Bol. Soc. Meteorol. Cuba, 2(1), julio 1996. Publicación electrónica, ISNN 1025-921X

REPORTE DE UN FRENTE HIDROLOGICO AL NE DE LA PENINSULA DE YUCATAN.

MANIFESTACIONES FISICAS, QUIMICAS E HIDROBIOLOGICAS.

Pérez de los Reyes, R1.; Victoria del Río, I. 1 ; Signoret Poillon, M. 2; Gallegos García, A. 3; Penié Rodríguez, I .1; Gil Varona, C 1.; Bulit, C. 2; Melo González, N. 1, Müller-Karger, F. 4.; Cerdeira Estrada, S1 ; Merino Ibarra, M. 3

---

1 Instituto de Oceanología (IDO). Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente (CITMA). Ave. 1ra. No. 18406 entre 184 y 186. Flores, Playa, Habana 21, Ciudad de La Habana, Cuba. C.P. 12100. Telf. : (53)(7) 21-0306 21-0342 21-0300 21-6008 21-9988 Fax: (53)(7) 33-9112 E-mail: oceano@ceniai.net.cu, E-mail: cerdeira@detec.sld.cu

2 Departamento el Hombre y su Ambiente. Universidad Autónoma Metropolitana de Xochimilico, (UAM-X). Calzada del Hueso 1100, Col. Villa Quietud. C.P. 04960. México, D.F. Telf.: (525) 724-5222 Fax: 723-5469 E-mail: signoret@correo.xoc.uam.mx

3 Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL). Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Laboratorio de Oceanográfia Física. Ciudad Universitaria. México 04510, D.F. Telf.: 622-5792 E-mail: gallegos@mar.icmyl.unam.mx Telf.: 622-5833 E-mail: mmerino@mar. icmyl.unam.mx

4 Departamento de Ciencias Marinas. Universidad del Sur de la Florida (USF). 140 Seventh Avenue South. St. Petersburg, FL 33701. USA. Telf.: (813) 893-9186 Fax: (813) 893-9103 893-9189 E-mail: carib@carbon. marine.usf.edu

---

PALABRAS CLAVES: Hidrographycal front, frontal zone, plankton, Yucatan Channel, Gulf of Mexico, Caribbean Sea

---

RESUMEN

Se presentan los resultados de dos campañas oceanográficas (julio de 1994 y marzo de 1995) en el Golfo de México y en el Mar Caribe noroccidental, durante las cuales se detectó visualmente y se corroboró in situ mediante mediciones oceanográficas e hidrológicas, la existencia de una zona frontal al noreste de la Península de Yucatán. Tanto en invierno como en verano se observó en superficie la existencia del frente, en el cual confluyen el agua transportada por las capas superficiales de la Corriente de Yucatán y el agua del Banco de Campeche. La distribución de la densidad en la franja de contacto evidencia la existencia de movimientos descendentes que alcanzan profundidades mayores durante el invierno, cuando el afloramiento de Yucatán se encuentra debilitado. El efecto del frente sobre las comunidades planctónicas resulta diferente en las dos épocas muestreadas; en verano, se produce un fuerte incremento en la riqueza del plancton, que afecta incluso los niveles tróficos superiores, al converger masas de agua con diferente historia reciente, mientras que en invierno la convergencia de masas de aguas con historia reciente similar, no provoca incrementos en la riqueza de las comunidades planctónicas. Las imágenes espaciales térmicas y de color del mar confirman la presencia de una zona de surgencia de aguas más frías y ricas en nutrientes al norte de la Península de Yucatán que junto a la corriente cálida y oligotrófica de Yucatán generan una zona frontal desde el límite de la plataforma al este de Cabo Catoche y bordeando el talud continental hasta aproximadamente los 25 grados de latitud Norte. Las imágenes de color sugieren que esta surgencia y frente tienen un comportamiento cuasiestacionario.

INTRODUCCION

La experiencia acumulada durante la caracterización oceanográfica de la zona económica exclusiva (ZEE) al sur Cuba, posibilitó detectar zonas energéticamente activas y manifestaciones de la presencia de un frente oceánico (Pérez de los Reyes et al., 1990; Victoria et. al., 1990). Por esta razón, desde la etapa de concepción del proyecto conjunto México - Cuba "Productividad planctónica en aguas del Golfo de México y del Mar Caribe noroccidental", en el marco del cual se desarrolló el siguiente trabajo, se hizo especial énfasis en que la estrategia de los muestreos permitiera detectar y caracterizar este tipo de estructuras.

