

## ESTRUCTURA ESPACIO-TEMPORAL DE LA VARIABILIDAD INTRAESTACIONAL EN EL TRÓPICO

*Carlos David Hoyos & Peter J. Webster*  
*School of Earth and Atmospheric Sciences*  
*Georgia Institute of Technology, Atlanta, GA, USA*  
*choyos@eas.gatech.edu*

Recibido para evaluación: 19 de Septiembre de 2005 / Aceptación: 30 de Septiembre de 2006 / Versión final: 23 de Octubre de 2006

### RESUMEN

La variabilidad intraestacional es un modo importante y coherente de oscilación del sistema climático. La variabilidad de la precipitación en la escala intraestacional es particularmente importante en el trópico y en especial en la cuenca del Océano Índico y el Pacífico occidental, interactuando directamente con el monzón surasiático durante el verano boreal y con el monzón de Australia durante el invierno. También se observa una importante variabilidad intraestacional en África tropical, así como también sobre el continente americano. Se presenta un análisis de la estructura horizontal y vertical de la oscilación intraestacional en el trópico durante verano e invierno, teniendo en cuenta el sistema acoplado océano-atmósfera. Se muestra evidencia de la importancia de los procesos acoplados en la escala de tiempo intraestacional, la cual se presenta solamente en regiones con temperaturas superficiales del mar por encima de 28°C, y se discuten los procesos principales involucrados en el desarrollo y propagación de la variabilidad intraestacional. Adicionalmente, el presente trabajo analiza en detalle el papel de la variabilidad intraestacional en el monzón surasiático.

**PALABRAS CLAVES:** Variabilidad Hidrológica, Oscilación Madden-Julian, Monzones, Modelos Numéricos, Predicción, Precipitación, Variabilidad Climática.

### ABSTRACT

The intraseasonal variability is a very strong and coherent mode of oscillation observed in the Earth's climate. Rainfall variability in the intraseasonal timescale is particularly strong in the tropics and it directly interacts with the South Asian monsoon during boreal summer and with the Australian monsoon during winter. Significant variability in the intraseasonal time scales is also found over Tropical Africa, as well as the Americas. An analysis of the horizontal and vertical structure of the intraseasonal oscillation during both summer and winter is presented in this work, considering the coupled ocean-atmosphere system. The paper shows evidence of the strong coupling between the ocean and the atmosphere in the intraseasonal time scale, which is only sustained in regions with long-term mean sea surface temperature above 28°C, and discusses the main processes that lead to the development and propagation of the intraseasonal variability. In addition, the role of the intraseasonal variability of the Southeast Asian monsoon is studied in detail.

**KEY WORDS:** Hydrological Variability, Madden-Julian Oscillation, Monsoons, Climatic Variability, Forecasting, Precipitation, Numerical Models.

## 1. INTRODUCCIÓN

La variabilidad climática tiene un impacto importante en la mayoría de los ecosistemas terrestres, afectando particularmente aspectos diversos de los sectores agrícola, de manejo del recurso hídrico y la salud humana. Las interacciones entre los diversos componentes del sistema climático son complejas y ocurren en diferentes escalas temporales que van desde cambios a nivel horario hasta variaciones seculares y en escalas de miles de años. El presente trabajo se concentra principalmente en la variabilidad tropical en la escala intraestacional sobre la cuenca del Océano Índico y el Pacífico Occidental, estudiando las principales características de su ciclo de vida, incluyendo los procesos de su origen y desarrollo. La variabilidad intraestacional se refiere, en general, a los cambios en el sistema acoplado océano-atmósfera-tierra que ocurren en una escala temporal entre 25 y 80 días y que aparecen como oscilaciones en numerosas variables climáticas, incluyendo la magnitud y dirección de los vientos en la columna troposférica, la presión atmosférica a nivel del mar (PANM), la temperatura superficial del mar (TSM), y, quizás la más importante desde el punto de vista de la sociedad en general, la precipitación.

La variabilidad tropical intraestacional se ha estudiado extensivamente desde los años 70 cuando Madden y Julian (1971, 1972) presentaron la primera evidencia de dicha oscilación usando datos atmosféricos diarios de la estación de la Isla Canton. Por esta razón, la oscilación intraestacional (OIE) también se conoce como oscilación de Madden-Julian (OMJ). El análisis original de Madden y Julian sugiere que las características principales de la oscilación son su propagación hacia el este desde el Océano Índico, su coherencia vertical que será explorada en la siguiente sección, y su escala temporal entre 40 y 55 días. En general, la OMJ aparece como una onda de escala planetaria con número de onda 1 ó 2 y con un período local entre 25 y 80 días. Durante la fase convectiva de la oscilación, las anomalías positivas de convección se propagan al este desde el Océano Índico hacia la piscina caliente del Pacífico occidental. Una vez la onda alcanza el Pacífico central, las anomalías convectivas tienden a debilitarse aparentemente debido a la presencia de agua relativamente fría, dejando una onda residual de tipo Kelvin en la tropósfera superior. La amplitud de la variabilidad asociada a la OMJ tiene un claro ciclo anual, siendo más intensa durante el invierno

boreal (e.g. Hendon y Salby 1996); sin embargo, a pesar de ser más débil durante el verano boreal, las anomalías de precipitación asociadas afectan de manera directa a una mayor proporción de la población mundial. Esto se debe a que durante el invierno la actividad de la OMJ se concentra cerca del ecuador, mientras que durante el verano, las anomalías convectivas y de circulación se propagan meridionalmente desde el ecuador, interactuando con el monzón de la India.

Con el objetivo de establecer teorías para el origen y ciclo de vida de la OIE, se han considerado diferentes procesos determinantes para la oscilación, como por ejemplo la interacción Nube-Radiación en la columna atmósfera (e.g. Chang 1977, Hu y Randall 1994), la interacción Onda-CISK (Inestabilidad Convectiva de Segundo Orden; e.g. Lau y Peng 1987), la interacción entre la evaporación y el viento superficial (e.g. Emanuel 1987, Neelin et al. 1987, Wang 1988) así como diferentes procesos en la capa límite atmosférica (Wang 1988, Blade y Hartmann 1993). Por ejemplo, Chang (1977) consideró que la viscosidad ocasionada por el aumento de humedad en la columna atmosférica es indispensable para explicar la lenta propagación de la OMJ, comparada con la propagación de ondas atmosféricas con estructura vertical similar de acuerdo con la teoría de ondas ecuatoriales de Matsuno (1966). Hu y Randall (1994) sugirieron, con base en resultados de modelos atmosféricos, que la OMJ es el resultado de una fuente de calor oscilante que surge de interacciones no lineales entre la radiación, la convección y el flujo de la humedad de la superficie. Sin embargo, dicha teoría no explica por qué la oscilación comienza exclusivamente sobre el Océano Índico. La teoría de CISK considera un mecanismo positivo de retroalimentación entre la convección y el ambiente circundante, en el cual la liberación de calor latente resultante de la formación de cúmulos proporciona energía que incrementa el sistema convectivo, y que potencialmente favorece la generación de ondas atmosféricas con características semejantes a la OMJ.

A pesar de esto, el análisis de estabilidad lineal sugiere que las inestabilidades que resultan de la interacción entre ondas ecuatoriales y CISK favorecen el crecimiento de las ondas de pequeña escala espacial y no de escala global como se observa en la naturaleza. Por otro lado, Blade y Hartmann (1993) propusieron un sistema de descarga-recarga en el cual la OIE es controlada por inestabilidades locales durante las cuales, la generación periódica de

modos convectivos está dada por oscilaciones de la estabilidad estática.

A pesar de diferentes esfuerzos, a la fecha no existe ninguna teoría completa y aceptada que explique satisfactoriamente el origen y ciclo de vida de la OIE/OMJ. Por ejemplo, en la teoría de Hu y Randall (1994) no se explica el origen de la fuente de calor oscilante que da como resultado la OMJ. De manera similar, las teorías de Neelin et al. (1987) y de Emanuel (1987) son discutibles porque la propagación de la oscilación depende de la existencia de vientos superficiales del este en una región donde predominan los vientos del oeste. En general, las teorías de interacción Onda-CISK sufren de la llamada “catástrofe de selección de escala” (Zhang 2005), en otras palabras, la teoría carece de la selección de ondas de gran escala como las que se observan en la naturaleza, favoreciendo el crecimiento de ondas de pequeña escala (Crum y Dunkerton 1992, Wang 1988).

A pesar de la importancia de la OMJ en la climatología global, el estado del arte en el entendimiento y capacidad de predicción es relativamente pobre. Con el objetivo de entender mejor la OIE/OMJ, el presente trabajo analiza la estructura de la oscilación intraestacional durante verano e invierno boreal, teniendo en cuenta las características del sistema acoplado océano-atmósfera, discutiendo los procesos principales involucrados en el desarrollo y propagación de la dicha oscilación (Sección 2). Adicionalmente, se analiza en detalle el papel de la variabilidad intraestacional en el monzón surasiático (Sección 4). Las principales conclusiones del trabajo se presentan en la Sección 5. Para una discusión sobre la predicción de la variabilidad intraestacional el lector es referido a Hoyos (2006).

## 2. ESTRUCTURA DE LA OSCILACIÓN INTRAESTACIONAL Y PROCESOS FUNDAMENTALES

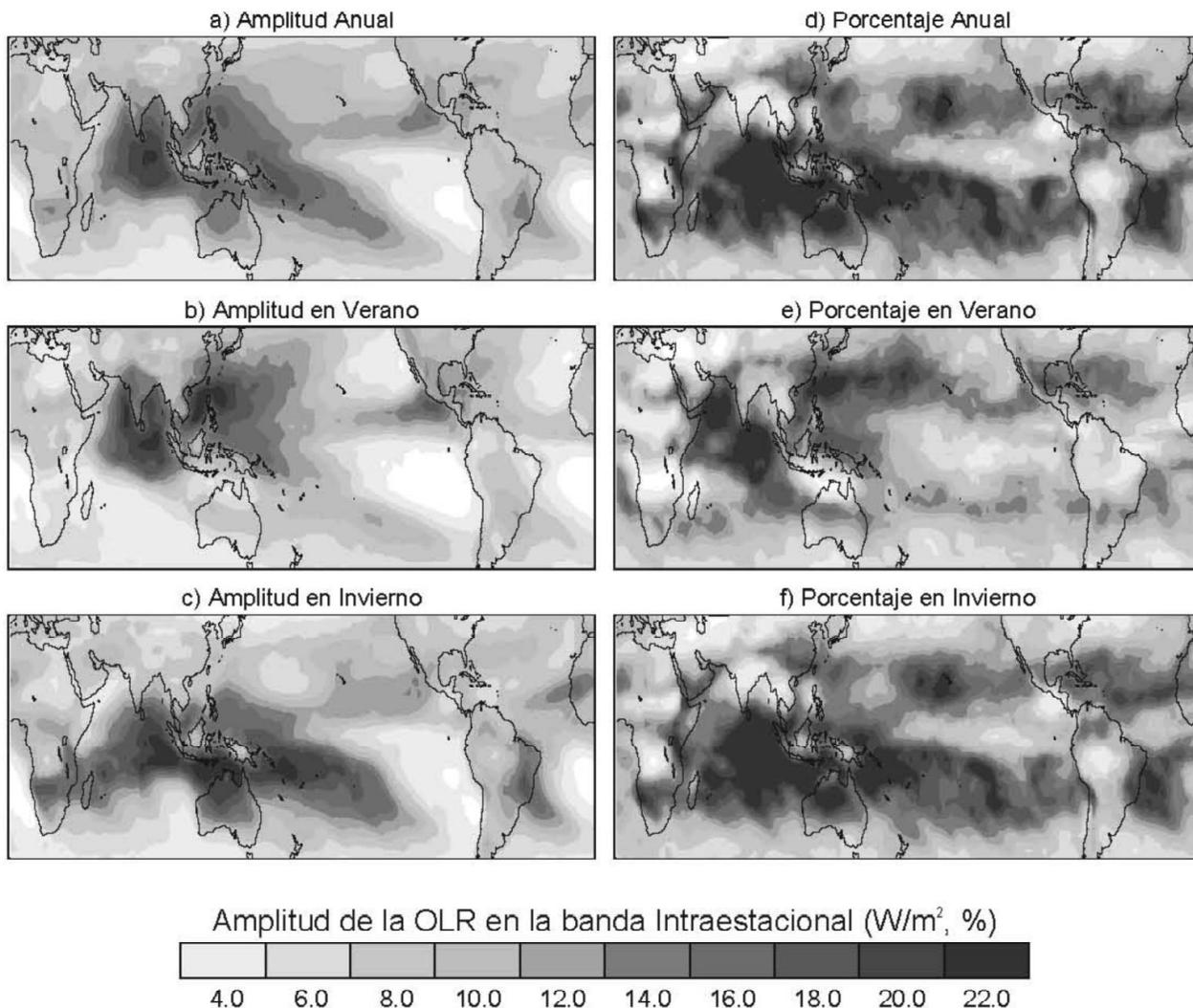
### 2.2. Aspectos Básicos

Los espectros de número de onda y frecuencia de la variabilidad zonal tropical indican la existencia de modos convectivo-dinámicos tipo Kelvin, Rossby, Poincaré y Yanai (Wheeler y Kiladis 1999) que coinciden con los resultados de la teoría de ondas ecuatoriales desarrollada por Matsuno (1966). Adicionalmente a los modos mencionados, el espectro de número de onda-frecuencia

