

LAS CIRCULACIONES ROTACIONALES Y DIVERGENTES DURANTE LA FASE III DEL GATE

JORGE A. AMADOR*

RESUMEN

Datos dinámicamente inicializados (correspondientes a resultados obtenidos de una versión limitada de un modelo global de once niveles en coordenadas sigma) fueron usados para calcular las circulaciones rotacionales y divergentes para dos capas diferentes (850-700 mb y 250-200 mb) sobre una región ligeramente mayor que la escala A durante la Fase III del GATE a las 12 T.M.G.

Haciendo uso del teorema de Helmholtz, las ecuaciones de tipo elíptico en dos dimensiones derivadas para las partes divergente y rotacional del viento fueron resueltas numéricamente por el método de sobre-relajación sucesiva, usando las condiciones de contorno de Dirichlet.

Los resultados indican que la contribución de la parte divergente al flujo total fue significativa durante ese período, en especial en el Atlántico Central y la región central de África. Las circulaciones zonales divergentes y aquellas en planos meridionales presentan magnitudes comparables, lo cual es consistente con resultados previos obtenidos para los campos medios durante las tres fases del GATE.

Las distribuciones del potencial de velocidad y la función corriente presentan una aparente correlación, lo que sugiere que las circulaciones divergentes podrían jugar un papel importante en el manteni

* Escuela de Física y Centro de Investigaciones Geofísicas. Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.

miento de vorticidad relativa en la región asociada con el flujo monsonal sobre el Africa Central. Los resultados anteriores indican también que las circulaciones divergentes podrían actuar como mecanismos productores de energía cinética en los trópicos.

ABSTRACT

Dinamically initialized data (corresponding to results of a limited area version of a global circulation model in a sigma coordinate system at eleven pressure levels) were used to compute the rotational and divergent circulations for two different layers (850-700 mb) over an extended A-scale region during Phase III of Gate at 1200 G. M.T. Making use of the Helmholtz theorem, the two-dimensional elliptic type equations derived for both, the divergent and the rotational parts of the wind were solved numerically with the successive over-relaxation method with Dirichlet boundary conditions.

The results indicate that the contribution of the divergent mode to the total flow was significant during this period, specially in Central Africa and the Central Atlantic. The zonal divergent circulations and those in meridional planes are of comparable magnitude, in agreement with previous results for the mean fields during the three phases of GATE.

The velocity potential and stream function distributions show an apparent correlation, suggesting that the divergent circulations may play an important role in maintaining the relative vorticity associated with the monsoonal flow over Central Africa. The above results also suggest that the divergent circulations may act as important mechanisms in the generation of kinetic energy in the tropics.

1. INTRODUCCION

La asimetría zonal de la circulación general en los trópicos es un problema de vital importancia en la comprensión del balance energético en el globo y de los procesos responsables del transporte de propiedades hacia el norte.

Krishnamurti (1971) enfatizó la importancia de las circulaciones divergentes este-oeste al explicar algunas de las diferencias observadas en la distribución zonal de la circulación tropical. Desde entonces se han realizado algunos intentos por relacionar estas circulaciones zonales con las características de escala global en los trópicos (Tripoli y Krishnamurti, 1975 y Krishnamurti, 1979; entre otros). La falta de información en algunas regiones tropicales especialmente al norte de América del Sur, Africa y el Océano Atlántico hicieron difícil la interpretación de algunos resultados en el trabajo de Tripoli y Krishnamurti (1975). Krishnamurti (1979) hizo un análisis de las circulaciones divergentes durante los 100 días del GATE (niveles altos únicamente), período para el cual la información disponible parece ser adecuada para esos cálculos.

Recientemente Amador (1981) investigó la asimetría zonal en diferentes parámetros para la Fase III del GATE. Grandes diferencias zonales fueron encontradas en la mayor parte de los parámetros analizados (componentes zonal, meridional del viento, humedad relativa, altura del geopotencial, divergencia, vorticidad relativa y absoluta, transporte de propiedades hacia el norte, entre otras) lo que sugiere la existencia de algún tipo de mecanismos capaces de mantener las diferencias observadas. Es el objetivo de este trabajo entonces particularizar el estudio de las circulaciones divergentes a la Fase III del GATE y comparar los resultados con los de Krishnamurti (1979) y su relación con la distribución zonal de propiedades encontradas por Amador (1981).

Además de lo anterior se extiende el estudio de las circulaciones irrotacionales a la baja troposfera y a las circulaciones no divergentes tanto en la alta como la baja troposfera a fin de investigar la consistencia espacial (horizontal y vertical) de los resultados y su relación con los campos medios para la III Fase del GATE.

2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS E INFORMACION USADA

Los datos usados en este trabajo corresponden a los de la Fase III del GATE a las 12 T.M.G. (29 de agosto al 18 de setiembre de 1974).