MATERIALES Y METODOS

Se realizaron dos cruceros de investigación, "Ergoclina I", del 16 de julio al 5 de agosto de 1994 y "Ergoclina II", del 20 al 25 de marzo de 1995, a bordo del BIO "Justo Sierra", de la UNAM. Las redes de estaciones cumplimentadas en cada caso se muestran en las Fig. 1. En cada estación se realizó inicialmente una cala hidrográfica con una sonda CTD, con vistas a conocer la distribución vertical de la temperatura y la salinidad y mediante el sistema de roseta acoplado, se tomaron muestras de agua de niveles de interés como el subsuperficial, el inicio de la termoclina, el nivel del 1 % de la intensidad luminosa incidente en superficie y puntos de inflexión importantes en el registro del ADCP, a las cuales se le determinó el O2 disuelto, por el método de Winkler en su variante microanalítica y la concentración de clorofila, lo que permitió sumar otros criterios de selección de los niveles a muestrear a los antes expuestos. La toma de muestras de los niveles finalmente seleccionados se realizó con una botella General Oceanic, de 30 L de capacidad.

Los datos sobre la carga sestónica, que se determinó mediante el método referido por Strickland y Parsons (1972) fueron gentilmente suministrados por L. E. Alemán.

Para la determinación fluorométrica de la clorofila se filtró, a través de un filtro Whatman GF/F, 1 L de agua. Se realizó una extracción durante dos horas en acetona al 90%. La fluorescencia del extracto, fue leída en un fluorómetro Sequoia Turner 450.

El análisis cualitativo y cuantitativo del fitoplancton mayor de 10 micras se realizó mediante el método de Utermöhl (Hasle, 1978), en un microscopio invertido con un aumento de 400 x. Las medidas del volumen celular fueron determinadas por correspondencia del fitoplánctor con la forma de la figura geométrica más parecida. El cálculo del volumen plasmático se realizó según Smayda (1965) y el del carbono contenido en los células mediante la fórmula propuesta por Strathmann (1967) y Strahmann modificado (Anon., 1974).

La información sobre el ictioplancton fue gentilmente suministrada por M. Sánchez y E. Gutiérrez. Éste se colectó mediante una red Bongo con mallas de 333 y 505 µm y flujómetros en cada una de las bocas de las redes para estimar el volumen de agua filtrada.

Se realizaron arrastres doble oblicuos hasta 200 m de profundidad. Simultáneo a la ejecución de las mediciones in situ fueron recibidas

diariamente las imágenes AVHRR del satélite NOAA 11 y 12 del Golfo de México y el Caribe Occidental utilizando la estación receptora ubicada en la Universidad del Sur de la Florida USF en St. Petersburg, Florida, E.U.A.. Las imágenes de radianza infrarroja de los pases orbitales sobre la zona de los satélites NOAA 11 y 12 fueron transformadas en imágenes de temperatura superficial (MCSST) y remapeadas a la proyección Cónica Conforme de Lambert con red de coordenadas cada 1 grado. Se le hizo un mejoramiento al histograma de cada cuadro para lograr enfatizar y visualizar mejor los rangos de temperatura presente y los fenómenos superficiales con gradientes de temperatura mayor de 0.2 C. La SST fue calculada a partir del método de procesamiento simultáneo de imágenes térmicas en dos bandas espectrales, Multichannel Sea Surface Temperature MCSST. (Mc Calain, et al., 1985).

En el caso de las imágenes de color del mar, para el cálculo de las concentraciones de pigmentos del fitoplancton, se obtuvo la radianza emitida por la superficie del océano en elementos de imagen de 0.8 X 0.8 Km., usando el radiómetro CZCS para varias longitudes de ondas de la banda visible del espectro. Se procesaron estos datos según el método de relación de radianzas, (Gordon et al., 1980). Para la caracterización de densidad de pigmentos del fitoplancton en el área durante la época del experimento se utilizaron todas la imágenes con información válida durante la vida activa del sensor CZCS desde 1978 a 1986. Las imágenes resultantes se remapearon a la proyección Universal Transversa de Mercator y se representaron en un rango de colores que enfatiza las variaciones de la densidad de pigmentos en zonas oceánicas con pequeños gradientes espaciales. Con todas las imágenes promedio mensual existentes entre 1978 y 1986 se calcularon las imágenes promedio trimestrales (enero-marzo, abril-junio, julio- septiembre, octubre-diciembre) y la densidad de pigmentos media en un transecto ubicado de forma tal que intercepte sobre la zona frontal, aunque más al norte del punto muestrado in situ para evitar la sobrestimación de los pigmentos que ocurre en aguas someras (Fig. 1).