indica la existencia de un modo de oscilación caracterizado por números de onda entre 1 y 3 y periodos entre 30 y 90 días, que coincide con la OMJ. Sin embargo, la teoría de ondas ecuatoriales falla en explicar dicho modo de oscilación.

Para estudiar la estructura de la OMJ generalmente se usa la componente intraestacional de la radiación de onda larga emergente (ROLE) puesto que las anomalías negativas de ROLE en el trópico están asociadas con anomalías positivas de convección y precipitación. La Figura 1 muestra la amplitud de la oscilación intraestacional promedio anual, así como la amplitud promedio durante verano e invierno boreales. Los datos de ROLE corresponden a la distribución interpolada de la NOAA (Liebmann y Smith 1996; [www.cdc.noaa.gov/cdc/data.interp\\_OLR.html](http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.interp_OLR.html)). La cuenca del Océano Índico-Pacífico occidental presenta la variabilidad intraestacional más alta del globo, la cual está asociada en su mayoría con señales convectivas que se propagan hacia el este (OMJ), y en menor proporción a actividad intraestacional correspondiente a oscilaciones estacionarias. Durante el verano boreal, la región de amplitud máxima en la escala intraestacional se establece predominantemente al norte del ecuador, con máximos regionales al oeste de Sumatra y de los *Western Ghats* en la India, así como también en la Bahía de Bengala, y el Mar del Sur de China (o Mar de la China Meridional). En el hemisferio occidental, la variación intraestacional más prominente se observa al oeste de América Central. Durante el invierno, la actividad intraestacional tiene lugar principalmente alrededor ecuador, con máximos regionales sobre el Océano Índico, al norte de Australia, en la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) y en Brasil.

Según se observa en las Figuras 2a y 2b, es importante notar que desde el punto de vista climatológico (i.e. de largo plazo) las regiones con actividad intraestacional de mayor amplitud coinciden con aquellas regiones de elevada TSM, generalmente mayores que 28°C, donde se garantiza la fuente de humedad e inestabilidad atmosférica necesarias para sostener el alto grado convectivo observado durante la OIE. Dicha coincidencia espacial será discutida en mayor detalle en secciones posteriores. Los datos de TSM corresponden a la distribución NOAA-OI SST v2 (Reynolds et al. 2002; [www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaa.oisst.v2.html](http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaa.oisst.v2.html)).



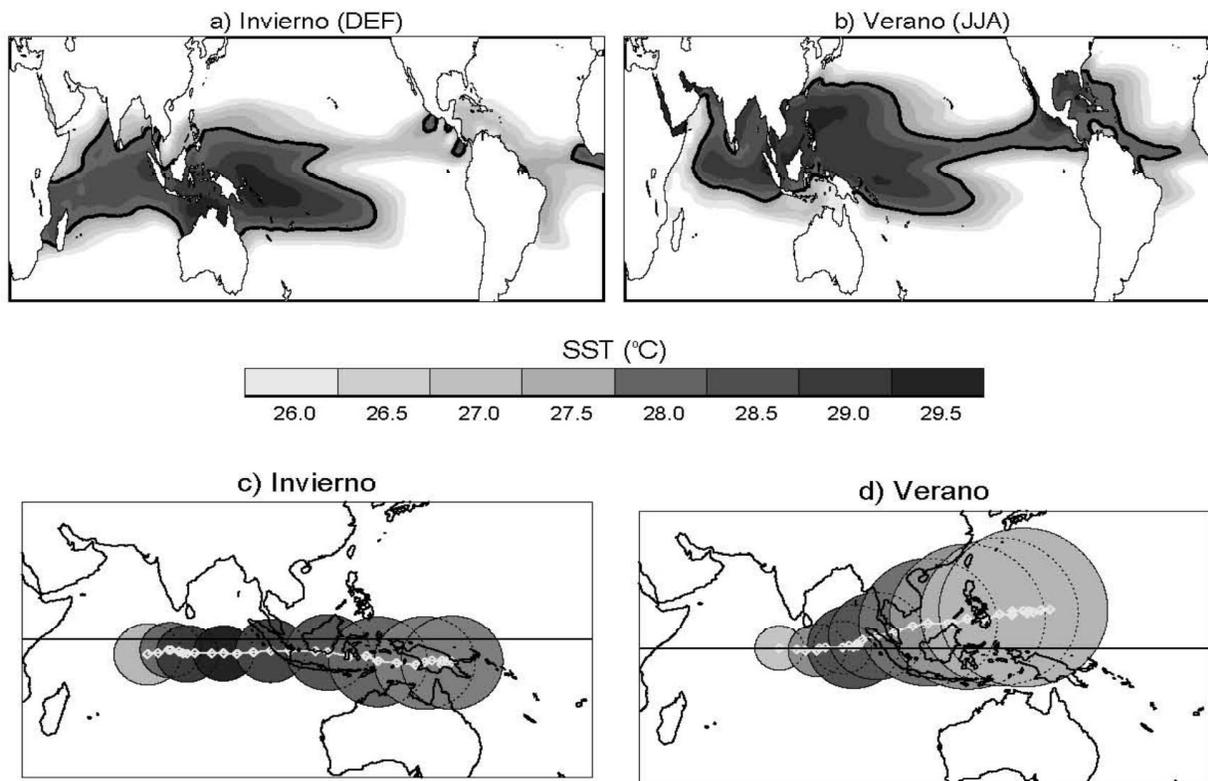
**Figura 1.** a, b, y c: Amplitud promedio (1980-2005) de la OLR en la banda intraestacional (25-80 días) para el año completo y el verano e invierno boreales. d, e y f: Porcentaje de variabilidad de la OLR en la banda intraestacional relativo a la variabilidad total. El análisis de onditas fue utilizado para representar la variabilidad de la ORL en términos de coeficiente de una ondita madre (Morlet en este caso).

## 2.2. Características de la OMJ durante Invierno

Para estudiar detalladamente la estructura horizontal y vertical de la actividad intraestacional, se realizó un análisis de eventos promediado (o análisis de compuestos) y de esta manera se detectaron las características más importantes de la evolución de la actividad media intraestacional. Para construir los diagramas de evolución de actividad intraestacional es necesario identificar eventos de OIE usando índices relevantes que resumen aspectos importantes de esta variabilidad. El objetivo del

presente análisis es separar los eventos intraestacionales que se propagan hacia el este, de aquellos eventos intraestacionales estacionarios.

Para seleccionar exclusivamente los eventos de OMJ, es decir, eventos de OIE con propagación al este, se utilizaron cinco diferentes índices en forma simultánea. Debido a que las observaciones sugieren que la OMJ comienza sobre el Océano Índico y posteriormente se propaga hacia el oeste del Pacífico, la componente de la ROLE en la banda intraestacional sobre el Océano Índico



**Figura 2.** a y b: Promedio de largo plazo de la SST para el invierno y el verano boreales respectivamente. NOAA OI-SST se utiliza para la construcción de esta figura ([www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaa.oisst.v2.html](http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaa.oisst.v2.html)). c y d: Trayectoria promedio de la MJO durante invierno y verano obtenidos a partir de 38 (31) eventos de MJO durante el invierno (verano). La línea continua corresponde a la posición media del centro geométrico de la región convectiva durante 30 días luego del comienzo de la oscilación en el Océano Índico. El tamaño y el color del círculo, el cual se muestra cada tres días, corresponden a la desviación de estándar de la localización del centro de la convección y a la intensidad promedio de la convección respectivamente. Convección más intensa corresponde a tonos oscuros de gris. La región convectiva se define como el área con anomalías negativas de OLR mayores de  $10 \text{ Wm}^{-2}$ . El radio del círculo fue encontrado como la hipotenusa de las desviaciones de estándar meridionales y latitudinales.

( $10^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}$ - $90^{\circ}\text{E}$ ), o lo que es lo mismo la serie de tiempo de la ROLE sobre el Océano Índico, filtrada de tal manera que se mantiene solamente la variabilidad entre 30 y 60 días, se utiliza como el primero de los índices de OMJ. Usando este índice se identifican todos los eventos que corresponden a mínimos locales de ROLE en la banda intraestacional de magnitud mayor a una desviación estándar, los cuales corresponden, potencialmente, a eventos de OMJ. Sin embargo, no todos los eventos seleccionados usando dicho índice se propagan al este por lo que cuatro índices adicionales se proponen

mediante análisis de funciones ortogonales empíricas, como parte del procedimiento para discernir si los eventos seleccionados son OMJ o corresponden a eventos intraestacionales estacionarios. Para estimar dichos índices, se calculan los modos principales de oscilación de diferentes campos atmosféricos en la región tropical sobre la cuenca del Océano Índico-Pacífico occidental. Los dos primeros modos explican la mayor parte de la OMJ, incluyendo la propagación hacia el este; de esta manera, las dos series de tiempo de las componentes principales asociadas a dichos modos se convierten en la

