

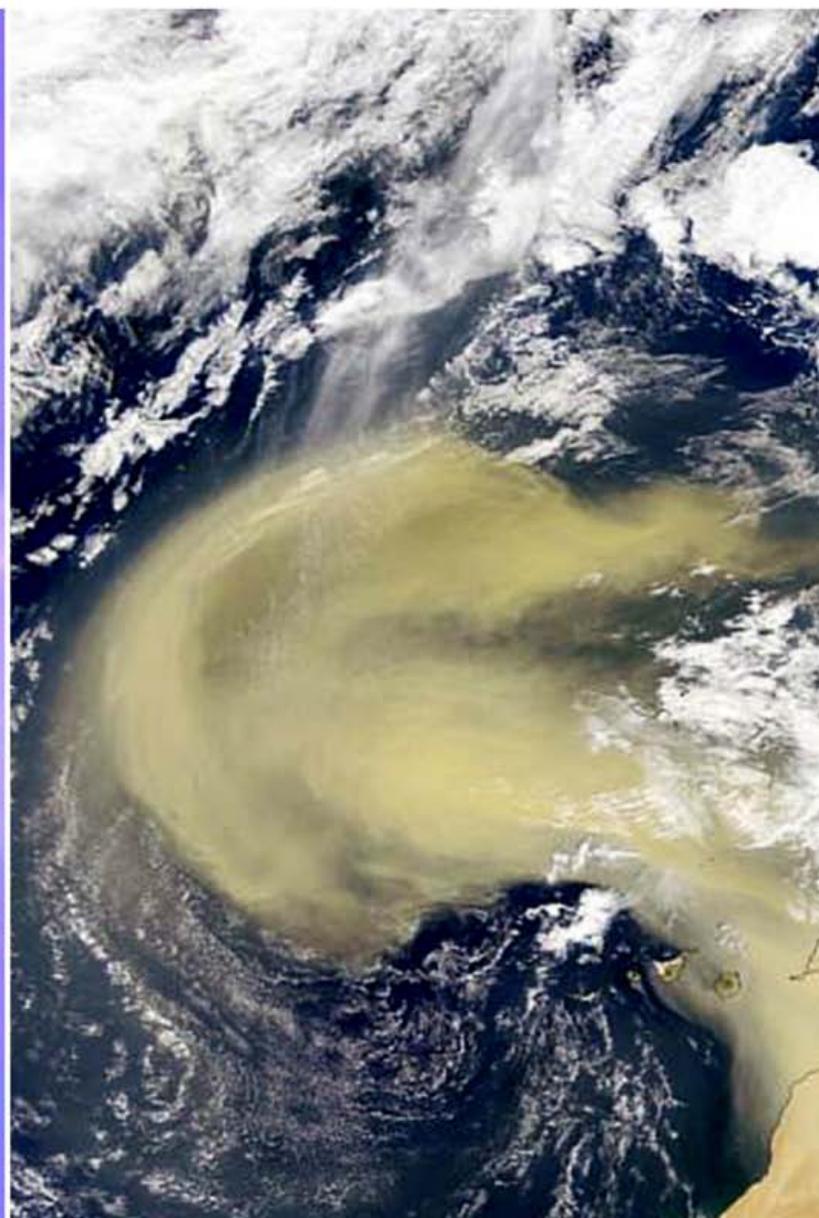
TÓPICOS METEOROLÓGICOS Y OCEANOGRÁFICOS



ISSN 1409 - 2034

Volumen 13

Diciembre 2014



TÓPICOS METEOROLÓGICOS Y OCEANOGRÁFICOS

ISSN 1409 - 2034

Volumen 13

Diciembre 2014

Editora:

Dra. Gladys Jiménez Valverde

Director de publicación:

MSc. Roberto Villalobos Flores

Comité editorial:

Lic. Werner Stolz España Ing. José Alberto Retana Barrantes Lic. Luis Fernando Alvarado Gamboa

Diseño y diagramación:

Rodrigo Granados Jiménez

La revista "Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos" es publicada por el Instituto Meteorológico Nacional, Ministerio de Ambiente y Energía, Costa Rica. Tiene como finalidad dar a conocer los resultados de investigaciones y estudios en Ciencias de la Atmósfera y Oceanografía Física.



Versión electrónica en:
<http://www.imn.ac.cr/publicaciones>

CONTENIDO

- | Pág. | Artículo |
|------|---|
| 5 | La Oscilación Madden-Julian y las precipitaciones extremas en Costa Rica
DANIEL POLEO B., ELADIO SOLANO L., WERNER STOLZ E. |
| 19 | Influencia de las masas invernales de aire frío sobre el Chorro de Bajo Nivel del Caribe y sus ramas
ELADIO ZÁRATE H. |
| 41 | Medición y cálculo del índice ultravioleta en Costa Rica
KARINA HERNÁNDEZ E., REBECA MORERA R., JAIME WRIGHT G. |
| 56 | Evaluación del método FAO-56 en Costa Rica
KARINA HERNANDEZ E. |
| 68 | La intrusión de polvo del Sahara y del Sahel en la capa límite atmosférica del Mar Caribe: episodio de agosto 2013
DANIEL POLEO B., JEFF BRICEÑO C. |
| 90 | VARIABLES CLIMÁTICAS Y OCEÁNICAS COMO POSIBLES PREDICTORES DE LA TEMPORADA DE INCENDIOS FORESTALES EN COSTA RICA
MAGDA CAMPOS B., WERNER STOLZ E. |

La Oscilación Madden-Julian y las precipitaciones extremas en Costa Rica

DANIEL POLEO B.¹
ELADIO SOLANO L.²
WERNER STOLZ E.³

Resumen

Se analizaron las series de lluvia de 11 estaciones distribuidas en 7 de las principales regiones climáticas de Costa Rica entre enero de 1975 y julio de 2013, tomando los casos de lluvia diaria con montos superiores a 30 mm que representan el percentil 80 de la serie de precipitación de la mayoría de las estaciones en estudio, los cuales en nuestro caso se clasificaron como eventos extremos. Posteriormente se asociaron los escenarios de eventos extremos y las 8 fases de la oscilación de Madden Julian (MJO-siglas en inglés), con el fin de observar correlaciones con la precipitación.

Entre los resultados más relevantes, se observó que en la vertiente del Caribe existen dos comportamientos afines en toda la región, el Caribe Norte y Sur donde se presentan una mayor (menor) cantidad de días con lluvia mayor a 30 mm durante las fases 4, 5 y 6 (1, 2 y 8); la Zona Norte presentó eventos extremos en las fases 1, 5 y 6, lo que pareciera un patrón mixto influenciado por ambas vertientes. En lo que respecta al Pacífico, existe una mayor (menor) cantidad de días de eventos extremos con lluvia mayor a 30 mm durante las fases 1, 2 y 8 (4, 5 y 6); por otro lado, la amplitud (A) de la MJO fue determinante para la cantidad de eventos extremos, con $A > 1$ hubo 2 veces más cantidad de eventos extremos que cuando estuvo $A < 1$. Además, se observó que los eventos extremos con $A > 1$, mostraron una importante relación entre cada una de las fases de la MJO y la cantidad de eventos extremos cada mes. En lo que respecta a las anomalías de eventos extremos en cada una de las estaciones con $A > 1$, se encontró que en la vertiente del Pacífico hay anomalías de más (menos) de un 40% de eventos extremos sobre el promedio, durante la fase 1 y 2 (fase 5 y 6); inversamente, la vertiente del Caribe presentó anomalías de más de un 50% (menos de 40%) de eventos extremos durante la fase 5 (1, 2 y 8). La Zona Norte presentó un comportamiento variable, con anomalías positivas (negativas) en las fases 1, 5 y 6 (4 y 7). Por otra parte, como se puede ver en la relación entre los ciclones tropicales (C.T.) y las fases de la MJO, se determinó que las fases 1 y 2 son las que más días con afectación de C.T. acumularon para Costa Rica; estas fases representan más del 50% del total de los eventos. Este comportamiento de los eventos extremos y sus relaciones podrían asociarse a las anomalías del viento, de la Corriente de Chorro de bajo nivel del Caribe y divergencias en 250 hPa y 850 hPa que la MJO induce en los trópicos.

Se espera que los resultados de esta investigación se utilicen en la mejora de los pronósticos de lluvia, dado las relaciones que existen entre las amplitudes, las fases, las precipitaciones y días con lluvia extrema en Costa Rica y la buena predictibilidad que se tiene para la fase y amplitud de la MJO.

PALABRAS CLAVE: OSCILACIÓN MADDEN JULIAN (MJO), OSCILACIONES ATMOSFÉRICAS, PRECIPITACIONES EXTREMAS, LLUVIAS EXTREMAS, PRECIPITACIONES EN COSTA RICA, CICLONES TROPICALES Y LA MJO, MJO EN EL CARIBE, OSCILACIONES INTRAESTACIONALES.

- 1 Lic. en Meteorología. Departamento de Meteorología Sinóptica y Aeronáutica. Instituto Meteorológico Nacional. Correo electrónico: dpoleo@imn.ac.cr. Tel. (506) 2222-5616.
- 2 Bach. en Meteorología. Departamento de Meteorología Sinóptica y Aeronáutica. Instituto Meteorológico Nacional. Correo electrónico: esolano@imn.ac.cr. Tel. (506) 2222-5616.
- 3 Lic. en Meteorología. Departamento de Meteorología Sinóptica y Aeronáutica. Instituto Meteorológico Nacional. Correo electrónico: wstolz@imn.ac.cr. Tel. (506) 2222-5616.

Abstract

Rainfall series of 11 stations in 7 major climatic regions of Costa Rica between January 1975 and July 2013 were analyzed, taking cases with daily rainfall amounts exceeding 30 mm representing the 80th percentile of series of precipitation for most of the stations under study, which in our case were classified as extreme events. Later, were associated with scenarios of extreme events and with the 8 phases of the Madden Julian Oscillation (MJO-acronym in English) in order to observe its correlations with precipitation.

Among the most relevant results, we observed that there are two related behaviors across the Caribbean slope. Firstly, the Northern and Southern Caribbean, where higher (lower) number of days with more rain to 30 mm occur during phase 4, 5 and 6 (1, 2 and 8). Besides, the Northern Region extreme events presented in phases 1, 5 and 6, which seems a mixed pattern influenced by both slopes. Regarding the Pacific, there is a greater (smaller) number of days with extreme events greater than 30 mm rainfall during the phases 1, 2 and 8 (4, 5 and 6). On the other hand, the amplitude (A) of the MJO was decisive to determine the number of extreme events, with $A > 1$ there was 2 times more extreme events than when it was $A < 1$. It was also noted that extreme events with $A > 1$ showed a significant link between each of the phases of the MJO and extremes amount each month. In regard to the anomalies of extreme events in each of the stations with $A > 1$, it was found in the Pacific slope that there are anomalies greater (less) than 40% of extreme events on average, during the 1 and 2 (phase 5 and 6) phases. Conversely, the Caribbean slope presented anomalies of more than 50% (less than 40%) in extreme events during phase 5 (1, 2 and 8). The Northern Region presented a variable behavior, with positive anomalies (negative) in phases 1, 5 and 6 (4 and 7). Moreover, as it can be seen in the relationship between tropical cyclones and the MJO phases of the MJO, it was determined the phases 1 and 2 have the greater quantity of tropical cyclones days related with Costa Ricaa raro), these phases represent over 50% of all events. This behavior of extreme events and their relationships may be associated with anomalies of the wind, the low level Caribbean jet and divergence at 250 hPa and 850 hPa that the MJO induces in the tropics. It is expected that the results of this research may be used in improving forecasts of rain, given the relationship between the amplitudes, phases, precipitation and extreme rainfall days in Costa Rica because the good predictability for phase and amplitude of the MJO.

KEYWORDS: MADDEN JULIAN OSCILLATION (MJO), ATMOSPHERIC OSCILLATION, EXTREME PRECIPITATION, TROPICAL CYCLONES, MJO IN CARIBBEAN, RAINFALL IN COSTA RICA, TROPICAL CYCLONES AND MJO, INTRA-SEASONAL OSCILLATION.

1. Introducción

Los eventos hidrometeorológicos extremos causan la mayoría de los casos atendidos por las Comisiones Nacionales de Emergencia en Centro América. El istmo centroamericano tiene una alta vulnerabilidad debido, entre otros factores, a que se ve afectado por sistemas atmosféricos de diversas escalas tanto espaciales como temporales, tales como los ciclones tropicales según Alfaro, Solano y Quesada (2010) y los frentes fríos como demuestra Zárate (2013).

Se han identificado fenómenos atmosféricos que modulan este tipo de eventos extremos, tanto en su intensidad como en su recurrencia. Uno de éstos es la Oscilación Madden-Julian (MJO, siglas en inglés) definida y caracterizada por Zhang

(2013), Madden y Julian (1972) y Madden y Julian (1994). Martín y Shumacher (2011), encontraron que los eventos de lluvia extrema sobre las islas caribeñas muestran una fuerte relación con las fases 1 y 2 de la MJO.

Donald et al. (2006) estudiaron el impacto global de la MJO en la lluvia (ver figura 1). Las anomalías positivas (negativas) de precipitación se ven notablemente influenciadas por las fases de la MJO. En particular para la región centroamericana, durante la fase 2 (fase 4), la desviación estándar es positiva (negativa) tal como se puede observar en la figura 1, reflejo del aumento en la cantidad de lluvia en relación al valor promedio histórico.

Donald et al. (2006) expresan las anomalías adimensionales de lluvia, utilizando acumulados

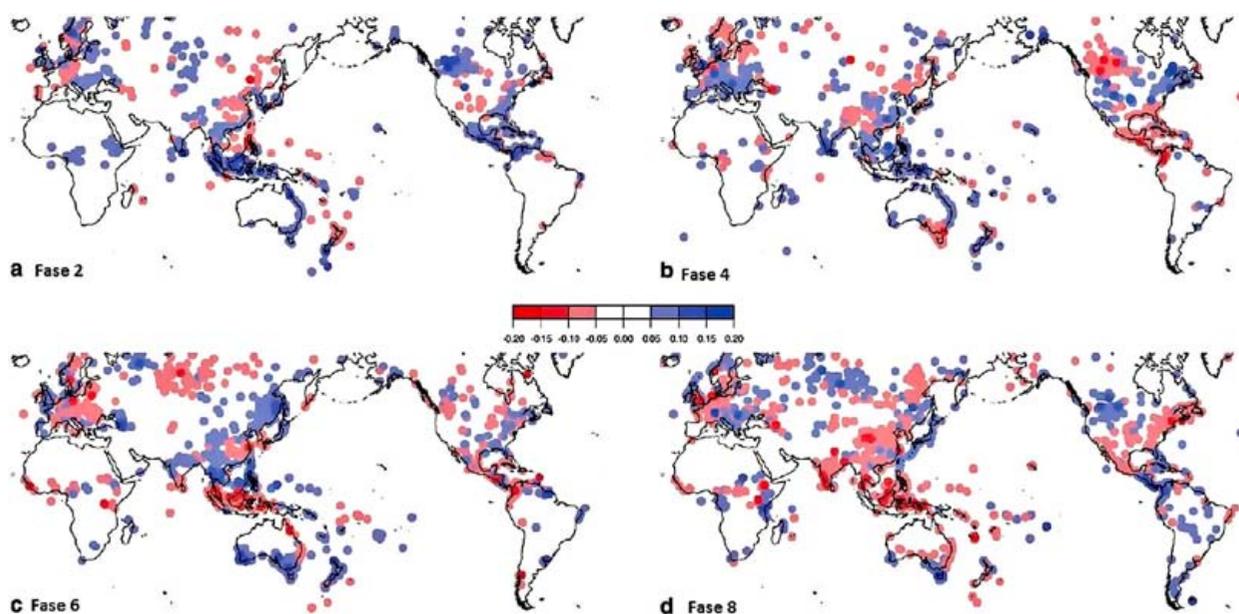


Figura 1. Anomalías estandarizadas de precipitación global durante las fases 2 (a), 4 (b), 6 (c) y 8 (d) durante el invierno austral. Fuente: Donald et al. (2006).

de la función de distribución para identificar los puntos de máxima divergencia y precipitación, obteniendo el “porcentaje de cambio” para cada una de las fases y concluyendo que las anomalías de la precipitación se ven notablemente influenciadas por las diferentes fases de la MJO: específicamente para la región, se puede observar en la [figura 1](#) que durante la fase 2 (fase 4) la anomalía estandarizada es positiva (negativa), es decir, se tienen más (menos) precipitaciones que el promedio. Al ser estos resultados globales únicamente tienen correspondencia con la vertiente del Pacífico de Centroamérica.

Torres (2012) analizó el efecto de la MJO en la precipitación en Colombia e identificó que bajo valores extremos positivos (negativos) de dicha oscilación se genera una disminución (aumento) de la cantidad pentadal de lluvia en algunas regiones.

Por otro lado, la actividad de ciclones tropicales (CT) está modulada entre otras cosas por la MJO en diversas regiones del planeta, según Camargo, Wheeler & Sobel (2009). Dicho comportamiento

fue analizado inicialmente en las cuencas del Océano Índico y Océano Pacífico Occidental, en estudios realizados por Nakazawa (1988) y Liebmann, Hendon y Glick (1994), quienes determinaron la relación entre las fases de la MJO y el incremento de la actividad ciclónica. Además, se han encontrado modulaciones similares en el Océano Pacífico Oriental según Molinari, Knight, Dickinson, Vollaro & Skubis (1997) y Maloney & Hartmann (2001); en el Golfo de México según Maloney & Hartmann (2000b); en el sur del Océano Índico por Bessafi y Wheeler (2006) y en la región Australiana por Hall, Matthews & Karoly (2001).

Los ciclones tropicales que se han presentado sobre el Mar Caribe y su relación con los eventos hidrometeorológicos extremos en Costa Rica fueron analizados por Alfaro, Solano y Quesada (2010). Se concluyó que la mayor cantidad de efectos asociados con este tipo de sistemas se dieron en el Valle Central y la vertiente del Pacífico en comparación con la región Caribe.

La [figura 2](#) (izquierda) muestra las anomalías del viento en 850 hPa cuando la desviación estándar

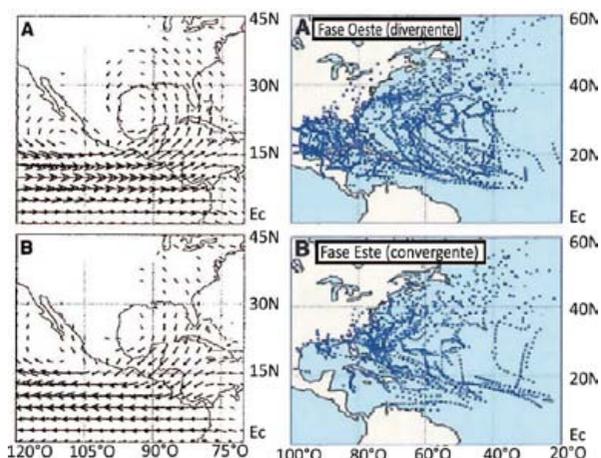


Figura 2. Izquierda: Anomalías de viento. Derecha: Trayectorias de las tormentas tropicales y huracanes sobre la Cuenca del Atlántico. Período 1949-1997. Fuente: Maloney y Hartmann (2000b).

del índice de la MJO obtenido por Maloney y Hartmann (2000b) tiene un valor de ± 1 . Se puede observar que en la fase oeste de la MJO hay un aumento considerable de los ciclones tropicales en la región del Caribe; por el contrario, en la fase este hay un aumento, lo que podría potenciar la cantidad de eventos extremos. Por otro lado, la

figura 2 (derecha) muestra que hay una mayor (menor) cantidad de ciclones tropicales en la fase divergente (convergente) de la MJO.

2. Metodología

Se analizaron 11 estaciones meteorológicas mecánicas (ver cuadro 1 y figura 3) del Instituto Meteorológico Nacional (IMN) con un registro de 38 años (enero 1975-julio 2013). La estación de Coto 47 presenta datos hasta junio 2012. Los datos faltantes llegaron a un máximo del 4% y fueron completados con la técnica de Alfaro y Soley (2009). Los datos de la MJO, según la metodología de Wheeler y Hendon (2004), se obtuvieron de la Oficina de Meteorología australiana <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/>

El percentil 80 (cantidad de lluvia diaria superior a 30 mm) se eligió como el valor que determina un evento de precipitaciones extremas. Se contabilizaron los días que cumplían esta característica y se clasificaron en función de la fase de la MJO que le correspondía según la

Cuadro 1. Conjunto de estaciones meteorológicas mecánicas utilizadas en el estudio

Cuenca Hidrológica	Número de estación meteorológica	Nombre	Latitud (°) Norte	Latitud (') Norte	Longitud (°) Oeste	Longitud (') Oeste	Altitud (m)	Vertiente
69	515	QUEBRADA AZUL	10	24	84	28	83	Caribe
69	556	CIUDAD QUESADA	10	17	84	22	1450	Caribe
73	10	CATIE, TURRIALBA	9	53	83	39	602	Caribe
81	3	LIMÓN	9	57	83	1	5	Caribe
85	6	PUERTO VARGAS, LIMÓN	9	43	82	48	3	Caribe
84	19	HDA. LA LAGUNA, CURRIDABAT	9	55	84	0	1240	Pacífico
84	6	HDA. CONCEPCIÓN, TRES RÍOS	9	57	84	8	997	Pacífico
94	2	MARÍTIMA	9	23	84	2	8	Pacífico
100	35	COTO 47	8	35	82	58	8	Pacífico
74	20	LLANO GRANDE, LIBERIA	10	35	85	32	80	Pacífico
72	111	PAQUERA	9	49	84	56	15	Pacífico



Figura 3. Mapa de estaciones meteorológicas analizadas en el estudio.

Fuente: Instituto Meteorológico Nacional.

metodología aplicada por Martin y Shumacher (2011). Se realizó la prueba t-Student a las series de datos para dilucidar si la cantidad de eventos extremos asociados a cada fase de la MJO eran estadísticamente significativos a un intervalo de confianza de 95 %. Se realizaron análisis comparativos de las series de datos ya clasificadas.

Se analizó el registro de los ciclones tropicales (CT) que han afectado a Costa Rica en el período 1975-2012 según el IMN. Asimismo, se clasificaron en función de cada una de las fases de la MJO, así como del número de días en que estuvieron activos.

Se calcularon y graficaron las anomalías de lluvia de más de 30 mm (ver ecuación 1) para cada una

de las estaciones meteorológicas con el fin de determinar la desviación porcentual, respecto al promedio de la cantidad de eventos extremos en cada una de las fases de la MJO.

$$A = EV - P \quad (1)$$

Donde:

A: Anomalía de cantidad de eventos de precipitación extremas

EV: Cantidad de eventos de precipitación extremas

P: Promedio de eventos de precipitación extremas

Se utilizó la división climática que posee el país, la cual consiste en dos vertientes (Caribe y Pacífico) y siete regiones climáticas. Se eligieron estaciones meteorológicas pertenecientes a dichas vertientes y al menos una de cada región climática, con el

fin de observar el comportamiento de los eventos extremos en cada una de ellas, a saber: Zona Norte, Caribe Norte y Sur en la Vertiente del Caribe y Valle Central, Pacífico Norte, Pacífico Central y Pacífico Sur en la Vertiente del Pacífico.

3. Resultados y análisis

3.1. Eventos extremos de lluvia de más de 30 mm

En las figuras 4 y 5 se muestra la cantidad de días de eventos extremos de lluvia, con montos superiores a 30 mm para cada una de las fases de la MJO en las vertientes Caribe y Pacífico. Se clasificaron los casos en relación a la amplitud, mayor o menor que uno, de la oscilación.

En la figura 4 se muestran las estaciones meteorológicas ubicadas en la vertiente del Caribe, donde la mayor cantidad de eventos extremos se presenta en las fases 5 y 6 y en amplitudes mayores que 1 de la MJO, particularmente en los casos de Limón y Puerto Vargas. Esta tendencia se acentúa aún más si se contabilizan los eventos extremos sobre el percentil 95 (no mostrado). En toda la vertiente del Caribe no se presentaron comportamientos similares, dado que en las estaciones de Ciudad Quesada, CATIE y Quebrada Azul, ubicadas en los sectores montañosos de la Zona Norte, se registró una mayor cantidad de valores extremos en las fases 1 y 5, posiblemente debido a la influencia de la dinámica atmosférica de la vertiente del Pacífico.

Amador y Sáenz (2013) en un estudio sobre el ciclo diurno de Costa Rica señalan la existencia de tres tipos de regímenes de lluvia en la región Caribe del país: continental, oceánico y costero. Estas diferencias regionales podrían ser las principales causantes de los diferentes tipos de eventos extremos en la zona y con ello se podrían comprender las particularidades en la región del

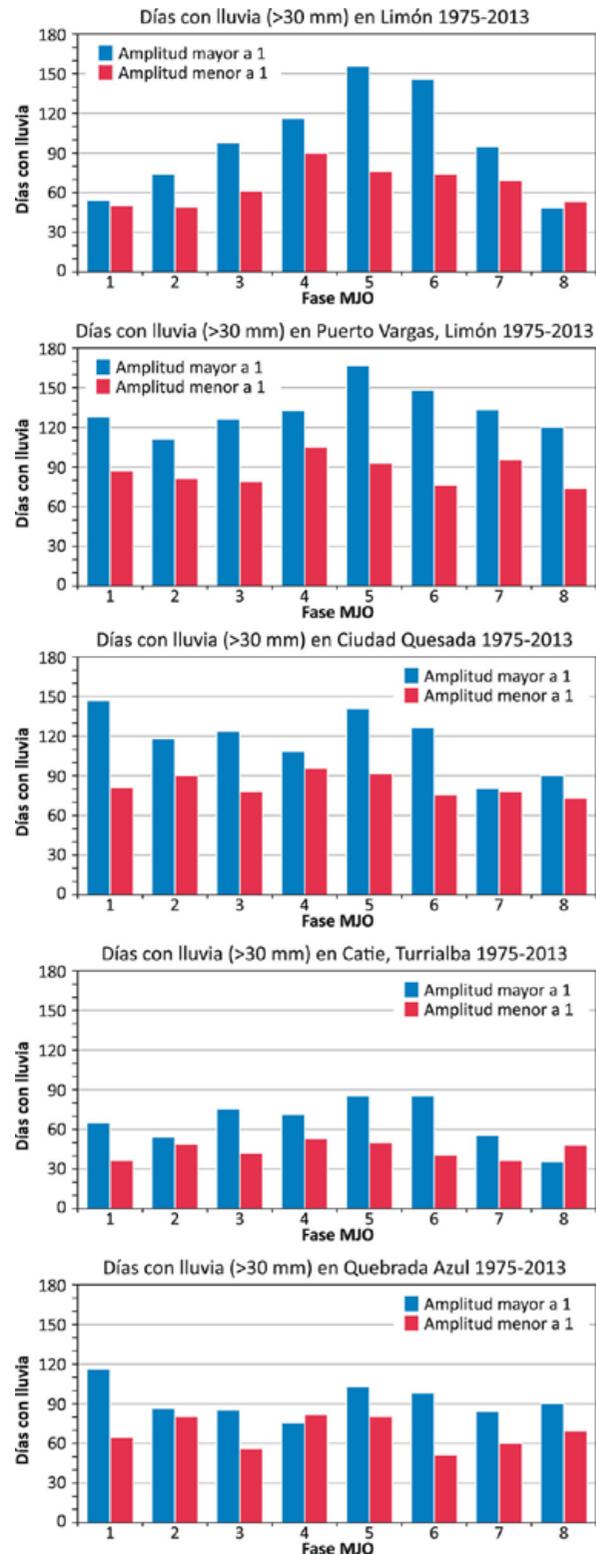


Figura 4. Cantidad de eventos extremos (días con lluvia >30 mm) en función de las fases de la MJO en la vertiente del Caribe.

Caribe asociadas con las fases predominantes de la MJO.

En las estaciones meteorológicas ubicadas en la vertiente del Pacífico (figura 5), se presentaron similitudes en el comportamiento de los eventos extremos en las diferentes fases de la MJO. Las fases 1 y 2 fueron las que tuvieron una mayor cantidad de eventos extremos en todas las estaciones analizadas; además, se tuvo una mayor recurrencia de éstos cuando las amplitudes de la MJO eran mayores que uno.

La estación de Liberia mostró una marcada diferencia en la frecuencia de eventos extremos en las fases 1 y 2 con amplitudes mayores que 1, llegando a superar en más del doble o incluso el triple al resto del número de eventos en las otras fases. En cuanto a las estaciones de Paquera, Marítima y Coto 47 se observa una distribución relativamente similar, con una mayor cantidad en las fases 1 y 2 y amplitudes mayores que 1, donde al igual que en Liberia se supera en algunos casos hasta en el doble a los eventos de las otras fases de la MJO. Por otro lado, es destacable el hecho de que la cantidad de eventos registrados sea mucho mayor en las estaciones de Paquera y Marítima que en las demás.

Las estaciones del Valle Central mostraron una mayoría de eventos extremos en las fases 1 y 2 de la MJO con amplitudes mayores a 1, tanto en Tres Ríos como Curridabat; sin embargo, es importante señalar la mayor cantidad de casos extremos en Tres Ríos.

En la figura 6 se muestra el comportamiento mensual de los eventos extremos, durante todas las fases de la MJO, en la vertiente del Pacífico. Su distribución varía dependiendo del mes del año.

Aunado a lo anterior, se debe resaltar la marcada diferencia que existe entre la cantidad de eventos extremos generados en las fases 1, 2 y 8 en Liberia (Pacífico Norte). No obstante, los eventos más severos registrados y que superaron el valor de

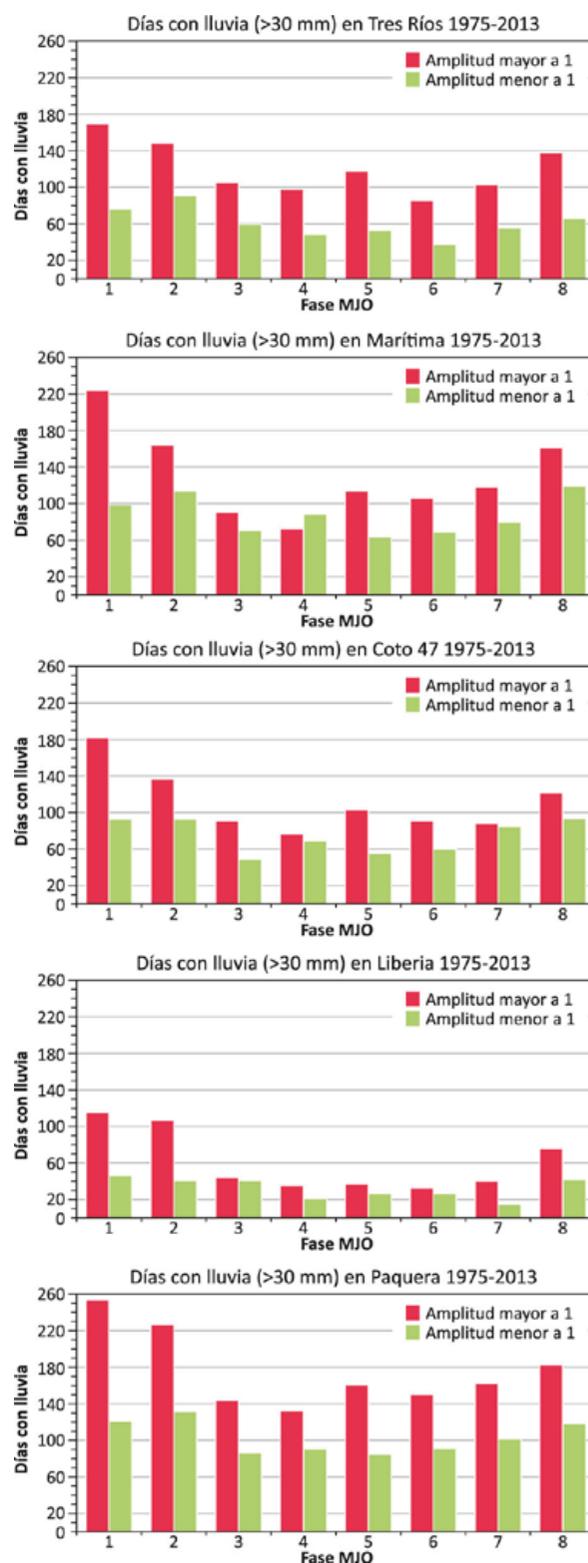


Figura 5. Cantidad de eventos extremos (días con lluvia >30 mm) en función de las fases de la MJO en la vertiente del Pacífico; amplitudes mayores que 1 en color rojo, menores que uno en verde.

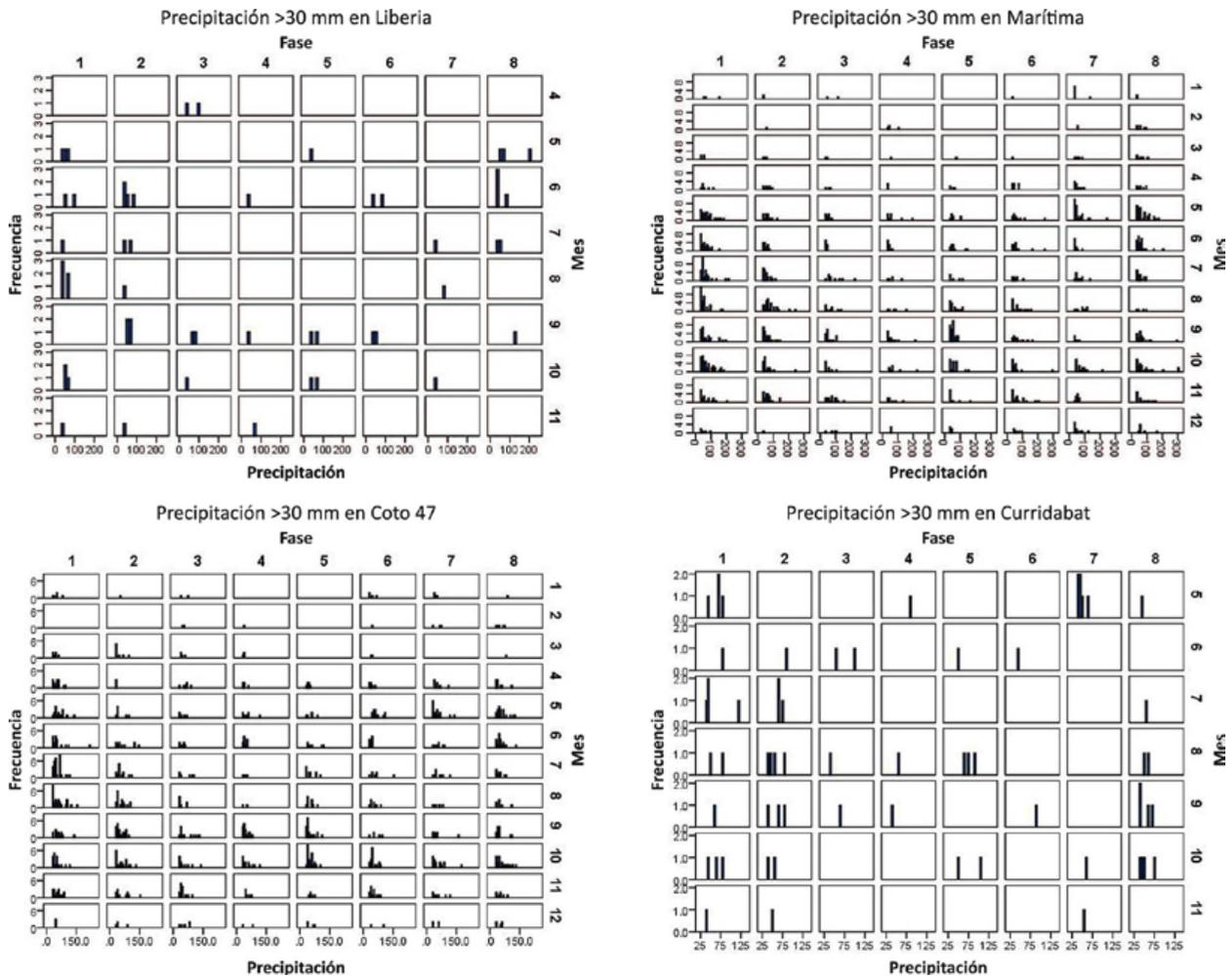


Figura 6. Frecuencia mensual de días con lluvia >30 mm (eventos extremos) en función de las fases de la MJO con $A > 1$; Precipitación: cantidad de lluvia acumulada por cada uno de los eventos extremos mayores a 30 mm en la vertiente del Pacífico.

100 mm se presentaron únicamente en la fase 8, debido a que en las demás fases los eventos más recurrentes se mantienen entre 30 y 100 mm. La posibilidad de ocurrencia de eventos extremos es prácticamente nula en los meses caniculares o de verano en julio y agosto en las fases 3, 4, 5 y 6.

En cuanto a las estaciones de Marítima y Coto 47, estas muestran un comportamiento sesgado hacia las fases 1, 2 y 8 de la MJO. Se observa otro máximo importante en la fase 5 en los meses de septiembre y octubre, los cuales se encuentran entre los más lluviosos del año en la vertiente del Pacífico. La mayor densidad de eventos en todas

las fases ocurre entre 30 y 100 mm, sin embargo, cabe destacar que en las fases mencionadas (1, 2 y 8) hay eventos que superaron los 200 mm.

La estación de Curridabat registró una recurrencia mayor de eventos extremos en las fases 1, 2 y 8, aunque con una frecuencia menor que los del Pacífico; hay una mayor densidad de eventos entre 30 y 75 mm en todas las fases. En el mes de julio no se registraron eventos extremos en las fases 3, 4, 5, 6 y 7.

A diferencia de las estaciones del Pacífico, las del Caribe (ver figura 7), presentan eventos extremos

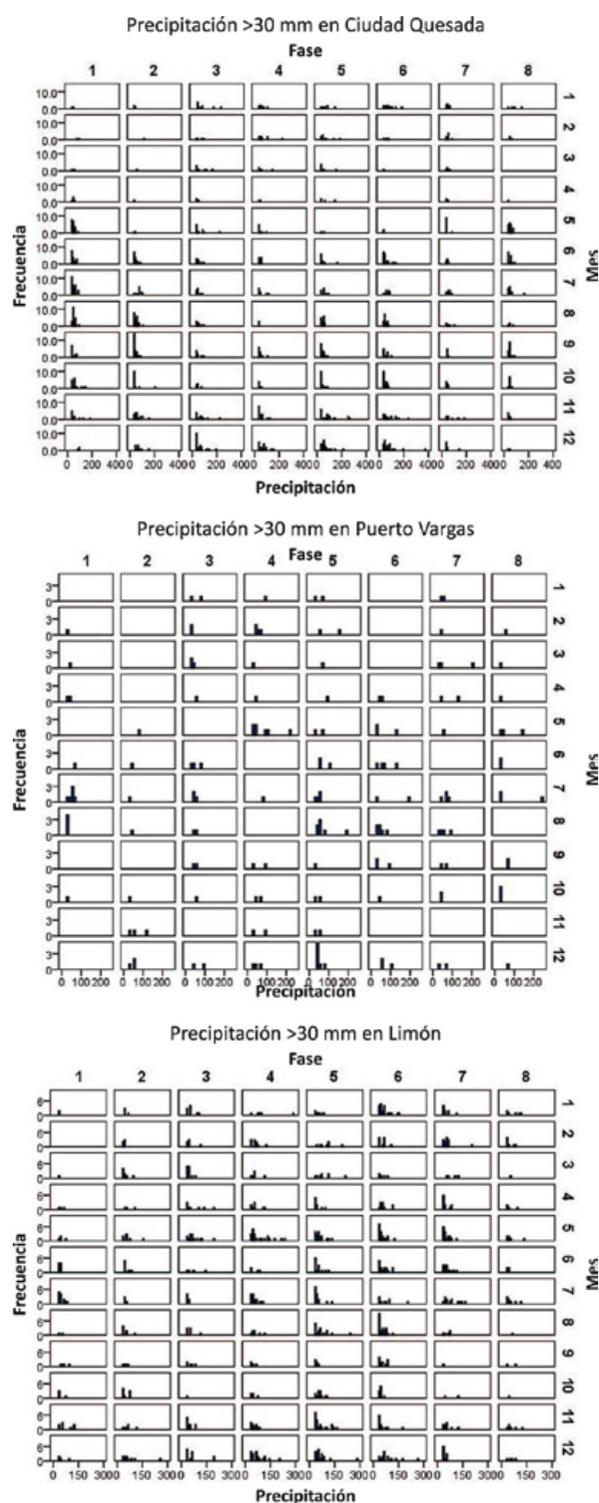


Figura 7. Frecuencia o cantidad mensual de días con lluvia >30 mm (eventos extremos) en función de las fases de la MJO ($A > 1$). Precipitación: cantidad de lluvia asociada a cada uno de los eventos extremos en la vertiente del Caribe.

en todos los meses del año con una mayor frecuencia en las fases 4, 5 y 6, especialmente en las estaciones de Limón y Puerto Vargas. En la estación de Ciudad Quesada se da una importante recurrencia de eventos extremos en las fases 1 y 2, particularmente entre mayo y octubre. En la estación de Limón, las frecuencias más altas de eventos extremos se dan entre los 30 y 100 mm, con ciertos casos particularmente en enero y julio entre 200 y 300 mm. Por otra parte, en la estación de Puerto Vargas la ocurrencia de eventos extremos es menor a la de la estación de Limón; no obstante, presenta el mismo comportamiento sesgado a tener una mayor cantidad de casos durante las fases 4, 5 y 6, siendo los más recurrentes de 30 a 100 mm, con algunos eventos entre 200 y 300 mm.

La estación de Ciudad Quesada muestra un comportamiento particular, ya que la mayor frecuencia de eventos extremos no solo se registran en las fases 4, 5 y 6; sino que también posee una importante cantidad de casos durante las fases 1, 2 y 8, particularmente durante los meses de mayo a octubre. Además, existe una mayor recurrencia de dichos escenarios extremos entre los 30 y 100 mm, con algunos de éstos alcanzando los 200 mm.

3.2. MJO y su relación con los ciclones tropicales que han afectado indirectamente a Costa Rica.

Liebmann, Hendon y Glick (1994) encontraron que la MJO afecta la actividad de los ciclones tropicales tanto en el Pacífico como en el Océano Índico.

Los resultados del presente estudio muestran que en las fases 1 y 2 de la oscilación se acumuló el 50% de los días en que se presentó alguna afectación en el país por ciclones tropicales (figura 8); las otras fases contabilizaron un tercio o menos. Este comportamiento es congruente con Maloney & Hartmann (2000); Hall, Matthews & Karoly (2001);

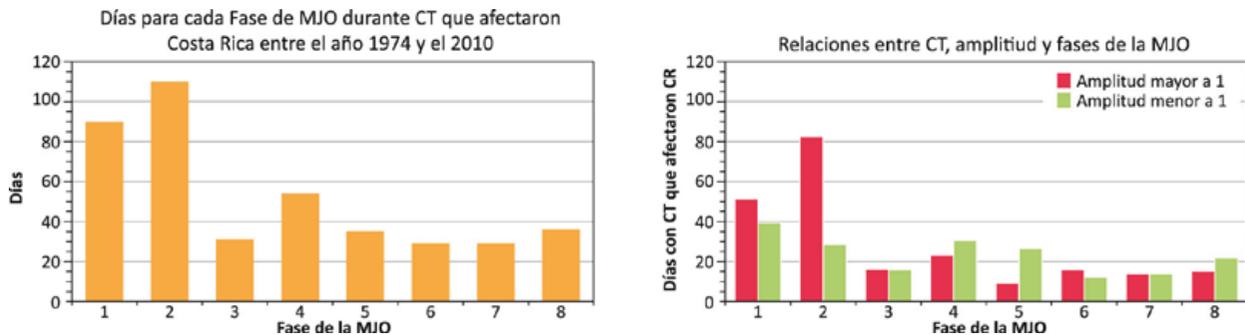


Figura 8. Izquierda: Cantidad de días con ciclones tropicales (CT) en los que hubo afectación en Costa Rica en función de las fases de la MJO en el periodo 1974-2012. Derecha: relaciones entre los días ciclónicos que afectaron Costa Rica (hasta 2010) versus la amplitud y las fases de la MJO.

Klotzbach (2010) y Huang, P., Chou C. & Huang, R. (2011), que señalan un aumento (disminución) de la cantidad de ciclones tropicales en la cuenca del Atlántico en las fases 1 y 2 (4 y 5) de la MJO. Dichos autores coinciden que durante estas fases se observa una dinámica diferente al promedio en la región, con vientos alisios más débiles en las fases 1 y 2, lo que favorece una menor cizalladura o cortante de viento y a su vez permite que las temperaturas superficiales del mar se eleven por encima de $26,5^{\circ}\text{C}$, finalmente la presencia de divergencias en niveles superiores de la troposfera y convergencia alrededor de los 850 hPa son indicativos de mayor inestabilidad barotrópica (Holton, 2004), lo que incide posteriormente en una mayor formación de ciclones tropicales e incluso el rápido fortalecimiento de los vientos dentro de dichos ciclones tropicales como lo plantea Klotzbach (2010).

Al mismo tiempo y de acuerdo con Gottschalck, Kousky, Higgins & L'Heureux (2014), en las fases 1 y 2 de la MJO se refuerza la divergencia de vientos en los niveles altos de la Troposfera (200 hPa) y la convergencia en niveles bajos (850 hPa) de la atmósfera, tal como lo plantean Maloney & Hartmann (2000b); además, hay una disminución de los vientos Alisios y del CLLJ. Las condiciones anteriores, deberían favorecer el aumento de los días con ciclones tropicales que afectaron al país, lo que genera además condiciones de poca cizalladura, favoreciendo la ciclogénesis siempre

y cuando las temperaturas superficiales del mar sean superiores a $26,6^{\circ}\text{C}$.

Klotzbach (2012) encontró una relación fuerte entre los ciclones tropicales, su intensificación y las fases de la MJO. En las fases 6 y 7 (1 y 2) hay un desarrollo menor (mayor) y un debilitamiento (intensificación) de dichos sistemas atmosféricos, resultado que es congruente con los obtenidos en la figura 8.

3.3. MJO y su relación con las anomalías de eventos lluviosos extremos en Costa Rica

En lo referente a las estaciones de Limón, Puerto Vargas y CATIE se observan anomalías positivas de escenarios extremos durante las fases 4, 5 y 6, tal como se aprecia en la figura 9.

Además, en dicha vertiente caribeña se tienen dos casos especiales, la estación de Ciudad Quesada que muestra anomalías positivas en las fases 1, 5 y 6 (figura 10) y la de Quebrada Azul que muestra su mayor anomalía positiva en la fase 1 (con hasta un 24,5% más eventos extremos que el promedio). Ambas estaciones muestran anomalías negativas sobresalientes en la fase 4, resultado opuesto a las otras estaciones de la vertiente del Caribe que poseen valores negativos en la fase 1 y positivas en la fase 4. Las estaciones mencionadas se localizan en las cercanías de las montañas de la Zona Norte.

