



La Oscilación Cuasi-bienal, ENOS y acoplamiento de algunos parámetros superficiales y estratosféricos sobre Costa Rica

Jorge A. Amador¹ y Eric Alfaro

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

(Recibido 15 octubre 1995, aceptado 27 febrero 1996)

ABSTRACT

The Quasi-Biennial Oscillation (QBO) is clearly identified on the 50 hPa zonal wind component over Costa Rica with a dominant period of 29 months. The QBO easterly phases seem to be related alternatively to the warm component of ENSO. Surface pressure shows good consistency with the QBO easterly phases and with the author's previous results for the deseasonalized maximum temperature anomalies for various zones of Costa Rica during El Niño events. A larger Atlantic-Pacific pressure gradient is present during warm ENSO events, in contrast to that of cool events, which could be associated, to the observed increase in the trade wind speed over Costa Rica. Total ozone for Costa Rica is studied for a relatively short period (1978-1988), even though, it shows coherence with the above results. The ozone time series shows two dominant spectral peaks, one near the two years QBO period, and the other, near the five years mean ENSO occurrence during the period of analysis. In a warm ENSO event, total ozone presents a relative minimum. Other relative minima seem to be associated to the QBO easterly phases. The total ozone shows a negative linear trend over Costa Rica, which in general, agrees well with other results for tropical regions. Results of surface pressure and temperature anomalies, total ozone and QBO characteristics form a coherent relational group and suggest a coupling between the troposphere and the lower stratosphere for which no explanation is available.

1. Introducción

En un artículo anterior Alfaro y Amador 1996 (referido de aquí en adelante como AA), discutieron y analizaron algunas de las características de ENOS y su posible relación con la distribución espacial y temporal de las anomalías de valores mensuales de temperatura máxima y brillo solar para algunas regiones seleccionadas de Costa Rica. En ese trabajo, especialmente la temperatura, mostró fluctuaciones del orden de 0.5°C a 1°C que podrían estar asociadas a eventos ENOS. Las relaciones entre ENOS, cambios en la temperatura, la precipitación y otros

parámetros atmosféricos han sido extensamente estudiadas en los últimos años para diferentes condiciones. Philander, (1990) señala por ejemplo, que intensas lluvias o períodos anormalmente secos han sido asociados al ENOS en diversas regiones del globo.

Bajo ENOS, los gradientes de presión este-oeste en el Pacífico Tropical son relativamente débiles, las temperaturas superficiales relativamente altas y los vientos alisios débiles. Una de las manifestaciones más importantes del ENOS, además de la relacionada con la temperatura superficial del mar, es la asociada a cambios en la presión atmosférica para diversas regiones del globo (Edelson, 1987). Para evaluar cuantitativamente este último aspecto, se utilizan principalmente las diferencias o cambios de presión para algunas zonas seleccionadas en el Pacífico Tropical (Darwin y Tahití, por ejemplo).

¹Corresponding author address: Dr. Jorge Amador, Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica, 2060 San José, Costa Rica. E-mail: jamador@cariari.ucr.ac.cr

Hasta donde se tiene conocimiento, la posible relación de fenómenos como ENOS o la Oscilación del Atlántico Norte (OAN) y la presión superficial en regiones como la de Costa Rica o Centroamérica no ha sido hasta el momento estudiada.

Considerando que ENOS presenta manifestaciones muy diversas en los diferentes parámetros atmosféricos, es importante no solo identificar las señales asociadas a su comportamiento, sino, estudiar las relaciones espaciales y temporales entre esos parámetros. El presente trabajo intenta complementar el realizado por AA y además, establecer si existe alguna relación entre ENOS y la presión superficial para algunas zonas de Costa Rica. Se busca además estudiar algunos aspectos del acoplamiento vertical entre la presión en superficie y la Oscilación Cuasi-bienal (OCB) y la distribución temporal del ozono total sobre Costa Rica. Este último aspecto evidencia el interés del presente estudio en el análisis de factores de acoplamiento entre la troposfera (presión superficial y los parámetros estudiados en AA, especialmente las anomalías de temperatura), la estratosfera baja (ozono total), y la manifestación local de un fenómeno planetario como la OCB.

Con el propósito de discutir algunos aspectos relacionados con los objetivos de esta investigación se presenta en las secciones siguientes una revisión de los aspectos observacionales y teóricos de la OCB y el ozono total en latitudes tropicales. Una revisión de los aspectos de interés acerca de ENOS ha sido presentada por Alfaro (1993).

Oscilación Cuasi-bienal

Uno de los fenómenos que presenta características más interesantes de periodicidad en los movimientos atmosféricos es la OCB. La OCB está asociada, al viento zonal en la estratosfera tropical y puede ser separada de otros movimientos simplemente extrayendo las componentes zonal y meridional del viento estratosférico. Climatológicamente, el viento zonal estratosférico coincide con el ciclo anual de calentamiento y enfriamiento. El viento es del este en verano y del oeste en invierno, de latitudes polares a tropicales (Riehl, 1979).

El primero en reconocer el fenómeno de la OCB fue Ebdon 1960, quién mediante un análisis sinóptico realizado en la Oficina Meteorológica Británica identificó sobre la isla de Cantón (3 °S, 172° O), que durante un año dado, cerca de 50 hPa, los vientos en su mayoría eran del este y en el

próximo período del oeste. Ebdon concluyó que ese período, de cerca de un año de estes se alternaba con uno de oeste en la estratosfera tropical media.

