

**TRANSPORTE ATMOSFERICO DE VAPOR DE AGUA SOBRE LA REGION
DE AMERICA TROPICAL DE MAYO A SEPTIEMBRE DE 1979**

R. HASIMOTO B.*

S. REYES*

(Recibido: 7 de enero, 1987)

(Aceptado: 28 de julio, 1987)

RESUMEN

Se analiza la evolución mensual del transporte horizontal de vapor de agua (total, advectivo y eddy) sobre la región de América tropical (40°N a 20°S y 140°W a 50°W), durante el período comprendido entre el 1o. de mayo y el 15 de septiembre de 1979. Se utiliza el paquete de datos del Nivel III-b del Primer Experimento Mundial del Tiempo, del Centro Europeo de Pronóstico del Tiempo a Mediano Plazo. El flujo zonal total muestra que el máximo de transporte ocurre en la zona tropical entre 1 000 y 700 mb y procede predominantemente del este. Existe una pequeña región situada entre $0 - 10^{\circ}\text{N}$ en donde el flujo proviene del oeste, asociada al flujo del hemisferio sur que cruza el ecuador. El flujo total meridional presenta sus valores máximos entre los 1 000 - 850 mb y es dominado, básicamente, por la Circulación 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 la 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 sobre el Océano Pacífico oriental afecta la vertiente occidental mexicana.

* *Grupo de Meteorología, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, B. C., MEXICO, 22830.*

ABSTRACT

It is analyzed the monthly evolution of the horizontal atmospheric water vapor transport (total, advective and eddy) over the region 40°N to 20°S and 50°W to 140°W , from May 1st to September 15, 1979. The data is derived from the First GARP Global Experiment, obtained by the European Center for Medium Range Weather Forecasts. The total zonal flux shows that the maximum easterly flux is over the tropics between 1 000 and 700 mb; there is a small westerly flux core located over the $0 - 10^{\circ}\text{N}$ associated to the cross-equatorial flow from the southern hemisphere. The total meridional flux presents maximum values over the 1 000 to 850 mb layer and it is mainly controlled by the Hadley circulation, thus maintaining the meridional moisture gradient from the equator to the middle-latitudes. The zonal eddy (transient and permanent) flux is much weaker than the total flux; on the other hand the meridional eddy flux is of the same order of magnitude than the total meridional flux, specially outside the equatorial belt ($10^{\circ}\text{S} - 10^{\circ}\text{N}$), trying to homogenize the atmospheric moisture field. In particular, Mexico is strongly influenced by the easterly flux from the Atlantic Ocean, while over southwestern Mexico a weak summer monsoonal circulation is evidenced.

INTRODUCCION

El estudio del vapor de agua es de gran importancia para entender mejor el comportamiento de la atmósfera y el clima, ya que el transporte de humedad tiene un papel principal en muchos procesos geofísicos y sobre ciertas regiones de la Tierra puede ser relevante para explicar o pronosticar el desarrollo y movimiento del sistema atmosférico.

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, precipitación y transporte de vapor de agua es de fundamental importancia para planear eficientemente la economía de muchos países. Nieuwolt (1977) y Reyes y Cadet (1986a) han sugerido la importancia de tales estudios, principalmente para países subdesarrollados a lo largo del cinturón ecuatorial (Africa, Asia y América Central), cuyo principal sostén y desarrollo es a través de la agricultura.

Un problema central, conectado con el entendimiento de la circulación general de la atmósfera, es determinar en 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 ser un problema importante e igualmente válido para la atmósfera superior, ha recibido poca atención en esa zona debido a la carencia de observaciones.

Ha sido posible dividir los mecanismos de transporte atmosférico en dos catego-

rías: una conectada con la circulación media en los planos vertical y horizontal, y otra relacionada con procesos denominados eddies (Craig, 1965). Estos eddies pueden ser transitorios o estacionarios; desaparecen cuando las propiedades atmosféricas son promediadas sobre tiempo y espacio. Llega a ser evidente que considerar solamente el efecto de los eddies proporcionaría una concepción parcial de los procesos en estudio (Palmén y Newton, 1969); de este modo, tanto la circulación promedio como las perturbaciones contribuyen en forma importante al balance de energía entre el océano, la atmósfera y la tierra. Trabajos anteriores (relacionados con esta área de estudios) han demostrado la importancia del flujo eddy en el transporte de vapor de agua y su influencia en el clima regional, destacándose el estudio de Benton y Estoque (1954) quienes realizaron una comparación entre el patrón de flujo y la distribución de la precipitación. Hastenrath (1966) evalúa la divergencia del flujo de vapor de agua con el objeto de estimar la precipitación a gran escala. Rasmusson (1967) evalúa el transporte de humedad sobre América del Norte y lo asocia a la climatología regional.

Los objetivos de este estudio son: 1) Hacer una cuantificación de los flujos atmosféricos de vapor de agua total, advectivo y eddy para la región del Pacífico oriental, Atlántico occidental, Centroamérica y México, desde el 1o. de mayo hasta el 15 de septiembre de 1979. 2) Estimar la importancia relativa que tiene 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 en estudio.

DATOS Y METODOLOGIA

Datos

Los datos base de este estudio se derivan del Nivel III-b del Primer Experimento Mundial del Tiempo, PEMT. Se utilizan los datos de viento (componentes u y v) y humedad específica; esta última se obtiene mediante una asimilación objetiva de los datos de agua precipitable del satélite Tiros-N, del campo de humedad del nivel III-b y de datos de cobertura de nubes (ver Reyes y Cadet, 1986, para una descripción completa del procesamiento y asimilación objetiva). El período de muestreo es del 1o. de mayo al 15 de septiembre de 1979 para 6 niveles de presión (1 000, 850, 700, 500, 400, 300 mb). 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 ± 3 m/seg y el de humedad relativa fluctúa entre el 20 y el 30%. Es importante mencionar que

el parámetro de humedad es quizás la variable meteorológica más difícil de determinar experimentalmente.

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:

$$F_x = \rho qu, \quad (1a)$$

$$F_y = \rho qv, \quad (1b)$$

donde q representa la humedad específica, ρ la densidad del aire, u y v son las componentes de la velocidad del viento en la dirección $-x$ - (positiva hacia el este) y $-y$ - (positiva 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 la ecuación (1), a coordenadas isobáricas, por lo que en un nivel de presión dado, el transporte de vapor de agua por unidad de distancia y presión puede también representarse mediante:

$$F_\lambda = qu/g, \quad (2a)$$

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

donde g es la aceleración de la gravedad; F_λ y F_ϕ representan el flujo zonal y meridional de vapor de agua, respectivamente.

Integrando verticalmente la ecuación (2) obtenemos:

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

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

que representan el transporte horizontal total de vapor de agua integrado verticalmente entre los niveles de presión P ($= 1\ 000$ mb) y P_0 ($= 300$ mb). En la práctica, la integración vertical se calcula numéricamente usando la regla trapezoidal.

En el siguiente análisis será necesario hacer uso de los promedios zonales (a lo largo de la longitud) y temporales (para cada mes), 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 a un nivel dado se expresan en la siguiente forma:

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

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

Por convención, la barra se usa para denotar el promedio en tiempo, y la prima, la desviación de este promedio. Tomando el promedio zonal de la ecuación (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:

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

$$[\bar{F}_\phi] = [\bar{q}][\bar{v}]/g + [\overline{q'v'}]/g, \quad (5b)$$

$$(A) \quad (B) \quad (C)$$

donde los corchetes denotan el promedio zonal y el asterisco, su desviación. El término (A) 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, 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:

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

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

$$(C) \quad (Ct) \quad (Ce)$$

donde (Ct) representa el flujo eddy transitorio y es el promedio sobre espacio de la correlación en tiempo de la desviación de la velocidad (u' , v') y de la humedad espe-

cífica (q') en puntos individuales; es la transferencia de humedad debida a las perturbaciones transitorias que se desarrollan a lo largo de los frentes polares y sobre la Zona de Convergencia Intertropical, ZCI (Peixoto y Oort, 1983). (Ce) representa el flujo eddy estacionario debido a la correlación en espacio de (\bar{u}^*, \bar{v}^*) y \bar{q}^* sobre un período de tiempo dado. Físicamente $[\bar{q}^* \bar{v}^*]$ y $[\bar{q}^* \bar{u}^*]$ representan las características semipermanentes de la atmósfera.

