

REGIMEN TERMOALINO EN EL ATLANTICO TROPICAL OCCIDENTAL

ANTONIO QUINTERO R.

Instituto Oceanográfico de Venezuela, Universidad de Oriente, Cumaná-Venezuela.

RESUMEN: En base a datos climatológicos sobre temperatura y salinidad para el área del Atlántico Tropical, comprendido entre el ecuador y los 30° Lat. N; y los 30° Long. W; hasta el Continente Americano, se hace un análisis de las condiciones térmicas y salinas en la zona estructural superior del océano en esta área.

ABSTRACT: On the basis of climatological data of temperature and salinity for the Tropical Atlantic area, between ecuator and 30° N. Lat; and 30° W. Long; up to American continent, an analysis of temperature and salinity conditions is made in the upper structural oceanic of this area.

INTRODUCCION

La parte occidental del Atlántico Tropical se presenta como una de las regiones más importantes de los océanos del mundo. En esta zona el océano recibe una gran cantidad de agua, el cual luego es transportado por las corrientes a las latitudes altas, determinando de este modo las oscilaciones climáticas en una zona considerable del globo terráqueo. El complicado sistema de corrientes ecuatoriales condiciona el transporte de calor y sales en las direcciones horizontal y vertical, lo que a su vez determina focos de alta productividad. Esto último es de vital importancia para los países del área y al mismo tiempo puede representar una alternativa para Venezuela.

El área que nos ocupa no está lo suficientemente estudiada, por ello, a pesar de las numerosas expediciones y experimentos que han tenido lugar, los resultados han dado lugar a varias interpretaciones sobre la formación de la estructura del agua, diferenciándose éstas inclusive en el proceso de generalización del régimen climático. Esta situación es característica sobre todo para la zona estructural superior del Atlántico tropical.

En este trabajo se analizan los parámetros del régimen climático termohalino de la zona estructural superior del océano, desde el ecuador hasta los 30° Lat. Norte en la parte occidental del Atlántico.

MATERIAL Y AREA DE ESTUDIO

El material de estudio lo constituyen datos tomados de

una publicación del "Centro Mundial de Datos B" (Estudios estadísticos climatológicos de los campos termohalinos del Atlántico del Norte, 1985), sobre la distribución vertical de la temperatura y la salinidad en el Atlántico Norte, en los horizontes standard de la capa (0 - 1.000 m). La región objeto del estudio (Fig. 1), ocupa el área comprendida desde el ecuador hasta 30° Lat. Norte y desde los 30° Long. Oeste hasta el continente americano (desde Brasil hasta el estrecho de la Florida pasando por las antillas). Las distribuciones verticales están promediadas en el tiempo en todo el período de observaciones oceanográficas habidas para cada mes del año, y en el espacio en el centro de trapecios esféricos de cinco grados por lado (Fig. 1).

La cantidad de mediciones verticales de la temperatura y salinidad para la zona estudiada son muy variables en el

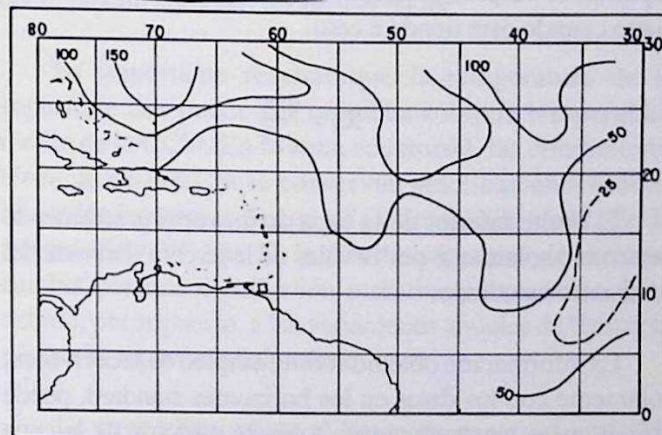


Fig. 1. Situación geográfica del área estudiada y cantidad de observaciones verticales en la parte occidental del Atlántico tropical (Tomado de Likov y Polkovnikov, 1985).

tiempo y en el espacio. En general hay una disminución de la cantidad de observaciones hacia el ecuador (Fig. 1). En las latitudes 25 - 30° Lat. Norte, la cantidad promedio de observaciones es de 382, mientras que en la zona ecuatorial es de 171. Según LIKOV & POLKOVNIKOV (1985), en esta zona hay algunos trapecios en el interior de los cuales la cantidad de observaciones no es mayor a 20, y en algunos meses incluso, no hay ninguna observación.

Con el fin de conservar la credibilidad de los resultados de los análisis de la estructura termoalina ante la ausencia de observaciones en algunos trapecios, los datos se restablecieron en base al análisis conjunto de los campos de temperatura y salinidad del agua tomados de atlas climáticos, elaborados por LEVITUS (1986) y el Ministerio de Pesca de la URSS (1977).

METODOLOGIA

Para el análisis de la capa superior cuasihomogénea¹ y la capa de gradientes marcados², se emplearon métodos usados por KALATSKI (1978) y KRAUS (1974). Así, el límite superior de la capa de mayores gradientes se determinó por el extremo de la segunda derivada del parámetro que nos interesa

$$K_2 = \frac{d^2x}{dz^2}$$

donde: x = temperatura o salinidad
z = profundidad

En algunos casos, para precisar la posición del límite superior, se empleó la tercera derivada del parámetro estudiado cuando éste tiende a cero.

$$K_3 = \frac{d^3x}{dz^3}$$

El límite inferior de la capa de mayores gradientes se determinó solamente por el valor de la tercera derivada del parámetro estudiado.

La información obtenida con el empleo de la derivadas, solamente con los datos en los horizontes standard, puede dificultar las interpretaciones sobre la posición de la capa

cuasihomogénea y el límite superior e inferior de la capa de mayores gradientes. Por ello se empleó una aproximación polinomial de los perfiles verticales, estimándose los valores de la temperatura y salinidad con una discriminación de 10 m, desde la superficie hasta la profundidad inferior.

RESULTADOS SOBRE EL REGIMEN DE LA TEMPERATURA

El análisis de las condiciones térmicas se hizo en base a los mapas con las características de la capa cuasihomogénea térmica (CCht) y la termoclina (Figs. 2 - 4).