El área de análisis se denota aquí como la escala A* (corresponde a lo que en la terminología del GATE sería una "Escala A extendida") con fronteras en 77°W, 49°E, 35°N y 15°S. Toda la información básica usada en este trabajo fue obtenida directamente de la Oficina Meteorológica Británica, encargada del procesamiento de los datos durante el GATE (Global Atmospheric Research Programa Atlantic Tropical Experiment). Esos datos corresponden a información dinámicamente inicializada mediante el uso de una versión de área limitada de un modelo global de once capas en coordenadas sigma. Información de la forma en que el dato básico fue procesado, así como los métodos del análisis objetivo utilizados y los controles de calidad efectuados pueden encontrarse en Met 0 11 Analysis Group (1976). Las regiones en donde se encontró dificultades con la información son básicamente: la región montañosa del este de Africa, sobre Sur América, el Suroeste del Océano Atlántico y cerca de las fronteras de la escala A*.

Seis etapas básicas fueron utilizadas para obtener los campos de variables atmosféricas sobre la escala A* por medio de ciclos de análisis y pronósticos:

- a. Derivación del campo fundamental del pronóstico anterior seguido por una interpolación de variables de niveles σ a niveles p para su uso en el punto c.

- b. Extracción de datos atmosféricos en el tiempo τ usando el proceso de interpolación óptima en los niveles p .
- c. Ajuste del campo fundamental tomando en cuenta los datos observacionales en los niveles p .
- d. Interpolación de las variables de niveles p a niveles σ .
- e. Inicialización dinámica de los campos de variables y reducción de las ondas de alta frecuencia por medio de ajustes mutuos del campo de vientos y del campo de masa.
- f. Estimación de los campos de variables en el tiempo $\tau + 12$ (ó $\tau + 24$) por medio del modelo dinámico utilizado.

El modelo usado y algunas de las técnicas de interpolación han sido descritas por Lyne y colaboradores (1975).

Datos para la componente zonal u y la meridional v del viento estuvieron disponibles en una base longitud/latitud con un espaciamiento regular de 2 grados en la "horizontal" y varios niveles en la vertical. (los que interesan a este trabajo son los de 700, 850, 250 y 200 mb).

De acuerdo al espaciamiento entre datos y al dominio en el cual la información está disponible (escala A^*) los arreglos son del tipo 64×26 (este-oeste y norte-sur respectivamente).

Las cantidades derivadas como la divergencia y la vorticidad relativa fueron calculadas como se explica en la sección 3.2. Los esquemas numéricos usados para el cálculo de las variables anteriores reducen las matrices de información a 62×24 elementos, de tal manera que los resultados se presentan en una escala A^* ligeramente modificada ($75^\circ W$,

47°E, 33°N, 13°S).

3. METODO USADO

3.1. Las ecuaciones de las circulaciones rotacionales y divergentes.

Las partes rotacionales y divergente del flujo medio horizontal fueron calculadas haciendo uso del teorema de Helmboltz.

$$\vec{V}_t = \vec{V}_\psi + \vec{V}_x \quad (1)$$

$$\text{donde} \quad \vec{V}_\psi = \hat{K} \times \nabla \psi \quad (2)$$

$$\text{y} \quad \vec{V}_x = -\vec{\nabla} \chi. \quad (3)$$

Aquí \vec{V}_ψ y \vec{V}_x representan respectivamente la parte rotacional y divergente del campo total \vec{V}_t , \hat{K} es un vector unitario normal a la superficie de la tierra y $\vec{\nabla}$ es el operador nabla. De las ecuaciones (1), (2) y (3) se tiene que

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V}_t = -\nabla^2 \chi \equiv D \quad (4)$$

$$\hat{K} \cdot \vec{\nabla} \times \vec{V}_t = \nabla^2 \psi \equiv V, \quad (5)$$

donde D y V se refieren respectivamente a la divergencia y a la vorticidad relativa del campo de velocidades.

Las ecuaciones (4) y (5) son ecuaciones de tipo elíptico en dos dimensiones que pueden ser resueltas numéricamente si D y V son conocidas en un número discreto de puntos en un dominio finito y condiciones de contorno apropiadas son especificadas.

Las condiciones de contorno pueden ser de tres tipos: a) la especificación de la función a lo largo de la frontera (Dirichlet), b) la especificación de la derivada de

la función a lo largo del contorno (Newmann) o c) una combinación de a) y b).

El método usado en el presente trabajo para resolver las ecuaciones (4) y (5) es el de sobre-relajación sucesiva (srs). Como este método se sabe que es lento para converger con condiciones de contorno de Newmann (Sangster, 1960, Hawkins y Rosenthal, 1965), condiciones de contorno de Dirichlet fueron usadas para encontrar la distribución espacial de X y ψ . Nótese que X y ψ son funciones que están ligadas a través de las ecuaciones (1), (2) y (3). Lo anterior debe tenerse en cuenta a la hora de resolver las ecuaciones (4) y (5).

