

VARIABILIDAD ESPACIO TEMPORAL DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR, EN EL
MAR CARIBE

TIME-SPACE SEA SURFACE TEMPERATURE VARIABILITY, IN THE CARIBBEAN SEA

Emilio Palacios-Hernández¹; Laura Carrillo²; Salvador Iván Meza-Romero³ y David Ávalos-Cueva^{4,5}¹ Universidad de Guadalajara, Depto. de Física; ² El Colegio de la Frontera Sur, Unidad Chetumal; ³ Escuela Ignacio L. Vallarta; ⁴ Universidad de Guadalajara, Depto. de Ingeniería Civil y Topografía. ⁵ Instituto Tecnológico Superior de Arandas.

RESUMEN

Se utilizaron 21 años de imágenes infrarrojas de satélite del Mar Caribe, desde enero de 1983 a diciembre de 2002, para describir la variabilidad de la temperatura superficial del mar. Las imágenes utilizadas fueron obtenidas de National Aeronautics and Space Administration Jet Propulsion Laboratory Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (<http://podaac.jpl.nasa.gov>) y cuentan con una resolución temporal de 8 días y una resolución espacial aproximada de 18 x 18 Km. Mediante un análisis armónico de señal anual, semianual, trianual y cuatrianual de las imágenes se obtuvieron series modeladas de temperatura superficial del mar para caracterizar la variabilidad climática por regiones en el Mar Caribe, las diferencias entre las series modeladas y la originales definen anomalías interanuales relacionadas principalmente con eventos como El Niño y La Niña entre otros. Estos eventos presentan tele-conexión con el Mar Caribe en un desfase de 4 a 5 meses. En este estudio se establece por primera vez el comportamiento climático de la temperatura superficial del Mar Caribe, así como su respuesta a eventos globales. Las series modeladas explican ~67% de la variabilidad de las series originales indicando que un 33% depende de fenómenos interanuales.

Palabras clave: Mar Caribe, El Niño, La Niña, Variabilidad Climática.

SUMMARY

Twenty-one years of infrared satellite images of the Caribbean Sea were used from January 1983 to December 2002 to describe the sea surface temperature variability. The images used were obtained from National Aeronautics and Space Administration Jet Propulsion Laboratory Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (<http://podaac.jpl.nasa.gov>). The images have a temporal resolution of 8 days and an approximate spatial resolution of 18 x 18 km. By means of a harmonic analysis of annual, semi-annual, tertiary and quarterly signal of the images, we obtained modeled series of sea surface temperature to characterize the climatic variability by region in the Caribbean Sea, the differences between the modeled and the original series define interannual anomalies related mainly to events such as El Niño and La Niña, among others. These events show teleconnection with the Caribbean Sea in a lag of 4 to 5 months. This study establishes for the first time the climatic behavior of the surface temperature of the Caribbean Sea, as well as its response to global events. The model series explain ~ 67% of the variability of the original series indicating that 33% depends on interannual phenomena.

Key words: Caribbean Sea, El Niño, La Niña, Climatic Variability.

INTRODUCCIÓN

La temperatura superficial del mar (TSM) es uno de los más importantes predictores en el comportamiento estacional del clima a nivel mundial (Tokio, 1983). Diversos investigadores (Enfield, 1996; Enfield y Mayer, 1997; Hernández, 2002) la utilizan en modelos estocásticos para brindar pronósticos de: la interacción océano-atmósfera, trayectoria de huracanes (Gray *et al.*, 1993), temperatura del aire (Barnett y Preisendorfer, 1987), el cuál pronostica la temperatura del aire predictora de lluvias y sequías en distintas regiones del mundo, como los de Ropelewski y Halpert (1987), Hastenrath *et al.*, (1984) y finalmente con enfoques multivariados en la pesca de especies de interés comercial (Dow, 1980).

Uno de los eventos de la variabilidad climática a escala global donde se utiliza la TSM como uno de sus principales predictores es el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) que se refiere a cambios a gran escala en las temperaturas en la superficie marina a través del Pacífico Tropical Oriental. Usualmente, las lecturas de la superficie del mar en las costas occidentales de Sudamérica van desde los 15° a los 20°C, mientras que los que exceden los 25°C se encuentran en la llamada "alberca de agua cálida", localizada en el Pacífico Central y Occidental. Esta alberca de agua cálida se expande para cubrir el trópico durante El Niño (EN), pero durante La Niña (LN), los vientos alisios de occidente se fortalecen y las corrientes frías a lo largo del Ecuador y la costa occidental de Sur América se intensifican. La temperatura del mar a lo largo del Ecuador puede disminuir hasta 4°C por debajo de lo normal. Hoy en día los trabajos de predicción son cada vez más necesarios, ya que son conocidas las pérdidas millonarias que ocurren por los efectos de este fenómeno en Perú, Chile, Ecuador, Brasil y en otras regiones del mundo (Hernández, 2002).

Regiones aledañas al Océano Pacífico, como las cuencas del Índico y el Atlántico, han cobrado interés por su probada teleconexión con el Pacífico, y más específicamente el Mar Caribe (Roger, 1984; Enfield y Mayer, 1997). En el Mar Caribe (MC), recién comienzan los estudios para el cálculo de TSM en el Atlántico, lo que ocurrió a partir de los efectos del fenómeno ENOS en el Pacífico.

Por medio de la teledetección satelital es posible obtener medidas de parámetros físicos de gran escala, con la suficiente resolución y cobertura espacial, para obtener una visión sinóptica de los océanos en tiempo real gracias a la disponibilidad instantánea de los datos de satélite como los de las series del *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA, Chuvieco-Salineró, 1996).

La interfase aire-mar es la frontera entre la capa límite atmosférica marina y la capa límite oceánica y representa la fuente principal de la información de percepción remota con aplicaciones oceanográficas. El acoplamiento entre las dos capas es realizado en diferentes escalas de espacio y tiempo a través de la transferencia de propiedades dinámicas y termodinámicas, entre ellas la TSM (Hernández, 2002).

En el MC el único antecedente que existe utilizando imágenes de satélite infrarrojas es de Hernández (2002), donde indica como EN y LN alteran la TSM alrededor de Cuba; se menciona que hubo dos épocas de anomalías negativas (es decir TSM menores a los valores climáticos < 24°C): la primera entre 1973 y 1976, y la segunda entre 1984 y 1986. Las etapas de las anomalías positivas de la TSM (mayores a los valores climáticos) abarcaron desde 1977 hasta 1983; desde 1989 hasta finales de 1992 y por último desde 1997 hasta mediados de 1998. En los últimos seis eventos ENOS a partir del de 1973-76, se comprobó que las altas temperaturas del mar fueron correlacionadas significativamente con 5-6 meses de desfase (Hernández, 2002).

Por lo anterior, no se ha asentado el comportamiento climático de la TSM del MC por completo, ni se ha realizado un análisis sobre la respuesta del mismo, bajo la influencia de los principales fenómenos globales interanuales y su tiempo de respuesta.

Con el fin de establecer la climatología de la TSM en el MC que es el objetivo de este artículo, se analizará una serie de 21 años de imágenes de satélite infrarrojas (una por semana). Esto constituye la climatología a gran escala para ser estudiada. Una vez instaurada la climatología, se procederá a encontrar las variaciones de la TSM debidas a EN y LN. En particular se busca establecer la posibilidad de pronosticar la TSM en el Pacífico y mostrar que existe una tele-conexión con el MC.



Figura 1. Mar Caribe (imagen base tomada de Google Earth 2016).

Descripción del área de estudio

El MC o Mar de las Antillas, (Gyory *et al.*, 2005) se encuentra rodeado, aproximadamente de un 90 por ciento, por masas terrestres insulares y continentales. Es un brazo del Océano Atlántico el cual se encuentra parcialmente cerrado en el Norte y en el Este por las islas denominadas Antillas Menores; en el sur está delimitado por Sudamérica y Panamá y en el oeste por América Central.

El MC se califica como un mar cerrado o semi cerrado según el Artículo 122 de la Ley Internacional del Mar. En general, la cuenca del Caribe cuenta con más de 1,830 metros de profundidad; muchas zonas superan los 3,660 metros alrededor de las Antillas Menores. También se le considera como “la alberca de agua cálida del hemisferio Oeste” (región definida donde la temperatura superficial del mar es >28.5 °C) y se extiende sobre el Golfo de México, el Mar Caribe y la parte noreste del Pacífico durante el verano y el otoño (Wang y Enfield 2001).

La principal corriente oceánica del MC es una extensión de las corrientes Ecuatoriales Norte y Sur, que entran en el mar por el extremo suroriental y fluye en dirección generalmente noroccidental. En el MC la corriente tiene una circulación de Este a Oeste, el agua entra a través de las Antillas Menores, donde se calienta y posteriormente sale por el Canal de Yucatán hacia el Golfo de México, donde posteriormente se forma la corriente del Golfo (Gyory *et al.*, 2005).

Los muestreos hidrográficos históricos de Wust (1964) y Gordon (1967) aunados a las observaciones y los modelos numéricos de Johns *et al.*, (2002), indican que el agua fluye dentro del MC a través de los pasajes en el Sureste de Grenada, San Vicente y Santa Lucía. El agua tiene una dirección hacia el Oeste como la Corriente del Caribe, siendo esta la mayor circulación en la superficie del MC (Wust 1964; Gordon 1967; Roemich 1981; Hernández-Guerra y Joyce 2000). El mayor flujo de agua en el Caribe se encuentra a través de un tercio del mar y pertenece a la Corriente del Caribe (Gordon 1967; Kinder 1983). En esta área, las velocidades más altas en la superficie pueden llegar a alcanzar hasta 70 cm s^{-1} a lo largo de las costas de Venezuela y de las Antillas (Fratantoni, 2001).

