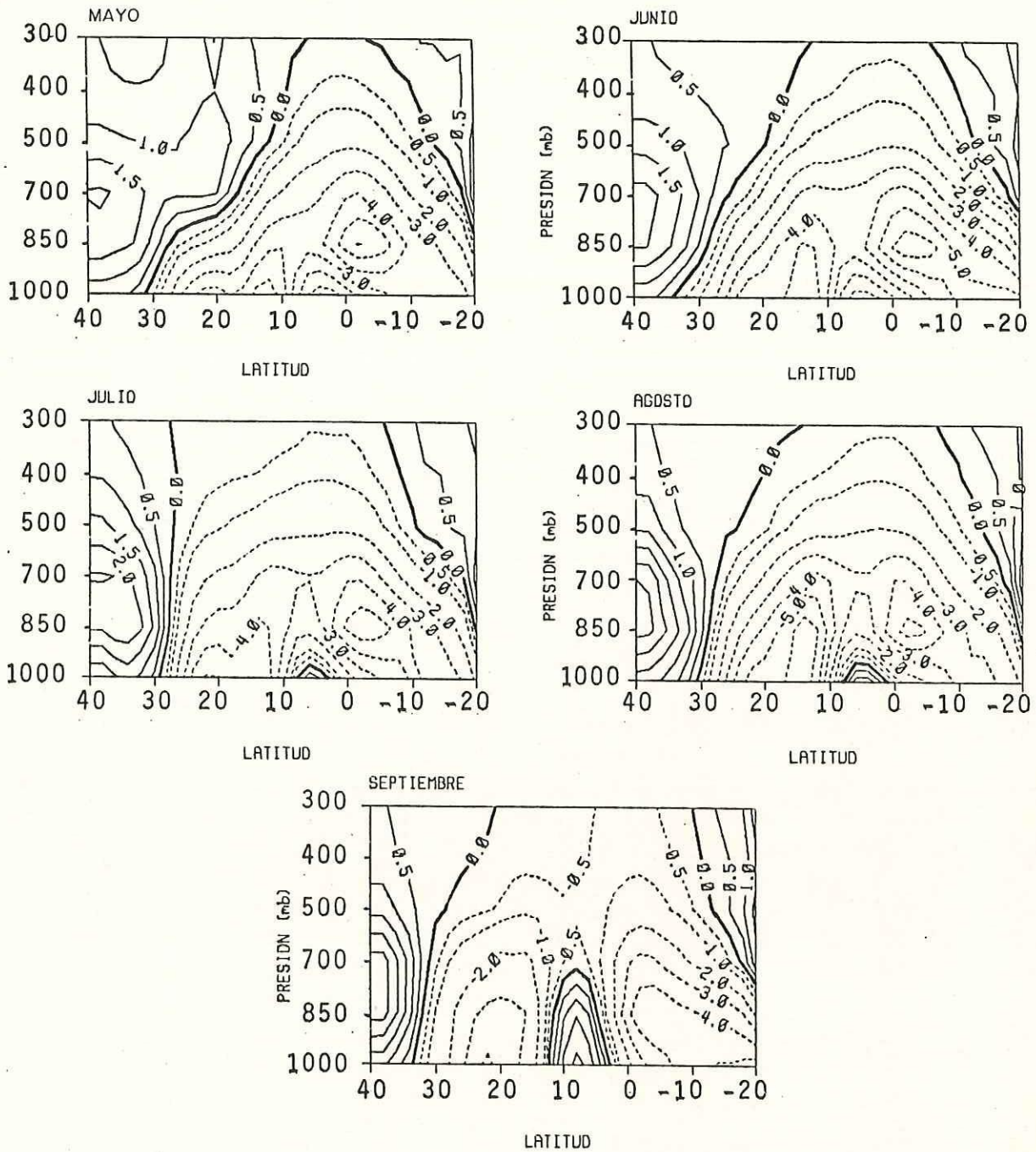


Fig. 5.- Igual que en la Fig. 2, sólo que para el flujo total.

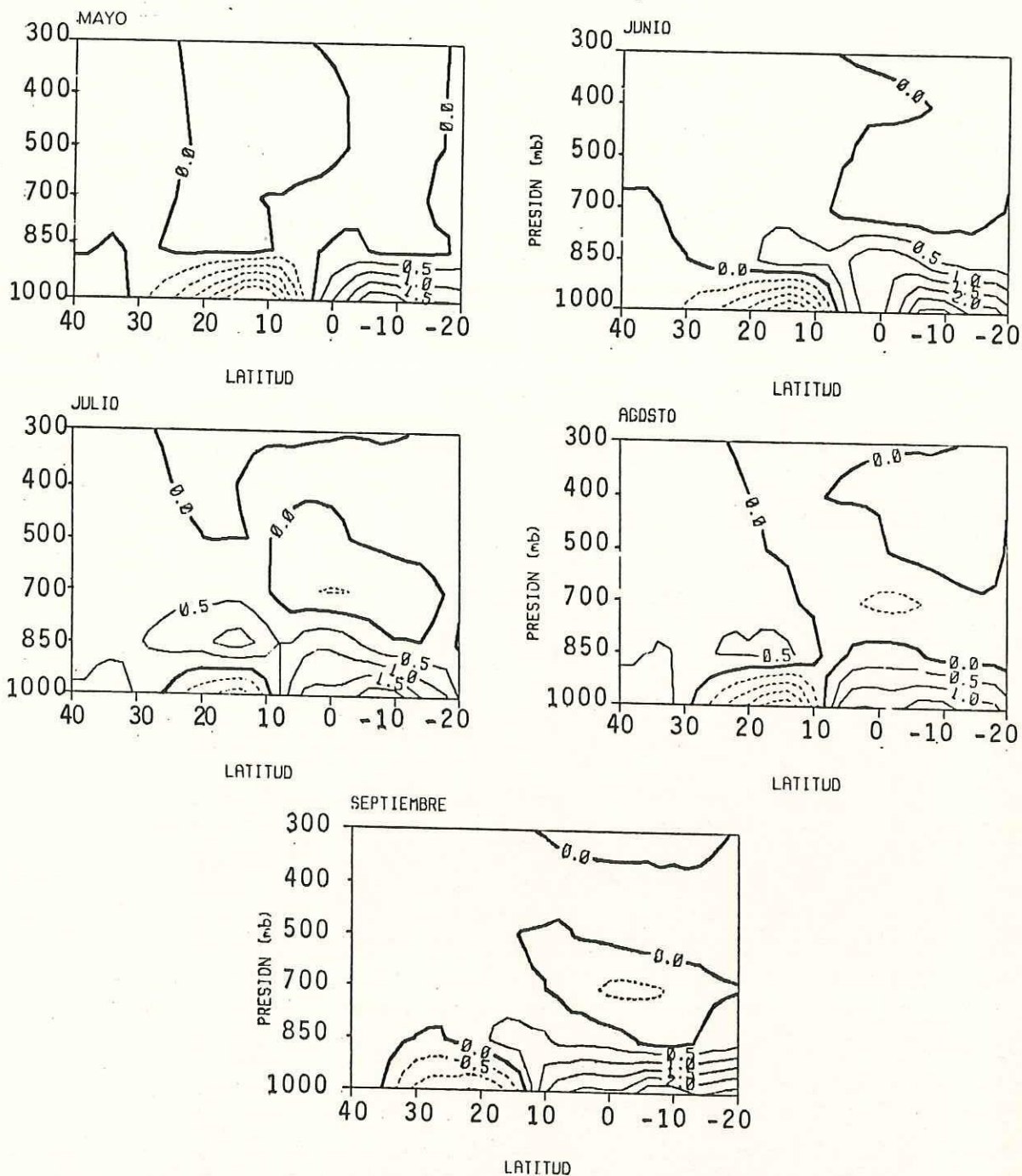


Fig. 6.- Promedio espacial del flujo meridional advectivo para los meses de Mayo-Septiembre de 1979; las unidades están dadas en gr/cm.mb.sec. Las isolíneas punteadas (continuas) denotan flujo hacia el sur (norte), el flujo cero se representa con una línea gruesa continua.

máximo valor encontrado para el flujo del norte fué de  $3 \text{ gr}(\text{mb.cm.seg})^{-1}$  correspondiente al mes de Mayo, el cual disminuye en magnitud conforme se evoluciona en tiempo, mientras que para el flujo del sur su máximo fué de  $2.5 \text{ gr}(\text{mb.cm.seg})^{-1}$  permaneciendo casi constante durante todos los meses. El flujo del sur entre  $30-40^{\circ}\text{N}$  obtiene sus valores máximos en Julio y Agosto para decaer levemente en Septiembre. En Mayo se encuentran valores muy pequeños ( $0-0.25 \text{ gr}(\text{cm.mb.seg})^{-1}$ ) de este flujo (del sur), para ser substituido en Junio por flujo del norte. Cabe hacer notar que estos valores representan alrededor de la mitad de los valores máximos encontrados para el flujo advectivo zonal. Se observa una interrupción de la Zona de Confluencia (ZC), para no llegar más allá de los 800mb. Esta zona, formada en el región tropical por la convergencia del flujo del sur y del flujo del norte, presenta una migración latitudinal hacia el norte conforme avanza el verano; partiendo desde los  $3^{\circ}\text{N}$  en el mes de Mayo, para llegar a los  $13^{\circ}\text{N}$  en el mes de Septiembre, teniendo un desplazamiento latitudinal total del orden de  $8^{\circ}$  aproximadamente.

Una característica que se observa en este patrón de flujo durante el mes de Mayo, es la prolongación del flujo del norte hacia el HS por encima de los 900mb, la cual desaparece en el mes de Junio, en donde se encuentra justamente lo contrario, esto es, una invasión del flujo

del sur (perteneciente al HS) sobre el flujo del norte entre los 900 a 700mb. Esta invasión, la cual decae en Agosto, hace que el flujo del sur (del HS) se una con el flujo del sur en el HN permitiendo una predominancia de este flujo y dejando solo un remanente del flujo del norte a nivel superficial. Al parecer todos los meses presentan una evolución normal exceptuando el mes de Agosto, ya que el flujo del norte sobre  $10-20^{\circ}\text{N}$  se intensifica y logra interrumpir, sobre los  $10^{\circ}\text{N}$  y a los 900mb, el flujo del sur.

El orden de magnitud de los flujos eddies (transitorio y estacionario) meridionales es igual al correspondiente eddy zonal. La importancia de los primeros estriba en que el valor del flujo advectivo meridional es pequeño (relativamente al flujo zonal), por lo que los eddies influyen bastante en el comportamiento total. En general el eddy transitorio meridional (Fig.7, ec.5'b, término A), es positivo en el HN y negativo en el HS, el transporte más relevante ocurre entre los 600-800mb; presenta una región de máximos valores positivos (flujo del sur) entre los  $35-40^{\circ}\text{N}$ , teniendo su valor máximo en el mes de Mayo del orden de 0.32 unidades, disminuyendo en Junio-Agosto y aumentando de nuevo en Septiembre. La otra región de máxima, pero menos intensa de flujo del norte se localiza en  $20^{\circ}\text{S}$ , aumentando en altura de Mayo a

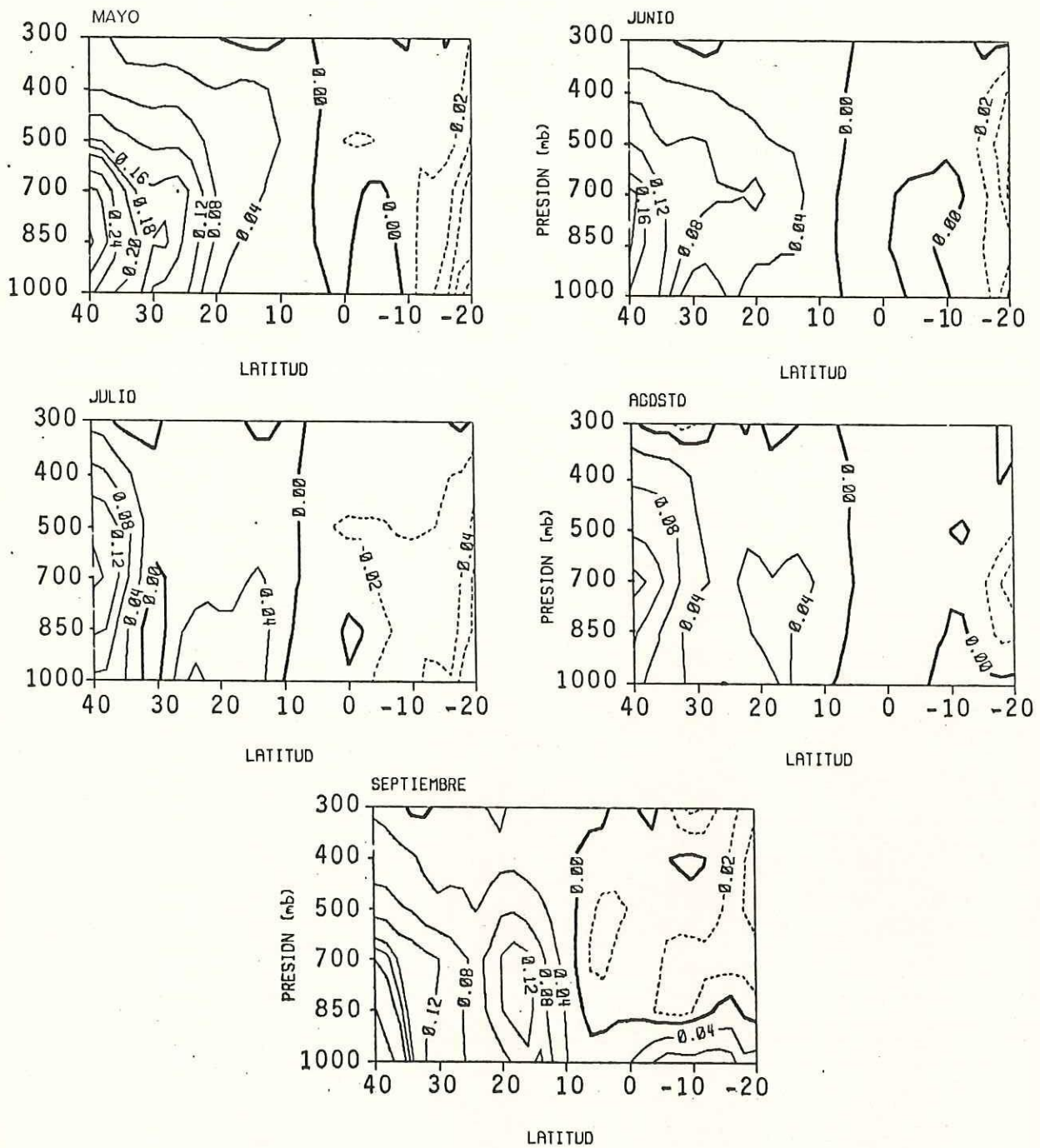


Fig. 7.- Igual que en la Fig. 6, sólo que para el flujo eddy transitorio.