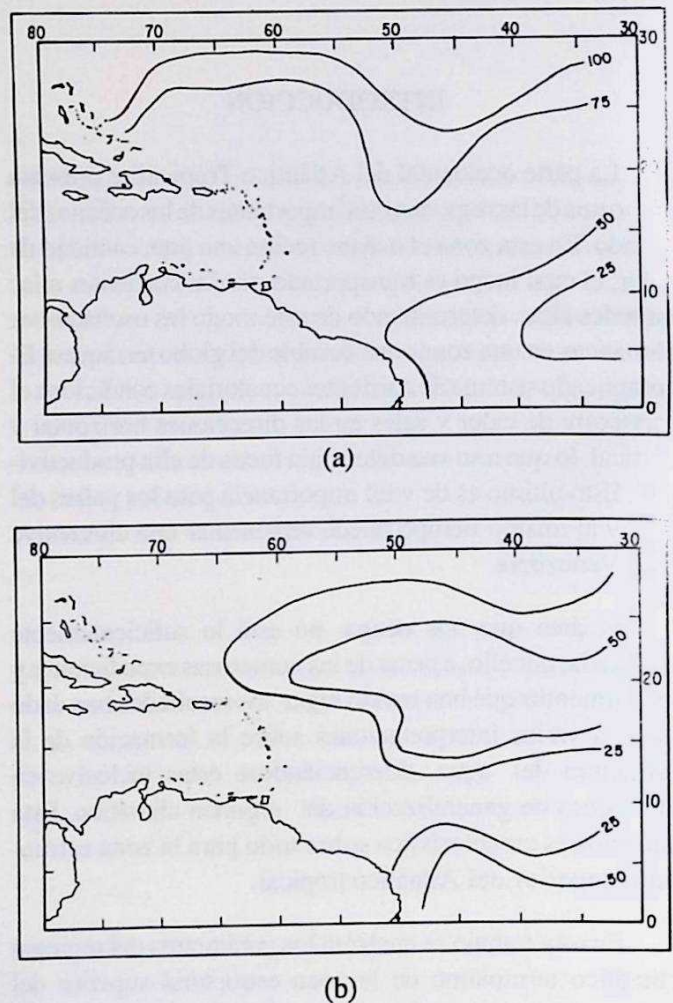
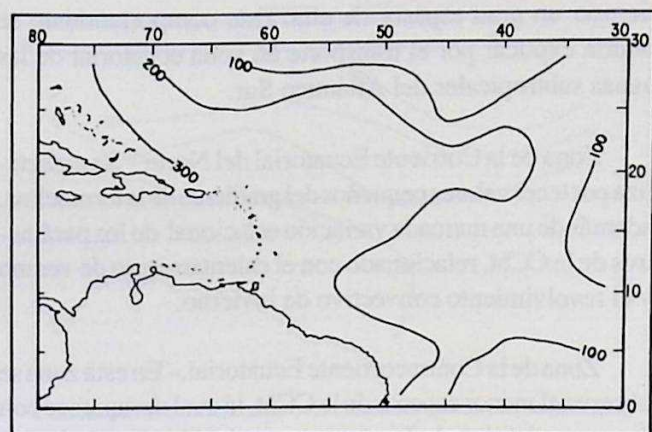


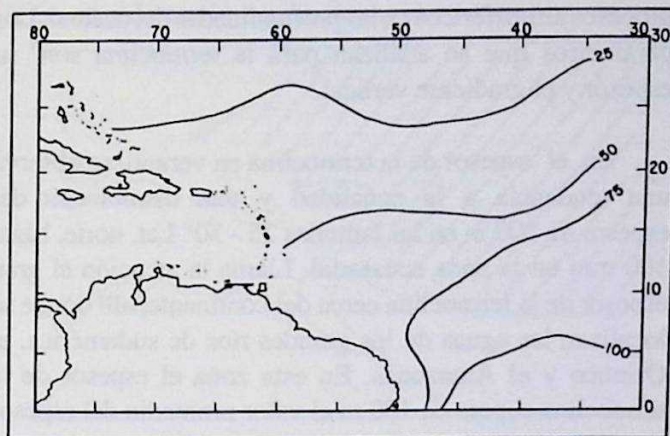
Fig. 2. Espesor (m) de la capa superior cuasihomogénea: a) Invierno b) Verano.

1. La capa cuasihomogénea térmica es aquella en la cual los gradientes térmicos son inferiores a 0.01°/m.
2. Entendemos por capa de gradientes marcados la termoclina estacional de temperatura.

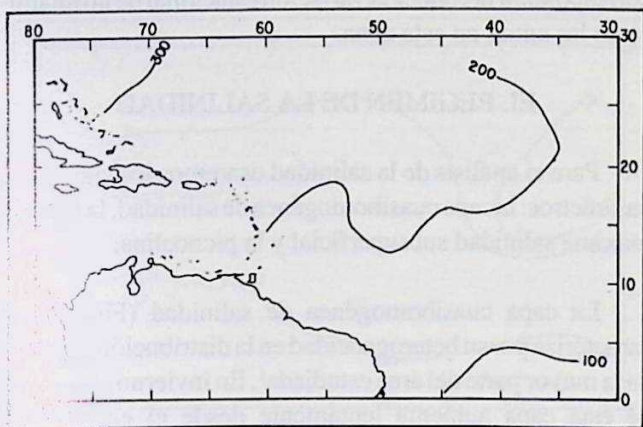
Régimen Termoclinal en el Atlántico Tropical Occidental



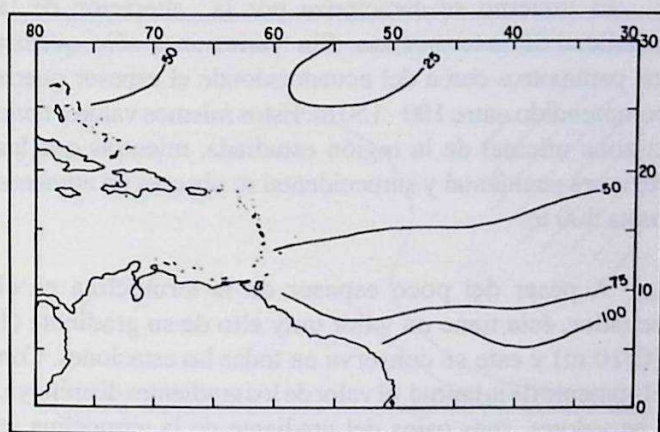
(a)



(a)



(b)



(b)

Fig. 3. Espesor (m) de la termoclina estacional: a) Invierno. b) Verano.

Fig. 4. Gradientes verticales en la termoclina estacional ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$): a) Invierno. b) Verano.

El límite superior de la termoclina es al mismo tiempo el límite inferior de la CCht, es decir, por la profundidad a la cual está situada la termoclina, podemos juzgar sobre el espesor de la CCht. En la zona observada el espesor de la CCht varía entre 0 y 100 m y tiene una marcada variación estacional espacialmente al norte de la región estudiada. En la estación cálida¹ del año, la CCht disminuye en todo el área y sobre todo en la zona de 20 - 30° Lat. N, donde la CCht sólo alcanza un espesor de 20 - 25 m. En la zona ecuatorial, el espesor de la CCht varía muy poco y se conserva en los límites de 20 a 50 m, siendo la amplitud de las variaciones anuales no mayor a 20 m.

