

MODELACIÓN DE LA ESTRUCTURA DINÁMICA DE LAS AGUAS DE LA CUENCA DEL PACÍFICO COLOMBIANO

Nancy Liliana Villegas Bolaños ¹
Igor Málikov ²

¹ Departamento de Geociencias, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Ciudad Universitaria Bogotá,
e-mail: nlvillegasb@unal.edu.co , sciplionok@yahoo.com
Tel: +57 (1) 316 50 00 Ext. 16523 Fax: +57 (1) 316 53 90

² Grupo de Investigación CENIT
e-mail: ig_nan@yahoo.com

Villegas, N. e I. Málikov. 2006. Modelación de la estructura dinámica de las aguas de la cuenca del Pacífico colombiano. Boletín Científico CCCP, (13): 97-114.

Recibido en septiembre de 2005; aceptado en diciembre de 2006

RESUMEN

La circulación de las aguas de la cuenca del Pacífico colombiano y los componentes de velocidad U y V de las corrientes son resultados obtenidos de la modelación de la evolución de características termohalinas y dinámicas de la región. En el presente estudio se observó que la circulación de las capas superficiales se encuentra bajo la influencia de la migración de la Zona de Convergencia Intertropical. La circulación depende también de corrientes superficiales y subsuperficiales (corriente del Perú, contracorriente Ecuatorial del Norte, corriente de Colombia y corriente de Panamá), las cuales cambian su intensidad durante el año por influencia de los vientos alisios. Bajo estas capas, la distribución vertical de las características dinámicas prácticamente es constante. Las cordilleras submarinas dificultan el intercambio de las aguas con otras regiones, formando una circulación de carácter local en las capas profundas. En el sistema de circulación se observa una estructura vertical de tres capas: de 0 a 80m, de 80 a 200m y de 200m hasta el fondo.

PALABRAS CLAVE: circulación, estructura dinámica y termohalina, modelación matemática, Zona de Convergencia Intertropical, cuenca del Pacífico colombiano, corrientes superficiales y subsuperficiales.

ABSTRACT

Water circulation and U - V sea velocity components of Colombian Pacific Ocean (CPO) are the results obtained from evolution modeling of thermohaline and dynamic characteristics of CPO. It was observed that superficial layer circulation is under the influence of Inter - Tropical Convergence Zone (ITCZ) migration. This circulation also depends on the influence of superficial and sub-superficial currents (Peru Current, North Equatorial Countercurrent, Colombian Current, and Panama Current), which change their intensity during the year depending on trade winds influence. Vertical distribution of dynamic characteristics under these layers is practically constant. Submarine mountain ranges make it difficult to interchange waters of CPO with those of other regions, forming a local circulation in deep layers. In circulation system, a three layer vertical structure is observed: 0 - 80m, 80 - 200m and 200m - bottom.

KEY WORDS: circulation, dynamic and thermohaline structure, mathematical modeling, Inter Tropical Convergence Zone, Colombian Pacific Ocean, superficial and sub-superficial currents.

INTRODUCCIÓN

La cuenca del Pacífico colombiana, CPC, se encuentra en una región en donde la presencia de fenómenos océano-atmosféricos, tales como la Zona de Convergencia Intertropical, ZCIT y El Niño-Oscilación del Sur, ENOS, influyen en el desarrollo de los procesos hidrometeorológicos locales. Este factor hace que el conocimiento detallado de las características de las aguas de la CPC sea de gran interés no sólo para los científicos que investigan los fenómenos regionales y globales en los campos de la Oceanología y la Meteorología, sino también para quienes tratan acerca de su influencia en el campo social, económico y político de la región.

En la CPC las observaciones de las características termohalinas se iniciaron relativamente hace poco, de manera irregular y muy limitada. Es por esto que la formación del régimen termohalino, sus cambios espacio-temporales y la estructura dinámica de las aguas de la CPC no están suficientemente estudiadas (CCCP, 2002)

Una de las alternativas para el estudio de la dinámica de las aguas de la CPC es la modelación numérica. Es así como Tchantsev y Cabrera (1998) por primera vez estudiaron la climatología de la región, a través de un modelo de diagnóstico utilizando datos naturales (*in situ*) de temperatura (T) y salinidad (S). Debido a la irregularidad de estos datos, tanto en escala de tiempo como en espacio, fueron interpolados a una malla de 30 minutos (Málíkov y Villegas, 1997) y reconstruidos por medio de regresión polinomial, obteniendo información mes a mes (Málíkov, 1998a; Málíkov, 1998b; Málíkov y Camacho, 1998). El modelo de diagnóstico de la dinámica de las aguas desarrollado por Tchantsev y Cabrera (1998) permitió tener una visión de la CPC mes a mes, sólo en aguas superficiales, sin tener en cuenta el fondo marino ni ríos que llegan a la región.