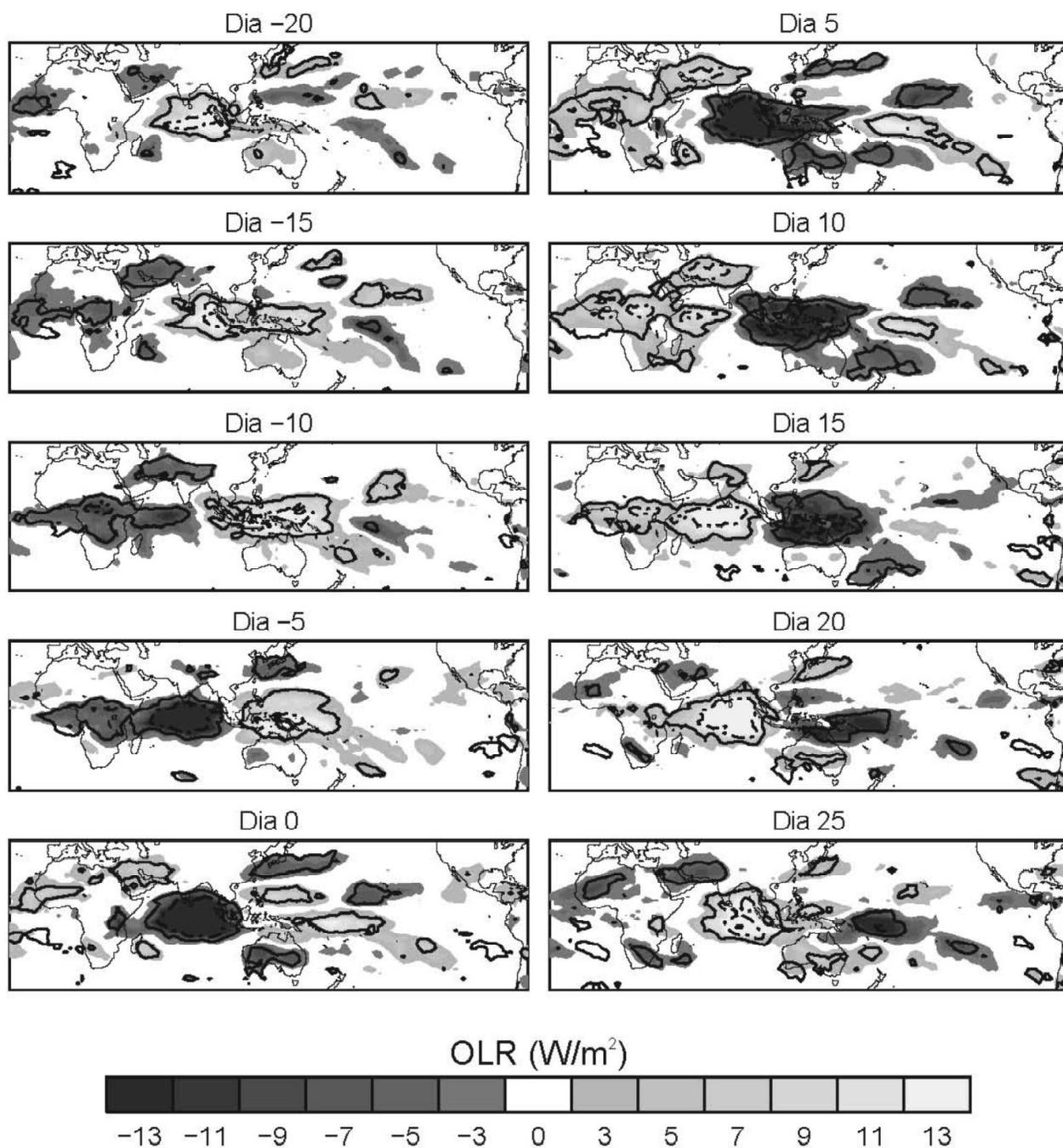
base para la construcción de los índices de OMJ adicionales. Uno de los índices, introducido por Wheeler y Hendon (2004), es un índice multivariado que se construye como la proyección de datos diarios sobre las funciones ortogonales empíricas multivariadas de viento zonal en los 200 y 850 hPa y ROLE, estimados luego de remover el ciclo anual. Los índices adicionales corresponden a la combinación lineal de las dos primeras componentes principales de ROLE en la banda intraestacional, de vientos zonales en los 850 hPa, y del potencial de velocidad a los 200 hPa. Los datos de circulación utilizados para estos cálculos corresponden al reanálisis del NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996; [www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/](http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/)).

Si un evento inicialmente identificado como OMJ corresponde a un mínimo local (o máximo según el caso) con magnitud mayor a una desviación estándar en un intervalo de diez días a partir del evento seleccionado, en por lo menos dos de los cuatro índices adicionales, el evento se considera como una OMJ. De esta manera, 46 eventos fueron seleccionados como OMJ durante invierno y 37 durante verano en el período entre 1980 y 2004. Como paso final del proceso de selección, se estudió la evolución de cada evento para eliminar aquellos que no evidencian una propagación coherente hacia el este de anomalías de ROLE, lo que permite seleccionar definitivamente 38 eventos durante invierno y 31 eventos durante verano.

La trayectoria de cada evento de OMJ fue estudiada usando la variabilidad intrasestacional de ROLE, la cual se utiliza para delimitar la región convectiva asociada con la oscilación, definida como el área con anomalías negativas mayores que  $10 \text{ Wm}^{-2}$ . Con el propósito de estimar la trayectoria media de la OMJ y su variabilidad fue necesario definir el centro geométrico del área convectiva para cada uno de los primeros 20 días de cada evento de OMJ durante invierno y verano. En este caso, el día 0 corresponde al comienzo de cada evento convectivo sobre el Océano Índico central. Las Figuras 2c y 2d muestran la trayectoria media de la OMJ durante

invierno y verano usando todos los eventos seleccionados previamente, incluyendo la intensidad media de la anomalía convectiva, al igual que su localización y variabilidad. En ambos casos, la trayectoria del centro convectivo se ubica en el hemisferio de verano respectivo y el máximo convectivo, el cual es mayor durante invierno, se alcanza alrededor del día 10, cuando la anomalía se encuentra cerca del oeste de Sumatra. Los diagramas sugieren que la trayectoria de la OMJ durante invierno es menos variable que durante verano según lo indica la desviación estándar del centro geométrico del área convectiva representada por el radio del círculo. Durante el invierno, la trayectoria tiende a ser paralela al ecuador mientras que durante el verano el centro de la convección tiende a propagarse hacia el noreste.

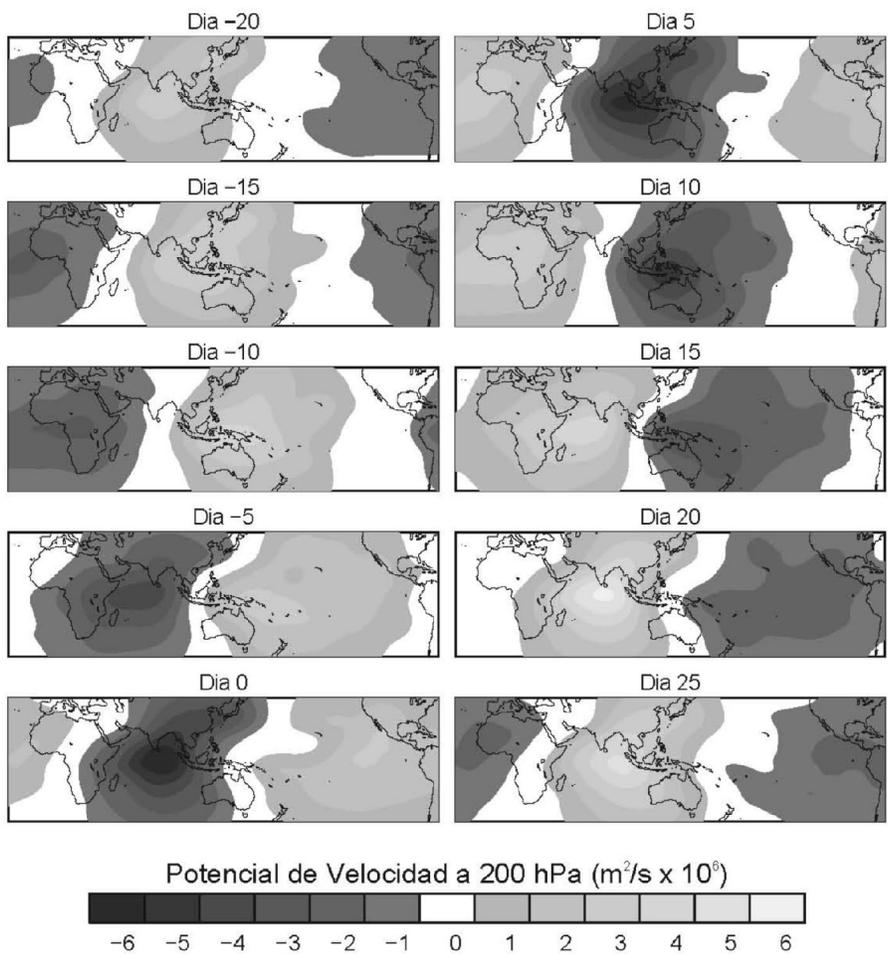
La Figura 3 muestra la evolución promedio de las anomalías intraestacionales de ROLE asociadas a eventos de OMJ durante el invierno, donde el día 0 corresponde a la convección máxima sobre el Océano Índico ecuatorial central. La propagación hacia el este es evidente durante las fases activas o convectivas correspondientes a anomalías negativas de ROLE, y también durante las fases no activas o no convectivas correspondientes a anomalías positivas de ROLE. Antes del día 0, las anomalías negativas de convección preceden la formación de la fase convectiva sobre Océano Índico, la cual es evidente a partir del día -10. Es interesante observar la existencia de anomalías convectivas sobre África, las cuales alcanzan su máximo alrededor de 5 días antes que sobre el Océano Índico central. Aunque débil, se observa un acoplamiento entre la convección intraestacional sobre la piscina caliente y sobre el oeste de la costa de América Central, donde existe un pico secundario de la variabilidad del intraestacional (ver Figura 1). Es también importante anotar que las anomalías de ROLE sobre el suroeste de Asia, y sobre la mayor parte de la Península Arábiga y Paquistán, aparecen fuera de fase con respecto a la actividad sobre el Océano Índico, es decir que la convección sobre el Océano Índico se asocia a subsidencia sobre el suroeste de Asia y viceversa.



**Figura 3.** Evolución promedio de las anomalías intraestacionales de OLR para el invierno asociadas a la MJO desde el día -20 hasta el día 25. La evolución promedio se estima usando 38 eventos de MJO durante el invierno. El día 0 corresponde a la máxima convección (mínimo en OLR) sobre el Océano Índico central (10°S-10°S, 70°-90°E).

El potencial de velocidad (VP por sus iniciales en ingles) a los 200 hPa muestra claramente la señal de la oscilación que se propaga hacia el este con número de onda 1 (Figura 4). En contraste con la señal convectiva, las anomalías negativas y positivas de VP a los 200 hPa, asociadas con anomalías positivas y negativas de convección, respectivamente, no desaparecen sobre el Pacífico central, y continúan propagándose al este, circunnavegando el globo. Los diagramas similares para la función de la corriente a los 200 hPa (figura no incluida) muestran una estructura correspondiente y coherente de circulación, indicando que la propagación de la OMJ se asemeja a

las características de propagación de una onda compuesta tipo Kelvin-Rossby, con ciclones y anticiclones (alargados al este de la anomalía) asociados a las anomalías de OMJ, y que sugieren la existencia de un patrón de teleconexión ecuatorial. Dicho patrón de teleconexión potencialmente explica la existencia de anomalías sobre el continente americano, especialmente cerca del ecuador, en conjunción con las anomalías sobre la cuenca del Océano Índico y Pacífico occidental. La existencia de dicho patrón de teleconexión, no identificado previamente en la literatura, esta siendo estudiado en la actualidad.