Septiembre. Se observa una lengüeta de flujo del sur localizada entre  $0-9^{\circ}\text{S}$  durante los meses de Mayo y Junio, la cuál desaparece en Julio, vuelve a aparecer de nuevo en Agosto, para en Septiembre cubrir toda la tropósfera inferior del HS y unirse con el flujo del sur en el HN. En este último mes aparece un máximo de flujo del sur localizado entre los  $15-20^{\circ}\text{N}$  y centrado a los 800mb, aproximadamente. Se observa una migración latitudinal hacia el norte de la isolínea de transporte cero (la que va de la superficie a los 300mb) principalmente durante los 3 primeros meses.

El flujo eddy estacionario (Fig.8, ec.5'b término B), presenta dos valores altos positivos en el HN centrados en promedio en  $30^{\circ}\text{N}$  y los  $18^{\circ}\text{N}$ , dominando este último solamente durante el mes de Mayo con valores mayores de 0.2 unidades, mientras que el otro máximo (en  $30^{\circ}\text{N}$ ) se incrementa para llegar a obtener valores mayores de  $0.36 \text{ gr}(\text{mb}.\text{cm}.\text{seg})^{-1}$  entre Julio y Septiembre, aunque en Agosto es menos extenso latitudinalmente. El patrón del flujo del norte es un poco más irregular. En Mayo se presenta una dominancia que va de los  $3^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{S}$ , con intensificaciones en los  $20^{\circ}\text{S}$  y en los  $5^{\circ}\text{S}$ , para el mes de Junio aparece una protuberancia hacia el norte (con valores de 0.12) entre estos dos máximos antes mencionados, desplazando el de  $20^{\circ}\text{S}$  casi totalmente; en Julio se debilita y finalmente

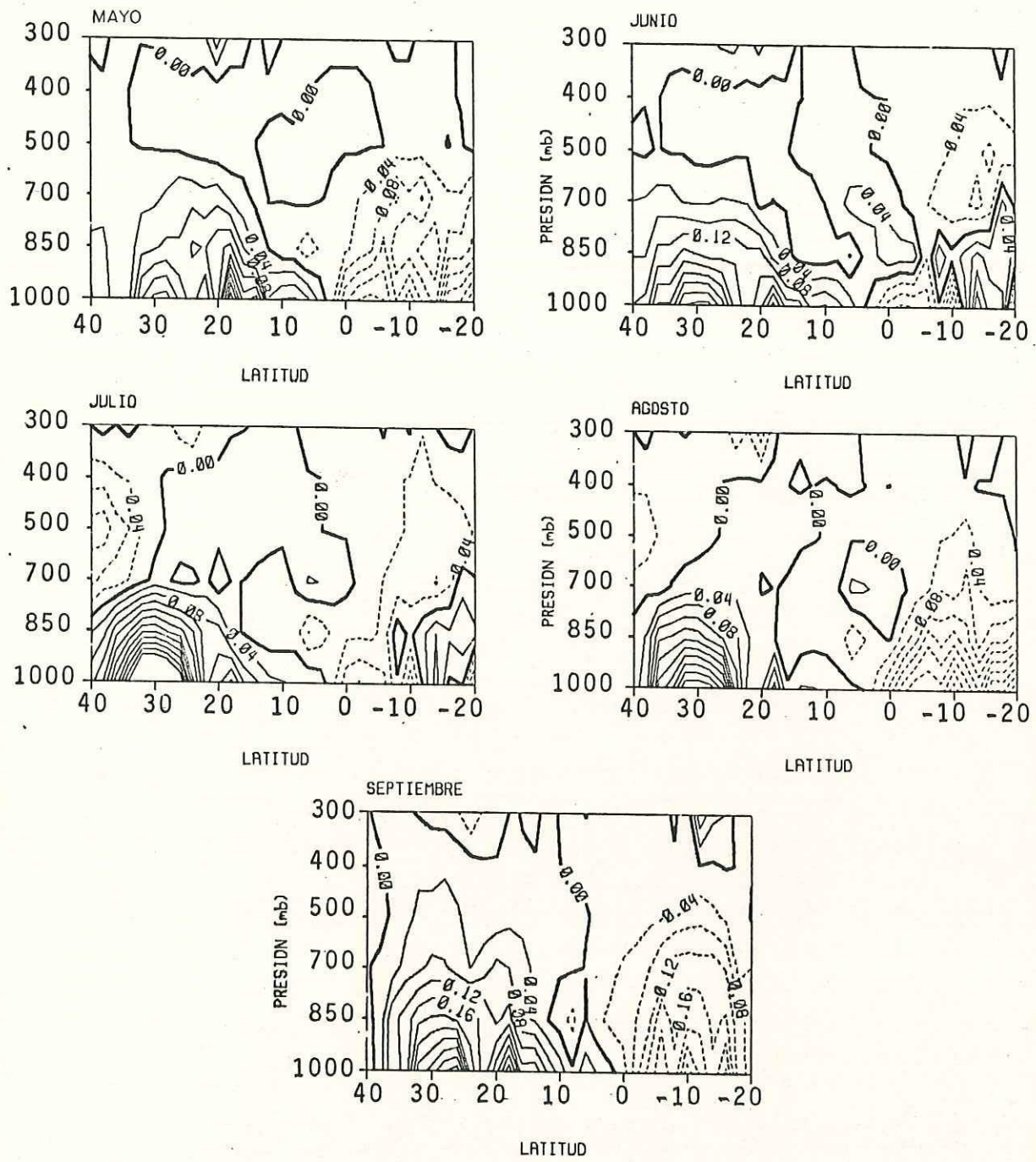


Fig. 8.- Igual que en la Fig. 6, sólo que para el flujo eddy estacionario.

desaparece en Agosto, permitiendo una intensificación considerable del flujo del norte en esa región ( $0.24 \text{ gr}(\text{mb}.\text{cm}.\text{seg})^{-1}$ ) durante este y el siguiente mes. En general los máximos del flujo eddy estacionario se incrementan hacia la superficie, a diferencia de los máximos del eddy transitorio. Este flujo presenta valores mayores que los encontrados en el flujo transitorio.

El flujo meridional total se ilustra en la Fig.9. En términos generales se presenta similar al transporte advectivo, exceptuando ciertas zonas donde existen discrepancias considerables en dirección, pero de muy poca magnitud. El flujo que viene del sur (en el HS) presenta valores menores que los encontrados en el advectivo meridional (entre 0.5-1 más pequeños), presentando una área de influencia espacial relativamente menor, cosa que difiere con lo sucedido con el flujo del sur en el HN, donde sus valores y área de influencia son mayores que el advectivo, inclusive este aparece en el mes de Junio alrededor de los 30 a 40°N sobre la superficie. En niveles superiores arriba de los 700mb, las discrepancias son mayores en área pero menores en magnitud (aprox. menores de 0.2) que en los niveles inferiores.

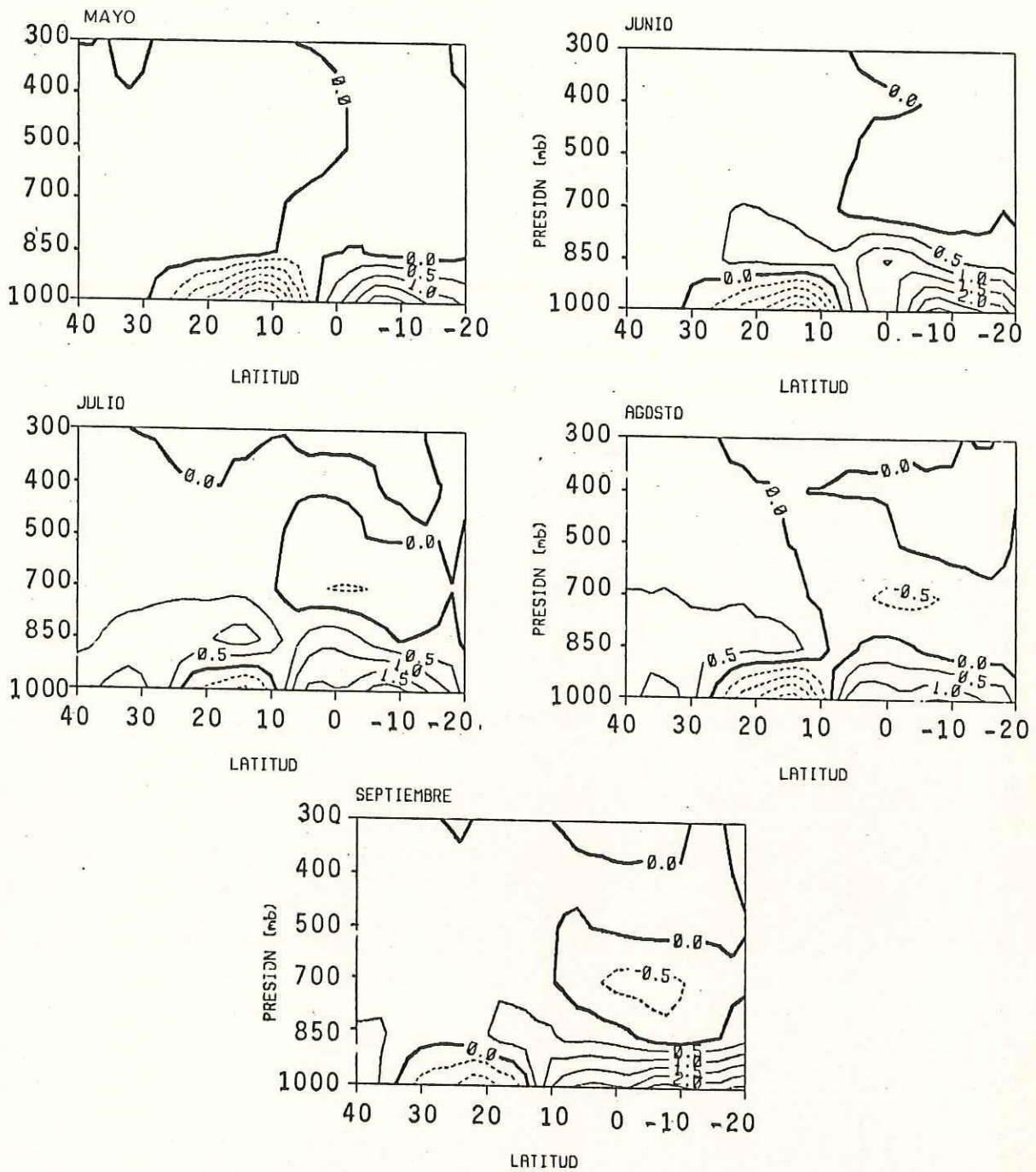


Fig. 9.- Igual que en la Fig. 6, sólo que para el flujo total.

### 3.2 Flujo Zonal Integrado Verticalmente (ec.6).-

3.2a) Total (Fig.10).- Este patrón de flujo se ve fuertemente influenciado por el comportamiento de los 3 primeros niveles isobáricos (1000, 850 y 700mb), ya que es en estos donde ocurren los máximos valores de flujo (ver Fig.5). El flujo del este predomina en casi toda la región tropical, con valores mayores de  $1600 \text{ gr}(\text{cm}.\text{seg})^{-1}$  encontrados específicamente sobre la región del Golfo de México, Mar Caribe, la región septentrional de América del Sur y en una extensa parte del oeste del Océano Pacífico ecuatorial. De estas regiones sobresalen principalmente la región centrada en el Mar Caribe y las Antillas con valores mayores a los  $3200 \text{ gr}(\text{cm}.\text{seg})^{-1}$  durante Junio-Agosto. Este flujo (del este) se ve interrumpido por un pequeño flujo del oeste que aparece en Julio (como se ve en la Fig.2), desaparece en Agosto, y en Septiembre, posicionado aproximadamente entre los  $75^{\circ}\text{W}-135^{\circ}\text{W}$  y  $5^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{N}$ , aparece con su máxima magnitud ( $>$  de  $1200 \text{ gr}(\text{cm}.\text{seg})^{-1}$ ), permitiendo una entrada de humedad del Océano Pacífico a América Central. Cabe hacer notar que en general el flujo del este en el Océano Atlántico es mayor que el perteneciente a la zona del Océano Pacífico. El flujo del oeste se encuentra dominando entre los  $30^{\circ}\text{N}-40^{\circ}\text{N}$  y en la región sur de Sudamérica durante todos los meses, a diferencia del encontrado en la parte occidental del Océano

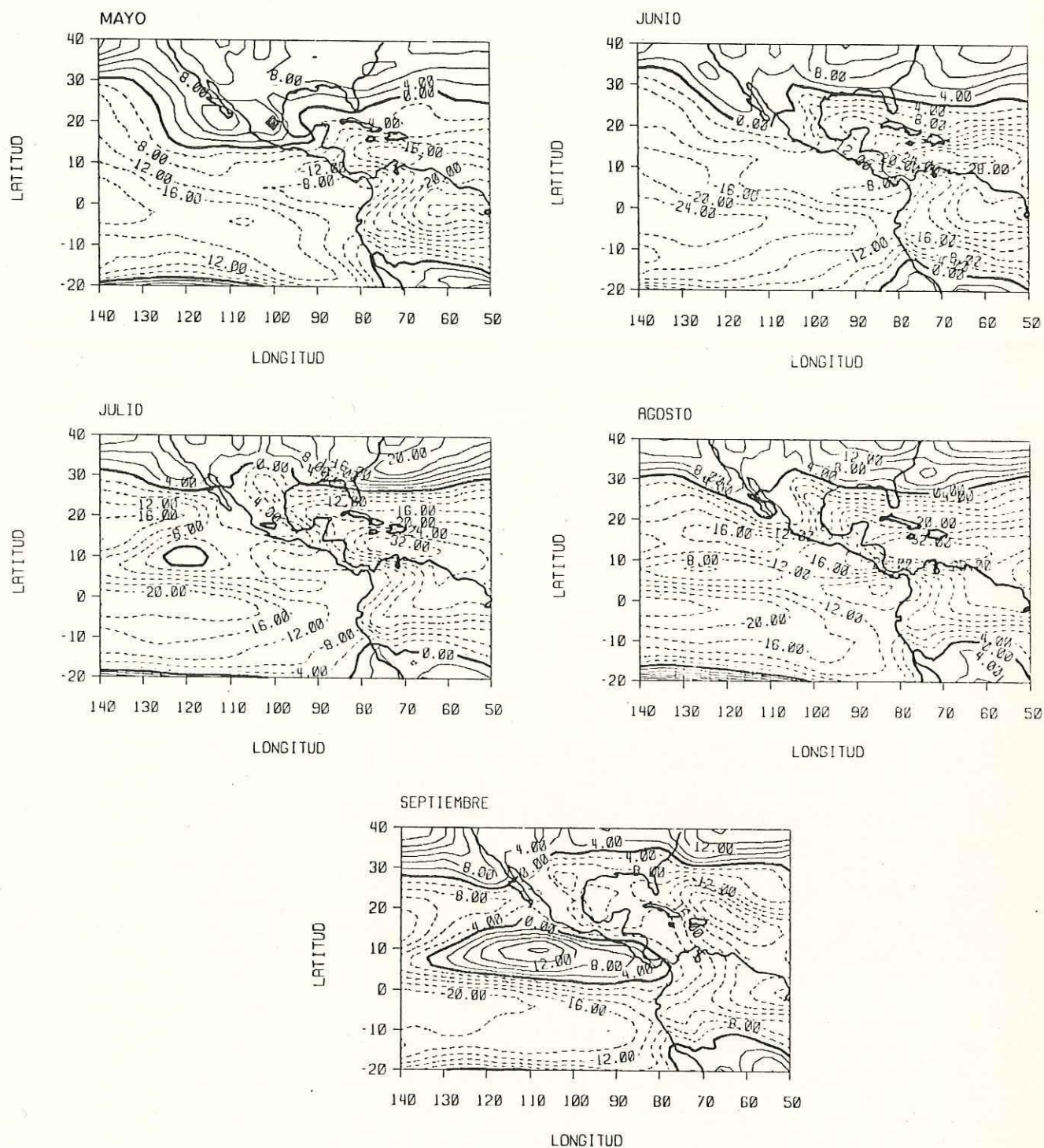


Fig. 10.- Flujo zonal total, integrado verticalmente de 1000 a 300 mb, para los meses de Mayo a Septiembre de 1979; las unidades están dadas en  $10^2 \text{ gr/cm.sec}$ . Las isolíneas punteadas (continuas) denotan flujo hacia el oeste (este), el flujo cero se representa con una línea gruesa continua.