Lo anterior motivó la realización de un estudio sobre la formación y cambios de las características termodinámicas de las aguas de la CPC en diferentes escalas espacio-temporales, por medio del desarrollo de un modelo de pronóstico para la región (Neelov y Villegas, 2002; Villegas y Karlin, 2004), tomando información atmosférica global (Kalnay *et al.*, 2001), hidrológica regional (Vörösmarty *et al.*, 1996), batimetría marina del CPC (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO5/TOPO/ETOPO5/>) y campos de temperatura y salinidad del World Ocean

Atlas (NOAA/NESDIS/NATIONAL OCEANOGRAPHIC DATA CENTER, 1994)

Los resultados obtenidos del último estudio mencionado fueron los campos de temperatura, salinidad, nivel del mar y de los componentes de velocidad U y V de las corrientes, desde la superficie del mar hasta el fondo oceánico de la CPC, con sus respectivas variaciones en el espacio y en el período de simulación. La verificación de los campos termohalinos se realizó previamente (Villegas, 2003a; Villegas y Karlin, 2004), por medio del análisis de las desviaciones estándar entre los resultados obtenidos y las observaciones naturales, provenientes de campañas oceanográficas realizadas por el Centro Control Contaminación del Pacífico, CCCP, en buques de la Dirección General Marítima, DIMAR.

En el presente artículo se dan a conocer resultados modelados de U y V a nivel vertical de marzo, junio, septiembre y diciembre. A nivel horizontal se realiza un análisis de la circulación de la CPC por medio de isolíneas de velocidades de corrientes en las profundidades 0, 30, 100 y 1000m para los meses más representativos de la relación dinámica de las aguas de la CPC con la migración de la ZCIT marzo y junio (CCCP, 2002; Villegas, 2002a; Karlin y Villegas, 2003; Villegas, 2003b; Villegas y Karlin, 2004), cuyas particularidades muestran, además, una circulación de carácter local en sus aguas profundas. Los resultados de la circulación también se muestran por medio de las componentes de velocidades U y V para marzo y junio, en un transecto central de la CPC a los 4° latitud N. Finalmente se presenta la discusión de los resultados obtenidos.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio es la CPC, situada entre los paralelos 01° 30' hasta los 07° 10' de latitud N y entre los 77° 40' y 82° 00' de longitud W (Figura 1)

METODOLOGÍA

Modelo de las características dinámicas y termohalinas de la CPC

El modelo realizado de las características dinámicas y termohalinas de la CPC se basó en ecuaciones de movimiento de un líquido viscoso no comprimido, en coordenadas esféricas en aproximaciones de Boussinesq y de hidrostática; ecuaciones de la transferencia de calor y de sal, y ecuación de estado del agua marina según forma

UNESCO (Neelov y Kouraev, 1996; Neelov y Oumnov, 1997; Neelov y Villegas, 2002; Villegas y Karlin, 2004). Como condiciones de frontera en la superficie del océano se dieron los flujos de calor (turbulento y latente), el flujo de humedad (precipitación menos evaporación), el flujo de impulso y radiaciones de onda corta y de onda larga.

Para el cálculo de las componentes de tensión del viento en la superficie del océano se utilizó:

$$\tau_{x,y} = -\rho_o k_m \frac{\partial(u,v)}{\partial z} \quad (1)$$

donde,

ρ_o es la densidad estándar del mar.

k es el coeficiente horizontal del intercambio.

z es la vertical hacia arriba, originada en la superficie del mar.

u, v son las componentes de velocidad, proyectadas en los ejes λ, θ respectivamente (x, y).

Para los flujos de calor y sales:

$$k_{T,S} \frac{\partial(T,S)}{\partial z} = Q_{T,S} \quad (2)$$

donde,

T, S son la temperatura y salinidad del mar, respectivamente.