3.2. Cálculo de la vorticidad y la divergencia

Los datos usados para el cálculo de la vorticidad relativa y la divergencia durante la Fase III del GATE están disponibles cada 2 grados en una base longitud/latitud sobre la superficie de la tierra en la región definida por 75°W a 47°E y de 33°N a 13°S para varios niveles isobáricos en la vertical. Si la desviación de la tierra con respecto a una esfera no es considerada (para la mayor parte de los problemas geofísicos esa desviación es despreciable); las distancias de grilla Δx y Δy en las direcciones zonal y meridional son las verdaderas distancias sobre la superficie de la tierra. Esto es:

$$\Delta x = 2 a \delta \cos \varphi \quad ; \quad \Delta y = 2 a \delta, \quad (6)$$

donde a: radio ecuatorial (6378.2 Km)

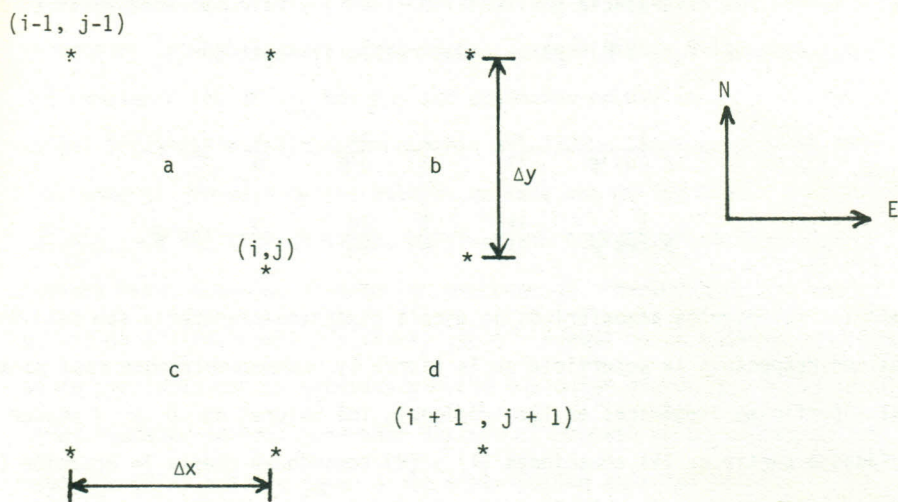
φ : ángulo latitud

δ : ángulo en radianes correspondientes a un grado de longitud (latitud).

Como el dato inicial está definido sobre la grilla formada por puntos en una base longitud/latitud no existe ninguna distorsión de mapa en los resultados. Debe notar

se sin embargo que los resultados derivados de una grilla rectangular (como en este trabajo) presentan una ligera distorsión ya que la grilla verdadera no es ni un plano ni un rectángulo. Esa distorsión sin embargo es despreciable comparada con errores de observación en los datos y posiblemente con los errores derivados de los esquemas numéricos usados, así que no se considera en el presente estudio.

La descripción del método usado para calcular la divergencia y la vorticidad relativa pueden ser simplificados si se usa una grilla de puntos como la que se muestra a continuación.



Los índices de grilla, i , j aumentan hacia el este y sur respectivamente. Los puntos $(i-1, j-1)$ y $(i+1, j+1)$ han sido marcados en la grilla para referencia del lector.

Supongamos que valores de D y V van a ser estimados en el punto (i, j) con valores de u y v , las componentes zonal y meridional del viento respectivamente, definidas en todos los puntos marcados con un asterisco. Primero que todo se definen cuatro áreas (marcadas a, b, c y d) cuadradas (en el sentido $2^\circ \times 2^\circ$) y que rodean el punto (i, j) . El área a por ejemplo está definida por los puntos $(i-1, j-1)$, $(i-1, j)$, (i, j) y $(i, j-1)$.

En un sistema de coordenadas curvilineo esférico (λ, φ, r) donde λ : ángulo de longitud, φ : el ángulo de latitud y r la distancia radial medida desde el centro de la tierra, la divergencia horizontal $D(\lambda, \varphi)$ y la componente vertical de la vorticidad relativa $V(\lambda, \varphi)$ están dadas respectivamente por

$$D = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial v}{\partial \varphi} - \frac{v}{a} \tan \varphi, \quad (7)$$

$$V = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial u}{\partial \varphi} + \frac{u}{a} \tan \varphi. \quad (8)$$

Como los movimientos atmosféricos de escala sinóptica-planetaria son casi-horizontales con respecto a la superficie de la tierra (y consecuentemente casi paralelos a las superficies isobáricas en los trópicos), los valores de D y V pueden ser calculados a partir de las ecuaciones (7) y (8) tomando en cuenta la ecuación (6). A continuación se describe el método de cómputo de D como ilustración para el punto (i, j) . Esto se realiza en dos pasos fundamentalmente. Primero, un valor de D es calculado para cada una de las áreas a, b, c y d , haciendo uso de toda la información disponible.