Pacífico Sur el cual aparece solamente en los meses de Mayo, Julio y Agosto. Durante el mes de Mayo se observa una lengüeta de flujo del oeste que cubre casi por completo la República Mexicana, parte del Golfo de México y una parte del Océano Pacífico Oriental, estando ausente para los demás meses, en donde se observa un flujo del este para estas regiones. Los máximos valores del flujo del oeste son encontrados en la región oriental de Estados Unidos, las Bermudas y frente a las costas de California (excepto en Junio para esta última región), con valores poco mayores de  $12 \text{ gr}(\text{cm. seg})^{-1}$ . Estos flujos máximos están separados por un flujo débil  $< 8 \text{ gr}(\text{cm. seg})^{-1}$  sobre la región central de Estados Unidos.

3.2b) Eddy Transitorio (Fig. 11).- Este flujo muestra fluctuaciones grandes tanto en magnitud como en dirección de un mes a otro. Durante el mes de Mayo el flujo del oeste forma un cinturón de máximos valores ( $> 50 \text{ gr}(\text{cm. seg})^{-1}$ ) entre  $10^{\circ}$ - $30^{\circ}$ N, abarcando la parte occidental del Océano Pacífico, la región sur de Baja California, parte del Golfo de México y la región sureste de Estados Unidos y el este del Mar Caribe; en los meses siguientes este cinturón de flujo del oeste, no es tan prominente ya que en Junio el máximo de Baja California desaparece y los otros 3 se prolongan hacia el norte aumentando en magnitud, principalmente el del Mar Caribe y Estados Unidos. En este

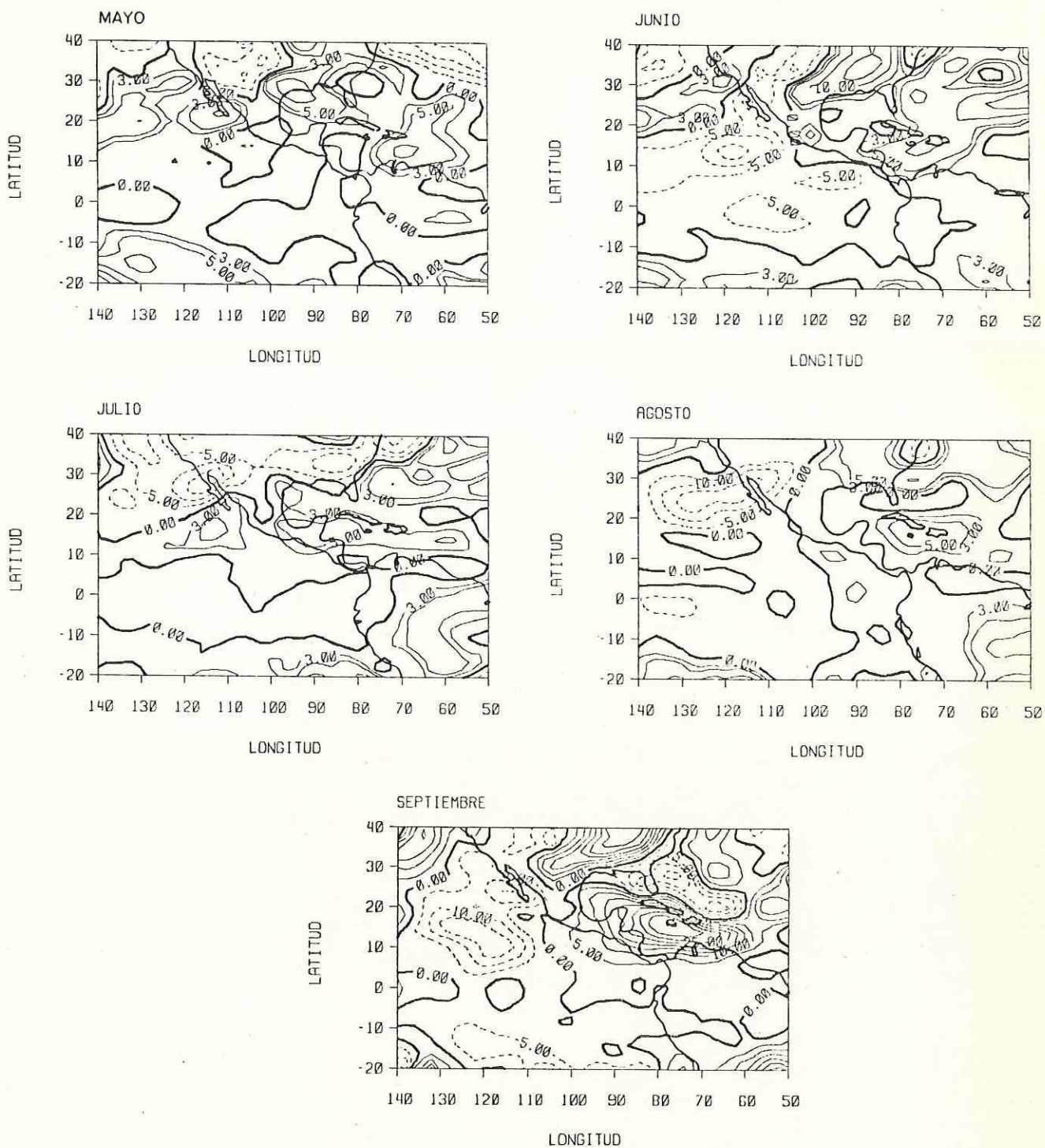


Fig. 11.- Igual que en la Fig. 10, sólo que para el flujo eddy transitorio y en unidades de  $10 \text{ gr/cm}\cdot\text{seg}$ .

mismo mes, el flujo del este aumenta su área de influencia abarcando casi todo el Océano Pacífico, llegando a las costas de América Central, Sudamérica y atraviesa el norte de México para llegar a la región central de Estados Unidos, en Julio las costas sur de Baja California son cubiertas por un flujo del oeste. Para el mes de Septiembre el flujo eddy transitorio ha alcanzado los máximos valores, formando 3 áreas de flujo del oeste con valores mayores a  $250 \text{ gr}(\text{cm}.\text{seg})^{-1}$  centrados entre  $15^{\circ}\text{N}$  y  $75^{\circ}\text{W}$ ,  $40^{\circ}\text{N}$  y  $90^{\circ}\text{W}$  y  $20^{\circ}\text{S}$  y  $52^{\circ}\text{W}$ . La primer área abarca desde el océano Pacífico Tropical oriental hasta el Mar Caribe, América Central y parte del Golfo de México, la segunda el sureste de Estados Unidos y norte de México y la última el sur de Sudamérica. Respecto al flujo del este en este mismo mes (Septiembre) sus valores máximos (poco mayores de  $100 \text{ gr}(\text{cm}.\text{seg})^{-1}$ ) centrados en la Península de Florida y las Bermudas, se conectan débilmente por un canal que atraviesa la región norte de México con los máximos de Baja California y el Océano Pacífico adyacente. Este flujo es aproximadamente la mitad del flujo del oeste.

3.2c) Promediado en Espacio (Figs.12-14).- Valores del promedio longitudinal del flujo zonal total y advectivo verticalmente integrados son mostrados en la Fig.12(a y b). El flujo total presenta variaciones importantes tanto en magnitud como en dirección, principalmente en el HN, donde

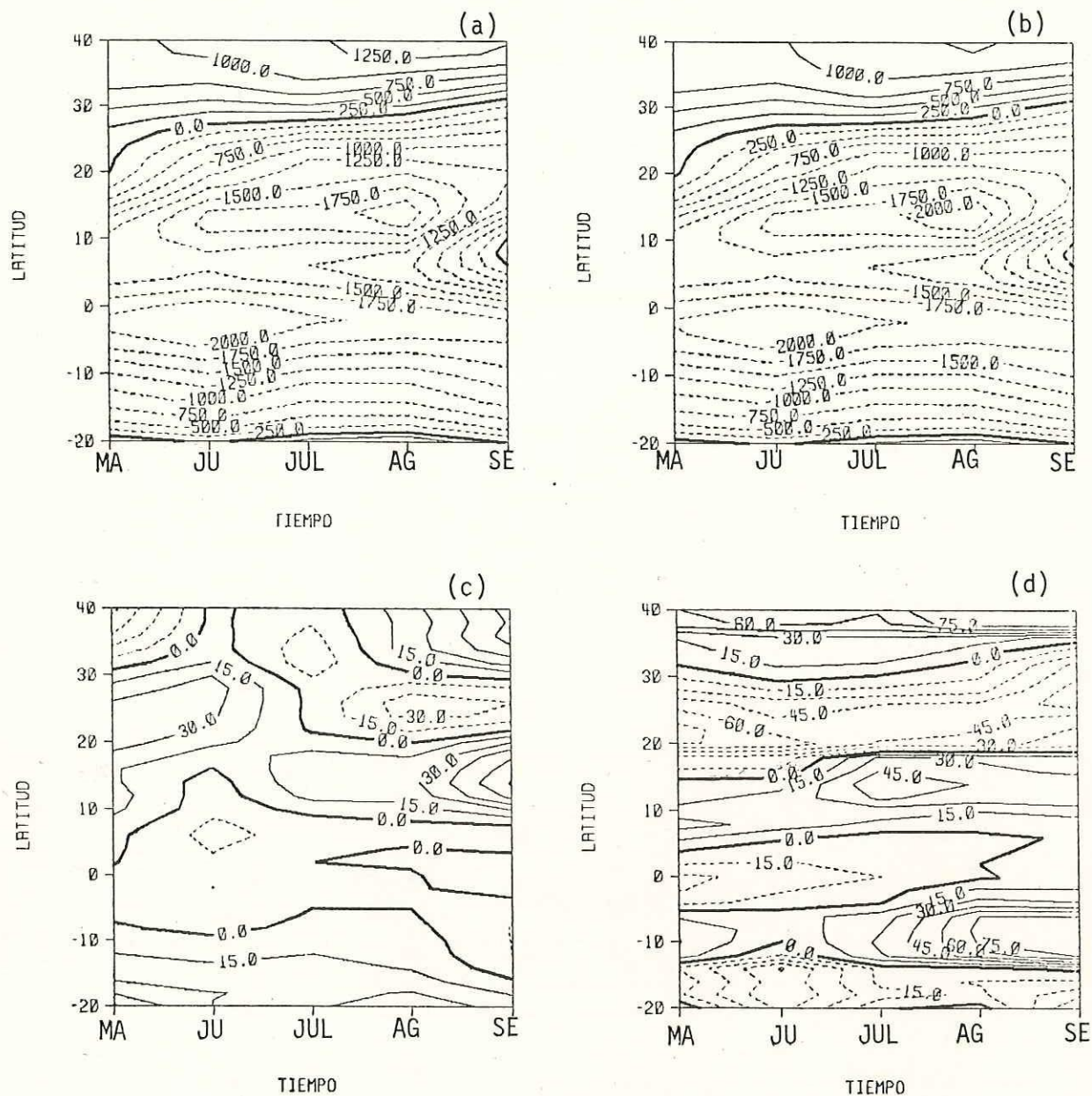


Fig. 12.- Promedio especial del flujo de vapor de agua integrado verticalmente de 1000 a 300 mb, en función del tiempo. (a) Flujo total, (b) Flujo advectivo, (c) Flujo eddy transitorio y (d) Flujo eddy estacionario. Las unidades están dadas en gr/cm. seg.

el máximo flujo del este localizado en los  $10^{\circ}\text{N}$  durante Mayo, aumenta en magnitud y migra hacia el norte para alcanzar su valor máximo en el mes de Agosto. Las fronteras entre los flujos del este y oeste se encuentran bien definidas en ambos Hemisferios, siendo más variable la correspondiente al EN, migrando de los  $20^{\circ}\text{N}$  a los  $30^{\circ}\text{N}$  aproximadamente desde Mayo a Septiembre. La clara dominancia en área del flujo del este es evidente, apreciándose una disminución muy notoria entre los  $0-10^{\circ}\text{N}$  la cual llega a cambiar de dirección en Septiembre. Esta zona de mínimos valores separa dos zonas de valores mayores a  $1750 \text{ gr}(\text{cm}.\text{seg})^{-1}$ . Esta disminución es la misma que la encontrada en las gráficas 2 y 10. El máximo perteneciente al Hemisferio Sur, se mantiene aproximadamente constante a unos cuantos grados por debajo del ecuador ( $3^{\circ}\text{S}$ ). No se presenta una diferencia relevante entre el flujo zonal total y el advectivo (Fig.12b).

