

BALANCE DE CALOR EN UN PUNTO AL NORTE DE LA PENINSULA DE YUCATAN A PARTIR DE DOS PERIODOS DE MUESTREO DURANTE 1988.

José Hernández Téllez.*

Javier Aldeco

RESUMEN

A partir de dos períodos de muestreo en series de tiempo con toma de datos (temperatura superficial y velocidad de la corriente) cada 3 horas, S1 y S2, del 11 al 21 de marzo y del 19 de mayo al 5 de junio de 1988, obtenidos en el punto 22°11'N y 89°41'W, entre el Arrecife Alacranes y Puerto Progreso, Yuc., y de datos de temperatura observados de la región, se calculó el flujo advectivo de calor (divergencia del transporte de calor) por unidad de área, Q_c (W/m^2).

Con los resultados (obtenidos en otros trabajos) de almacenamiento de calor, Q_t , y de flujo de calor latente, Q_e , y sensible, Q_s , en el mismo punto, se calcula el balance de calor $Q (=Q_e+Q_s+Q_t+Q_c)$, en W/m^2 .

En S1 y S2 la divergencia del transporte de calor, Q_v , fué afectada por las regiones de surgencia al noreste de la Península de Yucatán (norte de Cabo Catoche). El Q_c medio para S1 fue de $-37.40 W/m^2$ y para S2 de $-10.80 W/m^2$ (indicando en ambos casos pérdida de calor de la masa de agua).

El balance de calor, Q , indica que para S1 un flujo de $-475.83 W/m^2$ y para S2 $-40.66 W/m^2$, ambos hacia la atmósfera y océano circundante de la masa de agua en estudio.

INTRODUCCION

El conocimiento del comportamiento térmico de una región oceánica permite determinar que tan grandes son las variaciones estacionales del contenido y almacenamiento de calor, a donde se va éste y si existe exportación. El estudio de la climatología y pesquerías de las regiones costeras requiere de información oceanográfica para sus análisis y predicciones.

El intercambio de calor entre el océano y la atmósfera constituye una importante conexión en el ciclo para la redistribución de la energía solar a través de la atmósfera (Colón, 1963).

Bunker (1980) establece que las causas principales de los cambios meteorológicos (viento, temperatura, nubes, etc) que modifican los flujos de calor sensible, latente y radiativo, son debidas a variaciones en los patrones de circulación oceánica y estos últimos son más pronunciados cerca de los continentes o regiones de fuertes gradientes horizontales de temperatura.

En la literatura aparecen varios estudios sobre el balance de calor en diversas secciones del Océano Atlántico y el Océano Global (Colón, 1963; Oort, 1976; Sarmiento, 1986; Hsiung, 1986) y sobre los flujos de energía superficial (Lavin y Organista, 1988); Bunker, 1976, 1980; Reyes y Ramírez, 1986).

Existen pocas publicaciones que tratan con los flujos de calor en la región de la Plataforma

Continental de Yucatán, y con el interés de generar un estudio integrado que verse sobre el balance de calor. En este trabajo se incluyen los resultados de una serie de estudios interrelacionados (ver adelante) obtenidos con la información de tres series de tiempo obtenidas en esta región.

Aldeco y Hernández Téllez (1989) en el mismo punto de este trabajo, a partir de los datos en series de tiempo de temperatura de la columna de agua, calculan el almacenamiento de calor y velocidades de calentamiento y hacen una comparación de sus resultados con los obtenidos por patrones climáticos. Hernández Téllez y Aldeco (1990) calculan el flujo de calor latente y sensible en el mismo punto, confirmando la dirección de los flujos establecidos en el almacenamiento de calor. Ahora, en el presente trabajo, se calcula la divergencia del transporte de calor y se hace balance.

Un estudio similar lo realizó Colón (1963) en el cual, calculando el balance de calor mensual del Mar Caribe, encuentra, como un residual, la variación anual del flujo de calor hacia la atmósfera.