También existen corrientes muy fuertes ($\sim 60 \text{ cm s}^{-1}$) a lo largo de las costas de Panamá y Colombia, pero se presenta un pequeño flujo de $\sim 6 \text{ Sv}$ que va a lo largo de toda la elevación de América Central. Parte del flujo que viene desde el Noroeste llega a través del Canal de Jamaica. El flujo gira hacia el Este y

posteriormente cruza con la Cuenca Caimán y es así como entra al Golfo de México por medio de una corriente muy angosta que rodea a la Península de Yucatán (Fratantoni, 2001). El flujo de la corriente de Yucatán entra hacia el Golfo de México a través del Canal de Yucatán, y eventualmente se separa del Banco de Campeche y se convierte en la Corriente de Lazo.

MÉTODOS Y TÉCNICAS DE INVESTIGACIÓN

Características del sensor utilizado

Las imágenes de satélite fueron obtenidas del sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR). Este sensor se encuentra en la familia de satélites Tiros-NOAA, la cual constituye uno de los múltiples programas diseñados para enviar información meteorológica a la superficie terrestre. Los satélites NOAA se diseñaron para ofrecer un ciclo de cobertura muy corto (una imagen cada doce horas). Este ciclo se mejora a seis horas gracias a la sincronización entre los dos satélites que operan simultáneamente. Su altura orbital es de 833 a 870 km, cubriendo en una imagen un área aproximada de 3000 km de lado (Chuvienco-Salineró, 1996).

El sensor AVHRR está diseñado para proporcionar imágenes con una resolución de 18 x 18 km (en el nadir), en 5 bandas del espectro (rojo, infrarrojo cercano, medio y térmico; véase el Cuadro 1). Los satélites NOAA con numeración par (hasta el momento NOAA-14) obtienen imágenes aproximadamente a las 7:30 y 19:30 horas, mientras los impares (actualmente el NOAA -13) lo hacen a las 14:30 y 2:30 horas, denominadas ambas frecuencias de adquisición.

Para asegurar esta frecuencia de adquisición, el sensor AVHRR cuenta con un ángulo de barrido muy amplio (55.4° a ambos lados de la traza). Sin embargo, esto ocasiona notables problemas geométricos como pérdida de información en la imagen, por lo que hay que esperar al siguiente barrido del satélite para completar la imagen. De esta forma, la resolución espacial del nadir (18 x 18 km) puede degradarse hasta 2.4 x 6 km en los extremos de la imagen. Esto, añadido a los problemas de contaminación atmosférica como nubes, humo e incendios, seleccionando así la imagen que contenga las mejores características visuales para su análisis (Chuvienco-Salineró, 1996).

Las imágenes AVHRR se presentan en tres diferentes formatos: la máxima resolución es denominada *Local Area Coverage* (LAC), esto es cuando se graban a bordo del satélite, o *High Resolution Picture Transmisión* (HRPT), cuando se envía en tiempo real a las estaciones receptoras. El sistema de grabación de los satélites NOAA sólo almacena un producto de menor resolución llamado *Global Area Coverage* (GAC), con un tamaño de píxel de 4 x 4 km, que se genera a partir de un muestreo de los datos LAC. Gracias a su buena cobertura espacial, el sensor AVHRR ha sido utilizado ampliamente en los últimos años no solo para aplicaciones climáticas y oceanográficas, sino también para aplicaciones terrestres (Chuvienco-Salineró, 1996).

Cuadro 1. Características espectrales del sensor AVHRR – NOAA

Banda	Amplitud (µm)	Región Espectral
1	0.58 – 0.68	Rojo
2	0.72 – 1.10	Infrarrojo cercano
3	3.55 – 3.93	Infrarrojo medio
4	10.30 – 11.30	Infrarrojo térmico
5	11.50 – 12.50	Infrarrojo térmico

Datos

El conjunto de imágenes utilizadas en este estudio forma parte de los análisis globales de la TSM obtenidos por la *National Aeronautics and Space Administration (NASA)* y *Jet Propulsion Laboratory Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (JPLPODAAC)*, (<http://podaac.jpl.nasa.gov>). Las imágenes son tomadas cada 8 días con una resolución espacial aproximada de 18 x 18 km por píxel, cubriendo desde enero de 1983 hasta diciembre de 2000. Áreas dentro de la imagen donde por la presencia de nubes, falta de datos o la existencia de información errónea no permitan obtener información fueron eliminadas. Posteriormente se realizó un promedio mensual con las imágenes disponibles. Una vez obtenidos estos promedios, se procedió a verificar que no hubiera falta de datos, siendo así se continuó con el cálculo de interpolación lineal, esto debido a que los huecos eran de un mes. La temperatura superficial del mar promediada por mes se define como: $T(x,y,t)$, donde x es la longitud, y la latitud y t es el tiempo en meses iniciando en enero de 1983. Cada mapa mensual se construyó de un promedio de cuatro a cinco archivos semanales. Cabe señalar que los datos obtenidos para el Mar Caribe estaban casi libres de nubes en un 95%.

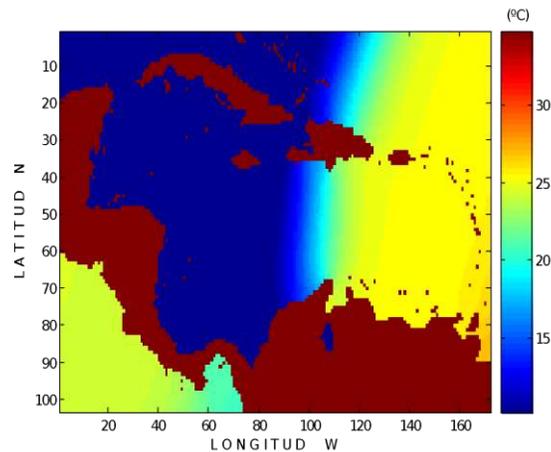


Figura 2. Imagen del día 29 de junio de 1982, que presenta información poco confiable. Se observa que los valores de temperatura para el MC son muy inferiores al promedio (24°C), con un mínimo de hasta 10°C.

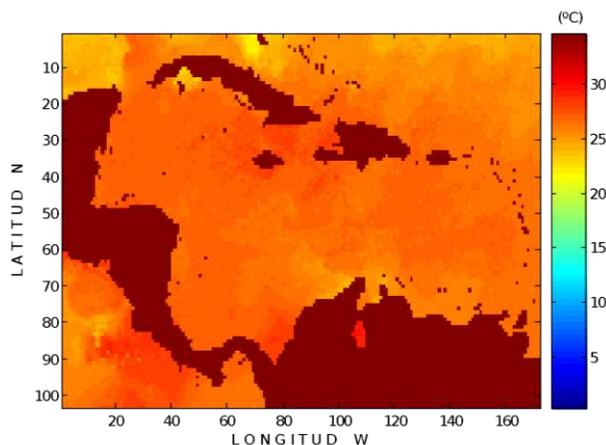


Figura 3. Imagen del día 4 de enero de 1984, que presenta información confiable. La temperatura se muestra por arriba de la media (~24 °C) con valores desde los 25°C hasta los 30°C. Los índices externos al MC fueron utilizados en la búsqueda de explicaciones de las anomalías de la TSM observadas. Estos índices son el *Southern Oscillation Index (SOI)*, *Southern Oscillation Index extratropical (SOI*)*, *Northern Oscillation Index extratropical (NOI)*, *North Atlantic Oscillation Index (NAO)*, *Multivariate ENSO Index (MEI)*; y el *North Pacific Oscillation (NPO)*, oscilación

descrita por el NOI. Los índices anteriormente mencionados fueron obtenidos del NOAA's *Pacific Fisheries Enviromental* (PFE) y del *Climate Prediciton Center* (CPC).

Procesamiento de imágenes

Se obtuvieron un total de 3700 imágenes AVHRR en dos formatos denominados “Day” y “Night”. El primer procedimiento fue el de Georeferenciar cada imagen en el área de estudio, esto es, dar las coordenadas precisas del MC.

Se analizó cada imagen por separado para eliminar las que contenían información errónea, como datos poco confiables o con presencia de nubes que impidieran su análisis. Por ejemplo, imágenes no homogéneas y temperaturas muy por debajo del valor climático $\sim 24^{\circ}\text{C}$ (Figura 2); estas imágenes son eliminadas del promedio mensual. Las imágenes que contenían información confiable, como valores de temperatura dentro de la media del MC ($\sim 24^{\circ}\text{C}$) y con alguna estructura de calentamiento homogéneo (Figura 3), fueron aceptadas para continuar con el análisis.

Análisis Armónico

Una vez obtenidos los promedios mensuales se realizó el análisis armónico que consiste en la representación de funciones o señales como superposición de ondas “base”, de las que se dice que la función o señal “se compone” de ondas “base” denominadas “armónicos”.

Con el fin de establecer el comportamiento climatológico de la TSM, en este trabajo se consideran los armónicos con frecuencia del inverso de doce meses (1/anual, ω_1), seis meses (1/semianual, ω_2), cuatro meses (1/trianual, ω_3) y tres meses (1/cuatrianual, ω_4), ya que son las señales que más variabilidad presentan para cualquier parámetro meteorológico y oceanográfico (donde ω_i es la frecuencia), es decir, las 17716 (216 X 103) series originales fueron modeladas con base a los armónicos de acuerdo a la siguiente ecuación (el resultado de este análisis nos da una mejor visión del comportamiento anómalo del MC)

$$T(x, y, t) = A_0(x, y) + A_1(x, y)\cos(\omega_1 t + \phi_1) + A_2(x, y)\cos(\omega_2 t + \phi_2) + A_3(x, y)\cos(\omega_3 t + \phi_3) + A_4(x, y)\cos(\omega_4 t + \phi_4) + R(x, y, t)$$

donde $A_0(x, y)$ es el promedio de temperatura de las 216 matrices, $A_1(x, y)$ es la amplitud del periodo anual, $A_2(x, y)$ la amplitud del periodo semianual, $A_3(x, y)$ la amplitud del periodo trianual y finalmente $A_4(x, y)$ la amplitud del periodo cuatrianual; ϕ_i indica sus respectivas fases (donde $i = 1, 2, 3, 4$), que es cuando cada uno de los armónicos alcanzan su máximo, y R es el residuo que representa a las anomalías. La información anterior es obtenida a partir de los datos de las imágenes por medio de un ajuste de mínimos cuadrados (Ripa, 2002).