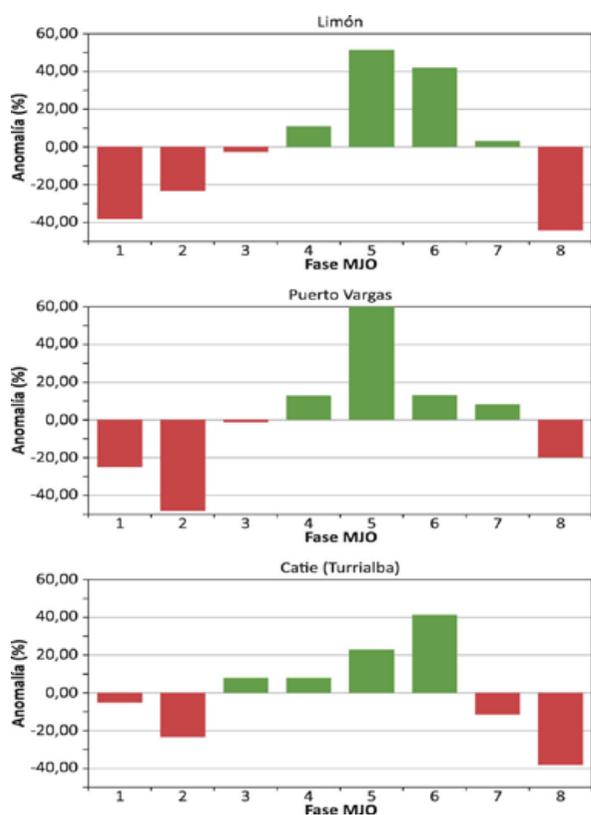


Figura 9. Valores de las anomalías porcentuales (%) de la cantidad de eventos extremos ocurridos en cada una de las fases de la MJO con amplitudes mayores que 1 en la vertiente del Caribe (Caribe Norte y Sur).

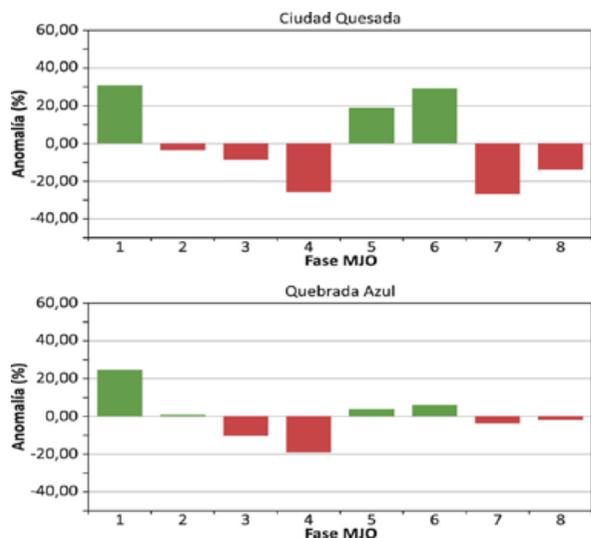


Figura 10. Valores de las anomalías porcentuales (%) de la cantidad de eventos extremos ocurridos en cada una de las fases de la MJO con amplitudes mayores que 1 en la vertiente del Caribe-Zona Norte.

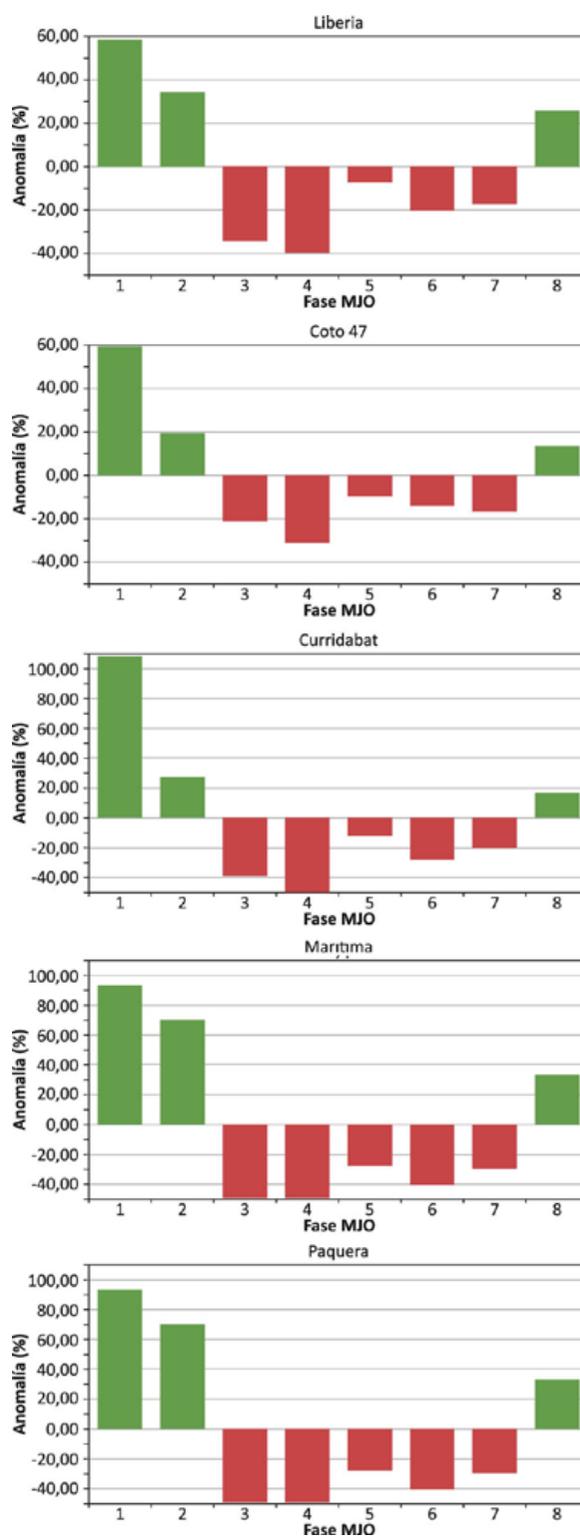


Figura 11. Valores de las anomalías porcentuales (%) de la cantidad de eventos extremos ocurridos en cada una de las fases de la MJO con amplitudes mayores que 1 en la vertiente del Pacífico.

En la [figura 11](#) se muestra para las estaciones del Pacífico valores anómalos positivos en las fases 1, 2 y 8, mientras que en las fases 3, 4, 5, 6 y 7 las anomalías son negativas. Todos los casos correspondientes con la fase 1 fueron los que presentaron la mayor anomalía positiva, mientras que la fase 4 registró la más negativa. El hecho de que durante la fase 1 (fase 4) se registraran entre 58 y 108% (-31 a -49%) más (menos) eventos extremos en relación con el promedio, muestra la gran influencia que tiene la MJO en la modulación de eventos extremos en Costa Rica.

4. Conclusiones

Los eventos extremos en el Caribe costarricense presentaron un comportamiento similar en toda la región: hay menor (mayor) cantidad de días con lluvia mayor a 30 mm durante las fases 1, 2 y 8 (4, 5 y 6). En la vertiente del Pacífico hay mayor (menor) cantidad de días de eventos extremos con lluvia mayor a 30 mm durante las fases 1, 2 y 8 (4, 5 y 6). Las amplitudes de la MJO fueron determinantes para la cantidad de eventos extremos, con amplitudes mayores a 1 hubo 2 veces más cantidad de eventos extremos que cuando estuvo menor a 1.

Este comportamiento de la cantidad de eventos extremos en el país podría deberse a la influencia dinámica de la MJO al presentar divergencia (convergencia) en el nivel atmosférico de 250 hPa en las fases 1, 2 y 8 (4, 5 y 6); además en 850 hPa cuando la MJO se encuentra en sus fases 1, 2 y 8 (4, 5 y 6) se debilita (fortalece) el chorro de bajo nivel del Caribe como lo demuestran Martin y Shumacher (2011), lo que podría estar asociado a un menor (mayor) transporte o advección de vapor de agua desde el Mar Caribe, lo que inhibiría las precipitaciones en la vertiente del Caribe.

Por otro lado, las anomalías positivas (negativas) de eventos extremos en la vertiente del Pacífico durante las fases 1, 2 y 8 (4, 5 y 6) podrían estar

relacionadas con un aumento (disminución) del flujo de vientos oestes en 850 hPa durante la fase de ese período divergente (convergente) de la MJO, tal como lo plantean Maloney y Hartmann (2000b). Además, los resultados de los días con lluvias extremas son en parte consistentes con los presentados por Donald et al. (2006), debido a que en esta investigación, al utilizar una mayor escala en resolución espacial se pueden apreciar las diferencias entre los eventos extremos de las vertientes del Pacífico y Caribe en Centroamérica, presentando resultados más concretos que los obtenidos en escalas globales.

Los eventos extremos con amplitudes mayores a 1, en relación con los meses y las fases de la MJO, mostraron una importante relación entre cada una de las fases y la cantidad de eventos extremos cada mes; resaltan estaciones como Liberia que posee la mayor frecuencia de eventos extremos durante las fases 1, 2, específicamente entre los meses de abril hasta noviembre. En Limón también hay presencia de eventos extremos durante todo el año, sin embargo la distribución de frecuencias de eventos extremos tienen una mayor cantidad en las fases 5 y 6. Se podrían asociar estas diferencias de distribución de eventos extremos a la variabilidad estacional existente en Costa Rica.

Cuando se analizaron las anomalías de eventos extremos en cada una de las estaciones se observó que tuvieron tres comportamientos de eventos extremos diferentes, uno caracterizado por la Zona Norte, otro por el Pacífico y Valle Central y finalmente uno que se identificó en las estaciones de la costa del Caribe; se encontró que en la vertiente del Pacífico hay anomalías de más (menos) de un 40% de eventos extremos sobre el promedio, durante la fase 1 y 2 (fase 5 y 6). Inversamente, la vertiente del Caribe presentó anomalías de más de un 50% (menos de 40%) de eventos extremos durante la fase 5 (1, 2 y 8). La Zona Norte presentó un comportamiento variable, con anomalías positivas (negativas) en las fases 1, 5 y 6 (4 y 7).

La relación entre los eventos extremos y las fases de la MJO es clara, como se puede ver en la relación con los ciclones tropicales, en donde las fases 1 y 2 son predominantemente las fases que más días con afectación de C.T. acumularon para Costa Rica; estas fases representan más del 50% del total de los eventos. La generación de ciclones tropicales en el Mar Caribe y la mayor frecuencia de estos están relacionadas directamente con la cantidad de eventos extremos de precipitación que ocurren en Costa Rica como lo plantean Alfaro, Solano, y Quesada (2010).

Los resultados de esta investigación se podrían usar para mejorar la predictibilidad y los pronósticos de lluvia, dado las relaciones que existen entre las amplitudes, las fases, las precipitaciones y días con lluvia extrema en Costa Rica y la buena predictibilidad que se tiene para la fase y amplitud de la MJO.

5. Referencias

- Alfaro, E.J. & Soley, F.J. (2009). Descripción de dos métodos de rellenado de datos ausentes en series de tiempo meteorológicas. *Revista de Matemática: Teoría y aplicaciones*. CIMPA-UCR. 60-75.
- Alvarado, L.F. & Alfaro, E.J. (2003). Frecuencia de los Ciclones tropicales que afectaron Costa Rica en el Siglo XX. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. 10(1), 1-11.
- Amador, J. & Sáenz, F. (2013). *Diurnal cycle on the Caribbean slope of Costa Rica: An observational and numerical study*. American Geophysical Union: Meeting of the Americas. Cancun, México. 14-17 Mayo.
- Alfaro, E.J.; Solano, F. & Quesada, A. (2010). Análisis del Impacto en Costa Rica de los ciclones tropicales ocurridos en el Mar Caribe entre 1968-2007. *Diálogos, Revista Electrónica de Historia*. 11(2). 22-38.
- Bessafi, M. & Wheeler, M.C. (2006). Modulation of South Indian Ocean tropical cyclones by the Madden-Julian oscillation and convectively coupled equatorial waves. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 638–656.
- Camargo, S.; Wheeler, M.C. & Sobel, A. (2009). Diagnosis of the MJO Modulation of Tropical Cyclogenesis Using an Empirical Index. *Journal of Atmospheric Science*. 66 (12), 3061-3064.
- Donald, A.; Meinke, H.; Power, B.; Maia, A., Wheeler, M.; White, N.; Stone, R. & Ribbe, J. (2006). Near-global impact of the Madden-Julian Oscillation on rainfall. *Geophysical Research Letters*. 33 pp, L09704, doi:10.1029/2005GL025155.
- Gottschalck, J.; Kousky, V.; Higgins, W.; & L'Heureux M. (2014). *Madden Julian Oscillation*. *Nacional Weather Center*. Recuperado el 12 de febrero de 2014. Disponible en http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/MJO_summary.pdf
- Hall, J. D.; Matthews, A.J. & Karoly, D.J. (2001). The modulation of tropical cyclone activity in the Australian region by the Madden-Julian oscillation. *Monthly Weather Review*, 129, 2970–2982.
- Holton, J. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology* (4ª ed.). Academic Press.
- Huang, P.; Chou, C. & Huang R. (2011). Seasonal Modulation of Tropical Intraseasonal Oscillations on Tropical Cyclone Geneses in the Western North Pacific. *Journal of Climate*, Vol. 24, 6339-6352.
- Karnauskas, K.; Seager, R.; Giannini, A. & Busalachi, J. (2013). A simple mechanism for the climatological midsummer drought along the Pacific coast of Central America. *Atmósfera*. 26 (2), 261-281.
- Klotzbach, P. (2010). On the Madden-Julian oscillation–Atlantic hurricane relationship. *Journal of Climate*. 23, 282–293.
- Klotzbach, P. (2012). El Niño–Southern Oscillation, the Madden-Julian Oscillation and Atlantic basin tropical cyclone rapid intensification.

- Journal and Geophysical Research.*, Vol. 117, D14104, doi: 10.1029/2012JD017714.
- Liebmann, B.; Hendon, H. & Glick, J.D. (1994). The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden–Julian oscillation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 72, 401–412.
- Madden, R.A. & Julian, P. (1972). Description of global-scale circulation cells in the Tropics with a 40–50 day period. *Journal of Atmospheric Science*. 29, 1109–1123.
- Madden, R.A. & Julian, P. (1994). Observations of the 40-50 Day Tropical Oscillation-A Review. *Monthly Weather Review*. 122, 814–837.
- Maloney, E.D. & Hartmann, D.L. (2000b). Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden–Julian oscillation. *Science*. 287, 2002–2004.
- Maloney, E.D. & Hartmann, D.L. (2001). The Madden–Julian oscillation, barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part I: Observations. *Journal of Atmospheric Science*. 58, 2545–2558.
- Molinari, J.; Knight, D.; Dickinson, M.; Vllaro, D. & Skubis, S. (1997). Potential vorticity, easterly waves, and eastern Pacific tropical cyclogenesis. *Monthly Weather Review*. 125, 2699–2708.
- Martin, E. & Schumacher, C. (2011). An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Journal of Climate*. 813–824.
- Nakazawa, T. (1988). Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 66, 823–839.
- Instituto Meteorológico Nacional (2014). *Mapa de estaciones meteorológicas mecánicas con datos diarios entre 1975-2013*. San José, Costa Rica.
- Torres, C. (2012). *Efecto de las ondas Madden-Julian en la precipitación sobre algunas regiones del territorio colombiano*. Tesis de Grado para optar al título de maestría en Meteorología. Facultad Ciencias. Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia. Colombia.
- Zárate, E. (2013). Climatología de masas invernales de aire frío que alcanzan Centroamérica y el Caribe y su relación con algunos índices árticos. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. 12(1), 35-55.
- Zhang, C., (2013). Madden–Julian oscillation, Bridging Weather and Climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 94 (12), 1849-1870.
- Wheeler, M. & Hendon, H. (2004). An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*. 132, 1917–22 1932.

Influencia de las masas invernales de aire frío sobre el Chorro de Bajo Nivel del Caribe y sus ramas

ELADIO ZÁRATE H.¹

Resumen

Las masas de aire frío que incursionan hasta el Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe durante el invierno boreal, causan cambios significativos en la intensidad del Chorro de Bajo Nivel del Caribe (CLLJ por sus siglas en inglés) por espacios de 1 a 4 días, de 1 a 30 días y estacionales de 120 días (noviembre-febrero). Durante estos periodos el máximo del CLLJ se debilita y se desplaza transitoriamente de su posición típica en el Caribe Occidental, a otra posición localizada en la rama del Pacífico Tropical Nororiental, mientras que la rama del Chorro que durante el verano boreal se dirige hacia el Golfo de México, no se identifica. En aquellos inviernos boreales en que las masas de aire frío penetran en poca cuantía hasta las zonas referidas, el Chorro muestra intensidades normales o por encima de lo normal, y a la vez sus máximas velocidades tienden a mantener su posición en el Caribe.

En invierno el comportamiento del CLLJ varía con el gradiente meridional de la presión en superficie, en el modo de invierno de la Alta Subtropical del Atlántico Norte, lo que significa que los cambios en los gradientes meridionales de la presión en donde se ubica el máximo del CLLJ en el Caribe, están mayormente ligados al comportamiento de la celda de alta presión de dicha Alta Subtropical localizada sobre Norteamérica, más que con la celda oriental en las cercanías del noroeste de África.

Al vincular los hallazgos identificados en este estudio con los hallazgos de un estudio anterior sobre empujes fríos que alcanzan Centroamérica y el Caribe, se encuentra que las interacciones entre las masas invernales de aire frío y el CLLJ, forman parte de un mecanismo de conexión entre la circulación de latitudes altas y la tropical, en donde se enlazan las temperaturas en la región Ártica, la intensidad del vórtice circumpolar, la Oscilación Ártica y la intensidad del viento Alisio en el Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe.

PALABRAS CLAVE: MASAS INVERNALES DE AIRE FRÍO, CLLJ, GRADIENTE MERIDIONAL DE PRESIÓN, ALTA SUBTROPICAL DEL ATLÁNTICO NORTE.

Abstract

The cold air masses that reach as far as the Northeastern Tropical Pacific, Central America and the Caribbean Sea regions during the boreal winter, cause significant changes in the intensity of the Caribbean Low Level Jet (CLLJ) in periods of 1-4 days, 1-30 days, and 120 days (seasonal period November-February). During these periods the maximum of the CLLJ weakens and is displaced temporarily from its normal position in the Western Caribbean Sea toward the branch located in the Northeastern Tropical Pacific, while the branch of the Jet that during the boreal summer is directed towards the Gulf of Mexico, is not identified. In those winter periods when the penetration of the cold air masses to the mentioned areas is scarce, the Jet shows average or above average-mean intensities, while its maximum speed tends to keep its position in the western Caribbean.

In winter, the behavior of the CLLJ varies with the behavior of the meridional gradient of the surface pressure linked to the North Atlantic Subtropical High winter mode; this means that the changes in the meridional gradients of the pressure in the Caribbean Sea where the core of the CLLJ is situated, are preferably tied to the behavior of the high pressure cell located over North America instead of that one located near northwestern Africa.

1 Msc. en Meteorología. Investigador Ad-honorem de la Escuela de Física de la Universidad de Costa Rica. Correo electrónico elzarate2003@yahoo.com

When the findings in this study are linked to the findings in a previous study on cold surges getting Central America and the Caribbean region, it is found that the interactions between the cold air masses and the CLLJ are part of a mechanism between high latitude and tropical circulations, where Arctic temperatures, the intensity of the circumpolar vortex, the Arctic Oscillation and the intensity of the trade winds in the Northeastern Tropical Pacific, Central America and the Caribbean Sea regions are connected.

KEYWORDS: WINTER COLD AIR MASSES, CLLJ, MERIDIONAL GRADIENT OF PRESSURE, NORTH ATLANTIC SUBTROPICAL HIGH.

1. Introducción

Hasta donde se conoce, el CLLJ solo ha sido caracterizado en periodos mayores a un mes por los estudios hasta ahora llevados a cabo, por ejemplo Amador (1998) y Cook & Vizy (2010), entre otros. El objetivo de este trabajo es caracterizarlo en periodos invernales con duraciones menores y mayores a un mes, pero incluyendo la influencia de masas de aire frío actuando sobre el Chorro.

Las incursiones de masas de aire frío invernal hasta el Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe, han sido estudiadas ya desde hace décadas, tanto en forma regional como localmente (sitios específicos), utilizando diferentes enfoques. DiMego, Bosart & Enderson (1976), Grandoso, Zárate y Vega (1982), Reding (1992), Frutos (1996), Schultz, et al. (1997), Schultz, Bracken & Bosart (1998) y González (1999), utilizaron el concepto de frente frío en los estudios de las penetraciones de masas de aire frío hasta el sur del Golfo de México, Centroamérica y el Caribe. Frankenfield (1917), Hurd (1929), Trasviña & Barton (1997), Vázquez (1999) y Ramírez & Prieto (2008), entre otros, estudiaron las incursiones de masas de aire frío desde la perspectiva de los “Nortes”, definidos como vientos fríos e intensos con componente norte muy pronunciada, que se presentan entre fines y principios de año, y que afectan desde México hasta el norte de Suramérica. Herrera (2007) estudió la incursión de las masas de aire frío, utilizando un índice de presión en superficie en la costa caribeña de Guatemala. Zárate (2013) utilizó el concepto de “empuje frío”, para crear una climatología de masas de aire frío que alcanzaron Centroamérica y el Caribe, en donde empuje frío y masa de aire frío resultan conceptos

sinónimos, ya que la mencionada climatología toma en consideración tanto las masas de aire frío que presentan frentes fríos bien definidos en sus partes delanteras, como aquellas que solo presentan líneas de cortante de origen frontal. Se utilizó esa metodología ya que la finalidad era capturar la presencia de aire proveniente de latitudes altas en el entorno del Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe, en donde el número de empujes fríos por temporada y la profundidad latitudinal que éstos alcanzan, se relacionan con las temperaturas árticas, el estado de los hielos marinos polares y la Oscilación Ártica.

El CLLJ es un máximo en la componente zonal del viento del este en el Mar Caribe, que se mantiene durante todo el año. Inicialmente, Amador (1998), Amador & Magaña (1999) y Poveda & Mesa (1999), estudiaron el CLLJ durante el verano boreal, únicamente. Esfuerzos posteriores aportaron mayores detalles sobre el comportamiento del CLLJ al describirlo para todo el año y en una dimensión geográfica más vasta (Wang & Lee, 2007; Wang, 2007; Wang, Lee & Enfield, 2007; Muñoz, Busalacchi, Nigam & Ruiz-Barradas, 2008; Amador, 2008 y Cook & Vizy, 2010). La mayoría de estos estudios han descrito la variabilidad interanual del CLLJ, encontrando además del máximo de verano en julio, un máximo secundario en el invierno boreal, específicamente en enero o febrero, (la diferencia en velocidades entre estos meses es poco significativa). El valor climático del máximo de invierno ronda los 10 m/seg en el nivel de 925 hPa (Wang, 2007) y los mínimos del CLLJ ocurren en mayo y octubre.

En verano una vez que el CLLJ abandona el Mar Caribe, éste se separa en dos ramas: una que se

orienta hacia el noroeste a través del Golfo de México y se conecta con el Chorro de Bajo Nivel de las Grandes Planicies (GPLLJ por sus siglas en inglés), y otra que continúa hacia el oeste a través de Centroamérica, internándose en el Pacífico Tropical Nororiental (Wang, et al., 2007). En invierno, Amador (2008) y Cook & Vizy (2010) identificaron únicamente la rama del CLLJ dirigida hacia el Pacífico, configuración de la circulación de gran escala que sugiere que los vientos alisios y por tanto el CLLJ, responden a los contrastes térmicos durante las estaciones de verano de los correspondientes subcontinentes (América del Norte y América del Sur), por lo que el CLLJ se convierte en una componente natural del Sistema Monzónico de las Américas.

El presente trabajo se circunscribe únicamente al lapso del invierno boreal y más específicamente, al periodo noviembre-febrero en el que se dispone de estadísticas y características de las masas de aire frío, que incursionan hasta el Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe.

2. Metodología

Se emplea el método de estudio de casos para describir el comportamiento del CLLJ en presencia y ausencia de masas de aire frío. Los casos fueron tomados de los empujes fríos contenidos en la base de datos de Zárate (2013), entre los años 1975 y 2012. La respuesta del CLLJ a la incursión de las masas de aire frío, se investiga mediante la elaboración de mapas diarios y compuestos de diversas variables atmosféricas, anomalías y gradientes meridionales de presión. Se utiliza la Base de Datos del Reanálisis del Centro Nacional de Predicción Ambiental y del Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (NCEP y NCAR, respectivamente, por sus siglas en inglés).

Para aprovechar los resultados de estudios anteriores desarrollados en las áreas del Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe, se utilizan dos casos de incursiones de masas

de aire frío que en su momento fueron motivo de extensos estudios: una en febrero de 1978 (Grandoso, et al., 1982) y otra en marzo de 1993 (Schultz, et al., 1997).

Se analizan las incursiones de las masas de aire frío en cuatro diferentes tipos de periodos de tiempo, para comprender el efecto que éstas producen sobre el máximo del CLLJ y sus ramas, las cuales durante el verano boreal se dirigen, una hacia el Pacífico Nororiental y la otra hacia el Golfo de México. El periodo 1 a 4 días es utilizado para describir el efecto que produce una masa individual de aire frío. El periodo 1-30 días describe la incursión de varias masas de aire frío que llegan “encadenadamente” hasta las regiones de estudio. El periodo estacional noviembre-febrero (120 días) describe los efectos sobre el CLLJ en temporadas anómalamente altas en cuanto al número de masas frías y las penetraciones latitudinalmente profundas que alcanzan. Finalmente se utilizan mapas compuestos de periodos invernales de cinco días o más sin incursiones de masas frías para estudiar el comportamiento del CLLJ bajo tales condiciones.

3. El CLLJ y las masas de aire frío

3.1. Caracterización del CLLJ

El CLLJ es un máximo en la componente zonal del viento del este, el cual se localiza dentro del Mar Caribe. En términos más generales, el CLLJ se considera una ampliación de la circulación de gran escala de la Alta Subtropical del Atlántico Norte, localizado en el Mar Caribe entre la porción norte de Suramérica y las Antillas Mayores (13-17°N, 70-80°O – p. ej., Martin y Schumacher, 2011). Los primeros trabajos (Amador, 1998; Amador & Magaña, 1999 y Poveda & Mesa, 1999), lo describieron como un máximo que se presentaba durante el verano boreal alcanzando velocidades por encima de los 13 m/seg en el nivel de 925 hPa. Posteriormente Wang (2007) encontró que

el CLLJ presentaba un máximo secundario en el invierno boreal, con valores cercanos a los 10 m/seg. De acuerdo a Wang & Lee (2007), el máximo de verano del CLLJ se produce cuando la Alta Subtropical del Atlántico Norte exhibe su mayor intensidad, con una configuración tipo celda que se extiende desde el Atlántico central hacia el Caribe. En invierno al desarrollarse una región de alta presión continental sobre Norteamérica, las isobaras de la Alta Subtropical del Atlántico Norte se extienden hacia el oeste y se conectan con esa zona de alta presión. Cook & Vizy (2010) mencionan que el máximo de invierno del CLLJ podría deberse en parte al incremento del calentamiento sobre la parte norte de Suramérica, asociado con el monzón suramericano.

La importancia del CLLJ va más allá de su accionar en la cuenca del Caribe, ya que a través del año se relaciona con procesos lluviosos y transporte de humedad hacia Centroamérica, Norteamérica y el Pacífico Tropical Nororiental (Muñoz et al., 2008 y Cook & Vizy 2010). En un contexto más amplio en cuanto a la circulación general se refiere, el CLLJ y la lluvia en el Caribe son modulados en parte por las fases de la oscilación Madden-Julian (Martin & Schumacher, 2011).

3.2. Caracterización de las masas invernales de aire frío que alcanzan Centroamérica y el Caribe

Existen muchos trabajos sobre la penetración de masas invernales de aire frío que alcanzan el Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Mar Caribe, utilizando el criterio de frente frío. Desafortunadamente, dicho criterio elimina aquellas masas de aire frío que penetran a esas regiones mostrando únicamente líneas de cortante de origen frontal, las cuales según la experiencia de trabajo de los meteorólogos sinópticos de esas regiones y del propio investigador, producen tiempo atmosférico significativo, por ejemplo aumentos importantes en las lluvias y vientos.

Considerando lo anterior, Zárate (2013) analizó 37 temporadas invernales del Hemisferio Norte entre los años 1975 - 2012, para periodos de noviembre a febrero, incluyendo tanto las masas de aire frío que ingresaban con frentes fríos bien definidos, como aquellas que solo mostraban líneas de cortante de origen frontal. A esas incursiones las denominó, indistintamente, empujes fríos, lo cual viene a ser sinónimo de masa de aire frío. En el lapso de 37 temporadas se identificaron 600 masas de aire frío, que alcanzaron Centroamérica y el Caribe. Aunque el estudio no incluyó el área del Pacífico Tropical Nororiental, se asume que las penetraciones latitudinales profundas de las masas frías impactan esa región a través del Istmo de Tehuantepec al sur de México, también a través de las tierras bajas al sur de Nicaragua y pasos en el sistema montañoso sobre Costa Rica y Panamá (Mora, 2008).

Considerando que el objetivo de este trabajo es estudiar la interacción entre las masas invernales de aire frío y el CLLJ incluyendo sus ramas, en los análisis se utilizó únicamente la climatología de Zárate (2013), ya que las interacciones ocurren igualmente cuando se presentan masas de aire con frentes fríos bien definidos o con únicamente líneas de cortante de origen frontal, y como se mencionó antes, hasta donde se conoce, solo dicha climatología incluye ambos casos. La citada climatología registra un promedio de 16,2 masas de aire frío, que incursionan por temporada de noviembre a febrero. El mayor número de ingresos de masas frías se registró en la temporada 1980-1981 con veinticuatro eventos, mientras que la temporada 1998-1999 fue la más baja, con solamente once. La [figura 1a](#) muestra la distribución mensual total y porcentual de las masas de aire frío que alcanzan la zona entre Belice y Guyana, mientras que la [1b](#) agrupa las masas según sus penetraciones para tres zonas seleccionadas. En la [figura 1c](#) se presenta la distribución por meses y zonas, en tanto que en la [1d](#) se muestran tres regiones donde los frentes fríos y líneas de cortante de origen frontal

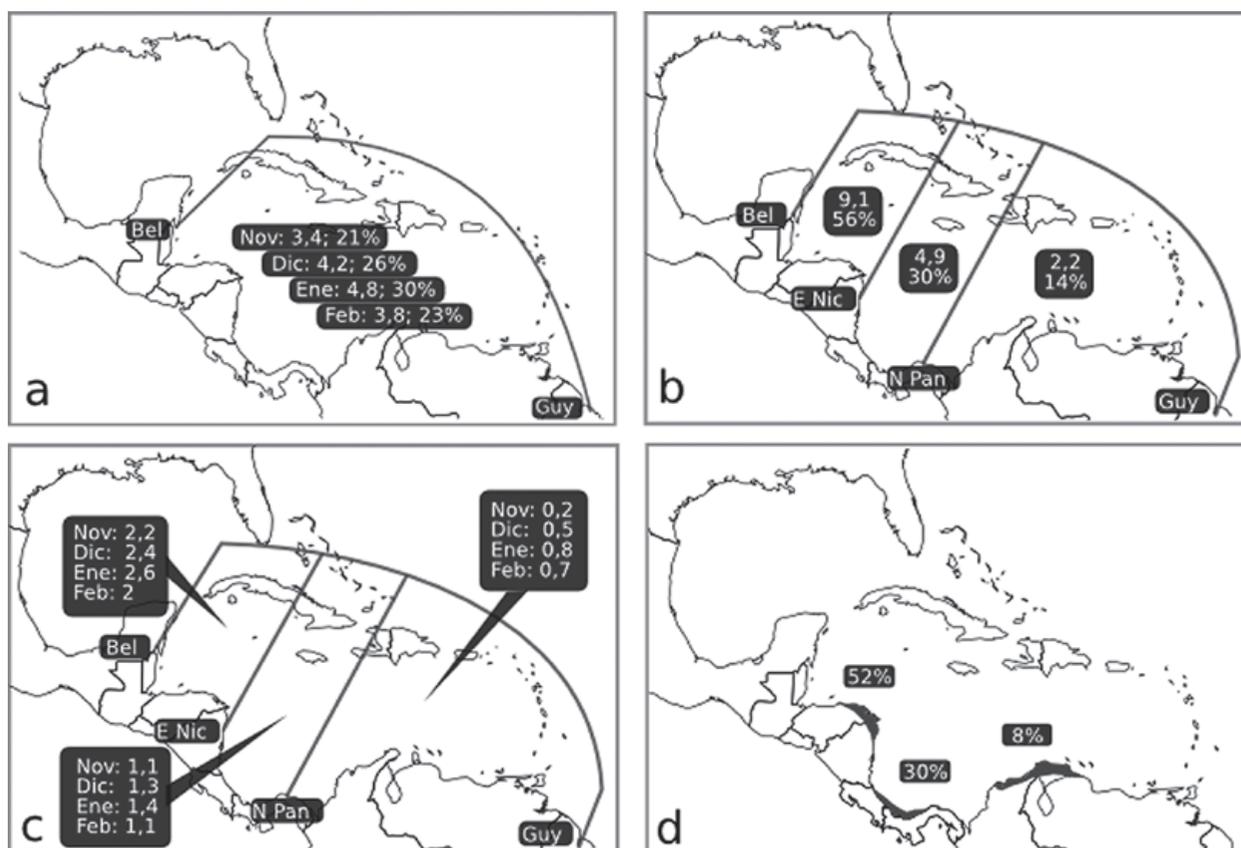


Figura 1. a) Promedios mensuales en valor total y porcentual de las masas de aire frío que alcanzan Centroamérica y el Caribe, b) valores totales y porcentuales de la penetración de masas frías según tres zonas seleccionadas, c) valores totales de masas frías por zonas y meses; d) los sombreados indican las zonas en donde tienden a detenerse con mayor frecuencia las partes delanteras de las masas frías (tomado de Zárate, 2013).

tienden a disiparse (cementeros de empujes fríos). Entre las temporadas de 1975 y 2012 se identificaron diez casos que mostraron anomalías de dos ó más masas de aire frío por temporada, con respecto al promedio de 16,2, y seis casos que mostraron anomalías de dos ó menos por temporada. Aunque una diferencia de dos o más masas frías en una temporada invernal parezca algo de poca cuantía, resulta de gran significancia en el comportamiento climático de las áreas en estudio.

Al promediar los valores mensuales de la Oscilación Ártica para los meses que aportaban las mayores anomalías de masas frías en cada temporada (Zárate, 2013), se encontró que las

temporadas altas (bajas) en la cantidad de masas de aire frío que penetraban, se relacionaban preferiblemente con valores negativos (positivos) de dicha oscilación.

Se compararon también el número de masas de aire frío que alcanzaban Centroamérica y el Caribe, con el comportamiento del promedio móvil de 13 meses de las temperaturas en superficie en el cinturón Ártico entre 70-90°N. Entre 1975 y 1999, periodo en que las anomalías de dichas temperaturas no sobrepasaron “sostenidamente” el valor de un 0,5°C, se encontró una buena correspondencia entre las desviaciones positivas y negativas del número de masas frías y el comportamiento de las temperaturas árticas.

Las pendientes positivas y crestas (negativas y valles) de la curva del promedio móvil de 13 meses, se asociaron con una mayor (menor) cantidad de masas frías alcanzando las zonas de estudio y/o penetrando más profundamente en sentido latitudinal. A partir del año 2000 en que dichas temperaturas alcanzaron y sobrepasaron “sostenidamente” el valor de 0,5°C hasta superar los 2°C en el año 2012, se nota con menos claridad dicha correspondencia.

El estudio examinó también el comportamiento del ingreso de las masas frías, con aquel de las anomalías de la extensión de los hielos marinos árticos para el periodo 1975 - 2011 (National Snow and Ice Data Center, 2012). Los valores del promedio móvil para 12 meses de las anomalías de los hielos marinos árticos, se volvieron sostenidamente negativas y en descenso a partir del año 2000 aproximadamente, fecha en la cual las anomalías de las temperaturas árticas superaron sostenidamente los 0,5°C y siguieron en ascenso. Entre esa fecha y el año 2012, la cantidad de masas de aire frío dejaron de mostrar anomalías negativas de -2 o menos por temporada.

En términos de presión en superficie, Zárata (2013) encontró dos rasgos que tendían a favorecer la incursión de las masas de aire frío hasta Centroamérica y el Caribe. El primero y que parece ser el fundamental es que la presión se encuentre anómalamente baja en las vecindades de la costa este de Canadá y Estados Unidos, con proyección hacia el Atlántico subtropical y tropical. El segundo rasgo es que se presente una anomalía de baja presión en las vecindades del océano Pacífico, en donde éste limita con la costa oeste de Estados Unidos y Canadá, con proyección hacia Alaska. De esta forma las masas de aire frío incursionan por la parte central de Canadá y Estados Unidos, formando un anticiclón relativo en las anomalías de la presión, cuya porción sur alcanza Centroamérica y el Caribe. Francis, Chan, Leathers, Miller & Veron, (2009), indican que este

tipo de rasgos de anomalías de presión, aparecen cuando las bajas de Islandia y las Aleutianas están debilitadas, lo que resulta en una Oscilación Ártica más negativa, lo cual es consistente con lo aquí señalado.

4. Resultados

4.1. Influencia de las masas de aire frío sobre el CLLJ en periodos de 1 a 4 días

Para analizar la influencia que la incursión de una masa individual de aire frío produce sobre el CLLJ, se utilizó en primera instancia un caso de febrero de 1978, en donde la masa fría mostraba un frente frío bien definido en su borde de ataque. El caso fue descrito por Grandoso et al., (1982) con bastante detalle, mostrando la situación sinóptica y aspectos mesoescalares y locales desde Mérida, al norte de la Península de Yucatán, México, hasta Panamá.

El 21 de febrero de 1978 a las 18 UTC ([figura 2a](#)), un frente frío estaba ingresando al sector norte de Centroamérica y el Caribe cuando el centro de la masa de aire frío, alta presión migratoria, alcanzaba el noroeste de Golfo del México. Para el día 24, el frente frío ya había alcanzado el norte de Costa Rica, donde finalmente se disipó, tal como se aprecia en la [figura 2b](#) para la posición del frente cada 24 horas a las 00 UTC.

En los análisis sinópticos diarios que se presentan para el territorio Centroamericano y la zona del Caribe, no se acostumbra extender los frentes fríos hasta las aguas del Pacífico Tropical Nororiental como se ve en la [figura 2b](#), pero en análisis más detallados sí se hace. Ello obedece, a que el aire de la masa fría alcanza las aguas del Pacífico a través del Istmo de Tehuantepec al sur de México, también a través de las tierras bajas al sur de Nicaragua y los pasos en el sistema montañoso sobre Costa Rica y Panamá (Mora, 2008). Ese tipo de análisis se utilizó en la que en su momento

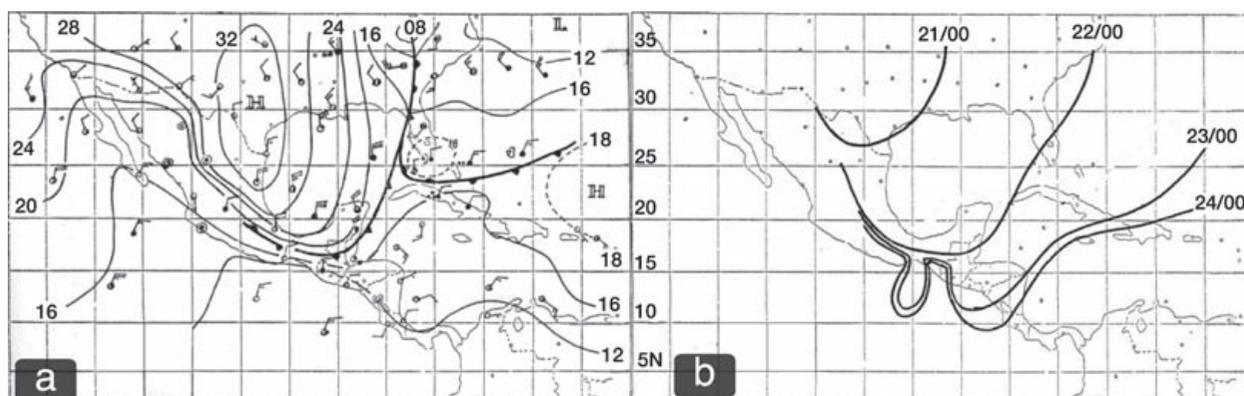


Figura 2. Mapas de superficie para la incursión de una masa de aire frío entre los días 21 y 24 de febrero de 1978. **a)** sistema frontal e isobaras (hPa) para el día 21 a las 18 UTC con cifras de miles omitidas. H centro de alta presión, L centro de baja presión, **b)** incursión del frente entre el 21 y el 24 a las 00 UTC (tomado de Grandoso et al. 1982).

se denominó “La Súper Tormenta”, acontecida en marzo de 1993 (Schultz, et al., 1997). En los análisis se proyecta también hasta el Pacífico Tropical Nororiental el frente frío que acompañó la entrada de la masa fría, como se observa en las figuras 3a y 3b.

La penetración del aire frío y seco hasta el Pacífico Tropical Nororiental resulta relevante en el estudio, ya que como se verá más adelante, la zona de máxima velocidad del CLLJ tiende a ubicarse transitoriamente en dicha zona (rama del Pacífico), cuando las masas frías logran

profundizarse latitudinalmente. Propiedades como la temperatura y la humedad resultan bastante diferentes si son advectadas desde el Mar Caribe o desde la masa fría que penetra (Grandoso et al, 1982, Schultz et al., 1997).

Cuando las masas de aire frío incursionan profundamente hasta el Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe, se produce una cadena de eventos relevantes capaces de influir en forma importante en el comportamiento del CLLJ y sus ramas. Por ejemplo, desde el día 21 de febrero de 1978 en que la masa de aire frío se

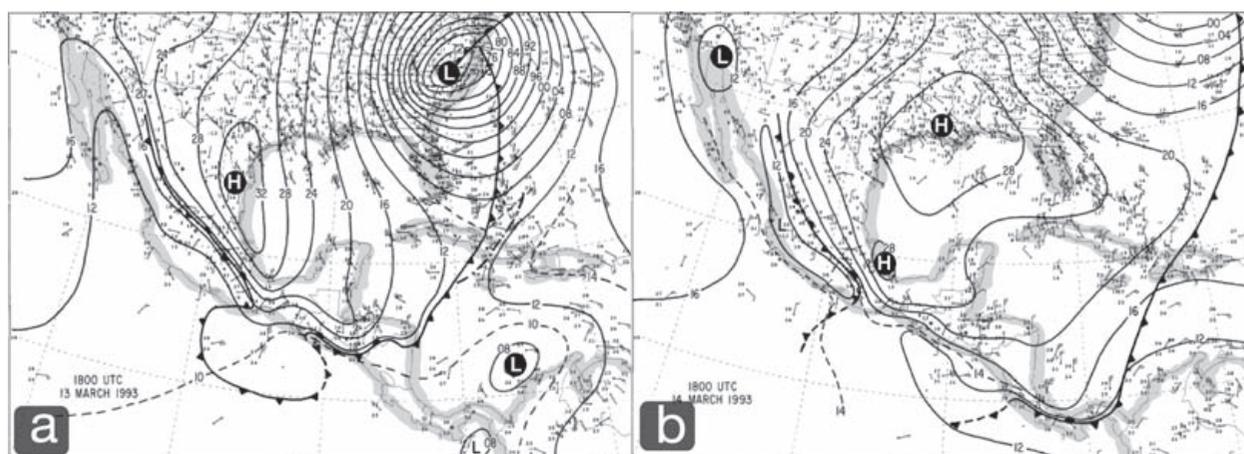


Figura 3. Mapas de presión en superficie (hPa) con sistemas frontales para las 18 UTC (cifras de miles omitidas). **a)** día 13 y **b)** día 14 de marzo de 1993. “H” centros de alta presión y “L” centros de baja presión (tomado de Schultz et al. 1997).

desplazaba por el centro-sur de los Estados Unidos y su frente frío tocaba el noroeste del Golfo de México (figura 4a), se había desarrollado ya en el Mar Caribe una vaguada prefrontal de bajo nivel en el flujo Alisio, denominada así porque precede a la vaguada frontal propiamente dicha. La presencia de este tipo de vaguadas es usual ante la incursión latitudinalmente profunda de masas frías, y se

forman cuando el desarrollo ciclogénico que precede a la alta presión migratoria avanza por el este de Norteamérica / noroeste del Atlántico y se conecta por lo general con la Baja de Islandia. A la vez toda esa zona ampliada de baja presión se conecta con la zona tropical invernal de baja presión, localizada al noroeste de Sur América / Caribe Occidental.

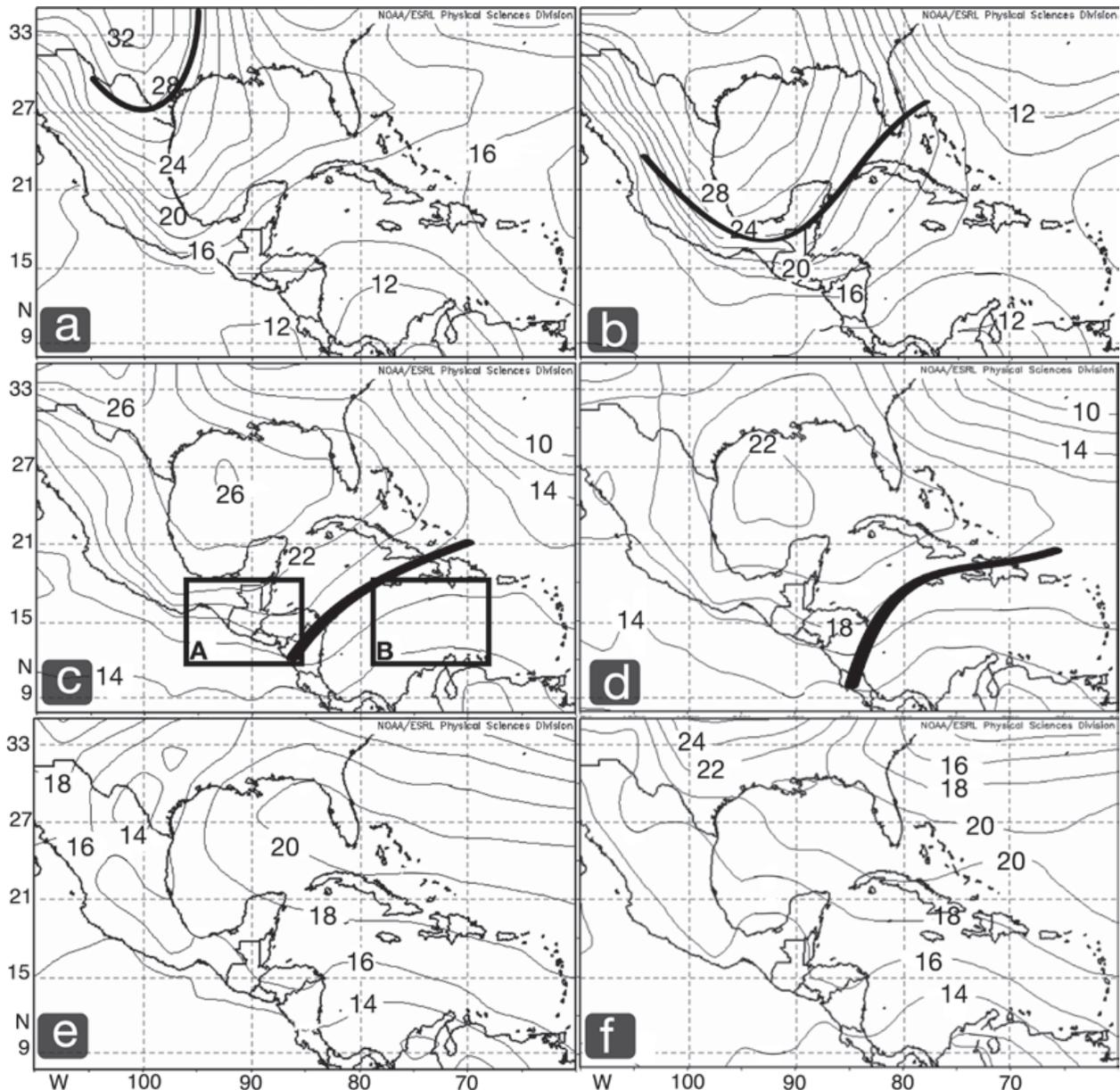


Figura 4. Presión en superficie en hPa del 21 al 26 febrero 1978 con cifras de miles omitidas. a) 21, b) 22, c) 23, d) 24, e) 25 y f) 26. Líneas negras gruesas de “a” hasta “d” son porciones del frente frío. Las cajas A y B el día 23 se utilizan para destacar el comportamiento del gradiente meridional de la presión.