RESULTADOS Y DISCUSION

Tanto en julio de 1994 como en marzo de 1995, fue detectada visualmente en superficie una franja de coloración oscura, de no más de 20 metros de ancho, con abundante espuma, fanerógamas y material detrítico en superficie, que tenía todas las evidencias de ser una zona de convergencia. Esto fue confirmado por las mediciones hidrográficas e hidrobiológicas realizadas in situ.

Manifestaciones físicas del frente

En la Fig. 2 se aprecia cómo en el extremo occidental del Canal de Yucatán, durante el primer crucero, correspondiente al verano de 1994, las isotermas se enciman sobre la plataforma, lo cual puede ser interpretado como la manifestación del afloramiento analizado por Merino (1992). Asociado a este afloramiento, se observa un frente hidrológico, el cual alcanza la superficie sobre la plataforma de Yucatán y en el plano horizontal, separa las aguas superficiales movidas por la Corriente de Yucatán, de las aguas que después de aflorar a nivel del talud, ocupan la plataforma del Banco de Campeche y como proceden de profundidades inferiores a la picnoclina son ricas en sales nutrientes.

La Fig. 3 permite ver en detalle que ocurre debajo mismo de la franja detectada en superficie. En ellas se puede constatar que en ambas oportunidades se observan mayores valores de densidad (st) hacia el este y el oeste de la franja, que bajo la propia franja. Esto evidencia claramente la ocurrencia de un fenómeno de convergencia lo cual es consistente con el hallazgo de una zona de acumulación de materia flotante en superficie.

Son notables las diferencias que se aprecian entre una y otra campaña, a pesar de que es claro que se está en presencia de dos fenómenos de origen similar. Del análisis conjunto de estas figuras se puede concluir que en el verano de 1994 el fenómeno frontogenético se desarrollaba con mayor intensidad que en el invierno de 1995. De esta forma, los gradientes verticales y horizontales de temperatura asociados al frente son mayores en el primer caso, mientras que la distribución de st muestra gradientes realmente grandes de densidad en la zona frontal de convergencia y un hundimiento asociado que alcanza los 15 metros de profundidad. No se observa un hundimiento más allá de esta profundidad porque los movimientos ascendentes del agua sobre la plataforma, generan un campo térmico tal que la fuerte estratificación resultante por debajo de los 15 metros lo hace imposible. Por su parte, el invierno de 1995, aparece caracterizado por gradientes más suaves de temperatura en la zona frontal, menor alcance de las isotermas sobre la plataforma y menores gradientes de densidad en la zona frontal de convergencia, no obstante, llama la atención que en este caso los movimientos verticales descendentes alcancen mucho más allá de los 30 metros de profundidad, lo que está probablemente asociado a que en esta época el afloramiento adosado al talud es prácticamente inexistente y por tanto la estratificación térmica ofrece menor resistencia a la extensión hacia las profundidades del hundimiento provocado por la convergencia superficial en la zona del frente.

Las corrientes geostróficas (y las grandes corrientes oceánicas como la de

Yucatán se pueden catalogar como tales, Tomczak y Godfrey, 1994) se caracterizan por el equilibrio que existe entre la fuerza de gradiente de presión hidrostática y la fuerza de Coriolis. Cuando por alguna razón (la fricción con el talud, por ejemplo), se produce un desbalance entre estas dos fuerzas, se crean condiciones favorables para que aparezca un flujo vertical ageostrófico. Este flujo además, es isopícnico, o sea, se produce paralelamente a las superficies isopícnicas y por lo tanto no destruye la estratificación, sino que ésta pasa de ser vertical antes del frente a ser horizontal en el frente mismo, en la medida que las isopicnas van cortando la superficie. De esta forma como los movimientos oceánicos se producen en buena parte de los casos, siguiendo las superficies de igual densidad, acceden a la superficie aguas provenientes de profundidades inferiores a la termoclina, fertilizándose así los estratos superficiales. Es por eso que generalmente la forma y disposición de las grandes corrientes oceánicas coincide con los patrones de distribución de la concentración de clorofila en la superficie marina (Yentsch, 1982).

Es lógico plantearse que si los movimientos verticales que condicionan la aparición de un frente están en dependencia del estado del flujo geostrófico asociado al mismo, los cambios en una característica tan importante de dicho flujo como lo es el transporte de volumen que este acarrea, genere modificaciones más o menos visibles en las características del frente. Véase la Tabla 1 y apréciese la relación existente entre el transporte de volumen asociado a la corriente de Yucatán y sus velocidades máximas por una parte, y la intensidad del frente (dada por los gradientes verticales de temperatura en la zona del afloramiento) y su ubicación sobre la plataforma por la otra.