AREA DE ESTUDIO

En 1988 la Estación de Investigación Oceanográfica Veracruz, de la Secretaría de Marina, realizó tres cruceros oceanográficos a un punto al norte de la Península de Yucatán en las coordenadas 22°11'N y 89°41'W, ubicado entre el Arrecife Alacranes y Puerto Progreso, Yuc. (Fig. 1). Profundidad de 50 m. En estos cruceros se generaron series de tiempo (SERIES1=S1, S2 y S3) con toma de parámetros oceanográficos y meteorológicos cada 3 horas (Aldeco y Aguilar, 1989). Para los dos primeros cruceros se utilizó el B/O "Altair", y para el tercero el BIP "Onjuko", ambos de la Secretaría de Marina. Para este trabajo se utilizan 2 de los tres períodos de muestreo, S1 del 11 al 21 de marzo (fin de invierno), y S2 del 19 de mayo al 5 de junio (mediados de primavera). Desafortunadamente hubo dos interrupciones

en S1 por "nortes" y dos en S2, la primera por una onda tropical del este y la segunda por imprevistos. S2 no se tomó en cuenta por la falta de parámetros meteorológicos y porque falló el corrientímetro.

El área de estudio (Plataforma de Yucatán) se encuentra bajo la influencia de la lengua de aire cálido y húmedo del Golfo de México y Mar Caribe, y sobre estas aguas soplan los alisios con alguna fuerza y mucha constancia durante los meses de verano (Mosiño, 1964); durante el invierno llega viento seco que es desplazado por la celda de alta presión del norte de los Estados Unidos de América y el sur de Canadá ("nortes"; Klaus, 1973).

La dinámica de las aguas de esta zona es complicada por la influencia de la Corriente de Yucatán, las aguas del Golfo de Campeche, la circulación causada por los "nortes", huracanes, alisios del este, modificaciones por la someridad, surgencias y fuerte talud continental.

FLUJO ADVECTIVO DE CALOR

Q es la divergencia del transporte de calor (W) por corrientes oceánicas y consiste en la ganancia o pérdida de calor de la masa de agua conforme ésta viaja, en nuestro caso, desde el norte de Cabo Catoche hasta las coordenadas de los muestreos de SERIES (Fig. 1, recuadro).

De acuerdo con Colón (1963) el flujo advectivo de calor, Q_v , está dado por:

$$Q_v = Mc(T_s - T_c)$$

donde M representa el flujo de masa (Kg/seg), c es el calor específico del agua, T_c y T_s (°C) son, respectivamente, la temperatura superficial del mar (TSM) media mensual al norte de Cabo Catoche y T_s la temperatura (TMS) para el muestreo de SERIES.

Continental de Yucatán, y con el interés de generar un estudio integrado que verse sobre el balance de calor. En este trabajo se incluyen los resultados de una serie de estudios interrelacionados (ver adelante) obtenidos con la información de tres series de tiempo obtenidas en esta región.

Aldeco y Hernández Téllez (1989) en el mismo punto de este trabajo, a partir de los datos en series de tiempo de temperatura de la columna de agua, calculan el almacenamiento de calor y velocidades de calentamiento y hacen una comparación de sus resultados con los obtenidos por patrones climáticos. Hernández Téllez y Aldeco (1990) calculan el flujo de calor latente y sensible en el mismo punto, confirmando la dirección de los flujos establecidos en el almacenamiento de calor. Ahora, en el presente trabajo, se calcula la divergencia del transporte de calor y se hace balance.

Un estudio similar lo realizó Colón (1963) en el cual, calculando el balance de calor mensual del Mar Caribe, encuentra, como un residual, la variación anual del flujo de calor hacia la atmósfera.