Cuadro 2. Puntos donde fueron calculadas las anomalías

Latitud N	Longitud W	Punto
21	-85	A1
18	-85	A2
21	-80	A3

18	-80	A4
15	-80	A5
12	-80	A6
18	-75	A7
16	-75	A8
12	-75	A9
15	-70	A10
15	-65	A11
12	-65	A12

Serie de Anomalías

Para el cálculo de anomalías se seleccionaron subjetivamente 12 puntos en el MC equiespacialmente distribuidos, tratando de que dichos puntos fueran los más representativos de la zona (*Figura 4*, señaladas con un número y el símbolo +), ya que es complicado presentar las 17716 series de anomalías por separado. Una anomalía positiva/(negativa) indica una TSM mayor/(menor) al valor climático respectivamente. Las coordenadas de los puntos pueden observarse en el *Cuadro 2*.

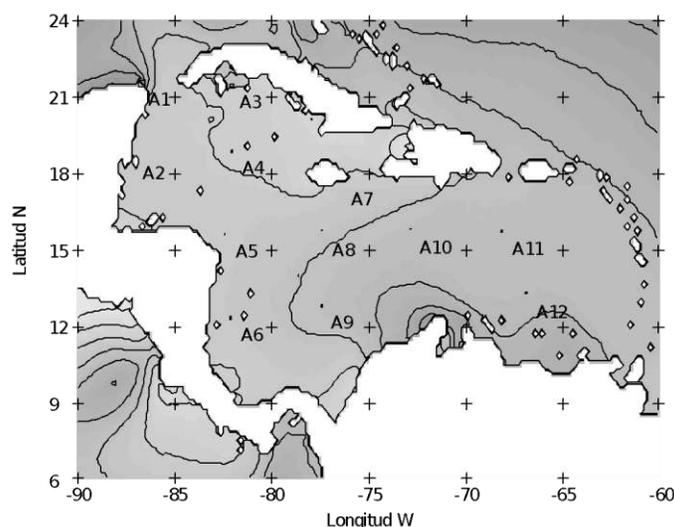


Figura 4. 12 Puntos dentro del MC seleccionados como representativos de la zona.

A partir de estos 12 puntos, las anomalías (A) se obtienen de sus armónicos originales (O) y los modelados (M) de acuerdo a: $A = O - M$.

Una vez obtenidas las anomalías se dispuso a suavizarlas con un filtro paso bajo (Godin, 1988), con el fin de eliminar señales menores a 6 meses que pudieran surgir de estas series, ya que anomalías con duración menor a 3 meses pueden considerarse debidas a eventos locales y el interés de este estudio son anomalías debidas a eventos globales.

Análisis de correlación

Se observó que las series de anomalías eran similares entre sí, por lo que se calculó el índice de correlación entre ellas de acuerdo a:

$$\rho = \frac{Cov(Y_1, Y_2)}{\sigma_1 \sigma_2}$$

donde ρ es el índice de correlación, Cov es la covarianza entre las series Y_1, Y_2 y finalmente σ_1 y σ_2 que representan la desviación estándar de cada serie.

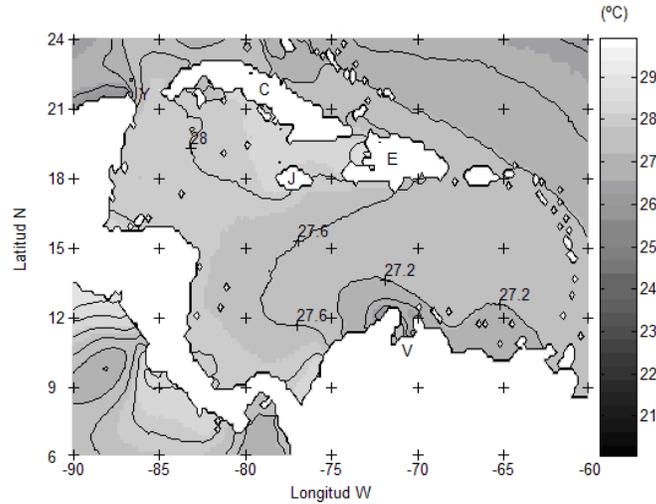


Figura 5. $A_0(x,y)$ Promedio de temperatura de la serie, la escala es la temperatura en °C.

El índice de correlación fue calculado en base a la ecuación anterior, esto nos da una idea de que tan amplia es la relación que tienen los puntos elegidos en la Figura 4, con los principales índices globales que se cree, afectan el comportamiento del MC. El desfase calculado fue de 5 meses esto sugerido por Hernández (2002), que menciona que es después de cinco meses cuanto las señales globales afectan de manera más intensa el comportamiento del MC, esto fue comprobado en este trabajo al llegar a la correlación de cinco meses en donde las señales globales tenían una mayor correlación en particular con el punto A1.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Análisis Armónico

El promedio de temperatura A_0 (Figura 5) muestra las diferentes variaciones a lo largo del MC, donde los valores más altos de temperatura son 28°C desde el sur cerca a las costas de Cuba (C) y disminuyendo de forma radial hacia el Canal de Yucatán (Y), Jamaica (J) y la Isla La Española (E), en la cual se encuentran Haití y la República Dominicana. La temperatura sigue disminuyendo desde la parte central del MC (27.6°C) hacia el norte de Venezuela (V), hasta alcanzar una temperatura de 26.6°C en el Lago Maracaibo. Finalmente, cerca de las Antillas Menores la temperatura promedio es de 27.2°C. Esta distribución de temperatura corresponde al paso de la Corriente del Caribe que va desde el norte de Brasil (B), a través de las Antillas Menores (AM), hasta el Canal de Yucatán; dicha corriente transporta agua desde la zona ecuatorial del Atlántico hacia el interior del Golfo de México por medio de la Corriente de Lazo. Las zonas de alta temperatura correspondientes a la del sur de Cuba y del Golfo Colombia-Panamá, son probablemente debidas a que el agua circula en forma de giro (Gyory *et al.*, 2005) en vez de unirse a la Corriente del Caribe, de tal forma que en el promedio anual es donde se alcanzan las mayores temperaturas.

El armónico semianual (*Figura 8*) tiene una variación de 0.2°C cerca del canal de Yucatán y hacia el resto del Caribe se mantiene con valores uniformes de ~0.4°C. La fase del armónico semianual (*Figura 9*) varía desde 8.5 meses en la mayor parte del Caribe hasta 10.2 meses cerca de las costas de Venezuela y Brasil.

Por otro lado el armónico trianual (*Figura 10*) no mostró variación alguna a lo largo de todo el Caribe, manteniendo una temperatura uniforme de ~0.2°C. Esto significa que el MC no fue afectado por ningún tipo de fenómeno físico como corrientes, giros o transporte. Los meses en que estas anomalías alcanzan su máximo se muestran en la (*Figura 11*), la cual representa la fase del armónico trianual de 1.5 meses en el este y el oeste del Caribe mientras que cerca de Centroamérica se mantuvo en 2 meses y en el centro del Mar Caribe hacia el sur de Haití en 2.5 meses.

En los armónicos cuatrianuales (*Figura 12*) no existe variación alguna en la temperatura, manteniéndose en 0.1°C a lo largo de todo el Caribe. La fase cuatrianual (*Figura 13*) es de 10 meses a lo largo del canal de Yucatán pasando por las costas de Cuba y las Antillas Menores y de 8.8 meses cerca de las costas de Venezuela.

Los armónicos tienen un comportamiento estrechamente ligado con la corriente del Caribe y los giros que se producen de ésta: al norte de la frontera de Panamá y Colombia y al sur de Cuba, siendo estos últimos las causas de mayor variación en el MC (Gyory *et al.*, 2005).

La varianza explicada (VE) se obtiene a partir de la variabilidad interanual en cada mes, tomando como base el año climático establecido por el análisis armónico y siguiendo el método descrito por Ripa (2002). La VE nos indica el porcentaje de la variabilidad anual explicada por este armónico, la cual está relacionada con la variación interanual. Los porcentajes de varianza explicada pueden observarse en las *Figuras 14-17*. Se observó que, para el periodo anual, el porcentaje es de 60% cerca del canal de Yucatán y en el sur de las costas de Cuba, y hacia al centro del Caribe disminuye a 40%, teniendo su mínima en las costas de Centroamérica con un 20%.

Para el armónico semianual (*Figura 15*), la VE es uniforme a través de todo el MC con un porcentaje de 5%. Continuando con la varianza explicada para el armónico trianual (*Figura 16*), en la imagen se puede observar un porcentaje homogéneo a lo largo del mar Caribe de ~1.6%. Por último, en el armónico cuatrianual (*Figura 17*) se muestra una varianza explicada de tan solo 0.4%, este porcentaje cubre todo el MC.

Los porcentajes de la varianza explicada se establecen de la siguiente manera: armónico anual 60%, armónico semianual 5%, armónico trianual 1.6% y finalmente el armónico cuatrianual con un 0.4%. En total (67%) es la máxima cantidad de información que se pudo obtener de la serie modelada. Por lo anterior se puede establecer que un 67% de la variabilidad de la serie original, puede ser explicada por las señales anual, semianual, trianual y cuatrianual.

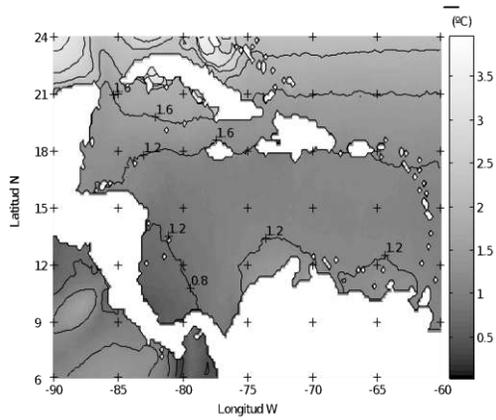


Figura 6. Amplitud anual en °C.