El flujo eddy transitorio y estacionario (Fig.12c y 12d), presentan una alternancia en la dirección del flujo, siendo más homogénea en el estacionario, además los valores negativos del eddy transitorio coinciden aproximadamente con los valores positivos del flujo eddy estacionario; a lo que influye todavía menos sobre el flujo total ya que muy cercanamente se cancelan. La Fig.13 muestra la magnitud de cada uno de los términos que componen el flujo

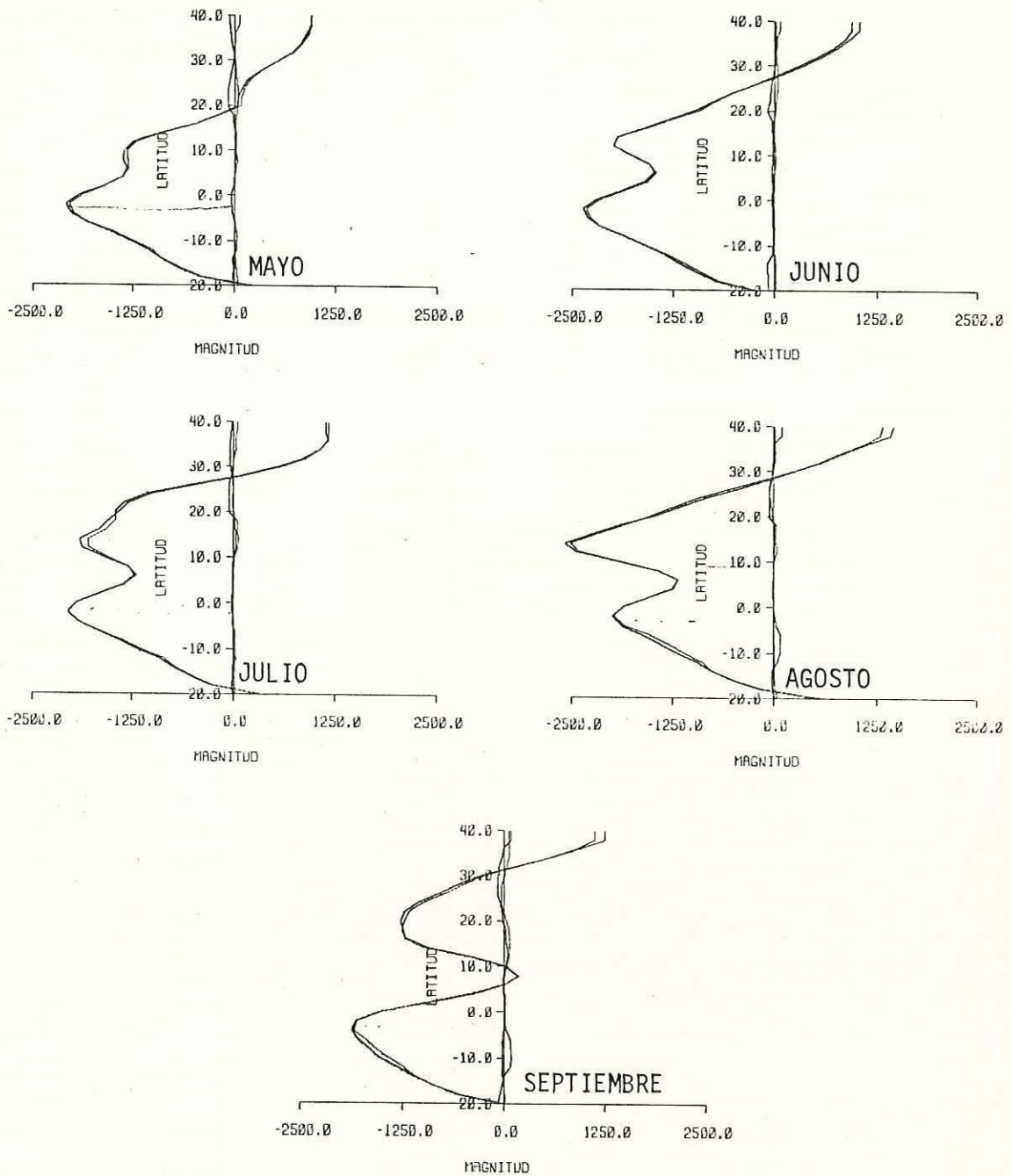


Fig. 13.- Comparación del promedio espacial del flujo zonal de vapor de agua (total, advectivo y eddy transitorio y permanente) integrado verticalmente de 1000 a 300 mb, durante Mayo a Septiembre de 1979; las unidades están dadas en gr/cm. seg.

zonal de vapor de agua atmosférico, en función de la latitud. Se observan valores de flujo eddy muy pequeños, por lo que las líneas del flujo total y advectivo coinciden casi perfectamente. La Fig.14 nos representa la importancia del flujo eddy transitorio (14a), estacionario (14b) y su efecto combinado (14c), integrado y promediado zonalmente (expresada en porcentaje) en relación al flujo total. Los máximos valores ( $> 10\%$ ) son encontrados entre  $20^{\circ}-30^{\circ}\text{N}$  y  $20^{\circ}\text{S}$  aproximadamente. Prácticamente de los  $15^{\circ}\text{N}$  a  $15^{\circ}\text{S}$  la influencia del flujo eddy es nula, ya que los valores porcentuales que alcanza son menores del 5%, exceptuando solo el mes de Septiembre, el cual llega a obtener valores de 15% entre  $0-10^{\circ}\text{N}$ . El máximo porcentaje que se obtiene del efecto de ambos eddies es de 25%.

### 3.3 Flujo Meridional Integrado Verticalmente (ec.6).-

3.3a) Total (Fig.15).- Este flujo presenta características muy semejantes durante Mayo-Septiembre. Se presenta una dominancia del flujo del norte sobre las áreas del Océano Pacífico Norte, el sur de México, América Central (excepto en el mes de Septiembre) y gran parte de América del Sur; los máximos valores ( $>800 \text{ gr}(\text{cm. seg})^{-1}$ ) son encontrados al oeste de California durante Mayo-Julio y, en Sudamérica, durante Agosto y Septiembre. El flujo del sur, más

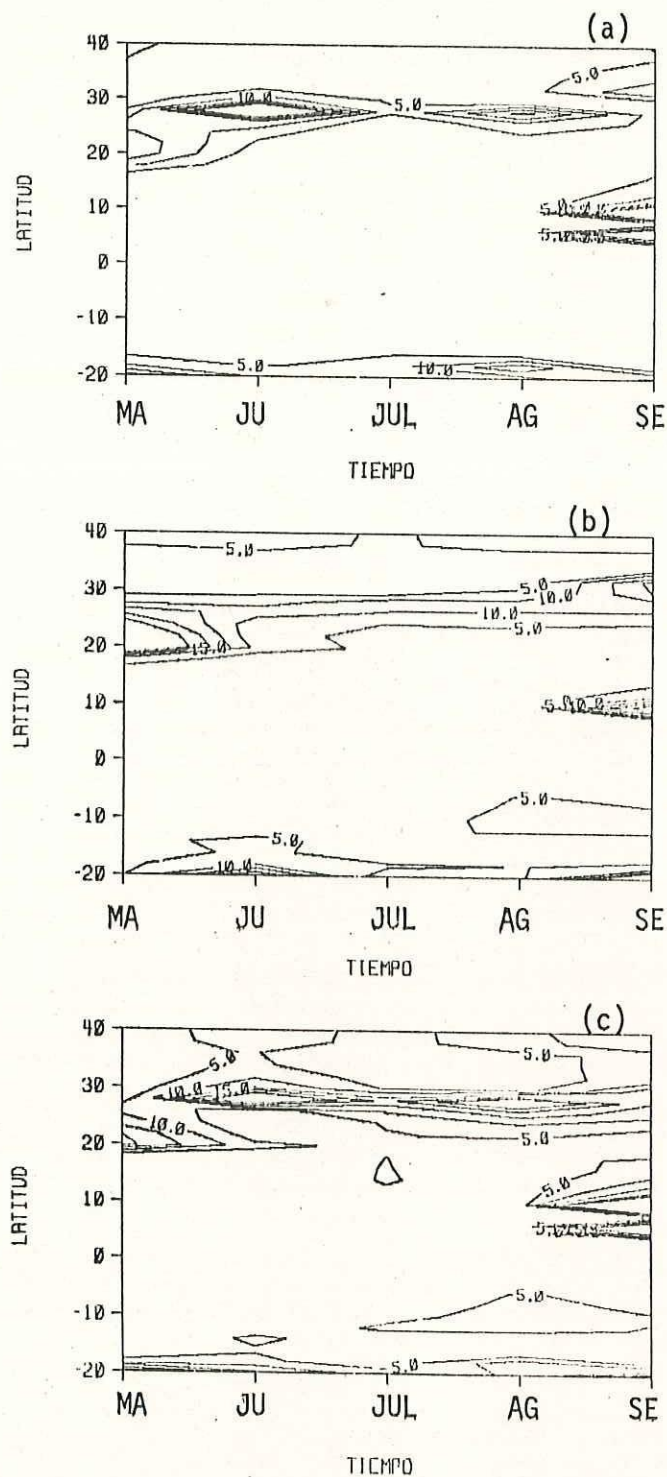


Fig. 14.- Representación en porcentaje de flujo eddy zonal sobre el total. (a) Flujo transitorio (b) Flujo permanente y (c) Flujo transitorio + permanente.

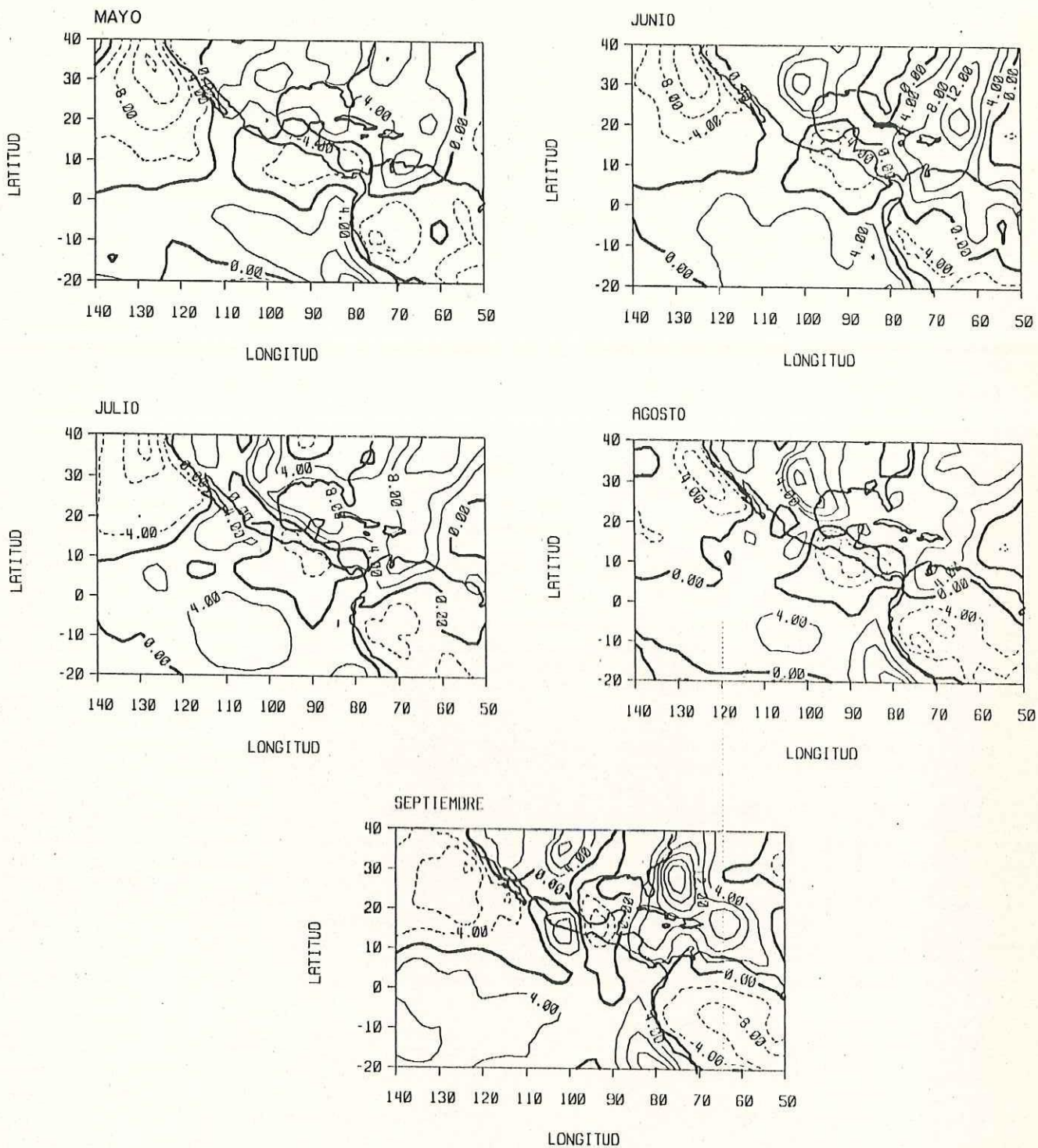


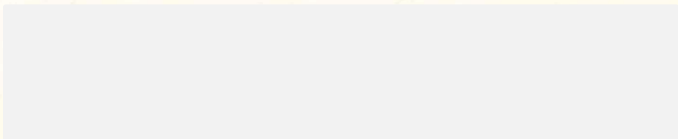
Fig. 15.- Flujo meridional total integrado verticalmente de 1000 a 300 mb, durante Mayo a Septiembre de 1979; la unidades están dadas en  $10^2$  gr/cm.seg. Las iso líneas punteadas (continuas) denotan flujo hacia el sur (norte), el flujo cero se representa con una línea gruesa continua.

variable que el del norte, sufre un aumento considerable a partir del mes de Junio sobre las regiones del Noreste de México y Mar de los Sargazos, mientras que el máximo sobre la costa adyacente a Sudamérica se debilita de Mayo a Junio para volver a intensificarse al final del verano. De Julio a Agosto el máximo del Noreste de México aumenta poco menos del doble. En Septiembre el máximo del Mar de los Sargazos se ha desplazado hacia el oeste y ha aumentado considerablemente en magnitud, mientras que el flujo débil del norte localizado en el Pacífico Occidental del NS durante Mayo-Agosto ha sido desplazado por el flujo que viene del sur, alcanzando valores mayores a  $800 \text{ gr}(\text{cm}.\text{seg})^{-1}$ . La zona de convergencia entre el flujo del norte y el del sur sobre el Océano Pacífico, sufre una migración hacia el norte partiendo de los  $2^{\circ}\text{N}$  en el mes de Mayo, para llegar a los  $9^{\circ}\text{N}$  en Septiembre; solamente se observa una migración anómala hacia el sur durante el mes de Agosto.

Una característica muy sobresaliente e importante en el suministro de vapor de agua a la República Mexicana, es la interrupción del flujo del norte por un angosto canal centrado aproximadamente en los  $110^{\circ}\text{W}$  y entre los  $5^{\circ}\text{N}$  y  $20^{\circ}\text{N}$ , el cual invade la región del oeste de México con flujo del sur que ha atravesado el ecuador. El flujo a lo largo de este canal, tiene su máxima intensificación en el

mes de Julio, con valores mayores de  $400 \text{ gr}(\text{cm}.\text{seg})^{-1}$ . En Septiembre se ve parcialmente interrumpido por la penetración del flujo del norte del Océano Pacífico, el cual, atravesando a México se conecta con el flujo del norte centrado en el Istmo de Tehuantepec. Esta penetración desplaza el flujo máximo del sur, encontrado en el noreste de México, hacia el norte, quedando no obstante un flujo del sur considerable ( $>800 \text{ gr}(\text{cm}.\text{seg})^{-1}$ ) en el suroeste de México. Otra penetración del flujo del sur con similar mecanismo planetario pero posiblemente con diferente influencia regional se presenta cubriendo solo una pequeña porción del noreste de Sudamérica durante el mes de Junio, para Septiembre ha evolucionado de tal manera que influencia a toda la América Central.