En todas las estaciones la profundidad de la CCht tiene una distribución zonal y además, una disminución de la

profundidad con el aumento de la latitud (en invierno). En verano esta tendencia es en términos generales opuesta, es decir, hay un aumento hacia el ecuador.

Es importante resaltar que la temperatura de la superficie nos puede dar una idea sobre la temperatura media de la CCht. En la zona ecuatorial, las condiciones térmicas de la CCht se conservan prácticamente todo el año y las isotermas tienen una orientación zonal. En la zona de 15 - 30° Lat. N, la distribución zonal de invierno cambia por una distribución meridional en verano. Esto debido, por supuesto, a las variaciones anuales de temperatura de la superficie del océano.

La termoclina señala el límite de penetración de los

1. Las estaciones de las que se habla, aquí y en adelante, serán las astronómicas y de ningún modo las épocas de sequía o lluviosa.

procesos atmosféricos en las profundidades del océano. Los parámetros que se analizan para la termoclina son: su espesor y el gradiente vertical.

En el espesor de la termoclina en verano, se observa una tendencia a la zonalidad y una disminución del espesor de 300 m en las latitudes 25 - 30° Lat. norte, hasta 100 mm en la zona ecuatorial. Llama la atención el gran espesor de la termoclina cerca del continente, allí donde se localizan las aguas de los grandes ríos de sudamérica, el Orinoco y el Amazonas. En esta zona el espesor de la termoclina supera en 100 m el valor promedio del espesor para las mismas latitudes.

El invierno se caracteriza por la alteración de la zonalidad de la termoclina. Sin variaciones sólo quedan los parámetros cerca del ecuador donde el espesor queda comprendido entre 100 - 150 m. Estos mismos valores tiene la zona oriental de la región estudiada, mientras que las regiones occidental y suroccidental se observa un aumento hasta 300 m.

A pesar del poco espesor de la termoclina en el ecuador, ésta tiene un valor muy alto de su gradiente (1 °C/10 m) y este se conserva en todas las estaciones. Con el aumento de la latitud, el valor de los gradientes disminuye. Los valores más bajos del gradiente de la termoclina se registran en la zona que está bajo la influencia de la Corriente Ecuatorial del Norte. En este sitio el valor del gradiente es de 0,008 °C/m, repitiéndose este valor en casi todos los trapecios de la zona comprendida entre 20 - 30° Lat. Norte y sólo cerca de las Bahamas hay un aumento hasta 0,05 °C/m.

Generalizando el análisis hecho sobre las características del régimen térmico de la capa superior del océano, hay que señalar la presencia de una concordancia cualitativa entre la distribución espacial de las características térmicas y las macrocorrientes presentes en la región estudiada, es decir, la variación de los parámetros térmicos pueden ser interpretados como consecuencia de la dinámica de las aguas en la región. Las zonas diferenciadas son las siguientes:

Zona de Guayana.- Se encuentra bajo la acción de la corriente del mismo nombre. En esta zona es característico un marcado hundimiento de la termoclina y al mismo

tiempo un gran espesor de ella. Este comportamiento se podría explicar por el transporte en zona ecuatorial de las aguas subtropicales del Atlántico Sur.

Zona de la Corriente Ecuatorial del Norte.- Se caracteriza por tener valores pequeños del gradiente de la termoclina, además de una marcada variación estacional de los parámetros de la CCht, relacionado con el calentamiento de verano y el revolvimiento convectivo de invierno.

Zona de la Contracorriente Ecuatorial.- En esta zona se observa el menor espesor de la CCht, la cual desaparece con ligera variabilidad. La intensa variación anual de los parámetros del régimen térmico en la capa 0 - 200 m corresponde a la conocida variación estacional de la dinámica de las aguas en esta zona.

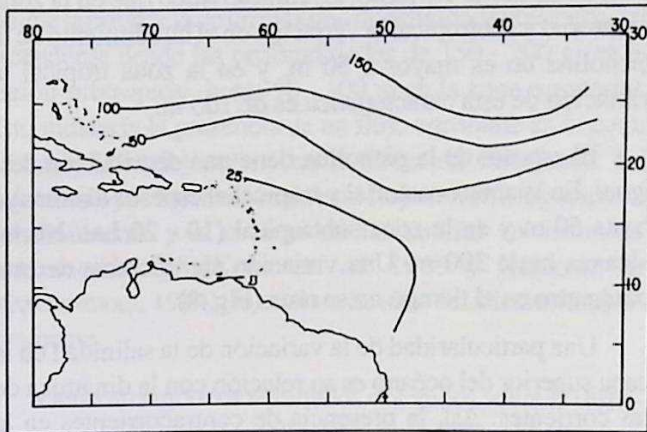
EL REGIMEN DE LA SALINIDAD

Para el análisis de la salinidad usaremos los siguientes parámetros: la capa cuasihomogénea de salinidad, la capa de máxima salinidad subsuperficial y la pycnoclina.

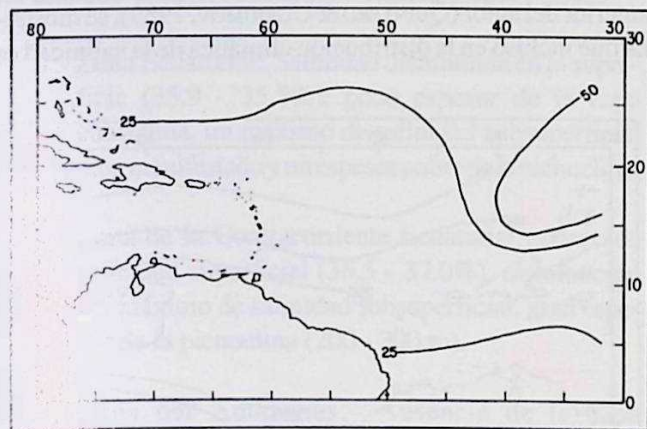
La capa cuasihomogénea de salinidad (Fig. 5) se caracteriza por su heterogeneidad en la distribución espacial en la mayor parte del área estudiada¹. En invierno el espesor de esta capa aumenta lentamente desde el ecuador en dirección norte, hasta aproximada a 20°; luego a partir de esta latitud, el espesor se incrementa bruscamente. En verano también ocurre un aumento paulatino a medida que se aleja del ecuador (de 10 m en el ecuador hasta 50 m en la zona norte). Dentro de esta tendencia general, se destaca un foco de relativo valor alto en el espesor de la capa cuasihomogénea, el cual está dispuesto en la zona de la Corriente Ecuatorial del Norte (descrita ya por algunos autores entre ellos GALERKINA, 1983). En la parte ecuatorial, las variaciones del espesor de esta capa entre verano e invierno no es significativa, mientras que en la parte norte ocurre lo contrario. La capa cuasihomogénea de salinidad en la región adyacente al continente en verano no se aprecia, siendo la posible razón de esto las causas siguientes:

- 1.- Insuficiente cantidad de datos promediados y el empleo de horizontes standard;
- 2.- La superficie de esta zona es relativamente pequeña en comparación con el área estudiada;

1. Con un promedio anual de 68 m de profundidad máxima en la localización de esta capa, se observa una variación de este valor en la región estudiada.