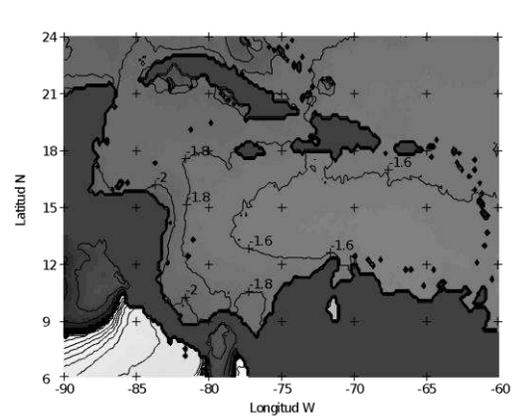


Figura 7. Fase anual en meses.

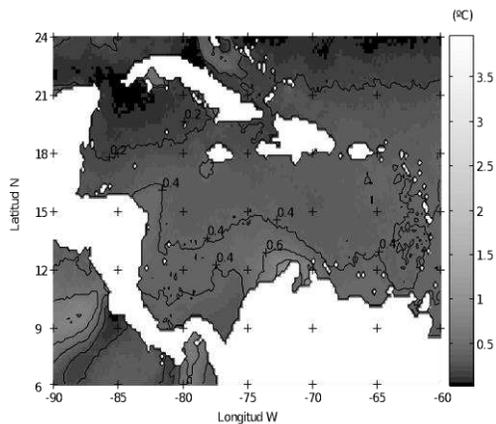


Figura 8. Amplitud semianual en °C.

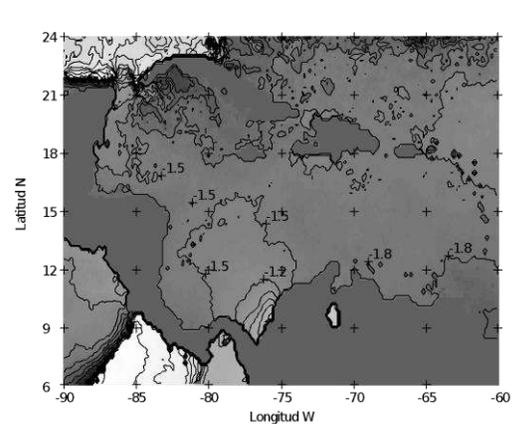


Figura 9. Fase semianual en meses.

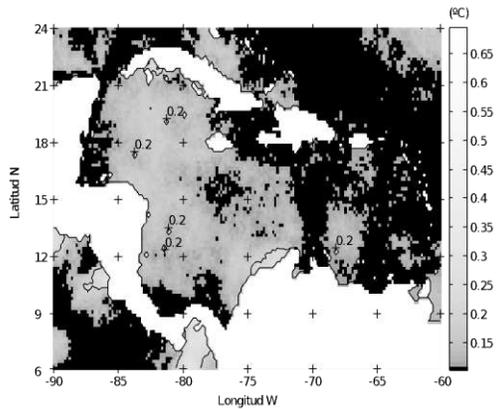


Figura 10. Amplitud trianual en °C.

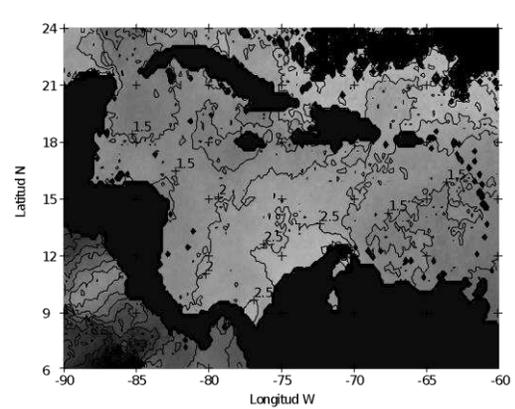


Figura 11. Fase trianual en meses.

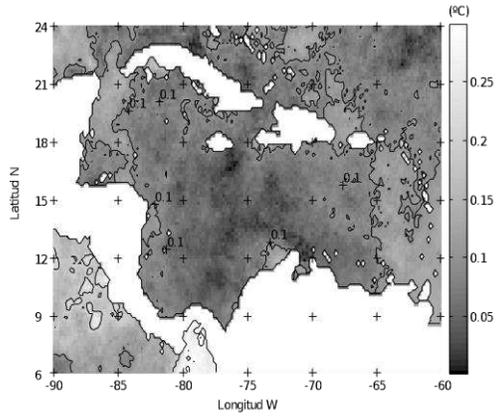


Figura 12. Amplitud cuatrianual en °C.

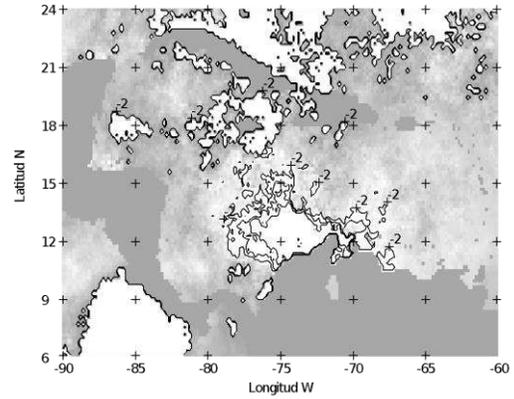


Figura 13. Fase cuatrianual en meses.

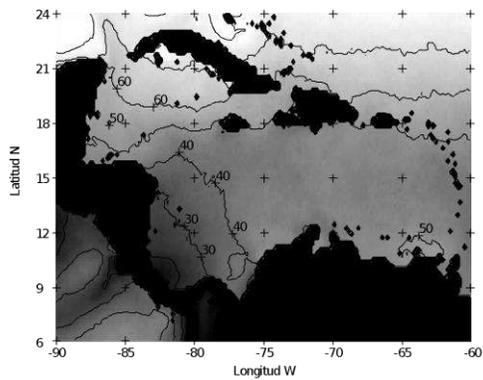


Figura 14. Varianza explicada anual [%].

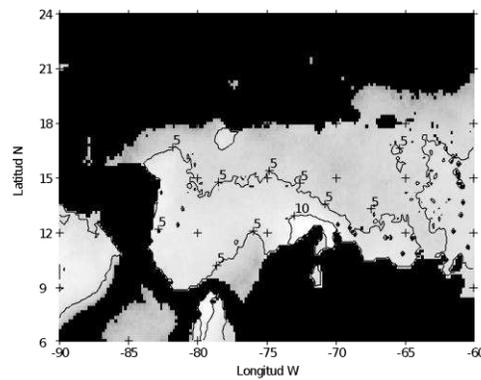


Figura 15. Varianza explicada semianual [%].

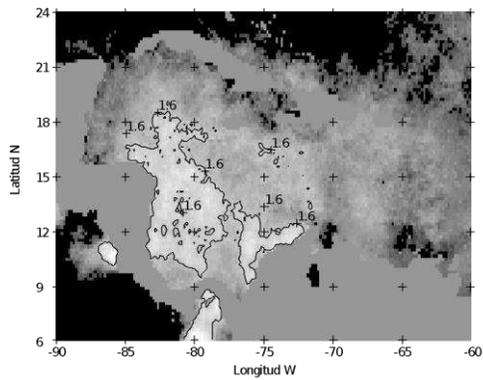


Figura 16. Varianza explicada trianual [%]

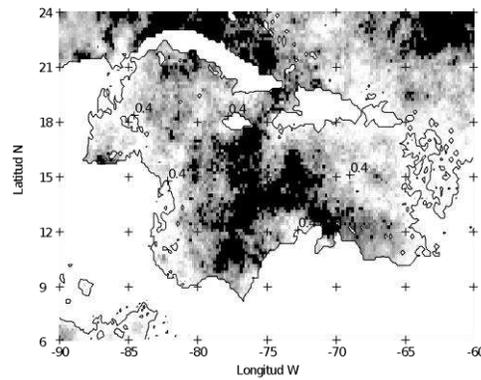


Figura 17. Varianza explicada cuatrianual. [%]

Anomalías

Al ser filtradas las series de anomalías con un filtro paso bajo de 6 meses (Godin, 1988) se notó que entre las series colindantes existían semejanzas, por lo que se procedió a calcular el índice de correlación de las 12 series (Cuadro 3). Con base a los índices de correlación se decidió regionalizar el Mar Caribe de la siguiente forma: La región I abarca los puntos A1, A2, A3 y A4; la región II incluye los puntos A5, A6, A9 y A12 y la región III son los puntos A7, A8, A10 y A11 (Figura 18). Se eligió: A1 como representativo de la región I ya que describe geográficamente la salida del Mar Caribe hacia el Golfo de México por el estrecho

de Yucatán; A6 como representativo de la región II, debido a que la zona costera caribeña de Centro América presenta en especial en el punto A6 una correlación menor con respecto al punto A1 y al A11, además de estar situado al centro sur del área de estudio; y finalmente se eligió el punto A11 como representativo de la región III, ya que está situado en el extremo este y al centro del MC. Las series de los otros 11 puntos no se muestran ya que la similitud es notable entre las series modeladas y originales.

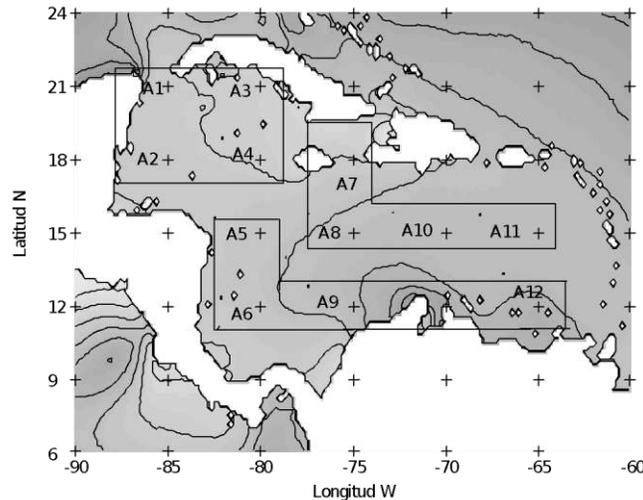


Figura 18. Regionalización del MC. Las regiones elegidas son los puntos A1, A2, A3 y A4, forman la región I; los puntos A5, A6, A9; y A12 la región II, y finalmente los puntos A7, A8, A10 y A11 la región III.