Finalmente, las componentes del transporte de vapor de agua verticalmente integrado y promediadas en tiempo y espacio, se pueden escribir como:

$$[\bar{Q}_\lambda] = \int_P^{P_0} [\bar{q}] [\bar{u}] dp/g + \int_P^{P_0} [\bar{q}^* \bar{u}^*] dp/g + \left[\int_P^{P_0} \bar{q}' \bar{u}' dp/g \right] \quad (6a)$$

$$[Q_\phi] = \int_P^{P_0} [\bar{q}] [\bar{v}] dp/g + \int_P^{P_0} [\bar{q}^* \bar{v}^*] dp/g + \left[\int_P^{P_0} \bar{q}' \bar{v}' dp/g \right] \quad (6b)$$

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

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

$$\overline{X'Y'} = \overline{XY} - \bar{X}\bar{Y}, \quad (8)$$

donde X y Y denotan cualquiera de las variables q , u y v ; N es el número de observaciones tomadas cada 12 horas 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:

$$[\bar{x}] = (1/45) \sum_{i=1}^{45} \bar{x}_i \quad (9)$$

$$[\bar{x}^* \bar{y}^*] = [\bar{x} \bar{y}] - [\bar{x}] [\bar{y}] \quad (10)$$

FLUJO HORIZONTAL DE VAPOR DE AGUA PROMEDIADO EN TIEMPO Y LONGITUD

En esta sección se presenta el flujo zonal y meridional de vapor de agua promediado

en longitud (de 50° a 140°W) y en tiempo (para cada mes). Los resultados se muestran en diagramas de latitud por altura.

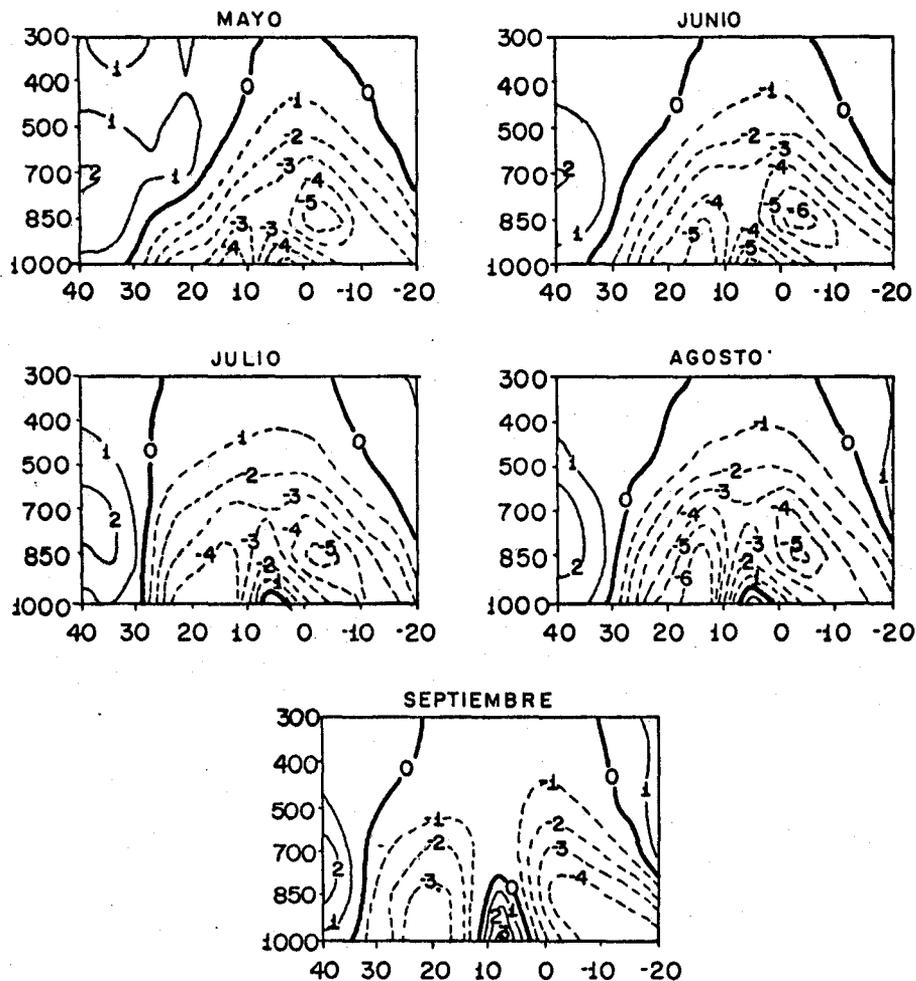


Fig. 1. Promedio espacial del flujo zonal advectivo para los meses de mayo-septiembre de 1979; las unidades están dadas en $10^{-1} \text{ Kg}(\text{mb.m.s})^{-1}$. Las isolíneas punteadas (continuas) denotan flujo hacia el oeste (este), el flujo cero se representa con una línea gruesa continua.

Flujo zonal advectivo

La figura 1 muestra el transporte zonal advectivo de vapor de agua. De mayo a agosto, el flujo del este (isolíneas punteadas) domina sobre la región tropical, debilitándose conforme avanzamos en altura; septiembre muestra flujo superficial del oeste sobre la región tropical del hemisferio norte, HN. Esta disminución (en altura) es cada vez menor conforme llega el verano y se mantiene aproximadamente constante durante todo este tiempo. Los valores máximos de flujo se encuentran en la región tropical (exceptuando la zona entre los 0 - 10°N) de la troposfera inferior, sobresaliendo principalmente dos regiones con valores mayores de los $0.4 \text{ Kg}(\text{mb.m.s})^{-1}$ encontradas en ambos hemisferios, solo que a diferentes alturas.

El flujo advectivo zonal 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, afectando a los vientos del oeste en la troposfera superior, que se debilitan y migran hacia el norte conforme avanza el verano. Los valores máximos de flujo del este (excepto entre 0 - 10°N), y relativamente más superficiales que el flujo del oeste (35° - 40°N), se encuentran en la región tropical, debido a la gran cantidad de vapor de agua existente y a los vientos predominantemente zonales del este que prevalecen sobre esta región.

De acuerdo con Reyes *et al.* (1985), de la superficie a los 700 mb, los vientos del este (entre 20°S - 25°N) aparecen con mayor magnitud que los vientos del oeste entre 30° - 40°N, además de que el Centro de Alta Presión de las Azores, CAPA, disminuye bastante el flujo del oeste a nivel superficial sobre estas latitudes (Hasimoto, 1986). Más arriba de los 700 mb, los vientos del oeste se incrementan grandemente hasta alcanzar valores de aproximadamente el doble de los alisios. Sin embargo, su flujo se mantiene pequeño, ya que la humedad específica disminuye de los 700 mb a los 400 mb, en un 80%, entre las latitudes de 30 - 40°N.

El máximo flujo, $> 0.4 \text{ Kg}(\text{mb.m.s})^{-1}$, en la región tropical del HN, está asociado al alineamiento longitudinal de los vientos de la parte sur del CAPA y del Centro de Alta Presión de California, 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 aún más el transporte. El aumento en magnitud de este máximo en el mes de agosto, pudo haberse debido a la intensificación (tanto en área como en magnitud) del

CAPC y del CAPA, y a la formación de dos huracanes sobre la región del Océano Pacífico, el Enrique (17 - 24 de agosto) y el Fefa (21 - 25 de agosto), los cuales posiblemente aumentaron el contenido de vapor de agua a nivel superficial. En el mes de septiembre se observa una disminución muy fuerte de este máximo, posiblemente como consecuencia de un aumento del flujo del oeste en la vertiente del Pacífico, lo que en promedio trajo una disminución del flujo del este alrededor de los 20°N. El máximo flujo, $>0.4 \text{ Kg(mb.m.s)}^{-1}$, en el hemisferio sur, HS, es debilitado en la superficie por una zona de convergencia secundaria en la región norte de Sudamérica que, aunada al efecto de rozamiento, afecta de manera considerable la magnitud del flujo a nivel superficial. En los 850 mb el efecto de rozamiento y la zona de convergencia se debilitan, lo que produce un máximo de flujo del este en este nivel. Las prolongaciones hacia la superficie de este flujo máximo se deben a intensificaciones que presenta el Centro de Alta Presión frente a 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°N, íntimamente relacionado con la ZCI. El comportamiento de la ZCI es más homogéneo sobre las regiones oceánicas que sobre los continentes y 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 ZCI puede llegar a alcanzar los 15° - 20°N sobre el Océano Pacífico oriental (Rivera, 1985). De esta manera, el flujo del sureste, cuando cruza el ecuador, es influenciado por el efecto de Coriolis y su dirección se modifica hacia el noreste. A mayores alturas, la circulación se invierte de nuevo, surgiendo un tipo de circulación este-oeste o zonal.