Los primeros dos términos de la derecha en la ecuación (7) son evaluados respectivamente en la forma:

$$\left[u_{i,j-1} + u_{i,j} - u_{i-1,j-1} - u_{i-1,j} \right] / 2 \Delta x ; y$$

$$\left[v_{i,j-1} + v_{i-1,j-1} - v_{i,j} - v_{i-1,j} \right] / 2 \Delta y , \text{ con}$$

Δx y Δy dados por (6).

La componente v en el último término de (7) es estimada como el promedio de los valores en las esquinas del área donde D está siendo calculada. Los términos que contienen $\sin \varphi$ ó $\cos \varphi$ son estimados en una latitud intermedia (en el caso del área "a" la latitud corresponde a $j-1/2$). Segundo, el valor de $D_{i,j}$ se define como el promedio de los valores en cada una de las áreas a, b, c y d. Este segundo paso fue llevado a cabo para reducir cualquier posible error de sesgo que pudiera haber ocurrido durante los procesos de interpolación de los datos en los puntos de grilla (Endlich y Clark, 1963). Además de lo anterior ese procedimiento de suavizado reduce substancialmente cualquier efecto que áreas pequeñas de valores anómalos grandes generados durante el proceso de pronóstico (Lyne y colaboradores, 1975) pudiera tener en la distribución espacial de D .

El cálculo de V (ecuación 8) fue realizado en forma análoga al de D , por lo que se omite una explicación al respecto.

3.3. Solución numérica de las ecuaciones de las circulaciones y condiciones de contorno

Las ecuaciones de las circulaciones a resolver, ecuaciones (4) y (5) presentan lo que se denomina un problema de valores en la frontera. Ambas ecuaciones son de

forma elíptica, es decir del tipo

$$\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} = R \quad (9)$$

donde S y R representan el potencial de velocidad X y la divergencia D respectivamente o la función corriente ψ y la vorticidad relativa v respectivamente.

La forma discreta (de 5 puntos) de la ecuación (9) está dada en un sistema de grilla (i, j) como el de la sección 3.2 por

$$\frac{S_{i+1,j} - 2S_{i,j} + S_{i-1,j}}{(\Delta x)^2} + \frac{S_{i,j+1} - 2S_{i,j} + S_{i,j-1}}{(\Delta y)^2} = R_{i,j} \quad (10)$$

donde el subíndice (i,j) se refiere al punto de grilla para el cual el valor de S o R está disponible y Δx y Δy representan las distancias de grilla en la dirección i y j respectivamente. En general Δx y Δy son diferentes (como en el presente trabajo) y están dados por las ecuaciones (6) para el caso de una grilla sobre el globo terrestre.

La derivación del método iterativo srs es bien conocida (ver por ejemplo Roache, 1972) y no será repetida aquí. La ecuación de iteración srs con superíndices iterativos k y k+1 toma la forma (usando ecuaciones (9) y (10):

$$S_{i,j}^{k+1} = S_{i,j}^k + \frac{\alpha}{2(1+\beta^2)} \left[\beta^2 (S_{i,j+1}^k + S_{i,j-1}^k) + S_{i+1,j}^{k+1} - (\Delta x)^2 R_{i,j} - 2(1+\beta^2) S_{i,j}^k \right] \quad (11)$$

donde $\beta = \frac{\Delta x}{\Delta y}$ y α es un parámetro comodín con valores $\alpha = 1$ para el método de srs y $\alpha = \omega$ (el factor de relajación) para optimización del srs.

En el caso presente se hizo uso del factor de relajación $\alpha = \omega$ para acelerar el proceso de convergencia ya que las matrices de información son relativamente grandes (62 x 24). Considerando que: a) en general el valor óptimo para ω (denominado aquí ω_0) depende de las características de la grilla, de la forma del dominio y del tipo de condiciones de contorno usadas; b) que para convergencia se requiere $1 \leq \omega \leq 2$; y c) que para regiones no rectangulares con Δx y Δy variables (como es nuestro caso) no existe forma conocida de estimar analíticamente el valor de ω_0 (Roache, 1972); el valor de ω_0 se estimó siguiendo la formulación de Frankel (1950):

$$\omega_0 = \frac{2(1 - \sqrt{1 - \xi})}{\xi}, \quad (12)$$

$$\text{con } \xi = \left[\frac{\cos\left(\frac{\pi}{I-1}\right) + \beta^2 \cos\left(\frac{\pi}{J-1}\right)}{(1 + \beta^2)} \right]^2$$

que es la solución analítica de ω_0 para un dominio rectangular de tamaño $(I-1) \Delta x$ $(j-1) \Delta y$ con Δx y Δy constantes, con condiciones de contorno de Dirichlet. Aplicando la ecuación (12) a nuestro caso se obtuvo un valor de $\omega_0 = 1.8182$. Aún cuando este valor hubiera sido suficiente para nuestro propósito de resolver ecuaciones del tipo (9), se realizaron diversos experimentos numéricos para encontrar una mejor aproximación del valor de ω_0 , lo cual es de gran importancia cuando ecuaciones como la (9) son resueltas en cada iteración como en el problema de la ecua

ción de transporte de vorticidad. En los experimentos numéricos se usaron condiciones de contorno de Dirichlet. Se encontró que valores menores que $\omega_0 = 1.8182$ estimados de acuerdo al problema de Frankel (1950) proveen una mayor rapidez de convergencia en el problema que nos ocupa. Después de experimentar con diferentes valores de ω cercanos y menores que 1.80 se encontró el valor de $\omega = 1.65$ como valor óptimo. Con este valor solo fueron necesarias 26 iteraciones para garantizar convergencia de S en todo el dominio dentro de una tolerancia igual a $5 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ tanto para $S = X$ como para $S = \psi$. Para valores de ω_0 mayores o menores que 1.65 en general la convergencia fue más lenta.