AREA DE ESTUDIO

En 1988 la Estación de Investigación Oceanográfica Veracruz, de la Secretaría de Marina, realizó tres cruceros oceanográficos a un punto al norte de la Península de Yucatán en las coordenadas 22°11'N y 89°41'W, ubicado entre el Arrecife Alacranes y Puerto Progreso, Yuc. (Fig. 1). Profundidad de 50 m. En estos cruceros se generaron series de tiempo (SERIES1=S1, S2 y S3) con toma de parámetros oceanográficos y meteorológicos cada 3 horas (Aldeco y Aguilar, 1989). Para los dos primeros cruceros se utilizó el B/O "Altair", y para el tercero el BIP "Onjuko", ambos de la Secretaría de Marina. Para este trabajo se utilizan 2 de los tres períodos de muestreo, S1 del 11 al 21 de marzo (fin de invierno), y S2 del 19 de mayo al 5 de junio (mediados de primavera). Desafortunadamente hubo dos interrupciones

en S1 por "nortes" y dos en S2, la primera por una onda tropical del este y la segunda por imprevistos. S2 no se tomó en cuenta por la falta de parámetros meteorológicos y porque falló el corrientímetro.

El área de estudio (Plataforma de Yucatán) se encuentra bajo la influencia de la lengua de aire cálido y húmedo del Golfo de México y Mar Caribe, y sobre estas aguas soplan los alisios con alguna fuerza y mucha constancia durante los meses de verano (Mosiño, 1964); durante el invierno llega viento seco que es desplazado por la celda de alta presión del norte de los Estados Unidos de América y el sur de Canadá ("nortes"; Klaus, 1973).

La dinámica de las aguas de esta zona es complicada por la influencia de la Corriente de Yucatán, las aguas del Golfo de Campeche, la circulación causada por los "nortes", huracanes, alisios del este, modificaciones por la someridad, surgencias y fuerte talud continental.

FLUJO ADVECTIVO DE CALOR

Qv es la divergencia del transporte de calor (W) por corrientes oceánicas y consiste en la ganancia o pérdida de calor de la masa de agua conforme ésta viaja, en nuestro caso, desde el norte de Cabo Catoche hasta las coordenadas de los muestreos de SERIES (Fig. 1, recuadro).

De acuerdo con Colón (1963) el flujo advectivo de calor, Qv, está dado por:

$$Q_v = M c (T_s - T_c)$$

donde M representa el flujo de masa (Kg/seg), c es el calor específico del agua, Tc y Ts (°C) son, respectivamente, la temperatura superficial del mar (TSM) media mensual al norte de Cabo Catoche y Ts la temperatura (TMS) para el muestreo de SERIES.

El flujo de masa a través de la sección transversal se calculó utilizando las velocidades (componente u) de un corrientímetro suspendido a -15 m durante los muestreos de SERIES (Aldeco y Aguilar, 1989) multiplicado por el área de la sección ($2.53E6 \text{ m}^2$), obtenida ésta última de multiplicar 30 m (profundidad media) por 83.25 km, la distancia desde Isla Pérez (del Arrecife Alacranes) hasta la isóbata de los 18 m (hacia Puerto Progreso, Yuc.).

La temperatura que se utilizó como referencia en Cabo Catoche ($87-88^\circ\text{W}$, $21-23^\circ\text{N}$) fué la temperatura (TSM) observada en marzo y mayo por barcos y satélite (NOAA; Clark, 1988).

En la Tabla 1 se presentan los cálculos del flujo advectivo de calor para S1 y S2. El flujo advectivo de calor por unidad de área, Q_c , se obtiene dividiendo Q_v entre $27.7E9 \text{ m}^2$. Esta área, donde se cree ocurre el proceso de pérdida o ganancia de calor (Fig. 1, recuadro), es de 333 por 83.25 km. Los 333 km corresponden a la distancia desde Cabo Catoche hasta el punto de SERIES (87° a 90°W), y los 83.25 km son los antes mencionados.

proceso de radiación en la superficie; el principal sumidero es la pérdida de calor hacia la atmósfera por conducción y evaporación. Otros procesos que contribuyen al balance son: el transporte de calor por corrientes oceánicas, el flujo de calor a través de los límites del fondo, disipación de energía cinética del aire y el mar, y el calor gastado o liberado debido al cambio local en la temperatura del agua.