Flujo zonal eddy transitorio

El flujo eddy transitorio (figura 2) 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°N, se encuentra un flujo del este para todos los niveles isobáricos, mientras que para junio, agosto y septiembre ocurre lo contrario, *i.e.*, un flujo del oeste.

El flujo eddy transitorio debe su existencia a la inestabilidad temporal de la atmósfera. Esta inestabilidad crea una tendencia a reducir los gradientes de ciertas

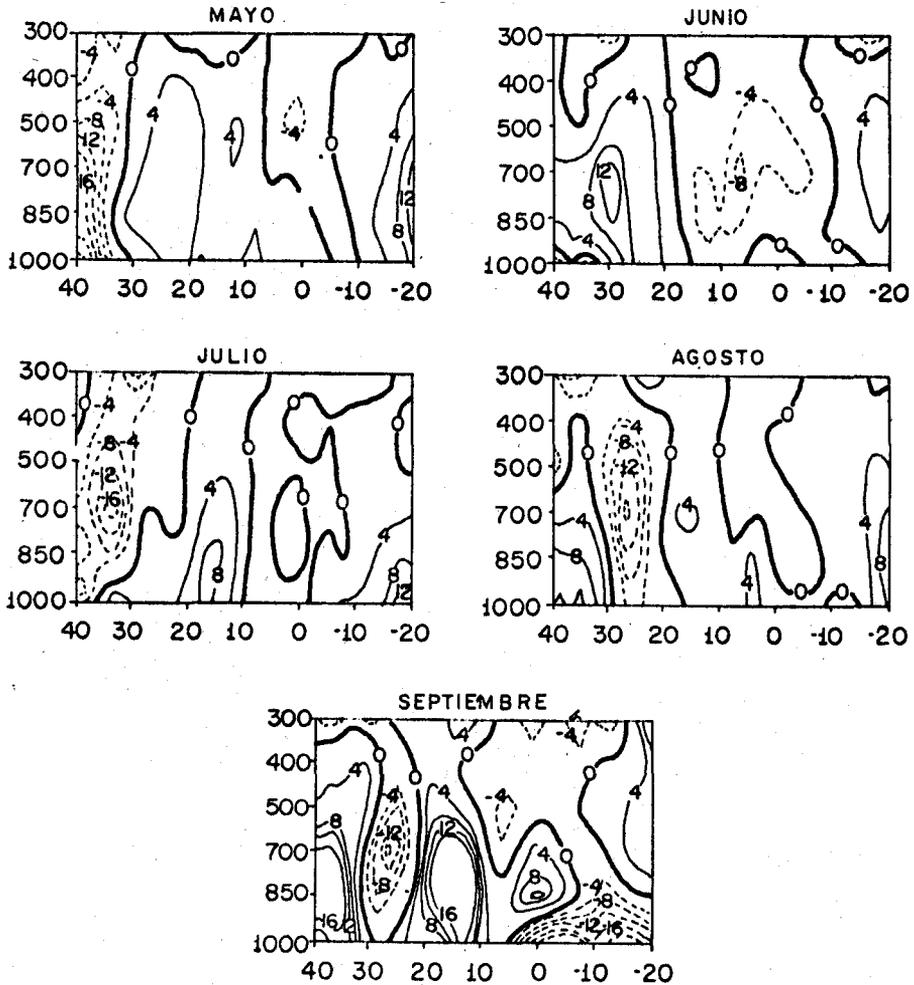


Fig. 2. Igual que Fig. 1, solo que para el flujo eddy transitorio. Las unidades están dadas en $10^{-3} \text{ Kg}(\text{m.b.s})^{-1}$.

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 (e.g., 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 se obtiene de la diferencia de dos 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).

Flujo zonal eddy estacionario

El flujo eddy estacionario (figura 3) muestra un patrón más persistente, con valores de aproximadamente el doble de los obtenidos para el transitorio. El grueso del transporte ocurre entre los 1 000 - 700 mb, formando seis áreas de flujo que se alternan en dirección; esto es, si nos situamos alrededor de los 40°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°N, 10°N y 8°S, presentando estos dos últimos una migración hacia el norte y en particular el último migra hacia la superficie, incrementando su magnitud de mayo a septiembre. El flujo del este domina principalmente en las áreas de 20 - 30°N y 10 - 20°S durante todos los meses, aunque con valores relativamente pequeños.

Las variaciones en dirección del flujo eddy estacionario se deben a que los gradientes promedio de humedad y viento varían en función de la latitud. Este flujo disminuye 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° - 40°N está conectado 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 Estados Unidos. El flujo entre 20° - 30°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).

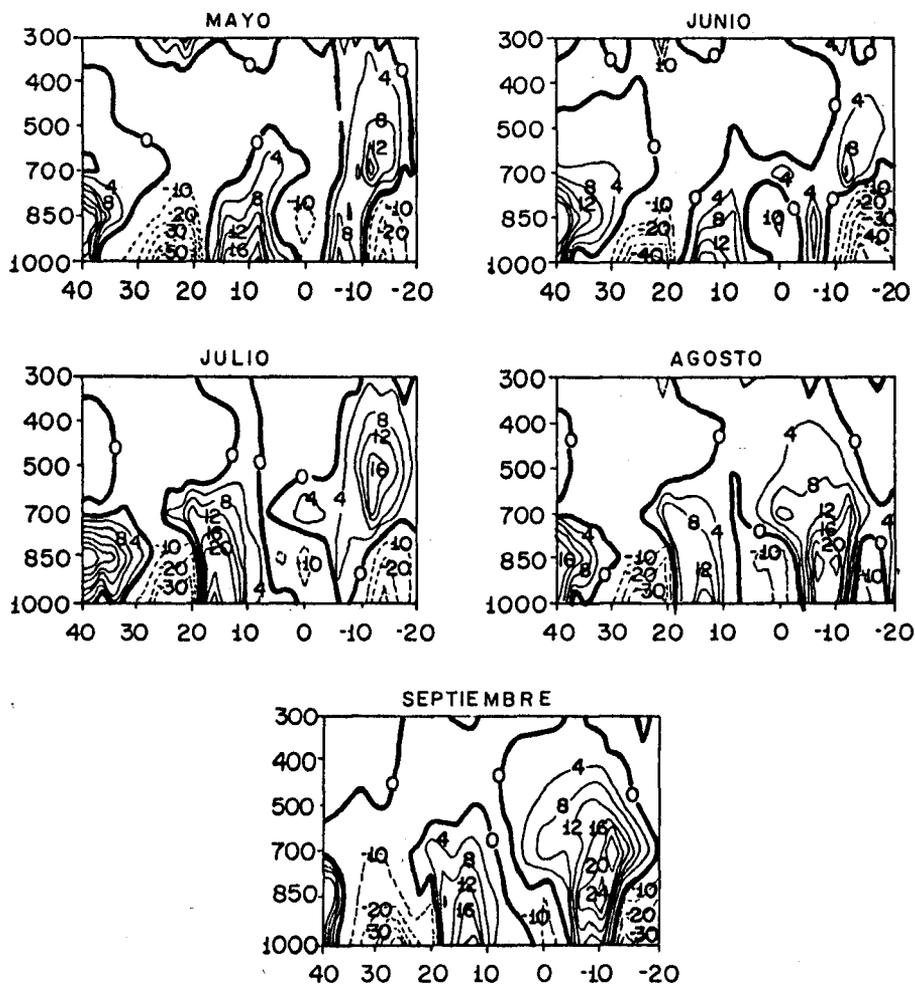


Fig. 3. Igual que Fig. 1, solo que para el flujo eddy estacionario. Las unidades están dadas en $10^{-3} \text{ Kg}(\text{mb.m.s})^{-1}$.

El máximo valor de $0.04 \text{ Kg}(\text{mb.m.s})^{-1}$ refleja la presencia de una 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 Centroamérica. El flujo centrado en 14°N refleja el máximo de humedad y viento localizado entre los $120^{\circ} - 70^{\circ}\text{W}$ donde se localiza la ZCI. El flujo del este sobre 5°S presenta una correlación positiva relacionada con la zona de convergencia amazónica, la cual trae

consigo altos valores de humedad y bajos de viento (éste se incrementa levemente hacia el oeste). El flujo del oeste centrado en 15°S está muy restringido a la superficie, es el reflejo de las perturbaciones de humedad y viento en la cordillera de los Andes, la parte continental adyacente y el CAPA. Su decaimiento con la altura se puede deber a la homogenización zonal del viento y a su cambio de dirección.