Para el requerimiento de la condición cinemática en superficie:

$$w_o = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{u_o}{r \sin \theta} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} + \frac{1}{r} v_o \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} \quad (3)$$

donde,

W es la componente de velocidad proyectada en el eje Z .

λ, θ son la longitud y latitud.

r es el radio de la Tierra.

ζ es la superficie libre.

En el fondo y en las fronteras duras horizontales se situaron, respectivamente, las componentes del

vector tangencial de la tensión de fricción y las condiciones de impermeabilidad con deslizamiento. Para las ecuaciones de transporte de calor y de sal en las fronteras se colocaron condiciones de aislamiento. En el fondo la condición de aislamiento de calor y de sal es:

$$k_{T,S} \frac{\partial(T,S)}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

La condición de deslizamiento sin fricción es:

$$w_H = \frac{u_H}{r \sin \theta} \frac{\partial H}{\partial \lambda} + \frac{1}{r} v_H \frac{\partial H}{\partial \theta} \quad (5)$$

Las componentes de tensión en el fondo se obtuvieron de las fórmulas:

$$\tau_x^H = -\rho_o c_H V_H (v_H \sin \alpha + u_H \cos \alpha) \quad y$$

$$\tau_x^H = -\rho_o c_H V_H (v_H \sin \alpha + v_H \cos \alpha) \quad (6)$$

donde,

V_H es el módulo de velocidad.

$$c_H = 0.026$$

$$\alpha = 20^\circ \text{C}$$

En fronteras horizontales las condiciones de impermeabilidad con deslizamiento fueron:

$$v_n = 0, \quad \frac{\partial v_\tau}{\partial n} = 0 \quad (7)$$

donde,

n es la normal a la línea de costa.

V_n, V_τ son componentes normales y tangenciales del vector de velocidad.

En la línea de costa se dan condiciones de ausencia de flujos (calor y sal) a la normal:

$$\frac{\partial(T,S)}{\partial n} = 0 \quad (8)$$

En la superficie del océano, luego de dar la condición cinemática, se resolvió la ecuación de pronóstico para la superficie libre (9); obtenida por integración de la ecuación de continuidad (10) desde el fondo hasta la superficie, asumiendo las condiciones de frontera (3) y (5)

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{1}{r \sin \theta} \left(\frac{\partial U}{\partial \lambda} + \frac{\partial V \sin \theta}{\partial \theta} \right); \quad U = \int_{-H}^0 u dz$$

$$V = \int_{-H}^0 v dz \quad (9)$$

$$\left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \sin \theta}{\partial \theta} \right] \frac{1}{r \sin \theta} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (10)$$

En las fronteras líquidas las condiciones dependen de la dirección del flujo. En flujo entrante se dieron valores climáticos (nivel en superficie, temperatura y salinidad):

$$\zeta^* = \zeta(t, \Gamma); \quad T^* = T(t, \Gamma); \quad S^* = S(t, \Gamma) \quad (11)$$

donde,

t es el tiempo.

Γ son las coordenadas de la frontera líquida.

En caso de flujo saliente se tomó la condición Zommerfeld (Marchesiello *et al.*, 2001), que consistió en la utilización de la ecuación de onda para obtener las condiciones radiactivas en frontera. Éstas para la componente pronosticada ϕ se expresan como:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = c_x \frac{\partial \phi}{\partial x} + c_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (12)$$

donde,

X y Y son las componentes normal y tangencial a la frontera, respectivamente.

c_x , c_y son las velocidades de fase.

Las velocidades de fase se calcularon como:

$$c_x = -\frac{\partial \phi}{\partial t} \frac{\partial \phi / \partial x}{\partial^2 \phi / \partial y^2 + \partial^2 \phi / \partial x^2}$$

y

$$c_y = -\frac{\partial \phi}{\partial t} \frac{\partial \phi / \partial y}{\partial^2 \phi / \partial y^2 + \partial^2 \phi / \partial x^2} \quad (13)$$

La parametrización del intercambio vertical turbulento se realizó con el modelo B-L (Galperin *et al.*, 1988):

$$\frac{\partial b}{\partial t} = k_m \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 + \frac{g}{\rho_0} \alpha_p \frac{\partial \rho}{\partial z} \right] - \varepsilon + \frac{\partial}{\partial z} k_b \frac{\partial b}{\partial z} \quad (14)$$

donde,

b es la energía cinética específica de turbulencia.