Tabla1. Algunas características del frente en las temporadas muestreadas.

Crucero	Julio 1994	Marzo 1995
V. max. (CM/S)	185	170
Transporte (SV)	44.5	34.4
Gradiente Vertical de T (grado/m)	0.5	0.2
Distancia del Frente con respecto al talud (mn)	15	0

Anteriormente se había reportado esta relación entre la Corriente de Yucatán y el afloramiento (Merino, 1992; Cochrane, 1968; Ruiz, 1979). No obstante en el presente trabajo se muestran las condiciones reinantes en uno

y otro cruceros, de forma tal que pudiera inferirse alguna relación entre las características del frente, como manifestación del afloramiento en la capa superficial y las condiciones dinámicas en el Canal de Yucatán. No obstante, alguna conclusión definitiva en cuanto a esto sería necesariamente resultado de investigaciones más completas.

Como de la literatura existente se conoce (Gordon, 1967 e indirectamente Maul, 1993) se puede decir con seguridad que la Corriente de Yucatán alcanza una intensidad máxima durante el verano, la estacionalidad del frente debe seguir también este patrón, es decir, máximo de intensidad entre abril y septiembre y mínimo entre octubre y marzo, lo que coincide con nuestros resultados.

Manifestaciones en las comunidades planctónicas

Dado que, las manifestaciones hidrobiológicas del frente detectado tienen su mayor expresión en la capa superficial, nos limitaremos al análisis de este estrato para describir su influencia sobre las comunidades planctónicas y su variación temporal.

Durante el crucero de julio se observan elevados valores de oxígeno disuelto, materia orgánica particulada, de biomasa fitoplanctónica y clorofila, en las estaciones 3, 4 y 5, correspondientes al frente (Fig. 4.a). La especie predominante dentro del fitoplancton mayor de 10 µm y causante de una marea roja fue Protoperidinium sp1, y aunque los dinoflagelados fueron dominantes en todas las estaciones, su predominio es total en la estación 4, situada sobre la franja de convergencia. De igual forma, a pesar de la pobreza relativa del ictioplancton en este mes, se observa que las mayores densidades de larvas de peces corresponden a las estaciones del frente.

En marzo, sin embargo, la existencia del frente sólo se manifiesta mediante un aumento del seston. Debido al desarrollo de la diatomea Thalassiosira subtilis (Fig. 4.b) se observa una dominancia del grupo de las diatomeas, a diferencia de los que ocurre en zonas aledañas.

En este crucero las mayores densidades de larvas de peces no se encuentran asociadas al frente.

Merino (1992) realizó una minuciosa y fundamentada investigación acerca del papel de la surgencia de Yucatán como mecanismo de fertilización y de su influencia sobre la concentración pigmentaria de las comunidades fitoplanctónicas del Banco de Campeche.

Este autor detecta las mayores concentraciones de toda el área, de la clorofila integrada en la columna de agua, al nordeste de Cabo Catoche, así como bandas de elevada concentración alargadas hacia el norte, lo que según él, es resultado de la existencia de un giro ciclónico que, posibilita el contacto entre las aguas afloradas, que ya tienen un tiempo de residencia sobre la plataforma y que por tanto portan comunidades fitoplanctónicas adaptadas, con las aguas recién afloradas y ricas en nutrientes. Y concluye que, desde el punto de vista de la eficiencia productiva, el giro de Cabo Catoche juega un papel fundamental, al dar al sistema una eficiencia mayor de la que tendría con una circulación lineal, por lo que, de no existir dicho giro, la importancia productiva del afloramiento de Yucatán sería probablemente mucho menor.

De manera similar, Sánchez y Flores (1994) en un estudio del ictioplancton en la plataforma de Yucatán y el Caribe Mexicano encuentran en una área al norte de Cabo Catoche, la mayor densidad de larvas de peces de toda la zona, aportada en más del 87 % por Opisthonema oglinum, una especie de sardina planctófaga y la justifica mediante el giro que refería Merino (1992).

Sournia (1993) es del criterio que la incorporación del concepto de frentes hidrológicos a la investigación de determinadas áreas permite profundizar en el entendimiento de los ecosistemas, al prestarle atención a las variables físicas, químicas y biológicas, de manera simultánea. Este aspecto lo explica con gran claridad Frontier (1985), cuando plantea que en los frentes se pueden identificar dos tipos de energía auxiliar: la primaria, surgida directamente de la energía cinética de los fluidos y que es usada por el ecosistema para la advección de nutrientes, la dispersión de la biomasa y para el aumento de la turbulencia que mezcla las masas de agua y la secundaria, originada por los procesos fotosintéticos y trasmitida a través de la trama trófica, que es usada para realizar los desplazamientos de los organismos que posibilitan la interrelación entre las comunidades de cada parte del frente, es decir, la productora y la consumidora. El sentido de ambas energías es la edificación de una geometría espacio-temporal fractal de la biomasa y el medio circundante, que condiciona la sintonía entre los ritmos físicos y biológicos, al hacer coincidir en cada punto del sistema la luz, los nutrientes, los productores y los consumidores. Esta sintonía es la que explica la alta productividad observada en los frentes.