(a)



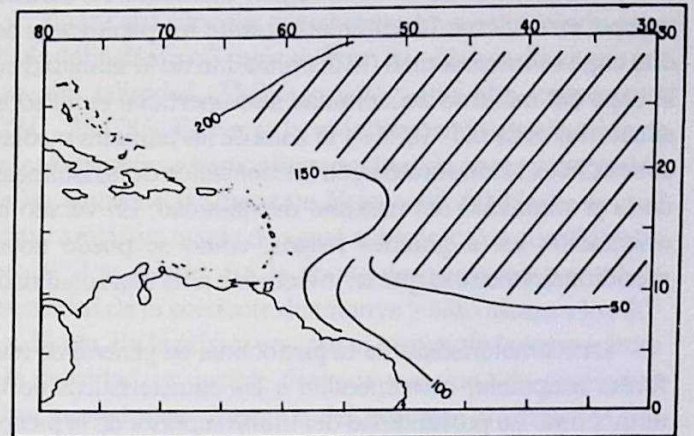
(b)

Fig. 5. Espesor de la capa superior cuasihomogénea de salinidad: a) Invierno. b) Verano:

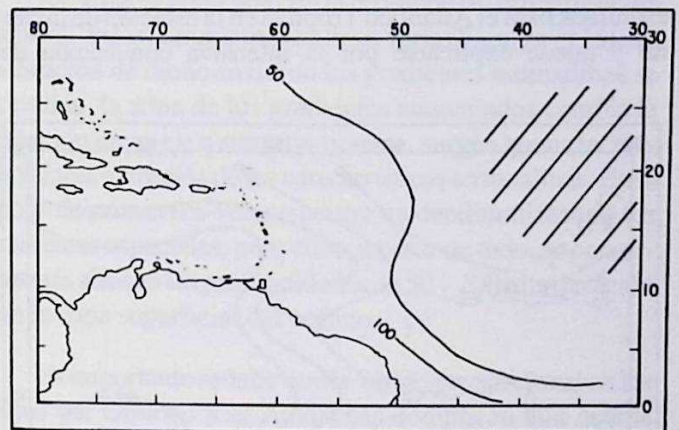
3.- Hay una fuerte suavización de los datos en los parámetros por el empleo, inclusive en la región del Amazonas, de trapecios esféricos de 5° por lado;

A pesar de que la capa cuasihomogénea en la región adyacente al continente no se aprecia, ésta es de importancia fundamental debido a:

- a.- Esta se observa como una capa muy delgada en todas las épocas debido a la descarga de los grandes ríos y su espesor es el 60 - 70% menor que el espesor medio de la misma latitud;
- b.- El espesor anómalo de la capa isoalina se relaciona con la dinámica de las aguas del Orinoco y el Amazonas que se puede seguir por la anomalía negativa de la salinidad en una enorme área del Atlántico Tropical.



(a)



(b)

Fig. 6. Profundidad (m) de la posición del máximo de salinidad subsuperficial: a) Invierno. b) Verano. Las áreas rayadas corresponden a las zonas donde no existen estos máximos.

c.- La variabilidad interanual de la anomalía de la capa isoalina, así como la anomalía de la salinidad adyacente al continente, se forma por la acción directa de las variaciones a largo plazo en la atmósfera tropical y ante todo por la intensidad de las precipitaciones.

Además, la existencia del mínimo de salinidad del Amazonas resalta la particularidad de la distribución espacial del máximo de salinidad subsuperficial (Fig. 6).

El análisis de los parámetros de la capa máxima de salinidad subsuperficial en la zona de $10^\circ - 20^\circ$ Lat. N; muestra que en la estación de verano hay una franja angosta de este máximo, la cual une el ecuador con la zona de formación (DEFANT, 1936; JANAICHENKO, 1974 y VISOTSKAYA, 1980). En el invierno, en condiciones de convección intensa, el máximo de salinidad subsuperficial desaparece

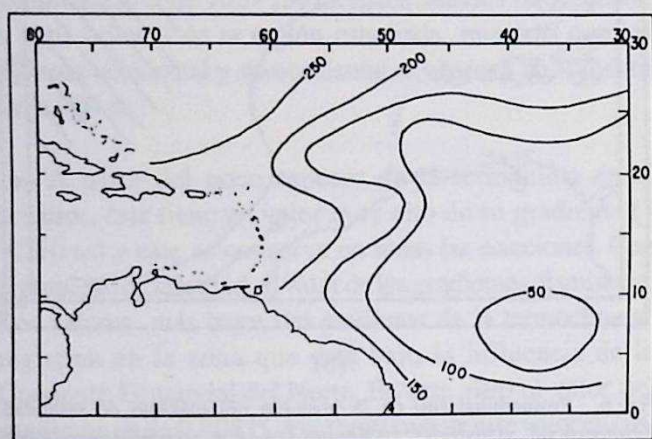
completamente al norte de la región estudiada. Al mismo tiempo, en invierno las diferencias entre los parámetros de esta capa se incrementan (la disminución de la salinidad en la capa del máximo de salinidad subsuperficial en la zona ecuatorial es de 0,5 - 0,7‰ y la zona de las latitudes medias es de 0,3‰). Llama la atención la orientación de las isolíneas de la profundidad del máximo de salinidad. En verano la orientación es, a grandes rasgos, como se puede notar meridional, mientras que en invierno se nota una zonalidad.

Las características de la piconclina, en general de una forma aceptable, corresponden a las características de la termoclina. La profundidad del límite superior de la piconclina (Fig. 7) está localizado entre los 30 - 300 m. Los mayores valores se registran en el noreste de la región estudiada para el Atlántico Tropical en la estación de invierno y puede explicarse por la intensiva convección del

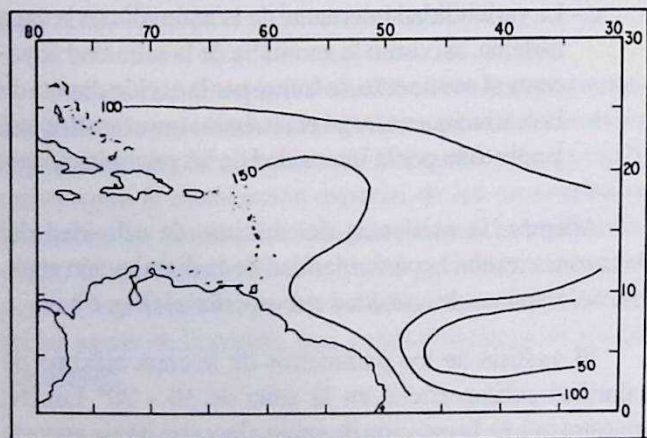
período de otoño-invierno. Es característico que en la zona ecuatorial y subtropical la variación en el hundimiento de la piconclina no es mayor a 50 m, y en la zona tropical la variación de esta característica es de 100 m.