El balance de calor $Q \text{ (W/m}^2\text{)}$ se obtuvo solo considerando los flujos de calor latente, Q_e , sensible, Q_s , el almacenamiento de calor, Q_t , y el flujo advectivo de calor, Q_c . La dirección del flujo se consideró como positivo hacia el océano y como negativo hacia la atmósfera. La $Q \text{ total (W/m}^2\text{)}$ se calculó con la siguiente suma:

$$Q = Q_e + Q_s + Q_t + Q_c$$

Los valores de los flujos de calor latente y sensible, de acuerdo con Hernández-Téllez y Aldeco (1990) y el almacenamiento de calor obtenido de Aldeco y Hernández-Téllez (1989), se muestran en la Tabla 2.

El balance de calor, la $Q \text{ total (W/m}^2\text{)}$, se muestra en la última columna.

TABLA 1.- Cálculo del flujo advectivo de calor, Q_c (ver texto).

Muestreo	U	M_c	T_s	T_c	AT	Q_v	Q_c
	(m/c)		($\text{Cal/Seg}^\circ\text{C}$)	($^\circ\text{C}$)	($^\circ\text{C}$)	($^\circ\text{C}$)	(W) (W/m ²)
S1	0.0552	$1.38E11$	23.41	25.20	-1.79	$10.30E11$	-37.4
S2	0.0406	$1.02E11$	26.70	27.40	-0.70	$2.99E11$	-10.8

E=10 elevado a la potencia, $AT = T_s - T_c$.

BALANCE DE CALOR

El balance de calor para un sistema simple, tal como la interfase mar-aire implica que la suma de todas las fuentes de calor sea igual al calor incorporado (Colón, 1963). En un volumen oceánico la principal fuente de calor es el

DISCUSIONES

La influencia de la Corriente de Yucatán, por lo que tenemos agua más caliente que en el punto SERIES, puede verse observando que tan lejos o que tan cerca pasa ésta de la región este de la plataforma y talud continental. Moli-

nari y Morrison (1988) en su trabajo sobre la penetración de la Corriente de Lazo hacia el Golfo de México presenta casos donde el eje de la corriente de Yucatán está prácticamente sobre el talud de la Plataforma y hasta los 23°N (control topográfico), mientras que en otros casos se aleja hasta 60 millas de la costa.

Bunker (1976) en su trabajo de flujos de energía superficial señala la región noreste de la Plataforma de Yucatán (28°N, 88°W) como una región de surgencias, y la señala con mayor influencia hacia la costa de la Península de Yucatán de mayo a octubre. Se cree que son precisamente estos afloramientos los que modifican el flujo de calor adectivo.

Se considera el punto del presente trabajo, por estar ubicado en la zona más profunda del canal que se forma entre Isla Pérez y Puerto Progreso, Yuc., que refleja inmediatamente los procesos que ocurren en la Plataforma.

los efectos de surgencia y/o mezcla ocurren la mayor parte del año.

CONCLUSIONES

De acuerdo con las temperaturas al norte de Cabo Catoche y las de SERIES, la masa de agua que se supone fluye hacia el canal donde se ubica el punto de estudio, pierde calor por mezcla con aguas de surgencia y por lo tanto contribuye al Q_t . El proceso es similar en S1 ($Q_c = -37.40 \text{ W/m}^2$) y en S2 ($Q_c = -10.80 \text{ W/m}^2$).

Durante S1, a finales de invierno, el océano aporta una fuerte cantidad de calor ($Q = -475.83 \text{ W/m}^2$) y durante S2, a mediados de primavera, el océano sigue cediendo calor ($Q = -40.66 \text{ W/m}^2$), aunque en éste último caso el calor sensible, Q_s , y el almacenamiento de calor, Q_t , son positivos.

TABLA 2. Flujo de calor latente (Q_e , W/m^2), sensible (Q_s , W/m^2), almacenamiento de calor (Q_t , W/m^2), flujo adectivo (Q_c , W/m^2) y balance de calor (Q , W/m^2), para los períodos de muestreo S1 y S2.