Según Riehl 1979, esta oscilación presenta las siguientes características:

a.- Simetría con respecto al ecuador, con regímenes de viento del este y oeste alternados regularmente con un período de cerca de 30 meses.

b.- Se manifiesta primero cerca de los 30 km de altura y se propaga hacia abajo a razón de 1 km/mes por lo cual, la magnitud y dirección del viento en la tropopausa está fuera de fase con la magnitud y dirección del viento en la estratosfera media.

c.- Su amplitud es de aproximadamente 20 ms^{-1} en el ecuador y decae a la mitad de ese valor cerca de los 12° de latitud. Su máxima amplitud se encuentra entre los niveles de 23-30 km y desaparece hacia la tropopausa y hacia la estratosfera alta (50-60 km).

d.- Los máximos asociados a vientos del este son mayores que los del oeste (20 a 30 ms^{-1} , comparado con 10 a 15 ms^{-1}).

La OCB tiene movimientos meridionales y verticales relativamente muy pequeños. El viento zonal está aproximadamente en balance geostrófico cerca y sobre del ecuador (Matsuno, 1966) lo que provoca que haya un fuerte gradiente meridional de temperatura y una zona de cortante vertical para satisfacer la ecuación de balance del viento térmico.

Según Simmons 1978, la disipación de ondas y fenómenos transitorios son los factores de más peso en el comportamiento del flujo zonal medio, en donde el primer factor domina los cambios de dirección del flujo tropical. Cálculos teóricos indican que las ondas ecuatoriales estratosféricas son atenuadas primeramente por la radiación infrarroja proveniente del espacio la cual, tiende a suavizar las perturbaciones en la temperatura asociada con estas ondas. Esta atenuación depende fuertemente del corrimiento Doppler de la frecuencia de las ondas. Si el corrimiento Doppler decrece (Holton, 1992) la componente vertical de la velocidad de grupo también decrece y esto significa una gran fuente de energía porque este suavizamiento se mantiene durante un gran período de tiempo. Lo anterior, produce condiciones favorables para un transporte de momento zonal, el cual es transportado hacia arriba a través de la tropopausa por las ondas. El cambio

en el flujo zonal medio es por lo general del mismo signo que la velocidad de fase de la onda relativa al flujo medio, lo que reduce el corrimiento Doppler e incrementa la disipación que se lleva a cabo en zonas de cortante con corrimiento Doppler pequeño.

En particular, la disipación de la onda Rossby-gravitacional, que se propaga hacia el oeste, tiende a incrementar el flujo zonal del este (reducir el flujo del oeste) y la disipación de la onda Kelvin, que se propaga hacia el este, incrementa el flujo del oeste. Las ondas Kelvin, son desintensificadas rápidamente en zonas de cortante vertical oeste transfiriendo momento del oeste al flujo medio causando que la cortante disminuya. Similarmente, las ondas del este Rossby-gravitacionales, son desintensificadas en zonas de cortante vertical este, lo que causa una aceleración del este y disminuye la cortante este. De esta manera, la magnitud del flujo zonal medio es forzado a oscilar hacia el este y el oeste con un período que depende primeramente del transporte vertical de momento y posteriormente de otras propiedades de las ondas que no tienen que ver con el calentamiento solar.

En resumen, la OCB es primeramente excitada por la propagación vertical de los modos de onda a través de pérdida radiativa, lo que causa un decaimiento en la amplitud con la altura y transfiere momento al flujo zonal medio.

Según Gray (1988), la dirección de los vientos asociados a la OCB influye directamente sobre la formación de huracanes en el Atlántico. La OCB se manifiesta en latitudes cerca de los 10°N como un debilitamiento del flujo del este en su fase del oeste y un reforzamiento del flujo del este cuando se encuentra en fase del este. Las fases del oeste en 10° N están asociadas a una temporada fuerte de huracanes sobre todo cuando el debilitamiento del este ocurre en los meses de agosto y setiembre. La causa es que la convección central en los conglomerados nubosos no es desplazada hacia el oeste. En contraste, cuando se tiene viento débil del este en la estratosfera baja, las condiciones de cortante vertical favorecen la convección y por consiguiente la formación de huracanes.

Ozono Total

El estudio del ozono atmosférico comenzó hace más de ciento cincuenta años, cuando fue descubierto por el químico Cristian Frierich Schonbein en 1839. Cuarenta años más tarde la banda de absorción asociada al ozono en las ondas más cortas del ultravioleta cercano fue descubierta

por investigadores como Hartley, Dobson y otros citados por Solomon (1988). Es importante hacer notar que esta propiedad espectral del ozono, provee los medios convenientes para monitoriar su abundancia.

En Costa Rica se realizaron esfuerzos al respecto desde hace mucho tiempo, como lo cita Pedro Reitz del Instituto Físico-Geográfico a finales del siglo pasado (Reitz, 1891) :

"Desde el principio del año civil en curso, hemos iniciado varias nuevas series de observaciones, como las del viento promedio de registración continua y la del ozono en superficie".

Pittier (1891), director en ese entonces de dicho Instituto, agrega:

"Conforme a las indicaciones hechas en su lugar quisiéramos completar el programa de nuestros trabajos por las observaciones tocantes a la evaporación del suelo y a la presencia de ozono en la atmósfera. Con este objeto sería preciso completar nuestro material lo que, en el caso, se puede conseguir con pocos gastos".