En la especificación de las condiciones de contorno, se siguió el procedimiento descrito en Hawkins y Rosenthal (1965), quienes a partir del trabajo de Sangster (1960) examinaron varios esquemas para especificar valores de frontera para X y ψ . La versión III de Hawkins y Rosenthal (1965) que describe adecuadamente un sistema en latitudes bajas fue adoptada en el presente trabajo. Esta, incluye la solución de la ecuación (4) con $X = 0$ en la frontera (de acuerdo a Hawkins y Rosenthal este procedimiento maximiza la porción de la energía cinética asociada a ψ y minimiza la de X) y el uso de esa solución para encontrar el valor de ψ en la frontera. El primer paso es introducir una frontera interior (aquellos puntos adyacentes a la frontera) y dos ecuaciones auxiliares derivadas de las ecuaciones (2) y (3) en la siguiente forma. Si se toman dos vectores unitarios \hat{n} y \hat{s} normal y a lo largo de la frontera (positivos hacia afuera y en el sentido antihorario respectivamente) y las ecuaciones (2) y (3), (con ayuda de ecuación 1) se multiplican escalarmente por \hat{n} y \hat{s} respectivamente se obtiene

$$\frac{\partial \psi}{\partial s} = -v_n + \frac{\partial X}{\partial n}, \quad (13)$$

$$\frac{\partial \Psi}{\partial \eta} = v_s - \frac{\partial X}{\partial s}, \quad (14)$$

donde s y n se refieren a distancias o valores a lo largo de la frontera y normal a ella respectivamente.

A partir de la ecuación (13) es posible definir Ψ en la frontera interior con ayuda de los valores de X (la solución de la ecuación (4) con $X=0$ en la frontera), usando diferencias centradas para $\frac{\partial X}{\partial n}$. Después de esto, con el uso de la ecuación (14) y usando diferencias centradas para $\frac{\partial X}{\partial s}$ se estimaron valores de Ψ en la frontera exterior mediante el uso de diferencias hacia afuera sobre un intervalo de grilla.

En los casos en que se requiere, una integración trapecoidal fue llevada a cabo. Tanto en la ecuación (13) como en la (14), los valores de v_n y v_s corresponden a los datos dinámicamente inicializados del vector viento para esta fase del GATE. El procedimiento anterior especifica valores de Ψ en todos los puntos de la frontera exterior, excepto en los cuatro puntos de las esquinas del dominio. Estos valores de Ψ en las esquinas fueron calculados simplemente como el promedio aritmético de los puntos adyacentes a cada esquina. Finalmente los puntos de Ψ en la frontera interior son descartados y se obtuvieron valores de Ψ en el dominio interior a la frontera exterior resolviendo la ecuación (5) con la ayuda de la ecuación (11) para $\omega_0 = 1.65$. Los valores de $D_{i,j}$ y $V_{i,j}$ usados en las ecuaciones (4) y (5) corresponden a valores medios en las capas 850 - 700 y 250 - 200 mb, lo que garantiza la representatividad de los resultados para niveles bajos y altos en la tropoposfera durante la Fase III del GATE.

Para investigar la consistencia de las soluciones de X y Ψ los campos de $D_{i,j}$ y

$V_{i,j}$ fueron calculados mediante el uso de la ecuación (10). Tanto $D_{i,j}$ como $V_{i,j}$ fueron exitosamente reconstruidos en el dominio interior de trabajo. Cerca de las fronteras, las diferencias entre los datos inicializados y los reconstruidos (de por sí ya esperadas) no fueron significativos para los propósitos del presente trabajo.

4.0. LAS CIRCULACIONES ROTACIONALES Y DIVERGENTES

Las circulaciones no-divergentes en niveles bajos durante la Fase III del GATE a las 12 T.M.G. fueron dominadas básicamente por los anticiclones cuasi-estacionarios del hemisferio norte localizados sobre el Océano Atlántico y la parte norte de Africa (Ver Fig. 1). Una región relativamente grande de circulación ciclónica se observa casi a todo lo largo de Africa cerca de 10°N , extendiéndose con un marcado decrecimiento en su intensidad sobre el Atlántico del Este y Central hasta 40° aproximadamente. Esta región fue discutida en mayor detalle por Amador (1981). En ese trabajo se encontró que el flujo del este reúne las condiciones necesarias para inestabilidad barotrópica, es decir $\frac{\partial}{\partial y} (f + \frac{\bar{U}}{a} \tan \varphi - \frac{\partial \bar{U}}{\partial y})$, el gradiente meridional de vorticidad absoluta cambia de signo, al norte de 10°N cerca de la región de máxima cortante horizontal ciclónica (f es el parámetro de Coriolis = $2\Omega \sin \varphi$; φ es la latitud y \bar{U} el flujo zonal medio durante el período analizado).