**Figura 4.** Similar a la Figura 3 para el potencial de velocidad a 200 hPa.

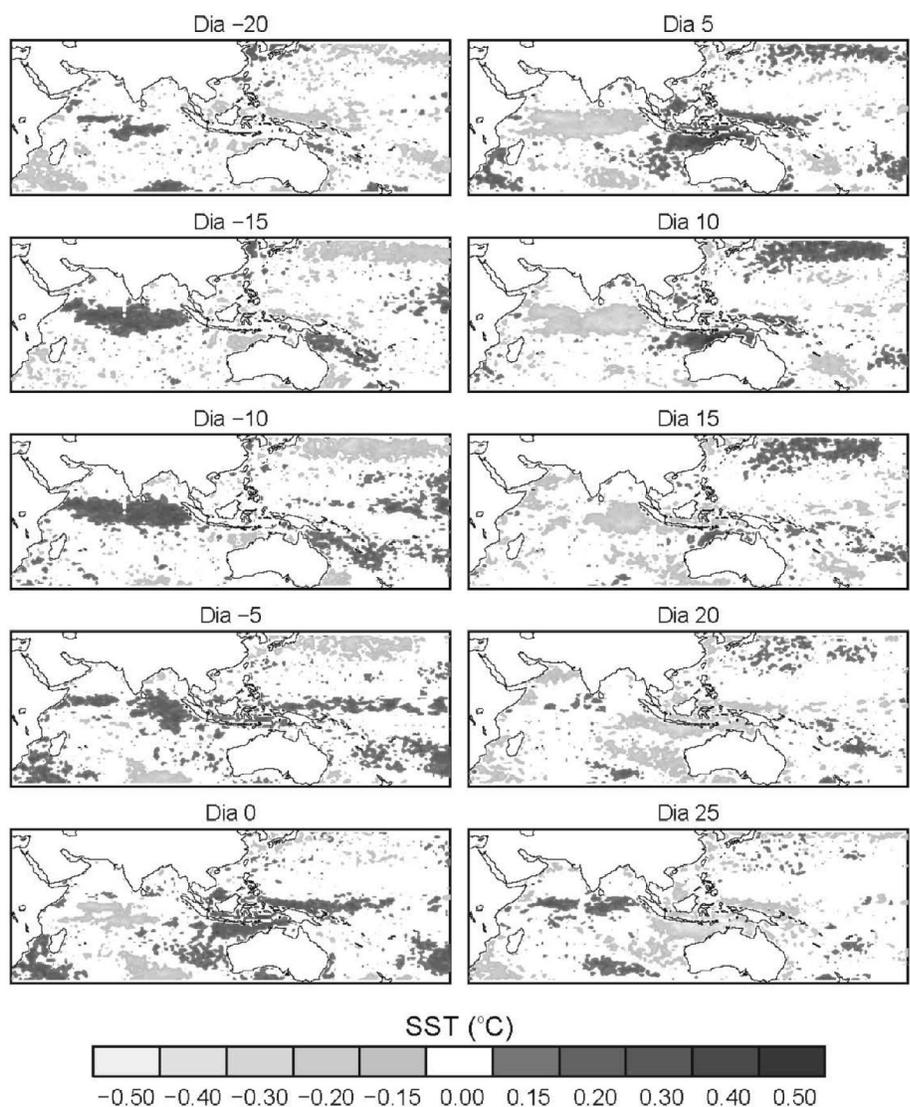
De manera similar, la PANM evidencia una fuerte variabilidad intraestacional coherente con las anomalías convectivas y de circulación ya expuestas, con anomalías positivas y negativas asociadas a las fases no convectivas y convectivas respectivamente (figura no incluida). Una característica interesante del ciclo de vida de la OMJ

durante invierno es la aparente bifurcación de las anomalías de PANM sobre el Pacífico occidental, donde las anomalías se propagan hacia la ZCPS intensificando la convección; y de manera más débil hacia el norte facilitando el mantenimiento de anomalías negativas débiles de ROLE observadas alrededor de los días 5 a

15 en el Pacífico central al norte del ecuador. Dicha bifurcación, no considerada anteriormente, requiere especial consideración en estudios futuros.

No sólo la estructura climatológica de la TSM es importante para el desarrollo de anomalías intraestacionales sino también su comportamiento en dicha escala, desempeñando un papel importante en la generación y propagación de la convección. La evolución de la TSM muestra variabilidad coherente con las variables previamente estudiadas, y en particular con la ROLE (Figura 5). Los datos de TSM corresponden a mediciones desde satélite usando el TMI (TRMM Microwave Imagen; [www.ssmi.com/tmi/](http://www.ssmi.com/tmi/)).

Específicamente, durante la fase no convectiva, la carencia de nubes facilita el calentamiento de la superficie del océano. Dicho calentamiento se mantiene ya que los vientos débiles cerca de la superficie durante esta fase no promueven evaporación y mezcla, mecanismos que enfrían la superficie. De esta manera, la TSM ecuatorial elevada tiende a generar convergencia superficial y convección, desempeñando un papel dominante en la generación de la fase activa. Una vez la fracción de nubes aumenta con la convección, la radiación solar que alcanza la superficie se reduce considerablemente, induciendo enfriamiento superficial y reducción de la inestabilidad atmosférica modulando el ciclo de vida de la OMIJ.



**Figura 5.** Similar a la Figura 3 para la TSM.

Por otra parte, la estructura vertical de la OMJ durante invierno es robusta. La variabilidad intraestacional de la función de corriente y el potencial de velocidad (figura no incluida) indican que, en valor absoluto, las mayores anomalías aparecen en los 200 hPa y las más bajas en los 400 hPa. Por debajo de los 400 hPa se observa un cambio de signo en las anomalías y re-intensificación de las mismas, alcanzando un máximo secundario alrededor de los 600-700 hPa, que indican un cambio de divergencia (principalmente en 200 hPa) a convergencia por debajo de 400 hPa. Es decir, la convergencia no se restringe a la superficie, ocurriendo en la mayor parte de la columna troposférica; mientras que la convergencia se extiende sobre una capa atmosférica gruesa, la divergencia ocurre en una capa relativamente delgada, por lo cual la anomalía debe ser mucho mayor para garantizar conservación de masa. Adicionalmente, dicha característica de convergencia-divergencia ayuda a entender por qué la actividad convectiva durante la OIE es tan intensa y duradera, puesto que cuando la convergencia ocurre en muchos niveles atmosféricos, la convección tiende a ser más robusta y resistente a las fluctuaciones atmosféricas de alta frecuencia que podrían potencialmente “erosionar” la convección.

### 2.3. Características de la OIE durante Verano (OIEM)

Mientras que algunas de las características de la OMJ durante verano son similares a las de la OMJ en invierno, existen algunas diferencias fundamentales entre ellas que se describen en esta sección. Debido a la interacción fuerte entre el monzón y la OMJ durante verano, esta última también se conoce como la OIE del monzón surasiático (OIEM).

Además de la propagación hacia el este de las anomalías positivas y negativas de ROLE, (en general más débil que la observada durante invierno), éstas se propagan hacia el norte, afectando al continente Asiático durante el monzón de verano, resultando en fases húmedas y secas sobre el continente, también conocidas como fases activas e inactivas del monzón de la India (Figura 6). La función meridional de corriente de transporte de masa (Hartmann 1994) entre 70°E y 90°E muestra claramente la propagación hacia el norte sobre el Océano Índico de las celdas de circulación que inducen subsidencia y convección sobre el continente Asiático (Figura 7) generando las fases inactivas y activas del monzón respectivamente. Los detalles de la propagación hacia el

norte que afecta la precipitación durante el monzón serán explorados en la sección siguiente.

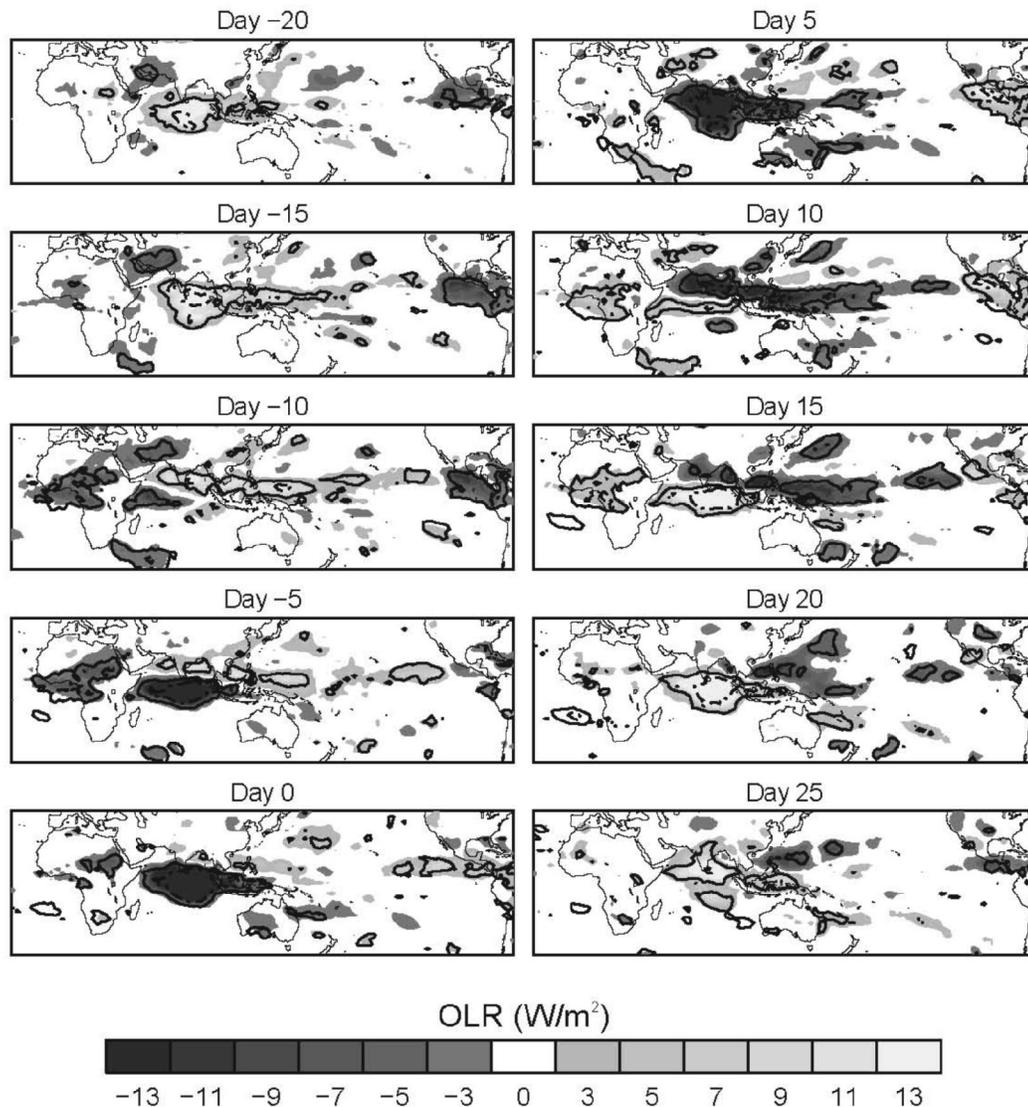
Además, una característica importante aparente en la Figura 6 es la relación de las anomalías sobre el oeste de África, región que también se encuentra bajo condiciones monzónicas durante verano, Suramérica y América Central con anomalías sobre el Océano Índico. La convección sobre el oeste de África está virtualmente en fase con el Océano Índico central mientras la convección sobre el continente americano tropical y el Océano Índico aparecen fuera de fase. En este caso, la función de la corriente a los 200 hPa sugiere una teleconexión más fuerte entre la OMJ durante el verano en el continente americano tropical. Por otro lado, es importante mencionar que la convección en la ZCPS no es modulada considerablemente por la OMJ durante el verano.

Cerca de la superficie, las diferencias entre el verano y el invierno son más notorias. Durante el verano, las anomalías de PANM revelan una bifurcación de las anomalías negativas y positivas de presión superficial sobre el Océano Índico asociadas a anomalías positivas y negativas de convección respectivamente, mientras que durante invierno las anomalías de PANM se bifurcan sobre el Pacífico.

### 2.4. Procesos fundamentales

Conocer los detalles de la estructura horizontal y vertical de la OMJ es un paso importante para entender sus impactos regionales, así como también para entender el desarrollo de esquemas empíricos o estadísticos de pronóstico en una escala de 20 a 30 días, evaluación de modelos numéricos, entender e identificar probables teleconexiones ecuatoriales, entre otros. Sin embargo, es importante explorar sobre el origen de la oscilación como tal, analizando colectivamente todas sus características estructurales.