El tema del ozono cobró recientemente importancia cuando en 1985, científicos del Servicio Británico de Exploración Antártica publicaron que entre 1977 y 1985 la concentración del ozono atmosférico, sobre Halley Bay, Antártida, había decrecido en un 40% (Solomon, 1988). Otros grupos no tardaron en corroborar la información y mostrar que la región de merma del ozono superaba el perímetro del continente y se extendía entre unos 12 y 24 km de altura, abarcando gran parte de la estratosfera baja. Había pues, un "agujero" de ozono en la atmósfera polar.

La radiación electromagnética (rem) con longitudes de onda de 0.1-0.3 μm es absorbida eficientemente por el ozono. Arriba de los 25 km, como lo hace ver Goody y Walker (1975), en la estratosfera los átomos de oxígeno son fotodisociados por la radiación solar ultravioleta de longitud de onda de aproximadamente 242 nm. A continuación el oxígeno atómico se combina rápidamente con oxígeno molecular formando ozono (O_3). Este, a su vez, absorbe la radiación ultravioleta cerca de los 300 nm. Un modelo fotoquímico para explicar la formación e interacción del ozono ha sido propuesto por Karol y Kudryavtsev en 1990, citado por Sabogal (1992).

La radiación ultravioleta posee energía suficiente

para romper moléculas de interés biológico, incluido el ADN, lo que llevaría al incremento en la incidencia y gravedad de las enfermedades infecciosas, problemas en el sistema inmunológico, incremento en las lesiones oculares como las cataratas, aumento en los casos de cáncer en la piel, la pérdida de cosechas y la alteración de los ecosistemas acuáticos. Además de su importancia biológica, el ozono juega un papel dinámico y energético en la atmósfera alta. La absorción de la radiación ultravioleta por el O_3 es una fuente de calor para la estratosfera tropical y ello domina la circulación global de la atmósfera alta. Como resultado de esto hay un calentamiento radiativo en la estratosfera que causa una inversión de temperatura entre la tropopausa y la estratopausa.

Como lo describe Holton (1992), el transporte del ozono por movimientos atmosféricos juega un papel determinante en la distribución latitudinal y estacional del ozono estratosférico en donde la zona tropical actúa como fuente de ozono. Según Hilsenrath (1990), el ozono se acumula desde los 10 km hasta los 40-50 km, y su mayor concentración tiene lugar entre los 23 y 27 km en el trópico.

Por su parte, Farman *et al.* (1985), consideran que la mayoría de estudios concluyen que la variabilidad del ozono podría reflejar cualquiera de las situaciones siguientes:

- a.- La respuesta a un reciente cambio antropogénico y/o
- b.- un proceso de variación en el ozono natural pues se cuenta con registros cortos (30 años aproximadamente).

El ozono total se define como la cantidad de ozono contenida en una columna vertical de base 1 cm^2 a presión y temperatura estándar (WMO, 1992), siendo éstas 0°C y 1013.2 hPa (Holton, 1992). El ozono se mide mediante la Unidad Dobson (UD), que es equivalente a una centésima de milímetro de espesor si el gas se sometiera a condiciones estándar. Stolarski (1988), explica que para obtener el espesor de la capa de ozono los equipos instalados en el suelo o abordo de satélites miden la radiación que incide sobre la superficie terrestre a longitudes de onda ligeramente diferentes, parte de las cuales son fuertemente absorbidas por el ozono y parte de ellas no (los instrumentos abordo de satélites registran la luz reflejada). Si la cantidad de *rem* registrada en las longitudes de onda de absorción aumenta con respecto a la de las longitudes de onda de no

absorción, se puede decir que ha disminuído la cantidad de ozono, por el contrario, si la *rem* recibida a las longitudes de onda de absorción disminuye, el ozono ha aumentado.

Salby y García (1990), presentan las variaciones estacionales del ozono total en función de la latitud, donde el promedio de la columna de ozono es de 300 UD. A pesar del hecho que el ozono es producido en latitudes bajas, la mayor abundancia se presenta en latitudes altas, como resultado del transporte hacia los polos por la circulación general, en especial en invierno y primavera cuando predominan los disturbios de escala sinóptica.

Riehl (1979), enfatiza que las variaciones en el ozono y temperatura acompañan al ciclo del viento zonal. La concentración de ozono es mayor cuando los vientos de la estratosfera media son primordialmente del oeste. Además hay una anomalía positiva en la temperatura estratosférica. Angell y Korshover (1973), describen en su estudio como se encuentran en fase las series temporales de ozono total y la OCB para varias estaciones en el trópico. Oltmans y London (1982) consideran que la OCB en la estratosfera ecuatorial es asociable a una señal en el ozono total y a la concentración del ozono en la baja y media estratosfera. Se puede notar un máximo en la serie de ozono total asociado a una fase fuerte del este en la zona tropical (Gray y Dunkerton, 1990).