El espesor de la piconclina tiene una distribución desigual. En la zona ecuatorial y tropical el espesor disminuye hasta 50 m y en la zona subtropical (10 - 20 Lat. Norte) alcanza hasta 300 m. Una variación significativa de este parámetro en el tiempo no se nota (Fig. 8).

Una particularidad de la variación de la salinidad en la capa superior del océano es su relación con la dinámica de las corrientes. Así, la presencia de contracorrientes en la capa subsuperficial del océano puede ser identificada por las "lenguetas de salinidad" (JANAICHENKO, 1974). En un trabajo anterior del autor (QUINTERO & UGRUMOV, 1989), se mostraba que incluso en la distribución climática de la salinidad es

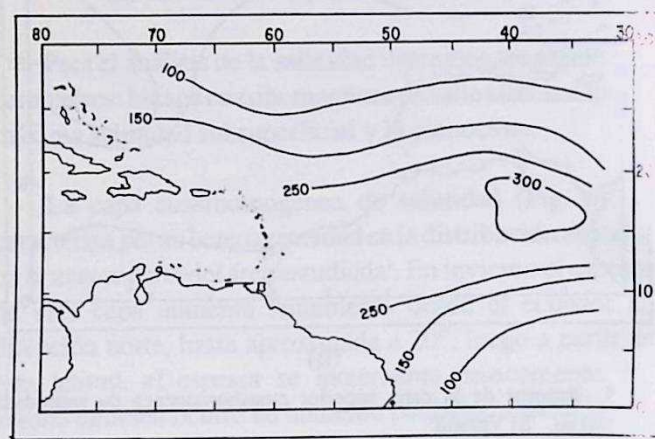


(a)

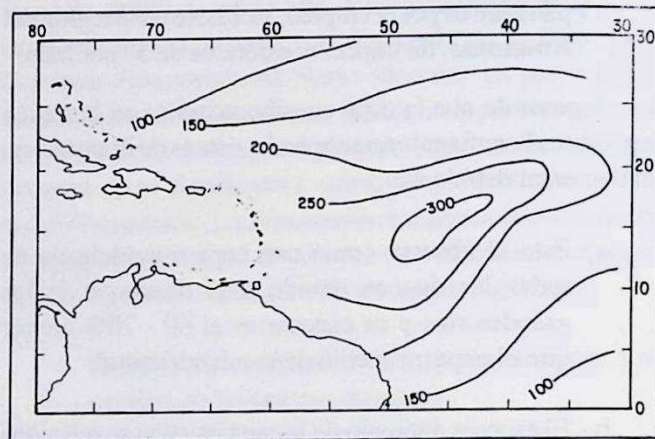


(b)

Fig. 7. Profundidad (m) de la posición del límite superior de la piconclina: a) Invierno. b) Verano.



(a)



(b)

Fig. 8. Espesor (m) de la capa de la piconclina: a) Invierno. b) Verano.

visible la presencia de un máximo de salinidad subsuperficial ascendente desde las profundidades de 150 - 200 m en la región subtropical, hasta 50 - 100 m en la zona ecuatorial. Esto indicaría la presencia de un flujo constante en la parte subsuperficial del océano en la dirección suroriental. La naturaleza y la formación de este flujo tendría lugar cerca del continente y a lo largo de las antillas en forma de contracorriente¹ (KORT *et. al*, 1969 y HERRERA & MASCIANGIOLI, 1984), lo cual no ha sido establecido definitivamente.

Generalizando los resultados obtenidos sobre la distribución vertical de la salinidad, se puede obtener una tipificación cualitativa de la estructura superior del océano en Atlántico Tropical occidental. Resaltan cuatro zonas:

- 1.- Zona Ecuatorial: Salinidad disminuida en la superficie (35,9 - 35,5%), poco espesor de la capa cuasialina, un máximo de salinidad subsuperficial bien manifestado y un espesor pobre de la picnoclina;
- 2.- Zona de la Contracorriente Ecuatorial: Marcada salinidad superficial (36,5 - 37,0%), disminución del máximo de salinidad subsuperficial, gran espesor de la picnoclina (200 - 300 m).
- 3.- Zona del Amazonas: Ausencia de la capa cuasihomogénea de salinidad, máximo de salinidad marcado, picnoclina muy grueso (más de 200 m).
- 4.- Zona de la Corriente Ecuatorial del Norte: Gruesa capa de salinidad cuasihomogénea, con una marcada variación estacional (50 - 200 m), claro hundimiento del máximo de salinidad subsuperficial, disminución del espesor de la picnoclina (100 m).

INTERRELACION DE LOS CAMPOS TERMOALINOS Y LA CIRCULACION EN LA CAPA SUPERFICIAL DEL OCEANO

La formación de los campos termoalinos en el Atlántico Tropical son determinados por los macrosistemas de circulación oceánica (STEPANOV, 1974), los cuales están a su vez estrechamente relacionados con los macroprocesos atmosféricos. La acción conjunta de ambos condicionan las variaciones a largo plazo de la estructura de la capa activa del océano.

En la capa superior cuasihomogénea de la región estudiada del Atlántico Tropical (Figs. 9a - 11a) se distingue por una alta salinidad (35,0% y más) y una alta temperatura (22.0 - 28.0°C). En enero la zonalidad en la distribución de las características termoalinas es alterada por la penetración de las aguas de la Corriente Ecuatorial del Norte, la cual arrastra consigo masas de aguas subtropicales que alcanzan los 10° Lat. Norte. En la época de primavera-verano la intensidad de la corriente disminuye y sólo alcanza los 20° Lat. Norte. En la primavera, por el campo de la temperatura y la densidad, es posible destacar una zona de gradientes altos, la cual tiene dirección del noroeste al sureste y que muestra el límite de penetración de las aguas subtropicales.

Es de hacer notar que con la profundidad la distribución espacial de los campos termoalinos varía (Figs. 9a - 11a). En la estación de otoño-invierno los gradientes termoalinos se acentúan, la zona de los gradientes aumentados cambia la dirección de su eje a suroeste-noreste, surgen zonas locales de valores extremos de las características termoalinas. En la época de primavera-verano ocurre un debilitamiento de los gradientes espaciales, pero ellos, a pesar de todo, se conservan más altos en las profundidades de 50 y 200 m en relación con la capa superficial del océano.