Hay que notar que la vaguada prefrontal está presente en el Caribe mucho antes que el frente frío, el cual se muestra con la línea negra gruesa en las figuras 4a, b, c, d, los días 21 a 24. Rihel (1954) había notado hacía ya varias décadas atrás, la existencia de vaguadas en los vientos Alisios que generalmente precedían a los empujes fríos en los trópicos. En la figura 3a de Schultz et al. (1997) el área de baja presión en el Caribe, se está fundiendo ya con la vaguada del frente frío y en la figura 3b están fundidas en una vaguada única.

Con el avance de la masa fría y su frente, la vaguada prefrontal se va desplazando hacia el este entre los días 21 y 24. En los mapas de los días 25 y 26 ya no aparece la vaguada prefrontal, ni el frente frío, sino que aparece más bien un dorsal que conecta el centro del anticiclón migratorio desplazado hacia el sureste de los Estados Unidos, con la Alta Subtropical del Atlántico Norte. La afectación que la vaguada prefrontal y el frente propiamente dicho producen sobre el CLLJ, puede alcanzar de 3 a 4 días y está conectado con el comportamiento del gradiente meridional de la presión sobre el Pacífico Tropical Nororiental, el Caribe y Centroamérica. El comportamiento de la presión y su gradiente meridional ante la incursión de una masa de aire frío hasta las regiones en cuestión, puede apreciarse en la figura 4c para el día 23, al notar lo que sucede en las cajas A y B.

En la caja A, el gradiente meridional de la presión es prácticamente el doble que en la caja B (se deduce del número de isobaras), lo cual muestra lo diferencial que se comporta la distribución de la presión ante la entrada profunda de una masa de aire frío.

Para tener una mejor perspectiva espacial del comportamiento del gradiente meridional de la presión en las regiones de estudio, se obtuvieron valores de dicho gradiente en las líneas 1 a 8 de la figura 5, entre los días 21 y 26 de febrero de 1978. Cada línea se extiende meridionalmente entre 10N y 18N y los valores obtenidos para los gradientes se expresan en $(\text{hPa}/\text{km}) \times 10^{-3}$. El cuadro 1 muestra los resultados de las mediciones de los gradientes meridionales, en las líneas 1 a 8. Los valores se comparan con los valores medios de dicho gradiente en cada línea para el mes de febrero en el periodo 1981-2010, los que aparecen en la columna a la derecha del cuadro. Los valores que aparecen en color rojo indican que el gradiente es mayor al promedio.

Desde que el centro de la masa fría se desplaza por el centro-sur de los Estados Unidos y el frente frío está tocando el noroeste del Golfo de México el día 21 (figura 4a), el gradiente de la presión se intensifica sobre el Pacífico Tropical Nororiental en las líneas 1 y 2. El día 22 en esas dos líneas, el

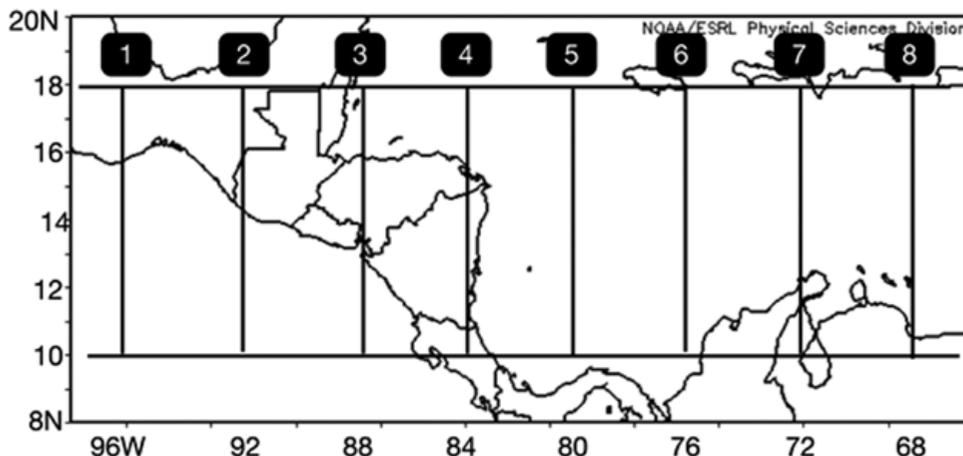


Figura 5. Líneas 1 a 8 para hacer mediciones del gradiente meridional de la presión $(\text{hPa}/\text{km}) \times 10^{-3}$.

Cuadro 1. Gradientes meridionales de presión en las líneas 1 a 8 de la figura 5

Días de febrero de 1978		21	22	23	24	25	26	Gradiente medio de febrero (periodo 1981-2010)
Gradientes meridionales de presión (hPa/km) $\times 10^{-3}$ entre 10N y 18N	Línea 1	6,3	10,4	8,3	5,9	3,2	1,8	3,4
	Línea 2	4,8	9,9	8,1	5,2	2,8	0,9	3,2
	Línea 3	2,9	9,1	7,8	6,0	4,2	2,7	4,2
	Línea 4	2,0	6,0	6,0	5,5	3,8	3,5	3,4
	Línea 5	3,3	4,5	4,9	4,4	4,2	3,7	3,5
	Línea 6	3,4	4,1	4,1	4,5	5,0	4,8	4,2
	Línea 7	3,8	3,5	3,5	4,5	5,1	5,7	3,6
	Línea 8	3,7	3,4	4,5	4,1	4,5	5,2	3,5

Nota: valores de color rojo indican que el gradiente es mayor al promedio

gradiente llega a superar el valor mensual hasta en más de tres veces y los valores se mantienen por encima del valor medio mensual hasta el día 24. En la línea 3, el aumento del gradiente inicia el día 22 y se mantiene hasta el día 24. Para los días 25 y 26 los valores vuelven a caer en las líneas 1 a 3, cuando la alta presión migratoria tiende a abandonar el Golfo de México (figuras 4e, f) y fundirse con la Alta Subtropical del Atlántico Norte.

El aumento del gradiente de la presión en las líneas 4 y 5 –parte oriental de Centroamérica y extremo occidental del Caribe– se manifiesta del 22 al 26, pero con los aumentos más significativos están entre los días 22 y 24.

Durante los días 22 y 23, el gradiente meridional de la presión no logra superar los valores medios mensuales en las líneas 6 y 7 –área donde se ubica el máximo del CLLJ– aún cuando la alta presión migratoria ha tenido ya casi su máximo desplazamiento hacia el sureste. Ello se debe a la influencia de la vaguada prefrontal y la frontal propiamente dicha, en las áreas cubiertas por estas líneas.

El valor del gradiente en las líneas 7 y 8 el día 21, se mantiene ligeramente por encima de los valores mensuales debido a la influencia de una masa fría

que había entrado el día 19 hasta el noreste de Honduras y que para el día 21 se estaba fundiendo (no mostrado) con la Alta Subtropical del Atlántico Norte, e incrementando así la presión al este del Caribe. El aumento del gradiente meridional de la presión del día 24 en adelante en las líneas 6, 7 y 8, es el resultado de la fusión de la alta presión migratoria con la Alta Subtropical del Atlántico Norte, una vez que las vaguadas prefrontal y frontal han cedido y se establece un dorsal con orientación zonal al norte del Mar Caribe.

Lo anterior se puede resumir indicando que el comportamiento del gradiente meridional de la presión al paso de una masa fría sobre el Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe, muestra un “efecto columpio” en donde los tres o cuatro primeros días de desplazamiento de la masa fría, el gradiente aumenta primero y en forma muy abrupta sobre el Pacífico, moderadamente sobre el extremo occidental del Caribe y parte este de Centroamérica, y se mantiene bajo en el área del máximo del CLLJ. Del cuarto día en adelante, aproximadamente, el comportamiento se invierte, decrece fuertemente en el Pacífico, se acerca al valor promedio sobre el oeste del Caribe y parte este de Centroamérica y sube en la zona del máximo del Chorro y porción este del Mar Caribe.

A raíz de lo anterior y dado que enero es el mes en que penetran el mayor número de masas de aire frío a las zonas de estudio ([figura 1](#)), la pregunta que surge entonces es ¿por qué el CLLJ presenta su máximo secundario en el invierno boreal, si es el periodo en que las masas de aire frío penetran hasta sus dominios, y como se ha visto aquí, debilitan el gradiente meridional de la presión, factor fundamental en la intensidad del Chorro? Esta pregunta se retoma más adelante, después de estudiar lo que sucede al revisar otros periodos de diferentes duraciones con y sin penetraciones de masas frías.

El comportamiento del viento Alisio en las áreas de estudio ante la entrada de una masa invernal de aire frío, está íntimamente relacionado con el comportamiento de la presión y su gradiente meridional. Por ejemplo, la cantidad y orientación casi zonal de las isobaras en la caja A de la [figura 4c](#), benefician la mayor intensidad del viento zonal, mientras que en la caja B, en donde las isobaras son menos y muestran una importante inclinación meridional, el viento zonal tiende a debilitarse. Este comportamiento del gradiente se refleja en las anomalías del viento zonal en el nivel de 925 hPa para los días 22 y 23 de febrero de 1978, en las [figuras 6a y 6b](#); a medida que la masa de aire frío va penetrando, las anomalías negativas del viento zonal (viento Alisio intensificado) se apoderan de la región del Pacífico Tropical Nororiental. Por el contrario y gracias a la vaguada prefrontal en el Mar Caribe y sobre todo en la región donde reside el máximo del CLLJ, dominan las anomalías positivas, señal de debilitamiento del viento Alisio y por ende CLLJ.

El territorio centroamericano se convierte en una zona de transición, donde el viento Alisio se va fortaleciendo al paso de las horas a medida que la masa fría se desplaza hacia el sureste, lo que se evidencia con el desplazamiento de la isolínea cero de las anomalías de la componente zonal del viento en las [figuras 6a y 6b](#), para los días 22 y 23, respectivamente. La intensificación del viento

sobre Centroamérica se corresponde entonces más directamente con el aumento del gradiente de la presión en el lado Pacífico, que con las velocidades del CLLJ en el Caribe, donde éstas se encuentran debilitadas. Esto equivale a decir que al paso de una masa de aire frío por las regiones de estudio, el viento aumenta en intensidad de oeste a este sobre Centroamérica. De hecho, en el lapso de los días 22 y 23, el viento Alisio pierde intensidad en el Caribe debido a la presencia de la vaguada prefrontal, inicialmente, y luego con la llegada del frente propiamente dicho. Hacia el cuarto o quinto día, cuando la intensidad del CLLJ se recupera en el Caribe y se debilita en el Pacífico, el territorio centroamericano se conecta de nuevo con los vientos máximos que provienen del Caribe. Esto es importante señalarlo, porque cuando se estudia el comportamiento del viento para periodos mensuales o superiores, prevalece la impresión de que el viento fuerte que alcanza Centroamérica procede siempre del Caribe, y como se ve, ese no es el caso con entradas latitudinalmente profundas de masas de aire frío. Hacer la distinción merece atención porque la advección de propiedades tales como la temperatura y la humedad, resultan muy diferentes cuando están asociadas con corrientes de viento provenientes del Caribe, que cuando se asocian con corrientes provenientes de masas frías y secas del norte, tal como lo muestran los estudios de Grandoso et al. (1982) y Schultz et al. (1997).

El paso de una masa invernal de aire frío con las características vistas, induce un “cambio transitorio de posición” en la ubicación de las máximas velocidades del CLLJ. En efecto como se ve en las [figuras 6c y 6d](#) para el viento zonal a 925 hPa, los días 22 y 23 de febrero de 1978, el máximo absoluto del CLLJ se localiza en la rama ubicada sobre el Pacífico Tropical Nororiental, mientras que en el Caribe occidental se aprecia un máximo secundario. Hasta donde se conoce, este tipo de cambio transitorio de posición del máximo de velocidad no había sido reportado anteriormente. Nótese que no se trata de proponer que el CLLJ desaparece del Caribe y aparece en el lado Pacífico,

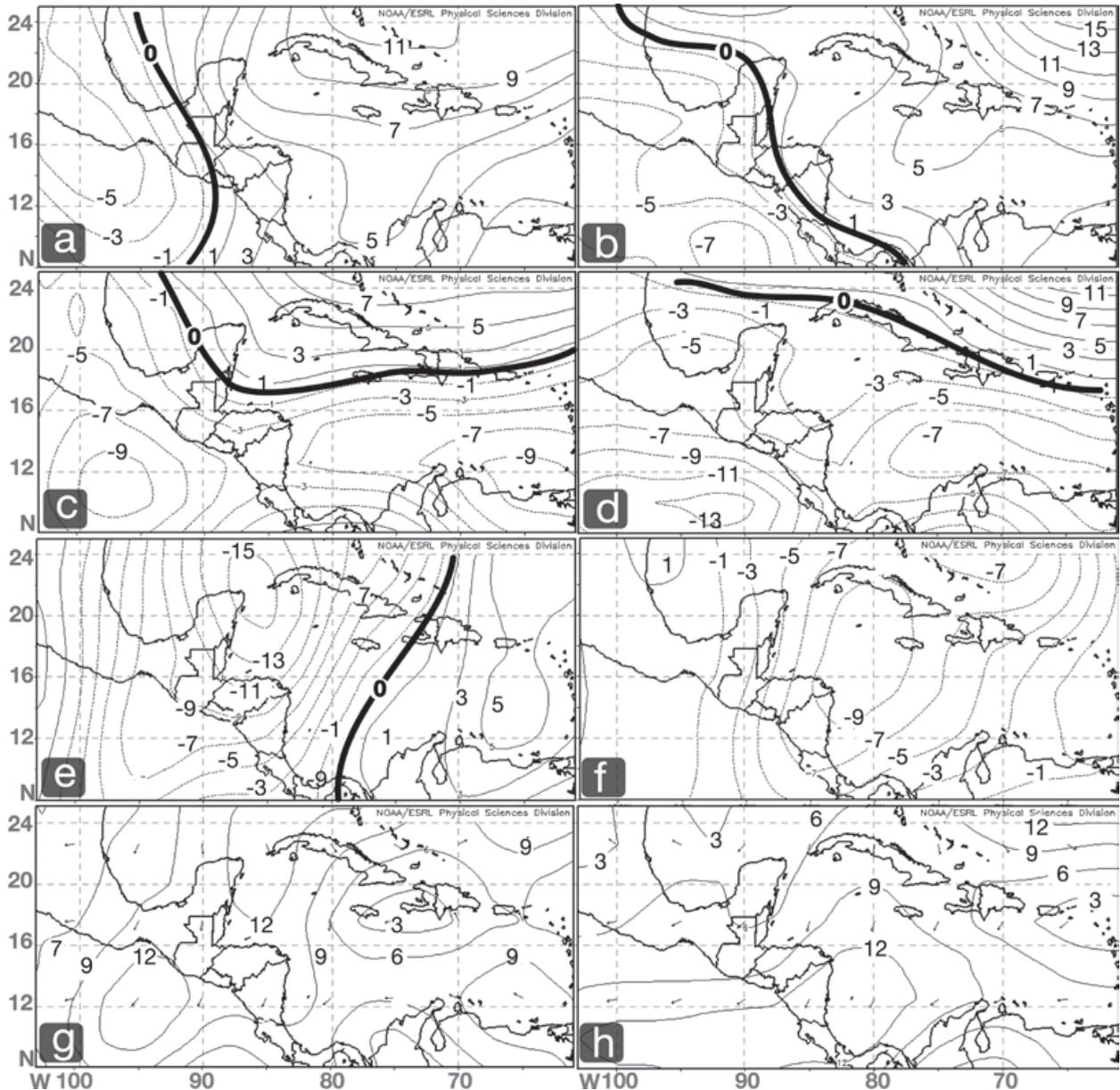


Figura 6. Izquierda: mapas diarios para el 22 de febrero de 1978 al nivel de 925 hPa y en m/seg. Derecha: mapas diarios para el día 23. *ab*) anomalías del viento zonal, *cd*) viento zonal, *ef*) anomalías del viento meridional y *gh*) vector viento.

sino lo que se encuentra es que el máximo de velocidad del Chorro se ubica temporalmente en la rama del Pacífico, durante estos periodos. Hay que agregar que la posición e intensidad del máximo de viento en el lado Pacífico, se ve influenciado—además del comportamiento que muestre el gradiente meridional de la presión— por los efectos

en la velocidad del viento que generan tanto el paso en el Istmo de Tehuantepec (efecto Tehuano), como las tierras bajas al sur de Nicaragua y norte de Costa Rica (efecto Papagayo) (Mora, 2008).

Con la penetración de una masa fría la componente meridional del viento en sentido norte-sur se

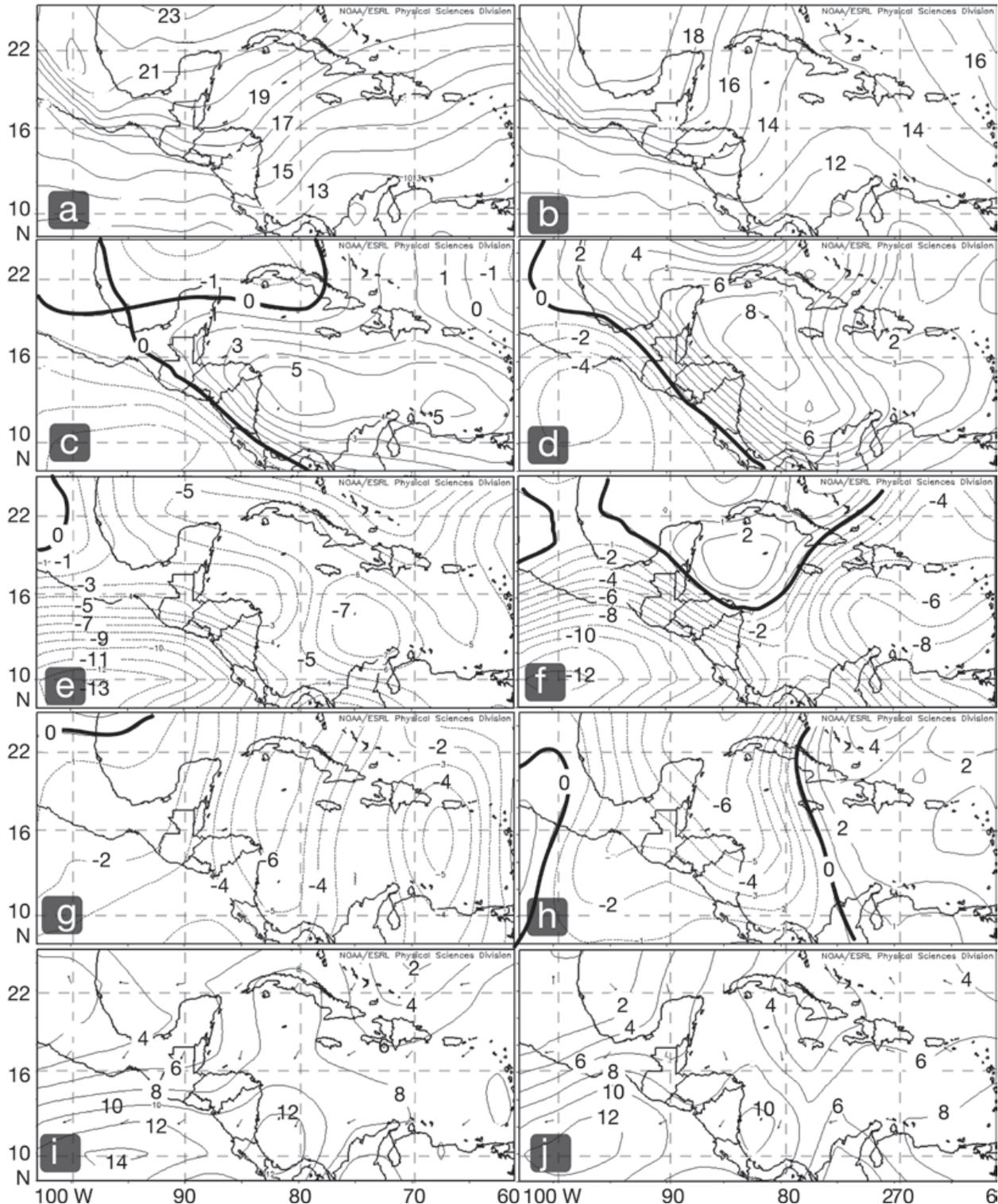


Figura 8. Columna izquierda: mapas compuestos para el periodo del 17 de enero al 13 febrero de 2005. Columna derecha: mapas para el periodo del 27 enero al 20 febrero de 1993. *ab*) presión al nivel del mar (hPa) con cifras de miles omitidas, *cd*) anomalías del viento zonal, *ef*) viento zonal, *gh*) anomalías del viento meridional, *ij*) vector viento. Los mapas de *c*) a *j*) son para el nivel de viento a 925 hPa y en m/seg.

Como resultado de esa distribución de la presión y de su gradiente meridional, en el Caribe se presentan anomalías del oeste (positivas) en la componente zonal del viento (figuras 8c y 8d) con lo que se debilita el máximo del CLLJ.

Sobre el Pacífico y noroeste de Centroamérica el viento del este se intensifica, lo que se nota en las anomalías negativas mostradas en dichas áreas. El máximo del viento zonal se ubica entonces en el lado Pacífico y no en el Caribe, para periodos casi mensuales que muestran exceso en cuanto al número de masas de aire frío con penetración profunda, como se observa en las figuras 8e y 8f.

Para estos periodos casi mensuales con alta influencia de masas frías, la componente meridional del viento muestra el predominio de la componente norte en el área geográfica en donde durante el verano boreal, la rama del CLLJ se dirige hacia el Golfo de México (figuras 8g y 8h). Esto significa que la componente meridional del sur no aparece durante periodos en que penetran varias masas de aire frío en forma secuencial, lo que es claro en las figuras 8i y 8j para el vector viento. Sigue siendo consistente entonces la ausencia de la rama del CLLJ, que iría dirigida hacia el Golfo de México durante estos periodos invernales casi mensuales, aunque hay que analizar aún otros tipos de situaciones antes de llegar a una conclusión más general.

4.3. Influencia de las masas de aire frío sobre el CLLJ en periodos estacionales

Hasta ahora se han analizado los efectos de las masas invernales de aire frío sobre el CLLJ, para eventos individuales en periodos 1-4 días y para eventos encadenados de incursión de varias masas frías en lapsos 1-30 días. Cuando una temporada de noviembre a febrero es alta en la cantidad de empujes polares latitudinalmente profundos, ya sea en toda su extensión o en buena parte de la misma, las anomalías de la componente zonal del

viento del este en el Caribe resultan positivas, es decir, se produce una disminución de la intensidad del CLLJ. Además, en la componente meridional del viento se aprecia la ausencia de la rama del Chorro que en verano se dirige hacia el Golfo del México. Eso se nota en los mapas compuestos de la figura 9, para el periodo que se extienden del primero de noviembre de 1999 al 28 de febrero de 2000 (tomado de la base de datos de Zárate, 2013). En ese lapso ingresaron 15 masas de aire frío hasta el Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe, nueve de las cuales alcanzaron al menos hasta el punto “E” de Nicaragua (figura 7), lo cual significa que 60% o más del total de las masas frías alcanzaron al menos hasta los dominios del CLLJ. Los mapas compuestos para la presión en superficie y sus anomalías en dicho periodo se aprecian en las figuras 9a y 9b.

Al igual que en los dos tipos de periodos antes analizados, la presión alcanza valores mayores en el Pacífico y Centroamérica que en el Mar Caribe, lo que intensifica el viento Alisio en el Pacífico y buena parte de Centroamérica y lo aminora en el Caribe, principalmente en la zona donde se ubica el máximo del CLLJ, como se ve en la figura 9c y 9d para las anomalías del viento zonal y el viento zonal, respectivamente. Es por esa razón que la posición de la máxima velocidad del CLLJ se ubica también en la rama del Pacífico para estos periodos estacionales, tal como lo muestra la figura 9d, en forma similar a lo que se encontró para los periodos 1-4 y 1-30 días.

Por su parte, la componente meridional del norte para estos periodos estacionales, domina en forma importante el Pacífico Tropical Nororiental y Centroamérica, y en forma menos intensa, el Caribe, como lo muestra la figura 9e. De ahí que el vector viento mostrado en la figura 9f, indique que tampoco en este tipo de periodos estacionales noviembre-febrero con predominancia de incursiones de masas de aire frío, se pueda identificar la existencia de la rama del CLLJ dirigida hacia el Golfo de México.

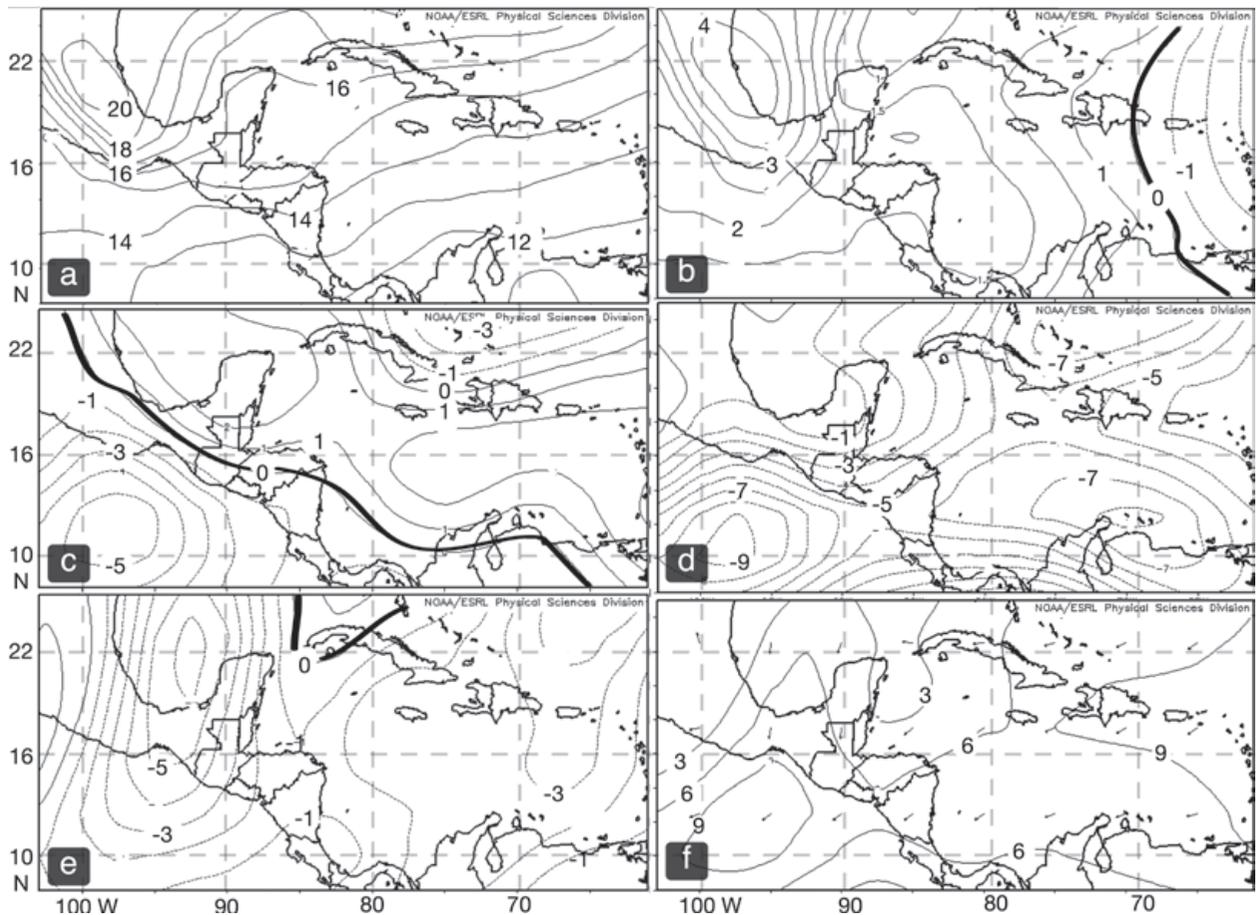


Figura 9. Mapas compuestos para el periodo 1 nov. 1999 – 28 feb. 2000. a) presión al nivel del mar (cifras de miles omitidas) y b) anomalías de la presión al nivel del mar en hPa, c) anomalías del viento zonal, d) viento zonal, e) anomalías del viento meridional, f) vector viento. Los mapas de c) a f) son para el nivel de 925 hPa y en m/seg.

4.4. Comportamiento invernal del CLLJ y sus ramas en ausencia de masas de aire frío

Hasta aquí se ha visto que la incursión de masas invernales de aire frío hasta las zonas de estudio, disminuyen la intensidad del CLLJ en el Caribe y producen la desaparición de la rama dirigida hacia el Golfo de México, tanto para incursiones individuales en periodos 1-4 días, como para periodos de 1-30 días, e igualmente para periodos estacionales noviembre-febrero, en los cuales hay predominio de incursiones frías latitudinalmente profundas. Se vuelve entonces a la interrogante

anteriormente planteada ¿por qué el máximo secundario del CLLJ se produce en el invierno boreal? (p.ej. en enero, Wang, 2007, o en febrero, Cook & Vizy, 2010). Para aclarar este aparente conflicto, se tomaron las 176 masas de aire frío que ingresaron en los 37 meses de enero, disponibles en la base de datos de Zárate (2013), entre los años 1975 y 2012. Considerando los grados de penetración latitudinal que las masas alcanzaron, se asignaron pesos de afectación sobre el CLLJ. Se calificó como “afectación sobre el CLLJ” a la presencia expresada en días, de anomalías del oeste en la componente zonal del viento en los dominios del máximo del CLLJ, capaces de debilitar

su intensidad. Con apoyo de los puntos de la [figura 7](#) que aparecen a lo largo de la costa del Caribe, a las masas frías cuyas partes delanteras o bordes de ataque apenas penetraron entre Belice (Bel) y el noroeste (NO) de Honduras, se les asignaron 0,5 días de afectación; aquellos bordes de ataque que alcanzaron entre el noreste (NE) de Honduras y noreste (NE) de Costa Rica, la afectación asignada fue de 1,75 días y se asignaron tres días de afectación para los casos que alcanzaron del punto este (E) de Costa Rica hacia el sureste. El ejercicio demostró que, en un mes de enero la intensidad del CLLJ se ve disminuida en promedio durante diez días con respecto a la velocidad media del mes (periodo 1981-2010). Se asume entonces, que durante los restantes 21 días del mes las velocidades del CLLJ se mantienen iguales o por encima de los valores medios. Así el CLLJ logra en esos 21 días (68% del tiempo del mes), mostrar velocidades zonales que le permiten en promedio oscurecer o enmascarar las disminuciones a que lo someten las masas frías y figurar entonces como máximo secundario en el contexto mensual.

Para comprobar lo anterior, se elaboraron mapas compuestos utilizando diez periodos extraídos de la climatología de Zárate (2013) que mostraban cinco o más días sin ingreso de masas

de aire frío hasta el Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe. Los periodos utilizados fueron los siguientes: 1-16 nov. 1975, 15-25 nov. 1977, 17-22 feb. 1979, 19 dic. 1981, 4 ene 1982, 20-28 feb. 1985, 7 nov. -2 dic. 1985, 6-13 feb. 1994, 18-31 ene 2002, 11-24 dic. 2006, 11-16 ene 2013. En este ejercicio se tomó en cuenta que no existieran efectos residuales de penetraciones de masas frías, al menos tres días antes del inicio de cada periodo elegido.

La característica fundamental durante estos periodos, es que los centros de los desarrollos ciclogénicos (bajas presiones migratorias acompañadas de estructuras frontales), cuando se presentaron, se desplazaron suficientemente al norte de las regiones del Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe (no mostrado), aminorando substancialmente los efectos de las vaguadas prefrontales y frontales sobre la región de residencia del CLLJ. Bajo estas condiciones, los bordes delanteros de las masas frías no lograron avanzar con profundidad hacia las referidas zonas y más bien tendieron a “estancarse” en las cercanías del Golfo de México. Así cuando no entran masas frías a las zonas de estudio, la Alta Subtropical del Atlántico Norte tiende un dorsal que atraviesa el Atlántico y se conecta con los

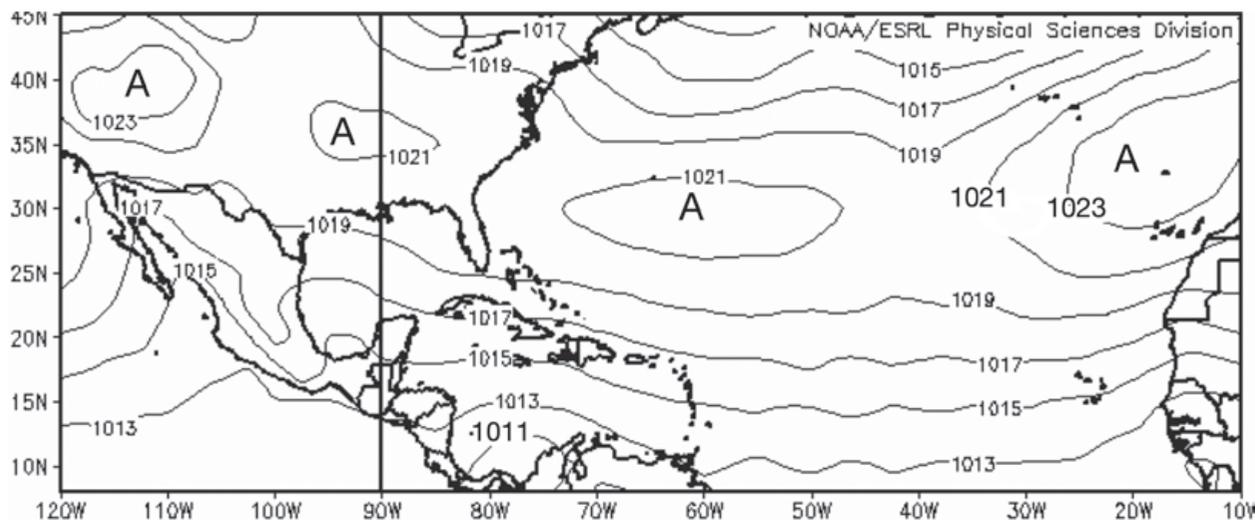


Figura 10. Mapa compuesto de presión en superficie (hPa) para diez periodos con cinco o más días sin ingresos de masas de aire frío al Pacífico, Centroamérica y el Caribe. A: centros de alta presión.

centros de alta presión ubicados en el centro-sur de los Estados Unidos, como lo muestra la [figura 10](#). Esta configuración atmosférica, constituye un tipo de bloqueo al paso de las masas frías hacia las regiones de estudio y permite que el gradiente meridional de la presión sea más intenso sobre el Caribe (líneas 5 a 8 en [figura 5](#)) que sobre el Pacífico y Centroamérica (líneas 1 a 4).

Por lo tanto, en estos periodos sin penetraciones profundas de masas frías, el viento zonal muestra el máximo de velocidad sobre el Caribe, como se aprecia en la [figura 11a](#), lo que está en arreglo con la posición mostrada p.ej. en Wang (2007), Cook et al. (2007) y Amador (2009), entre otros. De nuevo, lo que esto significa, es que el máximo del CLLJ para un periodo mensual de enero está dominado por la mayor cantidad de días sin penetraciones profundas de masas de aire frío. Las reubicaciones en “posición” de la máxima velocidad del Chorro hacia la rama del Pacífico solo surgen cuando se aíslan situaciones o periodos individuales dominados por la incursión profunda de masas de aire frío.

En cuanto a la rama del CLLJ que en verano boreal se dirige hacia el Golfo de México, tampoco se muestra con claridad en los periodos invernales en que no ingresan masas de aire frío a las zonas de estudio. Como se nota en la [figura 11b](#), para el vector viento del compuesto de los diez periodos sin incursión de masas frías, el flujo semeja lo apuntado por Amador (2008) y Cook & Vizy (2010)

en el sentido que en el invierno boreal el CLLJ se desvía hacia el sur, después de cruzar el territorio centroamericano internándose en el Pacífico. Entonces, ya que esta rama del CLLJ no aparece ni con incursiones, ni sin incursiones de masas frías, se plantea que durante el invierno boreal la rama tiende a estar inhibida. Ya que este trabajo está basado en casos de estudio, no se asume que la rama desaparezca del todo porque no agota todos los posibles escenarios.

4.5. Otras consideraciones sobre el comportamiento del CLLJ durante el invierno boreal

Davis, Hayden, Gay, Phillips & Jones (1996), al estudiar la Alta Subtropical del Atlántico Norte, determinaron la frecuencia de días con presiones en superficie mayores o iguales a 1020 hPa en la primera mitad de cada mes del año. Encontraron que la Alta muestra dos modos espaciales preferidos: el de verano, en el cual aparece un único máximo centrado sobre el Atlántico Central ([figura 12c](#)) y otro en invierno, en el cual se presentan anticiclones en la porción este de Norteamérica y en el este del Atlántico (incursionando hacia el noroeste de África), [figura 12f](#). En la primera mitad de enero, el máximo oriental alcanza su posición más extrema, 30,8N-18Oeste y hacia finales de enero, es el momento en que el modo espacial de invierno alcanza su máxima intensidad. De acuerdo a Harman (1987), este último periodo es

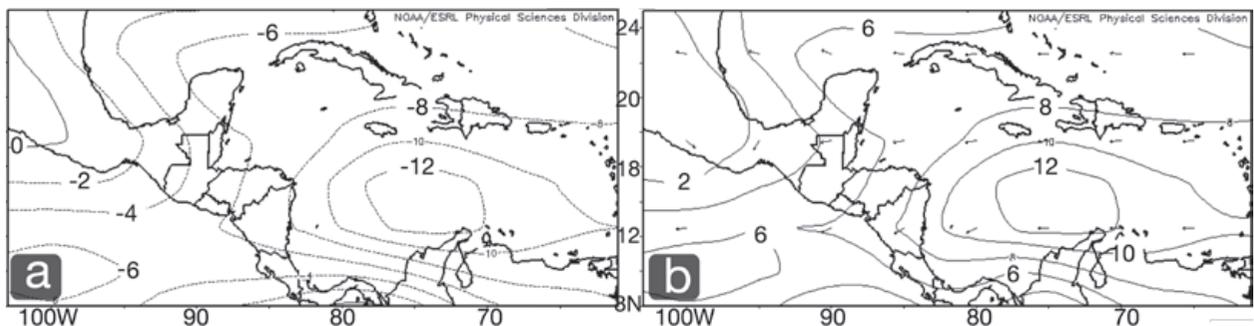


Figura 11. Mapas compuestos a 925 hPa y en m/seg para 10 periodos con cinco o más días sin incursiones de masas de aire frío hasta los dominios del CLLJ. **a)** viento zonal y **b)** vector viento.

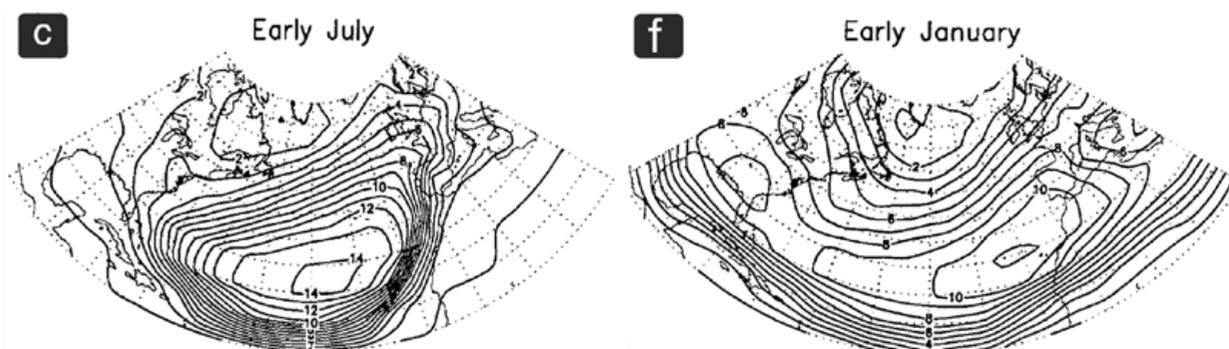


Figura 12. Número promedio de días con presión superficial ≥ 1020 hPa, para las primeras quincenas de julio (c) y enero (f) (tomado de Davies et al. 1996).

cuando los anticiclones ocupan la mayor área y la presión alta es más común en todo el subtrópico, incluyendo continentes y océanos.

Wang (2007), Wang et al. (2007), Wang & Lee (2007), Muñoz et al. (2008), Amador (2009) y Cook & Vizy (2010), coinciden en que las anomalías del CLLJ en invierno están altamente influenciadas por las anomalías de la presión en superficie debido a las variaciones de la Alta Subtropical del Atlántico Norte. A la luz de lo encontrado en este estudio y lo apuntado por Davies et al. (1996), parecería más oportuno señalar que el comportamiento del CLLJ en invierno varía con el comportamiento del gradiente meridional de la presión en el “modo de invierno” de la Alta Subtropical del Atlántico Norte. Con ello se resalta que, en esta época del año, los cambios en los gradientes meridionales de la presión en el Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe están mayormente ligados al comportamiento de la celda de alta presión localizada sobre Norteamérica – producto del paso de los anticiclones migratorios - más que con la celda oriental localizada en las cercanías del noroeste de África. Con ello, las variaciones de los gradientes meridionales de la presión serían el resultado del paso más cercano o lejano de los ciclones y anticiclones migratorios con respecto a dichas regiones.

Las masas invernales de aire frío que penetran hasta el dominio central del CLLJ y su rama del

Pacífico (se asume que la que iría hacia el Golfo de México queda mayormente inhibida en invierno), ya sea como eventos aislados o encadenados, parecen formar parte de un mecanismo de conexión entre la circulación de latitudes altas y la circulación tropical. Combinando los resultados presentados en Zárate (2013) con los de este trabajo, se puede hacer el siguiente encadenamiento de eventos: temporadas altas (bajas) en el número de masas frías que alcanzan penetraciones latitudinalmente profundas hasta el Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe, están ligadas preferiblemente con valores negativos (positivos) de la Oscilación Ártica, mientras que temporadas invernales con un alto (bajo) número de penetraciones profundas dan lugar a: disminuciones (aumentos) en las velocidades del CLLJ en el Caribe y aumentos (disminuciones) en las velocidades de la rama del Pacífico.

Este encadenamiento de eventos está en total arreglo con los hallazgos de Thompson & Wallace (1998) y Wallace (2000), en el sentido de que durante la fase negativa de la Oscilación Ártica el aire muy frío se extiende hacia la parte central de los Estados Unidos, hay mayor incidencia de días más fríos de lo normal, mayor número de días con fenómeno de bloqueo, mayor cantidad de frentes fríos, bajas temperaturas, precipitaciones engelantes y vientos fuertes. Por el contrario, durante la fase en que el índice de la Oscilación

Ártica es positivo, se sitúa una baja presión fría sobre el polo rodeada de un cinturón de vientos oestes fuertes en la latitud de 55°N, mientras que en las zonas tropicales se presentan anomalías frías acompañadas por reforzamiento de los vientos alisios, especialmente en el sector del océano Atlántico. En esta fase, el aire muy frío de las regiones polares no se extiende tanto hacia la parte central de Norteamérica.

5. Conclusiones

- Las interacciones de las masas invernales de aire frío del hemisferio norte con el CLLJ, establecen una conexión clara entre la circulación de latitudes altas y la tropical, en donde las velocidades del máximo del Chorro y su rama dirigida hacia el Pacífico, experimentan variaciones según la frecuencia, intensidad y profundidad latitudinal que alcancen dichas masas.
- Al paso de una masa invernal de aire frío con penetración latitudinal profunda, el CLLJ muestra su máxima velocidad en la rama del Pacífico, cuando el gradiente meridional de la presión aumenta en mucho mayor grado en esa zona que en el Mar Caribe.
- No fue posible identificar en los casos estudiados, la existencia de la rama del CLLJ que en verano se dirige hacia el Golfo de México, lo que permite plantear que durante el invierno boreal dicha rama quede preferiblemente inhibida.
- Cuando se analizan periodos invernales en los cuales no se presentan penetraciones de masas de aire frío durante cinco o más días, el CLLJ muestra velocidades similares o por encima de los valores climáticos mensuales.
- El aumento en la intensidad del viento del este sobre el territorio centroamericano, durante los dos o tres primeros días, al paso de una masa de aire frío con intrusión latitudinalmente profunda, está ligada, preferiblemente, al máximo de viento que se forma en la rama del lado Pacífico y no a la corriente de viento proveniente del Caribe que, durante ese lapso de tiempo tiende a mostrar velocidades menores respecto a los valores mensuales medios.
- Al considerar la estructura de la Alta Subtropical del Atlántico Norte durante el invierno boreal, las variaciones en los gradientes meridionales de la presión en el Pacífico Tropical Nororiental, Centroamérica y el Caribe, están mayormente ligadas con el comportamiento de la celda de alta presión localizada sobre Norteamérica, más que con la celda oriental localizada en las cercanías del noroeste de África.

6. Referencias

- Amador, JA. (1998). A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Tópicos Meteorológicos Oceanográficos* 5(2):1–13.
- Amador, JA. & Magana, V. (1999). *Dynamics of the low level jet over the Caribbean Sea*. Preprints, the 23rd conference on hurricanes and tropical meteorology, American Meteorological Society Dallas, pp 868–869.
- Amador, JA. (2009). *The Intra-Americas Sea low-level jet: Overview and future research*. Ann. N. Y. Academy of Sciences. 1146, 153–188, doi: 10.1196/annals.
- Cook, KH. & Vizy, EK. (2010). Hydrodynamics of the Caribbean Low-Level Jet and its relationship to precipitation. *Journal of Climate*. 23: 1477–1494.
- Davis R.; Hayden, B.; Gay, D.; Phillips, W & Jones, G. (1996). The North Atlantic Subtropical Anticyclone. *Journal of Climate*. 10: 728-744.