α_b , α_p son parámetros.

ε es la disipación de la energía turbulenta.

Con la hipótesis de Kolmogorov-Obuhov se determinó la disipación de la energía turbulenta (Galperin *et al.*, 1988):

$$\varepsilon = c_\varepsilon \frac{b^2}{k_b}; \quad k_b = 0.2 L \sqrt{b}; \quad k_m = S_{mom} L \sqrt{b}; \quad (15)$$

$$k_{t,s} = S_{heat} L \sqrt{b}$$

$$c_\varepsilon = 0.09$$

L es la escala turbulenta.

La escala turbulenta se determinó de la fórmula general de Montgomery (Galperin *et al.*, 1988) teniendo en cuenta la estratificación:

$$L = L_0 (1 - \alpha_R R_i)$$

$$(16)$$

donde,

$$L_0 = \frac{\chi}{H} Z_H Z_\zeta Z_0$$

Z_H es la distancia entre el fondo y el punto para el cual se realiza el cálculo.

Z_ζ es la distancia entre la superficie de agua y el mismo punto.

$$\alpha_R \approx 3$$

$$Z_0 = 1 - \beta_1 H^{-2} Z_H Z_\zeta \quad (17)$$

β_1 - $0 \leq \beta_1 \leq 4$ es el parámetro de corte.

$$R_i = - \frac{g \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\rho \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} \quad (18)$$

es el número de Richardson

(Bowden, 1988)

$$S_{mom} = \frac{(Sm_1 - Gh \cdot Sm_2)}{(1 - Sm_3 \cdot Gh)(1 - Sm_4 \cdot Gh)} \quad (19)$$

$$S_{heat} = \frac{Sh_1}{1 - Sh_2 \cdot Gh} \quad (20)$$

$$Sh_1 = 0.493928$$

$$Sh_2 = 34.6764$$

$$Sm_1 = 0.42747$$

$$Sm_2 = 5.805$$

$$Sm_3 = 34.6764$$

$$Sm_4 = 6.1272$$

$$Gh = - \frac{L^2 N^2}{b} \quad (21)$$

es la función del número de Richardson.

N^2 es la frecuencia de Brunt-Väisälä (Bowden, 1988).

La función (21) se define en el intervalo $-0.28 < Gh < 0.0233$ (Orlanski, 1976).

Para el cálculo de los flujos de calor en el límite agua-aire se utilizó el método propuesto en Parkinson (1979). El flujo de la radiación solar de ondas cortas fue calculado por medio de la expresión de Zilliman (1972)

$$SWQ = \frac{S_0 \cos^2 Z \cdot (1 - 0.7c^3)}{(\cos Z + 2.7)e \cdot 10^{-5} + 1.085 \cos Z + 0.1} \quad (22)$$

donde,

S_0 es la constante solar.

Z es el ángulo del cenit.

e es la presión parcial del vapor de agua.

C es la nubosidad.

El ángulo solar del cenit se calculó de:

$$\cos Z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos HA \quad (23)$$

donde,

φ es la latitud.

$$\delta = 23.44 \frac{\pi}{180} \cos \left[(172 - \text{day}) \frac{\pi}{180} \right] \quad (24)$$

es la inclinación.

$HA = (12 - \text{solar time}) \frac{\pi}{12}$ es el ángulo de hora.

La radiación solar de onda larga se encontró según Idso y Jackson (1969):

$$LW = \sigma T_a^4 \left\{ 1 - 0.261 \exp \left[-7.77 \times 10^{-4} (273 - T_a^2) \right] \right\} \times (1 + cn) \quad (25)$$

donde,

$n \approx 0.275$

T_a es la temperatura del aire.

$\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8}$ es la constante de Stefan-Boltzmann.

Los flujos de calor turbulento y latente se calcularon de las fórmulas aerodinámicas:

$$HT = \rho_a c_p \cdot c_h \left| V_g \right| (T_a - T_s) \quad (26)$$

$$LE = \rho_a L \cdot c_h \left| V_g \right| (q_a - q_s)$$

donde,

$L = 2.5 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ para la evaporación.

$L = 2.834 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ para la condensación.