A continuación, se muestran las series de temperatura superficial del punto A1 (21° N, 85° W) modelada y original (*Figura 19a*) y las anomalías sin filtrar (*Figura 19b*). En la *Figura 19a* se puede observar que la serie modelada presenta una buena aproximación con respecto a la serie original, las ligeras diferencias entre ambas series son las anomalías (serie original menos serie modelada). Estas anomalías (*Figura 19b*) muestran diferencias hasta por -2.4°C en 1983 siendo esta anomalía la mayor de la serie; por otro lado, existen anomalías del orden de $\pm 1^{\circ}\text{C}$ en 1989, 1990, 1992, 1993. Las descripciones de estas anomalías de período corto no son de importancia para el objetivo de este trabajo, por ello sólo se analizarán las anomalías mayores a 6 meses.

En la *Figura 20a* se observan las series modelada y original en el punto A6 (12° N, 80° W), mientras que en la parte inferior se muestran las anomalías todavía sin filtrar (*Figura 20b*); en este caso, la serie original muestra un mayor comportamiento anómalo con respecto a la señal estacional (serie modelada), lo que indica que en esta región la variabilidad interanual es mayor que en otra zona del MC (*Figura 20a*). En las anomalías existen tres estaciones en las cuales la temperatura es menor a -1°C , (invierno de 1983, primavera de 1985 y otoño de 1991), por otro lado, también se registraron cinco periodos en los cuales la temperatura ascendió hasta en más de 1°C con respecto a otros años, los cuales fueron 1987, 1990, 1993 y 1995 (dos veces).

En la *Figura 20a* se observan las series modeladas y original en el punto A6 (12° N, 80° W), mientras que en la parte inferior se muestran las anomalías todavía sin filtrar (*Figura 20b*); en este caso, la serie original muestra un mayor comportamiento anómalo con respecto a la señal estacional (serie modelada), lo que indica que en esta región la variabilidad interanual es mayor que en otras zonas del MC (*Figura 20a*). En las anomalías existen tres estaciones en las cuales la temperatura es menor a -1°C , (invierno de 1983, primavera de 1985 y otoño de 1991), por otro lado, también se registraron cinco periodos en los cuales la

temperatura ascendió hasta en más de 1°C con respecto a otros años, los cuales fueron 1987, 1990, 1993 y 1995 (dos veces).

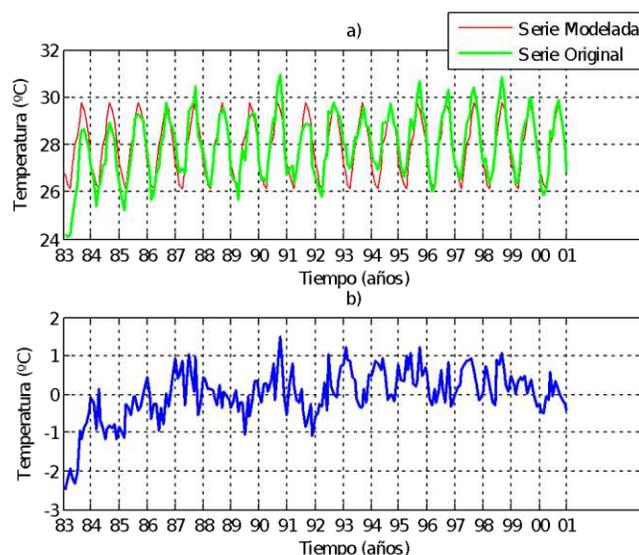


Figura 19. a) Serie modelada y serie original y b) anomalías en el punto A1, (21° N, 85° W).

En el punto A11 con coordenadas 15°N, 65°W (Figura 21a), la serie modelada y la serie original tienen un gran parecido, excepto por cuatro picos predominantes (serie original) en los años 1990, 1993 (calentamiento) y 1991, 1992 (enfriamiento). Durante el resto del tiempo las series se mantienen casi iguales. Las anomalías (Figura 21b) muestran cambios importantes de más de ±1°C en al menos doce años, comenzando por las anomalías positivas que se dan en 1987, 1990, 1993, 1998 y para las negativas en los años 1983, 1984, 1989, 1991, 1992.

Cuadro 3. Correlación existente entre las series de anomalías de los 12 puntos estudiados del Mar Caribe

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12
A1	1	0.97	0.93	0.92	0.85	0.82	0.89	0.89	0.72	0.84	0.86	0.77
A2	0.97	1	0.92	0.95	0.92	0.89	0.94	0.89	0.81	0.9	0.91	0.84
A3	0.93	0.92	1	0.93	0.84	0.8	0.89	0.82	0.69	0.83	0.84	0.69
A4	0.92	0.95	0.93	1	0.94	0.91	0.97	0.93	0.84	0.94	0.94	0.83
A5	0.85	0.92	0.84	0.94	1	0.96	0.95	0.98	0.93	0.97	0.96	0.92
A6	0.82	0.89	0.8	0.91	0.96	1	0.91	0.95	0.94	0.95	0.95	0.91
A7	0.89	0.94	0.89	0.97	0.95	0.91	1	0.94	0.86	0.94	0.93	0.85
A8	0.89	0.89	0.82	0.93	0.98	0.95	0.94	1	0.95	0.97	0.96	0.91
A9	0.72	0.81	0.69	0.84	0.93	0.94	0.86	0.95	1	0.93	0.94	0.95

A10	0.84	0.9	0.83	0.94	0.97	0.95	0.94	0.97	0.93	1	0.98	0.89
A11	0.86	0.91	0.84	0.94	0.96	0.95	0.93	0.96	0.94	0.98	1	0.92
A12	0.77	0.84	0.69	0.83	0.92	0.91	0.85	0.91	0.95	0.89	0.92	1

A continuación se presentan las series filtradas de anomalías de los puntos A1, A6 y A11 (Figuras 22-24). La serie de anomalías correspondiente al punto A1 (Figura 22), muestra que a principios de la serie (invierno de 1983-1984) existe una anomalía negativa de menos de -1.3°C ; dicha anomalía aumenta a -0.5°C durante la primavera de 1984 y en verano del mismo año vuelve a disminuir hasta alcanzar -0.9°C . A partir de enero de 1985, la anomalía casi desaparece durante 1986 y primavera de 1987 (valores cercanos a $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$). En verano de 1987 existe una anomalía positiva de 0.5°C . A partir de este evento, las anomalías oscilan entre $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ hasta verano de 1991. A partir de esta fecha se presenta una anomalía negativa de -0.6°C que alcanza su mínimo en diciembre de 1991, y en enero de 1993 se presenta un máximo de $+0.6^{\circ}\text{C}$, es decir, en aproximadamente un año, la temperatura varió en $+1.2^{\circ}\text{C}$. A partir de enero de 1993, en el punto A1, la anomalía de temperatura superficial oscila entre $+0.1$ (3 veces) y $+0.6^{\circ}\text{C}$ (4 veces), es decir por ~ 7 años la temperatura del punto A1 permaneció por arriba de lo esperado siendo esto más evidente en los veranos de 1993 a 2000. Es hasta diciembre de 1999 cuando vuelve a aparecer una anomalía negativa en el punto A1, y finalmente alcanzando un valor de -0.2°C en febrero de 2000.

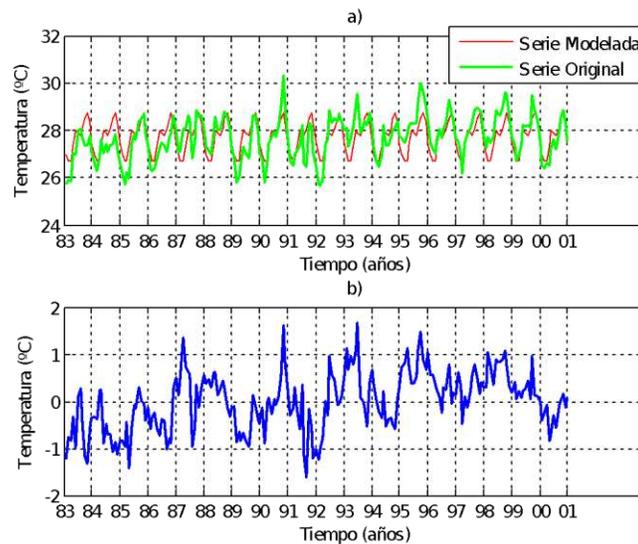


Figura 20. a) Serie modelada y serie original, b) anomalías en el punto A6, (12°N , 80°W).

En la Figura 23 se puede observar la serie filtrada que corresponde a las anomalías en el punto A6. A finales de 1983 existe una anomalía negativa de -0.6°C ; dicha anomalía aumenta a -0.4°C durante la primavera de 1984; a finales del invierno de 1984 disminuye hasta alcanzar -0.9°C . A partir de enero de 1985, la anomalía comienza a aumentar hasta alcanzar un valor de -0.2°C . Durante el verano de 1986 se da una disminución de -0.6°C , mientras que en la primavera de 1987 la anomalía de temperatura asciende hasta un valor de $+0.4^{\circ}\text{C}$. Para el otoño, la temperatura muestra una anomalía positiva de $+0.1^{\circ}\text{C}$, y en verano de 1988 un aumento a $+0.4^{\circ}\text{C}$. A partir de este evento, las anomalías se disparan hasta un valor negativo de -0.7°C en verano de 1989. Después se puede observar un incremento dramático en las anomalías de

temperatura de casi 1°C , ya que en el invierno de 1990 se presenta una anomalía de $+0.4^{\circ}\text{C}$. A partir de esta fecha se presenta una anomalía negativa de -0.8°C que alcanza su mínimo en enero de 1992, y luego un máximo de $+0.8^{\circ}\text{C}$, es decir, en un año hubo una variación de 1.6°C . En la primavera de 1993 la anomalía de temperatura aumenta a $+0.7^{\circ}\text{C}$, alcanzando un mínimo relativo en verano de 1994 (-0.3°C); para diciembre de 1995 se presenta un máximo de $+0.8^{\circ}\text{C}$, es decir, en aproximadamente un año. A partir del invierno de 1996 la anomalía de temperatura superficial oscila entre $+0.2^{\circ}\text{C}$ (3 veces) y $+0.8^{\circ}\text{C}$ (2 veces), es decir, por ~ 5 años la temperatura del punto A6 aumentó más de lo esperado, siendo esto más marcado casi al finalizar el verano en los años 1995 y 1998. En enero de 2000 la anomalía de temperatura superficial vuelve a disminuir hasta -0.4°C (en abril de 2000).