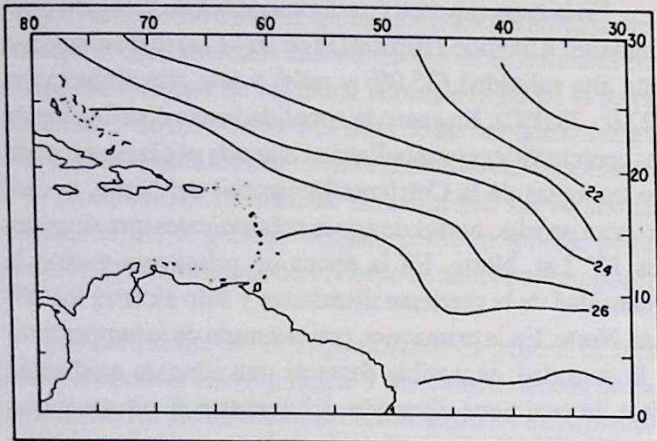
Es importante señalar que la variación estacional en los flujos del Orinoco y el Amazonas complican aún más la estructura termoalina de la región estudiada (la época de lluvias en el Amazonas va desde diciembre hasta abril y en el Orinoco desde mayo hasta octubre). A pesar de la fuerte mediación espacio-temporal de los datos, la influencia de estos ríos se puede apreciar en los campos de la temperatura y la salinidad.

Además, las aguas del Amazonas y del Orinoco se transmiten en forma de lengüeta, en la dirección noroeste a lo largo de la costa, junto con las aguas de la corriente de Guyana (JANAICHENKO, 1974).

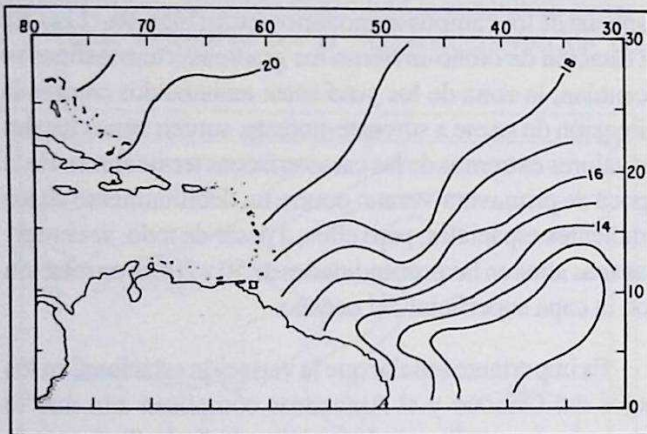
La existencia de grandes focos de aguas dulces crean otro mecanismo de difusión de las aguas, como lo son los "lince de agua dulce" (GIBBS, 1970), los cuales son arrastrados no sólo por la corriente de Guyana, sino también por la Contracorriente Ecuatorial (HERRERA & SNOOKS, 1969).

En cuanto al campo de la temperatura, cabe destacar todavía un hecho importante. En la región estudiada se

1. Algunos autores llaman a este flujo "Contracorriente Antillo-Guyanesa".



(a)

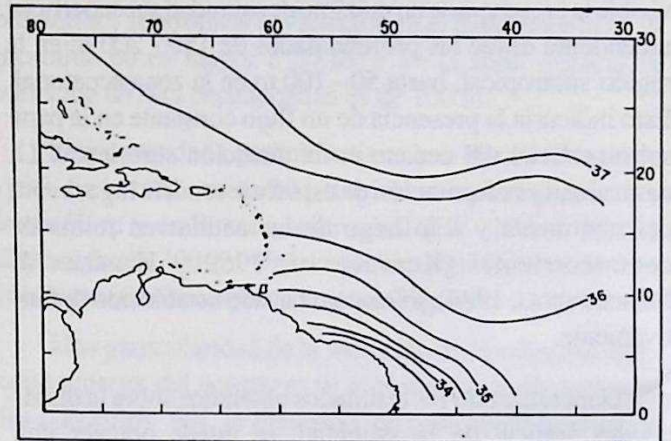


(b)

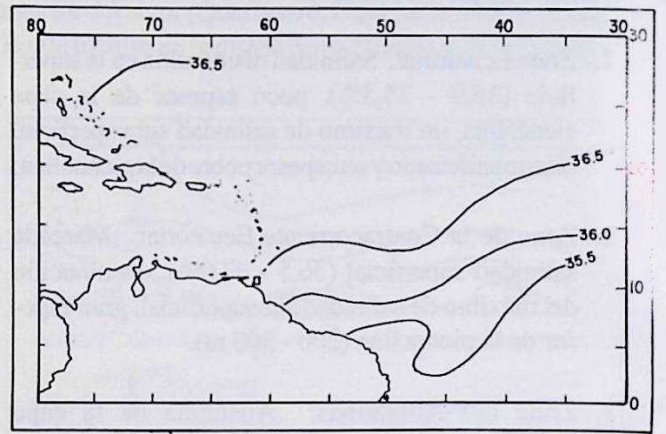
Fig. 9. Campo de la temperatura (T °C), en la superficie y en la profundidad de 200 m.

registra un desfase en la variación de la temperatura, que ocurre con la profundidad y el cual es aproximadamente igual a una estación. Así, el mínimo de temperatura en la superficie se registra en enero y en la profundidad de 200 m en el mes de abril. Lo mismo sucede para el campo de la densidad. En el campo de la salinidad la variación es sincrónica. En este ejemplo se pone de manifiesto las diferencias que ocurren entre los procesos térmicos, condicionados por la interacción atmósfera-oceano y los procesos dinámicos por efecto, en este caso, la advección.

El análisis conjunto de la variación anual de la estructura termoalina, en relación a los factores atmosféricos y de advección, permite llegar a la conclusión sobre predominancia de los factores térmicos, y por consiguiente, sobre la preponderancia de los procesos de interacción



(a)



(b)

Fig. 10. Campo de la salinidad (‰) en la superficie y en la profundidad de 200 m.

océano-atmósfera en la estación de primavera. Los factores dinámicos son preponderantes en las demás estaciones.

La diferencia de la acción de la temperatura y la salinidad en la formación de los gradientes de la densidad, se puede ver fácilmente con el empleo de la ecuación usada anteriormente por BUGALKOV (1975) y MAMAEV (1986):