ρ_a es la densidad del aire.

q_a es la humedad en la altura de 10m.

q_s es la humedad en la superficie.

La humedad a 10m y en la superficie se encuentran respectivamente:

$$q_a = \frac{0.622 \cdot e}{P - 0.378 e} \quad \text{y} \quad q_s = \frac{0.622 \cdot e_s}{P - 0.378 e_s} \quad (27)$$

donde,

e es la presión del vapor saturado para el aire.

$$e_s = 611 \cdot 10^{\frac{a(T_s - 273.15)}{T_s - b}} \quad (28)$$

es la presión del vapor saturado en agua;

P es la presión atmosférica.

$$a = 7.5$$

$$b = 35.68$$

Como condición de frontera superior, se da que el flujo de calor en la superficie es igual al flujo resultante de las componentes del balance de calor:

$$Q_a = HT + LE + LW + (1 - \alpha_w) SW - \sigma T_w^4 \quad (29)$$

donde,

α_w es el albedo de la superficie de agua.

T_w es la temperatura de la superficie del océano.

Las ecuaciones del modelo se escribieron en diferencias finitas; se realizó la integración en los límites de cada capa teniendo en cuenta las condiciones de las fronteras en la superficie y en el fondo. Para los cálculos numéricos la zona de integración se dividió en capas de grosor constante por la vertical. La variación del grosor se realizó en las capas superior e inferior, limitadas por la superficie libre y por el fondo, respectivamente.

Generación de las condiciones iniciales y de frontera

Datos observados sobre la circulación de las aguas en esta región son prácticamente inexistentes, ya que hasta el momento se ha obtenido información sobre campos de T y S por medio de expediciones oceanográficas irregulares en tiempo y en espacio, sin hacer énfasis en la toma de datos netamente de velocidades de corrientes en la región. Además, los valores promediados de T y S fueron obtenidos por medio de regresión polinomial de quinto grado, lo que permite tener sólo una aproximación de las características termohalinas. Tampoco se ha realizado una modelación numérica de estos campos especialmente para la región. Se conocen solamente resultados de cálculos para todo el océano Pacífico, donde la CPC es una región muy pequeña.

Fue necesario realizar inicialmente un problema de diagnóstico para el océano Pacífico, con el fin de generar condiciones iniciales y de frontera requeridos para el posterior cálculo de pronóstico de la estructura termodinámica de la CPC. El problema de diagnóstico para la obtención de las condiciones en las fronteras líquidas de la CPC se efectuó con un tamaño de malla de 1° espacialmente. En calidad de campos de salinidad y temperatura se utilizaron valores promedio mensuales del archivo World Ocean Atlas. En calidad de información atmosférica para el modelo se utilizaron valores promedios de elementos meteorológicos (temperatura del aire, presión atmosférica, componentes U y V de velocidad del aire, nubosidad) del archivo NCEP/NCAR en el periodo 1948 - 2000 (Kalnay *et al.*, 2001). Así se obtuvo campos diagnósticos de los parámetros calculados para el océano Pacífico en cuatro estaciones.

Los campos obtenidos por medio del problema de diagnóstico para el océano Pacífico se utilizaron como condiciones iniciales y de frontera en el modelo regional de la CPC. El problema regional (pronóstico termodinámico de la CPC) fue realizado con un paso de 10 min en el espacio. El relieve del fondo para este caso se tomó de ETOPO-5 <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO5/TOPO/ETOPO5/>. Los caudales mensuales de tres ríos que vierten sus aguas en la región (San Juan, Patía y Mira) fueron tomados de las bases de UNESCO (Vörösmarty *et al.*, 1996). Los valores diarios de los elementos meteorológicos mencionados del periodo 1948-2000 fueron tomados de la base NCEP-NCAR.

El paso de cálculo en el tiempo fue de 20 min. Este modelo regional permitió describir la oscilación anual del régimen hidrológico de la CPC (Neelov y Villegas, 2002; Villegas, 2002b; Villegas, 2003a; Villegas y Karlin, 2004)

RESULTADOS

Los resultados de los cálculos de la circulación de las aguas del modelo de diagnóstico del océano Pacífico (utilizados como valores iniciales y de frontera para el modelo de pronóstico de la CPC) se presentan en la Figura 2, para invierno del hemisferio norte (inicio del cálculo para la CPC), y en la Figura 3 para verano del hemisferio norte, en la superficie. Como se observa en las figuras 2 y 3, la estructura general de las corrientes del océano Pacífico obtenida del modelo de diagnóstico, fue acorde a la circulación conocida: se aprecian el sistema de corrientes ecuatoriales, su variación estacional, la corriente Kuroshio y la Circumpolar Antártica.