- DiMego, GJ.; Bosart, L.F. & Enderson, WG. (1976). An examination of the frequency and mean conditions surrounding frontal incursion into the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. *Monthly Weather Review*. 104, 709-718.
- Francis, J.; Chan, W.; Leathers, D.; Miller, J. & Veron, D. (2009). Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer, Arctic sea-ice extent, *Geophysical Research Letters*. 36, L07503, doi: 10.1029/2009GL037274, 2009.
- Frankenfield, HC. (1917). "Northers" of the Canal Zone. *Monthly Weather Review*. 45: 546-550.
- González, C. (1999). Climatología de los frentes fríos que han afectado a Cuba desde 1916-1917 hasta 1996-1997. *Revista Cubana de Meteorología*. 6 (1).
- Grandoso, H.; Zárata, E. y Vega, N. (1982). Análisis en la gran escala y mesoescala de un frente frío sobre Centroamérica. *Revista Semestral del Instituto Geográfico Nacional*. Primer Semestre. Costa Rica.
- Harman, JR. (1987). Mean monthly North American anticyclone frequencies, 1950-79. *Monthly Weather Review*. 115, 2840-2848.
- Henry, WK. (1979). Aspects of the fate of cold fronts in the Gulf of Mexico. *Monthly Weather Review*. 107, 1078-1082.
- Herrera, J. (2007). *Ensayo sobre formulación y validación de un índice de anomalía de presión atmosférica para el pronóstico a corto y mediano alcance, utilizando datos de la Estación de Izabal, Guatemala*. Método utilizado en el Instituto Sismológico, Vulcanológico, Meteorológico e Hidrológico (INSIVUME) de Guatemala.
- Hurd, WE. (1929). Northers of the Gulf of Tehuantepec. *Monthly Weather Review*. 57:192-197.
- Martin, E. & Schumacher, C. (2011). The Caribbean Low-Level Jet and Its Relationship with Precipitation in IPCC AR4 Models. *Journal of Climate*. 24 (22).
- Mora, G. (2008). *Low Level Jets in the Tropical Americas*. Master degree thesis, Colorado State University.
- Muñoz, E.; Busalacchi, AJ.; Nigam, S. & Ruiz-Barradas, A. (2008). Winter and summer structure of the Caribbean Low-Level jet. *Journal of Climate*. 21: 1260-1276
- National Snow and Ice Data Center, (2012). *State of the Cryosphere*. University of Colorado. Recuperado de: http://nsidc.org/cryosphere/sotc/sea_ice.html
- Poveda, G. & Mesa, OJ. (1999). The low level westerly jet (Choco jet) and two other jets in Colombia: climatology and variability during ENSO phases (in Spanish). *Revista Academia Colombiana de Ciencias*. 23(89):517-528.
- Ramírez, VR. y Prieto, GR. (2008). *Estudio de nortes de la temporada 2006-2007, en el Golfo de México utilizando como apoyo el modelo MM5 (dos casos de estudio)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Veracruzana, 90 p.
- Reding, PJ. (1992). *The Central American cold surge: An observational analysis of the deep southward penetration of North American cold fronts*. MS. Thesis, Department of Meteorology. Texas A & M University.
- Rihel, H. (1954). *Tropical Meteorology*. McGraw-Hill, 392 p.
- Schultz, DM.; Bracken, WE.; Bosart, LF.; Hakim, GJ.; Bedrick, MA.; Dickinson, MJ. & Tyle, KR. (1997). The 1993 Superstorm cold surge: Frontal structure, gap flow, and tropical impact. *Monthly Weather Review*. 125, 5-39.
- Schultz, DM.; Bracken, E. & Bosart, LF. (1998). Planetary and synoptic scale-signature associated with Central American cold surges. *Journal of Climatology*. 126: 5-27
- Thompson, D. & Wallace, J. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*. 25 (9). 1297-1300.

- Trasviña, A. y Barton, E. D. (1997). *Los nortes del Golfo de Tehuantepec: la circulación costera inducida por el viento. Contribuciones a la Oceanografía Física de México*. Monografía No. 3. Unión Geofísica Mexicana, M. F. Lavín (editor), p. 25-44.
- Vázquez, J.L. (1999). *Caracterización objetiva de los nortes del Golfo de México y su variabilidad climática*. Tesis de Licenciatura. Universidad Veracruzana, Veracruz, México.
- Wallace, J.M. (2000). North Atlantic Oscillation/annular mode: Two paradigms - one phenomenon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 126, 791-806.
- Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*. 29: 411–422.
- Wang, C. & Lee, SK. (2007). Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet and their potential impact on Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*. 34, L02703, doi:10.1029/2006GL028579.
- Wang, C.; Lee, SK. & Enfield, DB. (2007). Impacts of the Atlantic warm pool on the summer climate of the Western Hemisphere. *Journal of Climate*. 20.
- Whyte, F.; Taylor, M.; Stephenson, T. & Campbell, J. (2008). Features of the Caribbean low level jet. *International Journal of Climatology*. 28, 119–128.
- Zárate, E. (2013). Climatología de masas invernales de aire frío que alcanzan Centroamérica y el Caribe y su relación con algunos índices Árticos. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. 12 (1), 35-55.

Medición y cálculo del índice ultravioleta en Costa Rica

KARINA HERNÁNDEZ E.¹

REBECA MORERA R.²

JAIME WRIGHT G.³

Resumen

Este trabajo de investigación pretende hallar una técnica para estimar los valores del índice ultravioleta, con los datos medidos de la radiación solar ultravioleta-B (UV-B) para San José, Costa Rica. El índice ultravioleta (IUV) es una medida de la radiación ultravioleta proveniente del Sol en la superficie de la Tierra y es un indicador cuantitativo del efecto de este tipo de radiación sobre la piel humana. Los valores del IUV fueron obtenidos a partir de los datos experimentales de la radiación ultravioleta-B. Se utilizó un radiómetro UV-B, que mide la radiación solar en el rango espectral 280-315 nm. Los valores de UV-B medidos in situ, fueron comparados con los valores pronosticados por un modelo atmosférico espectral, el cual utiliza como datos de entrada: la hora del día, la latitud, la altitud, el albedo superficial, la distancia Tierra-Sol, la turbiedad y el ozono atmosféricos. La comparación entre los valores medidos y predichos presenta un coeficiente de determinación del 99%.

PALABRAS CLAVES: RADIACIÓN ULTRAVIOLETA, ÍNDICE ULTRAVIOLETA.

Abstract

The aim of this research paper is to find a technique to estimate the values of the UV index with the measured data of solar UV-B radiation for San José, Costa Rica. The UV index (UVI) is a measure of the ultraviolet radiation of sunlight incident on the Earth's surface and it is an indicator of the effect of radiation on the human skin. The UV index values were obtained from the experimental data of the UV-B radiation. It was used a UV-B radiometer, which measures solar radiation in the spectral range 280-315 nm UV-B in-situ. Measured values were compared with the predicted values by a spectral atmospheric model, which uses as input data: the time of day, latitude, altitude and the surface albedo, the Earth-Sun distance, atmospheric turbidity and atmospheric ozone. The comparison between measured and predicted values gave as a 99% of determination coefficient.

KEYWORDS: ULTRAVIOLET RADIATION, UV INDEX.

1. Introducción

La energía proveniente del Sol llega a la Tierra en forma de radiación visible, infrarroja y ultravioleta (UV). La radiación en el ultravioleta A (UVA) está constituida por longitudes de onda de 315 a 400

nanómetros; las longitudes en el ultravioleta B (UVB) son de 280 a 315 nm; y en el ultravioleta C de 100 a 280 nm. Como la atmósfera de la Tierra absorbe las longitudes UVC, los únicos rayos ultravioleta que alcanzan la superficie son los UVA y los UVB.

1 Licda. en Meteorología. Departamento de Climatología e Investigaciones Aplicadas. Instituto Meteorológico Nacional, San José, Costa Rica. Email: khernandez@imn.ac.cr

2 Téc. en Meteorología. Departamento de Meteorología Sinóptica y Aeronáutica. Instituto Meteorológico Nacional, San José, Costa Rica. Email: rmorera@imn.ac.cr

3 MSc. en Física. Consultor en Radiación Solar. San José, Costa Rica. Email: jwrightgilmore@gmail.com

1.1. Factores que determinan la intensidad de la radiación UV

Un factor importante que influye en los niveles de radiación ultravioleta es la cobertura nubosa. Los días parcialmente nublados o con nubosidad variable, reducen muy poco la exposición a UV. No obstante, los días lluviosos o muy nublados reducen la exposición en algunos casos hasta en un 50% o más. Otro factor a considerar es la época del año, la mayor radiación se recibe a fines de la primavera y principios del verano, mientras que a fines del otoño y principios del invierno, la radiación es mucho menor. Influye además la hora del día, debido a que durante el medio día se recibe más radiación ultravioleta.

Algunos hechos que pueden aumentar los niveles de radiación que recibimos son: la latitud, la elevación y las superficies reflectoras. Los valores más elevados de UV se alcanzan con la cercanía al ecuador y/o al aumentar la elevación con respecto al nivel del mar. Si a eso se le suma una superficie reflectora como el agua, la arena o la nieve se está aumentando la intensidad de la exposición de UV. Mientras que el smog pueden atenuar la intensidad de UV.

La capa de ozono de la estratosfera, protege a la Tierra de los perjudiciales rayos ultravioletas del Sol. Se ha establecido concluyentemente, que la disminución del ozono atmosférico puede dar como resultado el aumento de la radiación ultravioleta en la superficie. El ozono cambia diariamente, y de lugar a lugar. En el transcurso de la última década, NASA (2001) midió la disminución de la cantidad media de ozono a largo plazo evidenciando que

los futuros niveles de ozono y de incidencia de UV dependerán de la combinación de factores naturales y antropogénicos, como por ejemplo la utilización de los cloro-flúro-carbonos (CFCs).

1.2. Índice de radiación ultravioleta

El índice de radiación ultravioleta (IUV) es una medida del nivel de radiación UV en la superficie de la Tierra. Es además una manera útil de dar a conocer a la población, el riesgo a la exposición que van a tener cada día ante la incidencia de radiación UV. El **cuadro 1** muestra los valores del índice de radiación ultravioleta a nivel mundial, el nivel de exposición y la recomendación en cada caso, según WHO (2002).

Los valores del IUV varían entre 0, por la noche y 11+ en las zonas tropicales y de alta montaña con cielo despejado. A medida que el valor del IUV aumenta, mayor es el daño que los rayos UVA y UVB pueden ocasionar a nuestra piel y nuestros ojos, y menor es el tiempo de exposición al sol sin lesiones.

El fototipo clasifica los diferentes tipos de piel, en función de su reacción a la luz del sol. Esta reacción depende del color de la piel (blanca, morena o negra) y el resultado de la exposición a la radiación ultravioleta (bronceado). En los países de latitudes bajas e intermedias, la radiación solar es más intensa y los habitantes poseen fototipos más altos (y por consiguiente con mayor protección), por ello, se propone una nueva clasificación y sus recomendaciones para Costa Rica, con valores en un rango más extenso, tal como la escala que

Cuadro 1. Índice de radiación ultravioleta, según WHO (2002)



Cuadro 2. Nueva clasificación del IUV para Costa Rica



se presenta en el [cuadro 2](#) que es empleada por el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina (SMN) y propuesta por el Instituto de Física Rosario (IFIR). Esta clasificación fue analizada y sugerida para su uso en América Latina, en el marco de los Consensos de Santiago de Chile (2006) y Porto Alegre (2008), según la CORPAIRE (2009), mientras que las recomendaciones son aportadas por los autores.

La cubierta de nubes es usualmente alta en la zona tropical del ecuador, por lo que el IUV se reduce más que en otras regiones del mundo. Un valor de IUV pronosticado para el ecuador es 10 (alto) para cielo despejado, pero si se presentan nubes cúmulos que cubren gran parte del cielo, el mismo se reduce a 3,6 (moderado).

Actualmente el Instituto Meteorológico Nacional (IMN) calcula diariamente el Índice de radiación ultravioleta tipo B (IUVB), para cada una de las siguientes regiones climáticas del país: Valle Central, Pacífico Norte, Pacífico Central, Pacífico Sur, Zona Norte, Caribe Norte y Caribe Sur. Dichos valores son un pronóstico calculado con 24 horas de antelación, justo a la hora pico de iluminación

solar, alrededor del mediodía verdadero, el cual no coincide exactamente con las 12:00 de la hora convencional. Las estimaciones del IUVB se realizaban inicialmente con la metodología descrita por Wright (2003) y actualmente se generan utilizando el procedimiento descrito en esta investigación y son aplicables a cualquier tipo de piel. Estos IUV se publican diariamente en el sitio web oficial del IMN, www.imn.ac.cr

Costa Rica recibe una gran intensidad de radiación solar ultravioleta de acción biológica eritémica (UVB), durante prácticamente todo el año, debido a su posición geográfica. Dado que la susceptibilidad individual a la quemadura de Sol varía ampliamente, cada persona debería determinar su propio tipo de piel, para lo cual puede utilizar los datos contenidos en el [cuadro 3](#), y conocer la Dosis Eritémica Mínima (MED) que se define como la energía mínima necesaria para producir enrojecimiento en la piel.

El primer paso para clasificar el tipo de piel de una persona, es observar el color de la piel en partes del cuerpo que hayan recibido la menor exposición al Sol. La parte inferior de las piernas

Cuadro 3. Descripción de los fototipos de piel

FOTOTIPOS DE PIEL		COLOR DE PIEL	MED (HJ/m ²)	CARACTERISTICAS DEL BRONCEADO
A	Nunca se broncea/ Siempre se quema	blanco pálido o lechoso; alabastro	1 – 3	Desarrolla quemadura de sol roja; tumefacción dolorosa; la piel se desprende
B	A veces se broncea/ Generalmente se quema	moreno muy claro; a veces pecas	3 – 5	General desarrolla quemadura; aparece coloración roja o rosada; puede desarrollar gradualmente un bronceado marrón claro
C	Por lo general se broncea/ A veces se quema	bronceado claro, marrón o aceituna; pigmentación definida	4 - 7,5	Raramente desarrolla quemaduras; exhibe rápida respuesta de bronceado
D	Siempre se broncea/ Rara vez se quema	marrón, marrón oscuro o negro	5 - 12	Raramente desarrolla quemaduras; exhibe muy rápida respuesta de bronceado

Fuente: Tomado de FitzPatrick (1986) y WHO (2003).

justo arriba de los tobillos, detrás de la rodilla, o la parte interior del brazo superior son posibles lugares. No se debe utilizar para la clasificación: la parte expuesta de la piel de la cara, el cuello, o los brazos (o el pecho en el caso de los hombres), porque el color de estas zonas ha sido alterado por exposiciones anteriores al Sol. También son importantes otros factores; entre ellos se encuentran la historia genética, la edad, el número de previas quemaduras solares graves y la historia médica.

1.3. Prevención de enfermedades

Todas las personas están expuestas a la radiación UV, ya sea por exposición diaria, recreación, o por razones laborales en industrias y comercios. Esto no es del todo malo, ya que se requieren unos 10 a 15 minutos al día de radiación UV para la producción de vitamina D, que es indispensable para el desarrollo esquelético, la función inmune y la formación de células sanguíneas.

Durante las primeras etapas de la vida (entre la infancia y los 18 años) se dan las exposiciones solares más prolongadas, lo que aumenta en los niños y adolescentes el riesgo de padecer cáncer de melanoma en su adultez, esto debido a que el daño a la exposición solar es acumulativo a lo largo de la vida y se expresa como la disfunción celular.

Aquellas personas que desarrollen un trabajo bajo los rayos solares durante períodos largos de tiempo, deben usar productos tópicos y accesorios que filtren la radiación a la cual se están exponiendo, de lo contrario están aumentando las probabilidades de padecer alguna de las enfermedades comúnmente causadas por la sobreexposición al Sol, como lo son el cáncer de piel y las cataratas.

La Organización Mundial de la Salud en su publicación WHO (2003), menciona los posibles efectos de la radiación ultravioleta en la salud humana, algunos de estos se listan en el [cuadro 4](#).

El factor de protección solar (FPS), es una de las formas de evitar los daños causados por la

Cuadro 4. Algunos efectos de la radiación ultravioleta en la salud humana.

En la piel	Melanoma maligno Quemaduras solares Daño crónico de piel Fotodermatitis
En los ojos	Fotoconjuntivitis Cáncer de córnea Cataratas Melanoma uveal ocular Degeneración macular ocular Retinopatía solar aguda
Inmunidad e infección	Aumento de susceptibilidad de infecciones Deterioro de inmunización profiláctica Activación de infección por virus latente

radiación UV en la piel. El FPS debe ser de mínimo 30, para cualquiera que se encuentra expuesto a la radiación solar por periodos prolongados. Las personas que deben utilizar FPS 50+ y re-aplicarse el protector solar cada hora, son aquellos que se desempeñan en lugares donde el albedo (reflectividad de la superficie terrestre y se refiere a la energía reflejada por los diferentes tipos de superficie terrestre, como nieve, pasto, pavimento, etc.), sea mayor, que desarrollen actividades laborales en un ambiente de exposición directa (guarda parques, educadores físicos, entre otros) y que tengan mayores factores de riesgo personales (piel y ojos de color claro, antecedentes de cáncer, que se quemem con facilidad, etc.).

Es importante recordar las siguientes afirmaciones, realizadas según WHO (2003):

- Para estar efectivamente protegidos deben utilizarse en conjunto: anteojos de Sol que absorban 99-100% de la totalidad del espectro en el UV, sombrero de ala ancha, ropa con protección solar y aplicarse FPS cada hora.
- La piel puede tornarse más sensible al Sol según los medicamentos y productos de belleza que utiliza.
- La sobre exposición al Sol envejece la piel y aumenta el riesgo de padecer cáncer de piel.
- Ubicarse bajo la sombra es la manera más eficiente de evitar la radiación solar.
- Una persona expuesta al Sol puede quemarse y aumentar su riesgo de padecer cáncer aunque exista presente de nubosidad.

2. Materiales y métodos

En el presente trabajo se relatan una serie de expresiones tomadas de Iqbal (1983) y Wright (2003), con las que se ha conformado un modelo espectral para estimar separadamente las componentes directa y difusa de radiación UV, para luego obtener de la irradiancia global ultravioleta, como la suma apropiada de ambas componentes.

La irradiancia directa espectral en una superficie horizontal $I_h(\lambda)$ al nivel del suelo a la longitud de onda λ del espectro que abarca la región UV (0,295-0,385 μm), no es afectada por el vapor de H_2O , O_2 y N_2 , debido a que en esta región del espectro solar no ocurre la absorción de la radiación UV.

$$I_h(\lambda) = I_{on(\lambda)} E_o(\lambda) \tau_R(\lambda) \tau_a(\lambda) \tau_{O_3}(\lambda) \cos \theta_z \quad (1)$$

Donde:

$I_{on}(\lambda)$ es la constante solar espectral a la distancia media Tierra Sol

E_o es el factor de corrección para la distancia Tierra-Sol

$\tau_R(\lambda)$ es la transmitancia de Rayleigh

$\tau_a(\lambda)$ es la transmitancia de los aerosoles

$\tau_{O_3}(\lambda)$ es la transmitancia del ozono

θ_z es el ángulo cenital

Se obtiene E_o de la siguiente expresión (Spencer, 1971):

$$E_o = \left(\frac{r_o}{r} \right)^2 = 1,00110 + 0,034221 \cos \tau + 0,001280 \sin \tau + 0,000719 \cos 2\tau + 0,000077 \sin 2\tau \quad (2)$$

Γ , se conoce como el ángulo del día (en radianes), y está dado por

$$\tau = 2\pi \left(\frac{d_n - 1}{365} \right) \quad (3)$$

d_n , es el número del día, variando 1 para el 1 de enero a 365 para el 31 de diciembre;

θ_z , es el ángulo cenital del lugar, en grados, el cual se obtiene de la siguiente forma:

$$\cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega \quad (4)$$

$$= \sin nh$$

Donde:

h es la altitud solar también altura solar o elevación solar, en grados, $h = 90 - \theta_z$

ω es el ángulo horario solar, cero al mediodía y mañana positivo

ϕ es la latitud geográfica en grados, norte positivo

δ es la declinación, que es la posición angular del Sol al mediodía solar con respecto al plano del ecuador, norte positivo en grados. El cual se obtiene de la siguiente relación (Spencer, 1971):

$$\delta = (0,006918 - 0,399912 \cos \tau + 0,070257 \sin \tau - 0,006758 \cos 2\tau + 0,000907 \sin 2\tau - 0,002697 \cos 3\tau + 0,00148 \sin 3\tau) * \left(\frac{180}{\pi}\right) \quad (5)$$

La aplicación de la transmitancia o transmisión atmosférica de la ley de Bouguer se define como:

$$\tau_{i\lambda} = e^{-k_{i\lambda} m_i} \quad (6)$$

Donde $k_{i\lambda}$ es el coeficiente de atenuación dependiente de la longitud de onda debido a un proceso simple i , e integrado sobre una columna vertical a través de la atmósfera. m_i es la masa de aire óptica relativa para un proceso simple i , definido como el cociente entre la longitud de la trayectoria real y la longitud de la trayectoria en la dirección vertical.

Las transmisiones o transmitancias debido a las moléculas, aerosoles y ozono. Se determinan por las siguientes relaciones:

2.1. Transmitancia de la dispersión de Rayleigh

La dispersión o esparcimiento por moléculas de aire descrito por la teoría Rayleigh es basado en la suposición de que la dispersión de las partículas es esférica, y que son menores de $0,2\lambda$ de diámetro, las partículas se dispersan independientemente entre sí. Basado en la formulación teórica de Pendfor (1957), Leckener (1978) presentó la siguiente fórmula de aproximación del coeficiente de dispersión del aire para condiciones estándares:

$$k_{r\lambda} = 0,008735\lambda^{-4,08} \quad (7)$$

Por consiguiente la expresión completa de transmitancia por la dispersión de Rayleigh se define como sigue:

$$\tau_R(\lambda) = \exp(-0,008735\lambda^{-4,08} m_a) \quad (8)$$

donde m_a es la masa de aire relativa a la presión actual, y definida como $m_a = m_r(p/p_0)$. p_0 y p representan, respectivamente, la presión estándar y la presión actual en el suelo. m_r es la masa de aire relativa (Kasten 1966), y se escribe como sigue:

$$m_r = [\cos \theta_z + 0,15(93,885 - \theta_z)^{-1,253}]^{-1} \quad (9)$$

2.2. Transmitancia del aerosol atmosférico

El espesor óptico de la capa del aerosol atmosférico $k_{a\lambda}$, el cual depende tanto de las propiedades de dispersión (esparcimiento) como las de absorción, las que a su vez dependen de su microestructura (espectro de tamaños y composición química). Más aún, dado que el espesor óptico es un parámetro integral (en la vertical) éste depende también de la distribución vertical de su concentración.

La teoría de Mie de la dispersión del vapor de agua y las partículas de polvo, nos permite hacer estimaciones de $k_{a\lambda}$, para modelos simples de partículas que forman el aerosol atmosférico, si se considera que las partículas son esféricas con un concepto de tamaños que siguen una ley potencial (Junge) y con un índice de refracción cuya parte imaginaria es pequeña (despreciable), con estas apreciaciones se puede obtener un espectro óptico cuya dependencia con la longitud de onda de la radiación incidente, es posible expresar como una fórmula similar a la del espesor óptico del aire puro y seco (Rayleigh), a la cual se le llama Ley de Ångström y se escribe como sigue:

$$k_{a\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (10)$$

β , es el llamado coeficiente de turbiedad de Angstrom y es proporcional a la cantidad de material presente en una columna vertical de sección unitaria. α , es un exponente

estrechamente relacionado con el tamaño y la forma de la distribución de las partículas. Generalmente α tiene un valor entre 0,5 y 2,5. Un valor de 1,3 es utilizado en este trabajo, el cual es sugerido por varios autores (e.g., Cañada et al., 1993; Gueymard, 1998 y Louche et al., 1987) en la mayoría de las atmósferas naturales, como fue originariamente sugerido por Ångström (1929).

Utilizando la ecuación de turbiedad de Ångström, se puede escribir la transmitancia espectral $\tau_{a\lambda}$ del aerosol atmosférico como sigue:

$$\tau_{a\lambda} = \exp(-\beta\lambda^{-\alpha} m_a) \quad (11)$$

El coeficiente de turbiedad atmosférica β , es estimado correlacionando sus valores con los del vapor de agua precipitable w de la atmósfera (ver figura 1). Los valores de β fueron previamente determinados por Wright (1990, 2003), con mediciones hechas in situ de la irradiancia directa normal incidente en condiciones de cielos claros (Gueymard y Garrison, 1998).

La figura 1 muestra la excelente correlación ($r = 0,97$) existente entre los valores de β y w . Los valores de β son estimados mediante la ecuación de regresión, utilizando el método de los mínimos cuadrados a los datos de β y w por la siguiente relación:

$$\beta = -4,9 \times 10^{-2} + 2,67 \times 10^{-2} w + 6,43 \times 10^{-3} w^{-3} \quad (12)$$

Los valores de w son estimados a partir de la siguiente ecuación (Lekner 1978)

$$w = \frac{0,493 H_r p_s}{T} \quad (13)$$

Donde:

H_r es la humedad relativa en fracciones de uno
 T es la temperatura ambiente en grados kelvin, y
 p_s es la presión parcial del vapor de agua del aire saturado y calculado por la siguiente ecuación:

$$p_s = \exp\left(26,23 - \frac{5416}{T}\right)$$

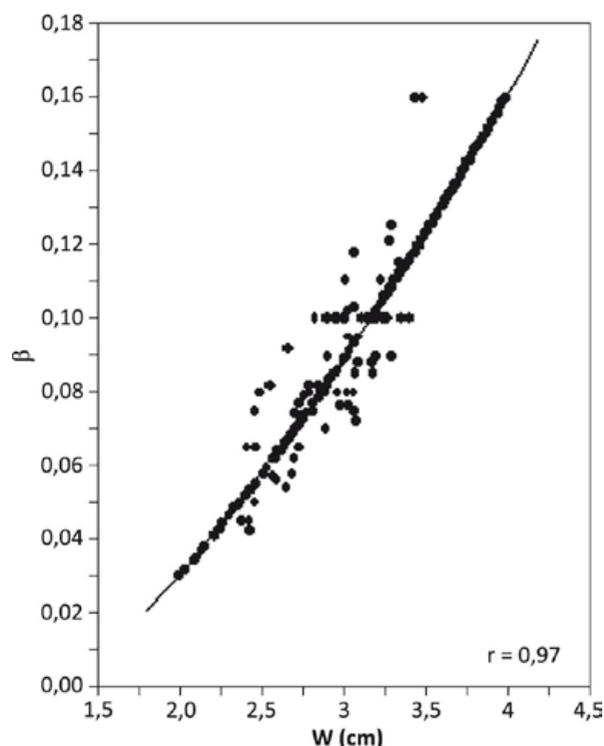


Figura 1. Relación entre el coeficiente de turbiedad atmosférica β y el contenido vertical de agua precipitable w .

2.3. Transmitancia del ozono

Vigroux (1953) presentó una fórmula apropiada de la forma de la ley de Bouguer, para calcular la transmitancia $\tau_{o\lambda}$ para el ozono de la forma:

$$\tau_{o\lambda} = \exp(-k_{o\lambda} l m_o) \quad (15)$$

Donde: $k_{o\lambda}$ es el coeficiente de atenuación para la absorción del ozono.

El cuadro 5 muestra los valores del coeficiente de atenuación para el ozono $k_{o\lambda}$, según Vigroux (1953) y Leckner (1978); l es el espesor de la capa del ozono en cm para condiciones estándares de temperatura y presión atmosférica (STP); m_o es la masa de aire óptica relativa para el ozono, dada por la siguiente relación:

$$m_o = \frac{1 + z_3 / r_e}{[\cos^2 \theta_z + 2(z_3 / r_e)]^{1/2}} \quad (16)$$

Cuadro 5. Valores de los coeficientes de absorción para el ozono ($k_{o\lambda}$), para el rango de longitudes de onda 0,285 mm a 0,385 mm, según Leckner (1978).

λ (mm)	$I_{on\lambda}$ ($W/m^2\mu m^{-1}$)	$k_{o\lambda}$
0,295	560	20 000
0,3	527,5	10 000
0,305	557,5	4 800
0,31	602,51	2 700
0,315	705	1 350
0,32	747,5	0,800
0,325	782,5	0,380
0,33	997,5	0,160
0,335	906,25	0,075
0,34	960	0,040
0,345	877,5	0,019
0,35	955	0,007
0,355	1 044,99	0,000
0,36	940	0,000
0,365	1 125,01	0,000
0,37	1 165	0,000
0,375	1 081,25	0,000
0,38	1 210	0,000
0,385	931,25	0,000

Donde: z_3 , es la altura de la máxima concentración de ozono, el cual es de aproximadamente 22 km. La altura del ozono varía con la latitud y el tiempo del año. r_e es el radio de la tierra 6 370 km.

El espesor de la capa del ozono I se obtiene en unidades Dobson, de los datos acumulados por instrumento TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer)/NASA y del OMI (Ozone Monitoring Instrumente)/Aura Spacecraft a bordo del Earth Probe, en Internet, con la información de la latitud y longitud de San José, Costa Rica.

2.4. Radiación difusa espectral en el suelo

La radiación difusa al llegar al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera

conjuntamente con la radiación directa, es en parte reflejada por el suelo. Esta radiación reflejada por el suelo hacia el espacio, posteriormente es parcialmente reflejada nuevamente hacia el suelo por la atmósfera. Este proceso continúa indefinidamente. Esta reflexión múltiple entre el suelo y la atmósfera se agrega la radiación difusa que llega al suelo, después de su primer paso a través de la atmósfera. La irradiancia difusa espectral $I_{d\lambda}$ está compuesta por las siguientes tres partes:

$$I_{d\lambda} = I_{dr\lambda} + I_{da\lambda} + I_{dm\lambda} \quad (17)$$

Donde:

$I_{dr\lambda}$ es la irradiancia difusa espectral producida por la dispersión de Rayleigh, que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera;

$I_{da\lambda}$ es la irradiancia difusa espectral producida por los aerosoles, que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera.

$I_{dm\lambda}$ es la irradiancia difusa espectral producido por múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera.

La irradiancia difusa espectral $I_{dr\lambda}$ producida por la dispersión de Rayleigh se obtiene de la siguiente relación:

$$I_{dr\lambda} = I_{on\lambda} \cos \theta_z \tau_{ma\lambda} [0.5(1 - \tau_{\gamma\lambda})\tau_{a\lambda}] \quad (18)$$

$\tau_{ma\lambda}$ es la transmitancia total debido a las absorciones moleculares, expresada como:

$$\tau_{ma\lambda} = \tau_{o\lambda}\tau_{g\lambda}\tau_{wa\lambda} = \tau_{o\lambda} \quad (19)$$

Donde:

$\tau_{o\lambda}$ es la transmitancia espectral del rayo directo debido a la absorción a la capa del ozono, el cual fue definido previamente por la ecuación (15).

$\tau_{g\lambda}$ es la transmitancia espectral del rayo directo debido a la absorción por los gases mixtos uniformes, como CO_2 y O_2 , el cual es

despreciable en el rango del espectro UV del espectro solar (0,285 mm a 0,385 mm).

$\tau_{wa\lambda}$ es la transmitancia espectral del rayo directo debido a la absorción por el vapor de agua, el cual es despreciable en el rango del espectro UV del espectro solar (0,285 mm a 0,385 mm).

La irradiancia difusa dispersada por los aerosoles $I_{da\lambda}$, que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera, se obtiene a partir de la siguiente relación:

$$I_{da\lambda} = I_{on\lambda} \cos\theta_z \tau_{ma\lambda} [F_c \omega_0 (1 - \tau_{a\lambda}) \tau_{r\lambda}] \quad (20)$$

Se asume que los factores F_c y ω_0 son invariantes con respecto a la longitud de onda λ . F_c se define como el cociente entre la energía dispersada en la dirección entrante y la energía dispersada total; ω_0 es la dispersión simple del albedo, definido como el cociente entre la energía dispersada y la energía total atenuada por los aerosoles (sin dimensiones). Para aerosoles no absorbentes asumiremos que $\omega_0 = 1$ (Iqbal 1983). Se utilizaron los datos de F_c y θ_z dados por Robinson (1962) para obtener la siguiente expresión para cualquier hora del día:

$$F_c = 0,9003 + 0,00325\theta_z - 9,04914 \times 10^{-5} \theta_z^2 \quad (21)$$

Donde: θ_z es el ángulo cenital en grados.

La irradiancia difusa espectral producida por múltiples reflexiones $I_{dm\lambda}$ se obtiene mediante la relación:

$$I_{dm\lambda} = Q_\lambda (\rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda} / (1 - \rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda})) \quad (22)$$

Donde: Q_λ es la irradiación difusa resultante de múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera, definida de la siguiente forma:

$$Q_\lambda = (I_{dr\lambda} + I_{da\lambda}) + I_{n\lambda} \cos\theta_z \quad (23)$$

$I_{dr\lambda}$ es la irradiancia difusa que llega al suelo producida por la dispersión de Rayleigh que

llega al suelo después de su primer trayecto por la atmósfera.

$\rho_{a\lambda}$ es el albedo de la atmósfera, el cual es la componente difusa reflejada de nuevo al espacio. Se obtiene en forma aproximada como:

$$\rho_{a\lambda} = \tau_{ma\lambda} [0.5(1 - \tau_{r\lambda}) \tau_{a\lambda} + (1 - F_c) \omega_0 (1 - \tau_{a\lambda}) \tau_{r\lambda}] \quad (24)$$

El primer término de la derecha de la ecuación (24) representa el albedo de la atmósfera de Rayleigh, y el segundo el albedo de la atmósfera de los aerosoles. El valor del albedo de la atmósfera $\rho_{a\lambda}$ es muy pequeño, se utilizará un valor del albedo del suelo $\rho_{g\lambda}$ de 0,2 para nuestro medio; obviamente el efecto de las múltiples reflexiones es menor que en otras superficies (e.g., el hielo).

Si combinamos la ecuaciones (22) y (23), la irradiancia difusa espectral en una superficie horizontal puede escribirse como:

$$I_{d\lambda} = (I_{dr\lambda} + I_{da\lambda}) \frac{1}{1 - \rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}} + I_{n\lambda} \cos\theta \left(\frac{\rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}}{1 - \rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}} \right) \quad (25)$$

2.5. Irradiancia global ultravioleta en el suelo

La irradiancia UV global es la suma de las irradiancia UV directa y la irradiancia UV difusa en una superficie horizontal. Sea I_λ la irradiancia UV global espectral en una superficie horizontal entonces

$$I_\lambda = I_{n\lambda} \cos\theta + I_{d\lambda} \quad (26)$$

ó

$$I_\lambda = (I_{n\lambda} \cos\theta + I_{dr\lambda} + I_{da\lambda}) / (1 - \rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}) \quad (27)$$

El índice ultravioleta IUUV es formulado utilizando el espectro de acción eritemática inducido por la radiación UV sobre la piel humana, de la CIE

(Comisión Internationale de l'Eclairage, siglas en francés).

$$UVI = k_{er} \int_{0,28}^{0,4} I_{(\lambda)} \varepsilon_{(\lambda)} d\lambda \quad (28)$$

Los valores del coeficiente de acción eritemática $\varepsilon_{(\lambda)}$ vienen dados por Madronich *et al.*, 1977.

$$\begin{aligned} \lambda < 0,298 \mu\text{m} & \quad \varepsilon_{(\lambda)} = 1 \\ 0,328 \mu\text{m} < \lambda < 0,298 \mu\text{m} & \quad \varepsilon_{(\lambda)} = 10^{0,094 \times (298-\lambda \times 1000)} \\ 0,400 \mu\text{m} < \lambda < 0,328 \mu\text{m} & \quad \varepsilon_{(\lambda)} = 10^{0,015 \times (139-\lambda \times 1000)} \end{aligned}$$

2.6. Mediciones experimentales

Se realizó la comparación entre lo medido por el radiómetro que se encuentra en el IMN y el cálculo teórico para medir el UVB. La estación del IMN se encuentra en San José, Costa Rica, en latitud 9°56'11" N, longitud -84°04'11" O y su elevación es 1 181 metros sobre el nivel del mar.

En la medición de la radiación ultravioleta ultravioleta-B (UV-B) se utilizó un radiómetro Kipp & Zonen, tipo UV-S-B-T, con respuesta espectral nominal 0,280-0,315 μm . Los datos de salida se almacenaron de forma automática en un datalogger, con el cual cuenta la estación meteorológica. Se realizaron mediciones instantáneas cada 15 minutos durante todo el día solar.

De todos los datos obtenidos se efectuó una escogencia de cuatro días completamente claros y sin nubes. En particular, los días escogidos fueron 28, 29, 30 y 31 de marzo de 2014.

En los cálculos teóricos se consideraron la temperatura y humedad relativa horaria, las cuales fueron registradas por los sensores de la estación del IMN para dichas variables atmosféricas al efectuar los cálculos para obtener la variable beta (β) por la ecuación (11). Se observó, que la misma sufre variaciones: a las 8 a.m. y 9 a.m. cuyo valor fue de 0,03, mientras que de 10 am a 3pm fue de 0,05; a las 4 pm tuvo un valor de 0,08. A la

variable (α) también de la ecuación (11) no se le hicieron modificaciones, el valor considerado fue de 1,3. El valor de ozono registrado que se tomó para realizar los cálculos fue de 255, 257, 256 y 260 Unidades Dobson (U.D.) para esos cuatro días respectivos, estos datos fueron tomados por el instrumento TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) y por el instrumento OMI (Ozone Monitoring Instrument), consultados de <http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/>.

Con la integración de la ecuación (27), se logró obtener los datos teóricos de la irradiancia UV-B en una superficie horizontal. Los mismos posteriormente fueron comparados con los valores experimentales previamente medidos. Se efectuó la integración de la ecuación (28) para obtener el cálculo del índice de radiación ultravioleta.

3. Resultados

Seguidamente se detallan los resultados experimentales efectuados en días de cielos claros, específicamente los días 28, 29 30 y 31 de marzo del 2014 en la estación de ubicada en el Instituto Meteorológico Nacional, San José, Costa Rica, así como los cálculos realizados mediante las ecuaciones anteriormente expuestas.

Las figuras 2, 3, 4 y 5 muestran un excelente grado de asociación entre los valores de la radiación UV-B experimentales y calculados, para diferentes horas del día. Los valores medidos y predichos forman dos curvas que representan una forma de campana, típico del ciclo diurno de insolación solar para un día claro y sin nubes, donde los valores máximos corresponden a las horas cercanas al mediodía solar y los valores mínimos a las horas cercanas al orto y al ocaso solar.

La figura 6 muestra un excelente grado de correspondencia entre la radiación medida por el radiómetro y la calculada por el modelo

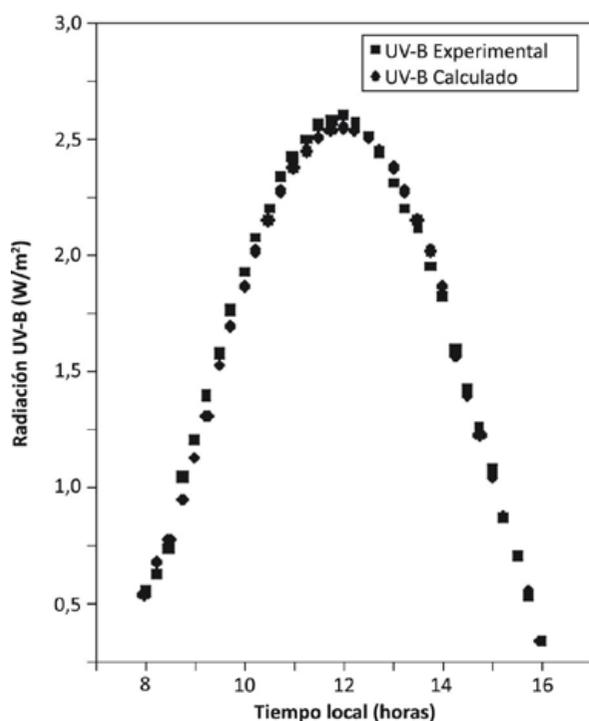


Figura 2. Comparación entre los valores medidos y calculados de la UV-B para el 28 de marzo de 2014. dad atmosférica β y el contenido vertical de agua precipitable w .

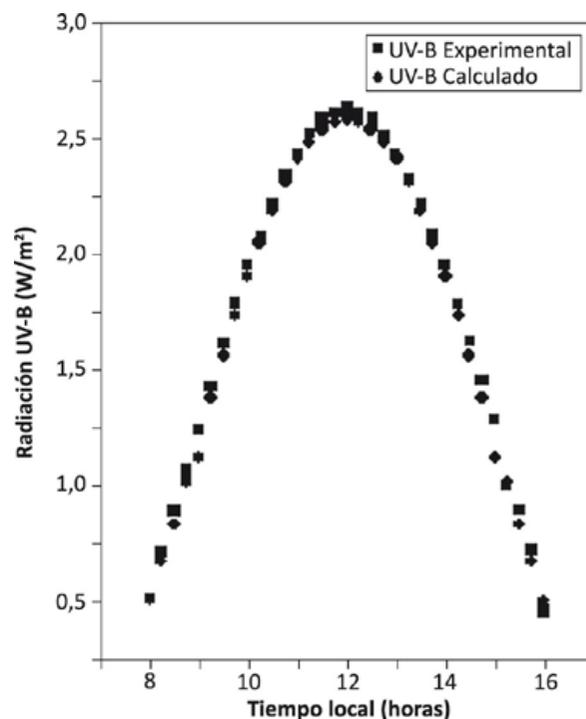


Figura 3. Comparación entre los valores medidos y calculados de la UV-B para el 29 de marzo de 2014. dad atmosférica β y el contenido vertical de agua precipitable w .

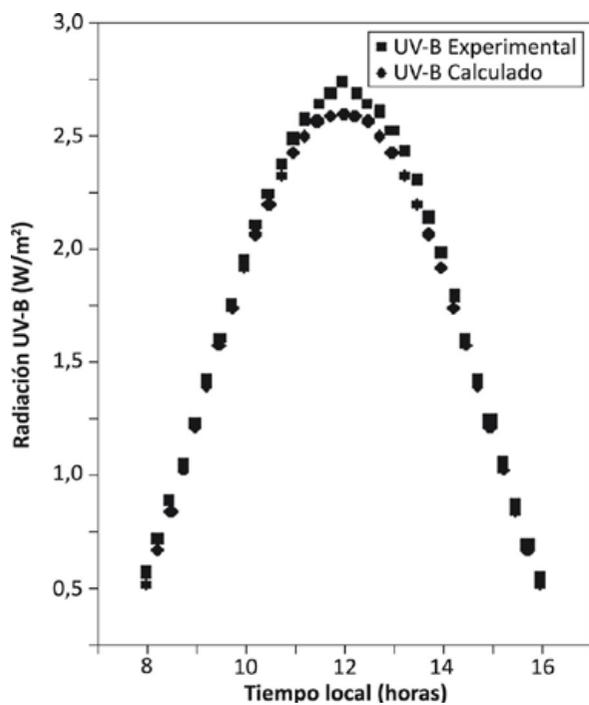


Figura 4. Comparación entre los valores medidos y calculados de la UV-B para el 30 de marzo de 2014.

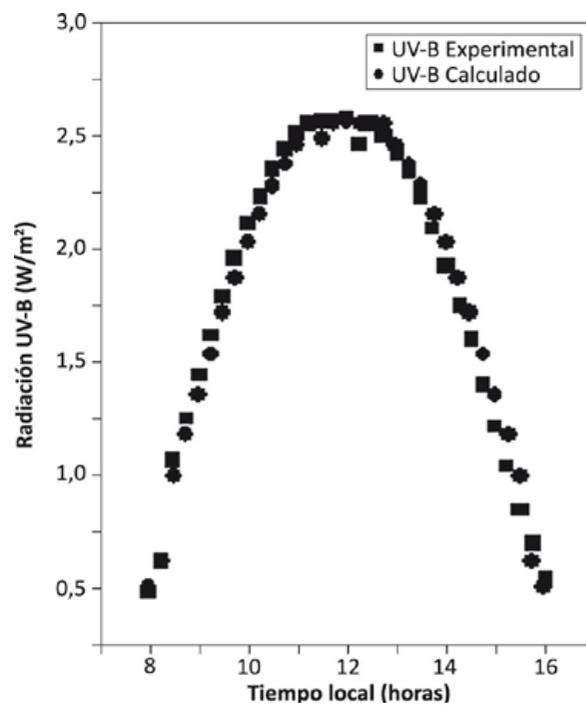


Figura 5. Comparación entre los valores medidos y calculados de la UV-B para el 31 de marzo de 2014.

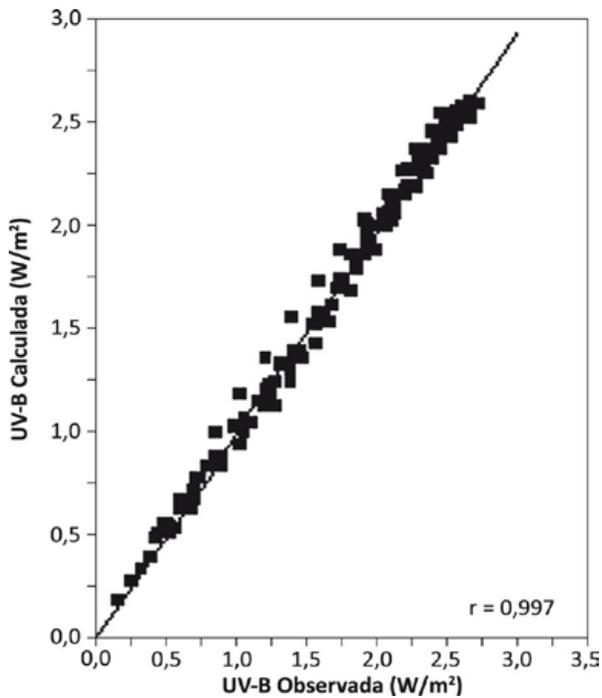


Figura 6. Comparación entre la radiación UV-B medida por radiómetro y calculada utilizando un modelo espectral.

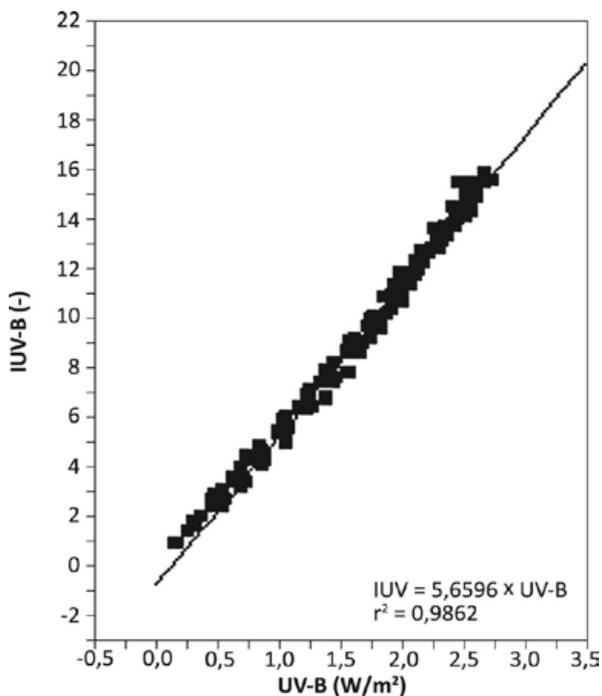


Figura 7. Correlación entre los valores experimentales de la radiación ultravioleta -B y el índice ultravioleta IUV.

atmosférico espectral, para los días 28 al 31 de marzo de 2014. El coeficiente de correlación lineal es de 0,997, lo que da un coeficiente de determinación mayor al 99%.