3.3b) Eddy Transitorio (Fig.16).- Este flujo ocurre con mayor magnitud y persistencia en la región oriental de Estados Unidos y Océano Atlántico adyacente. Se observa una zona de divergencia muy bien definida posicionada en los  $7^{\circ}\text{N}$  aproximadamente, delineando el flujo del sur del HN con el flujo del norte en el Hemisfero Sur; en ambos hemisferios se encuentran pequeñas regiones con flujo contrario. El flujo del sur es más significativo que el del norte, sus máximos valores se presentan entre  $20^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$  sobre la región occidental del Océano Atlántico, en el sureste de Estados Unidos y en la parte sur de Baja



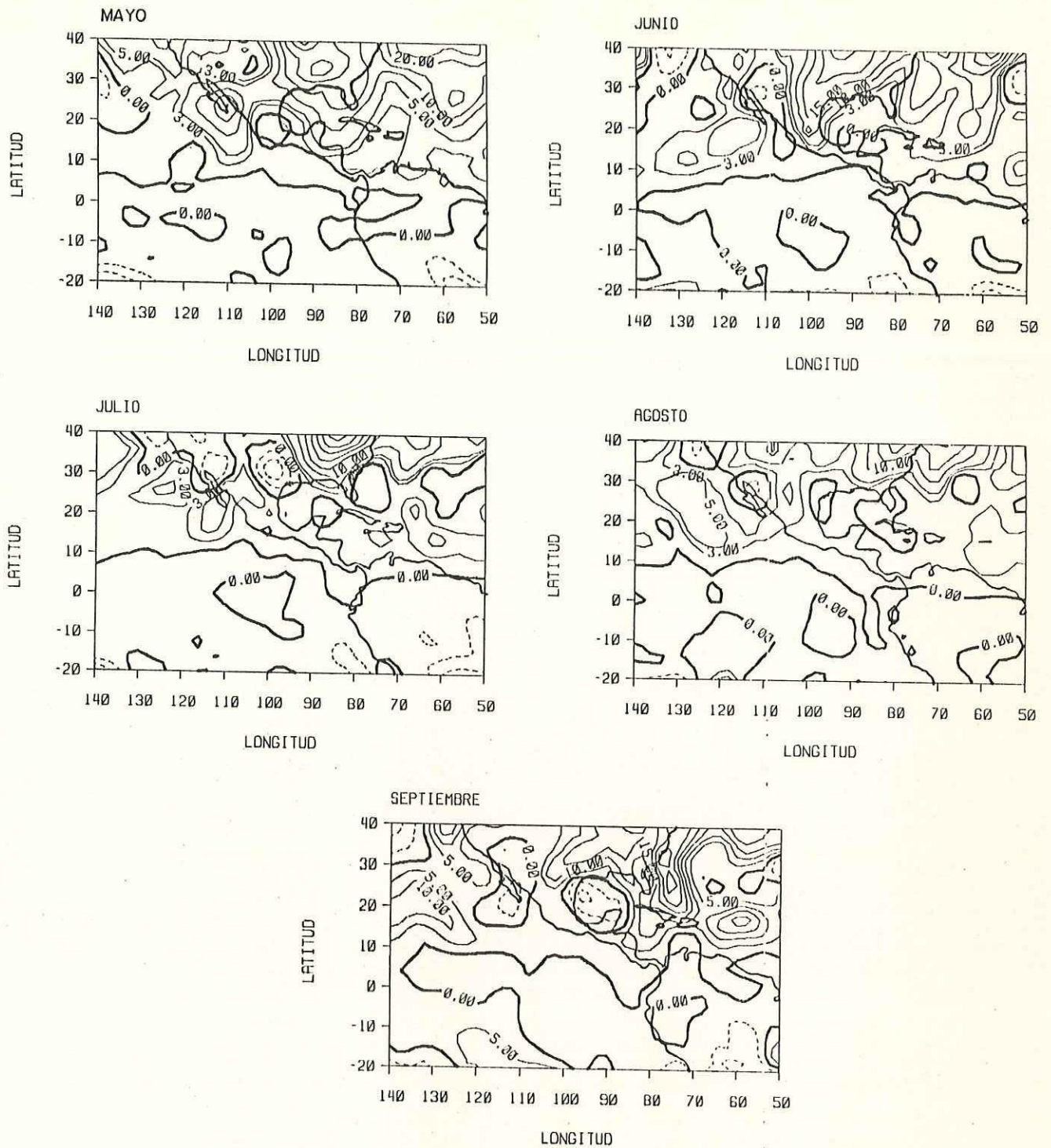


Fig. 16.- Igual que la Fig. 15, sólo que para el flujo eddy transitorio y en unidades de  $10 \text{ gr/cm.seg.}$

California (excepto en Septiembre). En Julio aparece un flujo del norte sobre Texas, que se desplaza hacia el Golfo de México durante Agosto y Septiembre. El flujo del sur localizado en el HS, presenta valores relativamente pequeños del orden de  $30-50 \text{ gr}(\text{cm}.\text{seg})^{-1}$ . En Agosto se presenta una protuberancia de flujo del sur localizada en los  $120^{\circ}\text{W}$ , la cual se intensifica conectándose con el flujo del sur del HN durante Septiembre.

3.3c) Promediado en Espacio (Fig.17-19).- El promedio longitudinal del flujo meridional total verticalmente integrado (Fig.17a), presenta una dirección predominante hacia el norte durante todos los meses, exceptuando los meses de Mayo y Agosto, donde ocurre un flujo del norte relativamente fuerte para el primer mes y muy débil para el segundo, ambos centrados en los  $10^{\circ}\text{N}$ . Los máximos valores de flujo del sur son encontrados entre los  $25^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$  durante Julio-Septiembre, y entre los  $0-10^{\circ}\text{S}$  para el mes de Junio. Un incremento del flujo es observado conforme se evoluciona en el tiempo en el HN, mientras que en el ES se observa justo lo contrario. Se presentan diferencias considerables en el patrón de este flujo con el advectivo meridional (Fig.17b), principalmente en el HN, donde valores menores de flujo del sur advectivo son encontrados; el Hemisferio Sur, a diferencia del HN, presenta los valores mayores en este flujo. Puesto que el flujo total es el resultado de

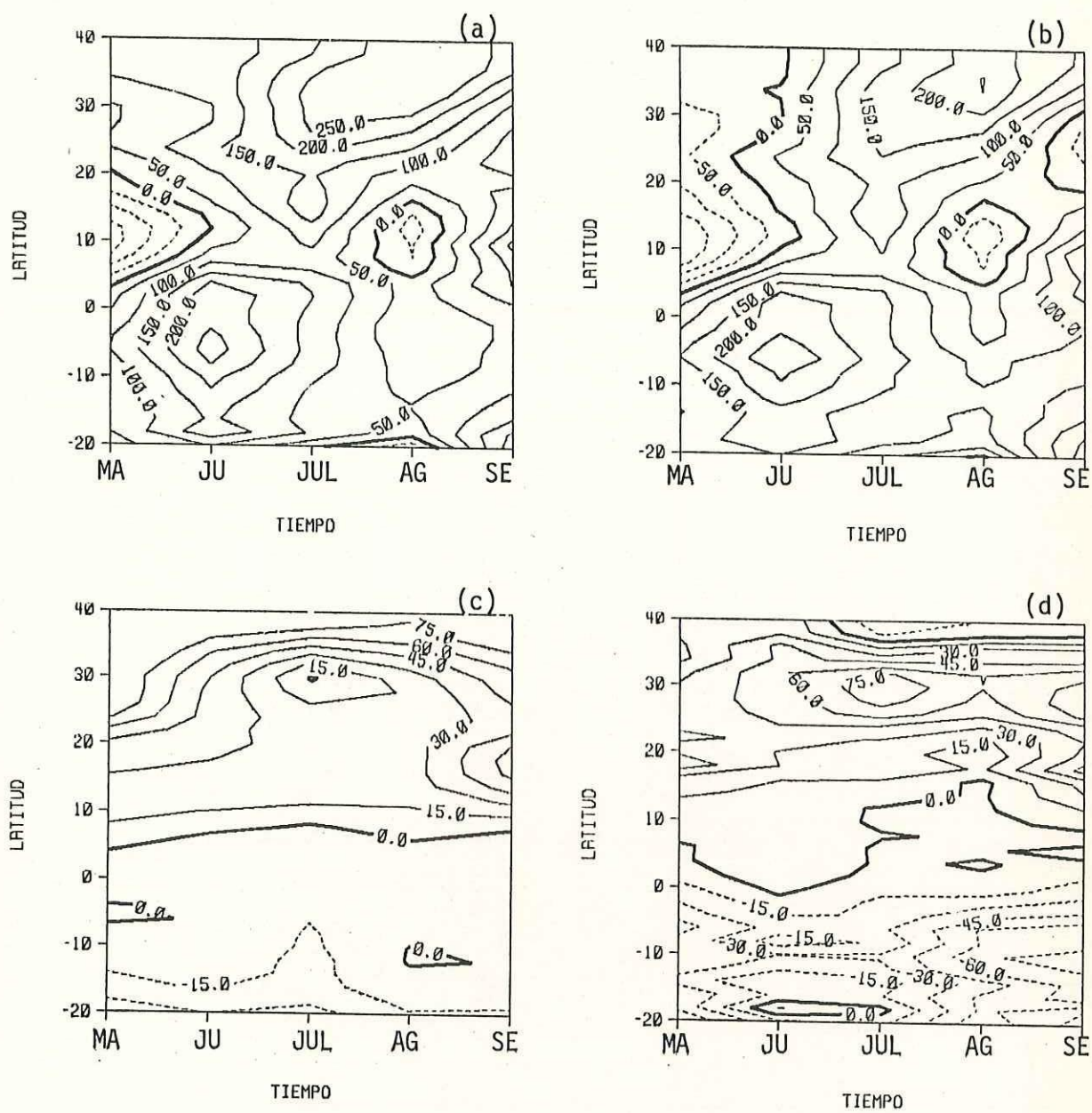


Fig. 17.- Igual que la Fig. 12, sólo que para el flujo meridional.

la suma del flujo promedio (advectivo) y eddy, se obtiene que para estos meses el flujo eddy incrementa el flujo promedio en el HN y lo disminuye en el Hemisferio sur.

La Fig.17c nos muestra el comportamiento del flujo eddy transitorio. La intensidad de este flujo se incrementa de bajas a altas latitudes indicando en general una divergencia del flujo en los trópicos; esta zona de divergencia migra hacia el norte conforme pasa el verano. Se presenta una zona de valores mínimos de flujo del sur en Julio-Agosto, separando los valores máximos encontrados en el mes de Septiembre y en Mayo-Junio, sucediendo lo contrario con el flujo del norte, es decir su máximo que se encuentra aproximadamente alineado longitudinalmente con el flujo del sur separa dos mínimos pertenecientes a los meses de Mayo-Julio y Agosto-Septiembre; se aprecia la evolución de dos máximos del flujo del sur definidos en el mes de Septiembre, localizado en los  $18^{\circ}\text{N}$  el de menor intensidad y en los  $30^{\circ}\text{N}$  el de mayor, el cual se incrementa hacia el norte. Los valores máximos de flujo del norte (sur), se encuentran desde los  $35^{\circ}\text{N}$  ( $20^{\circ}\text{S}$ ) en promedio, incrementándose hacia altas latitudes.

El flujo eddy estacionario (Fig.17d), muestra la zona de divergencia un poco más variable, asemejándose a una onda cuyo valle se encuentra entre Mayo-Julio y su cresta va de

Julio-Septiembre. El flujo del sur domina sobre casi todo el HN, excepto por una transferencia de flujo del norte sobre la región de  $38^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N en los meses de Julio-Septiembre, la cual parece incrementar hacia altas latitudes. La máxima intensidad del flujo del sur es encontrada en los  $30^{\circ}$ N, permaneciendo casi constante de Julio a Septiembre aunque en Agosto se nota un pequeño debilitamiento. El flujo estacionario del norte es aproximadamente 2 veces mayor que el flujo transitorio del norte durante todos los meses.

La Fig.18 muestra una idea más clara de la importancia relativa de cada uno de los términos que componen el flujo meridional de vapor de agua atmosférico, en función de la latitud. Las discrepancias existentes entre el flujo advectivo y total, demuestran que la importancia de los términos eddy en el transporte de vapor de agua es muy relevante durante todos los meses, principalmente conforme nos alejamos de las latitudes bajas ( $>8^{\circ}$ ), y entre los  $25^{\circ}$ - $35^{\circ}$ N y  $5^{\circ}$ - $15^{\circ}$ S se obtiene su máxima aportación, para luego decaer en latitudes más altas. La importancia de flujo eddy (transitorio y estacionario) llega a ser tan relevante que en los meses de Mayo, Junio y Septiembre logra determinar la dirección del flujo total sobre ciertas regiones de HN. Analizando el flujo eddy por separado, se tiene que el flujo eddy transitorio del sur presenta dos

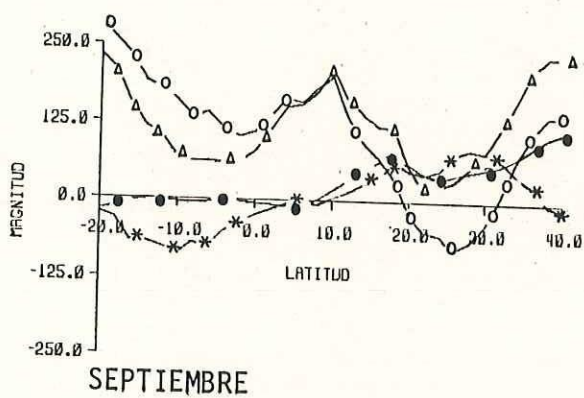
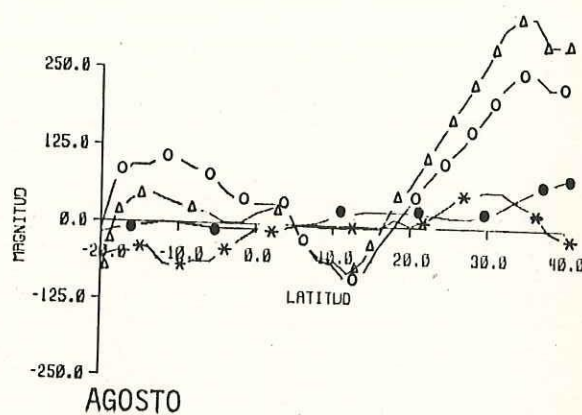
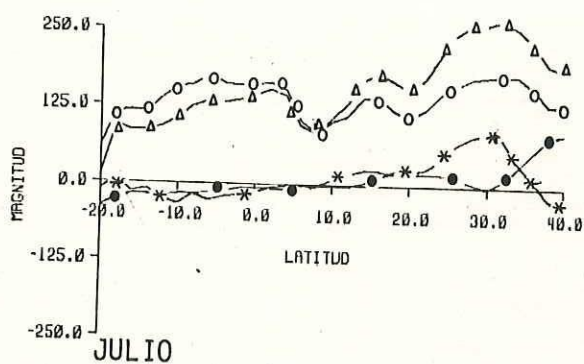
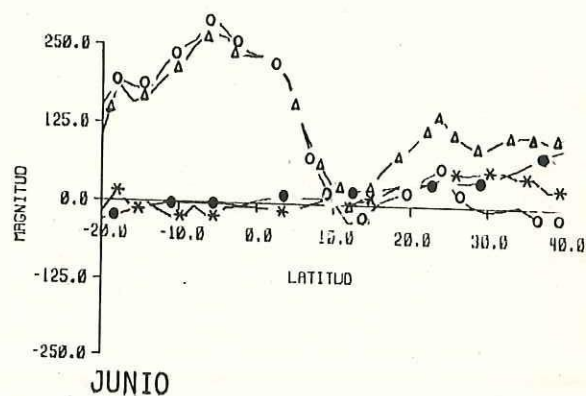
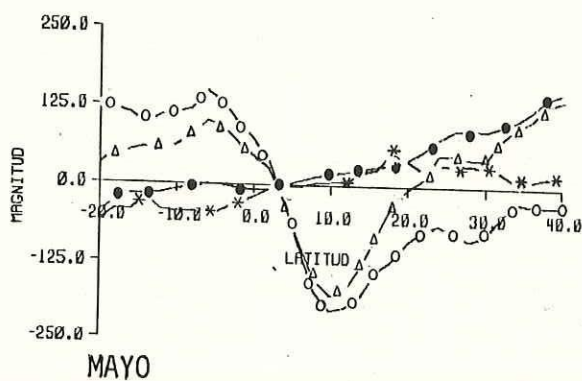


Fig. 18.- Igual que en la Fig. 13, sólo que para el flujo meridional.