Estructura vertical de la dinámica de la CPC por resultados del modelo regional

Uno de los resultados obtenidos de la modelación regional de la CPC son los promedios mensuales (desde 1948 hasta el 2000) de los componentes de velocidad U y V. En las figuras 4, 5 y 6 se ilustran las distribuciones verticales de las componentes U y V en marzo (03) y septiembre (09), meses caracterizados por presentar aguas de temperaturas bajas y de alta salinidad para la región (CCCP, 2002); y junio (06) y diciembre (12), caracterizados por presentar aguas de temperaturas altas y baja salinidad (CCCP, 2002). Dichas figuras corresponden a tres estaciones que representan tres regiones de la CPC: estación costera codificada con el número 14 (4° latitud N y 78° longitud W), estación de mezcla de aguas No. 49 (2° latitud N y 80° longitud W), y estación oceánica No. 111 (3° latitud N y 84° longitud W).

En la Estación 14 (4° latitud N y 78° longitud W) se observa una estructura de circulación vertical de tres capas (Figura 4). En marzo en la capa de 0 a 50m, la componente zonal de velocidad tiene dirección hacia occidente y la componente meridional hacia el sur. De 50 a 200m la componente

U se dirige al oriente y la componente V al norte. Bajo los 200m las componentes de velocidad tienen direcciones similares a las de la superficie. En junio, septiembre y diciembre la componente U tiene estructuras verticales similares entre sí. De 0 a 50m esta componente se dirige al oriente; de 50 a 200m al occidente; por debajo de 200m de nuevo se dirige al oriente. La componente V en marzo, junio y diciembre en la capa de 0 a 200m tiene una dirección al sur y por debajo de 200m al norte. En septiembre en la capa de 0 a 30m la componente V tiene dirección norte, y después toma la misma distribución vertical como en otros meses. En general, en la capa superficial predomina una dirección zonal y por debajo de ésta meridional.

En la Figura 5, de la Estación 49 (2° latitud N y 80° longitud W), la distribución vertical de las componentes U y V también muestran una estructura de circulación en tres capas. En marzo la componente zonal de velocidad de la corriente tiene dirección al occidente en la capa de 0 a 80m, y la componente meridional se dirige al sur. Desde los 80 hasta los 200m la componente U tiene dirección oriental y la V al norte. Por debajo de 200m las componentes de velocidad tienen direcciones semejantes a las de la superficie. En junio en la capa de 0 a 20m la componente U se dirige al oriente, de 20 a 80m al occidente y por debajo de 80m se dirige al oriente. En septiembre y diciembre la componente U en la capa de 0 a 20m tiene dirección al oriente, de 20 a 120m al occidente y más abajo de nuevo se dirige al oriente. La componente V en marzo en la capa de 0 a 80m tiene dirección sur, de 80 a 200m norte y por debajo de 200m de nuevo es sur. En junio la distribución vertical de la componente V es parecida a la de marzo, pero la capa superficial tiene los límites de 0 a 10m. En septiembre y diciembre en la capa de 0 a 10m la componente V se dirige al norte y luego, en la capa de 10 a 120m al sur. Por debajo de 120m se dirige al norte.

Las componentes de velocidad U y V en la estación 111 (3° latitud N y 84° longitud W) se presentan en la figura 6. En marzo y junio en la capa de 0 a 75m se observa, que la componente zonal tiene dirección al occidente. De 75 a 250m al oriente, de 250 a 900m de nuevo al occidente, de 900 a 1400m al oriente y por debajo de 1400m al occidente. En septiembre en la capa de 0 a 10m se dirige al oriente, y en las capas restantes tiene dirección occidental.

En diciembre en toda la vertical se ve solamente la dirección occidental. Para la componente V se observa que en marzo en la capa de 0 a 10m ella se dirige al sur, de 10 a 60m al norte, de 60 a 1600m al sur y por de bajo de 1600m tiene dirección al norte. En junio de 0 a 30m se observa una dirección sur, de 30 a 150m norte, de 150 a 1300m sur, de 1300 a 2300 norte y por de bajo de 2300m de nuevo es sur. En septiembre y diciembre se aprecia solamente la dirección norte en toda la vertical.