Si bien es cierto que en el frente ocurre una concentración mecánica del plancton, parece ser un criterio unánime que la causa fundamental de la elevación de la productividad, es el encuentro, en la zona de contacto, de

comunidades planctónicas con diferente grado de madurez, con la consiguiente explotación, por parte de las comunidades más maduras (de la parte pobre y con mayor temperatura del frente), de las menos maduras, del otro lado (Griffiths, 1965; Frontier, 1978, 1985, Vinogradov et al., 1984, Vinogradov y Shushkina, 1987), gracias a lo cual, las primeras se desarrollan más rápidamente que si dependieran de sus propios recursos. Simultáneamente, las comunidades planctónicas explotadas se detienen en su desarrollo, pero adquieren estabilidad dinámica. En la parte cálida del frente, se desarrolla intensamente una comunidad planctónica madura, con una elevada biomasa animal, que, en dependencia de la duración del frente, llega a afectar a los niveles tróficos superiores (macroplancton, peces planctófagos). Cuando en el frente convergen aguas con características físicas similares y por tanto, portadoras de comunidades en igual estadio de desarrollo, no se produce un incremento en la productividad (Vinogradov y Shushkina, 1987; Pinckney, Dustan, 1990).

Dos fenómenos son inherentes a los frentes y guardan entre ellos estrecha relación. Son el incremento de la riqueza planctónica y la presencia de mareas rojas. Rhyter (1975) es del criterio que si existen condiciones para el crecimiento y dominancia de una cantidad medianamente alta de una especie dada y las condiciones hidrográficas y meteorológicas adecuadas, se puede producir una concentración en áreas localizadas, que conlleve a la aparición de la marea roja y supone que dado el tipo de nutrición de los dinoflagelados, que va desde cuasiautotrófico hasta fagotrófico, algún componente orgánico, más que los nutrientes inorgánicos, posibilita su desarrollo. En este mismo orden de ideas Margalef et al. (1979) asocian la existencia de mareas rojas a los frentes de convergencia que aparecen en la periferia de los afloramientos.

Nuestros resultados pueden ser explicados a partir de los principios del funcionamiento de los ecosistemas frontales arriba expuestos. En verano, las aguas de la surgencia penetran a la plataforma del Banco de Campeche y se desplazan hacia el oeste. Una parte de éstas, sin embargo, retorna hacia el este (Merino, 1992) y da lugar, al encontrarse con las aguas de la corriente de Yucatán, a la aparición del mencionado frente. Como en la convergencia intervienen aguas de diferente naturaleza, se produce el incremento de la productividad planctónica detectado durante el crucero de julio. De hecho, en el lado este del frente se observaron las mayores densidades de larvas de peces, lo que habla a favor de su carácter cuasipermanente, pues llega a afectar los niveles tróficos superiores. Lo anterior también corrobora el criterio de que los frentes pueden actuar como áreas preferenciales para el crecimiento y reproducción de determinadas especies de crustáceos zooplanctónicos y de larvas o adultos de peces (Le Fevre, 1986, Sournia,

1993).

Durante el invierno las aguas de la surgencia no invaden la plataforma, por lo que en el frente convergen aguas con características físicas similares, portadoras de comunidades en igual estadio de desarrollo. Es por esa causa que durante el crucero de marzo, a pesar de que se detectan manifestaciones de la presencia del frente, como la concentración mecánica del seston y el incremento del aporte de las diatomeas al fitoplancton total, no ocurre una elevación de la riqueza de los diferentes niveles tróficos.

El papel del frente, como factor elevador de la riqueza plactónica, no sólo se circunscribe a la zona frontal, pues una parte importante de la biomasa producida en él puede ser exportada hacia aguas oligotróficas aledañas o hacia aguas profundas, mediante mecanismos físicos o biológicos (Videau et al., 1993).