Un aspecto interesante de la Fig. 1 es la aparente correlación entre la región de cortante horizontal máxima y la trayectoria promedio de disturbios de escala sinóptica que fueron observados viajando hacia el oeste desde Africa del Este hasta el Océano Atlántico (Reed y colaboradores, 1977; Sadler y Oda, 1978) durante este período. El hecho de que algunos disturbios decayeron cerca de 45° sugiere que esa re-

gión de cortante pudo haber sido responsable parcialmente de su mantenimiento. Norquist y colaboradores (1977) presentaron alguna evidencia de que procesos barotrópicos y baroclínicos contribuyeron casi por igual al mantenimiento de esos disturbios sobre el Oeste de Africa y el Atlántico del Este. No se sabe si este es el caso más al Oeste (la convección podría jugar un papel importante en los sistemas que no decayeron).

La función potencial de velocidad a las 12 T.M.G. para niveles bajos se presenta en la Fig. 2. En esta figura dos mínimos fueron encontrados, uno cerca del Ecuador y 30°E y el otro cerca de las costas Suramericanas, próximo a los 55°O .

Los resultados anteriores concuerdan con los de Tripoli y Krishamurti (1975), aún cuando los últimos corresponden a un período diferente y métodos diferentes fueron usados en los cálculos en ese y el presente trabajo. En general se observa que las circulaciones rotacionales fueron dominantes durante este período en niveles bajos en especial en el Atlántico del Norte. En el cinturón $10^{\circ} - 20^{\circ}\text{N}$ sobre el Atlántico la contribución del flujo divergente fue más importante a juzgar por su magnitud, sin embargo representa tan solo una cuarta o quinta parte de la del flujo rotacional.

La intensidad de las circulaciones divergentes es comparable en planos zonales y meridionales, lo cual sugiere que este podría ser un mecanismo importante en el mantenimiento de las diferencias zonales en la estructura de la atmósfera tropical. En niveles altos las circulaciones rotacionales y divergentes son totalmente consistentes con las de niveles bajos (Figs. 3 y 4) y se comparan satisfactoriamente con los resultados de Krishnamurti (1971) y Krishnamurti (1979). También en niveles altos, las circulaciones zonales y meridionales derivadas del campo de X son de magnitud comparable.

En general, las circulaciones rotacionales son un orden de magnitud más grande que grande que las divergentes, excepto tal vez en la región Central de Africa (asociada posiblemente con el monzón) donde contribuyen hasta con un tercio o más de la energía cinética del flujo total.

Las distribuciones de X y ψ para esta Fase III del GATE concuerdan con las zonas secas y áridas (desérticas) del Norte de Africa, lo cual estimula a considerar los cálculos presentes como una buena aproximación a los campos reales. Una comparación de la distribución zonal del campo térmico dada por Amador (1981) para la Fase III del GATE con las circulaciones divergentes este-oeste del presente trabajo no permite aseverar si estas son de carácter directo o indirecto. Krishnamurti (1971) encontró que las circulaciones este-oeste fueron de carácter directo (conversión de energía potencial en cinética). Es probable que los resultados estén en desacuerdo con los de Krishnamurti (1971) ya que el sector oceánico al oeste de Africa se mostró (Amador 1981) ser ligeramente más caliente que el sector del oeste de Africa donde las circulaciones derivadas de X muestran flujo convergente y divergente en niveles bajos y altos respectivamente.

Otro aspecto interesante es la buena correlación observada entre las circulaciones rotacionales y divergentes y las áreas de divergencia y vorticidad relativa (positiva), (Amador, 1981), en especial en niveles bajos y medios sobre el sector africano. Lo anterior sugiere que las circulaciones derivadas de X podrían jugar un papel importante en el mantenimiento de la vorticidad relativa del flujo monsonal sobre la región.

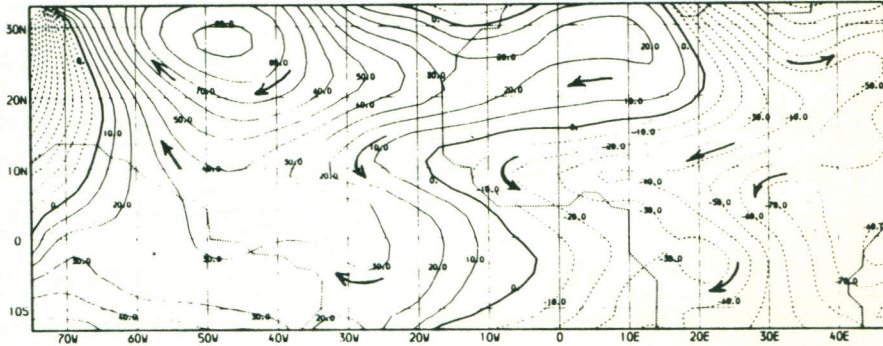


Fig. 1. Función corriente ψ para el viento horizontal medio durante la Fase III del GATE, a las 12.00 T.M.G. en la capa 850-700 mb. Unidades en $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Las flechas muestran la dirección del flujo aproximadamente.