Flujo meridional advectivo

En la figura 4 se muestra el comportamiento del flujo meridional advectivo del vapor de agua. El transporte más relevante, $> 0.05 \text{ Kg(mb.m.s)}^{-1}$, se encuentra entre los 1 000 - 850 mb, con valores máximos superficiales centrados en los 15°N correspondientes al flujo del norte, hasta agosto; en 25°N en septiembre, y en los 5°S para el flujo del sur.

El flujo meridional advectivo 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 800 mb), y un máximo confinado entre los 1 000 - 850 mb. 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° - 20°N) durante mayo-septiembre se debe 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 850 mb. La excepción sucede en el mes de agosto, cuando el incremento del flujo del norte sobre Centroamérica y el decaimiento del flujo del sur sobre el Océano Pacífico ecuatorial permitió romper el flujo del sur sobre los 9°N y los 900 mb.

Flujo meridional eddy transitorio

El orden de magnitud de los flujos eddies (transitorio y estacionario) meridionales es igual al correspondiente eddy zonal. La importancia de los primeros radica en que el valor del flujo advectivo meridional es pequeño (relativamente al flujo advecti-

vo zonal), por lo que los eddies influyen bastante en el comportamiento total.

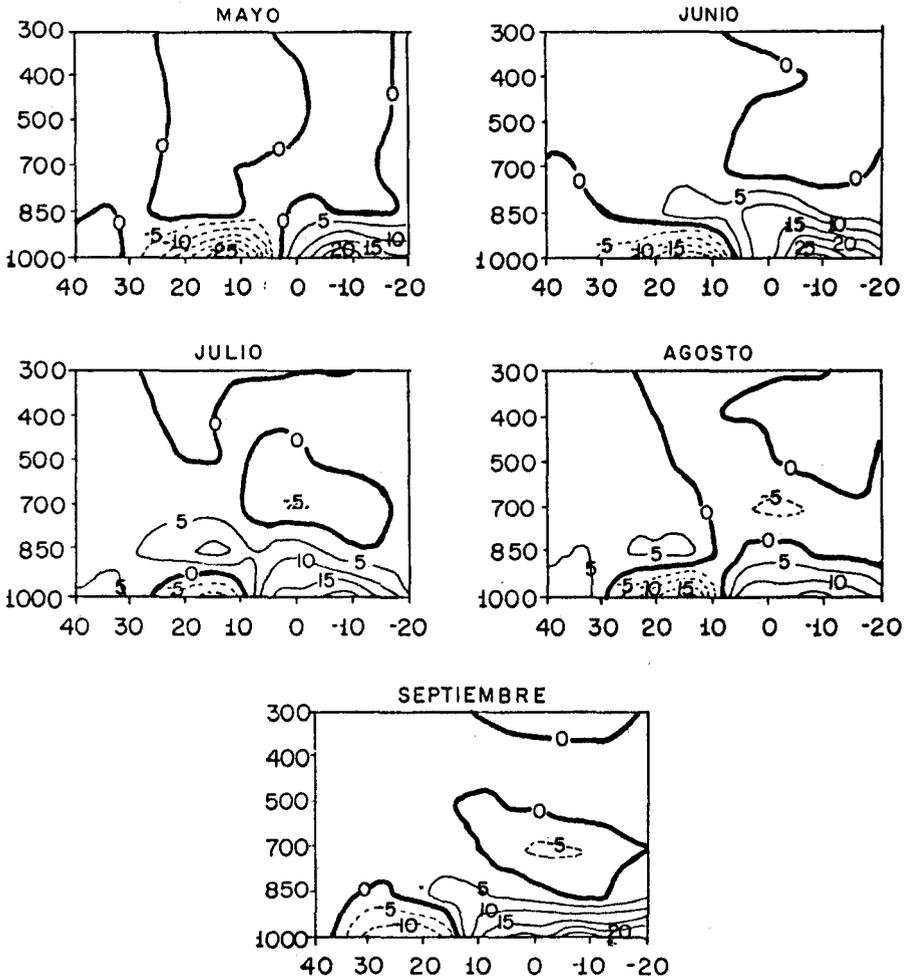


Fig. 4. Promedio espacial del flujo meridional advectivo para los meses de mayo-septiembre de 1979; las unidades están dadas en $10^{-2} \text{Kg}(\text{mb.m.s})^{-1}$. Las isolíneas punteadas (continuas) denotan flujo hacia el sur (norte), el flujo cero se representa con una línea gruesa continua.

En general, el eddy transitorio meridional (figura 5) es positivo en el HN y negativo en el HS. Este flujo presenta un sentido prácticamente opuesto al de la Celda 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

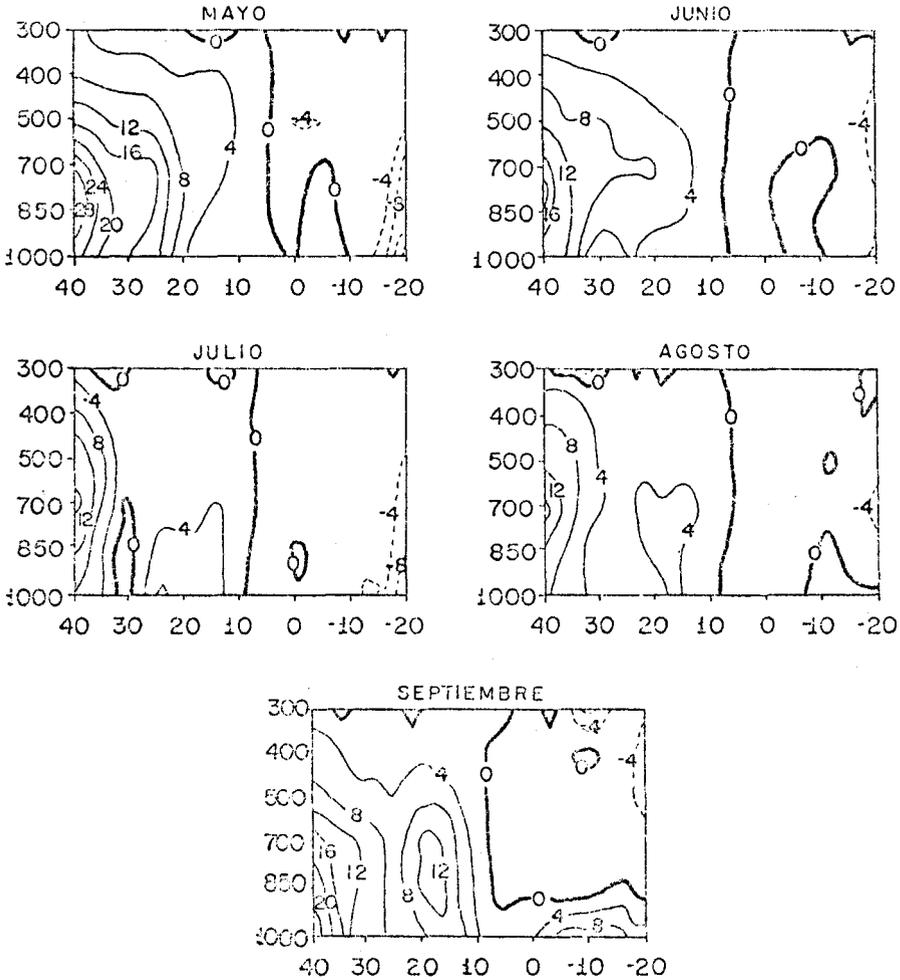


Fig. 5. Igual que Fig. 4, solo que para el flujo eddy transitorio. Las unidades están dadas en $10^{-3} \text{Kg}(\text{mb.m.s})^{-1}$.

valores de flujo transitorio se observan sobre la región sureste de Estados Unidos y la región occidental del Océano Atlántico (entre 35° - 40°N), los cuales pueden estar relacionados con el tipo de inestabilidad condicional de segunda clase (CISK), y perturbaciones de origen baroclínico (frente polar). En esta misma región se encuentran valores de persistencia de viento menores de 40% en niveles bajos (Reyes *et al.*, 1985). En general, el decaimiento en magnitud de mayo-septiembre entre 30° - 40°N está relacionado con la migración de la zona de máximo calentamiento hacia el norte, mientras que el ligero incremento sobre los 15° - 20°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 por medio de las perturbaciones tropicales, principalmente por parte del Atlántico. En particular, el incremento en magnitud del flujo eddy del sur, en septiembre, entre 30° - 40°N , está relacionado con la formación de los huracanes David en el Pacífico (25 de agosto a 7 de septiembre) y Frederic en el Atlántico, los cuales lograron alcanzar latitudes medias aún en estado de huracán; el máximo en 18°N puede haberse debido al aporte del huracán Guillermo (8 a 13 de septiembre), formado al sur de Baja California, y al huracán Frederic.