Circulación de las aguas de la CPC por resultados del modelo regional

La circulación de las aguas de la CPC se presenta en isolíneas de velocidad solamente para los meses de marzo y junio, en las profundidades 0, 30, 100 y 1000m (figuras 7 y 8). Estos meses fueron escogidos debido a que se caracterizan por presentar las aguas más frías y de alta salinidad de la CPC (marzo) y las más cálidas de baja salinidad (junio), respectivamente (CCCP, 2002). En la superficie en marzo la velocidad varía desde 3cm/s, cerca de la costa, hasta 28cm/s en el sur-occidente de la CPC (Figura 7a). Las corrientes provenientes de tres direcciones: desde el suroriente con una velocidad media de 12cm/s; desde el nororiente con una velocidad media de 9cm/s, y desde el noroccidente, a lo largo de 84°W, con una velocidad media de 16cm/s, se encuentran en el suroccidente de la CPC. En la profundidad de 30m (Figura 7b) la velocidad de las corrientes varía entre 2cm/s, cerca de la costa, y 26cm/s en el suroccidente de la CPC. En la parte central se observan dos movimientos anticiclónicos, formados por las corrientes noroccidental y nororiental. Al igual que en la superficie, ocurre un encuentro de corrientes en el suroccidente, dado por las mismas corrientes observadas en la superficie, a excepción de la del sur. A la profundidad de 100m (Figura 7c) una corriente suroriental, con velocidad de 4cm/s, se dirige a lo largo de la costa colombiana al norte; después, a lo largo de la costa panameña se dirige al noroccidente hasta 84 W, con una velocidad de 6cm/s. Luego, una rama se mueve a lo largo de 84°W, con la misma velocidad al sur (desde los 7°N hasta 3°N), donde de nuevo entra a la CPC y desaparece en el remolino de la región central. En el suroccidente, desde los 81 W hasta la parte abierta

del océano, se observa una corriente con dirección noroccidental y una velocidad máxima de 19cm/s. A 1000m de profundidad (Figura 7d) la circulación de aguas es parecida a la de la profundidad de 100m, pero con menores velocidades. La dirección más marcada se observa en el suroccidente (de 81°W a 84°W), con velocidad máxima de 16cm/s.

En junio, en la superficie (Figura 8a), la velocidad cambia desde 3cm/s cerca de la costa hasta 18cm/s en el suroccidente de la CPC. En el sur, e la parte derecha de 81°W, la corriente se mueve paralelamente a la costa hacia el norte con una velocidad promedio de 6cm/s, llegando a Panamá cruza hacia al centro de la CPC. A la izquierda de 81°W la corriente, con velocidad de 18cm/s, va al norte hasta los 3°W, donde cruza hacia al centro. Desde el noroccidente la corriente se dirige al sur y al suroriente y llegando a los 5°N, con una velocidad de 15cm/s, entra al centro de la CPC. A la profundidad de 30m (Figura 8b) la velocidad de la corriente varía desde los 2cm/s en la costa hasta 28cm/s, en el suroccidente de la CPC. A lo largo de la costa, desde el norte, la corriente tiene velocidad promedio de 2cm/s y se dirige al sur; desde los 81°W se dirige al occidente. Desde el noroccidente la corriente se dirige al centro de la CPC, donde a los 5°N una rama de la corriente regresa al noroccidente con una velocidad de 6cm/s y la segunda rama vira al suroccidente con velocidad de 12cm/s.

A 100m de profundidad (Figura 8c) la corriente tiene valores de velocidad bajos: 1cm/s desde la costa hasta los 81°W y con 16cm/s la corriente se dirige al suroccidente de la CPC. La corriente desde el sur se divide en tres ramas: una de ellas va al nororiente con una velocidad de 1cm/s; la segunda rama se dirige al occidente con una velocidad de 16cm/s, y la tercera rama se dirige al noroccidente con una velocidad de 4cm/s, la cual llegando a los 3°N regresa al centro de la CPC y en los 81°W se dirige al nororiente con una velocidad de 2cm/s. En el occidente desde los 5°N una rama se dirige al centro de la CPC y llegando a los 81°W cruza al noroccidente, con una velocidad de 2cm/s; la segunda tiene dirección noroccidente, con una velocidad de 4cm/s. En la profundidad 1000m (Figura 8d) la circulación de las aguas es parecida a la de la profundidad 100m, con velocidad promedio de 1cm/s. Sólo en el suroccidente se observa una velocidad máxima de 16cm/s.