2. Datos y Métodos de Análisis

Los datos utilizados en superficie y en 50 hPa fueron obtenidos del banco de información del Instituto Meteorológico Nacional. Los datos de viento utilizados provienen del radiosondeo de la estación sinóptica ubicada en el Aeropuerto Juan Santamaría (10°N , $84^\circ 12' \text{O}$, 932 msnm) y corresponden al período 1972-1992. Se escogió el nivel de 50 hPa ubicado a unos 20 km de altitud ubicado en la estratosfera baja, pues permite la comparación con otros trabajos previos realizados tales como, Coy (1979), Riehl (1979), Oltmans y London (1982), Gray (1988) y Holton (1992). El radiosondeo en Costa Rica ha sufrido varias interrupciones que en algunos casos se prolongan por varios meses. En otras ocasiones, se practicaron algunos sondeos aislados para determinados meses. El dato mensual empleado en el estudio se obtuvo promediando los valores diarios existentes. Cuando no existía ningún valor para un mes determinado se completó la información con el método descrito en AA.

CUADRO 1. Localización de las estaciones y períodos usados para el cálculo de los valores medios (pvm) y de las anomalías analizadas (paa) de la presión en superficie. Las abreviaturas usadas son, la(N): latitud Norte, lo(O): longitud Oeste y a(msnm): altitud media sobre nivel del mar.

Estación	la (N)	lo(O)	a(msnm)	pvm	paa
Fabio Baudrit	10° 01'	84° 16'	840	73-79	02/72-10/79
Liberia	10° 36'	85° 32'	85	76-90	04/76-12/90
Limón	10° 00'	83° 03'	5	70-90	01/70-10/90
Palmar Sur	08° 57'	83° 28'	16	74-90	01/74-10/90
Puntarenas	09° 58'	84° 50'	3	71-89	01/71-12/89

En el Cuadro 1 se presentan las estaciones usadas, sus características y los períodos utilizados en el presente estudio para la presión atmosférica en superficie.

Los datos de ozono total sobre Costa Rica corresponden a una rejilla de 16 puntos que abarca la región de 8.00 a 11.00° N y de 82.5 a 86.25° O, con un espaciamiento entre los datos de 1° de latitud y 1.25° de longitud, registrados por el sensor TOMS del satélite NIMBUS-7. Los datos de ozono total fueron adquiridos del Goddard Space Flight Center de la NASA. La longitud temporal de la serie es de diez años con dos meses y se extiende del 11/78 al 12/88. Otros detalles importantes acerca de los datos de ozono total pueden encontrarse en Fleig *et al.* (1990).

El método para calcular las anomalías de los parámetros analizados y otros procedimientos de cálculo como los relativos al espectro de las series, se describen en detalle en AA. A las series de la diferencia de presión entre la estación de Limón y Puntarenas, Limón y Liberia y Limón y Palmar Sur se les removió la tendencia lineal para concentrarse en el análisis del comportamiento de sus máximos y mínimos relativos. Los valores climatológicos del viento zonal, el ozono total y la presión atmosférica para las estaciones usadas se encuentran en Alfaro (1993).

3. Resultados y Discusión

Presión Superficial

La diferencia de presión media mensual en superficie entre las estaciones de Limón y Puntarenas, Figura 1 (presión en Limón menos presión en Puntarenas), muestra picos importantes durante la evolución de los eventos ENOS del 72-73, 76, 82-83 y 87, en que la presión parece disminuir en el Pacífico o es relativamente menor en el Pacífico que en el Atlántico. También se notan máximos importantes en los años 75, 80, 85 y 89 que no son años con evento ENOS. La serie de datos de presión de la estación de Puntarenas presenta un salto

después del año 1987 y no es posible determinar su causa.

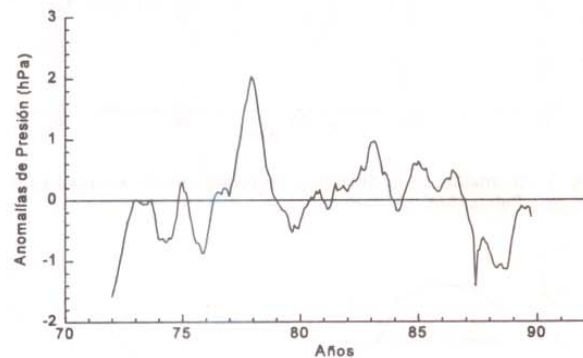


Fig. 1. Anomalías de la diferencia de presión media mensual entre Limón y Puntarenas, 1972-90.

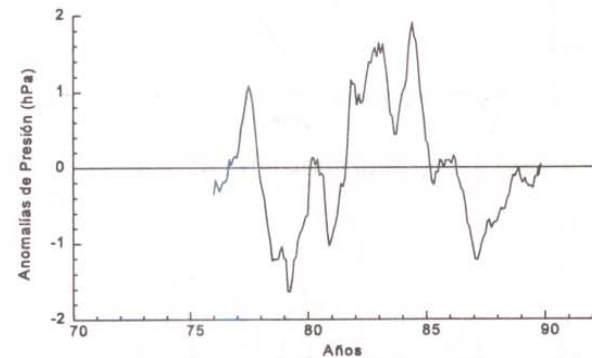


Fig. 2. Anomalías de la diferencia de presión media mensual entre Limón y Liberia, 1976-90.

La Figura 2 muestra la diferencia de presión entre las estaciones de Limón y Liberia. Se notan máximos relativos importantes durante los eventos ENOS del 76 y 82 y una tendencia positiva durante la evolución del evento de 1987. También se notan máximos relativos importantes en los años 80-81 y 84-85 que no son años de evento ENOS.