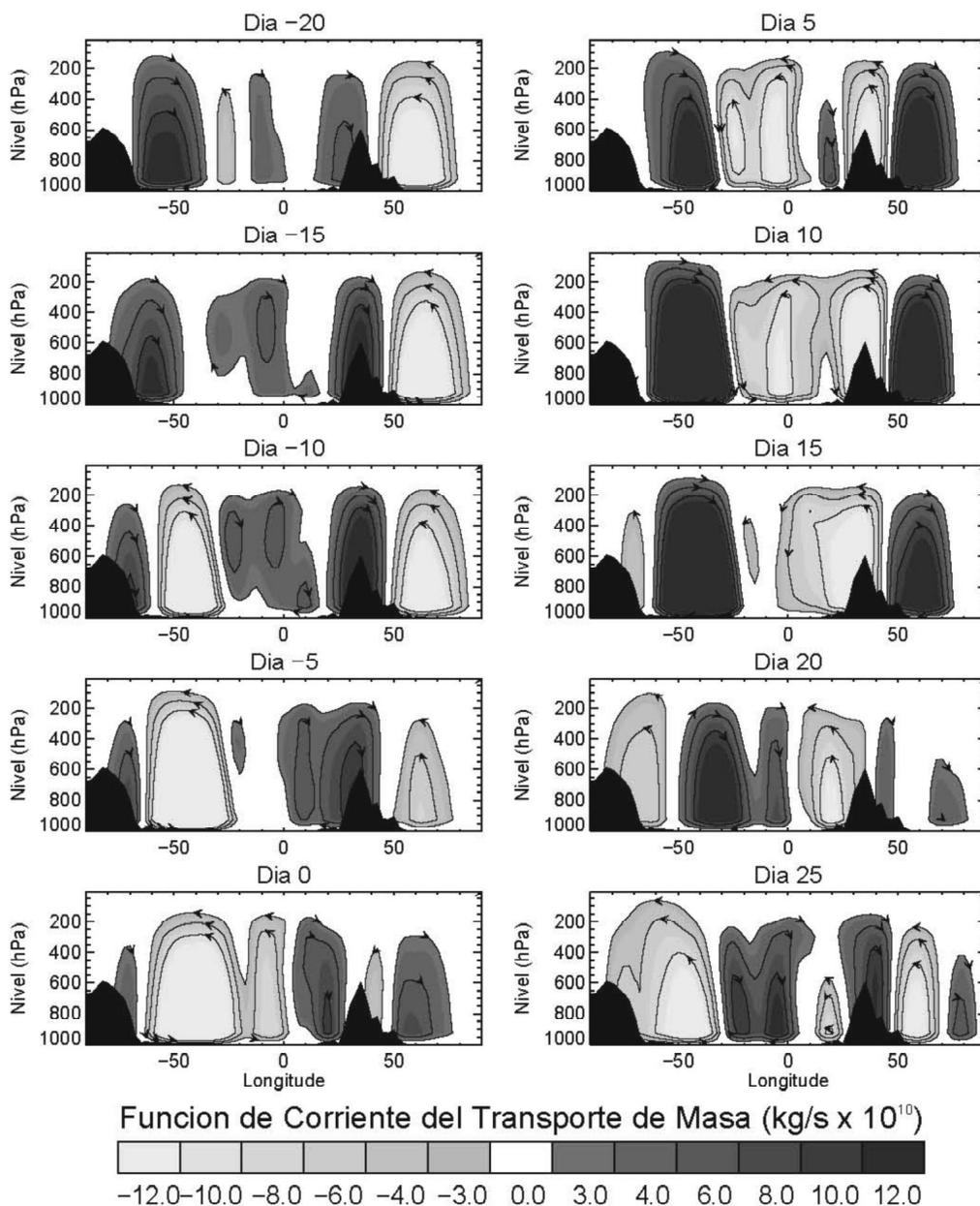
En secciones anteriores se mostró que las regiones con alta variabilidad intraestacional coinciden geográficamente con regiones cuya TSM promedio es mayor de 28°C. Cuando la TSM es alta (mayor que 28°C), la fuente de la energía necesaria para mantener la convección húmeda asociada a la OMJ y la fuente de inestabilidad atmosférica están garantizadas. Las anomalías positivas de TSM alteran la temperatura



**Figura 6.** Similar a la Figura 3 para la MJO durante el verano boreal. En este caso, la evolución promedio de la OLR fue estimada usando 31 eventos.

atmosférica en la capa de límite creando gradientes superficiales de presión, vientos y convergencia de masa que pueden conducir a la convección profunda (Lindzen y Nigam, 1987). Desde el punto de vista de la climatología, la única región en el globo donde se podrían presentar fuertes anomalías de convección sostenidas por extensos periodos (20-30 días) corresponde al Océano Índico y al Pacífico occidental. De esta manera, si se presenta una anomalía positiva de TSM sobre el Océano Índico, se genera una anomalía convectiva subsecuente. El tiempo necesario para elevar la TSM (mediante radiación solar durante la fase no convectiva) y para desestabilizar la tropósfera baja y enfriar la tropósfera

superior sobre el Océano Índico, determina el periodo local de la oscilación. Esto implica que la profundidad de la capa de mezcla en el océano juega un papel muy importante determinando el periodo de la OMJ ya que esta controla los cambios de temperatura de la superficie. Adicionalmente, la circulación zonal establecida por la celda convectiva sobre el Océano Índico es tal que genera una región de subsidencia fuerte sobre el Pacífico occidental, favoreciendo el aumento de la TSM, y la consecuente desestabilización de la atmósfera. Altos valores de TSM sobre el Pacífico occidental conjuntamente con la subsidencia dan lugar al humedecimiento de la baja atmósfera y la acumulación



**Figura 7.** Similar a la Figura 6 para la función meridional de corriente de transporte de masa entre 70° y 90°E.

de energía potencial convectiva disponible, acondicionando así la atmósfera para el desarrollo de la convección profunda (Agudelo et al. 2006). Al mismo tiempo que estos procesos favorecen y conducen a la convección sobre el Pacífico occidental, la nubosidad asociada a la convección sobre el Océano Índico reduce la radiación solar que alcanza la superficie, induciendo el enfriamiento de la superficie del océano. Dicho enfriamiento induce la disminución las anomalías convectivas en el Océano Índico, dando así lugar a la

propagación hacia el este del centro convectivo de gran escala asociado a la OMJ debido al desarrollo consecutivo de nuevos sistemas convectivos, cada uno levemente al este del anterior coincidiendo con lo observado por Nakazawa (1988). En general, un aumento en la convección atmosférica como el que se presenta sobre el Océano Índico conduce a la liberación del calor latente en la troposfera media. Estudios de Webster (1972), Gill (1980), Lau et al. (1989), entre otros han demostrado que la respuesta atmosférica a dicho calentamiento se da

en una combinación de ondas tipo Kelvin y Rossby que tiende a propagarse hacia el este de manera similar a la propagación de la OMJ. Actualmente se llevan a cabo diferentes experimentos usando modelos sencillos y complejos diseñados para estudiar la validez de estas ideas.

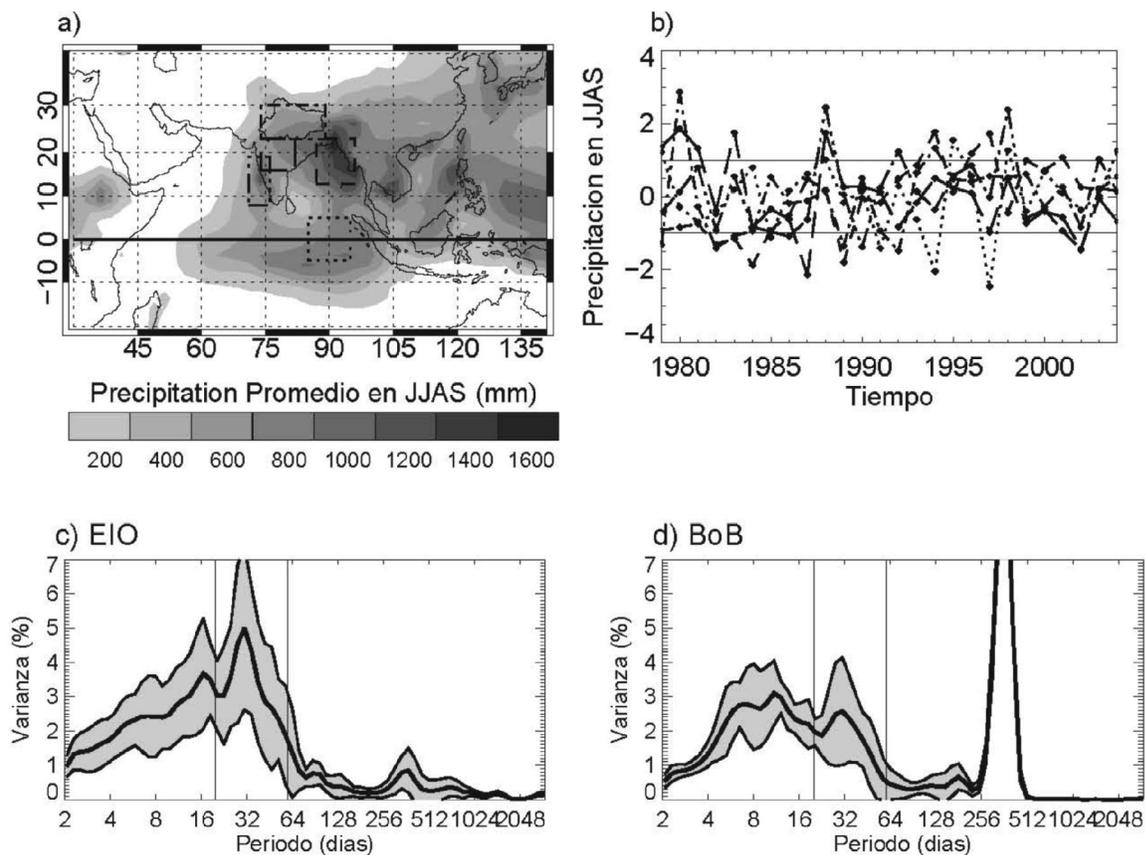
### 3. EFECTOS DE LA OMJ DURANTE EL VERANO SOBRE EL MONZÓN SURASIÁTICO

La OMJ, y en general la variabilidad intraestacional, desempeña un papel muy importante en la variabilidad global del clima, con efectos directos e indirectos sobre la precipitación regional y la TSM, con desarrollo de huracanes, el fenómeno de El Niño, entre otros (Liebmann y Hartman 1984; Mo y Higgins 1998; Mo 2000; Nogues-Paegle y Mo 1997; Maloney y Hartmann 2000; Hendon et al. 1998). En particular, el inicio y la actividad de las fases activa e inactiva del sistema monzónico Asiático-Australiano son influenciados considerablemente por la propagación y la evolución de los eventos de OMJ. En esta sección se estudia el papel de la variabilidad intraestacional en la naturaleza de la precipitación del monzón surasiático.

Un requisito fundamental para el desarrollo agrícola en la región afectada por el monzón surasiático es la predicción adecuada de la variabilidad interna y externa de la precipitación (Parthasarathy et al. 1988, Gadgil 1996, Webster et al. 1998, Lal et al. 1999). La hipótesis fundamental de esta sección es que un mejor entendimiento de los procesos que determinan la precipitación durante el monzón conduce a mejorar sus predicciones. El mecanismo fundamental que genera la circulación monzónica es el gradiente de presión transecuatorial inducido por el calentamiento diferencial entre las masas de tierra en el hemisferio de verano y los océanos en el hemisferio de invierno. Sin embargo, la variabilidad espacial y temporal de la precipitación monzónica es más compleja y no puede explicarse solamente mediante dicho gradiente de presión. De hecho, los procesos que resultan en la distribución espacial de la precipitación a largo plazo continúan siendo tema de estudio. Diversos procesos, fenómenos y características

geográficas se han sugerido como mecanismos que modulan de la precipitación monzónica, entre ellos efectos locales y regionales de la orografía (Grossman y Garcia, 1990, Grossman y Durran 1984, Xie et al. 2005), las características de la propagación de la OIEM (e.g. Lawrence y Webster 2002; Jiang y Wang 2004, Wang et al. 2005), propagación de señales bisemanales desde el Mar de la China Meridional (e.g. Annamalai y Slingo 2001), y la interacción tierra-atmósfera (e.g. Webster 1983). En esta sección se estudian los mecanismos responsables de la variabilidad y estructura de la precipitación monzónica durante el verano.