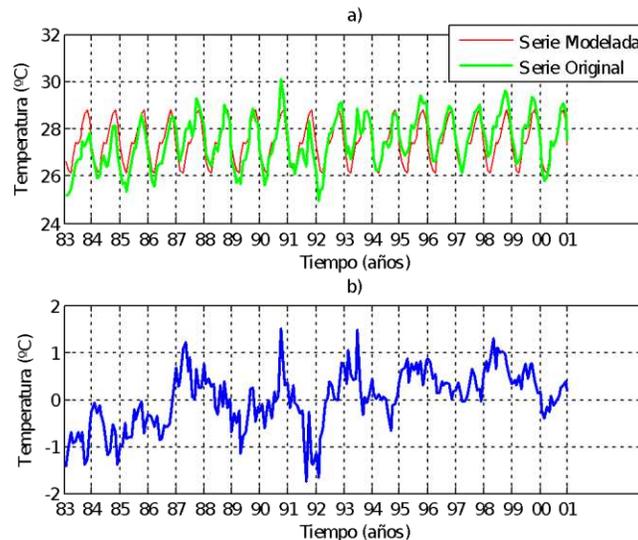


Figura 21. a) Serie modelada y serie original, b) anomalías en el punto A11, (15°N , 65°W).

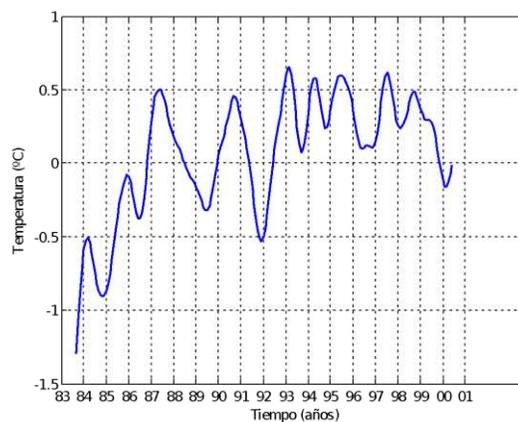


Figura 22. Serie filtrada a 6 meses en el punto A1.

Por último se presenta la serie filtrada de anomalías del punto A11 (Figura 24), al comenzar la serie en el otoño de 1983-1984 existe una anomalía negativa de -0.9°C ; dicha anomalía aumenta a -0.5°C durante la primavera de 1984 y en verano del mismo año tiene un descenso de hasta -0.9°C . A partir de enero de 1985, la anomalía presenta un ascenso a -0.4°C y, durante el verano de 1986 y primavera de 1987, la anomalía se incrementa a $+0.6^{\circ}\text{C}$. A partir de este año la temperatura disminuye en la primavera de 1989, llegando a un valor de -0.5°C ; después de este evento, las anomalías aumentan hasta $+0.3^{\circ}\text{C}$ en diciembre

de 1990, y desde esta fecha la temperatura comienza a disminuir hasta llegar a su máximo valor negativo (-1.1°C) a principios del invierno de 1991. Posteriormente se presenta un brusco ascenso de 1.1°C en el verano de 1993 para llegar a una temperatura de +0.6°C; es decir, en un poco más de 1 año hubo un aumento de 1.7°C, disminuyendo en el otoño de 1994 a -0.1°C. A partir de septiembre de 1994 se observó un aumento en la temperatura que duraría hasta el final de los años aquí analizados. En verano de 1998 se obtiene el máximo positivo de +0.9°C y finalmente en junio de 2000 cuando vuelve a aparecer una anomalía negativa de aproximadamente -0.2°C.

Correlaciones con un desfase de 5 meses

Se han correlacionado las anomalías con los principales índices globales, es decir con los índices anteriormente indicados (*Cuadro 4*). La realización de estas correlaciones consintió en desfasar 5 meses las series de tiempo (en base a lo descrito por Hernández, 2002) de la TSM con respecto a los principales índices globales. Se observó que el MC responde mayormente al índice MEI, en especial el punto A6 que es el que ésta más directamente relacionado con la zona ecuatorial del Pacífico ($r = 0.3827$), con un desfase de 5 meses (máxima correlación con los puntos A1, A6 y A11), coincidiendo con Klein *et al.*, (1999) y Hernández (2002). La correlación entre los puntos A1 ($r = 0.2125$) y A11 ($r = 0.3060$) no es tan alta como la correlación con el punto A6, pero también alcanzan su valor máximo de correlación a 5 meses de desfase. Las correlaciones para los otros meses fueron menores después de 5 meses de ocurrido un evento. Es de especial interés indicar que la correlación con el índice NAO, no es tan alta como se esperaba ($r = -0.1258$ sin desfase con el punto A1 que corresponde al valor máximo de correlación).

El comportamiento estacional de la TSM del MC, el cual en general describe el 67% de la variabilidad del MC, muestra la respuesta del área de estudio con respecto al principal forzante (señal estacional) sobre la TSM. Sin embargo, aún queda un 33%, que no puede ser pronosticado por el comportamiento estacional. Como se mencionó anteriormente que el propósito de este trabajo es el análisis de las anomalías de la TSM enfocado a anomalías de temperatura con duración mayor de seis meses, ya que se considera que estas anomalías son generadas por fenómenos de escala global como lo son el ENOS y la NPO (NOI) los cuales inciden en el Mar Caribe por medio de teleconexiones (Hernández, 2002). En consecuencia, los resultados sugieren que la variabilidad de la TSM en el Pacífico está fuertemente relacionada con la TSM en el MC; por lo tanto, monitoreando la TSM en la región Niño 3 (ubicado en 90°W-150°W y 5°S-5°N) se puede pronosticar el posible comportamiento del MC con ~5 meses de desfase. Esta teleconexión con las aguas del Pacífico Ecuatorial es esperada debido principalmente a que la región de estudio está conectada por un "puente atmosférico" bajo el régimen de los alisios del Noroeste, y es forzada a reducir la velocidad del viento superficial asociada con los cambios en la tropósfera alta inducidos por los eventos ENOS que ocurren en el Pacífico Ecuatorial. Los cambios en la velocidad del viento afectan la temperatura en la capa de mezcla a través de la evaporación, cobertura de nubes y la transferencia de calor sensible (Enfield y Mayer, 1997; Klein *et al.*, 1999).

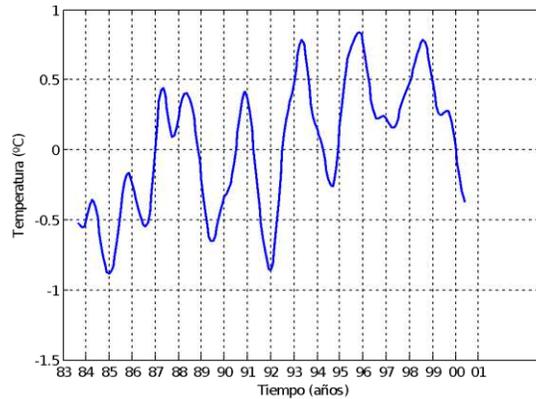


Figura 23. Serie filtrada a 6 meses en el punto A6.

En la descripción realizada de las anomalías de la TSM destacan las anomalías de temperatura que abarcan todo el MC, es decir, en los puntos A1, A6 y A11 deberán de observarse anomalías relacionadas con fenómenos de escala global y; además, deben ser plenamente identificados con índices globales como lo son el SOI, MEI, NOI, SOI* y NAO. Por lo anterior se confirmarán cuáles fueron las anomalías de temperatura que sobresalen en toda el área de estudio. En los tres puntos antes descritos, las anomalías de temperatura inician la serie con los valores negativos más altos de los registros ($-1.4 < T \text{ } ^\circ\text{C} < -0.6$), en seguida la anomalía aumenta ligeramente hacia la primavera de 1984 ($\sim -0.5^\circ\text{C}$), y para diciembre de 1984 la anomalía vuelve a disminuir hasta valores cercanos a -1.0°C . A partir de esta fecha la temperatura de las series aumenta en el año 1985 hasta alcanzar un mínimo relativo en verano de 1986 que varía desde -0.4°C en los puntos A1, hasta -0.6°C en el punto A6 y A11.

En las tres series de tiempo se vuelve a alcanzar un mínimo de temperatura en verano de 1989, desde -0.3 en el punto A1 hasta -0.6°C en A6 y -0.5°C en A11. Para diciembre de 1990, las series de tiempo alcanzan de nuevo un valor máximo de $\sim +0.4^\circ\text{C}$; en diciembre de 1991 las series alcanzan otro mínimo con valores de -1.0°C en A11, -0.8°C en A6 y -0.5°C en A1. Desde esta fecha y por varios años las series de tiempo muestran que la anomalía de temperatura permanece positiva, desde verano de 1992 hasta el año 2000, con excepción de otoño de 1994 donde se alcanza un pequeño valor negativo en A6 y A11 (-0.3°C y -0.2°C respectivamente). Aunque en A6 y A11 (otoño de 1996 y verano de 1998) se pueden observar dos máximos mayores a $+0.5^\circ\text{C}$, y hacia el final de las tres series de tiempo la temperatura vuelve a disminuir ligeramente hacia valores negativos (primavera de 2000).