En la Figura 3 se muestra la diferencia de presión entre las estaciones de Limón y Palmar Sur. Se aprecian máximos relativos durante los eventos ENOS del 76 y 87 y una tendencia negativa durante

la evolución del evento de 1982. Otros máximos relativos importantes que no están asociados a eventos ENOS se producen durante los años 75 y 80-81.

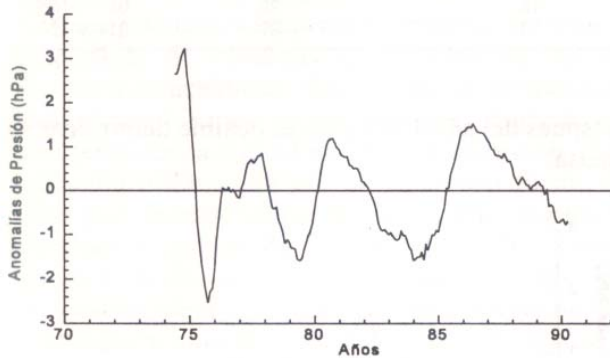


Fig. 3. Anomalías de la diferencia de presión media mensual entre Limón y Palmar Sur, 1974-90.

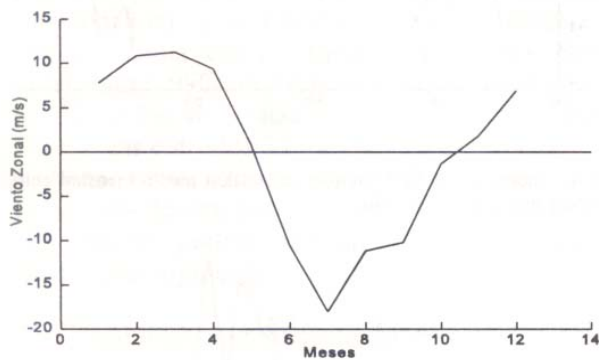


Fig. 4. Viento zonal medio en 50 hPa, 1972-1992.

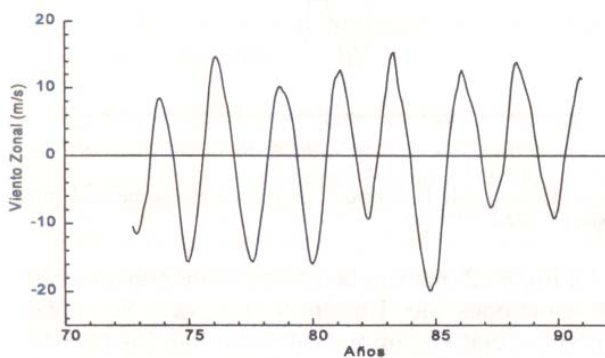


Fig. 5. Oscilación Cuasi-Bienal (OCB) en 50 hPa, 1972-92.

Los máximos anteriormente descritos (Figuras 1 a 3) podrían deberse a una disminución general de la presión en el lado Pacífico del país o a un aumento en la presión en el Caribe (o a ambos factores concurrentemente) de manera que su efecto es un gradiente bien definido de presión NE-SO sobre el

país. Este gradiente es una causa dinámica suficiente para intensificar los alisios sobre Costa Rica durante los eventos ENOS, aspecto que ha sido observado por Grandoso *et al.* (1981) y Ramírez (1983). Aunque es necesario extender el estudio a otras estaciones de la región para confirmar el aumento del gradiente de presión durante eventos cálidos ENOS y su relación con el aumento en la velocidad de los alisios, los resultados sugieren que las fluctuaciones de los parámetros sobre Costa Rica podrían estar vinculados al acoplamiento entre las oscilaciones del campo de presión del Atlántico y del Pacífico. Algunos aspectos de la OAN han sido estudiados por Metha y Delworth (1995) y Enfield y Mayer (1995).

Oscilación Cuasi-bienal

En la Figura 4 se presenta la componente zonal media para el nivel de 50 hPa. Se nota que se producen vientos del este en los meses comprendidos entre mayo y octubre aproximadamente, con un mínimo de -17.9 ms^{-1} en julio, y vientos del oeste entre noviembre y abril aproximadamente, con un máximo de 11.3 ms^{-1} en marzo, lo que coincide con la climatología descrita por Rielh (1979).

En la Figura 5 se presenta la serie de tiempo para el viento en 50 hPa suavizado por el método descrito en AA. El rango temporal para las fases del este varía entre 11-18 meses (promedio 14.1 meses) y su máximo varía entre -7.7 y -19.9 ms^{-1} (promedio -13.7 ms^{-1}). Para las fases del oeste el rango temporal estuvo entre 11-16 meses (promedio 14.7 meses) y su máximo estuvo en el rango de 8.5 y 15.4 ms^{-1} (promedio 12.5 ms^{-1}). Lo anterior nos muestra una gran simetría entre las fases del este y del oeste, siendo ligeramente mayor en duración esta última. La magnitud del máximo promedio de la fase del este es mayor que la de la fase del oeste, concordando con lo propuesto por Rielh (1979) y Holton (1992). Esta serie temporal concuerda con los estudios hechos por Coy (1979), para las estaciones de Balboa y Kwajalein ambas en 9°N , Oltmans y London (1982), para la estación de Ponape en 7°N y Gray (1988), para la estación de Balboa, que fueron los estudios usados para la comparación de la serie de viento de la Figura 5.