La figura 7 muestra una excelente correlación entre el índice ultravioleta (IUV), obtenida a partir de la ecuación (28) y los valores experimentales de la radiación ultravioleta-B, entre los días 28 al 31 de marzo de 2014. La figura 7 arroja un coeficiente de determinación mayor del 98%, al haber generado un alto grado de confiabilidad se dispone a utilizar siguiente ecuación (29) para estimar los valores del IUV para San José, a partir de los datos del radiómetro UV-B.

$$IUV = 5,6596 \times UV - B \quad (29)$$

Las figuras 8, 9, 10 y 11 muestran la variación diurna del IUV obtenida a partir de la ecuación (8), para los días 28, 29, 30 y 31 de marzo de 2014. Se observa en estas gráficas que los índices UV superan el

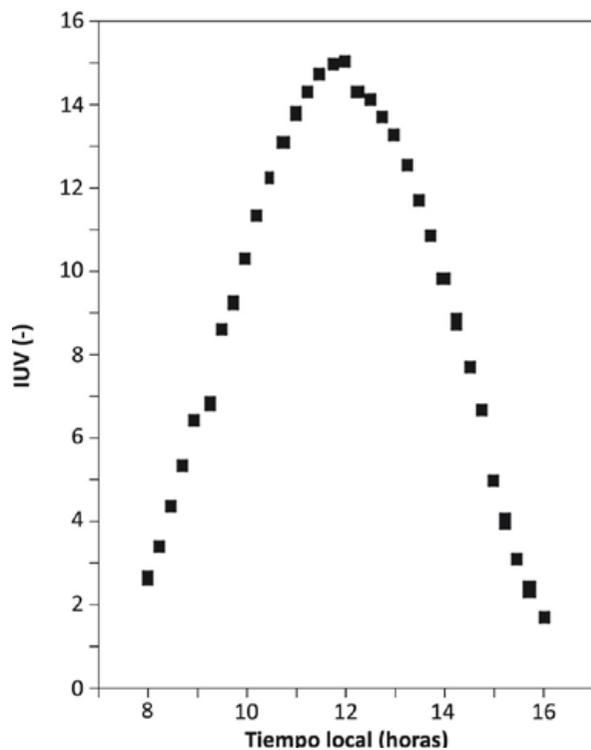


Figura 8. Variación diurna del índice ultravioleta (IUV) para el 28 de marzo de 2014.

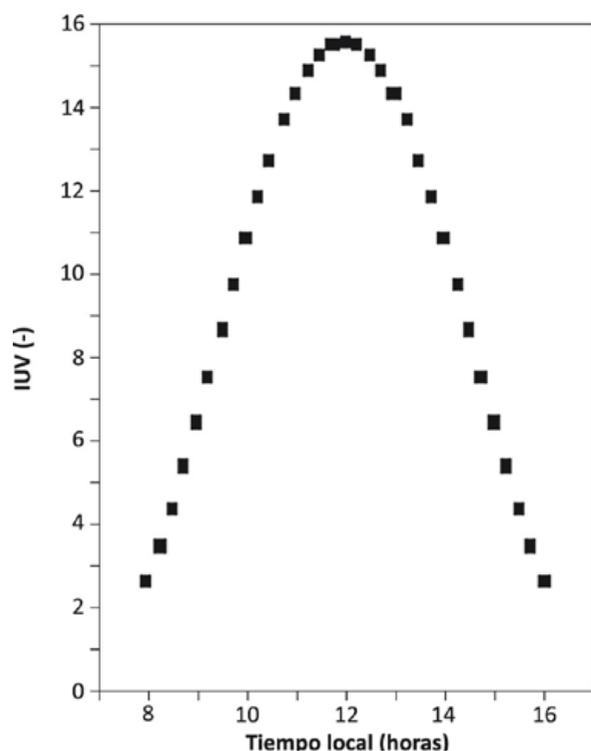


Figura 9. Variación diurna del índice ultravioleta (IUV) para el 29 de marzo de 2014.

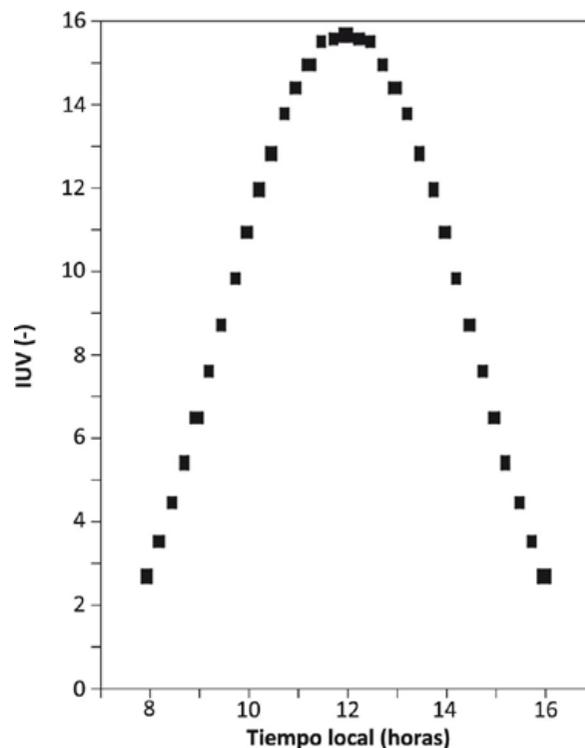


Figura 10. Variación diurna del índice ultravioleta (IUV) para el 30 de marzo de 2014.

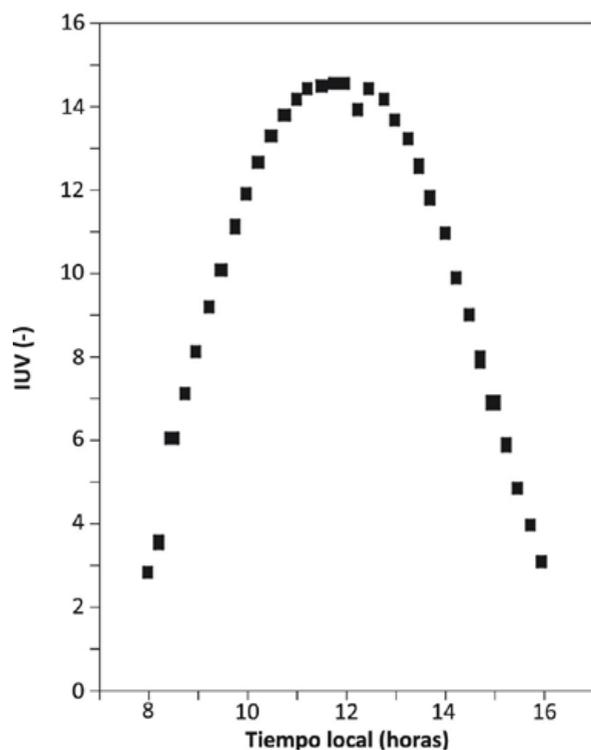


Figura 11. Variación diurna del índice ultravioleta (IUV) para el 31 de marzo de 2014.

factor 8 entre las 9 y 15 horas, el cual se considera alto según la Organización Mundial para la Salud. Por lo tanto, se sugiere a la población nacional utilizar un protector solar durante esas horas, en el mes de marzo, para evitar daños en la piel. Se observa además en las figuras, que los valores máximos del IUV oscilan entre 14 y 16 alrededor del mediodía solar durante esos días claros y sin nubes, lo cual aumenta significativamente la exposición a los efectos dañinos de la radiación UV-B en la población humana.

4. Conclusiones

Se probó una metodología para estimar los valores del índice ultravioleta a partir de los datos experimentales de la radiación solar ultravioleta-B para San José, Costa Rica. Esta metodología se puede utilizar en diversos lugares del país para estimar el índice ultravioleta, que es dañino para la piel humana cuando se expone por un tiempo

prolongado en las horas de máxima exposición. Se obtuvo una excelente correlación entre los valores predichos y las mediciones experimentales, por lo cual se recomienda su aplicabilidad en diversas regiones del territorio nacional.

Es importante cuantificar los valores de la banda del espectro solar ultravioleta sobre el país, no solo utilizando modelos físicos, sino también mediante sensores especiales para la medición de la radiación como son los radiómetros e instalarlos en las diversas estaciones meteorológicas del IMN. Si bien una cierta cantidad de exposición a los rayos solares puede ser saludable y agradable, el exceso puede ser peligroso. El incremento en la exposición a los rayos perjudiciales, puede contribuir a aumentar a largo término el cáncer de piel y las cataratas, además puede dañar a los animales y plantas. Por tanto se recomienda no exponerse al sol sin protección solar entre la 9 y 15 horas, especialmente en los meses más secos del año (enero, febrero, marzo y abril), ya que existe menor nubosidad y mayor transparencia atmosférica y por consiguiente los rayos solares ultravioleta-B son más intensos.

Se recomienda que cada persona ubique su fenotipo de piel, para que se informe de que medidas de precaución necesita adoptar para protegerse de las quemaduras solares, ya que dependiendo del tipo de piel pueden ser más sensibles y propensos a las quemaduras solares.

Debido a nuestra posición geográfica de latitudes medias la radiación solar nos afecta con mayor incidencia, por tanto se sigue utilizando para Costa Rica la nueva clasificación y recomendaciones del Índice de Radiación Ultravioleta, que se encuentran incorporadas en el cuadro 2.

5. Bibliografía

- Angström, AK. (1929). On the atmospheric transmission of sun radiation and on the dust in the air. *Geografis Annal.* 2, 130–159.
- Cañada, J.; Pizarro, JM. & Bosca, JV. (1993). Determination of Angstrom's turbidity coefficient at Valencia. *Renewable Energy.* 3, 621-626.
- Cañarte, C.; Salum, G.; Ipiña, A. y Piasentini, R. (2010). *Índice ultravioleta como indicador de riesgo en la piel.* Dermatología Ibero-Americana-OnLine.
- CORPAIRE. (2009). *3ro y 4to Congresos Latinoamericanos de Fotomedicina y Fotobiología y del Consenso de Quito.* Jornada sobre Índice UV organizada en Quito, Ecuador.
- FitzPatrick, TP; Polano, MK. & Suurmond, D. (1986). *Atlas de Dermatología Clínica.* Doyma.
- Gueymard, C. (1998). Turbidity determination from broadband irradiance measurements: A detailed multicoefficient approach. *Journal of Applied Meteorology.* 37, 414-435.
- Gueymard, C. & Garrison, J.D. (1998). Critical evaluation of precipitable water and atmospheric turbidity in Canada using measured hourly solar irradiance. *Solar Energy.* 62, 291-307.
- Iqbal, M. (1983). *An Introduction to Solar Radiation.* Academic Press, Toronto.
- Kasten, FA. (1966). *A new table and approximate formula for relative optical air mass.* *Archiv für Meteorologie.* Geophysik und Bioklimatologie, Ser. B14, 206-223.
- Louche, A.; Maurel, M.; Simonnot, G.; Peri, G. & Iqbal; M. (1987). Determination of Ångström turbidity coefficients from direct total solar irradiance measurements. *Solar Energy.* 38, 89-96.

- Leckner, B. (1978). The spectral distribution of solar of solar radiation at the earth surface-elements of a model. *Solar Energy*. 20(2):143-150.
- Middleton, W.E.K. (1960). Random reflections in the history of atmospheric optics. *Journal of the Optical Society of America*. 50, 97-100.
- Molineaux, B., P. Ineichen & J. J. Delaunay. (1995). Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity-Improving model performance. *Solar Energy*. 55, 125-37.
- National Aeronautics and Space Administration (NASA). (2001). Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland. *NASA Facts*. 7(23).
- Pendorf, R. (1957). Tables of refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0 μm and their application to atmospheric optics. *Journal of the Optical Society of America*. 47(2), 176-182.
- Robinson, N. (1962). *Solar Radiation*. American Elsevier. New York.
- Spencer, J.W. (1971). Fouries series representation of the position of the Sun. *Search*. 2(5), 172.
- Vigroux, E. (1953). Contribution a l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone. *Annales de Physique*. 8, 709-762.
- Wright, J. (1990). Experimental determination of the atmospheric turbidity parameters α and β in Heredia, Costa Rica, with optical filters OG530, RG530 and WG350. *The heliograph*. 2: 16-23. Royal Institute of Technology, Stockholm.
- Wright, J. (2003). Validación experimental de un modelo espectral para la radiación solar directa en condiciones de cielos claros. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. 10(2): 47-56.
- World Health Organization, World Meteorological Organization, United Nations Environment Programme, International Commission on Non-Ionizing Radiation Protection (2002). *Global Solar UV Index – a practical guide*. Geneva.
- World Health Organization (2003). *Radiation and environmental health Unit*. INTERSUN: The global UV Project. UNEP: Nairobi.

Evaluación del método FAO-56 en Costa Rica

KARINA HERNANDEZ E.¹

Resumen

El Tanque evaporímetro tipo A es el único registro de datos utilizable para evaluar un modelo de evapotranspiración en Costa Rica. Inicialmente se calcula la evapotranspiración utilizando el modelo FAO-56 para un cultivo de referencia hipotético que asume una altura de 0,12 m con una resistencia superficial de 70 s/m y un albedo de 0,23. Seguidamente se obtiene el valor del coeficiente del Tanque evaporímetro tipo A. Luego se estima la evaporación diaria para seis Regiones Climáticas del país: Pacífico Norte, Pacífico Central, Pacífico Sur, Valle Central, Zona Norte y Caribe. El ajuste del modelo FAO-56 y el Tanque evaporímetro tipo A muestra diferencias dependiendo de la región, donde el Pacífico Central y Norte obtienen los mejores ajustes, según índice de concordancia (0,93 y 0,89) y coeficiente de determinación (0,93 y 0,91).

PALABRAS CLAVES: EVAPORACIÓN, EVAPOTRANSPIRACIÓN, FAO-56, PENMAN-MONTEITH

Abstract

The Class A evaporation instrument gives the only useful date to evaluate an evapotranspiration model in Costa Rica. Firstly, evapotranspiration is calculated using FAO-56 method for a reference evapotranspiration for a hypothetical grass reference crop with an assumed crop height of 0.12 m, a fixed surface resistance of 70 s/m and an albedo of 0.23. Secondly, Class A coefficient is obtained. Thirdly, Class A daily evaporation is estimated for the next climatic regions: Northern Pacific, Central Pacific, Southern Pacific region, Central Valley, Northern Zone and Caribbean regions. A FAO-56 model fit using Class A evaporation instrument shows differences depending on the region, where Central and Northern Pacific regions have fit better coefficient of determination (0.93 and 0.91) and concordance index (0.93 and 0.89) than the others.

KEYBOARDS: EVAPORATION, EVAPOTRANSPIRATION, FAO-56, PENMAN-MONTEITH

1. Introducción

La evaporación es uno de los componentes principales del balance hídrico del planeta Tierra y a su vez, primordial en la interacción atmósfera y superficie terrestre, mientras que la evapotranspiración es el conjunto de la pérdida de humedad por evaporación directa y pérdida de agua por transpiración.

Las estadísticas de evaporación y evapotranspiración son imprescindibles para la planificación y operación de empresas, canales de riego, irrigación y sistemas de drenaje.

Ramírez (1976), en el análisis de la estimación de varios modelos para el cálculo de la evaporación y evapotranspiración en Costa Rica, reconoce las limitaciones al trabajar con evaporación, siendo el Tanque evaporímetro tipo A la única medida de evaporación en Costa Rica, además de todos los factores externos que afectan esta medición en caso de querer usarla como medida patrón para la evaluación de las fórmulas de cálculo, para construir series de evaporación.

En el análisis de la aplicación de tres modelos para el cálculo de la evaporación en Costa Rica, Villalobos (1996) verificó la hipótesis de que

1 Licda. en Meteorología. Departamento de Climatología e Investigaciones Aplicadas. Instituto Meteorológico Nacional, San José, Costa Rica. Email: khernandez@imn.ac.cr

algunos modelos sólo se ajustan a condiciones similares a las utilizadas de cuándo y dónde fueron evaluados.

En el presente estudio se utilizó el método FAO-56 para el cálculo de evaporación, con el fin de aplicar la metodología descrita por Allen, Pereira, Raes, & Smith (1998), que fue desarrollada para ser aplicada en cualquier país. Los resultados se evaluaron estadísticamente, al ser comparadas con series de tiempo de evaporación propias de Costa Rica, que fueron registradas diariamente por el Tanque evaporímetro tipo A.

2. Metodología

2.1. Datos meteorológicos

La estimación de la evaporación con el método FAO-56, requiere de los parámetros listados en el **cuadro 1** en el cual se listan los porcentajes de datos faltantes para cada variable, donde 'NA' indica la ausencia de registro de datos. Los datos a nivel diario de las estaciones meteorológicas que representan las seis regiones climáticas que se investigaron, fueron proporcionados por El Instituto Meteorológico Nacional (IMN). La estación de Santa Clara representa la Zona Norte (años: 1987 a 1994, 1998 a 2000, 2006, 2007, 2009, 2010.), la Mola el Caribe (años: 2001, 2003, 2004, 2005, 2007, 2009, 2010.), Liberia el Pacífico

Norte (años: 1976, 1978, 1981 a 1983, 1986, 1987, 1989.), Fabio Baudrit el Valle Central (años: 1974, 1975, 1977, 1978, 1980, 1982 a 1984, 1986 a 2000.), Damas el Pacífico Central (años: 2001, 2005 a 2007, 2009, 2010.) y Pindeco el Pacífico Sur (años: 1986 a 1991, 1998, 2001, 2003, 2004.).

Las series de tiempo que presentaron datos faltantes fueron rellenas con las rutinas, programas y conclusiones descritas por Alfaro y Soley (2009).

Para las estaciones de Santa Clara, Mola y Liberia, se utilizó para la velocidad del viento la constante de 2 ms^{-1} , recomendada en la publicación Allen et al. (1998), dado que este es el valor promedio de 2 000 estaciones meteorológicas en todo el mundo. Debido a la ausencia de registros de radiación de dichas estaciones y de la de Damas, se utilizó la fórmula de Angstrom que relaciona la radiación solar con la radiación extraterrestre y la duración relativa de la insolación, además de la nubosidad, de acuerdo con las recomendaciones de Allen et al. (1998).

Muñoz, Fernández, Gutiérrez, & Zarate (2002), encontraron que el comportamiento anual de la velocidad del viento para la estación de Pindeco es relativamente uniforme y varía entre $0,8 \text{ ms}^{-1}$ y $1,7 \text{ ms}^{-1}$. Por esto se decide rellenar el 48% de datos faltantes de esta estación en vez de utilizar la constante recomendada.

Cuadro 1. Porcentajes faltantes de los parámetros

Parámetro / Estación	Santa Clara	Mola	Liberia	Fabio Baudrit	Damas	Pindeco
Temperatura máxima	13	1	1	1	2	0
Temperatura mínima	22	11	4	3	17	2
Radiación global	NA	NA	NA	0	NA	9
Velocidad viento	NA	NA	NA	27	7	48
Humedad relativa máxima	8	1	3	0	13	7
Humedad relativa mínima	11	2	5	6	18	10
Horas sol	12	13	7	2	6	6
Evaporación	13	6	12	5	21	10

2.2. Modelo utilizado

Allen et al. (1998) describen el proceso a seguir para la estimación de la evaporación, para un cultivo de referencia según el método FAO-56. "Un cultivo hipotético de referencia con una altura asumida de 0,12m, una resistencia superficial de 70 ms^{-1} y un albedo de 0,23" Inicialmente se utiliza la ecuación 1 para estimar la evapotranspiración de referencia (ET_0), en unidades de mm dia^{-1} . Seguidamente se aplica la ecuación 2 para obtener el coeficiente del tanque evaporímetro tipo A (K_p), para cada región climática del país. Finalmente se aplican estos dos valores teóricos en la ecuación 3, para generar la evaporación del tanque evaporímetro tipo A (E_{pan}) en unidades de mm dia^{-1} , obteniéndose así el dato calculado de la evaporación.

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{media} + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (1)$$

$$K_p = 0,108 - 0,086 u_2 + 0,0422 \ln(BORDE) + 0,1434 \ln(HR_{media}) - 0,000631 [\ln(BORDE)]^2 \ln(HR_{media}) \quad (2)$$

$$E_{pan} = \frac{ET_0}{K_p} \quad (3)$$

Donde,

R_n : radiación neta en la superficie del cultivo ($MJ \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)

R_a : radiación extraterrestre ($MJ \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)

G : flujo del calor del suelo ($MJ \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)

T_{media} : temperatura media del aire a 2m de altura ($^{\circ}\text{C}$)

u_2 : velocidad del viento a dos metros de altura (ms^{-1})

e_s : presión de vapor de saturación (kPa)

e_a : presión real de vapor (kPa)

Δ : pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

γ : constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

HR_{media} : porcentaje de humedad relativa media diaria (%)

$BORDE$: distancia del tanque al cultivo (m)

El tanque evaporímetro responde de una manera similar a los mismos factores climáticos que afectan la transpiración en los cultivos y por tanto, es una buena opción reconstruir las series de evaporación a partir de la evapotranspiración calculada con FAO-56. Sabiendo que en Costa Rica el Tanque evaporímetro tipo A es el instrumento posee los registros de evaporación más extensos, en diferentes zonas climáticas, se decidió utilizar dichos registros para la validación de la ecuación FAO-56 en el país.

2.3. Evaluación del modelo

Según indica Villalobos (1996), una correcta evaluación del modelo utilizado requiere el cálculo de los indicadores estadísticos recomendados por Fox (1981).

El sesgo nos permite conocer el error de apartamiento medio, estimando la diferencia entre el valor esperado y el real. Lo ideal es que resulte no sesgado, lo cual implica que no existe apartamiento entre ambos.

$$MBE = N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i) \quad (4)$$

Donde, N : número de casos P_i : Valor estimado O_i : Valor observado

El segundo estadístico se refiere a la varianza de la distribución de las diferencias. Es la variabilidad de ($P-O$) respecto de MBE .

$$DS^2 = (N - 1)^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i - MBE)^2 \quad (5)$$

El promedio de las diferencias es la raíz cuadrada del error medio estimado (MSE).

$$RMSE = [N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2]^{0,5} \quad (6)$$

El error absoluto medio se calculó utilizando la siguiente ecuación

$$MAE = N^{-1} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \quad (7)$$

Adicionalmente Willmott (1982) indica, que el coeficiente de determinación no es un índice adecuado para evaluar el grado de ajuste de un modelo dado y debido a esto recomienda otros cálculos estadísticos para evaluar un modelo.

La desviación estándar de la variable observada se obtuvo utilizando la siguiente ecuación

$$DS_{E_r} = [N^{-1} \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2]^{0,5} \quad (8)$$

Mientras que la desviación estándar de la variable estimada se generó con la ecuación

$$DS_{E_c} = [N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2]^{0,5} \quad (9)$$

Para obtener los valores de la intersección (a) y la pendiente (b) de la ecuación de regresión de mínimos cuadrados se utilizó

$$\hat{P}_i = a + b * O_i \quad (10)$$

Como parámetro descriptivo que indique la calidad del ajuste de dicho modelo se utiliza el índice de concordancia (d).

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|\hat{P}_i| + |\bar{O}_i|)^2} \right] \quad (11)$$

Donde,

$$\hat{P}_i = P_i - \bar{O} \quad , \quad \bar{O}_i = O_i - \bar{O} \quad , \quad 0 \ll d \gg 1$$

El error sistemático es aquel error que se produce igualmente en todas las mediciones y se obtuvo con la ecuación 12

$$MSE_s = (N)^{-1} \sum_{i=1}^N (\hat{P}_i - O_i)^2 \quad (12)$$

Mientras que el error no sistemático que surge de forma aleatoria se generó utilizando

$$MSE_u = (N)^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - \hat{P}_i)^2 \quad (13)$$

Donde, $MSE = MSE_s + MSE_u$

Para evaluar la bondad del ajuste se calculó el coeficiente de determinación con la siguiente ecuación

$$r^2 = \frac{\sigma_{xy}^2}{\sigma_x^2 \sigma_y^2} \quad (14)$$

Donde, σ_{xy}^2 : Covarianza de (x,y) , σ_x^2 : Desviación típica de 'x', σ_y^2 : Desviación típica de 'y'

Según Fox (1981), las bases lógicas para la selección de un modelo deben enfatizar la respuesta del modelo a un amplio rango de datos. Dadas estas consideraciones se procedió a generar la evaluación del modelo a nivel diario y posteriormente a nivel mensual.

Por su parte Villalobos (1996), reconoce que la interpretación de las medidas cuantitativas para la evaluación del modelo utilizando las recomendaciones de Fox (1981) y Willmott (1982), es básicamente descriptiva y basada en un criterio científico y no sobre las bases de una medida de significancia estadística. Por tal motivo, este método de análisis es una herramienta valiosa que permite visualizar muy acertadamente la relativa habilidad de un modelo para ajustarse a los datos observados.

3. Resultados

3.1. Evaluación del modelo a nivel diario

Inicialmente se graficaron los valores diarios de los años seleccionados de cada estación meteorológica, para conocer la distribución espacial de la evaporación en dicha resolución, tanto de la serie de tiempo del Tanque evaporímetro tipo A, como la calculada con el método FAO-56. Seguidamente se generó un gráfico de dichas diferencia diarias, entre los valores calculados y los reales, para obtener la variación de ambas series en unidades de $mm \text{ dia}^{-1}$.

Con ayuda de las figuras de la uno a la 12, podemos analizar las variaciones diarias (a) y las diferencias entre la serie observada y la calculada (b). Santa Clara, Pindeco y La Mola (figuras 1, 2 y 3) evidencian rangos de variación con amplitudes muy diferentes, al comparar el modelo con el tanque. Las estaciones de Llano Grande, Fabio Baudrit y Damas (figuras 4, 5 y 6), presentan las gráficas más consistentes al comparar las series de evaporación calculada y observada. Con respecto a las diferencias, Santa Clara presenta variaciones entre -4 y 6 mm dia^{-1} , La Mola muestra un intervalo entre -2 y 8 mm dia^{-1} , Llano Grande presenta una oscilación anual muy marcada en la

distribución de las diferencias que ronda los -6 a los 6 mm dia^{-1} , Fabio Baudrit ostenta una variación de entre -4 y 10 mm dia^{-1} hasta el año 1985, que luego disminuye a valores de entre -2 y 6 mm dia^{-1} , Damas expone un rango entre -6 y 4 mm dia^{-1} y Pindeco tiene un intervalo que está entre los -3 y 8 mm dia^{-1} .

En el cuadro 2 se muestran las estadísticas de validación a nivel diario obtenidas para el método FAO-56, donde se puede observar que los errores son altos y en su mayoría de origen sistemático, esto podría optimizarse con un mejor ajuste del modelo para Costa Rica, pero además es la

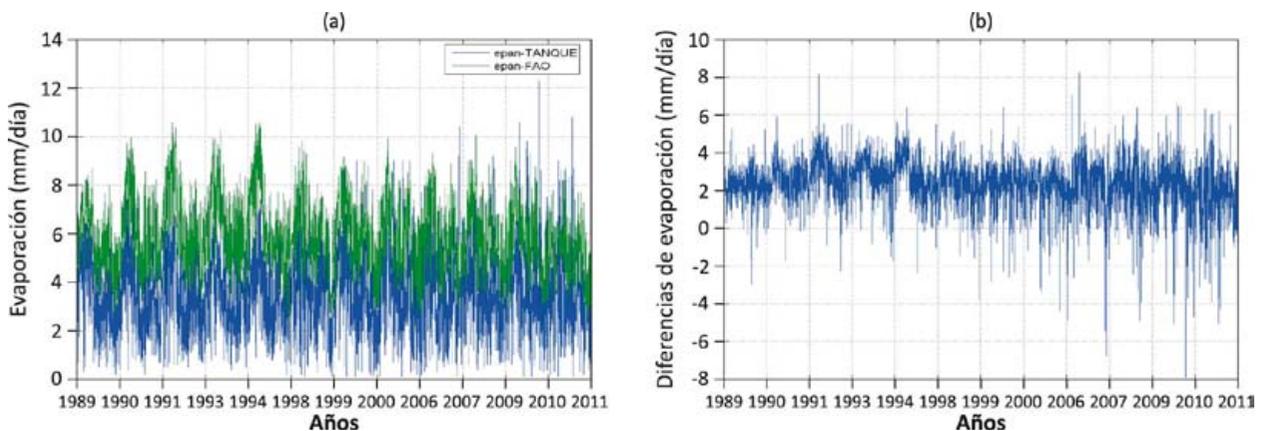


Figura 1. Estación 69579 - Santa Clara, ITCR. (a) Evaporación diaria (mm dia^{-1}), (b) diferencias diarias del Tanque evaporímetro tipo A (azul) y método FAO Penman-Monteith (verde).

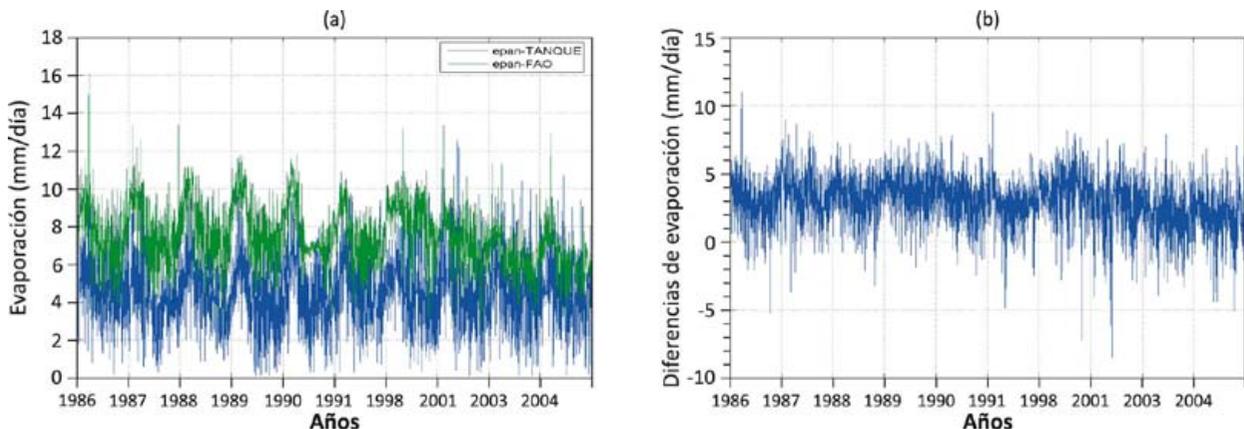


Figura 2. Estación 98027 - Pindeco. (a) Evaporación diaria (mm dia^{-1}), (b) diferencias diarias del Tanque evaporímetro tipo A (azul) y método FAO Penman-Monteith (verde).

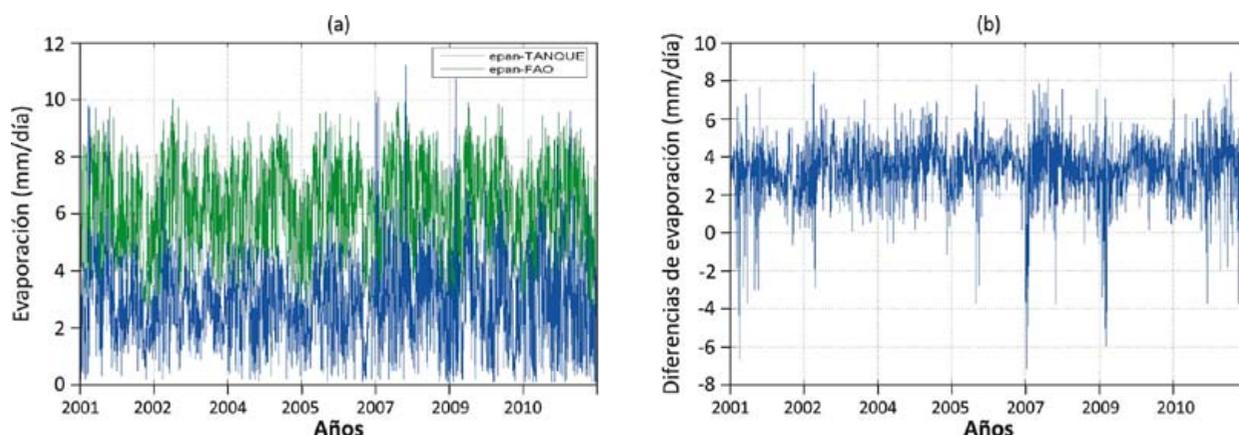


Figura 3. Estación 71002 - La Mola. (a) Evaporación diaria ($mm\ dia^{-1}$), (b) diferencias diarias del Tanque evaporímetro tipo A (azul) y método FAO Penman-Monteith (verde).

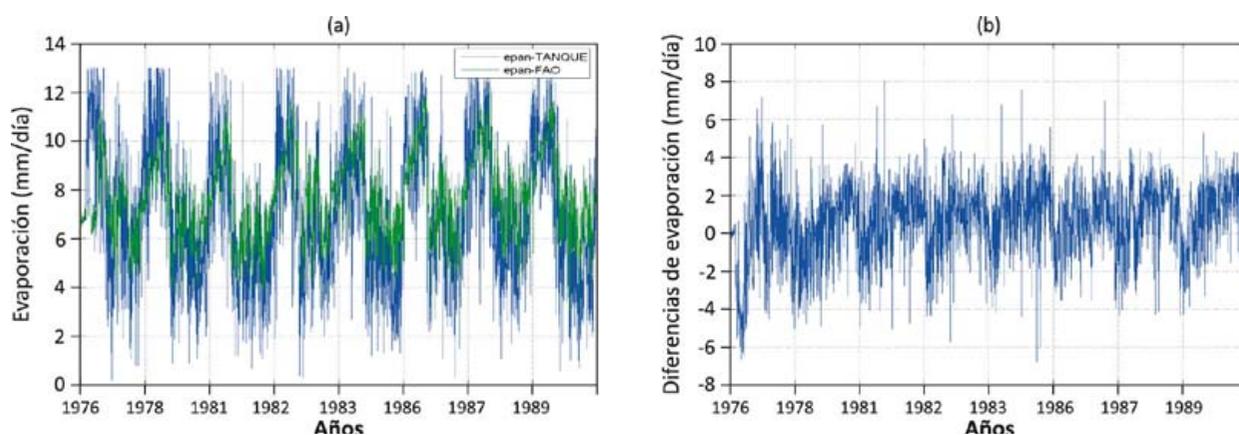


Figura 4. Estación 74020 - Llano Grande, Liberia. (a) Evaporación diaria ($mm\ dia^{-1}$), (b) diferencias diarias del Tanque evaporímetro tipo A (azul) y método FAO Penman-Monteith (verde).

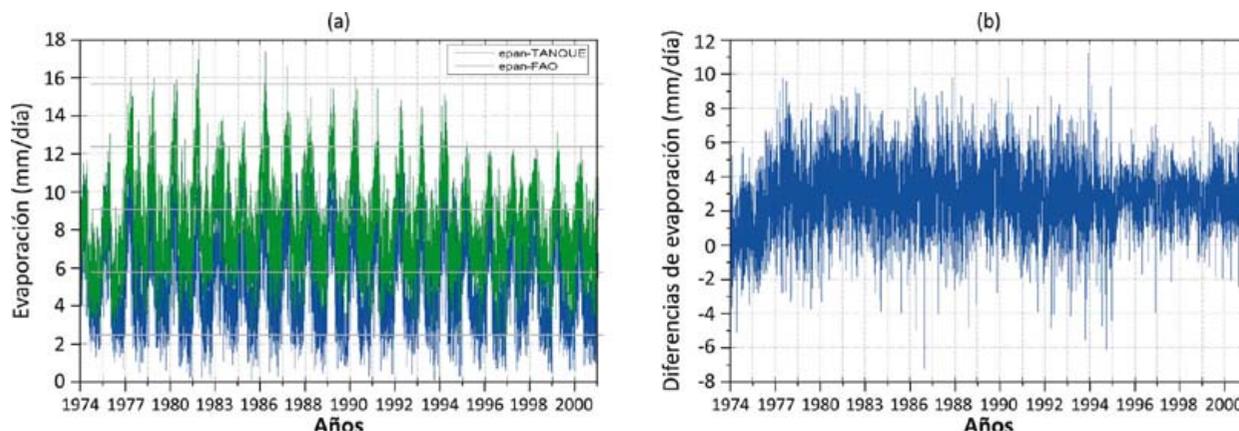


Figura 5. Estación 84023 - Estación Experimental Fabio Baudrit. (a) Evaporación diaria ($mm\ dia^{-1}$), (b) diferencias diarias del Tanque evaporímetro tipo A (azul) y método FAO Penman-Monteith (verde).

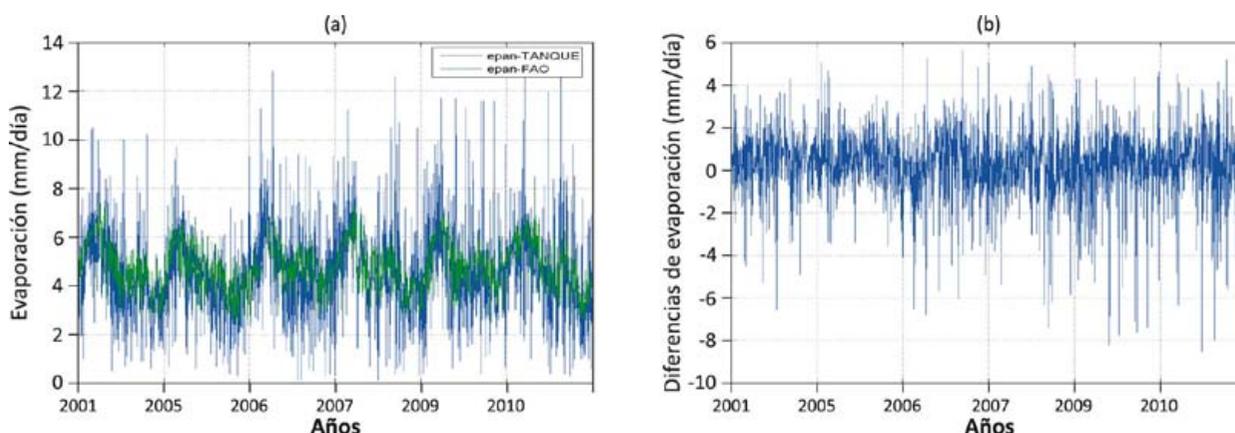


Figura 6. Estación 90009 – Damas. (a) Evaporación diaria ($mm\ dia^{-1}$), (b) diferencias diarias del Tanque evaporímetro tipo A (azul) y método FAO Penman-Monteith (verde).

Cuadro 2. Evaluación del modelo a nivel diario

ESTACIÓN	E_r	E_c	DS_{E_r}	DS_{E_c}	N	a	b	MAE	RMSE	RMSE _s	RMSE _u	d	r^2
69579 - Santa Clara	3,48	5,83	1,564	1,56	4381	0,63	3,61	2,45	2,70	2,41	1,21	0,55	0,40
71002 - Mola	2,93	6,26	1,612	1,63	2556	0,55	4,64	3,42	3,67	3,40	1,37	0,45	0,29
74020 - Llano Grande	6,98	7,63	2,798	1,83	2921	0,46	4,42	1,72	2,10	1,64	1,30	0,77	0,49
84023 - Fabio Baudrit	5,19	8,07	2,377	2,47	8766	0,71	4,37	3,02	3,46	2,95	1,79	0,64	0,47
90009 - Damas	4,48	4,76	1,820	1,06	2190	0,28	3,49	1,18	1,62	1,33	0,93	0,63	0,23
98027 - Pindeco	4,44	7,40	1,787	1,75	3652	0,42	5,54	3,12	3,51	3,13	1,58	0,47	0,18

razón por la cual los índices de concordancia son relativamente bajos. En dicho cuadro se puede apreciar la sobreestimación de FAO-56 sobre el Tanque evaporímetro tipo A, en el total de los casos, debido a que el valor promedio del dato calculado con el modelo (E_r) supera el valor promedio del dato observado (E_c). El índice de concordancia más alto es el de la estaciones de Llano Grande y Fabio Baudrit, al igual que el coeficiente de determinación, lo cual indica que esta es la estación que mejor ajusta el modelo. La estación de Damas es la que presenta los valores más bajos, tanto del error de estimación como del error absoluto medio.

Tal como menciona Villalobos (1996), la presentación de los datos en forma gráfica es muy valiosa y útil para identificar los patrones en las diferencias entre los datos medidos y los estimados, así como los casos extremos. Por tanto

se generaron las curvas de ajuste entre los valores diarios de la evaporación real, registrada mediante el Tanque de evaporación tipo A y calculada mediante el modelo FAO-56. A estos datos de resolución diaria se les calculó la ecuación de regresión de mínimos cuadrados, para generar la curva de mejor ajuste y así obtener los valores de la intersección 'a' y la pendiente 'b'.

Al observar las figuras de la 7, 8 y 9, en las cuales se graficaron las curvas de ajuste de la evaporación calculada y estimada, lo primero que se percibe es la diferencia de escalas entre el eje 'x' y el eje 'y' en las estaciones de Pindeco, y Fabio Baudrit., esto nos indica que el modelo está sobre estimando los valores reales de la evaporación. Sin embargo se confirma con los parámetros de regresión calculados para cada estación, que el modelo no sobreestima en todo momento.

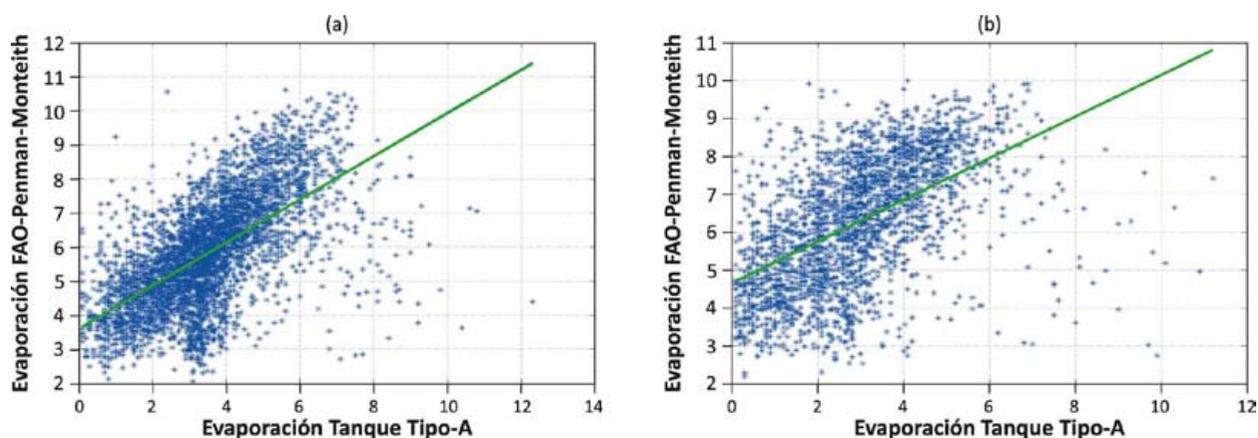


Figura 7. Ajuste de la evaporación diaria del Tanque evaporímetro tipo A y método FAO-56. (a) Estación 69579 – Santa Clara, ITCR, (b) Estación 71002 - La Mola.

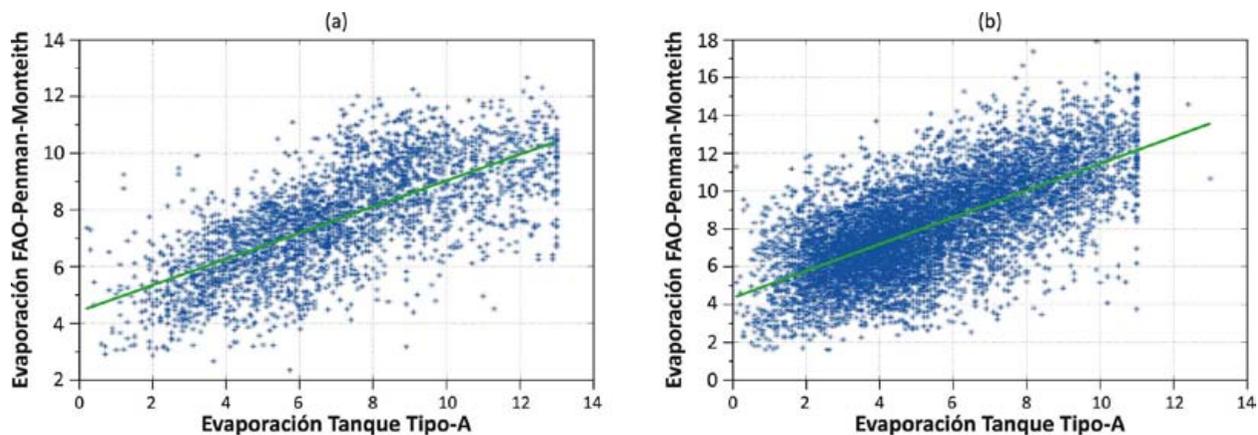


Figura 8. Ajuste de evaporación diaria del Tanque evaporímetro tipo A y método FAO-56. (a) Estación 84023 – Est. Exp. Fabio Baudrit. ($r^2 = 0,98$), (b) Estación 74020 – Llano Grande.

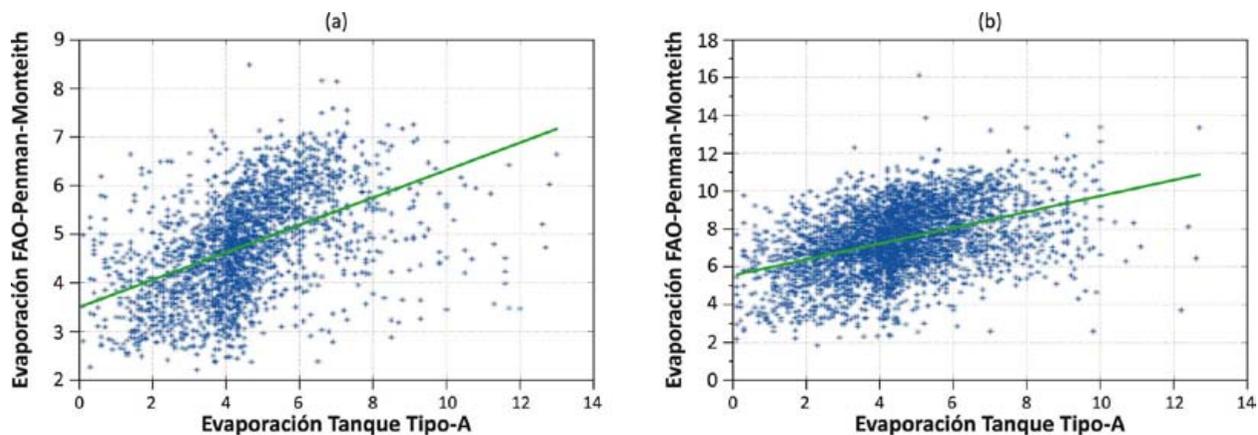


Figura 9. Ajuste de evaporación diaria del Tanque evaporímetro tipo A y método FAO-56. (a) Estación 90009 – Damas, (b) Estación 98027 – Pindeco.

La distribución de los puntos en la estación ubicada en la Zona Norte, tiende a subestimar cuando la demanda atmosférica de agua es mayor a los 6 mm dia^{-1} , tal es el caso de la serie observada. Por su parte el Caribe muestra una distribución bastante dispersa, para demandas atmosféricas menores a 7 mm dia^{-1} , pero presenta el mismo comportamiento que la estación de Santa Clara. En el caso del Pacífico Norte, la estación de Llano Grande muestra una distribución ajustada. La estación con el mayor número de años analizados fue la Fabio Baudrit que representa al Valle Central, donde se observa una distribución de puntos bien definida y centrada. La estación del Pacífico Central es la que tiene el menor número de años analizados y es la que posee una distribución más dispersa. Pindeco es la estación meteorológica que representa al Pacífico Sur y también refleja ese comportamiento disperso en los valores extremos y centrados en los valores medios.

3.2. Evaluación del modelo a nivel mensual

A partir de los datos de evaporación diaria, se realizó una selección mensual y se procedió a calcular el acumulado de cada mes, utilizando todos los años seleccionados con anterioridad

para cada estación. Posteriormente se generaron las gráficas respectivas de mejor ajuste para ambas series de tiempo de evaporación, estimada y observada, esta vez en resolución mensual. Se calculó la ecuación de regresión de mínimos cuadrados para generar la curva que ajuste ambas series y así obtener los valores de la intersección 'a', la pendiente 'b' y todas las estadísticas anteriormente mencionadas que fueron recomendadas inicialmente por Fox (1981), en conjunto con las mencionadas por Willmot (1982).