- △△△△ Flujo total
- oooo Flujo advectivo
- Flujo Eddy transitorio
- \* \* \* \* Flujo Eddy estacionario

máximos (con magnitudes mayores que el flujo del norte) localizados en  $40^{\circ}\text{N}$  el de mayor magnitud, y el otro más variable en posición, cambia de los  $26^{\circ}$  en el mes de Mayo, a los  $16^{\circ}$  en el mes de Septiembre. Dos máximos pequeñaamente distinguibles son encontrados en el flujo eddy transitorio del sur, orientados alrededor del ecuador y a los  $20^{\circ}\text{S}$ . El eddy estacionario del sur presenta dos máximos muy identificables en el mes de Septiembre principalmente; uno muy constante en posición a los  $28^{\circ}\text{N}$  y otro más variable y de menor magnitud a los  $18^{\circ}\text{N}$  aproximadamente, mientras que el flujo estacionario del norte presenta solo uno a los  $10^{\circ}\text{S}$ , pero con una mayor contribución sobre el total que el eddy transitorio en este hemisferio. Se tiene pues que mientras el flujo eddy estacionario del sur tiene su máximo en regiones subtropicales, el permanente del norte la presenta más hacia latitudes bajas o más ecuatoriales. En general se tiene que el flujo eddy estacionario domina en latitudes subtropicales y el eddy transitorio lo hace en latitudes medias ( $40^{\circ}\text{N}$ ).

Para obtener una idea cuantitativa de la influencia del flujo eddy sobre el flujo total, se han obtenido gráficas latitud/tiempo que nos representan la importancia porcentual del flujo eddy meridional transitorio (Fig.19a), estacionario (Fig.19b) y su efecto combinado (Fig.19c). El

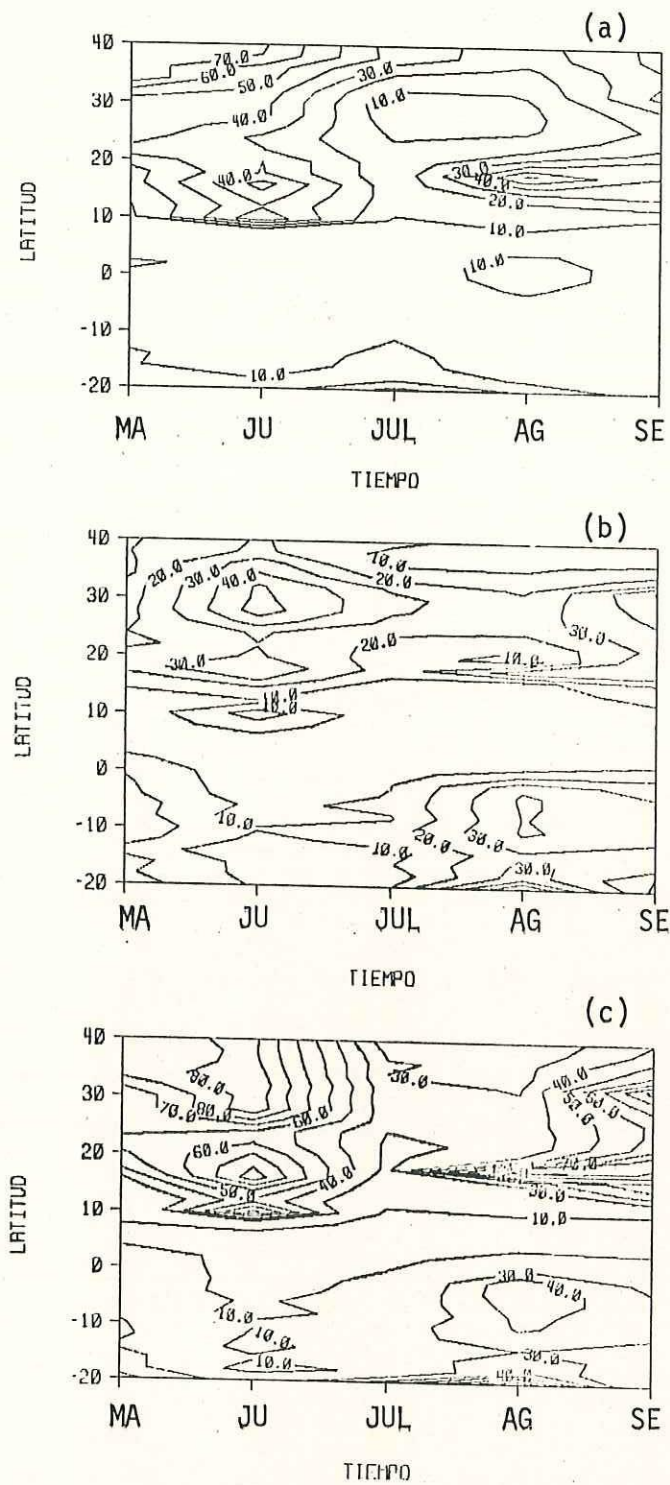


Fig. 19.- Igual que la Fig. 14, sólo que para el flujo meridional.

flujo eddy transitorio llega a obtener valores hasta del 70% entre los meses de Mayo y Junio en  $35^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N, experimentando posteriormente una disminuci3n a 30% durante el resto de los meses. Entre los  $12^{\circ}$ - $20^{\circ}$ N se presentan valores poco mayores de 40% durante los meses de Junio, Agosto y septiembre, siendo m3s pronunciados en estos 2 3ltimos meses. En Mayo y Junio su valor decae hasta un 10-20%. Fuera de estas latitudes mencionadas los valores son relativamente peque1os (<10%), excepto en  $20^{\circ}$ S durante el mes de Junio, donde se visualiza un leve aumento. El flujo eddy estacionario tiene su m3xima influencia en el mes de Junio alrededor de los  $30^{\circ}$ N y en menor magnitud a los  $18^{\circ}$ N, los cuales disminuyen al transcurrir el verano, logrando obtener un ligero aumento en el mes de Septiembre. El correspondiente al HS, presenta un comportamiento inverso, el valor porcentual aumentade Mayo a Septiembre, siendo m3s pronunciado en Julio-Septiembre (en  $20^{\circ}$ S). La presencia de ambos eddies (Fig.19c) da un porcentaje m3ximo de 80% para la regi3n de latitudes medias durante Mayo, Junio y Septiembre, y para la regi3n tropical durante Julio, Agosto y Septiembre alrededor de los  $18^{\circ}$ N. Se observa que el porcentaje en latitudes medias disminuye, mientras que en latitudes alrededor de los  $18^{\circ}$ N se mantiene aproximadamente constante y con valores altos.

## CAPITULO IV

## 4 DISCUSION

Para ser consistentes en el análisis, la presentación de la discusión se hace siguiendo el mismo orden que en los resultados; discutiendo las características generales del flujo de vapor de agua, sin tratar de resolver un problema particular más que el de su propio comportamiento.

El sentido y dirección del flujo de vapor de agua (total y advectivo) está influenciado únicamente por el que presenta el viento; tendremos entonces que este seguirá el mismo patrón que el sistema de vientos planetarios y de aquellos cuya formación sea de origen local sobre el área de estudio. En especial, el flujo advectivo zonal (Fig.2), muestra que los vientos alisios son los causantes principales del flujo del este en la región tropical. Estos aumentan su área de influencia en niveles superiores durante Mayo-Septiembre, ya que los vientos del oeste en la tropósfera superior se debilitan y migran hacia el norte conforme avanza el verano. Valores mayores de flujo del este (excepto entre  $0-10^{\circ}N$ ) y relativamente más

superficiales que el flujo del oeste ( $35^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N), son encontrados en la región tropical, debido a su gran cantidad de vapor de agua existente, y a los fuertes vientos predominantemente zonales (este-oeste) que prevalecen sobre esta región. De la superficie a los 700mb, los vientos del este (entre  $20^{\circ}$ S- $25^{\circ}$ N) aparecen con mayor magnitud que los vientos del oeste entre  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N, además de que el centro de alta presión de los Azores (CAPA) disminuye bastante el flujo del oeste (en promedio zonal) a nivel superficial (1000mb) sobre esta latitud; más arriba de los 700mb, los vientos del oeste se incrementan grandemente hasta obtener valores de aproximadamente el doble que los alisios; lográndose esto a partir de los 400mb (Reyes, et.al., 1985). Sin embargo su flujo se mantiene pequeño, ya que la humedad específica disminuya de los 700mb a los 400mb, en un 80% entre estas latitudes ( $30$ - $40^{\circ}$ N).

El máximo flujo ( $>4$ ), en la región tropical del HN, está asociado al alineamiento longitudinal de los vientos de la parte sur del CAPA y del CAPC. Conjuntamente a esto, los vientos asociados a estos centros de alta presión (CAPA y CAPC), son relativamente fuertes, lo que favorece la acumulación de cantidades de vapor de agua relativamente altas, aumentando más aún el transporte. El aumento en magnitud de este máximo en el mes de Agosto, se pudo deber

a la intensificación (tanto en área como en magnitud) del CAPC y del CAPA, y a la formación de 2 huracanes sobre la región de Océano Pacífico, el Enrique (17-24 de Agosto) y el Fefa (21-25 de Agosto), los cuales pudieron intensificar el viento zonal y el contenido de vapor de agua a nivel superficial. En el mes de Septiembre se ve una disminución muy fuerte de este máximo, posiblemente como consecuencia de un aumento de la lengüeta de flujo del oeste (se explica más adelante) en la vertiente del Pacífico, lo que en promedio trajo una disminución del flujo del este alrededor de los  $20^{\circ}\text{N}$ . El máximo flujo ( $>4$ ) perteneciente al HS, es debilitado en la superficie por una zona de convergencia secundaria en la región norte de Sudamérica, que, más el efecto de rozamiento, afecta de manera considerable la magnitud del flujo a nivel superficial. En los 850mb el efecto de rozamiento desaparece, la zona de convergencia se debilita, lo que produce un máximo de flujo del este en este nivel. Las prolongaciones hacia la superficie de este flujo máximo, son debidas a intensificaciones que presenta el centro del alta presión frente las costas de Sudamérica (CAPS), que en general aumenta al transcurrir el verano.

Uno de los fenómenos de interés que surgen en este estudio, es la formación de un flujo del oeste localizado entre los  $0-10^{\circ}\text{N}$ , íntimamente relacionado con la ZCI. El comportamiento de la ZCI, es más homogéneo sobre las

regiones oceánicas que sobre los continentes, sigue aproximadamente el patrón de máxima radiación solar, por lo que presenta una migración latitudinal cuya dirección depende del cambio estacional. En particular, en verano, la zona de máxima convergencia superficial de la ZCI puede llegar a alcanzar los  $15^{\circ}$ - $20^{\circ}$ N sobre el Océano Pacífico Occidental (Rivera, 1985). De esta manera, al cruzar el flujo del HS El ecuador para alcanzar la ZCI, la aceleración de Coriolis cambia de sentido actuando a la derecha de su movimiento, haciendo que el flujo del este en el HS cambie a flujo del oeste en el HN, además en unión con el flujo del oeste que se presenta en toda la vertiente oeste de Norteamérica, hace que se incremente notablemente. Por arriba del flujo que atravieza el ecuador, la circulación se invierte de nuevo, sugiriendo un tipo de circulación este-oeste b zonal.

El flujo eddy transitorio (Fig.3), debe su existencia a la inestabilidad temporal del flujo. Esta crea una tendencia a reducir los gradientes de ciertas cantidades (Masa, Calor y Humedad), así como también la componente baroclínica de este flujo (Hoskins y Pearce, 1983). Los eddies, además de representar variaciones transitorias de las perturbaciones (Tormentas extratropicales y tropicales), también representan variaciones asociadas con cambios lentos de las características semipermanentes de la

atmósfera (eddies estacionarios); esto es, variaciones en posición e intensidad de los centros de baja y alta presión. Para promedios anuales, el cambio estacional puede contribuir una porción bastante grande en la covarianza del término eddy transitorio, siendo el caso contrario cuando se promedia mensualmente, donde esta contribución será menor y quizá hasta despreciable (Newell, et. al, 1972). Puesto que el flujo eddy zonal es obtenido de la diferencia de 2 cantidades relativamente grandes, el error de este transporte puede ser comparable a su magnitud, por lo que un argumento físico de su comportamiento debe ser tratado con precaución (Chen, 1985).

Las variaciones en dirección de el flujo eddy estacionario (Fig.4), se deben a que los gradientes promedios de humedad y viento varían en función de la latitud. Este flujo, disminuye a su vez con la altura principalmente por la ausencia del efecto orográfico, el cual causa considerables perturbaciones espaciales en el viento y contenido de humedad atmosférica promedio. Otros factores que afectan la dirección del flujo eddy estacionario, son los movimientos de los centros de alta presión y la carencia de zonalidad de la ZCI. El flujo eddy estacionario del oeste entre los  $37^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N, está relacionado con la alta correlación entre los mínimos de

humedad y viento sobre las Montañas Rocosas (además de que ambos parámetros aumentan de oeste a este), y en general en la parte central de Estados Unidos; su incremento con el tiempo se debe al acercamiento hacia el continente del CAPA el cual trae un incremento en la humedad específica sobre el Golfo de México y el sureste de Estado Unidos. El flujo entre  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ N, experimenta lo mismo que el anterior (en cuanto a la correlación), salvo que en éste, el viento promedio aumenta de este a oeste, pero la humedad mantiene el mismo gradiente (Reyes et.al., 1985). El máximo valor de  $0.4 \text{ gr}(\text{cm}.\text{mb}.\text{seg})^{-1}$  refleja la presencia de la lengüeta con flujo del oeste, cuyo máximo se presenta a esta latitud. Esta lengüeta se extiende como se verá más adelante por toda la costa oeste de México y América Central. El flujo centrado en  $14^{\circ}$ N, refleja el máximo de humedad y viento localizado entre los  $120^{\circ}$ - $70^{\circ}$ W donde se sitúa la ZCI. El perteneciente a  $5^{\circ}$ S, presenta una correlación positiva relacionada con la zona de convergencia Amazónica, la cual trae consigo altos valores de humedad y bajos de viento (este incrementa levemente hacia el oeste). El flujo del oeste a  $15^{\circ}$ S es el más superficial de todos, es el reflejo de las perturbaciones de humedad y viento en la Cordillera de los Andes y la parte continental adyacente y el CAPA. Su decaimiento con la altura se debe a la homogenización zonal del viento, y a su cambio de dirección (hacia el este).