Con base en el periodograma de la Figura 6, en el que se usó la transformada rápida de Fourier para la serie de viento filtrado en 50 hPa, se calcula la estacionalidad del pico máximo con la que se puede prolongar la serie. El procedimiento es igual al explicado para obtener la componente anual de 12

meses (Alfaro, 1993), con la diferencia de que en este trabajo, se usa el número de meses correspondiente a la frecuencia donde se ubica el pico máximo, o sea $i = 1, 2, \dots, 29$. El pico de máxima energía del periodograma se encuentra en la frecuencia de 0.03509 ciclos/mes (28.5 meses de período). Este valor es igual al encontrado por Oltmans y London (1982) en su estudio. Con base en esto se puede ajustar una periodicidad de 29 meses. Este resultado describe un mínimo, en la anomalía, del este de -12.4 ms^{-1} y un máximo, en la anomalía, del oeste de 11.9 ms^{-1} , conservando las características de la serie en donde la duración de la fase del oeste es ligeramente mayor que la fase del este (15 meses en su fase del oeste contra 14 meses en su fase este) y el valor absoluto del máximo del este es mayor que el del oeste. Lo anterior nos permite por medio de un método estadístico sencillo conocer el comportamiento promedio de la OCB con anterioridad.

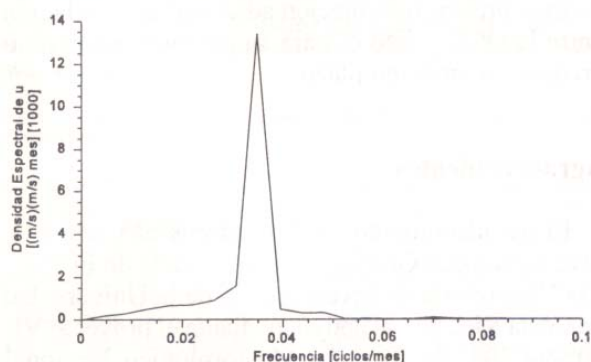


Fig. 6. Densidad espectral de la anomalía suavizada del viento zonal (u) en 50 hPa, estación Juan Santamaría, 1972-92.

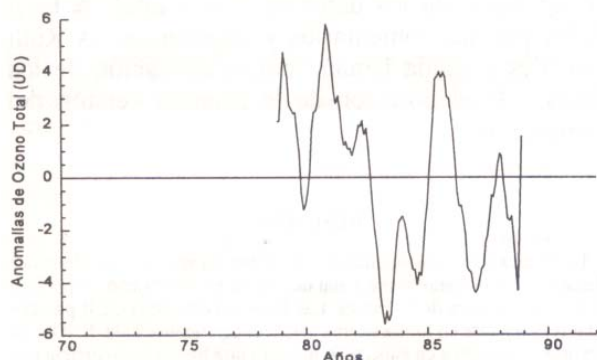


Fig. 7. Anomalías de ozono total sobre Costa Rica, 1978-88.

Para el registro existente en Costa Rica (últimas dos décadas), durante los eventos ENOS, la OCB se encuentra en una fase del este y se alterna entre estos eventos con una fase fuerte del oeste. Con respecto a la frecuencia de tormentas tropicales en el

Atlántico se tiene que los años que presentaron menores valores de la media (10 tormentas/año) y que coincidieron con una fase del este de la OCB fueron 1972, 73, 75, 77, 79, 82, 86, 87 y 91 (7 tormentas tropicales), lo que está de acuerdo con lo descrito por Gray (1988). Únicamente se aparta de este comportamiento, el año de 1983 (4 tormentas tropicales); lo que puede estar relacionado, con la ocurrencia del fenómeno ENOS en el Pacífico que también es uno de los factores propuestos por Gray (1988), que influyen en la frecuencia de ocurrencia de ciclones tropicales en el Atlántico.

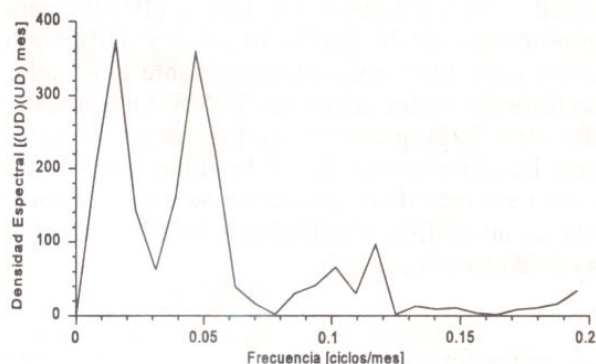


Fig. 8. Densidad espectral de la anomalía del ozono total, 1978-88.

Ozono Total

La serie de ozono empleada es relativamente corta con respecto a la longitud de los registros de los otros parámetros y permite únicamente la descripción de sus características principales (Figura 7). Su promedio (265 UD) es consistente con lo propuesto por Stolarski (1988), que dice que las mayores cantidades no se encuentran sobre el ecuador, donde los niveles de ozono son típicamente de sólo unas 260 UD. Se nota que se produce un máximo relativo en la serie de ozono total después de aproximadamente 1-7 meses de la aparición de una fase del oeste en la OCB (Figura 5), coincidente con lo propuesto por Oltmans y London (1982), Angell (1987) y Gray y Dunkerton (1990). Durante los episodios cálidos ENOS del 82 y 87, el ozono total muestra tendencias negativas y mínimos relativos. Otros mínimos relativos en la serie de ozono total parecen estar asociados a las fases del este de la OCB.