En el caso del frente que nos ocupa, durante el verano, parecen existir los dos mecanismos arriba mencionados, ya que se observa un desarrollo de todos los niveles tróficos, que incluye los superiores, los que mediante sus movimientos migratorios garantizan la exportación de la biomasa producida en el frente. Existen igualmente evidencias de la exportación de biomasa , mediante mecanismos físicos. Así, Merino (1992), corroboró la presencia cuasipermanente, a profundidades entre 120 y 250 m, de la Contracorriente de Yucatán y reportó anomalías en las concentraciones de nutrientes y de la clorofila de sus aguas, que le llevaron a suponer que dicha contracorriente se nutre de aguas afloradas, que previamente tuvieron un tiempo de residencia en la zona fótica.

Estas anomalías probablemente estén de alguna manera relacionadas con los movimientos verticales descendentes, propios de la zona de convergencia superficial o como los denominan Prieur et al. (1993), "circulación secundaria ageostrófica". De esta forma, estaría ocurriendo una exportación de aguas superficiales del frente hacia niveles subsuperficiales, que en cierto momento se involucrarían a la citada contracorriente. Por supuesto que sólo la realización de estudios posteriores en esta zona pudieran validar esta afirmación.

IMAGENES SATELITARIAS DEL FRENTE

Imágenes térmicas

Debe notarse que en julio y en general, durante el verano, esta región esta sometida a una fuerte insolación diurna. Esto, unido a los débiles vientos y oleaje predominantes, produce un calentamiento intenso de la capa más

superficial del mar (SKIN Surface) que en ocasiones produce diferencias notables entre la temperatura superficial observada desde el satélite y la temperatura subsuperficial determinada por los equipos oceanográficos (Wick et al., 1992). En la región, durante los meses de verano, los gradientes horizontales de temperatura no son intensos, lo que dificulta la detección en las imágenes térmicas satelitarias de fenómenos superficiales tales como corrientes, giros y otros muy visibles durante la época invernal. En el Banco de Campeche al norte de la Península de Yucatán y al sur del paralelo 22.5 norte puede apreciarse una masa de agua notablemente más fría con temperaturas por debajo de los 27 C, asociada a la surgencia reportada en este lugar (Merino, 1992), (Fig. 5). Estas aguas más frías fluyen al este para formar una zona frontal con las aguas de la corriente cálida de Yucatán, al este de Cabo Catoche. La zona frontal se extiende por el Golfo de México más o menos orientada con dirección sudeste a noroeste, bordeando el límite de la plataforma de Yucatán hasta la isobata de 1000 m y detectándose su presencia hasta los 25 Norte. Simultáneo a la ejecución de las mediciones in situ del crucero de marzo se captaron y procesaron diariamente imágenes AVHRR del satélite NOAA 12 y 14 del Golfo de México y el Caribe Occidental. Es necesario señalar que durante los meses invernales en la región son intensos los gradientes horizontales de temperatura, lo que facilita la detección en las imágenes térmicas satelitarias de fenómenos superficiales tales como corrientes, giros surgencias y otros. En el Banco de Campeche, al norte de la Península de Yucatán, puede apreciarse una masa de agua notablemente más fría con temperaturas por debajo de los 25 C asociada a la surgencia y a la disminución de la temperatura en el Golfo de México en los meses invernales (Fig. 6). Estas aguas más frías se encuentran con las aguas de la corriente cálida de Yucatán al este de Cabo Catoche para formar una zona frontal bien definida en la imagen AVHRR, con pequeños penachos y filamentos de giro ciclónico asociados a desprendimientos del flujo principal. Esta zona frontal se extiende por el Golfo de México, en dirección norte-noroeste, bordeando la isobata de 200 m, en el límite de la plataforma de Yucatán.

Imágenes de color del mar

En las imágenes promedio trimestrales de pigmentos (Fig. 7) puede observarse que en las zonas oceánicas adyacentes a la plataforma, al noroeste de la Península de Yucatán, se genera una zona con mayores densidades de pigmentos asociadas a la presencia de la surgencia de aguas más frías y ricas en nutrientes reportadas para el área. Además se puede apreciar al este de Cabo Catoche la presencia de una zona frontal que limita sus aguas de mayores densidades de pigmentos con las aguas claras y oligotróficas de la corriente de Yucatán.

Del análisis realizado de series de imágenes medias mensuales, trimestrales o anuales de pigmentos del CZCS en esta región, puede afirmarse que este frente se observa prácticamente durante todo el año con diferentes intensidades y profundidad de penetración en el Golfo de México formando un arco que fluye a lo largo del límite de la Plataforma de Yucatán hasta la isobata de mil metros aproximadamente y hasta los 25o LN.

En el transecto calculado en las imágenes CZCS sobre la zona frontal (Fig. 8) puede apreciarse la anomalía de pigmentos existente que revela la permanencia temporal de este fenómeno, así como la franja oceánica media donde se produce.