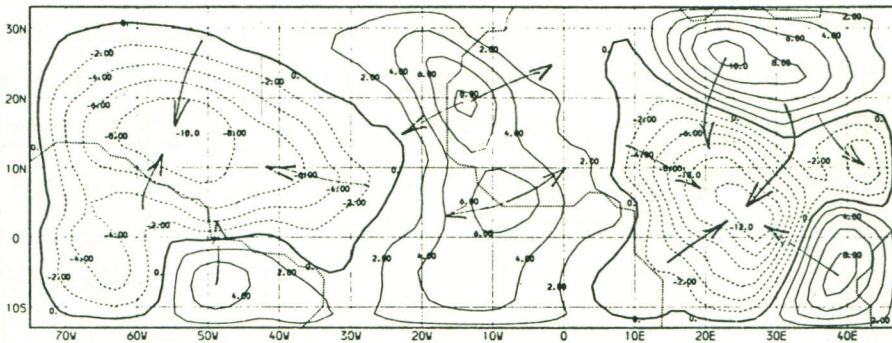


Fig. 2. Potencial de velocidad X para el viento horizontal medio durante la Fase III del GATE a las 12.00 T.M.G. en la capa 850-700 mb. Unidades en $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Las flechas muestran la dirección del flujo aproximadamente.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En el presente trabajo, las circulaciones rotacionales y divergentes fueron calculadas para la Fase III del GATE mediante el uso de datos dinámicamente inicializados. Los puntos importantes que se desprenden de este trabajo son:

- a. Las circulaciones irrotacionales en planos meridionales y zonales son de magnitud comparable. La importancia de esto es que estas circulaciones podrían actuar como mecanismos fundamentales en la producción de energía en los trópicos.
- b. Aún cuando no es posible concluir en el presente trabajo sobre el carácter directo o indirecto de las circulaciones divergentes, es probable que estas no sean de tipo directo como encontrara Krishnamurti (1971). Los resultados de Newell y colaboradores (1972), Sikdar y Cram (1974), Depradine (1980) y Amador (1981) sugieren un sector oceánico en el Este del Atlántico más caliente que las regiones continentales adyacentes, en especial cerca de los 10°N ; lo cual soporta la idea del carácter indirecto de estas circulaciones.
- c. La buena correlación entre las distribuciones de D , V (positiva) dadas por Amador (1981) y X , Ψ del presente trabajo sugieren que las circulaciones divergentes podrían jugar un papel importante manteniendo la distribución de V asociada con el flujo monsonal sobre el Africa Central.

A pesar de la evidencia presentada para soportar los puntos anteriores, es necesario sin embargo delucidar algunos problemas que no están del todo claros, en especial el de la importancia de las interacciones de X y Ψ en la producción de energía en los trópicos. Al respecto, se sugiere la evaluación del flujo de energía cinética entre X y Ψ , en especial en áreas donde X presenta contribuciones importantes al flujo total como en las regiones monsonicas.

Además de lo anterior, sería importante estudiar la variabilidad diurna de las circulaciones a fin de investigar posibles efectos en la escala sinóptica y convectiva y la producción de lluvia en las regiones tropicales.

REFERENCIAS

- Amador, J.A., 1981: Mean fields and synoptic scale systems during Phase III of GATE. Ph. D. Thesis. Reading University, Reading, England.
- Depradine, C.A., 1980: Energetics of large scale motion in the tropics during GATE at 250 mb. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 886-895.
- Endlich, R. M. y Clark, J. R., 1963: Objective computation of some meteorological quantities. *J. Appl. Meteor.*, 2, 66-89.
- Frankel, S.P., 1950: Convergence rates of iterative treatments of partial differential equations. *Mathematical tables and other aids to computation*. Vol. 4. pp. 65-75.
- Hawkins, H.F. y Rosenthal, S.L. 1965: On the computation of stream functions from the wind field. *Mon. Wea. Rev.*, 93, 245-252.
- Krishnamurti, T.N., 1971: Tropical east-west circulations during the northern summer. *J. Atmos. Sci.* 28, 1342-1347.
- Krishnamurti, T.N., 1979: Large scale features of the tropical atmosphere. *Meteorology over the tropical oceans*. Shaw, D.B. (ed.), Royal Meteorological Society, Bracknell, England.
- Lyne, W. H., Rowntree, P.R., Temperton, C. y Walker, J.M. 1975: Numerical modelling of GATE data. *Met O 20 Tech. Note N°II/70*. U.K. Meteorological Office. Bracknell, England.
- Met O 11 Analysis Group, 1976: A scheme for the objective analysis of GATE data. *Met O 11 Tech. Note N°74*. U.K. Meteorological Office. Bracknell, England.
- Newell, R.E., Kidson, J. W., Vincent, D.G. y Boer, G.J. 1972: The general circulation of the tropical atmosphere and interactions with extratropical latitudes. MIT Press. Vol. I, pp. 258.
- Norquist, D.C., Recker, E.E. y Reed, R.J. 1977: The energetics of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, 105-334-342.
- Reed, R.J. Norquist, D.C. y Recker, E.E., 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 317-333.
- Roache, P. J., 1972: *Computational Fluid Dynamics*. Hermosilla Publishers, Albuquerque, New Mexico, pp. 446.
- Sadler, J.C. y Oda, L.K., 1978: The synoptic (A) scale circulations during the Third Phase of GATE, 20 August-23 September 1974. University of Hawaii, Dept. of Meteorology, Hawaii.