Como se observa en las figuras 10, 11 y 12, la estación de Llano Grande de Liberia tiene un comportamiento mensual similar entre la evaporación estimada (verde) y la observada (azul), donde se puede apreciar que la ecuación sobreestima mayormente los valores obtenidos durante los meses lluviosos. Tal comportamiento se repite en las demás estaciones, lo que ilustra un comportamiento muy similar para ambas series. Se muestra que La Mola y Pindeco, son las estaciones con mayores diferencias entre el modelo y la realidad.

La figura 11 (a) que corresponde a la estación representativa del Valle Central, muestra la mejor curva de ajuste obtenida. En las otras figuras del ajuste mensual, se observa que la Zona Norte, Pacífico Central y Norte obtuvieron un ajuste

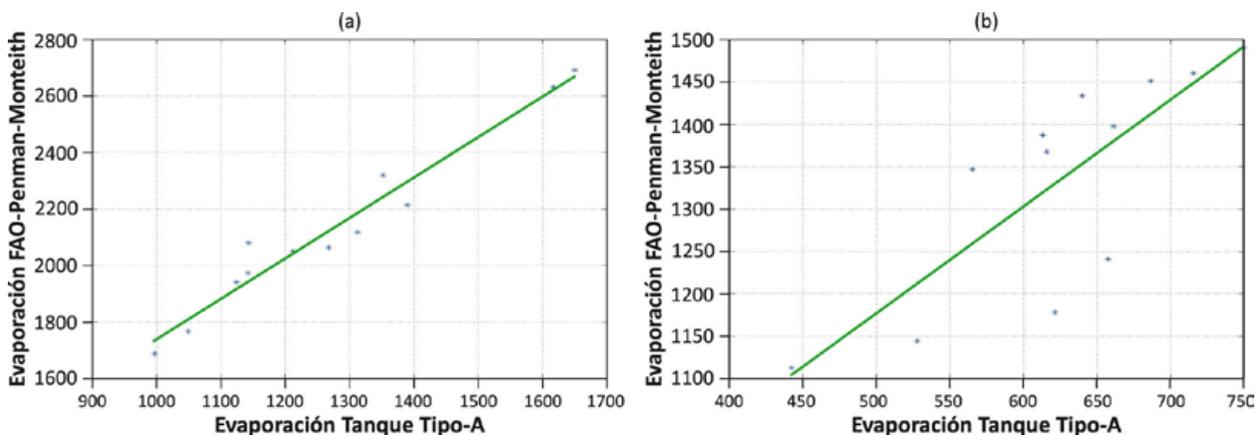


Figura 10. Ajuste de la evaporación mensual del Tanque evaporímetro tipo A y método FAO-56. (a) Estación 69579 – Santa Clara, ITCR, (b) Estación 71002 - La Mola.

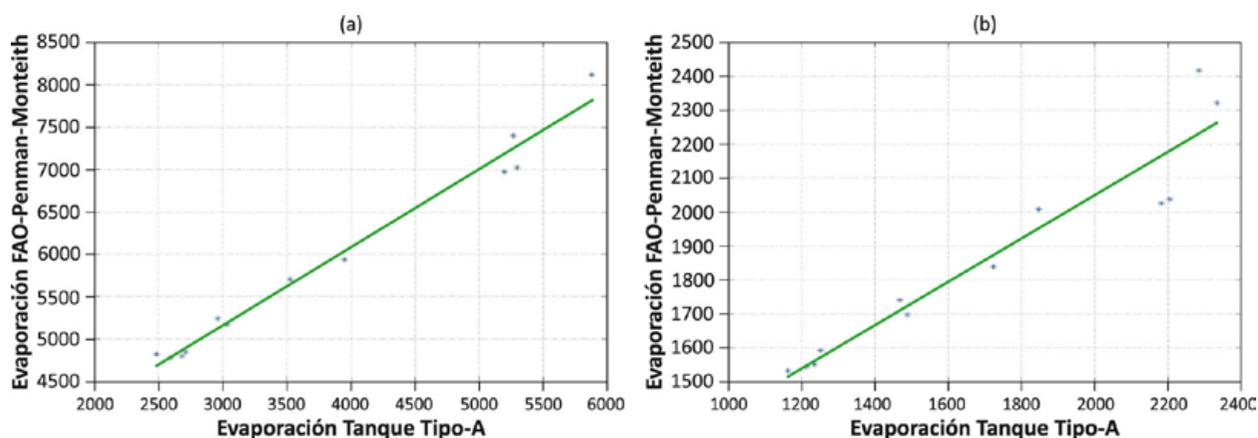


Figura 11. Ajuste de evaporación mensual del Tanque evaporímetro tipo A y método FAO-56. (a) Estación 84023 – Est.Exp.Fabio Baudrit. ($r^2 = 0,98$), (b) Estación 74020 – Llano Grande.

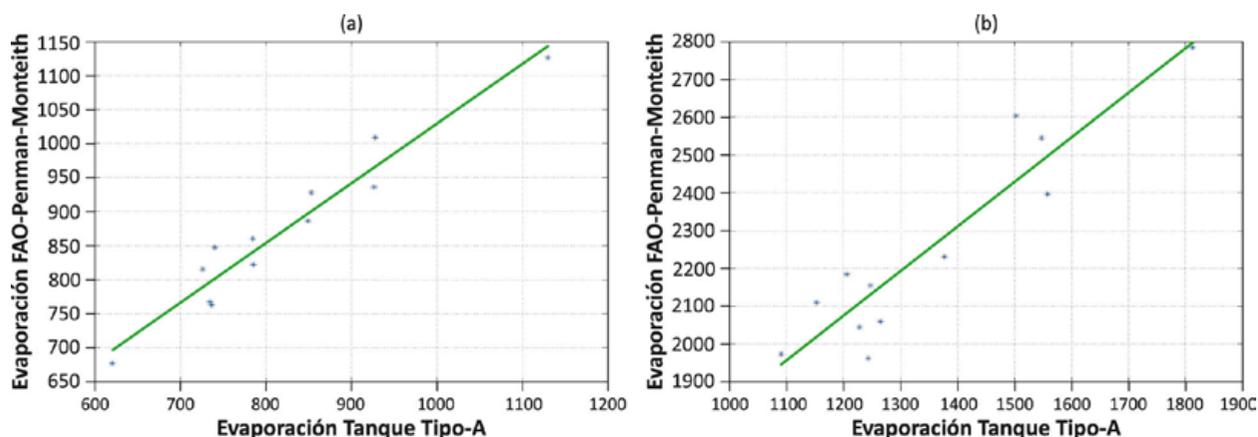


Figura 12. Ajuste de evaporación mensual del Tanque evaporímetro tipo A y método FAO-56. (a) Estación 90009 – Damas, (b) Estación 98027 – Pindeco.

Cuadro 3. Evaluación del modelo a nivel mensual

ESTACIÓN	E_r	E_c	DS_{E_r}	DS_{E_c}	N	a	b	MAE	RMSE	$RMSE_s$	$RMSE_u$	d	r^2
69579 - Santa Clara	1 271,42	2 128,58	206,45	302,39	12	1,43	308,46	857,15	863,56	861,39	61,23	0,35	0,95
71002 - Mola	638,61	1 361,73	50,50	83,64	12	0,83	830,85	723,12	726,48	723,17	69,25	0,10	0,25
74020 - Llano Grande	1 699,40	1 859,01	457,07	304,69	12	0,63	774,10	215,36	239,92	224,75	83,96	0,89	0,91
84023 - Fabio Baudrit	3 714,03	5 800,96	1 286,17	1 227,93	12	0,94	2 282,08	2 086,93	2 092,94	2 087,93	144,68	0,65	0,98
90009 - Damas	817,98	870,00	132,42	119,80	12	0,87	153,37	52,66	61,41	54,33	28,62	0,93	0,93
98027 - Pindeco	1 361,43	2 253,88	200,52	262,93	12	1,24	555,89	892,44	897,07	893,70	77,69	0,34	0,90

tan bueno como el de la figura aquí mostrada. Mientras que en las estaciones del Caribe y Pacífico Sur se obtuvieron las distribuciones más dispersas, donde los puntos no se alinean con la curva de ajuste.

Tal como se aprecia en el cuadro 3, la estación Experimental Fabio Baudrit muestra el mayor error sistemático y el mayor coeficiente de determinación de todas las series. Se evidencia, que las mejores estadísticas las obtuvieron las

estaciones de Llano Grande y Damas, con los valores más aceptables del índice de concordancia y el coeficiente de determinación. Todas las otras estaciones coinciden en que el error es mayormente sistemático.

Tanto el error absoluto medio, como la raíz cuadrada del error medio estimado, son parámetros que sirven para cuantificar el grado de error cometido en la estimación del parámetro. Según Wilmott (1982) cuanto más cercano a cero sea el error entonces mejor se aplica el modelo. La estación de Damas presenta el valor más bajo, del error medio absoluto y de la raíz cuadrada del error medio estimado, sin embargo, aunque es el más bajo de todas las estaciones sigue siendo alto y lejano de cero.

4. Conclusiones

El presente estudio compara los valores de la evaporación diaria en seis regiones climáticas de Costa Rica utilizando el método FAO-56 para el cálculo de las series de evaporación, las cuales fueron validadas con los datos obtenidos en el Tanque de evaporación tipo A. Se deben tomar en cuenta las razones que comenta Hernández (2013), respecto a los problemas presentados durante la toma de datos de evaporación, que son propios del instrumental utilizado para la medición. Por tanto, no se debe asumir que los valores observados sean en su totalidad una exacta representación de la realidad, lo cual influye en las variaciones obtenidas en los ajustes diarios y mensuales.

El método utilizado para reconstruir los registros de evaporación es robusto estadísticamente y por lo tanto su aplicación se torna difícil en aquellos casos en los que se carece de las series de tiempo que este modelo requiere para su cálculo. Dicha metodología recomienda utilizar un valor constante de 2 ms^{-1} para aquellas estaciones que carecen de dicho registro y este es un valor muy bajo para

ciertas épocas del año y ciertas regiones como el Pacífico Norte. Se debe recordar que para las estaciones de Santa Clara, La Mola, Llano Grande y Damas no se utilizan registros de radiación, debido a la ausencia de estos para los años seleccionados. Estas son algunas de las posibles fuentes de error en los cálculos de la evaporación.

Del análisis del ajuste mensual se concluye, que es la estación de Llano Grande es la que mejor se ajusta al modelo, debido a que sus estadísticas son las mejores del conjunto de series de tiempo analizadas. Las estadísticas mostradas no son las esperadas y esto se debe principalmente a la brecha existente entre la serie de tiempo obtenida con el modelo FAO-56 y las obtenidas mediante el Tanque de evaporación Tipo A, lo que se refleja en todas las gráficas anteriormente mencionadas, como la sobre estimación de los datos calculados con respecto a los observados.

El modelo se ajustó de manera aceptable en las regiones del Pacífico Norte y Central, mientras que requiere un mejor ajuste para las regiones del Valle Central, Zona Norte, Pacífico Sur y Caribe.

5. Referencias

- Alfaro, E. y Soley, J. (2009). Descripción de dos métodos de rellenado de datos ausentes en series de tiempo meteorológicas. *Revista de Matemáticas Teoría y Aplicaciones*. 16(1): 59-74.
- Allen, RG.; Pereira, LS.; Raes, D. & Smith, M. (1998). *Crop Evapotranspiration, Guidelines for Computing Crop Water Requirements, Food and Agriculture*. Organization of the United Nations, 56.
- Hernández, K. (2013). *Estudio de la evaporación en Costa Rica y su aplicación para determinar el inicio y conclusión de la época seca y lluviosa*. Tesis de grado en Meteorología. Escuela de Física, Universidad de Costa Rica. San José, Costa Rica.

- Fox, DG. (1981). Judging Air Quality Model Performance. A summary of the AMS Workshop on Dispersion Model Performance. *Bulletin American Meteorogycal Sociaty*. 62: 599-609.
- Muñoz, C.; Fernández, W.; Gutiérrez, J. y Zarate, E. (2002). Variación estacional del viento en Costa Rica y su relación con los regímenes de lluvia. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 9(1): 1-13.
- Ramírez, P. (1976). *Cálculo de la evaporación y la evapotranspiración en Costa Rica*. Tesis de grado en Meteorología. Escuela de Física, Universidad de Costa Rica. San José, Costa Rica.
- Villalobos, R. (1996). Evaluación de algunos métodos de estimación de la evaporación desde superficies libres de agua en distintas regiones de Costa Rica. *Tópicos Meteorológicos Oceanográficos*. 3(5): 141-151.
- Willmott, J. (1982). Some Comments on the Evaluation of Model Performance. *Bulletin American Meteorological Society*, 63(11): 1309-1313.

La intrusión de polvo del Sahara y del Sahel en la capa límite atmosférica del Mar Caribe: episodio de agosto 2013

DANIEL POLEO B.¹
JEFF BRICEÑO C.²

Resumen

Se estudió un evento de intrusión en el Mar Caribe, de una gran nube de polvo proveniente de los desiertos del Sahara y del Sahel, y la afectación en la capa límite atmosférica (CLA), así como la modificación de sus propiedades físico-químicas. Se utilizaron datos de radiosondeos en las islas del Caribe y Costa Rica, además se midió la deposición de partículas PM10 en la región más poblada de Costa Rica (Gran Área Metropolitana, GAM) durante los meses de julio y agosto del 2013, se utilizaron datos de lluvia diaria acumulada en Costa Rica del periodo estudiado. Se observó una disminución de las precipitaciones, razón de mezcla, refractividad de la luz y la nubosidad durante el evento de intrusión de polvo del Sahara en el Mar Caribe y Centroamérica, así como un aumento de casi el doble de las partículas PM10 en Costa Rica. Finalmente, se evidenció un aumento en los casos de enfermedades respiratorias en la GAM, durante el período de mayor deposición de partículas PM10 en Costa Rica.

PALABRAS CLAVE: POLVO DEL SAHARA, POLVO DEL SAHEL, PM10, CAPA LÍMITE ATMOSFÉRICA, ENFERMEDADES CARDIORESPIRATORIAS, FERTILIZACIÓN DE BOSQUES TROPICALES.

Abstract

It was studied an event of intrusion of a big cloud of dust in the Caribbean sea from Sahara and Sahel deserts, also the affection in the atmospheric boundary layer, as well as the modification of their physicochemical properties. Sounding data of Caribbean islands and Costa Rica were used; further, particle deposition (PM10) was measured in the Great Metropolitan Area of Costa Rica in the studied period. It was found an increase in CRD in compare with the average. Also it was observed a rainfall decrease, mixing ratio, light refractivity and cloudiness during this event, as well as an increase almost twice the PM10 particles in Costa Rica. Finally, an increase in cases of respiratory disease in the GAM during the period of highest PM10 particle deposition was seen in Costa Rica.

KEYWORDS: SAHARAN DUST, SAHEL DUST, PM10, ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER, CARDIO-RESPIRATORY DISEASES, FERTILIZATION OF TROPICAL FORESTS.

1. Introducción

La capa límite atmosférica (CLA) presenta diversos procesos de transporte, convección y turbulencia, que pueden variar sus propiedades en el trópico por múltiples factores; sin embargo, hay pocos estudios sobre la influencia del polvo del Sahara

y del Sahel en la modificación de las propiedades de la capa límite atmosférica en la región del Mar Caribe, según Prospero, Bonatti, Schubert y Carlson (1970). Por otro parte, Nowottnick, Colarco, Da Silva, Hlavka & McGill (2011) estudiaron las implicaciones del transporte de polvo del Sahara en Centroamérica.

- 1 Lic. en Meteorología. Departamento de Meteorología Sinóptica y Aeronáutica. Instituto Meteorológico Nacional. Email: dpoleo@imn.ac.cr
- 2 Químico. Laboratorio de Análisis Ambiental. Escuela de Ciencias Ambientales. Universidad Nacional. Email: jeff.briceno.castillo@una.cr

Zhu, Ramanathan, Li, y Kim (2007), estudiaron el impacto del polvo del Sahara en el calentamiento de la atmósfera, concluyendo que la capa de aire del Sahara se enfría en su interior cuando es transportada hacia el océano Atlántico, pero tiene un calentamiento en la región de la CLA como consecuencia del efecto de los aerosoles.

Existen diferentes métodos para seguir las masas de polvo provenientes de África. Entre los más importantes están los satelitales, los cuales utilizan una serie de algoritmos para diferenciar masas de polvo a partir del espesor óptico de los aerosoles. Entre los instrumentos satelitales más importantes para medir el espesor óptico de los aerosoles se encuentran: TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer), MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) y la red AERONET. También se pueden seguir las masas de polvo mediante imágenes de satélites y radiosondeos, tal y como se aplica en esta investigación.

Pese a la biodiversidad y a la vegetación que poseen los bosques tropicales, los suelos de la selva tropical no son ricos en nutrientes. Washington & Todd (2005), lograron identificar que la mayor cantidad de minerales que cruzan el Atlántico provienen de la depresión de Bodélé, es por ello que los estudios en relación al transporte de polvo desde el Sahara al Caribe son tan importantes, debido a que son parte del proceso en el transporte de nutrientes esenciales para la vegetación.

Washington & Todd (2005) plantearon una relación dinámicamente fuerte entre la depresión de Bodélé en Chad y una corriente de chorro de bajo nivel. Los autores indican que el chorro se forma porque se acelera el viento a través de las montañas que conforman la depresión de Bodélé. Además, Foltz y McPhaden (2008) muestran la relación entre la variabilidad interanual en la emisión de polvo en el noroeste de África y la temperatura superficial del mar (TSM) en el océano Atlántico, concluyendo que existe una tendencia positiva en la TSM cuando se tiene una fase positiva de la oscilación

multidecadal del Atlántico (AMO), provocando un aumento de las lluvias en el Sahel y con ello una disminución del espesor óptico.

Prospero et al. (1970) indican que el polvo del Sahara tiene partículas de bacterias, hongos y virus, convirtiéndose en un potente fertilizante de los bosques tropicales de América, lo cual demuestra la conexión de ecosistemas aparentemente aislados tal como lo sugieren Löye-Pilot, Martin & Morelli (1986) debido al alto contenido de calcio, amortiguando la acidez de las aguas. Avila, Alarcón y Queralt (1998). suponen que hasta un 45 % de las necesidades de calcio de las encinas del Montseny en la Península Ibérica son transportadas desde el Sahara. Por otro lado, Talbot, Harriss, Browell, Gregory, Sebacher & Beck (1986), encontraron nutrientes como compuestos inorgánicos de nitrógeno y de fósforo solubles, en concentraciones de $0,26 \mu\text{g (m}^3 \text{STP)}^{-1}$ de PO_4^{3-} y $0,79 \mu\text{g (m}^3 \text{STP)}^{-1}$ de NO_3^- , en el interior de una masa de aire de polvo proveniente del Sahara, sin incluir las altas cantidades de fósforo que posee, consecuencia de la gran cantidad de yacimientos de fósforo presente en el norte de África.

Por otro lado, para que exista un ingreso de polvo del desierto del Sahara o de la región del Sahel hacia el Caribe, las tormentas de polvo no son condición suficiente, sino que se requiere de un transporte desde África hasta el Caribe a través de los vientos alisios, los cuales se confinan normalmente entre uno y cuatro km de altura están dentro de la CLA y de los procesos de deposición del polvo.

Chiapello, Moulin & Prospero (2005) estudiaron el transporte de polvo del Sahara y del Sahel hacia el Caribe, concluyendo que la precipitación del Sahel tiene gran importancia en el transporte de polvo, además, hay un efecto importante que tienen las variaciones de presión atmosférica de la oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus siglas en inglés) en el transporte. Por otro lado, la presencia del monzón de África occidental tiene un papel preponderante durante el verano del

hemisferio norte, por tanto sugieren que la región del Sahel y el monzón controlan la variabilidad interanual del transporte.

En la [figura 1](#) se observa el ciclo mensual a lo largo del año de las tormentas de polvo del Sahara, con valores máximos en los meses de junio-agosto en la parte occidental africana. Los meses de octubre-diciembre son los que registran menor cantidad de tormentas, en este artículo se tomó en cuenta este período máximo de tormentas para identificar posibles incursiones de tormentas de polvo en el Mar Caribe, con base en la [figura 1](#) se estudió el período de julio y agosto de 2013.

Las partículas PM10 (material particulado) son de diámetro aerodinámico menor o igual a 10 μm . Se clasifican dentro del material particulado respirable. Su mayor fuente antropogénica es la combustión incompleta de distintos combustibles fósiles y de biomasa. Para Finlayson-Pitts y Pitts (2000) la composición química inicial del

carbón negro depende del proceso o fuente de emisión, por ejemplo, en una partícula de hollín de diesel que consiste en una aglomeración de esferas de carbono elemental (0,01 a los 0,08 μm de diámetro aerodinámico), su superficie está cubierta por adsorción de partículas orgánicas, incluyendo hidrocarburos aromáticos policíclicos (HAP) de cinco y seis anillos como el benzopireno y benzoperileno respectivamente. Los orgánicos en fase gaseosa incluyen todos los HAP muy volátiles de dos anillos (por ejemplo, naftaleno y metil naftaleno). Los HPA semivolátiles de tres anillos (por ejemplo, fenantreno y antraceno) y de cuatro anillos (por ejemplo, pireno y fluoranteno) se distribuyen entre las dos fases. Finlayson-Pitts y Pitts (2000) mencionan que los sulfatos se asocian a las partículas de diesel.

Según Herrera (2011), las emisiones en la Gran Área Metropolitana (GAM) de Costa Rica de PM10 y PM2.5 (menores a 2,5 micras) calculadas para el año 2007, provienen principalmente del polvo

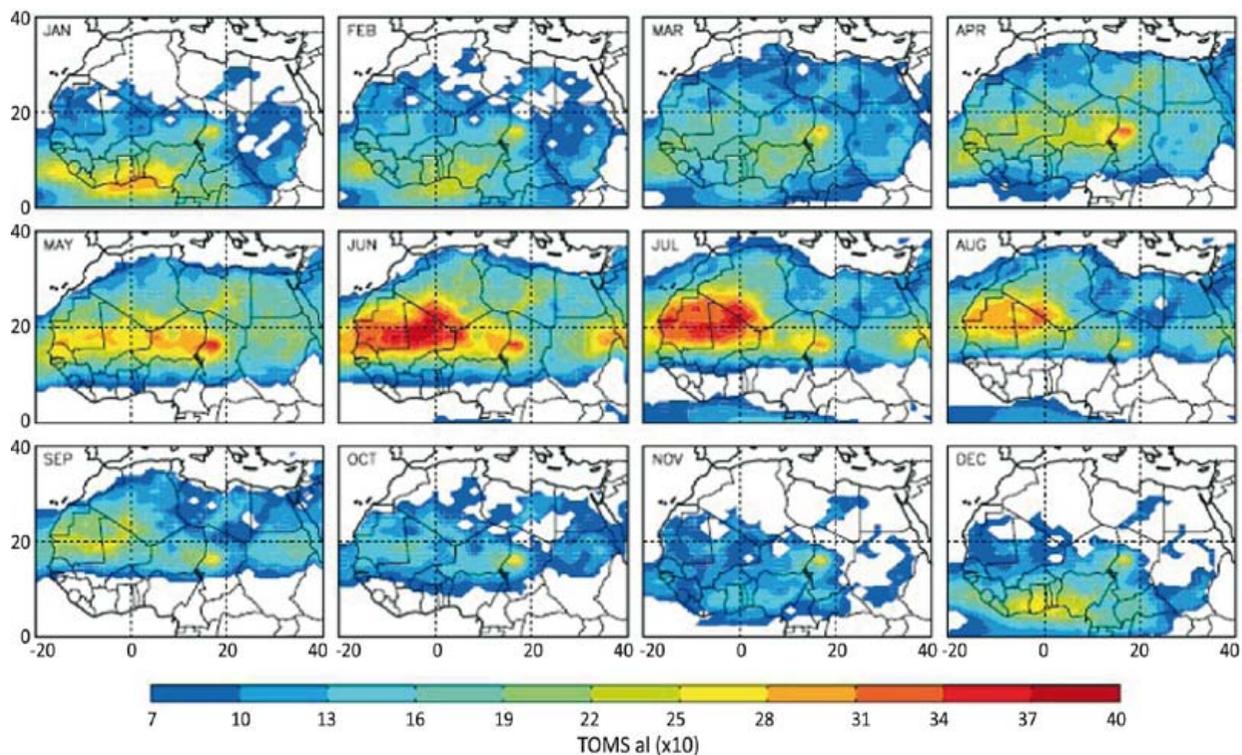


Figura 1. Ciclo anual de las tormentas de polvo del Sahara (transporte en toneladas métricas). Fuente: Engelstaedter y Washington, (2007).

fugitivo (resuspensión de polvo de los caminos pavimentados y no pavimentados), el manejo de residuos sólidos orgánicos y las actividades agrícolas, las cuales contribuyen en más del 64% del total de PM₁₀, y el 40% de PM_{2.5}. Las partículas PM₁₀ también tienen fuentes biogénicas: el polvo del Sahara y del desierto del Sahel, que son las fuentes naturales más importantes de material particulado a nivel global; Goudie, Washington, Todd & Swann (2003) plantearon que la principal fuente de polvo atmosférico es el desierto del Sahara. Además, Middleton & Goudie (2001) indican que existen estimaciones de que anualmente se vierten entre 400 y 700 mil toneladas métricas de polvo a la atmósfera proveniente principalmente de las regiones del Sahara y un poco más al sur del Sahel, el cual está compuesto principalmente de óxidos de silicio y aluminio, así como hongos y microorganismos. En otros estudios Kabatas, Unal, Pierce, Kindapa & Pozzoli (2014) estimaron que dichas regiones producen cerca de unas 2×10^8 toneladas anuales de aerosoles, los cuales son transportados por los vientos alisios en la CLA hacia el Océano Atlántico, el Mar Mediterráneo y el Sur de Europa.

Kumar, Abouchami, Galer, Garrison, Williams & Andreae (2014) afirman que la trayectoria del polvo africano hacia el Caribe, ha sido bien estudiada por medio de isótopos radiogénicos que confirman que efectivamente éstos llegan a esta región, procedentes del Sahara.

Prospero y Mayol (2013) plantean que el impacto de las partículas de polvo en el clima, la productividad oceánica, los ecosistemas y la salud humana dependen de sus concentraciones y las propiedades fisicoquímicas de las partículas individuales.

Las partículas PM₁₀ son capaces de depositarse en las vías bronquiales y tienen un impacto importante en las condiciones respiratorias, causando asma, enfermedades respiratorias crónicas, neumonía y otras infecciones tractorespiratorias. De ahí su

importancia en cuanto a control y reducción de este tipo de contaminante atmosférico se refiere. Las partículas más finas (PM_{2.5}) se relacionan con problemas cardiovasculares, ya que pueden llegar hasta los alveolos pulmonares (Sandstrom & Forsberg, 2008).

Por otro lado, Prospero & Mayol (2013) muestran que a nivel mundial el polvo mineral es una importante amenaza para la salud; pese a ello, en la Cuenca Atlántica existe poca investigación sobre sus efectos en la salud. En el Caribe las tasas de asma son altas y a pesar de esta evidencia, también en esta región existe poca investigación sobre los factores causales. Además, hay pocos datos sobre las propiedades de los aerosoles que podrían ayudar a identificar sus vínculos con la salud. Existen ya varias formas de seguirle el paso a los polvos minerales, mediante distintos métodos se puede monitorear y hasta pronosticar dichos polvos, sin embargo, eso no sigue los criterios establecidos por la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos (USEPA, por sus siglas en inglés) en cuanto a medición de partículas PM₁₀ y PM_{2.5} se refiere.

Finalmente, según Organización Mundial de la Salud (OMS) la contaminación con partículas, entre ellas polvo, produce efectos sanitarios nocivos a la salud incluso en muy bajas concentraciones; de hecho, no se ha podido identificar ningún umbral por debajo del cual no se hayan observado daños para la salud. Por consiguiente, los límites de la directriz de 2005 de la OMS se orientan a lograr las concentraciones de partículas más bajas posibles, en otras palabras, según OMS el límite diario confederado aceptable para seres humanos es $25 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

2. Metodología

Se utilizaron los datos de los radiosondeos de las 12 UTC (6 a.m. hora local) del 22 de julio al 8 de agosto de 2013 en San José, República Dominicana,



Figura 2. Los puntos rojos indican los lugares desde donde se lanzaron los radiosondeos utilizados en el estudio.

Fuente: mapa modificado de World Factbook.

Gran Caimán y Trinidad & Tobago (ver [figura 2](#)). Se escogió el período entre el 1 de julio y el 31 de agosto para las variables más representativas en San José. Se tomaron los datos de reanálisis del National Center for Atmospheric Research (NCAR) para el mismo período, así como los datos de lluvia diaria de las estaciones meteorológicas del Instituto Meteorológico Nacional (IMN), ubicadas en San José (centro del Valle Central), Damas, aeropuertos internacionales Juan Santamaría de Alajuela (oeste del Valle Central) y Limón, mostradas en el [cuadro 1](#).

Se realizó tanto el análisis sinóptico de las condiciones atmosféricas sobre el Mar Caribe y la región del océano Atlántico, con el fin de observar si las condiciones regionales favorecieron la disminución de las precipitaciones, como

estimaciones del contenido de agua de la atmósfera en el Mar Caribe. Para ello se graficaron el viento en 850 hPa, velocidad vertical del viento, la presión atmosférica, las líneas de corriente en los niveles atmosféricos estándar (850 hPa, 700 hPa y 500 hPa) presentes en todos los radiosondeos. Como los fenómenos de transporte de polvo del Sahara se presenta en la CLA, solo se tomó en cuenta hasta el nivel de 500 hPa.

El análisis de las variables: temperatura potencial equivalente (THTE), razón de mezcla (MXR), refractividad, nubosidad y el nivel de convección libre (LFC) en la CLA, se efectuó con el fin de determinar si la entrada de una masa de polvo del Sahara que ingresa al Mar Caribe, modificaba las propiedades de la capa límite atmosférica y la precipitación.

Se utilizaron nueve puntos de medición de partículas PM₁₀, distribuidos en el Gran Área Metropolitana (GAM) de Costa Rica. Para tal efecto se analizaron los datos de muestreadores de alto volumen marca Tisch. Los sitios de muestreo se describen en el [cuadro 2](#) y su distribución geográfica se presenta en la [figura 3](#).

Los nueve puntos de medición de partículas se distribuyen dentro del sector conocido como Gran Área Metropolitana, en donde se concentra la mayor población costarricense.

Una vez cada tres muestreos se realizó una curva de calibración del flujo de aire para cada uno de los medidores de partículas, comparando las lecturas

Cuadro 1. Conjunto de estaciones meteorológicas mecánicas utilizadas en el estudio

Cuenca Hidrológica	Número de estación meteorológica	Nombre	Latitud (°) Norte	Latitud (') Norte	Longitud (°) Oeste	Longitud (') Oeste	Altitud (m)	Vertiente
84	141	SAN JOSÉ	9	56	84	04	1172	Pacífico
81	3	LIMÓN	9	57	83	1	5	Caribe
90	7	DAMAS	9	30	84	13	6	Pacífico
84	169	ALAJUELA	10	00	84	13	890	Pacífico

Fuente: IMN, Costa Rica.

Cuadro 2. Puntos geográficos de las estaciones de medición de partículas PMIO en la Gran Área Metropolitana de Costa Rica

Estación de medición de partículas	Nombre	Latitud (°) Norte	Latitud (') Norte	Longitud (°) Oeste	Longitud (') Oeste
1	Hatillo - Centro de Acopio	9	55	84	06
2	Uruca - CNFL	9	57	84	06
3	Zapote - Registro Nacional	9	55	84	02
4	Escazú - Municipalidad	9	57	84	08
4	Cartago - Ferrocarril	9	51	83	55
5	Santa Ana - Matra	9	57	84	11
7	Cartago - Parque Industrial	9	51	83	57
8	Moravia - EATON	9	57	84	01
9	Alajuela - UTN	10	00	84	13

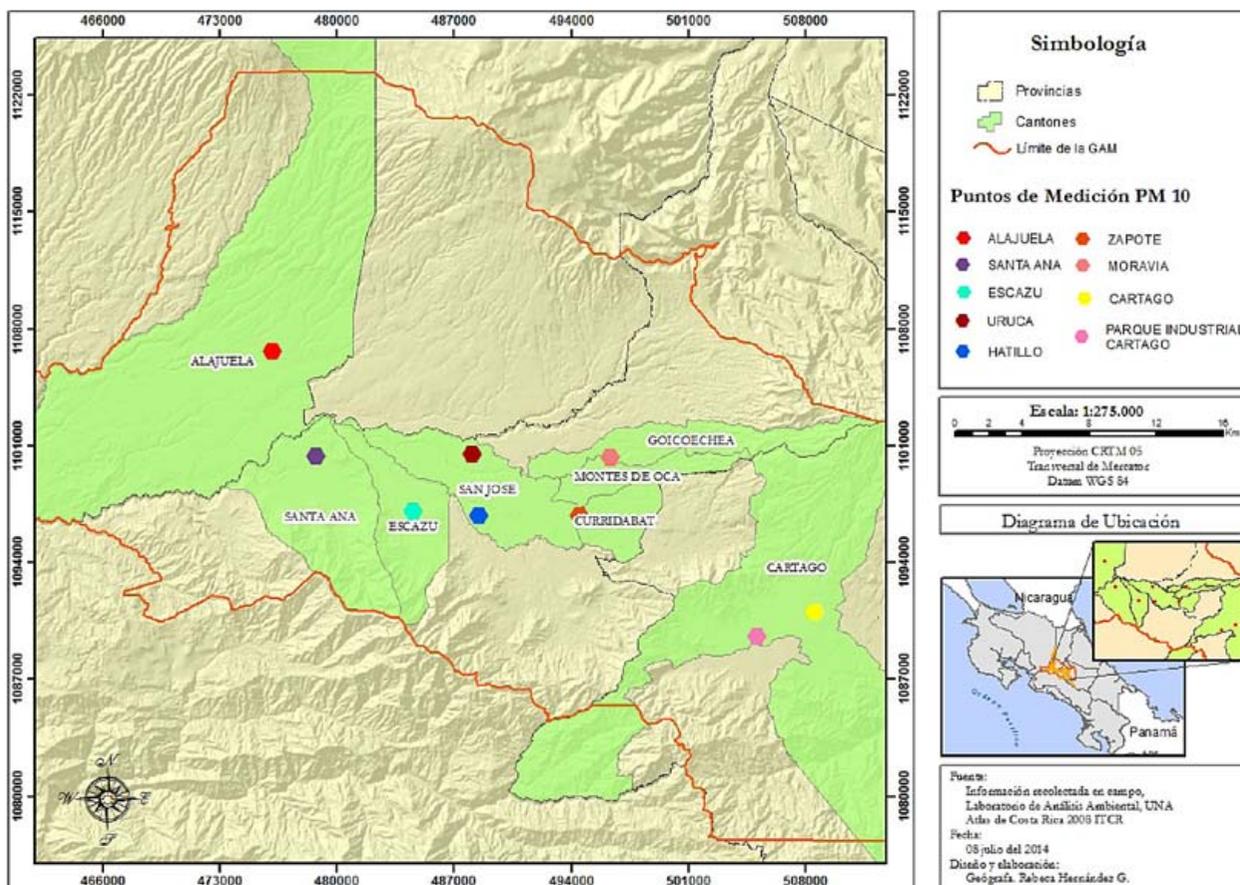


Figura 3. Distribución geográfica de los puntos de medición de partículas PM10 en la GAM.
 Fuente: Laboratorio de Análisis Ambiental, UNA.

de caída de presión generadas por el flujo al pasar por un orificio crítico calibrado, con respecto a las indicaciones del equipo. Las mediciones de caída de presión se realizaron con dos manómetros de agua calibrados, conectados al orificio y al equipo respectivamente. Para cada uno de los muestreos se tomaron registros de las condiciones de temperatura y presión atmosférica con la ayuda de un anemómetro, para posteriormente realizar las correcciones de volumen, a 1 atm de presión y 25°C de temperatura.

En la colección de las partículas se utilizaron filtros de fibra de vidrio y cuarzo. El transporte de los filtros al campo, se realizó en bolsas de plástico con cierre hermético, rotuladas con una etiqueta con el código asignado en el laboratorio, una vez acondicionado antes del muestreo. Los filtros fueron manipulados con guantes de nitrilo, tanto durante el muestreo como en su análisis en el laboratorio. Para cada muestreo se realizó un blanco de muestreo (filtro sin muestrear), con el fin de evaluar posibles fuentes de contaminación del filtro durante el muestreo y así realizar las correcciones necesarias si fuese pertinente, restando las concentraciones de los blancos a las muestras.

A cada filtro se le calculó la masa de partículas PM₁₀, mediante análisis gravimétrico y su posterior cálculo de concentración con los datos de volumen muestreado. Los resultados finales de concentración se reportaron en unidades de $\mu\text{g}/\text{m}^3$.

Finalmente se utilizaron datos de los centros hospitalarios pertenecientes a la Caja Costarricense del Seguro Social (CCSS) en la región del Valle Central con el fin de determinar si hubo un aumento en las enfermedades respiratorias agudas de las vías superiores (IRAS), asma y alergias, se normalizaron los datos con base al promedio mensual y se procedió a graficar semanalmente (con base en la semana epidemiológica), que es la manera como son recopilados los datos en la CCSS.

3. Análisis y resultados

Luego de analizar los resultados de los radiosondeos y efectuar un análisis sinóptico del ingreso de una masa de aire seco durante agosto de 2013, se demostró la relación que existe entre el ingreso de la masa de polvo del Sahara y las modificaciones en la CLA sobre el Mar Caribe como lo demuestran Zhu et al. (2007).

3.1. Análisis sinóptico

Cuando se estudió la atmósfera durante el período del 22 de julio al nueve de agosto de 2013, se obtuvo que en 850 hPa predominó una circulación ciclónica entre Panamá y Colombia sobre el Océano Pacífico, proyectando una ligera ondulación de vaguada invertida sobre el Mar Caribe durante los días seis, siete y ocho de agosto de 2013 como se presenta en la [figura 4](#). Estas condiciones de vaguadas en superficie favorecen la convección sobre toda la región, sin embargo, se observa la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) al sur de Panamá, más al sur del promedio climatológico sinóptico.

La [figura 5](#) muestra en el nivel de 500 hPa dorsales sobre el Mar Caribe, condición que favorece la convección llana en la región. El dorsal profundo sobre Costa Rica se sitúa sobre el centro del Mar Caribe durante los días siete y ocho, generando mayor inestabilidad y favoreciendo la convección profunda en el Mar Caribe durante este período.

Se observa en la [figura 6](#) una dorsal proveniente de un anticiclón situado al norte de Suramérica. Dicha dorsal ocupa el norte de Suramérica extendiéndose hasta el Caribe de Costa Rica. La vaguada subtropical se encuentra sobre el Mar Caribe y República Dominicana durante los días seis y siete de agosto, algo normal para la época. El dorsal atmosférico favorece la subsidencia y la generación de convección llana, sin embargo, durante el período no se

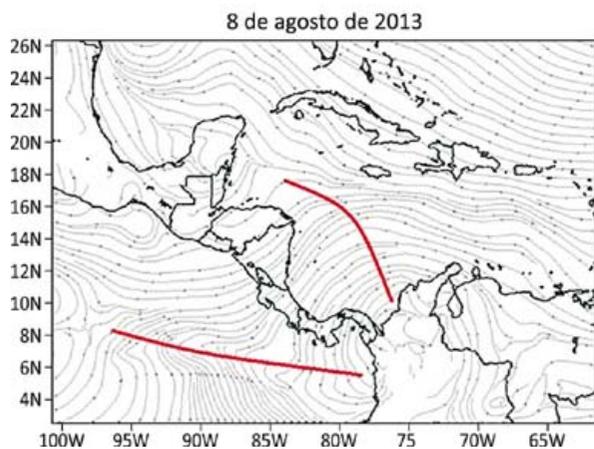
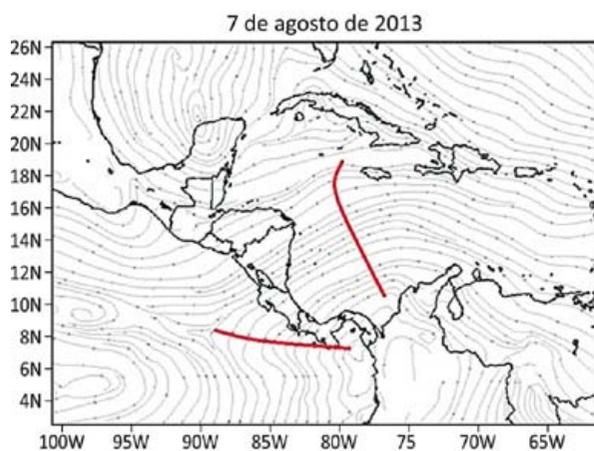


Figura 4. Líneas de corriente promedio durante los días 6, 7 y 8 de agosto de 2013, en el nivel de 850 hPa (en rojo vaguadas y azul dorsales). Fuente: datos tomados de Reanálisis NCEP/NCAR.

presentaron precipitaciones en la costa Caribe de Centroamérica. Además, la vaguada subtropical se movió al oeste durante el día seis de agosto y la profundización de la dorsal sobre el norte

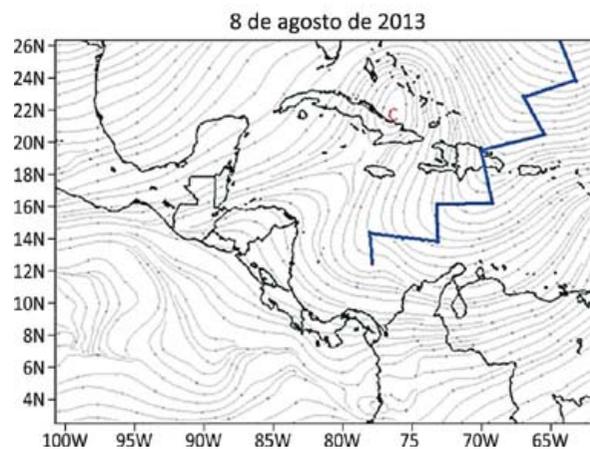
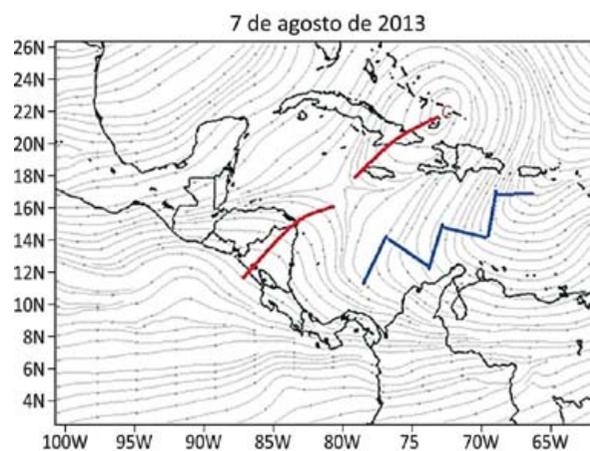
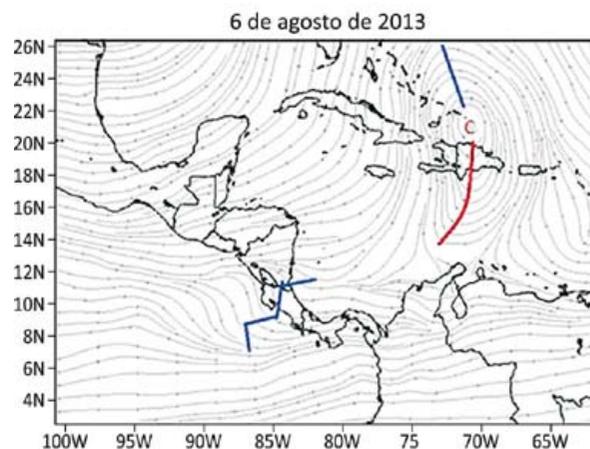


Figura 5. Líneas de corriente promedio durante los días 6, 7 y 8 de agosto de 2013, en el nivel de 500 hPa (en rojo vaguadas y azul dorsales). Fuente: datos tomados de Reanálisis NCEP/NCAR.

de Colombia y Panamá favoreció la entrada de humedad y la generación de convección sobre la región Caribeña, después del ocho de agosto.

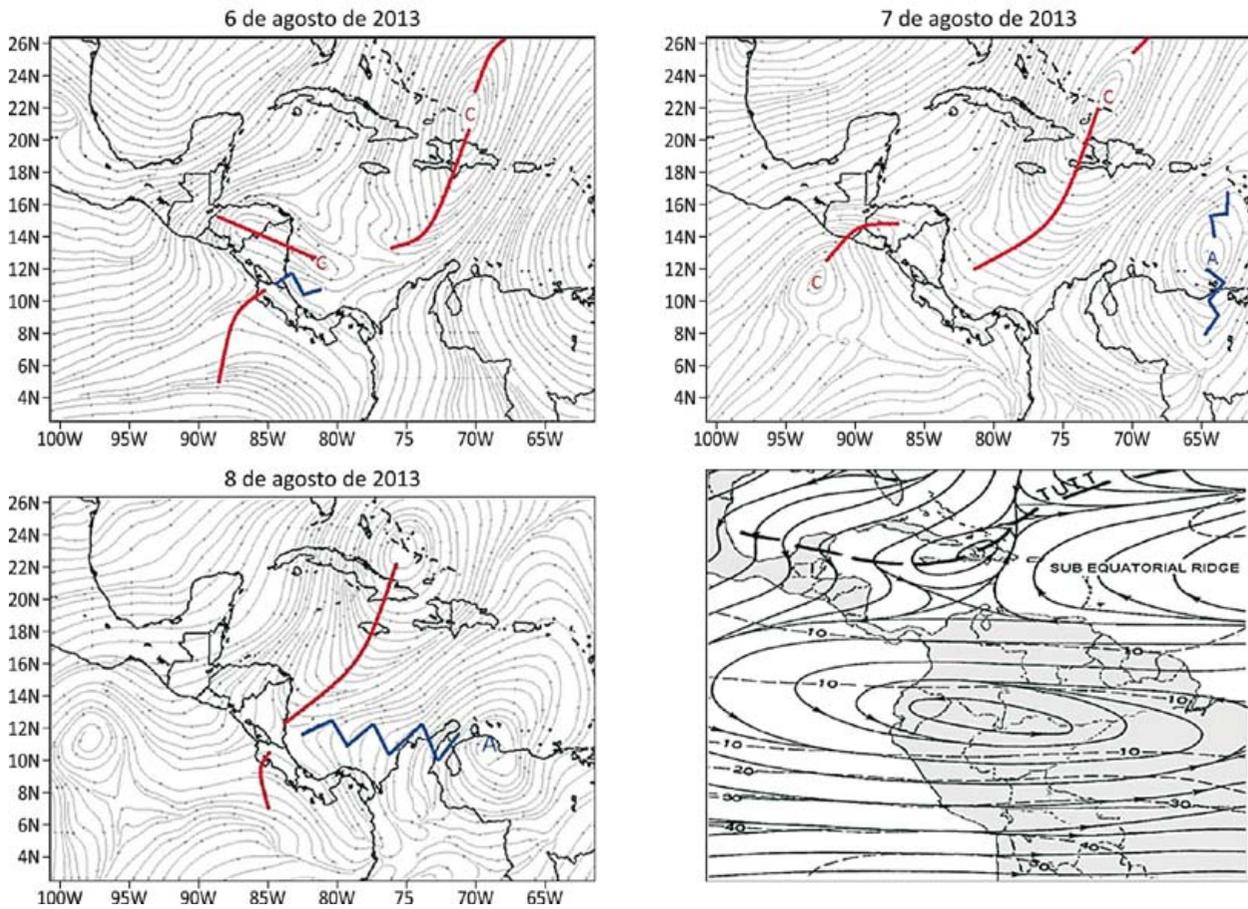


Figura 6. Líneas de corriente promedio durante los días 6, 7 y 8 de agosto de 2013, en el nivel de 250 hPa (en rojo vaguadas y azul dorsales). Fuente: datos tomados de Reanálisis NCEP/NCAR y Asnani (1993).