CONCLUSIONES

1- Tanto en invierno como en verano se observó en superficie la existencia de un frente hidrológico en el cual confluyen el agua transportada por las capas superficiales de la Corriente de Yucatán y el agua aflorada. La distribución de la densidad en la franja de contacto evidencia la existencia de movimientos descendentes que alcanzan profundidades mayores durante el invierno, cuando el afloramiento de Yucatán se encuentra debilitado.

2- Este frente sufre cambios estacionales que pudieran tener una relación directa con las variaciones de la Corriente de Yucatán a lo largo del año, y por lo tanto estarían acompasados con las variaciones anuales de dicha corriente.

3- El efecto del frente sobre las comunidades planctónicas resulta diferente en las dos épocas muestreadas, en dependencia de las características físicas del fenómeno. En verano, se produce un fuerte incremento en la riqueza del plancton, que afecta incluso los niveles tróficos superiores, al converger masas de agua con diferente historia reciente. En el invierno, sin embargo, la convergencia de masas de aguas con historia reciente similar, no provoca incrementos en la riqueza de las comunidades planctónicas.

4- Las imágenes espaciales térmicas y de color del mar confirman la presencia de una zona de surgencia de aguas más frías y ricas en nutrientes al norte de la Península de Yucatán que junto a la corriente cálida y oligotrófica de Yucatán generan una zona frontal desde el límite de la plataforma al este de Cabo Catoche y bordeando el talud continental hasta aproximadamente los 25 grados de latitud Norte. Las imágenes de color sugieren que esta surgencia y frente tienen un comportamiento

cuasiestacionario en esta región. 5- Debido al papel que juega la zona frontal, objeto de este trabajo, en la determinación de la estructura y funcionamiento del plancton, en la supervivencia y difusión de los primeros estadios de especies que son objeto de explotación pesquera en la región e incluso, por sus potencialidades como zona de pesca, además de por ser una zona energéticamente activa, donde los procesos de intercambio océano-atmósfera se ven incrementados, debe ser objeto de estudios más detallados.

AGRADECIMIENTOS
La presente investigación fue financiada por el CONACyT, a través del proyecto de investigación conjunta México - Cuba "Productividad planctónica en aguas del Golfo de México y el Mar Caribe noroccidental". El gran profesionalismo del capitán del buque oceanográfico "Justo Sierra", del ICMyL de la UNAM y de su tripulación, así como la constante ayuda que ellos prestaron al colectivo de investigadores durante las campañas oceanográficas, hicieron posible la consecución de los resultados arriba expuestos.

BIBLIOGRAFIA

ANONIMUS, 1974. A review of methods used for quantitative phytoplankton studies. Final Report of SCOR Working Group 33. UNESCO Tech. Pap. Mar. Sci. 18: 1-27.

COCHRANE, J.D.,1968. Currents and waters of the eastern Gulf of México and Western Caribbean, of the Western Tropical Atlantic Ocean and of the Eastern Tropical Pacific Ocean. Unpublished. Rep. Dept. of Oceanography and Meteorology. Texas A&M University. Ref.68-8T:19-28.

FRONTIER, S., 1978. Interface entre deux ecosystemes: exemple dans le domaine pelagique. Ann. Inst. oceanogr., Paris, 54: 95-106.

FRONTIER, S., 1985. Studying fronts as contac ecosystems. FRONTAL Program.

PIROCEAN - INSU: 55-66.

GORDON, A.L., 1967. Circulation of the Caribbean Sea. J. Geophys. Res., 72(24) : 6207- 6223.

GORDON, H.R., 1980. Phytoplankton Pigment from the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: Comparison with surface measurements. Science Vol. 210, 63-66

GRIFFITHS, R. C., 1965. A study of the oceanic fronts off Cape San Lucas, Lower California. U. S. Fish. wildl. Serv. sp. Rep. 99.

HASLE, G. R., 1978. Using the inverted microscope. Phytoplankton Manual (A. Sournia, de.), UNESCO, Paris: 191-196.

LE FEVRE, J.,1986. Aspects of the Biology of Frontal Systems. Adv. in Mar. Biol., 23, Academic Press, London: 163-297.

MARGALEF, R.; ESTRADA, M.; BLASCO, D., 1979. Funtional morphology of organisms involved in red tides, as adapted to decaying turbulence. Toxic Dinoflagellate Blooms (D.L., Taylor y H.H. Selinger, eds), Elsevier: 89- 94.

MAUL, G .A.,1993. The relationship between variations of the Gulf of Mexico Loop Current and Straits of Florida volume transport. Submited to J. of Phys. Oceanogr. Vol.23 No. 5:785-796.