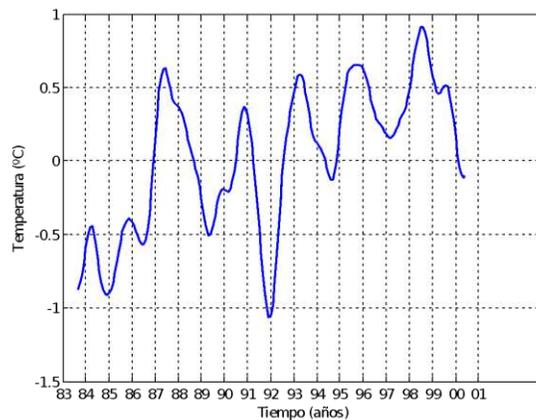


Figura 24. Serie filtrada a 6 meses en el punto A11.

Se puede establecer que la primera anomalía negativa de temperatura está directamente relacionada con El Niño 1982 y 1983 (*Figura 21*), siendo el punto A6 el que se muestra más influenciado por éste evento.

Cuadro 4. Correlación a 5 meses de desfase con los principales índices a escala global como lo son el MEI, NOI, SOI, SOI*, NAO y los 3 puntos (sombreado) principales en la región de estudio del MC

	NOI	SOI*	SOI	A1	A6	A11	MEI	NAO
NOI	1	0.7566	0.8465	-0.2039	-0.4143	-0.3302	-0.8589	-0.0019
SOI*	0.7566	1	0.9204	-0.2338	-0.2867	-0.216	-0.8399	-0.2292
SOI	0.8465	0.9204	1	-0.2435	-0.3492	-0.2642	-0.9255	-0.033
A1	-0.2039	-0.2338	-0.2435	1	0.8218	0.8656	0.2125	-0.0614
A6	-0.4143	-0.2867	-0.3492	0.8218	1	0.958	0.3827	-0.2805
A11	-0.3302	-0.216	-0.2642	0.8656	0.958	1	0.306	-0.2294
MEI	-0.8589	-0.8399	-0.9255	0.2125	0.3827	0.306	1	-0.0161
NAO	-0.0019	-0.2292	-0.033	-0.0614	-0.2805	-0.2294	-0.0161	1

La siguiente anomalía en los índices globales (SOI, NOI, SOI* y MEI) corresponde a El Niño 1987, donde se obtiene una anomalía de temperatura positiva de aproximadamente +0.5°C. Hernández, (2002) reporta que en este evento, para las costas Cuba se presentan anomalías positivas de temperatura, al igual que en el Mar Caribe. Por otro lado, para el evento de La Niña 1988-1989, se puede observar una anomalía negativa de ~ -0.5°C, por lo que el Mar Caribe tiene un cambio anómalo de ~1°C entre 1987 (El Niño) y 1989 (La Niña).

Para El Niño 1992-1993 se presenta una anomalía positiva de +0.8°C, siendo éste evento, El Niño que más ha influenciado a las series de tiempo de la TSM. De ahí en adelante la anomalía de temperatura permanece ligeramente positiva en todo el Mar Caribe, con una excepción de la primavera de 1994, donde los puntos A1 y A11 alcanzan un valor ligeramente negativo de -0.2°C. Esto corresponde mayormente a un evento asociado con la Oscilación del Pacífico del Norte, ya que este evento causa variabilidad climática a escalas de tiempo interanuales (Wolter, 1987). La NPO (NOI) fue registrada con mediciones directas en la Región Norte del Golfo de California (RNGC) y en otras zonas costeras del Pacífico Mexicano por Palacios-Hernández, (2001), Lavín *et al.*, (2003) y Palacios y Beier, (2015).

El Mar Caribe responde a eventos de escala global como El Niño de 1997, con un aumento anómalo de SST en promedio de 0.7°C, pero para La Niña del 2000, el MC no registra comportamiento anómalo.

Sutton *et al.*, (2000), ha indicado que el Atlántico tropical no es dominado por una sola señal de variabilidad climática, sino por la múltiple influencia de señales de comparable importancia, como lo son además del ENOS, el dipolo del Atlántico, donde el dipolo es el promedio de TSM a lo largo de la región norte del Atlántico menos la TSM a lo largo de la región del Atlántico sur, la NAO y las anomalías del Atlántico ecuatorial.

Como parte de la variabilidad atmosférica interna la NAO es inducida por la inestabilidad del flujo atmosférico. Las anomalías del flujo de calor en la superficie que se elevan en asociación con la NAO, inducen cambios en la TSM del Atlántico Norte tropical (Cayan, 1992). Esos cambios en la TSM pueden retroalimentar la fuerza de la NAO. Sin embargo Rodwell *et al.*, 1999; Sutton *et al.*, 2000 indican que cualquier retroalimentación es muy débil, al menos en el invierno boreal.

En contraste con la NAO, las fluctuaciones en la TSM juegan un rol fundamental en cada uno de los cuatro elementos de la variabilidad climática que han sido considerados. El primero de ellos, el ENOS, es un modo océano-atmosférico de variabilidad, que exhibe preferentemente una escala de tiempo interanual y su existencia recae en un mecanismo establecido de retroalimentación positiva que genera cambios en el océano y la atmósfera. Esta respuesta se lleva a cabo por teleconexiones atmosféricas, pero se ha notado que esas señales atmosféricas provocan cambios en el océano Atlántico. Las anomalías en la TSM, subsecuentemente, desarrollan un nuevo forzamiento en la atmósfera (Sutton *et al.*, 2000).

Han existido sugerencias (p. ej., Chang *et al.*, 1997) de que el dipolo del Atlántico puede también ser visto como un modo de variabilidad océano-atmosférico. Este estudio sugiere que es mejor percibirlo simplemente como una sensibilidad en las fluctuaciones atmosféricas a lo largo del ecuador en el gradiente de la TSM. En primer plano, las anomalías en la TSM al sur y al norte del ecuador no están significativamente anti-correlacionadas y existe una pequeña evidencia de una preferible escala de tiempo (Houghton y Tourre 1992; Mehta 1998). Segundo y contrario a lo sugerido por Chang *et al.*, (1997), Sutton *et al.*, (2000) indica que la respuesta atmosférica a este gradiente de la TSM se retroalimenta dentro del océano de tal modo que lo refuerza. Las anomalías en el flujo de calor latente sugieren una retroalimentación negativa.

Si la retroalimentación océano-atmosférica no refuerza significativamente el gradiente en la TSM a lo largo del ecuador, entonces otros procesos pueden ser la respuesta a las fluctuaciones en el gradiente. Es probable que procesos diferentes manipulen en el rango de escalas de tiempo planteados. Se ha discutido por ejemplo cómo la respuesta remota del ENOS pueda forzar la curva máxima al norte del dipolo. Las ondas oceánicas de Rossby forzadas por fluctuaciones en el aire pueden también modular la TSM del dipolo cambiando la profundidad de la termoclina, y una advección oceánica anómala (geostrófica y de Ekman) es probable que se sea importante también. Por último ha sido propuesto por Yang (1999), que cambios en la convección profunda del Atlántico Norte podría forzar cambios en el dipolo del Atlántico tropical vía volcamientos (cambios en la dirección de los giros) de la circulación meridional.

El último elemento considerado fue ENOS Atlántico como un modo descrito por Zebiak (1993). Un mecanismo de retroalimentación positiva el cual es fundamental para el ENOS del Pacífico y que también puede operar en el Atlántico. Se encontró que esta retroalimentación probablemente puede afectar en el verano y otoño boreales (Zebiak 1993; Latif y Groumlñer 2000). Así es probablemente apropiado ver el ENOS Atlántico como un modo de variabilidad océano-atmosférico. Estos resultados sugieren que el ENOS Atlántico sea significativamente influenciado por (y en ocasiones suprimido por) otros elementos en la variabilidad climática del Atlántico norte. De manera particular, se ha encontrado que la respuesta del dipolo Atlántico puede incluir una zona ecuatorial significativa con anomalías en el viento especialmente en primavera boreal. Se espera que esas anomalías en el viento provoquen ondas ecuatoriales en el océano elevando la posibilidad de interacciones entre las fluctuaciones en la TSM en el dipolo Atlántico y las fluctuaciones en el ENOS Atlántico (Sutton *et al.*, 2000).

CONCLUSIONES

Las imágenes de satélite infrarrojas del MC de enero de 1983 hasta diciembre de 2000 fueron utilizadas para describir las anomalías interanuales de la temperatura superficial del mar. Las anomalías negativas más notorias son debidas a EN, especialmente el de 1982-1983, con variaciones de hasta -1.3°C fuera del comportamiento climatológico estacional y contrario a lo esperado en el punto A1. En el punto A6 la temperatura mínima alcanzada fue de -0.5°C en enero de 1985 y diciembre de 1992, y por último en el

punto A11 fue de -1.1°C en diciembre de 1991. La anomalía positiva más importante se relaciona con EN y es para el punto A11 con valor de $+0.9^{\circ}\text{C}$ en el verano de 1998. Los eventos más intensos fueron los de 1986-1987 y 1998 donde se presentaron valores positivos en la TSM para esas fechas. Se sugiere la existencia de un evento interanual además de EN/LN que afectan de manera circunstancial al MC. Este evento es la NPO (NOI). Cabe mencionar que el MC responde principalmente al índice MEI, de manera muy especial para el punto A6 que se encuentra en el centro del MC, y donde Centro América es más angosto, por lo que el Océano Pacífico tiene mayor influencia. También se encontró que cada EN/LN se comporta de manera diferente en el MC. En los últimos cinco eventos ENOS se comprobó que las altas temperaturas del mar en el Pacífico Ecuatorial se vieron reflejadas también en aguas del MC, pero con menor intensidad. También se encontró que existe una tele-conexión entre EN/LN y la NPO (NOI) con un desfase aproximado de 4-5 meses. Los efectos locales pueden causar algunas de las anomalías, especialmente aquellas en la región centro del Mar Caribe. El origen de muchas de las anomalías permanece aún desconocido.