El flujo meridional advectivo (Fig.6), está influenciado por la 'Circulación Hadley'. Este tipo de circulación transporta humedad de las regiones subtropicales a las tropicales, manteniendo así el gradiente de humedad [q] entre el trópico y los polos. Este patrón de flujo es similar a los obtenidos por Newell, et. al., (1972), y Boogaard, (1964), los cuales encuentran un flujo meridional muy débil para niveles superiores (arriba de los 300mb), y un máximo confinado entre los 1000-900mb. Los valores máximos de flujo, según Boogaard (1964), se deben esencialmente al régimen de vientos alisios y a líneas de bajo nivel de convergencia y divergencia. El debilitamiento promedio del flujo del norte (entre  $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$ N) durante Mayo-Septiembre, es debido a la disminución en intensidad de la Celda Hadley, provocado por el debilitamiento del gradiente de temperatura en el HN. Lo contrario sucede en el HS, donde el gradiente de temperatura se intensifica durante estos meses, logrando que el flujo del sur se interne al HN por arriba de los 850mb. La excepción sucede en el mes de agosto, donde el incremento del flujo del norte sobre Centroamérica y el decremento del flujo del sur sobre el Océano Pacífico ecuatorial, permitió romper el flujo del sur sobre los  $9^{\circ}$ N y los 900mb.

El flujo meridional eddy transitorio (Fig.7), presenta

por su parte un sentido prácticamente opuesto al de la Celda de Hadley; de este modo, tiende a erosionar el gradiente de humedad sobre la región tropical, mientras que el movimiento promedio tiende a mantenerlo. Los máximos valores de flujo transitorio fueron obtenidos sobre la región sureste de Estados Unidos y la región occidental del Océano Atlántico (entre  $35^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N), los cuales pueden estar relacionados con el tipo de inestabilidades CISK, y perturbaciones de origen baroclínico (frente polar). En esta misma región se encuentran valores de persistencia de viento menores a 40% en niveles bajos (Reyes, et. al, 1985). En general, el decaimiento en magnitud de Mayo-Septiembre entre  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N, está relacionado con la migración de la zona de máximo calentamiento hacia el norte, mientras que el ligero incremento sobre los  $15^{\circ}$ - $20^{\circ}$ N se puede deber a la formación de ciclones tropicales durante el verano. Es importante hacer notar la transferencia de vapor de agua de la región tropical hacia latitudes medias mediante las perturbaciones tropicales, principalmente por parte del Atlántico. En particular, el incremento en magnitud del flujo eddy del sur en Septiembre entre  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N, está relacionado a la formación de los huracanes David en el Pacífico (25 agosto-7 Septiembre) y Frederic en Atlántico, los cuales lograron alcanzar latitudes medias aún en estado de huracán; el máximo en  $18^{\circ}$ N se debió al aporte del huracán Guillermo (8-13 de

Sept.), formado al sur de Baja California y al huracán Frederic.

Un patrón similar es presentado por el flujo eddy estacionario, pero con magnitudes mayores; como se mencionó anteriormente, este flujo está relacionado con las discrepancias longitudinales causadas principalmente por los centros de alta presión (Hoskins y Pearce, 1983). Los valores positivos se deben al aumento de  $q$  y  $v$  hacia el oeste, y sus máximos se deben al contraste máximo de viento y humedad entre el flujo del sur y del norte en  $20^{\circ}$  y  $30^{\circ}$ N, provocados por el CAPC y el CAPA. En el HS sucede lo contrario; se observa una disminución de humedad de oeste-este provocada por la Cordillera de los Andes, y un aumento en el sistema de vientos en esta dirección, provocando un flujo hacia el sur.

Flujo Zonal Total Integrado Verticalmente (Fig.10).- La dominancia del flujo del este va de los  $30^{\circ}$ N a  $20^{\circ}$ S aproximadamente, por excepción de dos lengüetas de flujo del oeste que se presentan sobre la República Mexicana (principalmente durante Mayo-Junio) y la región sur de América del Sur (persistiendo esta durante todos los meses). Durante el mes de Mayo se observa un suministro de vapor de agua a la República Mexicana predominantemente del Pacífico, pero conforme avanza el verano, el flujo del

oeste sobre la República Mexicana va siendo desplazado por flujo del este, tomando la región del Golfo de México mayor importancia en el suministro de vapor de agua sobre esta región. Este debilitamiento del flujo del oeste sobre México, es generado por el desplazamiento que sufren los vientos del oeste por los alisios durante el verano, principalmente en los niveles superiores. A nivel superficial y solamente en Mayo en los 850mb, se tiene un aporte de vapor de agua aproximadamente en equilibrio entre el Oc. Pacífico y el Atlántico. Esta lengüeta que a nivel superficial se encuentra en todos los meses, aparece por la diferencia de calentamiento entre el océano y continente para dar como resultado un gradiente de presión hacia el continente, el cual se manifiesta con un flujo hacia el oeste. La segunda lengüeta surge como una consecuencia de la barrera montañosa (Los Andes) presentada a nivel de la tropósfera inferior y quizá, por la vorticidad de gran escala inducida por la extensiva convección sobre el continente, provocando que los vientos del este giren hacia el sur, prevaleciendo un flujo hacia el sureste sobre gran parte del sur de Brasil, Chile y Argentina (James, et. al, 1984).

Grandes cantidades de agua precipitable y vientos fuertes muy persistentes, se reflejan en los máximos de flujo del este sobre el Mar Caribe y la zona del Oc.

Pacífico ecuatorial. El máximo del Caribe se presenta principalmente durante el verano, que es la estación de máxima intensificación del CAPA. El máximo del Oc. Pacífico ecuatorial es dividido por un flujo pequeño del oeste que aparece en el mes de Junio. Este flujo está relacionado con la formación del huracán Dolores, el cual logró influenciar niveles superiores. El flujo del oeste ecuatorial aparece únicamente en el mes de Septiembre, que es donde obtiene su máxima intensidad y altura (ver Figs. 2 y 5 ).

El flujo del oeste entre los  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N, presenta una zona de flujo débil ( $< 800 \text{ gr}(\text{cm}.\text{seg})^{-1}$ ) que abarca la región central de Estados Unidos hasta su costa oeste aproximadamente, ya que el efecto de las Montañas Rocosas disminuye en gran medida el contenido de agua precipitable sobre esta región. Note que el flujo es mayor, en términos generales, sobre la vertiente sureste de Estados Unidos y aguas adyacentes que sobre las aguas pertenecientes a la costa oeste, ya que esta última se ve afectada por las aguas frías de la corriente de California, haciendo más difícil el proceso de evaporación. Solamente en el mes de Septiembre aparece el flujo que cruza el ecuador. El mecanismo que da lugar a la formación e intensificación del flujo del oeste que ha cruzado el ecuador, está relacionado con la zona de calma encontrada frente a las costas del

suroeste de México y América Central provocada por la difluencia (sobre la vertiente norte de Centroamérica) del flujo del este proveniente del CAPA; esta zona de calma parece estar relacionada también con la formación de perturbaciones de origen tropical. Conforme avanza el verano, el calentamiento en Norteamérica hace que la zona de difluencia se intensifique dando cabida a un aumento del flujo del oeste (que ha cruzado el ecuador), además con la formación del huracán Frederic (29 Agosto-14 Sept.) en el Océano Atlántico en el mes de Septiembre, obtiene su máxima intensidad.

Flujo Eddy Transitorio Zonal Integrado Verticalmente (Fig.15)..- Este flujo muestra variaciones irregulares en cuanto a su dirección, principalmente sobre California, Baja California, Oc. Pacífico Norte y la región sureste de Estados Unidos. Analizando gráficas de persistencia de viento en los niveles entre 850-500mb (que es donde se encuentran los valores máximos de flujo eddy), se observan valores menores al 60% sobre estas regiones (Reyes et. al, 1985). De acuerdo con varios estudios realizados sobre el flujo eddy zonal, éste es al menos de 1 orden de magnitud menor que el total (Chen, 1985), lo cual trae como consecuencia que el nivel de ruido de flujo eddy zonal sea comparable a su misma magnitud; por lo tanto una interpretación física de éste no es significativa. Para el

presenta trabajo el flujo eddy transitorio fué de 2 ordenes de magnitud menor que el total.

Promedio Espacial.- El flujo zonal total integrado verticalmente y promediado zonalmente (Fig.12a), presenta una migración de la frontera norte entre el flujo del este y oeste muy marcada. Sus máximos representan los fuertes vientos prácticamente zonales sobre el Mar Caribe (el de  $10^{\circ}\text{N}$ ) y sobre el Pacífico oeste ecuatorial (el de  $3^{\circ}\text{S}$ ), provocados por el CAPA y del CAPS. Entre los  $0-10^{\circ}\text{N}$  se observa un decaimiento en el flujo del este provocado por el flujo del oeste que atraviesa el ecuador, durante Septiembre. Este flujo hace que el máximo del HS se debilite ligeramente en Agosto-Septiembre. El flujo advectivo (Fig.12b), presenta las mismas características que el total, ya que el flujo eddy [Fig.12(c,d)] presenta valores muy pequeños. En la Fig.13 se presentan los 4 flujo calculados para la componente zonal, observándose que el flujo total y advectivo forman casi una misma línea por lo que el flujo zonal, en concordancia con Benton y Estoque (1954), puede ser representado únicamente por el flujo advectivo, exceptuando quizá la región entre  $20^{\circ}-30^{\circ}\text{N}$ , donde se encuentra que el eddy zonal representa hasta un 20% del total (Fig.14). Este valor alto de porcentaje coincide con la frontera entre el flujo del este y oeste del HN.

Flujo Total Meridional Integrado Verticalmente (Fig.15).-

La influencia de los niveles inferiores (1000-700mb) en el transporte meridional de vapor de agua es muy notoria. La presencia de los centros de alta presión frente a las costas de California y el sureste del Brazil, son los causantes principales del flujo hacia el sur sobre el Pacífico Norte y América del sur, respectivamente. El flujo localizado sobre Centroamérica puede surgir de la difluencia de los vientos del CAPA influenciada por el calentamiento en Norteamérica y por la presencia de la Cordillera de los Andes, la cual puede servir como barrera obstruyendo el paso a los vientos del sureste que vienen del CAPS y los vientos que atraviesan transversalmente a América del Sur y que vienen del CAP localizado en el Atlántico Sur. Esto permite que los flujos sobre el Mar Caribe, procedentes del CAPA, se internen más hacia el sur, logrando atravesar a Centroamérica. Su aumento en Agosto parece ser debido a la intensificación y alejamiento del CAPS, lo que permitió menor oposición del flujo del sur sobre Centroamérica. El flujo positivo está influenciado por el CAPA y el CAPS. El incremento del flujo del sur durante el mes de Junio y Septiembre sobre la región de los Mar de los Sargazos sugiere dos mecanismos de formación: 1) El perteneciente al mes de Junio parece ser debido a la formación de un centro de baja presión sobre la Corriente

del Golfo que aunado con el CAPA formaron una zona de confluencia orientada meridionalmente, intensificando fuertemente el flujo del sur sobre esta zona; 2) el incremento en Septiembre parece ser debido a la presencia del huracán Frederic, el cual tuvo una duración de aproximadamente 15 días (desde su estadio de depresión hasta huracán maduro).

La interrupción del flujo del norte sobre los  $110^{\circ}$ W durante Mayo-Agosto, está relacionado con el flujo que cruza el ecuador. Este es influenciado por el centro de baja presión (CBP) localizado en la región desértica del sureste de Estados Unidos, y noroeste de México, permitiendo una entrada de humedad a la región suroccidental de México por parte del Pacífico, cosa que no se distinguía en el flujo zonal, cuyo aporte provenía solo del Atlántico durante el verano. Este canal puede haberse interrumpido, en el mes de Septiembre, por la formación del huracán Guillermo. Cabe mencionar que a nivel superficial (ver Reyes et. al. 1985, para una presentación de los mapas a cada nivel) la formación de este canal se encuentra durante los meses de Julio-Septiembre, afectando principalmente la vertiente suroeste de México para conectarse con un máximo de flujo sobre el noreste del país. En 850mb el canal aparece en todos los meses, abarcando casi toda la vertiente occidental Mexicana. Un

segundo canal de flujo del sur es formado entre la frontera de América del Sur y Central, logrando abarcar toda esta última región en el mes de Septiembre. Este flujo, al igual que el flujo del norte sobre Centroamérica se ve influenciado por la cadena Montañosa Andina, la cual al obstruir el paso del flujo que viene del sureste por su lado oriental, forma una zona de convergencia frente a las costas de Ecuador y Colombia, siendo ocupado por el flujo del sur perteneciente al CAPS. Este canal en general aumenta de Mayo a Septiembre por la intensificación del flujo del sur durante este periodo. Su máximo flujo en el mes de Septiembre pudo haber sido influido por el huracán Frederic.

Se observa un máximo del flujo del sur (>400) en los meses de Junio, Agosto y Septiembre sobre la región occidental de las Montañas Rocosas, influenciado por los fuertes vientos que prevalecen sobre esta región.

Flujo Eddy Meridional Integrado Verticalmente (Fig.16). - La región de máximo flujo eddy meridional encontrado en el sureste de Estados Unidos, coincide cercanamente con lo obtenido por Benton y Estoque, (1954). Este máximo puede estar relacionado con el efecto que produce la presencia del continente al flujo que viene del Golfo de México. Este flujo es afectado de dos maneras: Por el efecto de

fricción más pronunciado y por la transferencia de calor del continente al flujo superficial ya que en verano la región continental se calienta más que la oceánica; esto trae como consecuencia que el flujo superficial aumente su temperatura, disminuya su densidad y se forme el movimiento vertical, surgiendo así la inestabilidad. Esta zona en general está muy influenciada por fenómenos atmosféricos tropicales y extratropicales, así como de su interacción, formando una zona de gran inestabilidad.

Valores altos son encontrados también sobre el Mar de los Sargazos, debido quizá, al efecto que la Corriente del Golfo realiza sobre el flujo superficial. Al ir alcanzando este (el flujo superficial) latitudes más altas, su parte superior se comienza a enfriar mientras que a nivel superficial se mantiene relativamente caliente por la presencia de aguas cálidas que transportan gran cantidad de calor hacia la atmósfera (Bunker, 1976), produciendo de esta manera inestabilidades en el flujo. Otro máximo de relativa importancia es observado frente a Baja California durante todos los meses, principalmente en Mayo y Septiembre; se sugiere que puede estar relacionado con el efecto cizallante existente entre los diferentes niveles de presión debido a el gradiente vertical de viento. Mediante comparaciones visuales de viento hechas entre diferentes niveles, se obtuvieron valores considerablemente relevantes

sobre esta región en particular. La importancia real que tiene el gradiente vertical de viento sobre el flujo eddy transitorio se encuentra en proceso, como tema de tesis dentro de la Sección de Meteorología del CICESE.

Promedio Espacial.- Las características del flujo meridional total integrado verticalmente y promediado zonalmente (Fig.17a), muestran una ausencia del flujo del norte de Junio a Septiembre (excepto por un flujo muy pequeño en Agosto), debida (como se vio en Fig.5) al debilitamiento que sufre la Celda de Hadley tanto en altura como en magnitud durante Mayo a Septiembre, por lo que integralmente esta desaparece; además la influencia del CAPA en el transporte de humedad del Golfo de México y Antillas hacia el norte es determinante, ya que el aumento, conforme pasa el tiempo, del flujo del sur entre  $25^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N se debe a su acercamiento al continente. La disminución en magnitud del flujo del sur en el HS durante Mayo-Septiembre, se relaciona con el incremento del flujo del norte sobre la parte septentrional de América del Sur, como respuesta al acercamiento del CAP del sur del Atlántico. Por otra parte, el flujo del norte en Mayo-Junio entre los  $3^{\circ}$ - $20^{\circ}$ N, está influenciado por el CAPC y el flujo del norte sobre Centroamérica (Fig.15). Este flujo llega a desaparecer por la migración del CAPC hacia el norte; en Agosto se aprecia un flujo del norte muy

débil resultado de la intensificación del flujo del norte sobre Centroamérica.