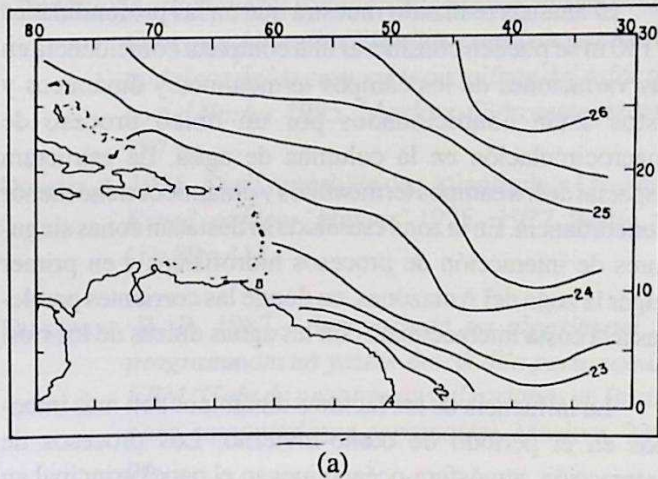
$$dp = \alpha dt + \beta ds$$

en donde: α = coeficiente de expansión térmica

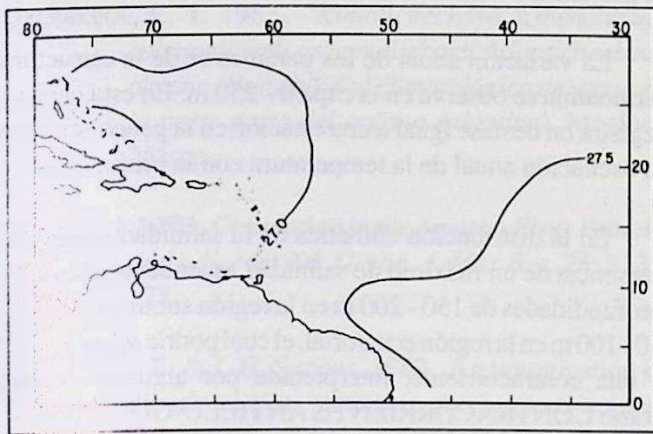
β = coeficiente de compresión salina

Se puede aceptar que las variaciones de la densidad ocurren por acción de la temperatura si $| \alpha dt | > | \beta ds |$ y por el contrario, la variación de la salinidad condiciona las transformaciones del campo de la densidad si $| \alpha dt | < | \beta ds |$.

Régimen Termohalino en el Atlántico Tropical Occidental



(a)



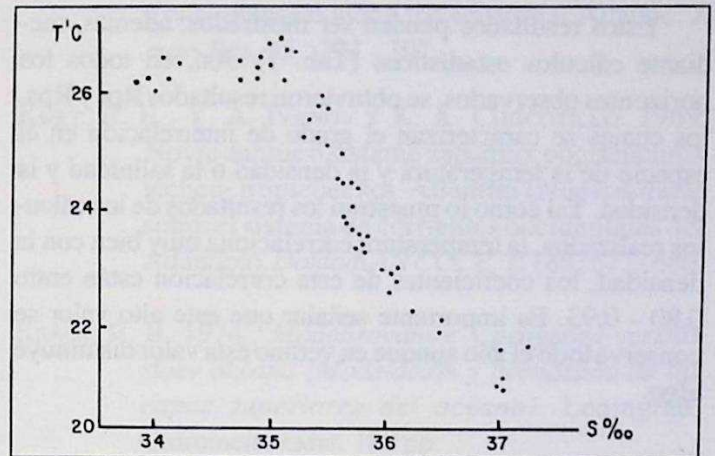
(b)

Fig. 11. Campo de la densidad específica (σ_t) en la superficie y en la profundidad de 200 m.

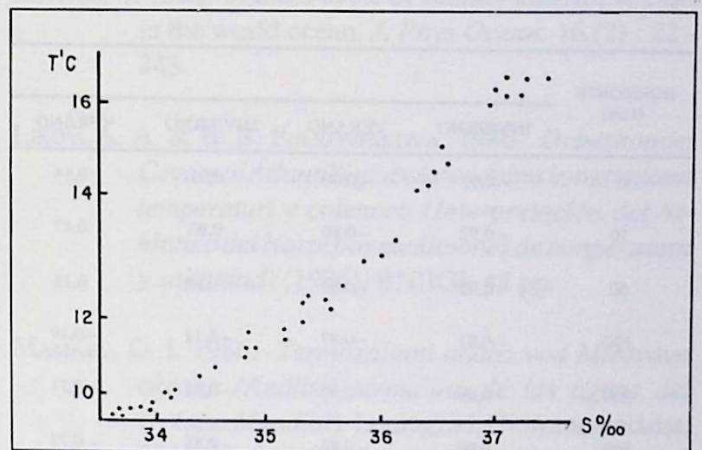
Los análisis del campo de la densidad de la capa superficial (0 - 100 m) mostraron que la acción de la salinidad y la temperatura conllevan a la formación de diferentes anomalías de la densidad. La predominancia del componente térmico en la variabilidad de la densidad se observa en casi toda la región observada. La excepción la constituye la región del Amazonas, en la cual la contribución de la salinidad es mayor a la contribución de la temperatura: $dt \approx 0.3^\circ\text{C}$, $ds \approx 2.1\%$, $| \alpha dt | < | \beta ds |$. El área en el cual el componente salino es predominante constituye el 28% del área estudiada.

La variación de la temperatura y la salinidad en el espacio están en concordancia y como regla general, el componente térmico y salino concuerdan en signo y se intensifican mutuamente.

Con la profundidad ocurre una transformación de las características destacadas de la formación de la densidad.



(a)



(b)

Fig. 12. Diagramas T,S de los valores de temperatura y salinidad observados en la superficie y en la profundidad de 200 m.

Llama sobre todo la atención las contribuciones contrarias de la temperatura y la salinidad ya en los 200 m (Fig. 10). La disminución de la temperatura de norte a sur está acompañada con una disminución de la salinidad. Aunque en todas partes la contribución de la temperatura en la formación de la densidad es mayor a la salinidad. Los gradientes característicos: $dt \approx 0.9^\circ\text{C}$, $ds \approx 0.2\%$, lo cual condiciona el cumplimiento de la desigualdad $| \alpha dt | > | \beta ds |$.

La influencia de las diferencias de la temperatura y la salinidad con más detalle se sigue en los diagramas T,S (Fig. 12). Con el paso de la capa superficial a la capa subsuperficial, la orientación de la nube de observaciones varía. Además, con el aumento de la profundidad se acelera la homogeneidad de la distribución de los índices T, S a lo largo de la línea de dispersión. Así, como en la capa superficial del agua se observa una heterogeneidad de la nube de los índices T,S, la cual tiene forma compleja no lineal.

Estos resultados pueden ser mostrados, además, mediante cálculos estadísticos (Tab. 1). Así, en todos los horizontes observados, se obtuvieron resultados Rpt y Rps, los cuales se caracterizan el grado de interrelación en el espacio de la temperatura y la densidad o la salinidad y la densidad. Tal como lo muestran los resultados de los cálculos realizados, la temperatura correlaciona muy bien con la densidad, los coeficientes de esta correlación están entre 0.80 - 0.93. Es importante señalar que este alto valor se conserva todo el año aunque en verano este valor disminuye algo.

Tabla 1. Coeficientes de correlación espacial de los campos de la temperatura (t), la salinidad (s) y la densidad (d).

HORIZONTE H (m)	t		s	
	INVIERNO	VERANO	INVIERNO	VERANO
0	-0.92	-0.80	0.91	0.54
10	-0.92	-0.80	0.90	0.47
50	-0.90	-0.80	0.86	0.18
100	-0.81	-0.87	-0.12	-0.19
200	-0.89	-0.90	-0.81	-0.71
500	-0.90	-0.86	-0.85	-0.73

Otra relación se observa en los valores Rps. Los resultados de los cálculos mostraron la variación del signo en la interrelación espacial de los campos de la temperatura y la salinidad en la capa superficial Rps > 0, y en la capa intermedia Rps < 0. El cambio de signo ocurre en los 50-150 m en donde los valores son cercanos a cero.