Flujo meridional eddy estacionario

El flujo eddy estacionario (figura 6) presenta dos valores altos positivos en el HN, centrados, en promedio, en 30°N y en 18°N , dominando este último solamente durante el mes de mayo con valores mayores de $0.02 \text{ Kg}(\text{mb.m.s})^{-1}$ mientras que el otro máximo, centrado en 30°N , se incrementa para llegar a alcanzar valores mayores de $0.036 \text{ Kg}(\text{mb.m.s})^{-1}$ entre julio y septiembre, aunque en agosto es menos extenso latitudinalmente. El patrón del flujo del norte es un poco más irregular: en mayo domina entre los 3°N - 20°S , con intensificaciones en los 20°S y en los 5°S ; en el mes de junio aparece una protuberancia hacia el norte, con valores de $0.012 \text{ Kg}(\text{mb.m.s})^{-1}$, entre estos dos máximos antes mencionados, desplazando al de 20°S casi totalmente; en julio se debilita, y finalmente desaparece en agosto, permitiendo una intensificación considerable del flujo del norte en esa región, con valores del orden de $0.024 \text{ Kg}(\text{mb.m.s})^{-1}$ 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.

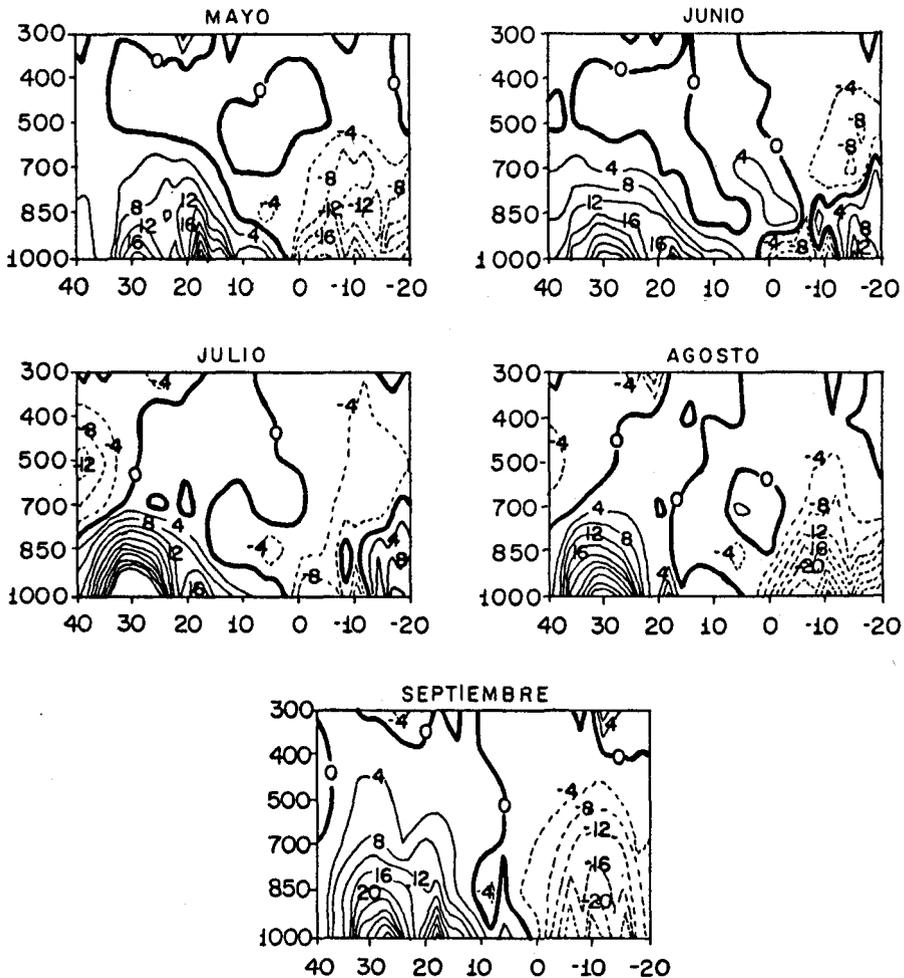


Fig. 6. Igual que Fig. 4, solo que para el flujo eddy estacionario. Las unidades están dadas en $10^{-3} \text{ Kg}(\text{mb.m.s})^{-1}$.

Como se mencionó anteriormente, este flujo estacionario está relacionado con las discrepancias longitudinales causadas principalmente por los centros de alta presión (Hoskins y Pearce, 1983). Los valores positivos pueden deberse 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 el del norte en 20° y 30°N , provocados por el CAPC y el CAPA. En el HS sucede lo contrario: se observa una disminución de humedad de

oeste a 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 (Reyes *et al.*, 1985).

FLUJO DE VAPOR DE AGUA INTEGRADO VERTICALMENTE

En esta sección se presenta el flujo de vapor de agua verticalmente integrado de 1 000 a 300 mb, promediado para cada mes. Los resultados se presentan en diagramas de latitud por longitud.

Flujo total zonal

Este flujo (figura 7) se ve fuertemente controlado por el comportamiento de los tres primeros niveles isobáricos (1 000, 850 y 700 mb), ya que es en la baja troposfera donde ocurren los máximos valores (figuras 1, 2 y 3). El flujo del este predomina en casi toda la región tropical, con valores mayores de 160 Kg(m.s)^{-1} , principalmente sobre el Golfo de México, el Mar Caribe, la región septentrional de América del Sur y en una extensa parte del oeste del Océano Pacífico ecuatorial. De estas regiones sobresalen el Mar Caribe y las Antillas, con valores mayores de 320 Kg(m.s)^{-1} de junio a agosto.

El flujo del este se ve interrumpido por un pequeño flujo del oeste que aparece en julio (como se vio en la figura 1), desaparece en agosto, y reaparece en septiembre, aproximadamente entre los $75^{\circ}\text{W} - 135^{\circ}\text{W}$ y $5^{\circ}\text{N} - 15^{\circ}\text{N}$, con su máxima magnitud, $> 120 \text{ Kg(m.s)}^{-1}$, permitiendo una entrada de humedad del Océano Pacífico tropical a Centroamérica. Nótese que en general, el flujo del este es mayor en el Océano Atlántico que en el Océano Pacífico. Por otro lado, el flujo del oeste cubre la región entre los $30^{\circ}\text{W} - 40^{\circ}\text{W}$ y en la región sur de Sudamérica durante todos los meses. 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 los demás meses, durante los cuales se observa un flujo del este en dichas regiones. Los máximos valores del flujo del oeste se encuentran en la región oriental de Estados Unidos, las Bermudas y frente a las costas de California (excepto en junio en esta última región), con valores poco mayores de 120 Kg(m.s)^{-1} . Estos flujos máximos están separados por un flujo débil $< 80 \text{ Kg(m.s)}^{-1}$ sobre la región central de Estados Unidos.