El flujo meridional advectivo (Fig.17b), muestra aspectos algo diferentes que el total, principalmente entre los  $20^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N, lo que puede indicar que de alguna manera el continente está actuando como modificador del flujo total. Una comparación más exhaustiva se hará más adelante. El flujo eddy transitorio integrado y promediado zonalmente (Fig.17c), muestra que la isolínea de cero concuerda muy cercanamente con la línea de máximo contenido de vapor de agua (Villalobos, 1985), implicando que integralmente el flujo eddy transitorio está siempre en contra de su gradiente, y aumentando con la distancia respecto a este máximo de humedad (en ambos Hemisferios). Se observa una disminución, en general, sobre latitudes medias ( $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N) de Mayo a Septiembre asociada con la migración de la máxima radiación solar hacia el norte. Este debilitamiento del flujo se ve interrumpido en Julio y disminuido en Septiembre, por la formación de los ciclones tropicales Bob y Claudett, y David respectivamente, los cuales llegaron a obtener sus máximas intensidades sobre las latitudes medias. El aumento en el flujo para la región entre  $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$ N durante Agosto-Septiembre, se debe a los huracanes Frederic y David, y al flujo eddy provocado por el gradiente vertical del viento centrado en  $135^{\circ}$ W y  $20^{\circ}$ N.

El flujo eddy estacionario (Fig.17d), al igual que el transitorio presenta una zona de divergencia (nótese, que este comportamiento es opuesto a la convergencia observada por el flujo total y advectivo) en la región de máximo contenido de vapor de agua, solo que este flujo disminuye notablemente sobre latitudes medias. Sus máximos se asocian con los anticiclones semipermanentes, y su intensificación con el tiempo está relacionado con el acercamiento del CAPA y el del sur del Atlántico al Continente Americano, logrando discrepancias longitudinales considerables, principalmente en el sistema de vientos. El flujo negativo encontrado en los  $40^{\circ}\text{N}$  (de Julio a Septiembre), está relacionado con una inversión en el sistema de vientos del CAP frente a las costas de California, esto es, a nivel de 1000mb se tiene un flujo del norte, mientras que a los 500mb se presenta un cambio en dirección de  $180^{\circ}$  con respecto al flujo superficial.

En términos generales el flujo eddy (transitorio y estacionario) está actuando en promedio en contra del flujo advectivo en el HS, mientras que el flujo del sur a favor; esta aseveración no siempre se cumple.

La importancia del flujo eddy meridional en el transporte de vapor de agua puede verse más a detalle en la Fig.18, donde se grafican conjuntamente los 4 flujos

calculados. Su importancia se refleja en las diferencias relevantes entre el flujo advectivo y el total. En particular el flujo eddy transitorio presenta dos máximos en el HN, uno sobre latitudes medias (ya discutido anteriormente) el cual toma un papel importantísimo en el transporte de vapor de agua, ya que llega a representar hasta un 70% de su flujo (Fig.19); el otro máximo menos pronunciado aumenta levemente durante el verano, por lo que se asocia con la formación de ciclones tropicales y subtropicales, logra representar hasta un 50% del flujo total.

El flujo eddy estacionario sobre la región subtropical logra representar un 50% del transporte de vapor de agua, para disminuir ligeramente con el tiempo. En el HS logra representar un 40% alrededor de los  $10^{\circ}\text{S}$  principalmente durante los meses de Agosto y Septiembre. Vemos pues que el efecto eddy integrado y promediado en tiempo y espacio es de vital importancia para una mejor estimación del flujo de vapor de agua prácticamente sobre toda el área de estudio, ya que su efecto combinado es relevante dentro de los  $10^{\circ}\text{-}40^{\circ}\text{N}$  exceptuando los  $5^{\circ}\text{-}20^{\circ}\text{S}$  en Agosto y Septiembre.

## CAPITULO V

## 5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Conclusiones.-

Mediante este análisis, se ha podido mejorar el entendimiento de las escalas principales que influyen en el transporte de vapor de agua atmosférico, así como se han podido reafirmar y extender algunas de las conclusiones más sobresalientes obtenidas por otros autores.

Las conclusiones más relevantes que se obtienen son las siguientes:

5.1a.-Flujo Promediado en Tiempo y Espacio

i) El flujo total zonal relevante ( $>4 \text{ gr}(\text{cm}.\text{mb}.\text{seg})^{-1}$ ) para la región tropical es encontrado entre los 1000-700mb, y es permanentemente del este (Fig.5). Se encuentra un flujo del oeste bien definido entre los 0-10°N durante Mayo a Septiembre, formando lo que se llama una Circulación Zonal.

ii) El flujo eddy zonal presenta magnitudes mucho muy

pequeñas que el total para lograr modificar a este, por lo que puede despreciarse (Fig.3 y 4).

iii) La transferencia total meridional es alrededor de 2-3 veces menor que la correspondiente zonal, y es dominada principalmente por el tipo de Circulación de Hadley, por lo que tiende a mantener el gradiente de humedad del ecuador hacia los polos; sus máximos valores se encuentran entre los 1000-850mb (Fig.9).

iv) El flujo eddy meridional presenta características de gran escala, es decir diverge cerca del ecuador aumentando su magnitud con la latitud, por lo que actúa de manera inversa a la Circulación de Hadley (distribuyendo hacia los polos la humedad atmosférica). En la celda Ferrel es absolutamente dominante (Fig.7 y 8).

#### 5.1b.-Flujo Integrado Verticalmente

vi) Los máximos valores del flujo total zonal fueron encontrados en la zona del Caribe, Norte de Sudamérica y la región del Pacífico sur-ecuatorial occidental, con valores mayores a los  $3200 \text{ gr}(\text{cm. seg})^{-1}$ .

vii) La vertiente oriental de la República Mexicana se ve claramente influenciada por el Golfo de México (Fig.10).

exceptuando la parte sur (Península de Yucatán, Chiapas etc.), donde se ve afectada por el Mar Caribe y Las Antillas, mientras que la vertiente occidental presenta una influencia del Oc. Pacífico.

viii) Los valores de flujo eddy zonal son al menos de 1 orden de magnitud menor que el total, por lo que este puede representarse únicamente por el movimiento promedio (advectivo), con especial precaución alrededor de los  $28^{\circ}\text{N}$  donde el flujo eddy promediado longitudinalmente llega a representar hasta un 25% del total.

ix) Una característica muy importante que se observó, en el flujo total meridional, fue la aparición de un flujo que atraviesa el ecuador (flujo Cross-ecuatorial) centrado en los  $110^{\circ}\text{W}$ . Este flujo transporta vapor de agua a la vertiente occidental de la República Mexicana; según Reyes y Cadet (1986b), este tipo de flujo está relacionado con una circulación del tipo monzónica.

x) Para el cálculo del flujo total meridional es de gran importancia el tomar en cuenta el flujo eddy tanto transitorio como estacionario, ya que integralmente y promediado zonalmente estos llegan a representar un 80% de la magnitud del total, exceptuando las latitudes entre los  $10^{\circ}$ . De esto se puede deducir que la formación de ciclones

tropicales (principalmente en Agosto y Septiembre), extratropicales e inestabilidades en las latitudes medias, son un mecanismo eficiente en el transporte meridional.

xi) El promedio zonal del flujo eddy transitorio meridional integrado verticalmente, muestra un decaimiento en magnitud de Mayo a Setiembre en latitudes medias y un aumento en latitudes tropicales ( $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$ N). Por su parte el flujo eddy estacionario muestra, en sus máximos localizados en  $29^{\circ}$ N y  $10^{\circ}$ S, un aumento de Mayo-Septiembre, siendo más pronunciado en esta última latitud.

## 5.2 Recomendaciones.-

a) Algunas de las consideraciones que pueden completar el presente estudio son:

i) Evaluar el flujo de vapor de agua total, advectivo y eddy para un periodo de tiempo más largo ( 1 año), con el objeto de determinar sus cambios estacionales.

ii) Evaluar la función corriente del flujo de vapor de agua, para obtener una imagen real de su patrón y su relación con los procesos físicos como convergencia y divergencia.

iii) Realizar un análisis espectral para determinar las escalas temporales y espaciales implicadas en el transporte eddy de vapor de agua.

iv) Cuantificar la importancia relativa del Oc. Pacífico y Atlántico en el suministro de vapor de agua a México (principalmente entre los niveles de 1000-700mb).

b) Dentro de los estudios que servirían como complemento o continuación del presente trabajo, y como aportación dentro de los objetivos del Proyecto sobre la Meteorología de Centroamérica y México (MECEMEX), se propone:

i) Determinar la relación existente entre el patrón de flujo de vapor de agua y la precipitación (esto es, su relación con el clima regional).

ii) Mediante la ecuación de balance de vapor de agua, delimitar tanto en tiempo como espacio, las zonas donde la precipitación excede a la evapotranspiración, y viceversa (como principal aplicación a la agricultura).

## LITERATURA CITADA

- Bengtsson, L., M. Kanamitsu, P. Kallberg, y S. Uppala, 1982: FGGE 4-dimensional data assimilation at ECMWF. Bull. Amer. Met. Soc., 63(1), 30-43.
- Benton, G.S., y M.A. Estoque, 1954: Water vapor transfer over the North American Continent. J. of Meteor., 1, 462-477.
- Boogaard, M.E., 1964: A preliminary investigation of the daily meridional transfer of atmospheric water vapor between the equator to 40°N. Tellus XVI, 43-54.
- Bunker, M.I., 1976: Computations of surface energy and annual air sea interaction cycles of the North Atlantic ocean. Mon. Wea. Rev., 104, 1122-1140.
- Chen, T.C., 1985: Global water vapor flux and maintenance during FGGE. Mon. Wea. Rev., 113, 1801-1819.
- Craig, R.A., 1965: The Upper Atmospheric Meteorology and Physics. A.P., Nueva York, Inter. Geoph. Ser., 509 pp.

- Datas, J.F., 1968: Introducción a la Meteorología.  
ESPASA-CALPE, España, cuarta edición, 169 pp.
- Faibridge, R., 1967: The Encyclopedia of Atmospheric  
Sciences and Astrogeology. Reinhold Publishing  
Corporation, New York, 1200 pp.
- Godske, C.L., T. Bergeron, et.al, 1957: Dynamic  
Meteorology and Weather Forecasting. American  
Meteorology Society, Massachusetts, 800 pp..
- Gruber, A., y C.D. Watkins, 1979: Preliminary evaluation  
of initial atmospheric moisture from the Tiros-N  
sounding system. Satellite Hydrology, N. Deutsch,  
D.R. Wiesnet and A. Rango Eds., Fifth Annual Symp.  
American Water Resources Association, 115-123.[  
American Water Resources Association, St. Anthony  
Falls Hydraulic Laboratory, Minneapolis, MN 55414].
- Gunther, B. E., 1980: Eastern north Pacific tropical  
cyclones of 1979. Mon. Wea. Rev., 8, 631-641.
- Hastenrath, S.L., 1966: The flux of atmospheric water vapor  
over the Caribbean Sea and Gulf of Mexico. J. Appl.  
Meteor., 5, 778-788.

- Hebert. P., 1980: Atlantic hurricane season of 1979: Mon. Wea. Rev., 108, 7, 973-990.
- Hidy, G.M., 1967: The Winds the Origin and Behavior of Atmospheric Motion. D. Van Nostrand Company, INC, 174 pp.
- Holton, J.R., 1979: An Introduction to Dynamic Meteorology. 2a ed., Academic Press, Nueva York, Inter. Geoph. Ser., Vol.23, 391 pp.
- Hoskins, B.J., y R.P. Pearce, 1983: Large Scale Dynamical Processes in the Atmosphere. Academic Press (London), 397 pp.
- Howart, D.A., 1983: Seasonal variation in the vertically integrated water vapor flux field over the southern hemisphere. Amer. Met. Soc., 107, 26-37.
- Hutchings, J.W., 1957: Water vapor flux and flux divergence over southern England: Summer 1954. Quart. J. Roy. Soc., 83(1), 30-48.
- James, I.N., y D.L. Anderson, 1984: The seasonal mean flow and distribution of large-scale weather system in the southern hemisphere: The effect of moisture

- transport. Quart. J. R. Met. Soc., 110, 943-966.
- Newell, R.E., J.W. Kidson, D.G. Vincent, y G.S. Boer, 1972: The General Circulation of the Tropical Atmosphere. The M.I.T. Press Cambridge, N.A., Vol.1, 258 pp.
- Nieuwolt, S., 1977: Tropical Climatology. John Wiley and Sons, Londres, 207 pp.
- Palmén, E., y C.W. Newton, 1969: Atmospheric Circulations System. Academic Press, New York, Inter. Geoph. Ser., Vol.13, 603 pp.
- Peixoto, J.P., y A. Oort, 1983: The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. A. Street-Perrot et. al (eds), Variation in the Global Water Vapor Budget, 5-65 pp.
- Rasmusson, E.M., 1967: Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America. Part I: Characteristic of water vapor flux field. Mon. Wea. Rev., 95, 403-426.
- Reyes, S. y Col., 1980: Plan operativo del CICESE durante el Primer Experimento Mundial del Tiempo, FGGE-GARP,

1978-1979. Reporte Técnico, CICESE, Ensenada, B.C. México, 94 pp.

-----, y D. L. Cadet, 1986a: Atmospheric water vapor and surface flow patterns over the Tropical America during May-August 1979. Mon. Wea. Rev. En prensa.

-----, y D. L. Cadet, 1986b: The North America Monsoon and its relation to atmospheric water vapor transport. En preparación.

-----, D. Villalobos, R. Hasimoto, y J. García, 1985: Analysis of the level III-b FGGE data set over the Tropical Americas. Reporte Técnico, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada B.C.N., México, 65 pp.

Rivera, V., 1985: Evolución de los campos de viento, divergencia y vorticidad sobre la región Tropical de América, durante el periodo de 1979. Tesis de Licenciatura, Escuela de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, 62 pp.

Rosen, R.D., D.A. Salstein, y J. Peixoto, 1979: Variability in the annual fields of large-scale atmospheric water vapor transport. Amer. Met. Soc.,

107, 26-37.

Salstein, D.A., y R.D. Rosen, 1983: Modes of variability in annual hemispheric water vapor and transport fields. Amer. Meteor. Soc., 40, 788-803.

Sánchez, A., 1972: Síntesis Geográfica de México. ed. Trillas, octava edición, 245 pp.

Starr, V.P., y J.P. Peixoto, 1964: The hemispheric eddy flux of water vapor and its implications for the mechanics of the general circulations. Arch. Meteor. Geoph. Biokl., 14, H, 2, 111-120.

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.

White, R. M., 1951: The meridional eddy flux of energy. Quart. J. R. Meteor. Soc., 80, 188-199.