La Figura 8a muestra la distribución espacial de la precipitación promedio acumulada desde Junio a Septiembre (JJAS) para el período 1979-2004 usando los datos de precipitación del *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP; [precip.gsfc.nasa.gov](http://precip.gsfc.nasa.gov), Huffman et al. 1997, 2001), al igual que la precipitación estandarizada durante JJAS (Figura 8b) para cada región delineada en la Figura 8a. Es evidente que existe un patrón espacial complejo de precipitación monzónica, con máximos locales al oeste de las colinas *Western Ghats* en la India (región suroeste) con un total de 810 milímetros durante JJAS, y el sector este de la Bahía de Bengala (BdB) con 1380 milímetros; ambos sobre el océano. La precipitación sobre el Océano Índico (860 milímetros) no tiene origen monzónico y es relativamente constante a través del año, sin embargo, se ha mostrado que la variabilidad de la precipitación en dicha región está relacionada íntimamente con la variabilidad intraestacional del monzón (e.g. Webster et al. 1998; Lawrence y Webster 2002; Waliser et al. 2003a, b). Sobre la BdB, el máximo de precipitación ocurre paralelo a las montañas de Birmania, hecho del cual se generan diversas preguntas como: ¿Cuáles son los procesos principales que determinan el máximo en la precipitación? ¿Es dicho máximo un resultado exclusivo de la interacción del ciclo anual de circulación superficial y orografía? ¿Qué papel desempeña la OIEM en la determinación de dicho máximo? Tal como lo indican diferentes resultados del proyecto de intercomparación de modelos atmosféricos (e.g. Gadgil y Sanjani 1998; Sperber y Palmer 1996), la precipitación sobre la BdB es en general difícil de simular usando modelos.



**Figura 8.** a) Estructura espacial promedio de la precipitación del monzón del sureste de Asia (de Junio a Septiembre; JJAS) desde 1979 a 2004 usando los datos mensuales de GPCP (precip.gsfc.nasa.gov). b) Precipitación estandarizada durante JJAS para el periodo entre 1979 y 2004 para las regiones demarcadas en a). c) Espectros promedios de onditas durante verano para la precipitación diaria entre 1997 y 2004 usando datos diarios de GPCP para la Bahía de Bengala y el Océano Índico Ecuatorial. El área sombreada está definida por la media más y menos una desviación de estándar de los espectros de verano.

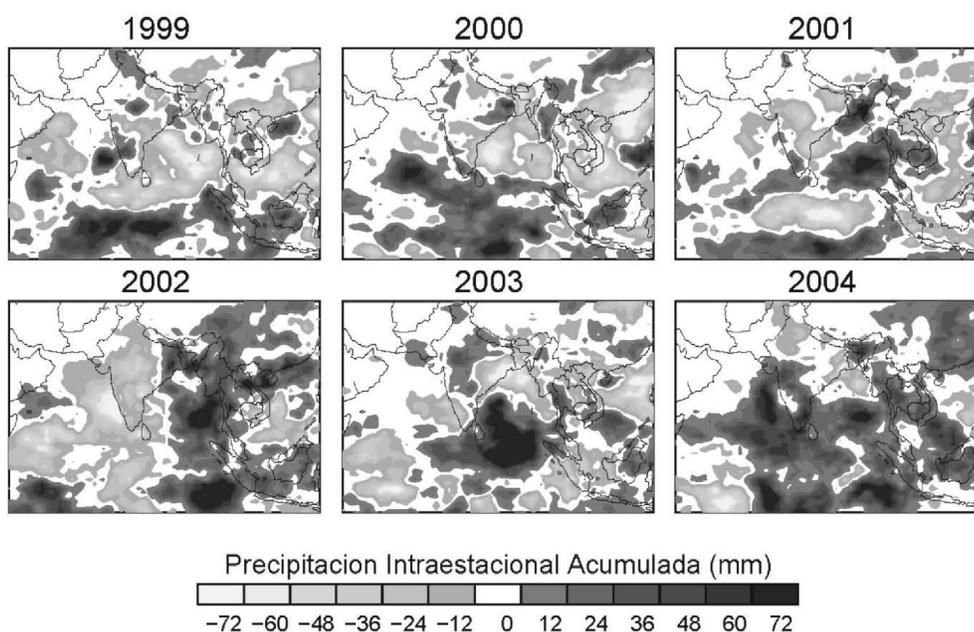
La complejidad de la precipitación monzónica no se restringe a patrones espaciales sino también a su variación temporal. Una evidencia de tal complejidad es la baja correlación entre la variabilidad interanual entre las regiones consideradas en la Figura 8a. La Figura 8b muestra de manera clara la baja correlación temporal interregional entre las anomalías interanuales de la precipitación durante Julio-Septiembre (JJAS), sugiriendo la existencia de alta variabilidad interna en el sistema monzónico, la cual se debe probablemente a variabilidad de la precipitación en escalas de tiempo sub-estacionales.

El análisis espectral de la serie de tiempo de precipitación diaria sobre la BdB y el Océano Índico Ecuatorial (EIO por sus iniciales en inglés) revela la importancia de la

variabilidad intraestacional en la precipitación durante el monzón (Figura 8c y d). En dicha figura, la línea gruesa representa los espectros medios para cada región (estimados usando onditas) y la región sombreada representa la variabilidad espectral interanual, definida por el espectro medio más y menos una desviación estándar. En general, la precipitación en todas las regiones indica alta variabilidad dentro de la estación húmeda en escalas de tiempo que se extienden de 7 a 60 días. Sobre el EIO, la amplitud de la actividad intraestacional aparece más fuerte que el ciclo anual, con un importante pico espectral en 30 días, y un pico secundario alrededor de 15 días. Sobre la BdB, además del pico espectral correspondiente al ciclo anual, se presentan dos picos distintivos en 10 y 30 días.

Debido a la importancia de la oscilación intraestacional en la región, es lógico suponer que la actividad intraestacional es la responsable por la baja correlación interregional de las anomalías interanuales de precipitación. Por esta razón es importante investigar si la actividad intraestacional acumulada resulta en anomalías interanuales en la precipitación del monzón. La Figura 9 muestra la precipitación acumulada en la banda intraestacional durante JJAS, para los años entre 1999 y 2004, obtenida agregando la serie de precipitación en la banda intraestacional desde Junio 1 a Septiembre 30 de cada año. La distribución de las anomalías positivas y negativas de precipitación asociadas a la actividad acumulada de la OIEM se constituye en la variabilidad interanual interna más importante del monzón. Se

entiende por variabilidad interna aquella variabilidad que no ocurre como resultado de teleconexiones con otros fenómenos como por ejemplo El Niño/Oscilación del Sur (ENOS), sino como resultado de inestabilidades inherentes al sistema en cuestión. De esta manera, la actividad intraestacional durante el verano se puede considerar como una inestabilidad del sistema monzónico ya que, en general, no es afectada por el estado climático del sistema océano-atmósfera por fuera de la cuenca del Océano Índico y del Pacífico occidental ni por teleconexiones remotas. Por consiguiente, y como lo sugiere la Figura 9, es necesario considerar la distribución de la variabilidad interanual interna para explicar algunas de las características de las anomalías de precipitación durante JJAS.



**Figura 9.** Precipitación intraestacional acumulada (25 - 80 días) durante el período Junio - Septiembre para cada uno de los años del período 1999 - 2004

Para estudiar en detalle la estructura de la OIEM sobre el Océano Índico y el Sureste de Asia, se seleccionaron eventos de precipitación máxima sobre la BdB asociados a actividad intraestacional, y con magnitud mayor de una desviación estándar. Para la BdB, un total de 24 casos fueron seleccionados en el período entre 1997 y 2004, y entre esos eventos, 16 fueron clasificados como eventos canónicos de OIEM, cuatro como eventos oscilantes estacionarios, y cuatro generados netamente debido a interacción circulación-orografía bajo condiciones de convección no activa sobre la BdB. La evolución en la

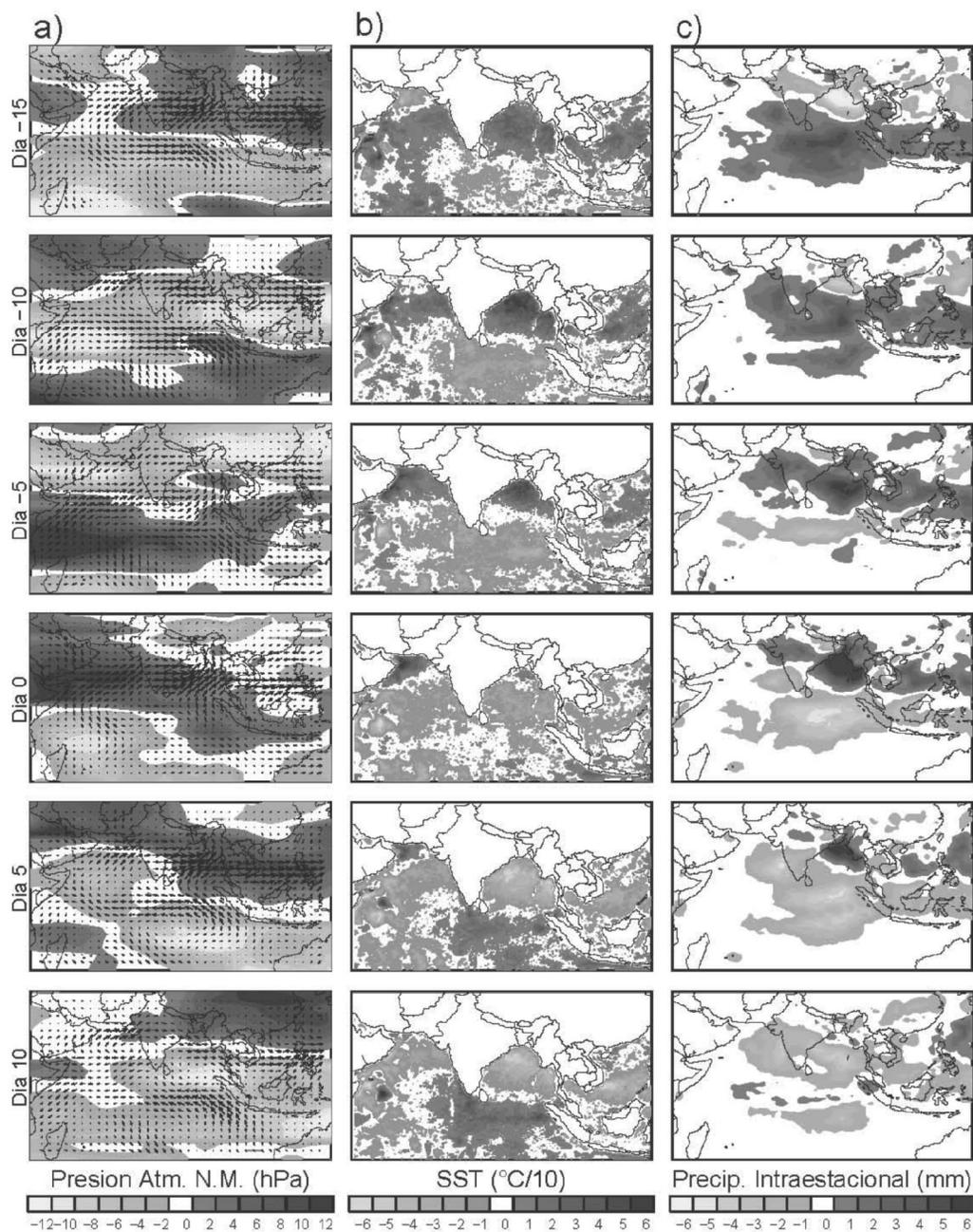
banda intraestacional de la TSM, la presión superficial, los vientos en los 925 hPa y la precipitación para eventos OIEM se presenta en la Figura 10. La estructura canónica corresponde a un evento intraestacional que comienza como una anomalía convectiva en el Océano Índico Ecuatorial, seguido por una propagación de dichas anomalías hacia el este y hacia el norte. La propagación hacia el norte tiende a suceder cerca de la costa oeste de Sumatra, introduciendo anomalías positivas de precipitación sobre la BdB. El evento convectivo se desarrolla (día -20) sobre las aguas superficiales cálidas