El espectro de frecuencia de la serie de ozono contiene dos picos principales (Figura 8). El primero cerca de los 61 meses (5 años aproximadamente) asociable a la aparición del fenómeno ENOS y/o a la superposición de la señal de dos fases de la OCB

fuertes como fueron las del 79 y 84 o a la combinación de la primera con una débil como la del 82. El segundo pico se encuentra alrededor de los 20 meses asociable a la señal de la OCB. Debido a la corta longitud de la serie utilizada, estos valores podrían variar al estudiar una serie de tiempo más larga.

Un análisis sencillo de tendencia, revela que, para la longitud de la serie, el decrecimiento lineal es significativo y varía en un rango de 5 UD entre los extremos. Esta tendencia es coincidente con otros resultados obtenidos por Oltmans y London (1982), Angell (1987) y Gray y Dunkerton (1990), para ozonondas en la región tropical y Hilsenrath (1990) para una banda integrada sobre el ecuador con datos derivados del sensor TOMS. En contraste, Sabogal (1992), plantea que el ozono en latitudes bajas ha ido aumentando en la última década. La razón para esta discrepancia no se conoce bien y requiere un análisis más detallado de la información analizada en estos estudios.

4. Conclusión

La serie de la diferencia de presión entre Limón y Puntarenas, presentó una ocurrencia de máximos relativos durante la aparición de un evento ENOS en el Pacífico y sugiere una razón dinámica importante para el incremento de los vientos alisios sobre Costa Rica. Los resultados de las otras diferencias de presión (Limón - Liberia y Limón - Palmar Sur) son en general coherentes con la diferencia de presión entre Limón y Puntarenas, mostrando máximos relativos durante la aparición de un evento ENOS. Una excepción a este comportamiento la presenta la diferencia de presión entre Limón y Palmar Sur, la cual muestra un mínimo relativo para el año 1982, sin que pueda ser explicado.

Sobre Costa Rica se identifica claramente la presencia de una oscilación en la estratosfera baja en 50 hPa, asociada a una fluctuación en el viento zonal. Esta fluctuación presenta un período de aproximadamente 29 meses que puede ser asociado con la OCB. Durante el período de estudio, la OCB estuvo acoplada con la ocurrencia de un fenómeno ENOS en el Pacífico Tropical. Este acople se manifestó como la coincidencia de un evento caliente ENOS con una fase del este de la OCB de manera alterna. La ocurrencia de una fase del este en la OCB no siempre coincidió con una disminución en la frecuencia de ciclones tropicales en el Atlántico, mientras que el acople entre la OCB y

ENOS sí produjo una disminución en la frecuencia de ciclones tropicales en el Atlántico, lo que ubica a estos años debajo del promedio observado en la serie. El análisis espectral de la serie de ozono mostró dos picos en su señal, el primero de aproximadamente cinco años y el segundo cerca de los dos años. El primer pico es asociable a la ocurrencia de un fenómeno ENOS y el segundo a las variaciones en la concentración de ozono debido a la influencia de la OCB, pues cerca del 90% del ozono total se localiza en la estratosfera.

En general, los parámetros analizados muestran una gran consistencia en su comportamiento con los resultados obtenidos por Alfaro y Amador (1996); con las fases y características de la OCB y con la distribución temporal de ozono total sobre Costa Rica, sugiriendo un acoplamiento entre la troposfera y estratosfera baja en la región. El estudio de este acoplamiento y la extensión de este trabajo a otras zonas tropicales y a otras capas de la estratosfera, podrían brindar información adicional de la relación entre la OCB y ENOS para su potencial uso como predictor a mediano plazo.

Agradecimientos

El agradecimiento de los autores al Centro de Investigaciones Geofísicas, a la Escuela de Física y a la Vicerretería de Investigación de la Universidad de Costa Rica por su apoyo mediante el proyecto VI-805-94-204. Al Instituto Meteorológico Nacional por la información meteorológica facilitada para este estudio. A E. Hilsenrath y A. Viñas por su ayuda en la obtención de los datos de ozono total. A F. J. Soley por sus comentarios y sugerencias. A Ruth Corrales y Zaida Umaña por la digitación de los datos y la elaboración de la primera versión del manuscrito.

RESUMEN

La Oscilación Cuasi-bienal (OCB) sobre Costa Rica se identifica claramente en la componente zonal del viento en 50 hPa con un período dominante de cerca de 29 meses. Las fases del este de la OCB parecen estar relacionadas en forma alterna con la componente cálida ENOS. La presión atmosférica en superficie muestra una buena consistencia con las fases del este de la OCB y con resultados anteriores de los autores para las anomalías desestacionalizadas de la temperatura máxima para varias zonas del país durante episodios El Niño. Se aprecia un gradiente mayor de presión Atlántico-Pacífico durante eventos cálidos ENOS en comparación, con eventos fríos, lo que podría estar asociado al aumento observado de la velocidad de los alisios en el país. El ozono total para Costa Rica es analizado para un período relativamente corto (1978-1988) pero muestra aspectos coherentes con los resultados anteriores. Dos picos espectrales predominan en el ozono, uno cerca de los dos años asociable a la OCB y otro cerca de cinco años comparable a la

ocurrencia media del ENOS durante el período de análisis. Durante un episodio cálido ENOS, el ozono total presenta un mínimo relativo. Otros mínimos relativos en la serie de ozono parecen estar asociados a las fases del este de la OCB. La serie de ozono analizada muestra una tendencia lineal negativa sobre Costa Rica, lo que en general, está de acuerdo con otros resultados para regiones tropicales. Los resultados de las anomalías de presión y temperatura en superficie, el ozono total y las características de la OCB arriba de la tropopausa forman un grupo relacional coherente y sugieren un importante acoplamiento entre la troposfera y la estratosfera baja para el que no se posee hasta el momento, una explicación.