MC CALAIN; PICHEL ; WALTON, 1985. Comparative Performance of AVHRR - Based Multichannel Sea Surface Temperature. J.Geophys. Research., 90, 11587-601

MERINO, M.,1992. Afloramiento en la plataforma de Yucatán. Estructura y fertilización. Tesis doctoral, UNAM, ICMyL, México, D.F., 255 pp.

PINCKNEY, J.; DUSTAN, P., 1990. Ebb-tidal fronts in Charleston Harbor, South Carolina: Physical and biological characteristics. ESTUARIES, 13, (1): 1-7.

PEREZ, R., GIL C. Y LOZA S., 1990. Variaciones estacionales del fitoplancton oceánico en aguas al sur de Cuba. Informe interno, proyecto Ulises. Arch. Cient. Inst. Oceanología.

RHYTER, J. H., 1975. Ecology of autotrophic dinoflagellates whith reference to red water conditions. The Luminiscense of Biological Systems (F.H. Johnson, ed), Am. Asoc. Adv. Sci., 41: 387- 414.

RUIZ, F., 1979. Upwelling north of the Yucatan Peninsula. M.Sc.Thesis.

Dept of Oceanography. Texas A&M University. 85pp.

SANCHEZ-VELASCO, L.; FLORES-COTO, C., 1994. Larval fish assemblages at the Yucatán Shelf and in the Mexican Caribbean Sea during the upwelling period (Spring, 1985). Sci. Mar., 58 (4): 289- 297.

SMAYDA, T. J., 1965. A quantitative analysis of the fitoplankton of the Gulf of Panama. 2 On the relationship between 14C assimilation and the diatom standing crop. Bull. Inter- Amer. tuna Comm., 9 (7): 465-531.

SOURNIA, A., 1993. Frontal Studies in JGOFS-France: a four year summary. Ann. Inst. Oceanogr., Paris, 69, (1): 47-55.

STRATHMANN, R. R., 1967. Estimating the organic carbon content of phytoplankton from cell volume or plasma volume. Limnol. Oceanogr., 12 (3): 411-418.

STRICKLAND, J. D. H.; PARSONS, T. R., 1972. Practical Handbook of Seawater Analysis. Fish. Res. Board Can., 167: 310 pp.

TOMCZAK M. Y S. GODFREY, 1994. Regional Oceanography. An Introduction. Pergamon Press.

VICTORIA, I.; CABAL, A.;GARCIA, R.; HERNANDEZ, M.; PUENTES, H.; RALLO, M. et.al. 1990. Caracterización Oceanográfica de la Fosa de Jagua y la Zona Económica Exclusiva al Sur de Cuba. Informe Interno. Archivo Científico, Instituto de Oceanología.

VIDEAU, C.; SOURNIA, A.; PRIEUR, L.; FIALA, M., 1993. Phitoplankton and primary production characteristic at selected sites in the geostrophyc Almeria-Oran front system (SW Mediterranean Sea). Journ. Mar. System, 5: 235-250.

VINOGRADOV, M.E.; SHUSKINA E.A.,1987. Funcionamiento de las comunidades planctónicas epipelágicas del océano (en ruso). Nauka, 240 pp.

VINOGRADOV, M.E,; ELIZAROV A.A.; MOISEV, P.A. 1984. Productividad biológica en zonas energéticamente activas del océano (en ruso),. Investigaciones del Océano Nauka, Moscú, 183 pp.

WICK, G.A.; EMERY, W.J.;.SCHLUESSEL, P., 1992. A comprehensive

comparison between satellite-measured skin and multichannel sea surface temperature, J.Geophyy.Res., 97, 5569-5595

YENTSCH, C.S., 1982. Satellite observation of phytoplancton distribution associated with large scale oceanic circulation. NAFO Sci. Conn. Studies. No.4:53-59.

FIGURAS

FIG.1. Estaciones muestradas por cruceros.
FIG.2. Distribución vertical de la temperatura en la zona del frente.
FIG.3. Distribución vertical de la densidad en el frente.
FIG.4. Comportamiento de las características hidrobiológicas en la zona del frente.
FIG.5. Temperatura superficial del mar en la zona del frente en julio de 1994. AVHRR-HRPT.
FIG.6. Temperatura superficial del mar en la zona del frente en marzo de 1995. AVHRR-HRPT.
FIG.7. Distribución trimestral de pigmentos superficiales en la zona del frente en mar. CZCS.
FIG.8. Comportamiento de la clorofila en el transecto del Coastal Zone Color Scanner CZCS.