Período	Q_e	Q_s	Q_t	Q_c	Q (+ hacia el océano)
S1	-150.58	-26.85	-260.00	-37.40	-475.83
S2	-91.08	+8.92	+52.30	-10.80	-40.66

De acuerdo con Sarmiento (1986), en bajas latitudes el rápido ajuste baroclínico combinado con las grandes amplitudes estacionales de transporte de Ekman, conducen a la situación donde el almacenamiento de calor está casi completamente dominado por la divergencia de transporte.

Es interesante notar que para S3 (finales de septiembre; Aldeco y Hernández Téllez, 1989) la temperatura media superficial es de 28.33 °C, y al norte de Cabo Catoche es de 28.7 °C (NOAA; Clark, 1988), por lo que se cree que

Agradecimientos.- A José Rivera Prieto y Julián Méndez por los dibujos y las tablas. A la Dirección General de Oceanografía Naval de la Secretaría de Marina por los recursos. A las tripulaciones del B/o "Altair" y BIP "Onjuko" por su apoyo.



BIBLIOGRAFIA

Aldeco, J. y J. Hernández-Téllez, 1989. Estudio térmico de la columna de agua en un punto al norte de la Península de Yucatán a partir de tres períodos de muestreo durante 1988. Memorias de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana. Cuernavaca, Mor. del 3 al 7 de noviembre de 1989.

Aldeco, J. y M. T. Aguilar-Sánchez, 1989. Informe de Datos. Proyecto SERIES. Deptos. de Física y de Química Marina. Estación de Investigación Oceanográfica Veracruz. DGON, SECMAR. 54p + supl.

Bunker, A. F., 1980. Trends of variables and energy fluxes over the Atlantic Ocean from 1948 to 1972. Mon. Wea. Rev. Vol. 108:720-732.

Bunker, A. F., 1976. Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. Mon. Wea. Rev. Vol 104:1122-1140.

Clark, J., 1988. East Coast SST, monthly mean. Patrick Mcugh (Ed.). Oceanographic Monthly Summary, Vol. VIII, (3,5):18-22.

Colón, A. J., 1963. Seasonal Variations in heat flux from the sea surface to the atmosphere over the Caribbean Sea. J. Geophys. Res. Vol. 68(No.5):1421-1430.

Hernández-Téllez, J. y J. Aldeco, 1990. Flujo superficial de calor latente y sensible en un punto al norte de la Península de Yucatán a partir de dos períodos de muestreo en 1988. Estación de Investigación Oceanográfica Veracruz, Depto. de Física, DGON, SECMAR.

Hsiung, J., 1986. Mean surface energy fluxes over the Global Ocean. J. Geophys. Res. Vol. 91(C9):10585-10606.

Klaus, D., s1973. Las invaciones de aire frío en los trópicos a sotavento de las Montañas Rocallosas. Geofísica Internacional (Mex). Vol. 13:99-143.

Molinari, L.R. and J. Morrison, 1988. The separation of the Yucatan Current from the Campeche Bank and the intrusion of the Loop Current into the Gulf of Mexico. J. Geophys. Res. Vol. 93(C9): 10645-10654.

Mosiño, A.P., s1964. Meteorología marítima de la costa sur de México. Anales del Instituto de Geofísica, Vol. X, 17-24. Univ. Nac. Auton. Mex.

Lavín, M.F. and S. Organista, 1988. Surface Heat flux in the northern Gulf of California. J. Geophys. Res. Vol. 93(C11):14033-14038.

Oort, H. A. and T. H. Vonder Haar, 1976. On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere. J. Phys. Ocean. Vol. 6(6):781-800.

Reyes, S. and O. E. Ramírez, 1987. Air sea fluxes over the Global Oceans during the FGGE Year. Theor. Appl. Climatol. Vol. 36:69-78.

Sarmiento, L.J., 1986. On the North and Tropical Atlantic heat balance. J. Geophys. Res. Vol. 91(C10):11677-11689.

*Estación de Investigación Oceanográfica Veracruz, Departamento de Física, DGON, SECMAR, C. Colón 43, Fracc. Reforma 91910 Veracruz, Ver. (+ dirección actual: Lab. Oc. Fis., Inst. Cienc. Mar y Limnol., Univ. Nac. Auton. Mex.)