Referencias

- Alfaro, E., 1993. Algunos aspectos del clima en Costa Rica en las últimas décadas y su relación con fenómenos de escala sinóptica y planetaria. Tesis de Grado. Universidad de Costa Rica. San José, Costa Rica.
- Alfaro, E. y J.A. Amador, 1996. El Niño-Oscilación del Sur y algunas series de temperatura máxima y brillo solar en Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanogr.*, 3(1): 19-26.
- Angell, J. K., y J. Korshover, 1973. Quasi-biennial and long-terms fluctuations in total ozone. *Mon. Wea. Rev.*, 101, 426-443.
- Angell, J. K., 1987. Seasonal Differences in the Trend of Total Ozone and Contributions from Tropospheric and Stratospheric Layers. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 753-762.
- Coy, L., 1979. An unusually westerly amplitude of the Quasi-biennial Oscillation. *J. Atmos. Sci.* 36, 174-176.
- Ebdon, R. A., 1960. Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and subtropical regions in January 1957 and January 1958. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 86, 322-331.
- Edelson, E., 1987. El Niño? No simple answer. *Mosaic*, p. 18-23.
- Enfield, D. B. y D.A. Mayer, 1995. Tropical Atlantic SST variability and its relations to Pacific SST and western hemisphere rainfall. Comunicación personal.
- Farman, J. C., R.J. Murgatroyd, A.M. Silnickas y B.A. Thrush. 1985. Ozone photochemistry in the Antarctic stratosphere in summer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 111, 1013.
- Fleig, A., A. Krueger, P. Bhartia, B. Schleginger, R. Cebula y C. Wellemeier. 1990. NIMBUS-7. Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS). Data Products, User's Guide. NASA / Goddard Space Flight Center. 79p.
- Goody, R. y J. Walker, 1975. *Las Atmósferas*. Barcelona: Ediciones Omega. 150p. activity for 1988. Atlanta, U.S.A.
- Gray, L. y T.J. Dunkerton, 1990. The role of the cycle in the Quasi-bienal Oscillation of Ozone. *J. Atmos. Sci.* 47, 2429-2451.
- Gray, W. M., 1988. Tenth annual national hurricane conference. Background for assessment of expected seasonal atlantic hurricane activity for 1988. Atlanta U.S.A.
- Grandoso, H., V. Castro y A. Vargas, 1981. Características de la atmósfera libre sobre Costa Rica y sus relaciones con la precipitación. Informe Semestral, enero-julio. Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Obras Públicas y Transportes. San José, Costa Rica.
- Hilsenrath, E., 1990. Global Ozone Observations and the Use of the Space Shuttle for Accurate Determinations of Ozone Trends. Conferencia Espacial de las Américas, San José, Costa Rica.
- Holton, J. R., 1992. An introduction to dynamic meteorology. London. Academic Press. 511p.
- Matsuno, T., 1966. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan.* 44(1), 25-42.
- Metha, V. M. y T. Delworth. 1995. Decadal variability of the Tropical Atlantic ocean surface temperature in shipboard measurements and in global ocean-atmosphere model. *J. Climate*, 8, 172-190.
- Oltmans, S. y London, J., 1982. The quasi-biennial oscillation in atmospheric ozone. *J. Geophys. Res.* 87, 8981-8989.
- Philander, S. G., 1990. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. California Academic Press. 293 p.
- Pittier, H., 1891. Anales del Instituto Físico-Geográfico Nacional 1890-1891. San José C.R: Instituto Físico-geográfico Nacional. 47p.
- Ramírez, P., 1983. Estudio Meteorológico de los Veranillos en Costa Rica. Nota de investigación N° 5: Instituto Meteorológico Nacional, Ministerio de Agricultura y Ganadería, San José, Costa Rica.
- Reitz, P., 1891. Anales del Instituto Físico-Geográfico Nacional 1890-1891. San José C.R: Instituto Físico-geográfico Nacional. 51p.
- Rielh, H., 1979. *Climate and weather in the tropics*. London: Academic Press. 611p.
- Sabogal, N., 1992. El Comportamiento del Ozono en el Trópico. Comunicación personal.
- Salby, M. y R. García. 1990. Dynamical Perturbations to the Ozone Layer. *Physics Today*. Marzo, 38-46.
- Simmons, A. J., 1978. *Meteorology over the tropical oceans*. London: Billing & Sons Limited. 279p.
- Solomon, S., 1988. The mystery of the Antarctic Ozone "Hole". *Geophysical Research Letters*, 131-148.
- Stolarski, R., 1988. The Antarctic Ozone Hole. *Scientific American*. Enero, 30-36.
- WMO, 1992. WMO and the ozone issue. Geneve, WMO 778. 17 p.