En la Figura 7 se muestra el campo de viento sobre el Caribe, durante el período del 22 de julio al nueve de agosto de 2013. Se observa que la velocidad de los vientos del este excede 10 m/s al norte de Colombia, además existe una fuerte circulación anticiclónica en el Atlántico Norte que favoreció el desplazamiento de la masa de polvo del Sahara sobre el Mar Caribe y Centroamérica. Se presenta un máximo de hasta 12 m/s al norte de Panamá, condición que pudo haber favorecido el ingreso de la masa de polvo del Sahara en toda la región del Caribe y el sur de Centroamérica transportándolo de manera más rápida antes de la deposición del mismo. Es importante mencionar, que el tamaño de las partículas y su tiempo de deposición también influyeron en la llegada de la masa de polvo a la región.

En la figura 8 dentro del círculo rojo se encuentra de color blancuzco, evidenciando la masa de polvo del Sahara ingresando al Mar Caribe. El color se debe a la disminución del espesor óptico al fotografiar la atmósfera, entre el cuatro y cinco de agosto se observa que la masa de polvo se ubica sobre las islas de Barlovento.

En la figura 9 se puede observar en el círculo como la masa de polvo del Sahara se presenta sobre Centroamérica y el oeste del Caribe, disipándose posiblemente debido a la deposición en toda la región del este Centroamericano. Las figuras 8 y 9 muestran el desplazamiento de la masa de polvo y la reducción de la cantidad de humedad con el paso de masa de polvo, esto se debe, según Dunion y Velden (2004) a que existen mecanismos

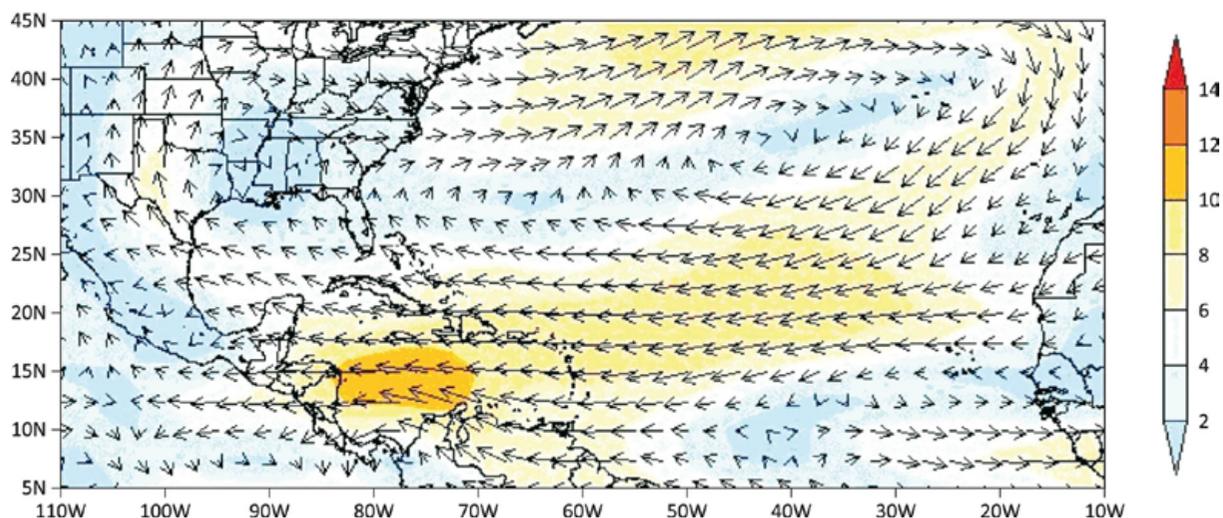


Figura 7. Componente de viento y velocidad durante el período del 22 de julio al 9 de agosto de 2013, en el nivel de 850 hPa. Fuente: datos tomados de Reanálisis NCEP/NCAR.

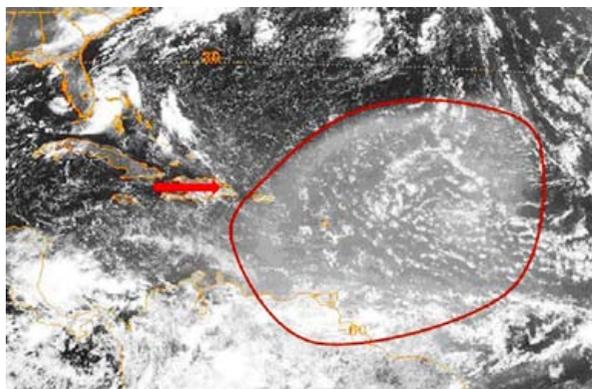


Figura 8. Imagen satelital del Mar Caribe y océano Atlántico del 3 de agosto de 2013 a las 1745 UTC. Fuente: GOES-13.

de supresión de la convección por la introducción de aire estable y seco, aumento en la cortante vertical del viento horizontal y un fortalecimiento de la inversión en los vientos alisios, es por ello que se relaciona el ingreso de la masa de polvo del Sahara y del Sahel con menos precipitaciones.

El nivel de convección libre (NCL) es la altura a la que una parcela de aire que asciende se torna más cálida que la atmósfera circundante y experimenta empuje convectivo, al analizar los radiosondeos en las regiones de interés, no se observaron diferencias importantes durante la entrada de la masa de aire

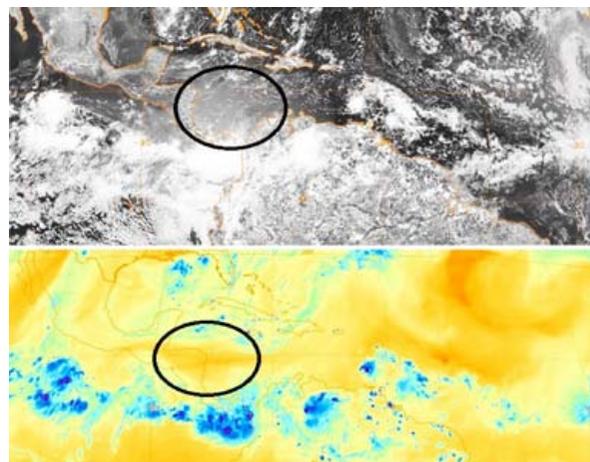


Figura 9. Imagen satelital visible (arriba) y vapor de agua (abajo) del Atlántico del 6 de agosto de 2013 a las 1745UTC. Fuente: GOES-13.

seco y estable de polvo del Sahara. Es posible que no haya cambios importantes del NCL por el aire seco y estable de la masa de polvo del Sahara.

La figura 10 muestra el producto AOD (500nm) obtenido del instrumento satelital OMI-Aura; en este caso se tienen las imágenes satelitales para los seis días comprendidos antes del episodio y dos días después, mismo periodo de tiempo que tardaron los polvos minerales en transportarse hasta el territorio costarricense. En la figura 10a

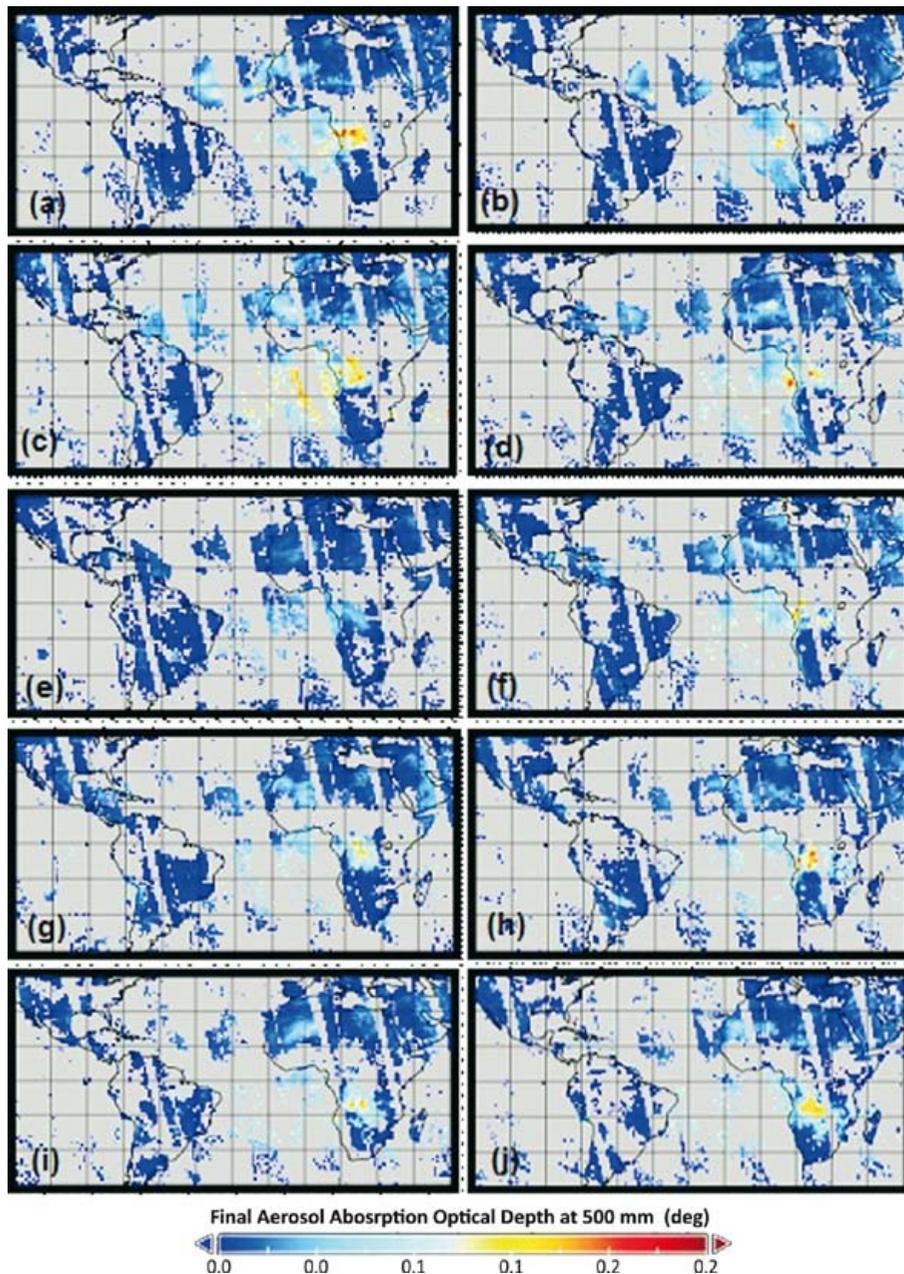


Figura 10. AOD obtenidos de OMI-Aura (*Daily Level 3 Global Gridded Products*) para la zona de estudio en los días (a) 31 de julio y de agosto los días (b) 1 (c) 2, (d) 3, (e) 4, (f) 5, (g) 6, (h) 7, (i) 8, (j) 9, del año 2013. (Fuente: http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=omi).

y hasta 10f se observa como la zona de Costa Rica no tiene un claro acumulado de aerosoles. No obstante, las figuras 10g y 10h (seis y siete de agosto) muestran el momento en el cual la masa de polvo cubre en su totalidad el territorio nacional. Estos dos días corresponden con el

aumento en concentración de PM₁₀, medidos en las estaciones de la GAM. Luego de estos dos días se logra observar cómo la masa de polvo deja de cubrir el territorio estudiado. En las mediciones se observa también una disminución de concentración de PM₁₀, obteniendo valores

usuales respecto al histórico de cada estación de monitoreo.

La nubosidad registrada por los radiosondeos se presenta bastante densa en todos hasta 3 km, sin embargo, existe un patrón de nubosidad mayor en los sondeos de Costa Rica que además, tiene una reducción de casi la totalidad de la nubosidad entre el seis y el ocho de agosto como se observa en la [figura 11](#); la disminución de la nubosidad (en blanco) es muy significativa en toda la CLA, muy posiblemente la subsidencia que es el mecanismo por el cual las parcelas de aire descienden adiabáticamente secándose y calentándose en el proceso creando una capa estable de inversión de temperatura impidieron la formación de nubosidad.

La disminución de la nubosidad que se observa en Costa Rica coincide con el ingreso de la masa

de polvo del Sahara en Centroamérica, por tanto, se le puede atribuir como causante de la reducción de nubosidad, esto debido a que se espera que el ingreso del polvo del Sahara en el Caribe introduzca supresión de la convección mediante la introducción de aire estable y seco, el fortalecimiento de la inversión en los vientos alisios y el aumento en la cortante vertical del viento como lo señalan Dunion y Velden (2004). Sin embargo, no se observa una disminución importante en República Dominicana por estar ubicada más al norte del desplazamiento de la masa de polvo e influenciada por vientos alisios muy zonales como se muestra en la figura 7. En Gran Caimán entre el cinco y el siete se redujo la nubosidad en los niveles medios y altos de la CLA, entre los kilómetros uno y cinco.

La refractividad es la razón entre las velocidades de propagación de la luz en el vacío y en un

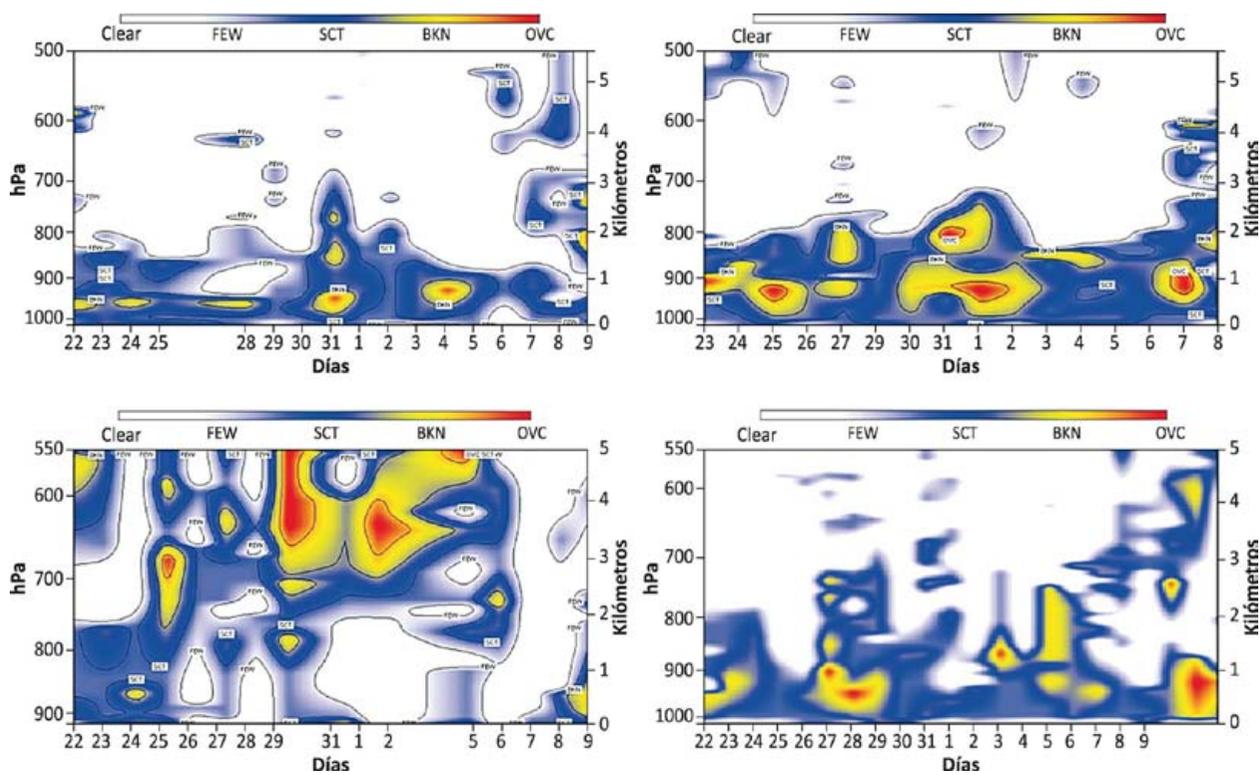


Figura 11. Nubosidad para el período del 22 de julio al 9 de agosto de 2013. Gran Caimán (arriba-izquierda), República Dominicana (arriba-derecha), Costa Rica (abajo-izquierda) y Trinidad (abajo-derecha). Fuente: datos de radiosondeos tomados de Ogimet y Universidad de Wyoming.

determinado medio. Cuando se graficó en la figura 12 la refracción en la troposfera durante el período de estudio, se observa una marcada disminución durante la entrada del polvo del Sahara en el Mar Caribe.

En los radiosondeos de Trinidad y Tobago (figura 12) se observa una reducción de hasta 60 unidades-K los días tres y cuatro de agosto, cuando la masa de polvo del Sahara estuvo sobre el este del Mar Caribe entre los 2 y 3,5 km; en República Dominicana se redujo la refractividad en 65 unidades-K entre los 1,8 y 3 km los días tres y cuatro de agosto y en menor proporción durante el día cinco. En la figura 12 se muestran los cambios en la refractividad en Costa Rica y Gran Caimán, los cuales se dan casi simultáneos durante los días cinco, primero en Gran Caimán entre los 1 y 2 km, y el seis y siete de agosto en Costa Rica, siendo más importante los cambios

sobre esta región de Centroamérica como consecuencia de la entrada de toda la masa de polvo, transportada en la corriente de chorro de bajo nivel del Caribe entre 1 km y 4 km, en casi toda la CLA. Es posible que los cambios en Costa Rica sean mayores como consecuencia de una mayor mezcla de la CLA, debido a la turbulencia generada por el choque del chorro de bajo nivel del Caribe con la cordillera montañosa, teniendo incluso la masa de polvo del Sahara y del Sahel mayor efecto en los procesos de fertilización de los bosques tropicales ubicados en la región.

La reducción de refractividad se debe al espesor óptico que posee el polvo del Sahara sobre la región, que aunque sin nubosidad densa se reduce por una menor capacidad de la luz de atravesar las partículas de polvo. A partir de los 4 km no se observan cambios importantes en la refractividad medida, muy posiblemente porque

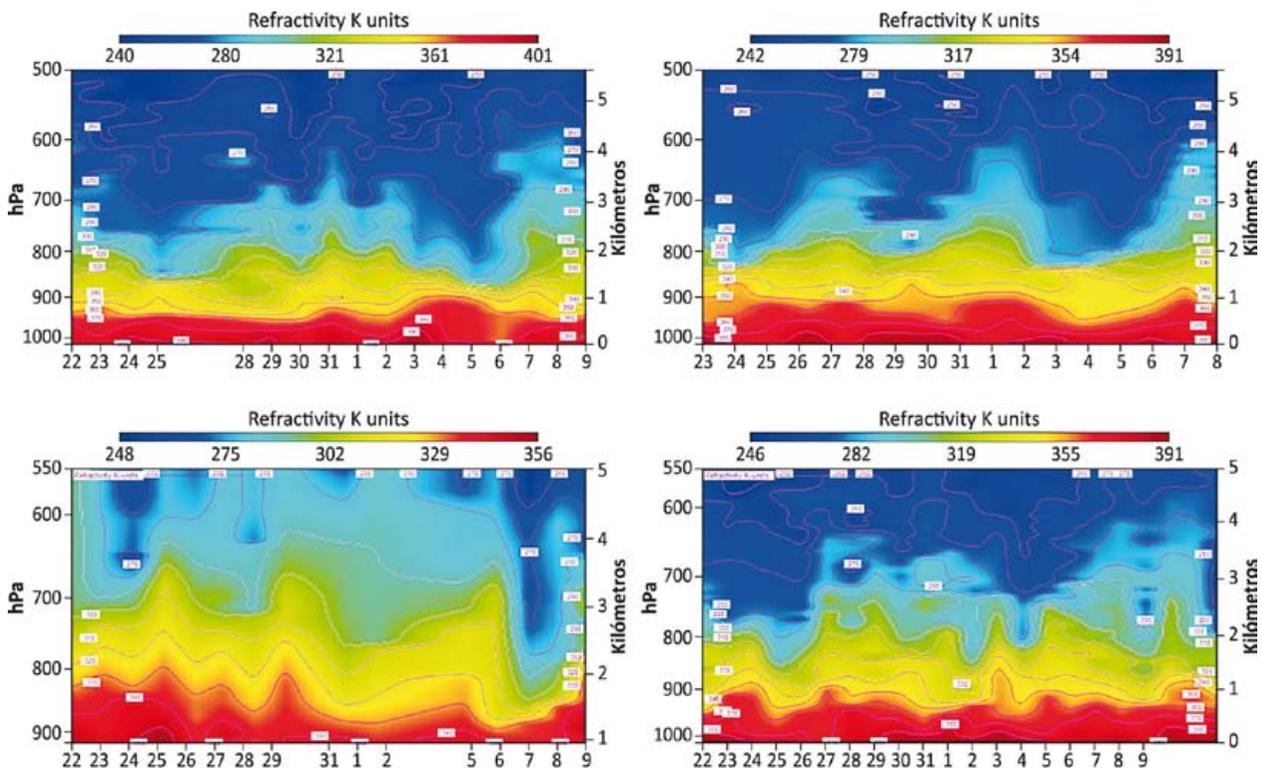


Figura 12. Refractividad para el período del 22 de julio al 9 de agosto de 2013. Gran Caimán (arriba-izquierda), República Dominicana (arriba-derecha), Costa Rica (abajo-izquierda) y Trinidad (abajo-derecha). Fuente: datos de radiosondeos tomados de Ogimet y Universidad de Wyoming.

los cambios más importantes se generan dentro de la CLA debido a que en esta capa existe una mayor turbulencia y mezcla.

Cuando se analizó la razón de mezcla en la figura 13, se observa que fue más sensible a ser modificada por el ingreso de la masa de polvo del Sahara en el Caribe; se observó que las modificaciones se presentaron en la CLA, como consecuencia de que en esta región de la atmósfera se da el transporte de polvo del Sahara por sus características en la velocidad de deposición y su vida media en la atmósfera.

En los radiosondeos de Trinidad y Tobago realizados entre los días cuatro y cinco de agosto

y los kilómetros 1 y 3, se redujo la mitad de la MXR (gramos de vapor por kilogramo de aire seco) como se muestra en la figura 13, coincidiendo con los cambios en la refractividad en la CLA. En Santo Domingo la disminución en la MXR se presenta el día cinco de agosto, luego vemos en Gran Caimán una disminución entre el cinco y seis del mismo día, entre los niveles de 850 y 700 hPa y finalmente vemos la variación en Costa Rica, conjuntamente con el desplazamiento de la masa de polvo del Sahara. Estas variaciones en la MXR son casi imperceptibles por encima de 500 hPa.

Esta reducción en la MXR se debió a la masa de polvo del Sahara, principalmente porque vuelve el aire más estable y seco, favoreciendo una mayor

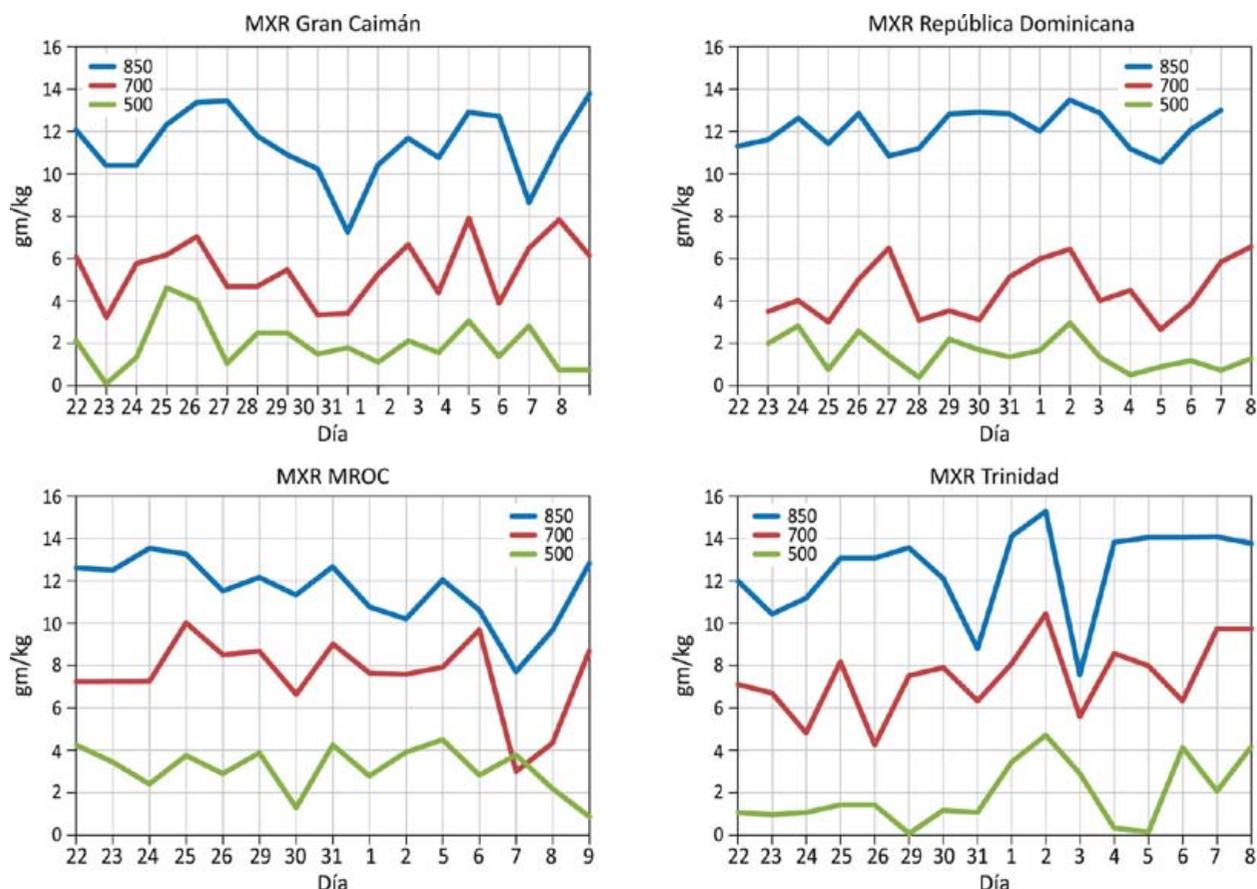


Figura 13. Razón de mezcla en los niveles de 850, 700 y 500 hPa para el período del 22 de julio al 9 de agosto de 2013. Gran Caimán (arriba-izquierda), República Dominicana (arriba-derecha), Costa Rica (abajo-izquierda) y Trinidad (abajo-derecha).

Fuente: datos de radiosondeos tomados de Ogimet y Universidad de Wyoming.

cortante de viento, impidiendo el desarrollo de nubosidad por sobre 1 km de altura, reduciendo significativamente el contenido de agua en la CLA de la atmósfera. No se observan cambios importantes en la MXR sobre los 500 hPa o 5 km, debido a la disminución del contenido de agua consecuencia exclusiva de la intrusión de la masa de polvo del Sahara y la modificación de las propiedades en la CLA, donde ocurren los procesos de transporte del polvo.

La [figura 13](#) muestra las variaciones en la THTe en los radiosondeos durante el período investigado. Entre el tres y cuatro de agosto se observa una disminución en la THTe en Trinidad y Tobago, resultado de la presencia de una masa más estable

y la presencia de una inversión atmosférica. En República Dominicana se presenta una disminución en la THTe durante el día tres de agosto, en niveles de 700 y hasta 500 hPa y en 850 hPa el cuatro de agosto, coincidiendo con las variaciones en la MXR y la incursión de los aerosoles.

Gran Caimán presenta variaciones menores como se muestra en la [figura 14](#) y finalmente se observa que en los radiosondeos de Costa Rica entre el seis y el ocho de agosto hay una disminución de la THTe, volviendo así más estable la CLA sobre la región durante ese período y por lo tanto reduciendo las lluvias. Esto es consecuencia de un enfriamiento de la masa de aire en su interior,

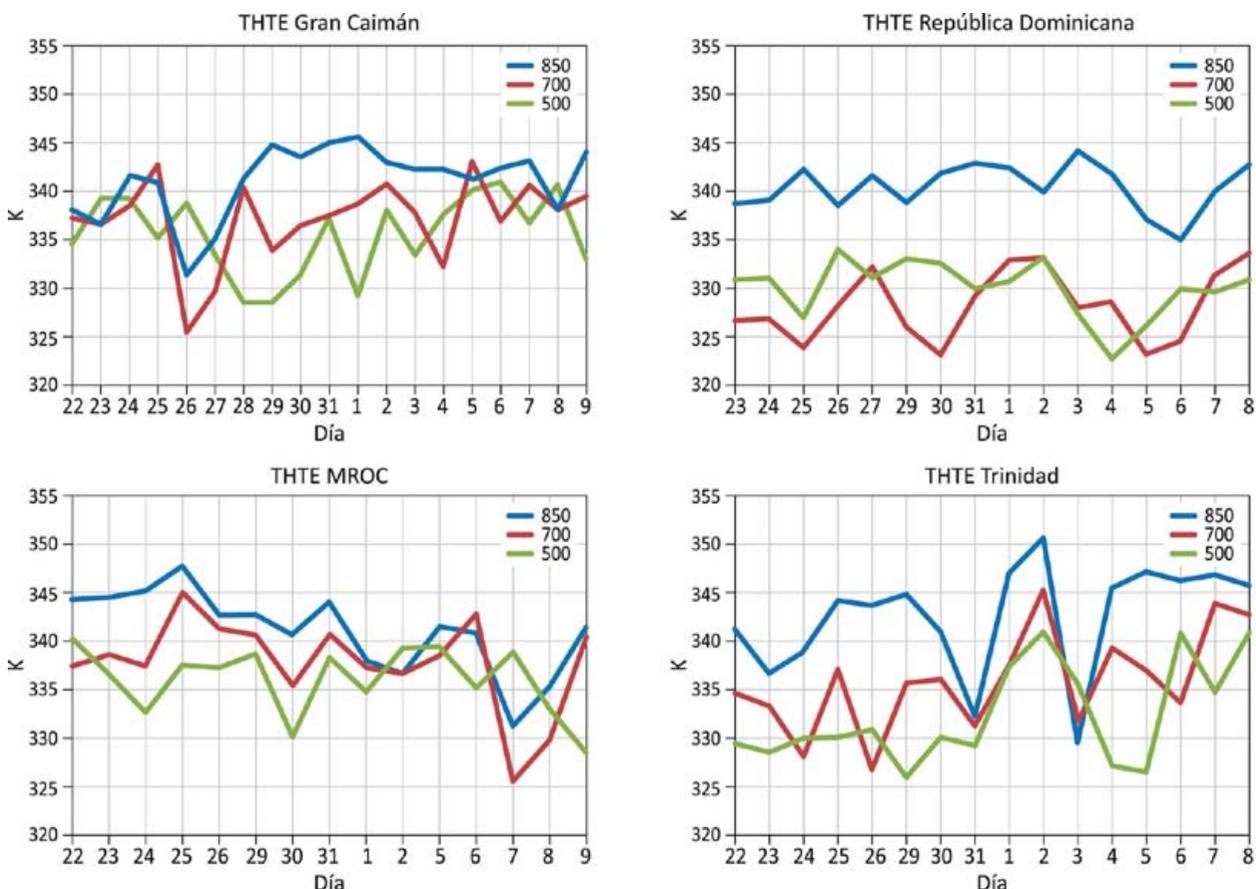


Figura 14. Temperatura potencial equivalente en 850, 700 y 500 hPa para el período del 22 de julio al 9 de agosto de 2013. Gran Caimán (arriba-izquierda), República Dominicana (arriba-derecha), Costa Rica (abajo-izquierda) y Trinidad (abajo-derecha).

Fuente: datos de radiosondeos tomados de Ogimet y Universidad de Wyoming.

mientras el exterior de la masa de aire se calienta como lo explican Zhu et al. (2007). El efecto de la inversión atmosférica es más visible en la [figura 17](#) para el radiosondeo de Costa Rica.

Según Rogers (1977), la THTE es la temperatura que tendrá una muestra de aire que pierde toda su humedad por condensación, utilizando el calor latente de condensación para calentarla y luego llevándola de vuelta al nivel de 1000 hPa mediante un proceso adiabático seco; se puede decir que a menor razón de mezcla la THTE tendrá que disminuir proporcionalmente como consecuencia de la presencia de menor calor latente, por eso se observa un comportamiento similar en la reducción de la THTE en 850 y 700 hPa (aproximadamente hasta 3 km). En la [figura 14](#) se muestra una reducción significativa de

la MXR y la THTE durante el cuatro de agosto en Trinidad & Tobago, los días cinco y seis en República Dominicana, el día cinco en Gran Caimán y finalmente entre los días seis y ocho de agosto en Costa Rica.

La [figura 15](#) muestra una reducción significativa de la MXR y la THTE entre los días seis y ocho en Costa Rica (contornos azules), generados por el aumento del polvo del Sahara sobre la región y con ello la deposición de partículas PM10 en toda la región metropolitana del Valle Central tal como se registró.

Es posible deducir, que la deposición de polvo del Sahara se presentó en mayor medida a barlovento de la cordillera montañosa de Talamanca, en la región continental del Caribe Centroamericano,

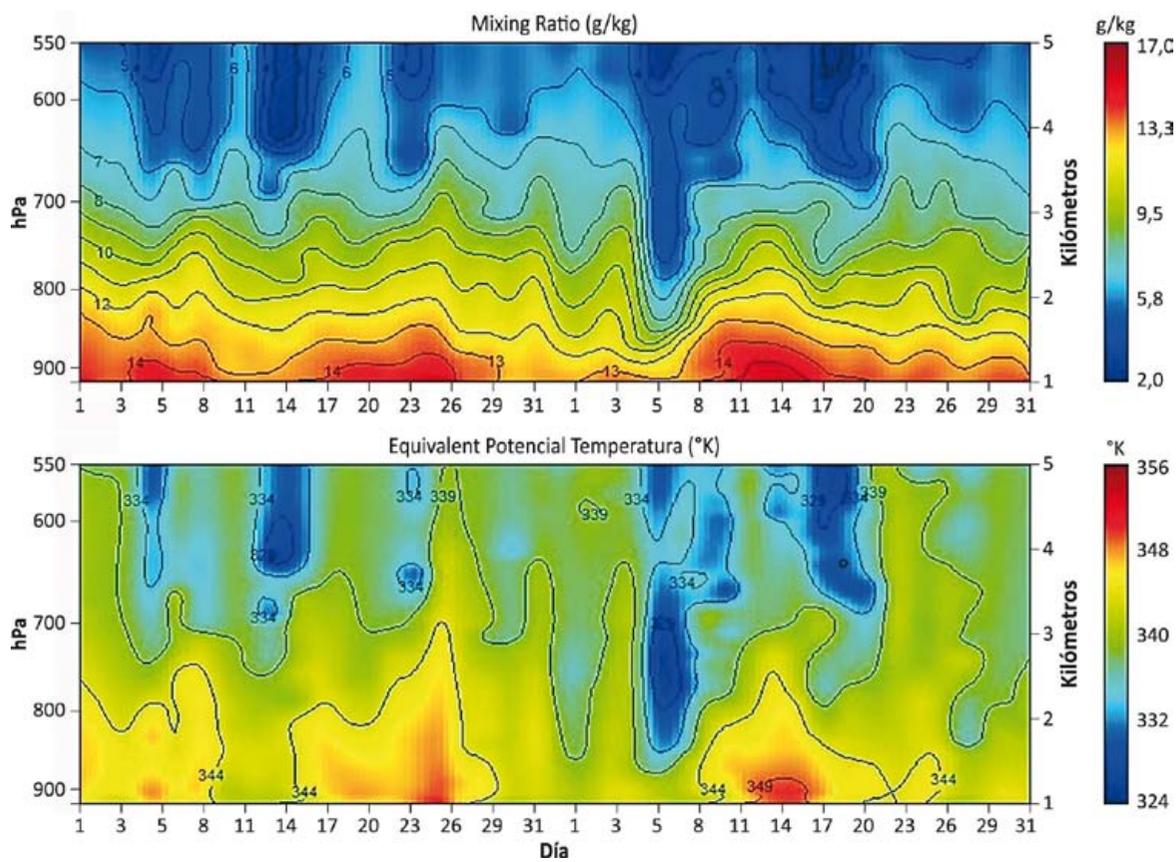


Figura 15. Razón de mezcla y temperatura potencial equivalente entre superficie y 500 hPa en el período del 1 de julio al 31 de agosto de 2013 en Costa Rica.

Fuente: datos de radiosondeos tomados de Ogimet y Universidad de Wyoming.

provocando también una mayor incidencia de problemas respiratorios a las poblaciones ubicadas en esta región; estos procesos de deposición también favorecen a la fertilización natural de los bosques, manteniendo un equilibrio en sus ecosistemas.

En la [figura 16](#) se muestran las repercusiones que se tuvieron en la precipitación de Costa Rica, durante el período del 22 al nueve de agosto debido a la incursión del polvo del Sahara en la CLA de Centroamérica. Se observa en las estaciones muestreadas que todas tienen una disminución de las precipitaciones entre el seis y ocho de agosto, en comparación con el resto del período; en la estación de Limón se observa que aunque luego del 30 de agosto hubo una disminución en las lluvias, los días cinco y siete estuvieron sin lluvias, por otro lado en San José y el aeropuerto Juan Santamaría (Alajuela), disminuyeron las precipitaciones después del cinco de agosto

de manera significativa. La estación de Damas ubicada en el Pacífico Central fue una de las que presentó menores variaciones en la lluvia, posiblemente consecuencia de la deposición del polvo del Sahara del lado de barlovento de la cordillera montañosa y la influencia de la brisa marina en la generación de convección en el Pacífico Central y Sur.

En la [figura 17](#) se muestran los niveles de concentración de PM10, de los nueve puntos de medición de partículas para el año 2013, donde los máximos observados corresponden en todos los puntos a los días seis y siete de agosto, mismos que a su vez responden a datos estadísticamente atípicos. Estos valores representan el episodio de los polvos provenientes del Sahara. La única excepción es la estación de Escazú la cual muestra un máximo el 20 de marzo, sin embargo esto se debió a que en los días del episodio, la estación no trabajó, lo cual hace que no se tome en cuenta

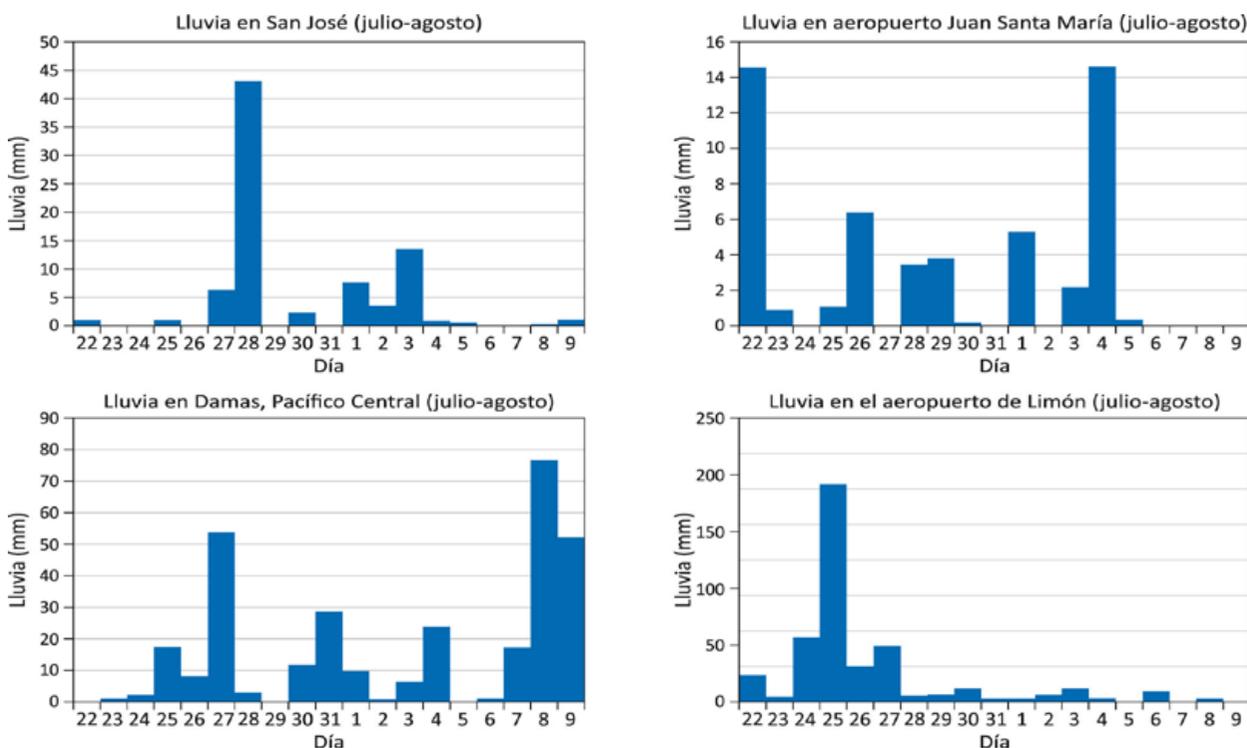


Figura 16. Lluvia diaria en San José, aeropuerto Juan Santamaría, Damas y Limón en el período del 22 de julio al 9 de agosto de 2013. Fuente: IMN.

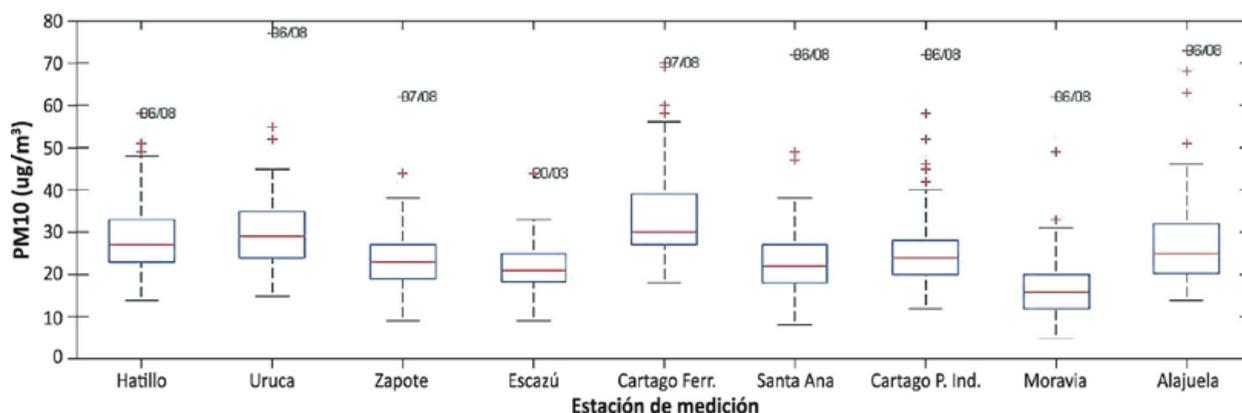


Figura 17. Gráfico de cajas de los niveles de concentración de partículas PM10 en la GAM para el año 2013.

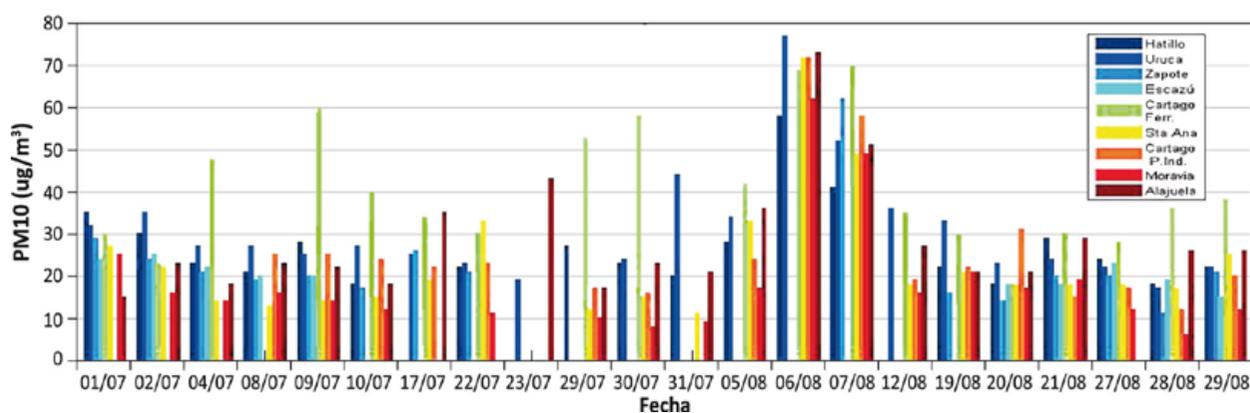


Figura 18. Niveles de concentración de PM10 en los 9 puntos de medición de la GAM para el periodo comprendido entre julio y agosto 2013.

para el evento estudiado. No obstante, se incluyó en el estudio a manera de referencia de los niveles de partículas anuales para esa ubicación específica.

En la figura 18 se muestra que en los nueve puntos de medición se obtienen los picos máximos del episodio estudiado (06-07/08). Es decir, los promedios máximos responden a una tendencia general en todas las estaciones, por lo que se puede afirmar que efectivamente en toda la GAM se experimentó un aumento significativo en los días del episodio de los polvos provenientes del Sahara. Por otro lado, los picos máximos que se observan para la estación de Cartago Ferrocarril, figura 18, corresponden a máximos reportados

solo para esa estación específica de la GAM. Este comportamiento aislado no corresponde a un aumento que sea de importancia en el promedio de la zona de la GAM.

El AOD (término del inglés Aerosol Absorption Optical Depth) conocido también como AOT (del inglés Aerosol Optical Thickness), es una medida de la concentración de partículas (aerosoles) en Ultra Violeta (UV) cercano, como son el humo y el polvo mineral. Los productos de OMI-Aura (Ozone Monitoring Instrument) proporcionan AOD (UV-cercano) de números de longitudes de onda entre los 342 y 500nm. El AOD UV-cercano es comúnmente representado por la letra griega tau, τ . Se dice que el AOT es el grado en que

los aerosoles impiden la transmisión de luz por absorción o dispersión de la luz, NASA GES DISC (2014).

El AOD o AOT (τ) se utiliza para diferentes aplicaciones entre las cuales se pueden mencionar la corrección atmosférica de las características superficiales de sensores remotos, el seguimiento de las fuentes y sumideros de los aerosoles, la vigilancia de las erupciones volcánicas y los incendios forestales, modelos de transferencia radiativa, calidad del aire, salud y medio ambiente, balance de radiación terrestre y cambio climático, según NASA GES DISC (2014).