y PANM baja sobre el ecuador. Simultáneamente, la BdB está bajo condiciones de convección no activa y alta presión superficial que induce circulación anticiclónica conduciendo el aire en dirección suroeste sobre la BdB, lejos de las montañas de Birmania. Debido a las condiciones de poca o nula nubosidad durante esta fase, la TSM aumenta sobre la BdB y su variabilidad forma parte integral del ciclo de la OIEM (Hoyos y Webster 2006). En el momento en que la anomalía alcanza la costa oeste de Sumatra (~día -10), las TSM en el norte de la BdB se encuentra elevada debido a las condiciones anticiclónicas anteriores, induciendo la propagación hacia el norte del sistema de baja presión superficial ecuatorial generando anomalías positivas de precipitación. Mientras que la inestabilidad evoluciona, el centro de baja presión superficial se sitúa sobre la India (día 0), conduciendo aire húmedo hacia el sector este de la BdB y hacia las montañas de Birmania ayudando a vigorizar la generación de precipitación, dando como resultado el máximo estacional observado el cual es paralelo a la cadena montañosa de Birmania (ver Fig. 8a). En el día +5, la reducción en la insolación por nubosidad y el efecto de los vientos superficiales tienden a reducir la TSM en la BdB, actuando como una retroalimentación negativa para la convección durante la OIEM. Al mismo tiempo, la fase siguiente de convección suprimida comienza a establecerse en el Océano Índico Ecuatorial inducido en gran parte por la subsidencia de aire correspondiente a la rama descendente de la convección sobre la BdB. El comportamiento relativamente regular de la OIEM durante el verano puede ser aprovechado en el diseño de esquemas de predicción de la precipitación regional sobre las regiones surasiáticas y del caudal de los ríos de Ganges y de Brahmaputra (e.g., Goswami y Xavier 2003, Webster y Hoyos 2004).

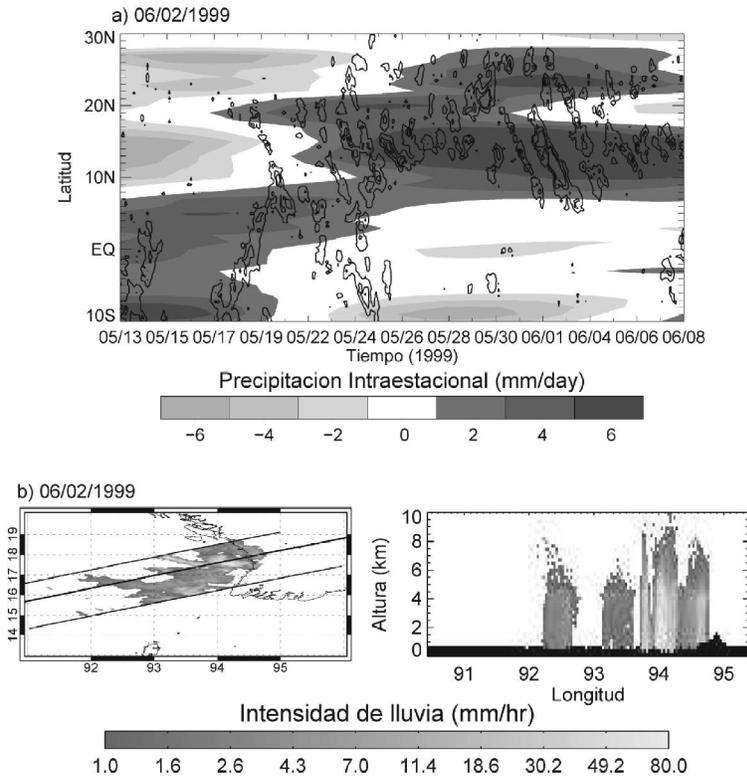
La Figura 11a muestra una sección tiempo-latitud de la precipitación intraestacional y de la lluvia 3-horaria para un evento fuerte de OIEM durante mayo de 1999. Las características observadas en este ejemplo son comunes para la mayoría de los eventos analizados en el período 1998-2004. El diagrama muestra claramente la propagación de un “paquete” convectivo intraestacional

hacia el norte desde ecuador y la existencia de tormentas individuales que poseen un marcado ciclo diurno y que se propagan al sur. Según Webster et al. (2002), estas bandas convectivas diurnas perturban perceptiblemente los flujos superficiales. La Figura 11b muestra la estructura espacial y vertical de una tormenta particular durante el sistema convectivo intraestacional de la Figura 11a, mostrando evidencia adicional de la intensificación de la precipitación cerca de la cadena montañosa de Birmania.

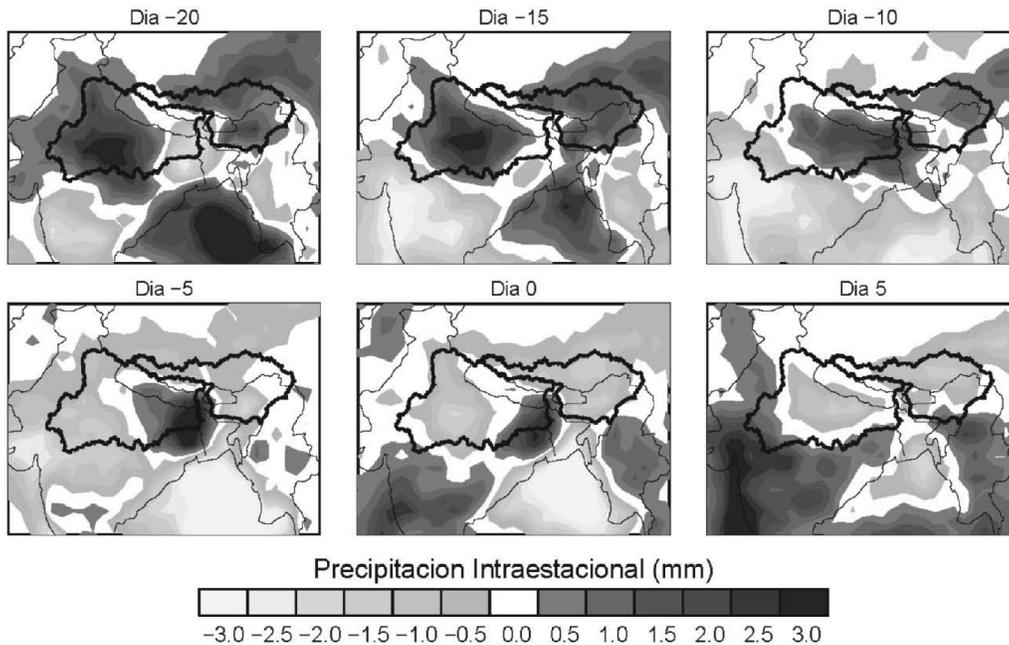
Por otra parte, los caudales de los ríos Ganges y Brahmaputra, importantes para la India y Bangladesh, también muestra una variabilidad importante en la banda intraestacional. En este caso, el pico espectral se presenta en frecuencias más bajas comparadas con el pico espectral en la precipitación, probablemente debido al efecto de filtro natural de baja frecuencia introducido por la cuenca. La Figura 12 muestra el comportamiento típico de las anomalías de precipitación intraestacional relativo a las anomalías de caudal del río Ganges, basados en 27 eventos correspondientes a máximos en la banda intraestacional (serie diaria filtrada en la banda espectral entre 40 y 100 días) de caudales del río Ganges desde 1996 a 2004. Las anomalías máximas de la precipitación sobre las cuencas del Ganges y Brahmaputra, se presentan en los 15-20 días previos al caudal máximo, evidenciando una progresión en la cuenca del Ganges, en la cual las anomalías positivas de precipitación se propagan desde la región más alejada de la salida de la cuenca alrededor del día -20, hacia dicha salida a medida que transcurre el tiempo. Esta progresión proporciona una explicación para el filtro de baja frecuencia introducido por la cuenca, actuado no solamente como integrador de la precipitación sino también como operador de media móvil de la serie de tiempo de la precipitación. El caudal del río en ambas cuencas tiene un rezago de 20 días con respecto a la precipitación intraestacional, el cual tiene origen en las características hidrográficas de la cuenca, las cuales son evidentes, por ejemplo, en el mapa de isócronas de las cuencas en cuestión (Figura no incluida).



**Figura 10.** Diagramas de evolución en la banda intraestacional de: (a) TMI, TSM; (b) vientos en los 925 hPa y presión a nivel del mar usando datos del reanálisis de NCEP/NCAR, y (c) precipitación diaria de la GPCP usando 16 eventos canónicos de MISO. El día 0 corresponde a la precipitación máxima en la escala intraestacional sobre la BoB.



**Figura 11.** (a) Diagrama tiempo-latitud para un evento particular de MISO mostrando la propagación del paquete convectivo intraestacional usando datos diarios de GPCP así como también contornos para 1, 3 y 5 mm/hr de lluvia 3-horaria no filtrada usando datos de TRMM. (b) Sección horizontal superficial y sección vertical (usando producto TRMM 2A25-V6) sobre el BoB durante una sistema particular del evento convectivo intraestacional en a).



**Figura 12.** Evolución de las anomalías intraestacionales de precipitación relativo a eventos máximos de caudal del río Ganges en la banda espectral entre 40 y 100 días.

#### 4. CONCLUSIONES

La variabilidad intraestacional, con escala temporal entre 25 y 80 días, es un modo importante y coherente de variabilidad en el sistema climático, y en particular en el sistema tropical. La amplitud de este modo es particularmente importante sobre el Océano Índico y el Pacífico occidental, extendiéndose hacia el Sur de Asia durante el verano boreal y hacia Australia durante el invierno boreal.

Una diversa fuente de datos, incluyendo reanálisis y datos de satélite, fue utilizada para estudiar los detalles de la estructura espacio-temporal de la OIE durante invierno y verano. La selección de eventos fuertes intraestacionales se usó como base para el diagnóstico. Durante el invierno, la propagación de la OIE es predominante hacia el este sobre el Océano Índico en un patrón similar a un paquete de ondas Kelvin-Rossby, mientras que durante el verano la propagación hacia el norte de las anomalías convectivas es parte integral de la oscilación intraestacional. La estructura de las anomalías de circulación intraestacionales sugiere la existencia de un patrón de teleconexión ecuatorial entre las anomalías intraestacionales observadas en el continente americano con las anomalías sobre el Océano Índico y el Pacífico occidental.

La evidencia presentada sugiere, además, un fuerte acoplamiento entre el océano y la atmósfera durante la OIE. Las regiones con alta variabilidad intraestacional coinciden geográficamente con regiones cuya TSM es mayor que 28°C, donde se garantiza la existencia de la energía necesaria para mantener la convección húmeda observada en asociación con la OIE, así como también la fuente de la inestabilidad atmosférica. Así, desde el punto de vista de la climatología, la única región en el globo donde la convección sostenida por períodos extendidos puede ocurrir es la cuenca del Océano Índico y el Pacífico occidental. Cuando una anomalía positiva de TSM se presenta sobre el Océano Índico, se desarrolla una anomalía convectiva subsiguiente cuya duración está determinada por procesos atmosféricos y oceánicos que involucran la profundidad de la capa de mezcla oceánica y la estructura de la capa límite atmosférica. La circulación zonal establecida por la convección sobre el Océano Índico es tal que se genera una región de subsidencia fuerte sobre el Pacífico occidental, favoreciendo el aumento de TSM, y la desestabilización

local de la atmósfera. Una alta TSM sobre el Pacífico occidental, junto con la subsidencia, dan lugar al humedecimiento de la baja atmósfera y a la acumulación de energía convectiva acondicionando la atmósfera para la convección profunda (Agudelo et al. 2006). Mientras que estos procesos conducen a la convección sobre el Pacífico occidental, la nubosidad asociada a la convección sobre el Océano Índico reduce la radiación solar que alcanza la superficie, enfriando así la superficie del océano, y modificando de las anomalías convectivas dando lugar a la propagación hacia el este evidente del centro convectivo de gran escala.