CONCLUSIONES

En general, de acuerdo a la interrelación de los campos termoalinos y dinámicos en la región tropical del Atlántico occidental, se pueden destacar las siguientes zonas, en las cuales el factor dominante en la formación de los campos termoalinos es el factor dinámico:

- 1.- Zona de la Corriente Ecuatorial del Norte.
- 2.- Zona de la Contracorriente Ecuatorial.
- 3.- Zona de la Corriente de Guyana.
- 4.- Zona Ecuatorial.

El análisis realizado muestra que en las profundidades a 150 m se pueden considerar una completa coincidencia en las variaciones de los campos termoalinos y dinámicos y éstos están condicionados por un único proceso de macrocirculación en la columna de agua. La estructura espacial de los campos termoalinos y dinámicos tiene menor concordancia. En la zona estudiada se destacan zonas singulares de interacción de procesos hidrofísicos y en primer lugar la zona del Amazonas, en donde las corrientes paralelas a la costa interaccionan con las aguas dulces de los ríos.

La influencia de los factores dinámicos son más intensos en el período de otoño-invierno. Los procesos de interacción atmósfera-océano juegan el papel principal en el período de verano.

La variación anual de los parámetros de la estructura termoalina se observa en la capa 0 - 250 m. En esta capa se registra un desfase igual a una estación en la penetración de la oscilación anual de la temperatura con la profundidad.

En la distribución climática de la salinidad se nota la presencia de un máximo de salinidad ascendente desde las profundidades de 150 - 200 m en la región subtropical hasta 50 - 100 m en la región ecuatorial, el cual podría ser atribuido a una contracorriente, interpretada por algunos autores como CONTRACORRIENTE ANTILLO-GUYANESA.

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa su agradecimiento a todas las personas que de una u otra manera colaboraron en la realización de este trabajo, al Prof. Annick López y a los árbitros anónimos por la lectura del manuscrito.

REFERENCIAS

- Atlas okeanov. Atlantichecki y Indicki okeani (Atlas de los Océanos. Océanos Atlántico e Indico)*. 1977. MO CCCP, BMF, 306 pp.
- BULGAKOV, N. P. 1975. *Konveksiya b okeane (Convección en el océano)*. Mosckva, Nauka, 420 pp.
- Climatologicheskiye izmeneniya solionosti vodi severnoi chasti Atlanticheskogo okeana (Variabilidad climatológica de la salinidad del agua en la parte norte del Océano Atlántico)*. 1983. AN CCCP, Moscú, Gidrometeoiat, 251 pp.

- Climatologo stictichecki iccledovanie termoxalinnix polei Cevernoi Atlantiki (Estudios estadísticos climatológicos de los campos termalinos del Atlántico del Norte)*. 1985. Mockva, Gidrometeoizdat, 187 pp.
- DEFANT, A. 1936. Die Troposphäre des Atlantischen Ozeans. *Exped. auf dem "Meteor" 1925 - 1927*. Berlín, 6 (1): 89 - 411.
- DIKONOV, B. P. 1987. *Spravochnik po algoritmam y programmam na yazike Beicik dlia personalnix EBM (Guía de programas y algoritmos en Basic para computadoras personales)*. Mockva, 239 pp.
- GALERKINA, L. I. 1983. *Kimaticheskaya izmenchivost colenosti vodi cevernoi chasti Atlanticheskovo okeana (Variabilidad climática del agua en la parte norte del océano Atlántico)*. Mockva, 251 pp.
- GOMEZ, R. J. 1970. Circulation in the Amazon River Estuary and adjacent Atl. Ocean. *J. Mar Res.* 28: 113 - 123.
- HERNANDEZ, L. E. & J. H. SNOOKS. 1969. An investigation of the circulation pattern in the western tropical Atlantic Ocean during EQUALANT I and II. *Bol Ins. Oceanog. Univ. Oriente*, 8 (1 & 2): 35 - 45.
- HERNANDEZ, L. E. & P. MASCIANGIOLI. 1984. Características de las corrientes frente al Delta del Orinoco, sector occidental del océano Atlántico. *Revista INTEVEP*. 4 (2): 133 - 144.
- JANAICHENKO, N. K. 1974. *Sistema ecuatorialnix protivotechenii b okeane (El sistema de las contracorrientes ecuatoriales en el océano)*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 158 pp.
- KALATSKII, V. I. 1978. *Modelirovanie verticalnoi tructuri deyatel'nobo cloya okeana (Modelación de la estructura vertical de la capa superior estructural del océano)*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 215 pp.
- KATZ, E. J., R. BELEVITSCH, J. BRUCE, V. BUBNOV, J. COCHRANE, W. DÜING, P. HISARD, H. V. LASS, J. MEINKE, A. DE MENGUITA, L. MILLER & A. RYBNIKOV. 1977. Zonal pressure along the equatorial Atlantic. *J. mar. Res.* 35: 293 - 307.
- KORT, B. B.; Y. A. IVANOV Y K. A. CHOCOTILLO. 1969. Novie dannie o sisteme zapadnix pograničnix techeni tropicheckoi Atlantiki (Nuevos datos sobre el sistema de corrientes occidentales del Atlántico). *Doklady AN CCCP*, T. 188: 677 - 680.
- KRAUS, B. B. 1974. *Modelirovanie y prognoze verxnix sloev okeana (Modelación y pronóstico de las capas superiores del océano)*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 180 pp.
- LEVITUS, S. 1986. Annual cycle of salinity and salt storage in the world ocean. *J. Phys Ocean.* 16 (2): 22 - 343.
- LIKOV, A. A. & B. B. POLKOVNIKOVA. 1986. *Očeshonost Cevernoi Atlantiki glubokovodnimi izmereniami temperaturi y colenosti (Interpretación del Atlántico del Norte por mediciones de temperatura y salinidad)* (1985). BNII GI, 48 pp.
- MAMAEV, O. I. 1986. *Termoxalinni analiz vod Mirovovo okeana (Análisis termalino de las aguas del Océano Mundial)*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 234 pp.
- QUINTERO, R., A. & A. I. UGRIMOV. 1989. *Cezonnaya izmenchivost cloya ckachka zapadnoi Atlantiki (Variación estacional de la capa de mayores gradientes en el Atlántico)*. Trudi LGMI, 148 - 189. Znanie, 254 pp.
- VISOTSKAYA, L. C. & L. A. SORKIN. 1980. *K Boprosu ob izmenenii klimata okeanov (Sobre el problema de la variación climática de los océanos)*. Trudi LGMI, 97 - 108 pp.