El aumento en concentración de partículas PM10 en la GAM debido al episodio de polvo del Sahara, tiene importancia de acuerdo al marco referencia temporal que se tome en cuenta. Si se toma en cuenta una resolución anual, el aumento corresponde a un 3% promedio en toda la zona de la GAM. Los promedios anuales no sufrieron un aumento significativo por acción de este episodio; sin embargo si se toma en cuenta un marco temporal diario, los aumentos debido a este transporte de polvo proveniente del norte africano fueron de un 144%, es decir, los valores obtenidos de concentración de PM10 durante los días del episodio fueron 144% más grandes que los valores promedio observados en los días sin episodio, para cada una de los puntos de medición, más del doble de los valores sugeridos por la OMS por día, condición que podría favorecer la generación de mayor incidencia de casos de asma y enfermedades respiratorias, sin incluir los problemas que se podrían generar por la presencia de bacterias, virus u hongos no identificados aun dentro de la masa de polvo Sahariano.

Este aumento indica que el episodio observado para los días seis y siete de agosto del año 2013, experimentó aumentos en la concentración de partículas PM10 de importancia atmosférica y la salud humana en periodos de tiempo diarios, como se observa en la [figura 19](#), los casos de

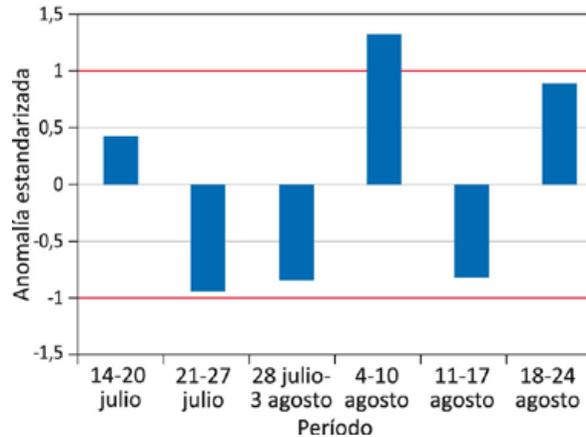


Figura 19. Casos atendidos por enfermedades respiratorias por semanas epidemiológicas entre el 14 de julio al 24 de agosto 2013.

Fuente: Caja Costarricense del Seguro Social.

enfermedades respiratorias agudas de las vías superiores (IRAS) aumentaron en más de 1,3 desviaciones estándar en la GAM de Costa Rica, es decir en más de 400 casos sobre el promedio semanal de 9000 casos para el período en estudio.

Es importante señalar, que las afectaciones por asma y alergias posiblemente hayan aumentado de manera significativa, aunque en este estudio no se presentan debido a la falta de información más específica y detallada; igualmente es probable que en la provincia de Limón se haya tenido un mayor incremento de casos de enfermedades respiratorias (especialmente asma y alergias) que en la GAM, consecuencia de la orografía y la ubicación más cerca del mar Caribe muy posiblemente presentaron una mayor cantidad de casos en comparación con el promedio.

4. Conclusiones

El análisis muestra que la CLA atmosférica de la región de Centroamérica y el Caribe modifica su contenido de agua, humedad, THTE, nubosidad y refractividad entre 1 km desde la superficie hasta 4 km con la incursión de una masa de polvo del Sahara y el Sahel. El efecto de menos

precipitaciones es más notorio en Costa Rica, debido a la interacción que tienen los sectores montañosos en la generación de más turbulencia y la mezcla en la CL Centroamericana, así como la posible influencia de la corriente de chorro de bajo nivel del Caribe que alarga el tiempo de deposición del polvo. Estas condiciones podrían generar o acelerar los procesos de deposición y con ello tener mayor incidencia en la modificación de las propiedades de la CL, como se presenta en las variaciones de MXR y THTE sobre la masa continental presentados en esta investigación.

Aunque se observó que todo el proceso duró entre seis y ocho días desde que salió la masa de polvo de África, los efectos de la incursión de una masa de polvo en el Mar Caribe puede durar de uno a tres días dependiendo del tamaño de las partículas y de la condición sinóptica general, en especial el viento que en el caso del Mar Caribe, el chorro de bajo nivel del Caribe se convierte en el principal agente transportador.

De las variables de los radiosondeos analizadas se determinó que la MXR y THTE son las más sensibles en ser modificadas, disminuyendo hasta a la mitad de su valor promedio, lo que representa una masa con menor contenido de agua y mucho más estable, que se convierte en un inhibidor de la precipitación, por lo que se concluye que existe cierta relación entre la incursión de una masa de polvo del Sahara y el Sahel con la disminución de las precipitaciones. La incursión del polvo del Sahara también aumenta la cortante de viento, lo que suprime la convección mediante la introducción de aire estable y seco, aumentando en la cortante vertical del viento horizontal entre 850 hPa y 500 hPa, condición que favorece que se fortalezca la inversión en los alisios en las capas altas de la troposfera (250 hpa).

Se puede determinar que las precipitaciones en Costa Rica se redujeron significativamente en el Caribe y Valle Central, sin tener un evento sinóptico afectando con subsidencia, lo cual se

puede atribuir al ingreso de la masa de polvo del Sahara en el país. Las precipitaciones se redujeron en mayor medida en las regiones del Caribe y el Valle Central, contrariamente a lo que se presentó en las regiones del Pacífico Central, donde solo se vieron afectadas las precipitaciones durante el día seis de agosto, por lo que pareciera que las regiones del Pacífico se ven menos influenciadas en la reducción de las lluvias, posiblemente por la influencia de fenómenos locales como la brisa marina y el efecto de barrera que presenta la cordillera montañosa de Talamanca, lo que acelera el proceso de deposición del polvo.

Las imágenes satelitales proporcionadas por OMI-Aura, específicamente el producto AOD (500nm) confirman la llegada de polvo proveniente del Sahara evidenciando un episodio importante con máximos de deposición los días seis y siete de agosto del año 2013 sobre Centroamérica. El evento tardó alrededor de unos seis días trasportándose desde el desierto del Sahara hasta el Caribe y Centroamérica como se observa en la [figura 10](#).

El aumento en concentración de PM10 fue de un 144% durante los días del episodio con respecto a los niveles de concentración usuales observados en la red de monitoreo distribuida en la GAM de Costa Rica para el año 2013. Estos picos de concentración corresponden al aumento de un 3% del promedio anual de PM10.

El aumento en los niveles de concentración de PM10 que provocó el episodio estudiado en la región costarricense, tiene importancia sobre los efectos a la salud humana en los días del evento, aumentando los casos de enfermedades como IRAS, asma y alergias. Es de gran importancia hacer un esfuerzo para efectuar métodos de pronóstico de concentración de aerosoles debido a los problemas que pueden causar al ser humano, tanto su nivel de concentración usual de PM10 por fuentes antropogénicas (como emisiones de carbono y polución, entre otros), como los

provocados por efectos de episodios naturales como el estudiado en este trabajo.

Se recomienda para futuros trabajos estudiar la composición química de las muestras recolectadas, con el fin de estudiar las diferencias entre partículas antropogénicas y naturales provenientes del desierto del Sahara y del Sahel.

5. Referencias bibliográficas

- Afeti, GM & Resch, FJ. (2000). Physical characteristics of Saharan dust near the Gulf of Guinea. *Atmospheric Environment*. 34:1273–9.
- Asnani, C. (1993). *Tropical meteorology*. Indian Institute of Tropical Meteorology. Pashan, Pune-411008, India.
- Avila, A.; Alarcón, M. & Queralt, I. (1998). The chemical composition of dust transported in red rains: its contribution to the biogeochemical cycle of a holm oak forest in Catalonia (Spain). *Atmospheric Environment*. 32:179-191.
- Chadwick, OA.; Derry, LA.; Vitousek, PM.; Huebert, B.J. & Hedin, L.O. (1999). Changing sources of nutrients during four million years of ecosystem development. *Nature*. 397:491-497.
- Chiapello, I.; Bergametti, G.; Chatenet, B.; Bousquet, P.; Dulac, F. & Soares, ES. (1997). Origins of African dust transported over the northeastern tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research*. 102(12), 13701–13709.
- Chiapello, I.; Moulin, C. & Prospero, JM. (2005). Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness. *Journal of Geophysical Research*. 110.
- Dunion, JP. & Velden. CS. (2004). The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 85(3), 353-365.
- Engelstaedter, S. & Washington, R. (2007). Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust. *Journal of Geophysical Research*. 112.
- Finlayson-Pitts, BJ. & Pitts, J.R. (2000). *Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere*. Academic press. USA. 22, 439.
- Foken, T. (2008). *Micrometeorology*. Springer. Fifth edition, 5 - 251 pp.
- Foltz, GR. & McPhaden, MJ. (2008). Impact of Saharan dust on tropical North Atlantic SST. *Journal of Climate*. 21, 5048–5060.
- Goudie, A.; Washington, R.; Todd, M. & Swann, M. (2003.) *North African dust production: Source areas and variability*. CLIVAR -Exchanges, 27.
- Herrera J. (2007). *Inventario de Emisiones de Contaminantes Criterio de la GAM de Costa Rica: 2007*. Informe técnico. Recuperado de: http://www.digeca.go.cr/aire/aire_descargas.html.
- Holton, J. (2004). *An introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press. Fourth edition, 531 pp.
- Joseph M.; Prospero, O. & Mayol-Bracero, L. (2013). Understanding the Transport and Impact of African Dust on the Caribbean Basin. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 94 (9) 1329-1337.
- Kabatas, B.; Unal, A.; Pierce, RB.; Kindapa, T. & Pozzoli, L. (2014). The contribution of Saharan dust in PM10 concentration levels in Anatolian Peninsula of Turkey. *Science of the Total Environment* 488–489 (1), 413–421
- Kumar, A.; Abouchami, W.; Galer, SJG; Garrison, VH.; Williams, E. & Andreae, M.O (2014). A radiogenic isotope tracer study of transatlantic dust transport from Africa to the Caribbean. *Atmospheric Environment*. 82 130-143.

- Löye-Pilot, MD.; Martin, JM. & Morelli, J. (1986). Influence of Saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the Mediterranean. *Nature*. 321:427-428.
- Martin, E. & Schumacher, C. (2011). An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Journal of Climate*. 813-824.
- Middleton, NJ. & Goudie, AS. (2001). *Saharan dust: sources and trajectories*. Transactions of the Institute of British Geographers, 26:165–181.
- NASA GES DISC. (2014). *Giovanni Online Users Manual*. Recuperado de: <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/additional/users-manual>.
- Nowotnick, E.; Colarco, P.; Da Silva, A.; Hlavka, D. & McGill, M. (2011). The fate of saharan dust across the atlantic and implications for a central american dust barrier. *Atmospheric Chemistry Physics*. 11, 84158431.
- Prospero, JM.; Bonatti, E.; Schubert, C. & Carlson, TN. (1970). Dust in the Caribbean Atmosphere Traced to an African Dust Storm. *Earth and Planetary Science Letters*. 9, 287-293.
- Rogers, R. (1977). *Física de las Nubes*. Editorial Barcelona : Reverté.
- Sandstrom, T. & Forsberg, B. (2008). Desert dust. An unrecognized source of dangerous air pollution? *Epidemiology*. 19 (6): 808–9.
- Talbot, RW.; Harriss, RC.; Browell, EV.; Gregory, GL.; Sebacher, DI. & Beck, SM. (1986). Distribution and Geochemistry of Aerosols in the Tropical North Atlantic Troposphere: Relationship to Saharan Dust. *Journal of Geophysical Research*. 91:5173-5182.
- Washington, R. & Todd, MC. (2005). Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé Depression, Chad: The role of the low level jet. *Geophysical Research Letters*. 32.
- Zhu, A.; Ramanathan, V.; Li, F. & Kim, D. (2007). Dust plumes over the Pacific, Indian, and Atlantic oceans: Climatology and radiative impact. *Journal Geophysical Research*. 112, D16208, doi:10.1029/2007JD008427.

Enlaces de Internet

- Directriz de 2005 de la Organización Mundial de la Salud. Recuperado de: <http://www.who.int/mediacentre/factsheets/fs313/es/>.
- Earth System Research Laboratory, Physical Sciences Division. Reanalysis NCAR/NOAA. Recuperado de: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>.
- ERA-Interim. Reanalysis European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. Recuperado de: http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/.
- Imágenes de satélite de la NOAA, Satellite and Information services del GOES- 7. Recuperado de: www.ncdc.noaa.gov/gibbs/.
- Radiosondeos de Norman Oklahoma. Department of Atmospheric Science, Wyoming University. . Recuperado de: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

Variables climáticas y oceánicas como posibles predictores de la temporada de incendios forestales en Costa Rica

MAGDA CAMPOS B.¹
WERNER STOLZ E.²

Resumen

Los incendios forestales se presentan a nivel nacional, aunque con mayor frecuencia en la provincia de Guanacaste. Este estudio enmarca los incendios forestales dentro del marco conceptual definido por el Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC), a saber, las Áreas de Conservación (AC), dentro de las cuales se encuentran además las Áreas Silvestres Protegidas (ASP), las cuales históricamente cuentan con ecosistemas frágiles e importantes, por lo que deben ser protegidos. Los análisis se hicieron a nivel nacional y se particularizaron en la provincia mencionada, la cual comprende las Áreas de Conservación Tempisque (ACT), Guanacaste (ACG) y Arenal Tempisque (ACA-T). Para los propósitos de este estudio, se analizaron las relaciones entre algunas variables oceánicas y climáticas tales como la temperatura superficial del océano Pacífico ecuatorial, la temperatura del aire y la lluvia con el número de incendios forestales, la cantidad de área quemada por éstos y los puntos de calor. A partir de los resultados, se determinó que los años con menor número de incendios coincidieron con el fenómeno "La Niña", y por el contrario, los años en que se registró el mayor número de incendios fueron precedidos por semestres secos independientemente de la fase del ENOS presente. Se determinó que las variables climáticas y oceánicas analizadas deberían tomarse en cuenta en la formulación de un índice de intensidad incendios forestales.

PALABRAS CLAVE: INCENDIOS FORESTALES, FENÓMENO ENOS, ANOMALÍA DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR, VARIABLES CLIMÁTICAS, PUNTOS DE CALOR, PREDICTORES O INDICADORES CLIMÁTICOS.

Abstract

Forest fires occur throughout the country, emphatically in some regions rather than others like Guanacaste. This study of forest fires goes into what is known under the conceptual framework defined by the National System of Conservation Areas (SINAC), namely Conservation Areas (AC), within which are in addition Areas framed Wild protected (ASP), which historically have fragile and important-to-be-protected ecosystems. The analyzes were performed nationally and making emphasis in the mentioned province comprising Tempisque Conservation Area (ACT), the Guanacaste Conservation Area (ACG) and the Tempisque Arenal Conservation Area (ACA-T). For purposes of the study, were analyzed the relations between some oceanic and climatic variables such as surface equatorial Pacific ocean, air temperature and rain with forest fires, the amount of area affected and hot spots. From the results, it was determined that the years with less number of fires agreed with La Niña phenomenon, and contrary, to the years when more number of fires occurred had dried semesters in previous years regardless of ENOS phases present in these periods. It was determined that the climatic and oceanic variables analyzed should be taken into account in the development and implementation of an index of intensity wildfire season.

KEYWORD: FOREST FIRES, ENOS PHENOMENON, SEA SURFACE TEMPERATURE ANOMALY, ATMOSPHERIC VARIABLES, HOT SPOTS, CLIMATE PREDICTORS.

1 MSc. en Biología. Departamento de Climatología e Investigaciones Aplicadas. Instituto Meteorológico Nacional. Email: mgcampos@imn.ac.cr

2 Lic. en Meteorología. Departamento de Meteorología Sinóptica y Aeronáutica. Instituto Meteorológico Nacional. Email: wstolz@imn.ac.cr

1. Introducción

Los incendios forestales afectan las Áreas de Conservación³ (AC) del país, por lo que resulta necesario se hagan estudios climáticos y valoraciones económicas de los daños y pérdidas a nivel nacional, enfatizando particularmente en las zonas de mayor afectación. El país está dividido en ocho AC y dentro de las que se encuentran las Áreas Silvestres Protegidas (ASP), a saber: Parques Nacionales, Reservas Forestales, Refugios de Vida Silvestre y Monumentos Nacionales, entre otras. Las pérdidas que dejan los incendios forestales en las mismas, conllevan grandes detrimentos en términos ecológicos, ya que los ecosistemas mantienen el equilibrio de las funciones vitales para la vida de las especies, incluyendo al ser humano, su equilibrio socioeconómico debido al uso de los recursos como base de las materias primas que brindan para la producción, los bienes de consumo y los servicios ambientales (Figueroa, s.f).

De acuerdo con los datos de la cantidad de hectáreas quemadas en las AC durante la temporada de incendios forestales (de enero de junio) y presentados por SINAC (s.f), los pastos y charrales son las coberturas mayormente afectadas por las quemaduras e incendios forestales, alcanzando cifras promedio de 174.000 y 86.000 hectáreas en los años 1998 y 2013 respectivamente. Los pastos se convierten en material altamente inflamable cuando se queman, particularmente en las temporadas secas en la provincia de Guanacaste y la quema de dichas coberturas se considera como una de las primeras causas que da origen a los incendios forestales (Román, 2014); mientras que los bosques primarios o maduros y los secundarios o en crecimiento, suman un total

de 73.000 hectáreas quemadas en las AC, en el periodo 1998-2013

El comportamiento de las temporadas de incendios forestales depende de varios factores, tanto antropogénicos como ambientales. Según la CONIFOR (2014) entre las causas más frecuentes durante los últimos siete años se pueden mencionar, por orden de mayor a menor incidencia: la quema de pastos, el vandalismo, la quema agropecuaria, la cacería, la venganza, la quema de basura, la quema de rondas, los rayos, los fumadores, las fogatas y el cambio de uso del suelo. Algunos de estos factores son impredecibles, particularmente los que están relacionados con hechos vandálicos (Villalobos, Retana, y Acuña, 2000).

Esta temática es del interés particular de diversas instituciones, tales como: la Comisión Nacional de Incendios Forestales (CONIFOR), el Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC), el Instituto Meteorológico Nacional (IMN), el Cuerpo de Bomberos de Costa Rica, el Instituto Nacional de Seguros (INS), así como de empresarios privados y comunidades locales.

Como antecedente, la [figura 1](#) muestra las Áreas de Conservación clasificadas según el grado de vulnerabilidad ante incendios forestales. La CONIFOR realizó una clasificación inicial dependiendo del grado de vulnerabilidad, la cual está fundamentada en la experiencia del coordinador de la misma tomando en cuenta la actividad de las temporadas de incendios en el periodo 1998-2013.

La vulnerabilidad fue definida en cuatro categorías⁴: **alta**: regiones del país en donde la época seca es prolongada y el tipo de vegetación, la topografía y otros factores climáticos favorecen que se presente una mayor cantidad de incendios forestales y el área afectada puede alcanzar hasta

3 Área de Conservación es una unidad territorialmente delimitada, en donde se interrelacionan actividades tanto privadas como estatales y se buscan soluciones conjuntas orientadas por estrategias de conservación y desarrollo sostenible de los recursos naturales y culturales.

4 (Román, 2014. Comunicación personal)



Figura 1. Grado de vulnerabilidad ante incendios forestales en las Áreas de Conservación (AC). Fuente: Román (2013 b).

un 78% del total nacional; **alta a mediana**: los incendios forestales se presentan con regularidad, pero en un porcentaje menor, alcanzando a lo sumo el 30% del área nacional afectada; **media a baja**: el área afectada puede llegar al 15% del país; **baja**: la incidencia de incendios es poca o casi nula. Tomando en cuenta lo anterior, en este estudio además del análisis nacional, se realizó uno particular en las Áreas de Conservación de la provincia de Guanacaste que son las que presentan el mayor nivel de vulnerabilidad, específicamente el ACG, el ACT y el ACA-T (ver figura 1).

De acuerdo con la CONIFOR (2014) tanto el ACG, ACT y ACA-T, han invertido recursos para tratar

de minimizar el riesgo a los incendios, algunas medidas tomadas son: a) reforestación, b) regeneración natural y, c) investigación.

En este contexto, los estudios climáticos podrían contribuir a dilucidar algunos predictores o indicadores del comportamiento de las temporadas de incendios, en relación a la afectación de las Áreas de Conservación (AC). Esto es de suma importancia para coordinar las actividades preventivas con suficiente antelación, tanto a nivel nacional como en particular en el ACT, ACG y ACA-T (provincia de Guanacaste), ya que según lo indican Acuña (s.f) y Vargas (2013), es donde se presenta la mayor cantidad de incendios

forestales. Con la determinación de dichos predictores, se podría construir un índice de incendios que permita prever el comportamiento de la temporada de incendios.

Las variables climáticas (atmosféricas) y oceánicas impactan regularmente a Costa Rica, dado que el país responde a los cambios tanto a nivel atmosférico como oceánico. La fase cálida del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) popularmente conocida como "El Niño", tiende a favorecer escenarios secos particularmente en Guanacaste, generando inclusive escenarios extremadamente secos, aunados al aumento en las temperaturas máximas y la velocidad del viento, factores que aumentan el riesgo de proliferación de incendios (Retana y Villalobos, 2000).

La prensa nacional, según Arrieta (2005); Blanco (2013); Vargas (2013) y Lascarez (2013), han documentado la ocurrencia de incendios forestales y los impactos que se presentan en diversos sectores en años en donde está presente este fenómeno.

Por lo expuesto anteriormente, se realizó la presente investigación con el objetivo de determinar las relaciones entre las variables atmosféricas y oceánicas, los incendios forestales, la cantidad de hectáreas quemadas y los puntos de calor.

2. Metodología

Las variables climáticas y oceánicas utilizadas en este estudio fueron: a) las anomalías de las temperaturas superficiales del océano Pacífico ecuatorial, en las regiones NIÑO1.2, NIÑO3 y NIÑO 3.4; b) el comportamiento de las lluvias en el semestre en donde se enmarca la temporada de incendios y el que lo precede; c) las temperaturas a nivel superficial sobre el país y su relación con otros factores, a saber: i) los puntos de calor, ii) la cantidad de incendios forestales y, iii) el número de hectáreas quemadas.

Primeramente se analizó a nivel nacional la relación estadística entre la cantidad anual de hectáreas quemadas y el número de incendios forestales en el período comprendido entre los años 2000 a 2013, a fin de conocer si a mayor número de incendios, mayor área quemada. Las bases de datos provienen de las estadísticas de CONIFOR-SINAC.

Seguidamente se estudió la cantidad de puntos de calor (2004-2013), cuyos datos fueron tomados de la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO) (<http://incendios1.conabio.gob.mx>), con el fin de determinar su relación con los incendios forestales en el país. Los puntos de calor se definen como un lugar de la superficie terrestre, que tenga un valor de temperatura para que el píxel de una imagen de satélite lo considere más caliente en relación con el área que lo circunda, además de que cumpla con los valores de umbral establecidos por el algoritmo que calcula el proceso (<http://incendios1.conabio.gob.mx>).

Por considerarse forzantes climáticos se analizaron los valores de las anomalías de la temperatura superficial del mar, en el período 1951-2014, en el semestre enero-junio y se correlacionaron estadísticamente con la cantidad de hectáreas quemadas, en cada una de las Áreas de Conservación del territorio nacional. Los valores de las anomalías son de la base de datos de la NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices>), las que corresponden a las regiones NIÑO (figura 2) definidas por la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, por sus siglas en inglés). El color rojo delimita la Región NIÑO4, amarillo, NIÑO4 y blanco NIÑO1.2. La región NIÑO3.4 es una intersección entre las regiones NIÑO3 y NIÑO4.

Para determinar las fases del fenómeno El Niño-Oscilación el Sur (ENOS), conocidas popularmente como El Niño (fase cálida del ENOS), La Niña (fase fría del ENOS) y neutral, se utilizó el Índice

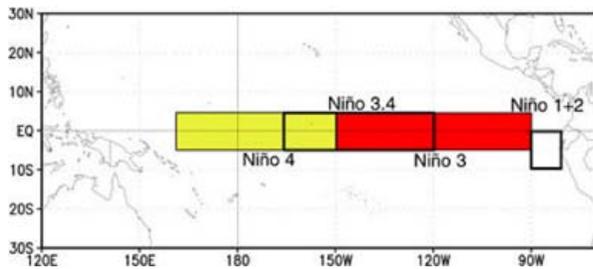


Figura 2. Delimitación geográfica de las regiones NIÑO: NIÑO1.2: 80°O-90°O y 0°S-5°S; NIÑO3: 90°O-150°O y 5°N-5°S; NIÑO3.4: 120°O-170°O y 5°N-5°S y NIÑO4: 50°O-160°E y 5°N-5°S.

Fuente: (<http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php>).

Oceánico El Niño (ONI, siglas en inglés) http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

También se calculó la diferencia de temperatura del aire en el nivel atmosférico de 925 hectopascales (hPa), entre los cuatro años que registraron más de 40.000 hectáreas quemadas y los cuatro que registraron menos de 10.000, en Costa Rica.

Para establecer los escenarios climáticos que imperaron, desde muy seco a muy lluvioso, se determinó la variabilidad de los escenarios pluviométricos semestrales en Guanacaste – particularmente en los años más y menos activos en relación a la cantidad de hectáreas quemadas– se calculó el Índice Estandarizado de Precipitación-Evapotranspiración (SPEI, por sus siglas en inglés). El mismo se obtuvo utilizando el software disponible en el Portal del “SPEI Global Drought Monitor” (<http://sac.csic.es/spei/map/maps.html>). El SPEI es un índice que se calcula a partir de la diferencia entre la precipitación acumulada (en un periodo de tiempo) y la evapotranspiración potencial.

Se hicieron análisis a nivel nacional y en particular en la provincia de Guanacaste, por la cantidad de incendios forestales que se dan anualmente en esa provincia. Las temporadas de incendios de mayor y menor intensidad en Guanacaste,

se clasificaron en función de las fases del ENOS y el Índice SPEI semestral correspondiente, para determinar si existía alguna relación entre los mismos. Seguidamente se analizaron las relaciones entre la cantidad de puntos de calor, el número de incendios forestales, las anomalías semestrales de temperatura superficial del mar en las regiones NIÑO1.2 y NIÑO3 y la cantidad de hectáreas quemadas, con el fin de analizar la existencia de alguna relación entre alguna variable climática y los incendios.

Las anomalías regionales y semestrales de lluvia de Guanacaste se calcularon en relación al periodo 1979-2013 y se utilizaron los datos de las estaciones meteorológicas mecánicas de Bagaces (76026), Nicoya (72101), Liberia (74020) y Santa Cruz (72101), dado que esas estaciones cuentan con un récord de datos continuos de por lo menos 30 años. Los resultados se correlacionaron con la cantidad de hectáreas quemadas, para analizar su relación estadística.

Para obtener la diferencia de las temperaturas ambientales entre los años de mayor y menor cantidad de incendios forestales sobre la región centroamericana, se utilizó el software “Reanálisis” de la NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>).

3. Resultados

Los resultados obtenidos fueron los siguientes:

3.1. Análisis a nivel nacional

La **figura 3** muestra la distribución anual de las hectáreas quemadas y los incendios forestales contabilizados como un total para las Áreas de Conservación, en el periodo 2000-2013. Los años 2001, 2002 y 2013 fueron los más activos, dado que registraron cantidades superiores a las 40.000 hectáreas quemadas y, los menos activos, 2006,

2009 y 2011, con menos de 10.000 hectáreas. El año 2013 muestra el valor máximo y el 2011, el mínimo. El coeficiente de correlación de Pearson entre ambas series de tiempo es 0,89, por lo que se confirma que a mayor cantidad de incendios mayor es el número de hectáreas quemadas.

En la [figura 4](#) se muestra el número de incendios forestales y los puntos de calor, del año 2004 al 2013 a nivel nacional. El coeficiente de correlación de Pearson entre ambas series de datos es 0,78. Si bien es cierto que no es posible saber el número de incendios y su tamaño, porque no se tiene la certeza de que cada punto de calor corresponda a un incendio o a una quema

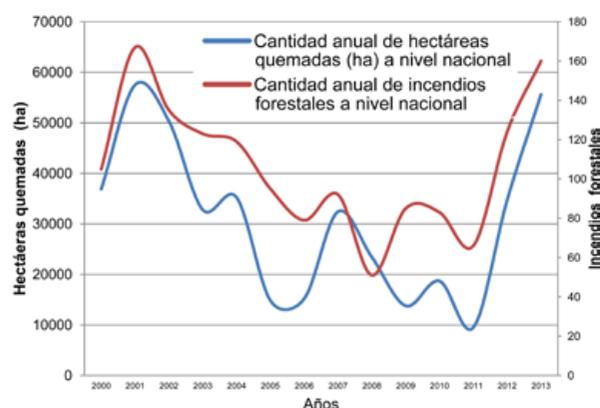


Figura 3. Hectáreas quemadas vs incendios forestales en las Áreas de Conservación de Costa Rica. Fuente: SINAC (s.f) y Román (2014).

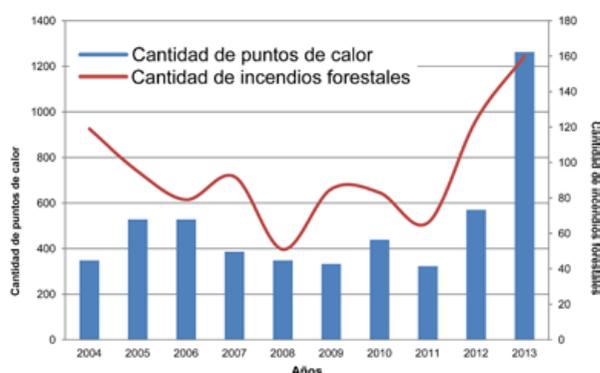


Figura 4. Puntos de calor vs incendios forestales a nivel nacional (2004-2013). Fuente: (<http://incendios1.conabio.gob.mx>) y (Román, 2014).

agrícola, así también porque en el área que cubre un píxel pueden estar ocurriendo uno o más eventos que generan la suficiente temperatura para alcanzar los umbrales establecidos (<http://incendios1.conabio.gob.mx>); los valores altos de la correlación estadística apuntan a que a mayor cantidad de puntos de calor deberían presentarse una mayor cantidad de incendios forestales.

El aumento significativo de ambas variables en los dos últimos años, 2012 y 2013, podría deberse a la anomalía extremadamente seca de lluvia que se presentó en ese periodo.

El fenómeno La Niña estuvo presente en los años 2006, 2008, 2009 y 2011, en los cuales se registraron las menores cantidades de puntos de calor, en relación al total de la serie de datos. Los años 2004 y 2010 registraron una mayor cantidad y tuvieron la presencia del fenómeno El Niño, mientras que los años 2005 y 2007 si bien fueron neutrales fueron precedidos por el mismo fenómeno en mención. Los años 2012 y 2013 muestran los valores máximos en relación al resto de los datos. Esta variabilidad climática provocada por el ENOS podría potenciar que una temporada de incendios sea más activa de lo normal.

En el [cuadro 1](#) se muestran los coeficientes de correlación de Pearson, aplicados a las anomalías de temperatura en las regiones NIÑO, en el periodo enero a junio y la cantidad de hectáreas quemadas para el mismo periodo en las Áreas de Conservación del país, en donde se observa que las AC en Guanacaste y Huetar Norte son las que mostraron los valores positivos más altos, lo que sugiere que a mayor temperatura en las regiones NIÑO analizadas, mayor cantidad de hectáreas quemadas.

Las anomalías de temperatura del mar en la región NIÑO1.2 mostraron un coeficiente de correlación de Pearson de 0,63 con la cantidad de hectáreas quemadas en la región Huetar Norte y 0,42 con Guanacaste, siendo los más altos.

Cuadro I. Coeficientes de Correlación de Pearson entre las anomalías de temperatura de las regiones NIÑO y la cantidad de hectáreas (1998-2013) quemadas en las AC

Área de Conservación	Región NIÑO	Coefficiente de correlación de Pearson
ACT, ACA-T, ACG	1.2	0,42
ACT, ACA-T, ACG	3	0,39
ACOPAC	1.2	0,03
ACOPAC	3	-0,03
ACCV	1.2	-0,17
ACCV	3	-0,11
ACOSA	1.2	-0,03
ACOSA	3	-0,12
ACAHN	1.2	0,63
ACAHN	3	0,36

Fuente: elaboración propia, IMN 2014.

La diferencia de temperatura entre los años de mayor y menor cantidad de hectáreas quemadas en el primer semestre del año (enero-junio) se muestra en la [figura 5](#). Las temperaturas fueron mayores en alrededor de 0,35°C en Guanacaste e inclusive mayores en su parte norte, en los años que tuvieron mayor cantidad de incendios. Lo que significa que existe una relación que apunta a que la variable climática de la temperatura está relacionada con los incendios.

3.2. Análisis en la provincia de Guanacaste

Esta región del país, tiene dos estaciones claramente definidas, la seca y la lluviosa. En Guanacaste, en particular, la primera va de diciembre a abril y la segunda de mayo a noviembre, en tanto que abril y noviembre son meses de transición entre ambas épocas. El período seco se caracteriza por la poca o la total ausencia de lluvia y temperaturas superiores a 32°C en marzo y abril (IMN, 2008).

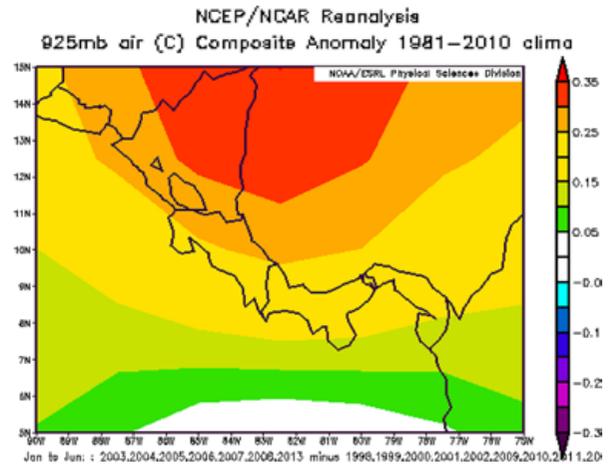


Figura 5. Diferencia entre las anomalías de temperatura (°C) entre los años con mayor y menor cantidad de hectáreas quemadas por incendios forestales, en el nivel atmosférico de 925 hectopascales (hpa).

Fuente: (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>).

El comportamiento de la estación seca en esta región, es modulado (entre otras cosas) por la actividad de los empujes fríos que arriban al Mar Caribe y/o al país, lo que causa un aumento de la presión atmosférica sobre dichas regiones generando un aceleramiento de la velocidad del viento sobre la provincia, particularmente en sus partes central y norte. Es decir, la temporada de incendios coincide con gran parte de la estación seca, el mes de transición y el inicio de la estación lluviosa en dicha provincia.

La cantidad anual de hectáreas quemadas por incendios en Guanacaste (en la cual están comprendidas el ACT, ACG Y ACA-T), durante los meses de enero a junio, se muestran en la [figura 6](#). Los años 2013, 1998, 2001 y 2002 muestran valores por encima de 40 000 hectáreas; por otro lado, en 1999, 2006, 2009 y 2011, los valores están por debajo de 10 000 hectáreas.

La variabilidad semestral del SPEI en el periodo enero 1998 a diciembre 2013, aplicada en Guanacaste se presenta en la [figura 7](#). El rango normal o promedio de largo plazo de las lluvias,

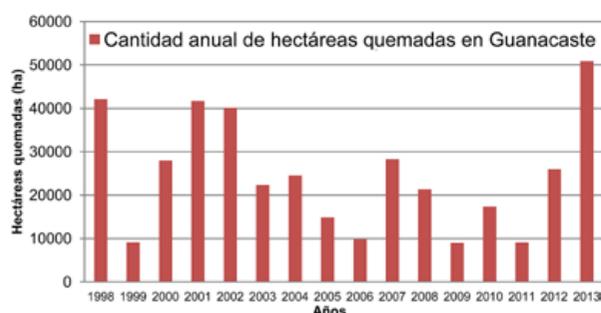


Figura 6. Hectáreas quemadas en la provincia de Guanacaste en el periodo 1998-2013.

Fuente: SINAC (s.f).

está acotado por un valor de SPEI de entre 0,5 y -0,5; el escenario ligeramente lluvioso, de 0,51 a 0,99 y muy lluvioso de 1 en adelante. Contrariamente, los mismos rangos del índice, pero negativos, tipifican escenarios ligeramente secos y muy secos. Tanto el primer semestre del año, en el cual se presenta la temporada de incendios, como el semestre que la antecede constituido por meses de estación lluviosa, muestran un comportamiento variable a lo largo de los años. Esta variabilidad de las condiciones pluviométricas determina el entorno en que iniciará la temporada, algunas serán anteceditas por estaciones lluviosas deficitarias mientras que otras, por estaciones lluviosas normales o con superávit.

Los primeros semestres de los años con mayor cantidad de hectáreas quemadas, a saber: 1998, 2001, 2002 y 2013 registraron valores negativos en relación al SPI, es decir, escenarios pluviométricos secos (ver puntos blancos de la figura 7). Todos los años con menor cantidad de hectáreas quemadas, 1999, 2006, 2009 y 2011, fueron precedidos por estaciones lluviosas con superávit, es decir, valores de SPI positivos (ver puntos rojos de la figura 7).

El coeficiente de correlación de Pearson entre la anomalía regional de lluvia de enero-junio en las estaciones meteorológicas de Bagaces (76026), Nicoya (72101), Liberia (74020) y Santa Cruz (72101), y la cantidad de hectáreas quemadas fue de -0.30; y en relación a la cantidad de incendios de -0.36. La relación negativa sugiere que a mayor superávit menor cantidad de incendios y viceversa.

El cuadro 2 muestra una clasificación de los años con mayor y menor cantidad de hectáreas quemadas, en función tanto del valor del SPEI como de la fase del ENOS correspondiente. El año en donde se registra el valor más alto de la anomalía de temperatura ya sea positiva o negativa, se designa como año (0) y el año que lo antecede año (-1). Se muestra que en el área de estudio las cuatro temporadas de incendios (1998, 2001, 2002 y 2013), con menor número



Figura 7. Índice SPEI semestral (1998-2013) sobre la región delimitada por 9.25°N, 86.25°O y 11.25°N, 84.75°O (1998-2013).

Fuente: (<http://sac.csic.es/spei/map/maps.html>).

Cuadro 2. Comparación del comportamiento de las fases del ENOS, el SPEI y las hectáreas quemadas en Guanacaste

Año	Fase del ENOS	Cantidad de hectáreas quemadas	Índice-semestral SPEI (año 0)	Índice-semestral SPEI (año -1)	Fase del ENOS (año-1)
1999	Niña	9 107	0.66	1.03	Niña
2006	Niña	9 837	-0.72	0.76	Niña
2009	Niña	8 987	-0.87	1.43	Niña
2011	Niña	9 090	-0.97	1.19	Niña
1998	Niño	42 102	-1.34	-1.09	Niño
2001	Niña	41 675	-0.60	-0.35	Niña
2002	Niño	40 110	-0.64	-0.45	Neutral
2013	Neutral	50 885	-1.45	-1.55	Neutral

Fuente: elaboración propia basado en <http://sac.csic.es/spei/map/maps.html>.

de hectáreas quemadas estuvieron asociadas con el fenómeno La Niña y fueron antecedidos (año -1) por semestres más lluviosos de lo normal, tal como muestran los valores semestrales positivos del SPEI para cada uno de esos años. Lo anterior, a pesar de tener escenarios secos propiamente en el año de la temporada analizada (año 0).

El año (0) es cuando el fenómeno de El Niño alcanza su temperatura más alta y el año (-1) es el inmediatamente anterior a este.

Los cuatro años que registraron mayores cantidades de hectáreas quemadas 1998, 2001, 2002 y 2013, estuvieron relacionados con diferentes fases del ENOS, pero siempre antecedidos por semestres secos o muy secos como en 1998 y 2013, independientemente de la fase del ENOS imperante.

4. Conclusiones

A nivel nacional, los puntos de calor son una buena medida de qué tan activa está siendo una temporada de incendios dada la alta correlación positiva estadística entre dicha variable y la cantidad de incendios forestales.

Las anomalías de temperatura superficial de océano Pacífico ecuatorial en las regiones NIÑO,

mostraron estar mayormente correlacionadas con las Áreas de Conservación Huetar Norte, Tempisque, Arenal-Tempisque y Guanacaste.

Los años en que se han presentado la menor cantidad de hectáreas quemadas, siempre fueron antecedidos por estaciones lluviosas moduladas por el fenómeno La Niña, es decir, la fase fría del ENOS. Por el contrario, los cuatro años con más incendios forestales estuvieron precedidos por estaciones lluviosas deficitarias; igualmente, el primer semestre del año acumuló también, menos lluvia de la normal.

La temperatura ambiente del primer semestre de los años más activos en Costa Rica, fue ligeramente más cálida que en los de menor actividad, en relación a la cantidad de hectáreas quemadas se refiere, en el nivel atmosférico de 925 hPa.

Las temporadas de incendios de los cuatro años que registraron menos de 10 000 hectáreas quemadas, estuvieron precedidas por semestres más lluviosos de lo normal y fases frías del fenómeno ENOS. Por el contrario, los cuatro años que sobrepasaron las 40 000 hectáreas quemadas mostraron semestres secos, tanto en el año de la temporada como en el semestre anterior, independientemente de la fase del ENOS que estuvo activa. Lo anterior indica, que el comportamiento de la estación lluviosa del

año que antecede a la temporada de incendios jugaría un rol esencial como predictor climático, en cuanto al tipo de actividad que tendría una temporada de incendios.

Con los resultados obtenidos se pudo comprobar, que las variables atmosféricas y oceánicas analizadas se deberían incorporar como indicadores o predictores climáticos en la implementación de un índice de intensidad de la temporada de incendios.

5. Recomendaciones

Implementar y/o continuar el registro mensual de las cantidades de incendios forestales y áreas quemadas a nivel nacional, tanto por Área Silvestre Protegida como por Área de Conservación, para ello se deben recuperar los registros mensuales disponibles.

Realizar un análisis a nivel diario del comportamiento del viento en relación a las temporadas de incendios forestales.

Continuar el análisis generalizándolo a todas las Áreas de Conservación del país y así poder profundizar el estudio de los predictores climáticos, que permita prever qué tan activa podrían ser las temporadas de incendios y así implementar un índice de incendios.

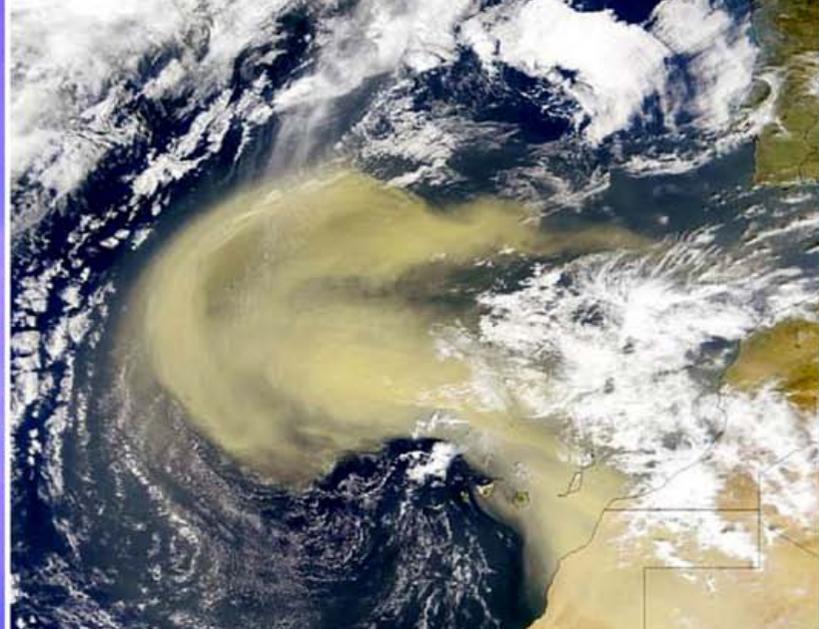
6. Referencias

- Acuña, A. (s.f). *Deforestación e Incendios forestales en Costa Rica*. IMN-MINAE. San José, Costa Rica. 8p.
- Arrieta, E. (2005). Temporada de incendios forestales será muy difícil. *La Prensa Libre Nacionales*. San José, Costa Rica. 10-1. 1p.
- Barrientos, Z. (2009). Biodiversidad y desarrollo en tiempos de crisis económica: desde una perspectiva socio biológica. *Revista posgrado y sociedad*. 9 (1), 40-79. Sistema de Estudios de Posgrado. Universidad Estatal a Distancia. San José, Costa Rica.
- Blanco, C. (2013). Falta de lluvias provocará más incendios forestales. *La Prensa Libre*. San José, Costa Rica. 12p.
- Climate Prediction Center, NOAA. (2014) *Episodes by season*. Recuperado de: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml
- CONIFOR, SINAC. (2014). *Estrategia nacional de Manejo Integral del fuego en Costa Rica. 2012-2021*. San José, Costa Rica. 70p.
- Echeverría, J; Solórzano, R. (1993). *Consideraciones sobre los costos y beneficios de la Conservación de la Diversidad Biológica en Costa Rica*. En: *Diversidad biológica, desarrollo sostenido/Roxana Salazar et al*. Ediciones Euro americano. San José, Costa Rica. 73-98 p.
- Figueroa, R. (s.f). ¿Puede la valoración económica de la diversidad biológica dar respuesta a su gestión sostenible? *Ambiente Ecológico*. Fundación Multimedia. Ecuador. Recuperado de: http://www.ambiente-ecologico.com/ediciones/informesEspeciales/008_InformesEspeciales_ValorizacionEconomicaBiodiversidad_JuanaFigueroa.php3
- Instituto Meteorológico Nacional (2008). *Clima, variabilidad y cambio climático en Costa Rica*. IMN, CRRH. San José, Costa Rica. 75 p.
- Lascarez, C. (2013). Campaña busca evitar los incendios forestales. *El País – La Nación*. San José, Costa Rica. 1p.
- Pauchard, A. (2000). La experiencia de Costa Rica en áreas protegidas. *Ambiente y Desarrollo*. 16 (3), 51-60.
- Retana, J. y Villalobos, R. (2000). Caracterización pluviométrica de la fase cálida de ENOS en Costa Rica con base en probabilidades de ocurrencia de eventos en tres

- escenarios: seco, normal y lluvioso. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. 7(2):117-124.
- Rhett, AB. (2014). *Indonesia's haze from forest fires kills 110,000. People per year*. Recuperado de: <http://news.mongabay.com/2014/0528-riau-fires.html#sthash.IMT4jPxN.dpbs>
- Román, LD. (2013a) SINAC. CONIFOR. *Informe Temporada. Incendios forestales (2013). Situación actual de necesidades del Programa Manejo del fuego*. Lámina 11. San José, Costa Rica.
- Román, LD. (2013b). *Incendios forestales y manejo del fuego en Costa Rica*. Láminas, 28,29 y 35. SINAC. CONIFOR. San José, Costa Rica.
- Román, LD. (2014). SINAC. CONIFOR. *Reportes Anuales*. San José, Costa Rica.
- Sistema Nacional de Áreas de Conservación (s.f). *Reporte Estadístico Forestal 2012*. SIREFOR-SINAC-MINAE. San José, Costa Rica. 50p.
- Vargas, C. (2013). Adelanto de época seca aumenta riesgo de incendios forestales. *El País-La Nación*. San José, Costa Rica. 2p.
- Villalobos, R.; Retana, J.; Acuña, A. (2000). *El Niño y los incendios forestales en Costa Rica. Tópicos Meteorológicos Oceanográficos*. San José, Costa Rica, 7(2):116-123.

7. Agradecimiento

Se agradece el aporte brindado por el señor Luis Diego Román, Coordinador de la Comisión Nacional de Incendios Forestales (CONIFOR-SINAC).



Instituto Meteorológico Nacional

Sitios web:
www.imn.ac.cr

Teléfono: (506) 2222 5616

Apartado postal: 5583-1000
San José
Costa Rica