Durante el mes de mayo se observa un suministro de vapor de agua a la República

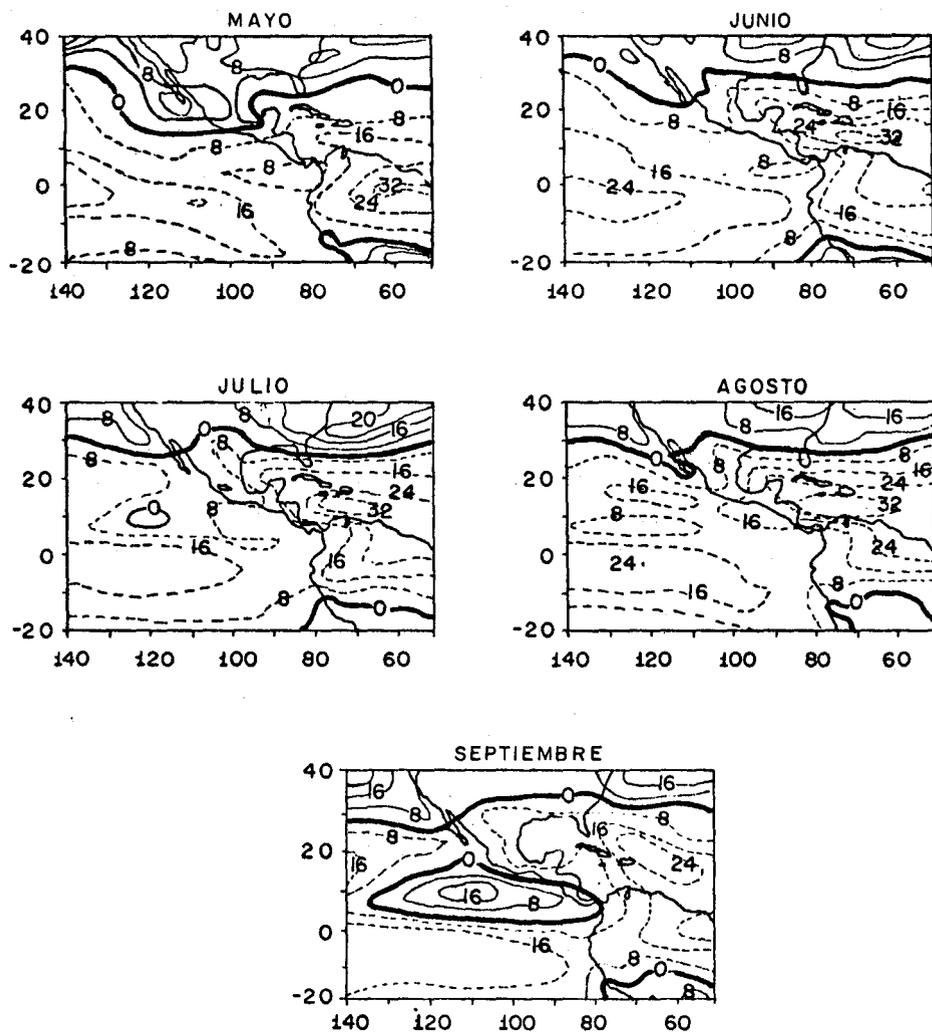


Fig. 7. Flujo zonal total, integrado verticalmente de 1 000 a 300 mb, para los meses de mayo-septiembre de 1979; las unidades están dadas en 10 Kg(m.s)^{-1} . Las isolíneas punteadas (continuas) denotan flujo hacia el oeste (este), el flujo cero se representa con una línea gruesa continua.

mexicana predominantemente del Pacífico, pero conforme avanza el verano, el flujo del oeste sobre la República mexicana va siendo desplazado por flujo del este, sobre el Golfo de México. Este debilitamiento del flujo del oeste sobre México puede ser

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 850 mb, se observa un aporte de vapor de agua aproximadamente en equilibrio entre el Océano 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 el 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 troposfera inferior y quizá por la vorticidad de gran escala inducida por la extensa 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 y Anderson, 1984).

Grandes cantidades de vapor de agua y vientos fuertes muy persistentes se reflejan en los máximos de flujo del este sobre el Mar Caribe y la zona del Océano Pacífico ecuatorial. El máximo del Caribe se presenta principalmente durante el verano, que es la estación de máxima intensificación del CAPA. El máximo del Océano Pacífico ecuatorial es dividido por un flujo pequeño del oeste que aparece en el mes de junio. Este flujo puede estar 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 cuando obtiene su máxima intensidad y altura (figura 1).

Solamente en el mes de septiembre aparece el flujo superficial que cruza el ecuador, como se verá en la sección Flujo total meridional. 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 Centroamérica, 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) y además, con la formación del huracán Frederic (29 de agosto a 14 de septiembre) en el Océano Atlántico en el mes de septiembre obtiene su máxima intensidad.

Flujo eddy transitorio zonal

Este flujo (figura 8) 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

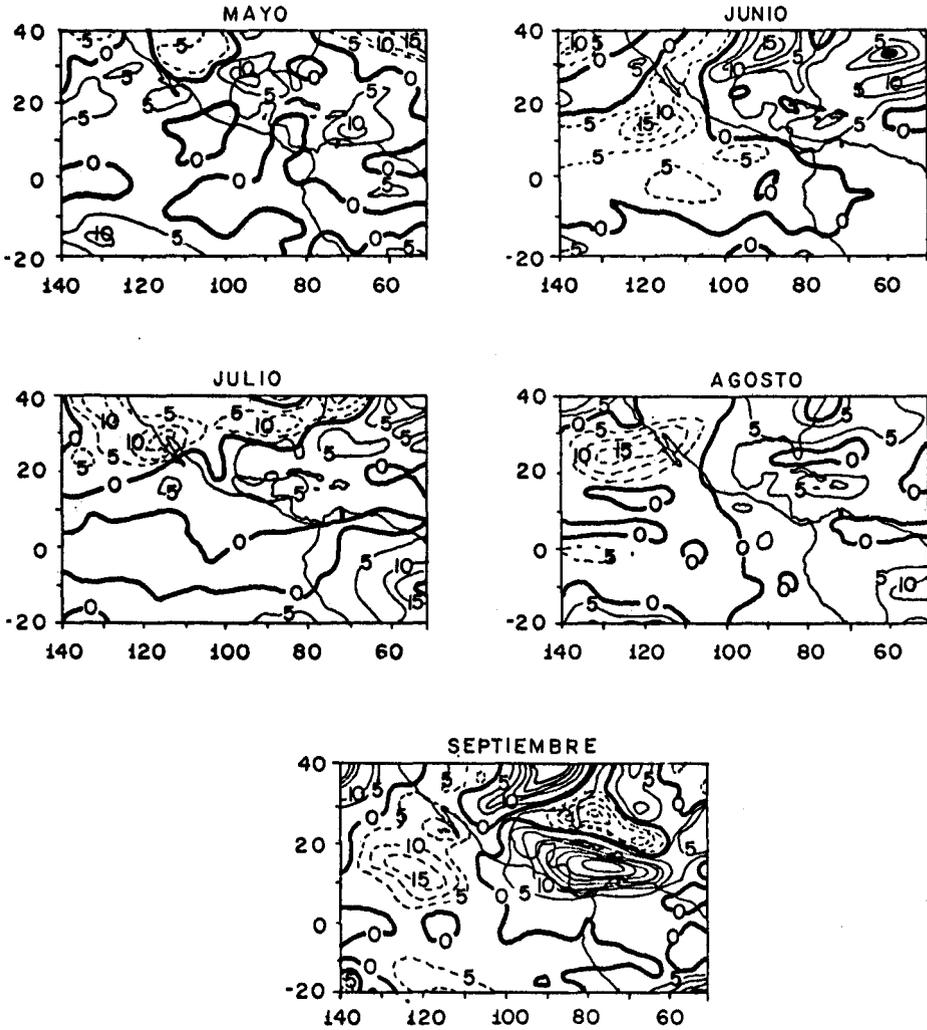


Fig. 8. Igual que Fig. 7, solo que para el flujo eddy transitorio y en unidades $\text{Kg}(\text{m}\cdot\text{s})^{-1}$.

cinturón de valores máximos, $> 5 \text{ Kg(m.s)}^{-1}$ entre $10^{\circ} - 30^{\circ}\text{N}$, cubriendo 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 tres flujos se prolongan hacia el norte, aumentando en magnitud, principalmente el del Mar Caribe y Estados Unidos. En este mismo mes, el flujo del este aumenta su área de influencia, abarcando casi todo el Océano Pacífico, llegando a las costas de Centro y Sudamérica y atravesando el norte de México, para llegar a la región central de Estados Unidos. En julio, las costas del 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 tres áreas de flujo del oeste con valores mayores de 25 Kg(m.s)^{-1} , centrados entre 15°N y 75°W , 40°N y 90°W y 20°S y 52°W . La primera área abarca desde el Océano Pacífico tropical oriental hasta el Mar Caribe, Centroamérica y parte del Golfo de México. La segunda, el sureste de Estados Unidos y el 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 10 Kg(m.s)^{-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; además, muestra variaciones irregulares en cuanto a su dirección, principalmente sobre California, Baja California, Océano Pacífico norte y la región sureste de Estados Unidos.

Analizando gráficas de persistencia de viento en los niveles entre 850 - 500 mb, que es donde se encuentran los valores máximos de flujo eddy, se observan valores menores del 60% sobre estas regiones (Reyes *et al.*, 1985). De acuerdo con varios estudios realizados sobre el flujo eddy zonal, éste es al menos de un orden de magnitud menor que el total (Chen, 1985), lo cual trae como consecuencia que el nivel de ruido del flujo eddy zonal sea comparable a su misma magnitud; por lo tanto, una interpretación física de éste no es significativa. Para el presente trabajo el flujo eddy transitorio fue de dos órdenes de magnitud menor que el total.