RECONOCIMIENTOS

El autor agradece las valiosas sugerencias y discusiones del Prof. R. P. Pearce, Reading University, Inglaterra, durante la elaboración del presente proyecto de investigación. Asimismo reconoce la ayuda y facilidades prestadas por la Oficina Meteorológica Británica en la adquisición de los datos básicos. Se agradece la colaboración del University of London Computer Centre en el procesamiento de los datos y las facilidades otorgadas en su sistema CDC 7600. A la Organización Meteorológica Mundial, a la Universidad de Costa Rica y al CONICIT (Costa Rica) por la ayuda económica prestada durante las diferentes etapas de elaboración de este trabajo. Mi reconocimiento a la Sra. Ana I. Rojas por el trabajo mecanográfico.

- Sangster, W.E., 1960: A method of representing the horizontal pressure force without reduction of station pressures to sea level. *J. Meteor.*, 17, 166-176.
- Sikdar, D.N. y Cram, R.S., 1974: Upper tropospheric isobaric temperature and height fields over the tropical Atlantic from satellite infrared spectrometer soundings. *J. Meteor. Soc. Japan*, 52, 175-187.
- Tripoli, G.J. y Krishnamurti, T.N., 1975: Low level flows over the GATE area during summer 1972. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 197-216.

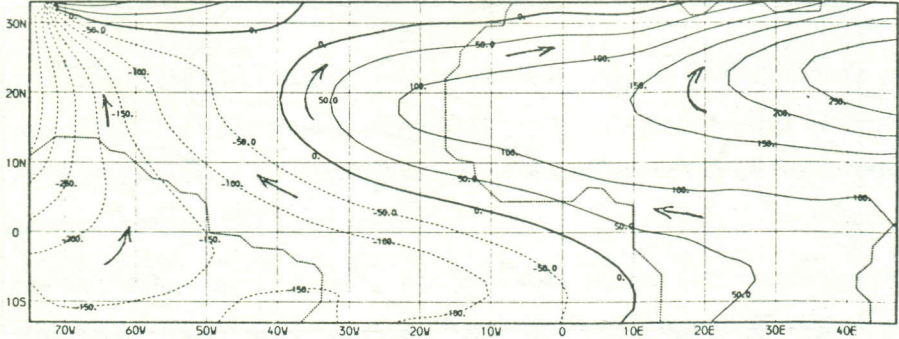


Fig. 3. Función corriente Ψ para el viento horizontal medio durante la Fase III del GATE₁ a las 12:00 T.M.G. en la capa 250-200 mb. Unidades en $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Las flechas muestran la dirección del flujo aproximadamente.

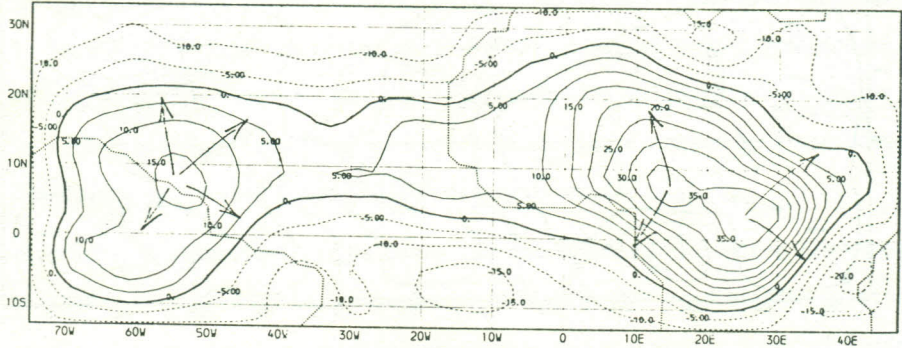


Fig. 4. Potencial de velocidad X para el viento horizontal medio durante la Fase III del GATE₁ a las 12:00 T.M.G. en la capa 250-200 mb. Unidades en $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Las flechas muestran la dirección del flujo aproximadamente.