Los impactos de la OIE en el clima global y regional son importantes. Quizás uno de los impactos más importantes es la modulación de la generación de fases activas e inactivas de precipitación durante el monzón surasiático. En el presente trabajo se mostró que la OIEM desempeña un papel importante en la determinación de la estructura espacial media de largo plazo de la precipitación así como también introduciendo variabilidad interanual interna. En primera instancia, la interacción de la propagación de la OIEM y la topografía regional resulta en la intensificación de la precipitación en la BdB contribuyendo de manera drástica a la modificación del patrón de lluvia estacional esperado.

Los gradientes de temperatura entre océano y tierra en la región del monzón surasiático no pueden explicar los patrones de precipitación observados y, en particular, el máximo de precipitación sobre la BdB. Sin embargo, la señal más fuerte de la OIEM ocurre sobre la BdB como resultado de la bifurcación y posterior propagación hacia el norte de las anomalías convectivas ecuatoriales, cuyo centro de baja presión se ubica posteriormente sobre la India, generando circulación ciclónica que tiende a conducir aire húmedo hacia la cadena montañosa de Birmania, que posee una elevación media de cerca de 1800 m. Dicho flujo realza considerablemente la precipitación en el sector noreste de la bahía, explicando gran parte del máximo estacional observado paralelo a las montañas. De esta manera, las montañas de Birmania influyen directamente la precipitación acumulada asociada con la OIEM. La interacción entre la OIEM y la orografía es un resultado importante, puesto que sugiere que para que los modelos climáticos reproduzcan la estructura estacional observada de la precipitación monzónica, es necesario simular de manera adecuada la actividad intraestacional observada al igual que los

efectos importantes de cadenas montañosas estrechas. Con respecto a la variabilidad interanual del monzón, muchos estudios han intentado establecer una relación entre la variabilidad de precipitación monzónica y factores externos tales como ENOS. Sin embargo, las correlaciones entre estos fenómenos cambian considerablemente en diferentes décadas. Dicha variabilidad junto con la carencia de coherencia regional en el monzón surasiático sugiere un papel importante de la variabilidad interna del monzón, principalmente introducida por la OIEM, la cual a su vez presenta alta variabilidad interanual en amplitud y distribución de la precipitación asociada.

## 5. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen especialmente a Paula A. Agudelo por importantes discusiones durante la elaboración de este estudio. Igualmente, las sugerencias de los revisores anónimos ayudaron a mejorar el presente manuscrito. La presente investigación es patrocinada por la división climática de la US-National Sciences Foundation (NSF-ATM 0531771) y COLCIENCIAS mediante el programa de estudios de posgrado en el exterior año 2002 (Carlos D. Hoyos).

## 6. BIBLIOGRAFÍA

- Agudelo P. A., Curry J. A., Hoyos C. D. y Webster P. J., 2006. Transition between suppressed and active phases of intraseasonal oscillations in the Indo-Pacific warm pool. *J. Climate*, 19, pp. 5519-5530.
- Annamalai H. y Slingo J. M., 2001. Active/Break cycles. Diagnosis of the intraseasonal variability of the Asian summer Monsoon. *Clim. Dyn.*, 18, pp. 85-102.
- Blade I. y Hartmann D. L., 1993. Tropical intraseasonal oscillations in a simple nonlinear model. *J. Atmos. Sci.*, 50, pp. 2922-2939.
- Chang C.-P., 1977. Viscous internal gravity waves and low-frequency oscillations in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 34, 901-910.
- Crum, F. X. y Dunkerton T. J., 1992. Analytic and numerical models of wave-CISK with conditional heating. *J. Atmos. Sci.*, 49, pp. 1693-1708.
- Emanuel K A., 1987. An air-sea interaction model of intraseasonal oscillations in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44, pp. 2324-2340.
- Gadgil S., 1996. Climate change and agriculture-An Indian perspective, En *Climate Variability and Agriculture*. Eds., Y. R. Aboul, S. Gadgil and G. B. Pant, Narosa, New Delhi, India. pp. 1-18
- Gadgil S. y Sanjani S., 1998. Monsoon precipitation in the AMIP runs. *Climate Dyn.*, 14, pp. 659-689.
- Gill A. E., 1980. Some simple solutions for heat induced tropical circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 106, pp. 447-462.
- Goswami B. N. y Xavier P. K., 2003. Potential predictability and extended range prediction of Indian summer monsoon breaks, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1966, doi:10.1029/2003GL017810.
- Grossman R.L. y Durran D.R., 1984. Interaction of low level flow with the Western Ghat mountains and off-shore convection in the summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 112, pp. 652-672.
- Grossman R.L. y Garcia O., 1990. The distribution of deep convection over ocean and land during the Asian summer monsoon, *J. Climate*, 3, pp. 1032-1044.
- Hartmann D.L., 1994. *Global Physical Climatology*. Academic Press, 411 pp.
- Hendon H. H. y Salby M. L., 1996. Planetary-scale circulations forced by intraseasonal variations of observed convection. *J. Atmos. Sci.*, 53, pp. 1751-1758.
- Hendon H. H., Liebmann B. y Glick J.D., 1998. Oceanic Kelvin Waves and the Madden-Julian oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 55, pp. 88-101.
- Hoyos C. D. 2006. *Intraseasonal Variability: Processes, Predictability and Prospects for Prediction*. Tesis Doctoral, Georgia Institute of Technology,. (<http://hdl.handle.net/1853/10530>). 188 P.
- Hoyos C.D. y Webster P.J., 2006. The Role of Intraseasonal Variability in the Nature of Asian Monsoon Precipitation. *J. Climate*. En imprenta.
- Hu Q. y Randall D. A., 1994. Low-frequency oscillations in radiative-convective systems. *J. Atmos. Sci.*, 51, pp. 1089-1099.
- Huffman G. J., et al., 2001. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydrometeorol.*, 2, pp. 36-50.
- Huffman G. J., et al, 1997. The global precipitation project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, pp. 5-20.
- Jiang X., Li T. y Wang B., 2004. Structures and

- mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation. *J. Climate*, 17, pp. 1022-1039.
- Kalnay E., et al., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bullet. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, pp. 437-471.
- Lal M., Singh K. K., Srinivasan G., Rathore L. S., Naidu D. y Tripathi C. N., 1999. Growth and yield responses of soybean in Madhya Pradesh, India to climate variability and change. *Agric. For. Meteorol.*, 93, pp. 53-70.
- Lau K.-M. y Peng, L., 1987. Origin of Low-Frequency (Intraseasonal) Oscillations in the Tropical Atmosphere. Part I: Basic Theory. *J. Atmos. Sci.*, 44, pp. 950-972.
- Lau K.-M., Peng L., Sui C. H. y Nakazawa T., 1989. Dynamics of super cloud clusters, westerly wind bursts, 3060 day oscillations and ENSO: A unified view. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, pp. 205-219.
- Lawrence D. y Webster P. J., 2002. The boreal summer intraseasonal oscillation and the South Asian monsoon. *J. Atmos. Sci.*, 59, pp. 1593-1606.
- Liebmann B. y Smith C.A., 1996. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, pp. 1275-1277.
- Lindzen R. S. y Nigam S., 1987. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44, pp. 2418-2436.
- Madden R.A. y Julian P. R., 1972. Description of global-scale circulation cells in the Tropics with a 40-50-day period. *J. Atmos. Sci.*, 29, pp. 1109-1123.
- Madden R.A. y Julian P. R., 1994. Observations of the 40-50 day tropical oscillation: A review. *Mon. Wea. Rev.*, 122, pp. 814-837.
- Maloney E. D. y Hartmann D. L., 2000. Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian oscillation. *Science*, 287, pp. 2002-2004.
- Matsuno T., 1966. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, pp. 25-43.
- Mo K. C., 2000. Intraseasonal Modulation of Summer Precipitation over North America. *Mon. Wea. Rev.*, 128, pp. 1490-1505.
- Mo K. C. y Higgins R. W., 1998. Tropical influences on California precipitation. *J. Climate*, 11, pp. 412-430.
- Nakazawa T., 1988. Tropical super clusters within intraseasonal variation over the western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, pp. 823-839.
- Neelin J. D., Held I. M. y Cook K. H., 1987. Evaporation-wind feedback and low-frequency variability in the tropical atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 44, pp. 2341-2348.
- Nogues-Paegle J. y Mo K. C., 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, 125, pp. 279-291.
- Parthasarathy B., Munot A. A. y Kothawale D. R., 1988. Regression model for estimation of Indian food grain production from Indian summer rainfall, *Agric. For. Meteorol.*, 42, pp. 167-182.
- Reynolds R.W., Rayner N.A., Smith T.M., Stokes D.C. y Wang W., 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15, pp. 1609-1625.
- Sperber K.R. y Palmer T., 1996. Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the Atmospheric Model Intercomparison Project. *J. Climate*, 9, 2727-2750.
- Stephens G. L., Webster P. J., Johnson R. H., Engelen R. y L'Ecuyer T., 2004. Observational evidence for the mutual regulation of the tropical hydrological cycle and Tropical sea surface temperatures. *J. Climate*, 17, pp. 2213-2224.
- Waliser D., Stern W., Schubert S. y Lau K. M., 2003a. Dynamical predictability of intraseasonal variability associated with the Asian summer monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, pp. 2897-2925.
- Waliser D. E. y Coautores, 2003b. AGCM Simulations of intraseasonal variability associated with the Asian summer monsoon, *Clim.Dyn.*, 21, pp. 423-446.
- Wang B., Webster P. J. y Teng H., 2005. Antecedents and self-induction of active-break south Asian monsoon unraveled by satellites, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04704, doi:10.1029/2004GL020996.
- Wang B., 1988. Dynamics of tropical low-frequency waves. An analysis of the moist Kelvin wave. *J. Atmos. Sci.*, 45, pp. 2051-2065.
- Webster P. J. y Hoyos C., 2004. Prediction of monsoon rainfall and river discharge on 15-30 day time scales. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 85, pp. 1745-1765.
- Webster P. y Coautores, 2002. The JASMINE pilot study.

- Bull. Amer. Meteor. Soc., 83, 1603-1630.
- Webster P.J., Palmer T., Yanai M., Tomas R., Magaña V., Shukla J. y Yasunari A., 1998. Monsoons: Processes, predictability and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, 103, pp. 14 451-14 510.
- Webster P. J., 1983. Mechanisms of monsoon transition: surface hydrology effects. *J. Atmos. Sci.*, 40, pp. 2110-2124.
- Webster P. J., 1972. Response of the tropical atmosphere to local steady forcing. *Mon. Wea. Rev.*, 100, pp. 518-541.
- Wheeler M.C. y Hendon H.H., 2004: An all-season real-time multivariate MJO index. Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 132, pp. 1917-1932.
- Wheeler M. y Kiladis G. N., 1999. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, 56, pp. 374-399.
- Xie S.-P., Xu H., Saji N.H., Wang Y. y Liu W.T., 2005. Role of narrow mountains in large-scale organization of Asian monsoon convection. *J. Climate*, in press.
- Zhang C., 2005. Madden-Julian Oscillation, *Rev. Geophys.*, 43, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158.U
- Zuidema P., 2003. Convective clouds over the Bay of Bengal. *Mon. Wea. Rev.*, 131, pp. 780-798.