Los resultados expuestos deben de tomarse con cautela ya que los datos de la TSM corresponden a promedios mensuales en cuadrículas de $18\text{ km} \times 18\text{ km}$, un estudio más detallado requiere una serie de tiempo más amplia en conjunto con estudios multidisciplinarios para probar modelos predictivos que revelen relaciones entre las variaciones climáticas a largo plazo o de baja frecuencia con mayor resolución espacial. Sin embargo los datos analizados permitieron obtener la climatología de la TSM de todo el MC, en particular la influencia de los principales fenómenos globales interanuales. Además, este trabajo contribuye con la primera regionalización del MC en base al análisis de la TSM.

LITERATURA CITADA

- Barnett, T. y R. Preisendorfer, 1987. Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for US surface in air temperature determine by Canonical Correlation Analysis. *Monthly Weather Review*, 115, 1825-1850.
- Cayan, D. R., 1992. Latent and sensible heat-flux anomalies over the northern oceans-driving the sea-surface temperature. *Journal of Physical Oceanography*, 22, 859-881.
- Chang, P., L. Ji, y H. Li, 1997. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature*, 385, 516-518.
- Chuvieco-Salineró, E., 1996. Fundamentos de Teledetección Espacial. Ediciones Rialph, 453 pp.
- Dow, R. L., 1980. The clawed lobster fisheries. En: J. S. Cobb and B. F. Phillips (eds.). The biology and management of lobsters. Vol. II. Ecology and management. Academic Press, New York, 265-316 pp.
- Enfield, D. B., 1996. Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. *Geophysical Research Letters*, 23, 3505-3508.
- Enfield, D. B. y M. A. Mayer, 1997. Tropical Atlantic SST variability and its relation to "El Niño/Southern Oscillation". *Journal of Geophysical Research*, 102, 929-945.
- Fratantoni, D.M., 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *Journal of Geophysical Research*, 106, 22067-22093.
- Godin, G., 1988. *Tides*. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada, Baja California, México. 290 pp.
- Gordon, A. L., 1967. Circulation of the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 72, 6207-6223.
- Gray, W. M., C. W. Landsea, P. W. Mielke y K. Berri, 1993. Predicting Atlantic seasonal hurricane activity 6-11 month in advance. *Weather Forecast*, 7, 440-455.

- Gyory, J., A. J. Mariano y E. H. Ryan, 2005. The Caribbean Current. *Ocean Surface Current*. <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/Caribbean/Caribbean.html>
- Hastenrath, S., M. C. Wu y P. S. Chu, 1984. Towards the monitoring and prediction of north-east Brasil droughts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 110, 411-425.
- Hernández, B., 2002. Variabilidad interanual de las anomalías de la temperatura superficial del mar en aguas cubanas y su relación con eventos El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). *Investigaciones Marinas Valparaíso*, 30, 21-31.
- Hernández-Guerra, A., y T. M. Joyce, 2000. Water masses and circulation in the surface layers of the Caribbean at 66°W. *Geophysical Research Letters*, 27, 3497-3500.
- Houghton, R. W. y Y. M. Tourre, 1992. Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic. *Journal of Climate*, 5, 765-771.
- Hurrell, J. W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Johns, W.E., T.L. Townsend, D.M. Fratantoni, y W.d. Wilson, 2002. On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. *Deep Sea Research*, 95, 211-243
- Kinder, T.H., 1983. Shallow currents in the Caribbean Sea and Gulf of Mexico as observed with satellite-tracked drifters. *Bulletin of Marine Science*, 33, 239-246.
- Klein, S. A., B. J. Soden y N. C. Lau, 1999. Remote sea surface variations during ENSO: evidence for a tropical atmospheric bridge. *Journal of Climate*, 12, 917-932.
- Latif, M. y T. P. Barnett, 1994. Causes of Decadal Climate Variability over the North Pacific and North America. *Science*, 266, 634-637.
- Latif, M. y A. Groumlñer, 2000. The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. *Climate Dynamics*, 16, 213-218.
- Lavín, M. F., E. Palacios-Hernández y C. Cabrera, 2003. Sea surface temperature anomalies in the Gulf of California. *Geofísica Internacional*, 42, 363-375.
- Mehta, V., 1998. Variability of the tropical ocean surface temperatures at decadal-multidecadal timescales. Part I: The Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 11, 2351-2375.
- Palacios E. y E. Beier, 2015. Circulación estacional de la Región Norte del Golfo de California, PUBLICIA, OmniScriptum GmbH & Co. KG. Heinrich-Böcking-Str. 6-8, 66121 Saarbücken, Deutschland-Alemaia, ISBN: 978-3-639-55306-2. 128 pp.
- Palacios-Hernández, E., 2001. Circulación de la Región del Golfo de California: estacional y anomalías. Tesis Doctoral, Departamento de Oceanografía Física, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, México, 42 pp.
- Ripa, P. M., 2002. Least Squares Data Fitting. *Ciencias Marinas*, 28, 79-105.
- Roemich, D., 1981. Circulation in the Caribbean Sea: A well-resolved inverse problem. *Journal of Geophysical Research*, 86, 7993-8005.
- Rodwell, M. J., D. P. Rowell y C. K. Folland, 1999. Oceanic forcing of the winter North Atlantic oscillation and European climate. *Nature*, 398, 320-323.
- Roger, J. C., 1984. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern oscillation in the North Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112, 1999-2015.
- Ropelewski, C. F. y M. S. Halpert, 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the "El Niño/Southern Oscillation". *Monthly Weather Review*, 115, 1606-1626.
- Schwing, F. B., T. Murphee y P. Green, 2001. A climate index for the North Pacific, Cambridge, University Press, New York, 29, 525-582.
- Sutton, R. T., S. P. Jewson y D. P. Rowell, 2000. The Elements of Climate Variability in the Tropical Atlantic Region. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 13, 3261-3284.
- Tokioka, T., 1983. Influence of the ocean on the atmospheric global circulations and shortage climatic fluctuations. En: G. D. Sharp and J. Csirke (eds.). Proceeding of the Expert Consultation to Examine

- Change in Abundance and Species of Neritic Fish Resources. San José de Costa Rica. *FAO Fisheries Report*, 291, 557-585.
- Trenberth, K. E. y J. W. Hurrell, 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*, 9, 303-319.
- Walker, G. T., 1923. Correlation in Seasonal Variations of Weather. VIII A preliminary study of world weather. *Memoirs of the India Meteorological Department*, 24, 75-131.
- Walker, G. T. y E. W. Bliss, 1932. World Weather. V. *Memoirs of the Royal meteorological Society*, Documents DJF and JJA Variability. 4, 53-84.
- Wang, C. y D. B. Enfield, 2001. The tropical Western Hemisphere warm pool, *Geophysical Research Letters*, 28, 1635-1638.
- Wolter, K., 1987. The Southern Oscillation in surface circulation and climate over the tropical Atlantic, Eastern Pacific, and Indian Oceans as capture by cluster analysis. *Journal of Climate Applications Meteorological*, 26, 540-558.
- Wolter, K. y M. S. Timlin, 1993. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. *Proc. Of the 17th Climate Diagnostics Workshop*, Norman, OK, NOAA/N MC/CAC, NSSL; Oklahoma climate Survey, CIMMS and the School of Meteorology, University of Oklahoma, 52-57 pp.
- Wust, G., 1964. Stratification and circulation in the Antillean-Caribbean Basin. *Columbia University Press*, Palisades, NY, 201 pp.
- Yang, J., 1999. A linkage between decadal climate variations in the Labrador Sea and the tropical Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 26, 1023-1026.
- Zebiak, S. E., 1993. Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. *Journal of Climate*, 6, 1567-1586.

AGRADECIMIENTOS

CONACyT proyectos ciencia básica: 3209-T9207; 000000000104884 y 44870F.

SÍNTESIS CURRICULAR

Emilio Palacios Hernández

Doctor en Ciencias en Oceanografía Física por el CICESE, Profesor e Investigador titular C, del Depto. de física de la Universidad de Guadalajara. Ha escrito: varios artículos científicos en revistas de prestigio internacional, capítulos de libro y un libro, también ha dirigido tesis de licenciatura y maestría, actualmente es perfil PRODEP y miembro del SNI 1, ha participado en más de 50 congresos nacionales e internacionales, así como proyectos de investigación oceanográfica. Correo electrónico: emilio6x111@yahoo.com

Laura Carrillo

Doctorado en Oceanografía Física en Universidad de Gales Bangor. Postdoctorado en el Instituto Oceanográfico de Scripps. En los últimos 10 años la investigación se ha enfocado en aspectos oceanográficos de diversas escalas espacio-temporales vinculados con la distribución de larvas de peces, así como variabilidad en sistemas tropicales, zonas arrecifales, circulación y fenómenos de mesoescala de las regiones Golfo de México y Caribe. Otros estudios realizados se enfocan en el análisis de anomalías de temperaturas superficiales del mar que contribuyan a entender las anomalías en estos tipos de sistemas. Muchos de estos trabajos son el resultado de la colaboración con NOAA y ECOSUR con la finalidad de entender procesos de conectividad biológica de larvas de peces entre el Golfo de México y el Caribe, estos

representan los primeros trabajos de la zona del Caribe Occidental con aspectos oceanográficos. Correo electrónico: lc_oceanografa@yahoo.com.mx

Salvador Iván Meza Romero

M. en C. por parte de la Universidad de Guadalajara, actualmente en la escuela Ignacio L. Vallarta, impartiendo matemáticas. Correo electrónico: ivan9meza@yahoo.com.mx

David Ávalos Cueva

Doctor en Ciencias del Mar y Limnología por la UNAM. Profesor-investigador titular en el Instituto Tecnológico Superior de Arandas (ITS de Arandas). Presidente del Comité de Investigación de ITS de Arandas, líder de la línea de investigación de modelación climática, registrada en Tecnológico Nacional de México. Ha sido autor de varios artículos en revistas indexadas sobre variabilidad climática y modelación hidrodinámica del Lago de Chapala; así como colaborador de un capítulo de libro en la misma área de investigación. También ha dirigido tesis de licenciatura e ingeniería. Correo electrónico: david.avalos@tecarandas.edu.mx.