Flujo total meridional

Este flujo (figura 9) presenta características muy semejantes durante los meses de

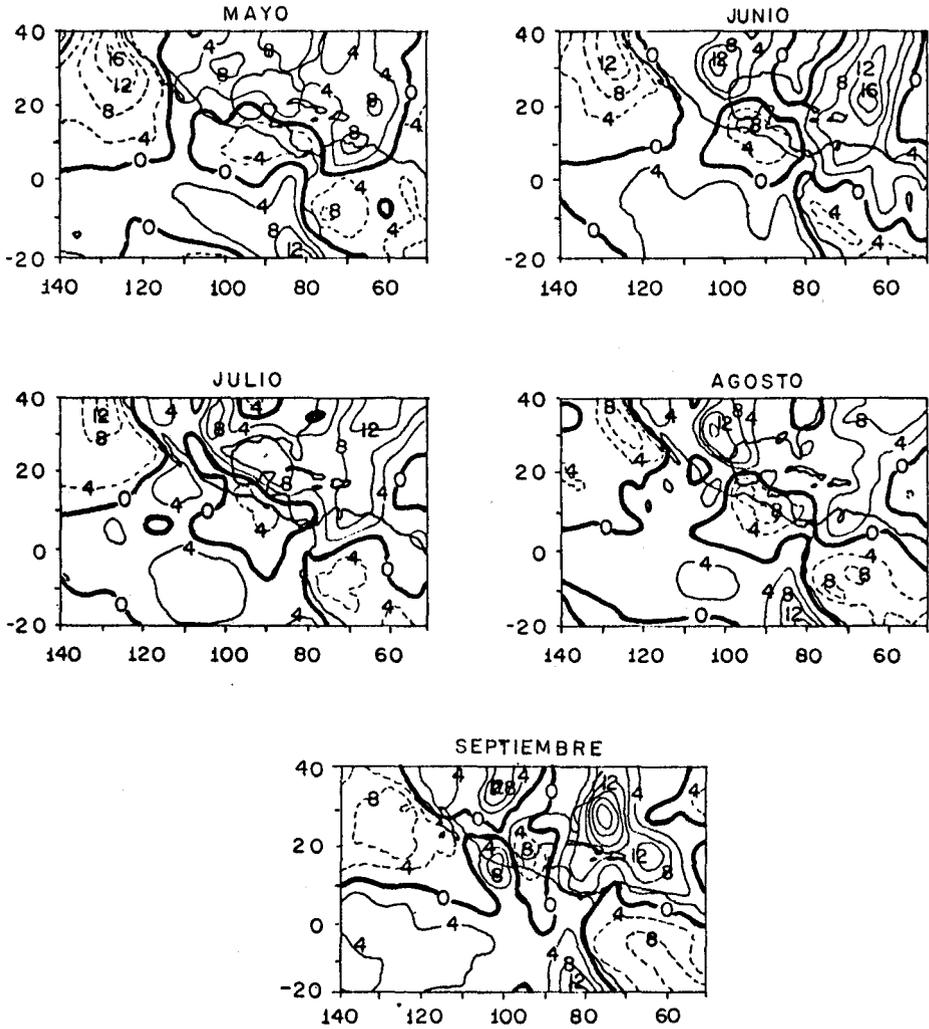


Fig. 9. Flujo meridional total integrado verticalmente de 1 000 a 300 mb, durante mayo-septiembre de 1979; las unidades están dadas en 10 Kg(m.s)^{-1} . Las isolíneas punteadas (continuas) denotan flujo hacia el sur (norte), el flujo cero se representa con una línea gruesa continua.

mayo a septiembre. Se observa flujo del norte sobre las áreas del Océano Pacífico norte, el sur de México, Centroamérica (excepto en el mes de septiembre) y gran parte de América del Sur; los valores máximos, $> 80 \text{ Kg(m.s)}^{-1}$, se encuentran al oeste de California de mayo a julio y en Sudamérica durante agosto y septiembre. El flujo del sur, más variable que el del norte, sufre un aumento considerable a partir del mes de junio sobre las regiones del noreste de México y el 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 HS durante mayo a agosto, ha sido desplazado por el flujo que viene del sur, alcanzando valores mayores de 80 Kg(m.s)^{-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°N en el mes de mayo, para llegar a los 9°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 en el oeste de la República mexicana es la penetración de flujo del sur por un angosto canal centrado aproximadamente en los 110°W y entre los 5°N y 20°N . El flujo a lo largo de este canal tiene su máxima intensificación y cobertura en el mes de julio, con valores mayores de 40 Kg(m.s)^{-1} . En septiembre se ve parcialmente interrumpido por la penetración del flujo del norte del Océano Pacífico, quedando no obstante un flujo del sur considerable, $> 80 \text{ Kg(m.s)}^{-1}$, en el suroeste de México.

Otra penetración de 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 ejerce influencia sobre toda Centroamérica.

La influencia de los niveles inferiores (1 000 - 700 mb) en el transporte meridional de vapor de agua es muy notoria (figura 4). Los centros de alta presión frente a las costas de California y al sureste del Brasil 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 in-

fluenciada por el calentamiento en Norteamérica y por la presencia de la cordillera de los Andes, la cual puede actuar como barrera, obstruyendo el paso a los vientos del sureste que vienen del CAPS y a los vientos que atraviesan transversalmente América del Sur y que provienen 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 Centroamérica. Su aumento en agosto parece deberse a la intensificación y alejamiento del CAPS, lo que permite menor oposición del flujo del sur sobre Centroamérica.

El incremento del flujo del sur durante los meses de junio y septiembre, sobre la región del Mar de los Sargazos, sugiere dos mecanismos de formación: 1) el correspondiente al mes de junio parece deberse a la formación de un centro de baja presión sobre la corriente del Golfo que, aunada al CAPA, formaron una zona de confluencia orientada meridionalmente, intensificando fuertemente el flujo del sur sobre esta zona; 2) el incremento en septiembre parece deberse a la presencia del huracán Frederic, el cual tuvo una duración de aproximadamente 15 días (desde su estadio de depresión hasta huracán maduro).

Flujo eddy transitorio meridional

Este flujo (figura 10) ocurre con mayor magnitud y persistencia en la región oriental de Estados Unidos y el Océano Atlántico adyacente. Se observa una zona de divergencia muy bien definida situada en los 7°N aproximadamente, delineando el flujo del sur en el HN con el flujo del norte en el HS; en ambos hemisferios se encuentran pequeñas regiones con flujo contrario. El flujo del sur es más significativo que el del norte, sus valores máximos se presentan entre 20° - 40°N sobre la región occidental del Océano Atlántico, en el sureste de Estados Unidos y en la parte sur de Baja California.

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 sobre el 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 un movimiento vertical, surgiendo

así la inestabilidad. Esta zona, en general, está muy influenciada por fenómenos atmosféricos tropicales y extratropicales, así como por su interacción, por lo que presenta gran inestabilidad.

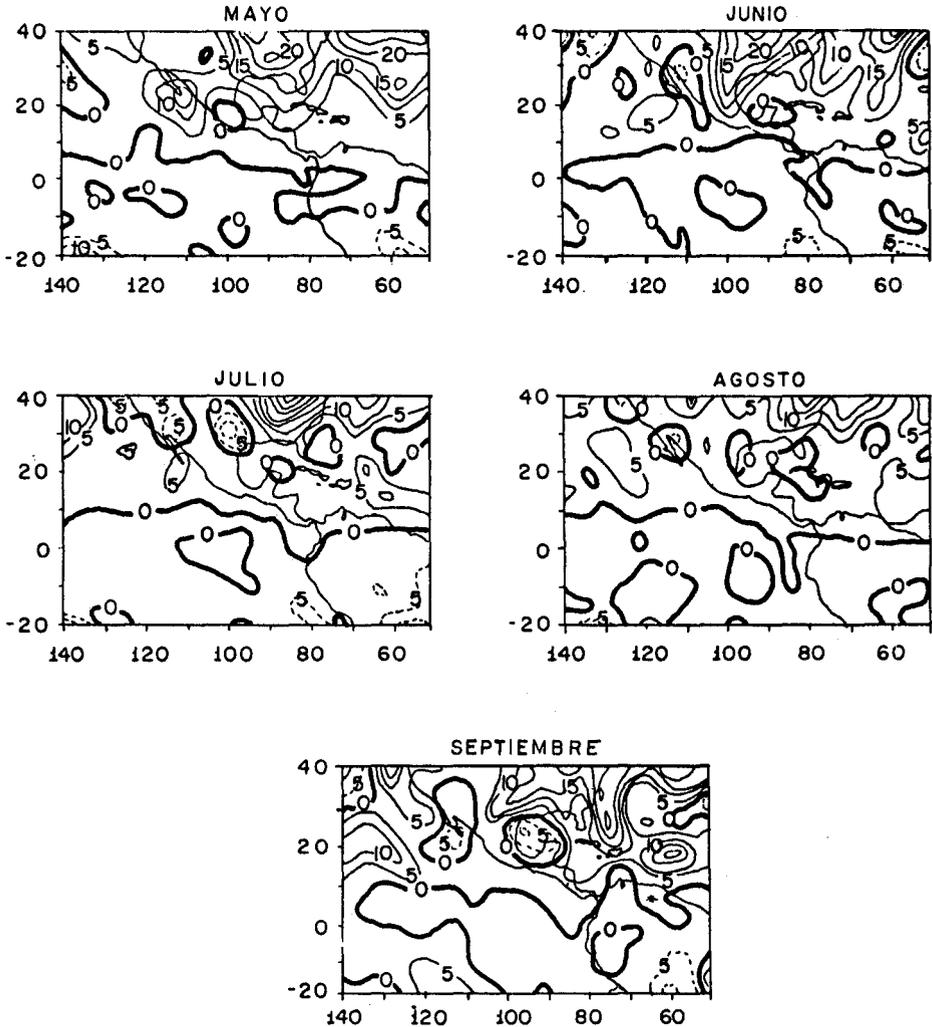


Fig. 10. Igual que Fig. 9, solo que para el flujo eddy transitorio y en unidades de $\text{Kg}(\text{m}\cdot\text{s})^{-1}$.

Se encuentran también valores altos sobre el Mar de los Sargazos, debido, quizá, al efecto de la corriente del Golfo sobre el flujo superficial. Conforme el flujo superficial alcanza latitudes más altas, su parte superior comienza a enfriarse, 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. Se observa otro máximo de relativa importancia frente a Baja California durante todos los meses, principalmente en mayo y septiembre; se sugiere que puede estar relacionado con el efecto cizallante entre los diferentes niveles de presión debido al gradiente vertical del viento. Mediante comparaciones visuales del viento hechas entre diferentes niveles, se obtuvieron valores considerablemente elevados sobre esta región en particular.

CONCLUSIONES

Con el análisis de perturbación aplicado a la región atmosférica de América tropical se ha podido discutir cuantitativamente la estructura espacial y temporal del campo de flujo meridional de vapor de agua. Asimismo, se han podido reafirmar y extender algunas de las conclusiones más sobresalientes obtenidas por otros autores para la región en estudio. Los resultados de este estudio describen las características del flujo (total, advectivo, eddy transitorio y estacionario) de vapor de agua para los meses de mayo a septiembre de 1979; sin embargo, algunas de las características encontradas son propias del comportamiento climatológico.

En particular, la estructura espacial obtenida en este estudio coincide *grosso modo* con los resultados de Benton y Estoque (1954) y de Rasmusson (1967), pudiéndose afirmar que las diferencias encontradas se deben principalmente a los distintos paquetes de datos utilizados y a los distintos períodos de estudio analizados.

La mayor cantidad del flujo se encuentra casi siempre entre la superficie y los 850 mb, lo cual coincide con lo encontrado por Palmén y Newton (1969), Newell *et al.* (1972) y Boogaard (1964), los cuales encuentran un flujo horizontal relativamente débil para niveles superiores a los 800 mb.

De acuerdo con varios estudios (White, 1951; Chen, 1985) el flujo advectivo es del mismo orden de magnitud que el flujo total, mientras que el flujo eddy (transitorio y estacionario) es al menos un orden de magnitud menor que el total, dependiendo fuertemente de la región y época del estudio, así como de los fenómenos atmosféri-

cos asociados. Las conclusiones más relevantes que se obtienen son las siguientes:

Flujo de vapor de agua longitudinalmente promediado

- El flujo total zonal relevante para la región tropical se encuentra entre los 1 000 - 700 mb y procede permanentemente del este. Se encuentra un flujo del oeste bien definido entre los 0 - 10°N de mayo a septiembre, principalmente a niveles inferiores.
- El flujo eddy zonal presenta magnitudes mucho más pequeñas que el flujo total.
- La transferencia total meridional es alrededor de dos o tres veces menor que la correspondiente zonal, y está dominada principalmente por el tipo de Circulación Hadley, por lo que tiende a mantener el gradiente de humedad del ecuador hacia los polos; sus máximos valores se encuentran entre los 1 000 - 850 mb.
- 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 Hadley; *i.e.*, distribuyendo hacia los polos la humedad atmosférica.

Flujo de vapor de agua verticalmente integrado

- Los máximos valores del flujo total zonal se encontraron en la zona del Caribe, norte de Sudamérica y Pacífico sur-ecuatorial occidental.
- El flujo sobre la vertiente oriental de la República mexicana tiene claramente su origen en la región tropical del Atlántico (en el Golfo de México, el Mar Caribe y en las Antillas). Por lo contrario, el flujo sobre la vertiente occidental presenta su origen en el Océano Pacífico de las latitudes medias y la zona tropical.
- Los valores de flujo eddy zonal son al menos de un orden de magnitud menor que el flujo total zonal.
- Una característica muy importante que se observó en el flujo total meridional fue la aparición de un flujo del sur que atraviesa el ecuador, centrado en los 110°W. Este flujo transporta vapor de agua a la vertiente occidental de la República mexicana; según Reyes y Cadet (1987), este tipo de flujo está relacionado con una circulación del tipo monzónico.

- Es muy importante para calcular el flujo total meridional tomar en cuenta el flujo eddy, tanto transitorio como estacionario, ya que verticalmente integrado y promediado zonalmente llega a representar un 80% de la magnitud del total, exceptuando las latitudes entre los 10°S - 10°N. De ésto 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.

- El promedio zonal del flujo eddy transitorio meridional integrado verticalmente muestra un decaimiento en magnitud de mayo a septiembre en latitudes medias y un aumento en latitudes tropicales (10° - 20°N). Por su parte, el flujo eddy estacionario muestra, en sus máximos localizados en 29°N y 10°S, un aumento de mayo a septiembre, siendo más pronunciado en esta última latitud.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Oc. Enrique García por su gran esmero en la elaboración de las figuras. Este trabajo forma parte del proyecto de 'Meteorología de Centroamérica y México (MECEMEX)', y fue financiado por el CONACYT, bajo la clave PCECBNA - 021026.

BIBLIOGRAFIA

- BENTON, G. S. y M. A. ESTOQUE, 1954. Water vapor transfer over the North American Continent. *J. Meteor.*, 1, 462-477.
- BOOGAARD, M. E., 1964. A preliminary investigation of the daily meridional transfer of atmospheric water vapor between the ecuator to 40°N. *Tellus* 16, 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., New York, Inter. Geoph. Ser., 509 pp.
- GODSKE, C. L., T. BERGERON, BJERKNES and BUNGAARD, 1957. Dynamic Meteorology and Weather Forecasting, American Meteorology Society, Massachusetts, 800 pp.

- HASIMOTO, B. R., 1986. Flujo atmosférico de vapor de agua sobre América tropical durante Mayo a Septiembre de 1979. Tesis de Licenciatura. Escuela de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, B. C., 93 pp.
- HASTENRATH, S. L., 1966. The flux of atmospheric water vapor over the Caribbean Sea and Gulf of Mexico. *J. Appl. Meteor.*, 5, 778-788.
- HOSKINS, B. J. y R. P. PEARCE, 1983. Large Scale Dynamical Processes in the Atmosphere. Academic Press (London), 397 pp.
- 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. I, 258 pp.
- NIEUWOLT, S., 1977. Tropical Climatology, John Wiley and Sons, Londres, 207 pp.
- PALMEN, 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.
- RASMUSSEN, 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 D. L. CADET, 1986. Atmospheric water vapor and surface flow patterns over the Tropical America during May-August 1979. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 582-593.
- REYES, S. y D. L. CADET, 1987. The southwest branch of the North American Monsoon during summer 1979. Aceptado para publicación en *Mon. Wea. Rev.*
- REYES, S., D. VILLALOBOS, R. HASIMOTO y J. GARCIA, 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 período de 1979. Tesis de Licenciatura, Escuela de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, B. C., 62 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.
- WHITE, R. M., 1951. The meridional eddy flux of energy. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 80, 188-199.