Tanto en marzo como en junio, en los 1000m se observa un movimiento similar de las aguas, lo cual puede deberse a la influencia de las cordilleras submarinas localizadas al noroccidente (Coiba); en sector occidental (Malpelo) y en el suroriente (Cornegie). Cabe anotar que la presencia de la cordillera de los Cocos y Galápagos puede tener incidencia en esta circulación.

Transecto 4° N de las componentes de velocidad U y V según modelo para la CPC

En el transecto 4°N la componente U en marzo (Figura 9a) tiene dirección occidental, en la capa de 0 a 90m. Por debajo de 100m se observa cambio de la dirección de la componente U de occidente a oriente. En junio (Figura 9b) se observa dirección oriente en la capa de 0 a 50m, aunque en la parte abierta de la CPC esta dirección se observa sólo hasta los 40m. Por debajo de esta capa se observa una mezcla de direcciones.

Para la componente V, en el transecto 4°N, en marzo (Figura 10a) se observa una dirección sur en la capa de 0 a 80m; pero en la parte abierta esta dirección se observa solamente hasta los 40m. Por debajo de esta capa hasta los 1000m predomina la dirección norte y por debajo de los 1000m de nuevo se observa una dirección sur. En junio (Figura 10b) predomina la dirección sur en toda el grosor y sólo en la capa de 80 a 500m se observa una dirección norte.

DISCUSIÓN

Con respecto a la dinámica de la zona ecuatorial del océano Pacífico, prácticamente no existe información detallada sobre los movimientos de las aguas superficiales, como ocurre con otros océanos. Se conoce sobre los esfuerzos de los últimos años por parte de las Naciones Unidas para la realización del Atlas del Océano Mundial (<http://www.oceansatlas.org>), pero en él no se contempla a la CPC. Esta región, al ser muy pequeña dentro del océano Pacífico, carece de información detallada para la realización de bases de datos que generen imágenes certeras y definitivas sobre su dinámica y circulación. Existe una descripción general de las corrientes superficiales en este sector del océano mundial, tomada del Atlas de los Océanos (MDUS, 1974) y de textos como Bubnov (1990), el cual se

basa en expediciones oceanográficas realizadas cerca de la región, registradas por Wooster (1959), Stevenson (1970), Forsbergh (1969); quienes tratan la circulación de la CPC en la superficie, más no de su estructura dinámica vertical ni de su comportamiento en diferentes meses.

MDUS (1974) da a conocer que en las latitudes bajas del océano Pacífico predomina el transporte occidental de las aguas superficiales y que la corriente Ecuatorial del Sur, cuyas velocidades máximas se observan más al norte del Ecuador en forma de una rama de corriente Ecuatorial del Norte, sigue a lo largo del Ecuador casi en dirección zonal. Los resultados anteriormente descritos pueden compararse entonces con una muy escasa información existente, tomada en las cercanías de la región de estudio, ya que no existen monitoreos de circulación de las aguas específicamente de la CPC. En el trabajo de Pineda (1995), por ejemplo, se hace una descripción de condiciones hidrológicas en la región en forma general, más no un estudio de la dinámica de corrientes. En Pineda (1997) se trata sólo del seguimiento de la corriente de Cromwell, tomando como base dos cruceros oceanográficos esporádicos, lo cual no muestra un bosquejo detallado como el del presente estudio.

En cuanto a modelamiento numérico, solamente hay resultados de modelación de la circulación general del océano mundial Burkov (1980); o modelación del océano Pacífico Roshkov y Lyashenko (1990); o únicamente análisis del movimiento geostrófico (Andrade, 1992). Sobre observaciones, existen las promediadas obtenidas a través de registros de deriva o de buques esporádicos realizados no concretamente para la CPC, los cuales se ven además en trabajos de Wooster (1959), Wyrski (1963, 1965), Bubnov (1990), CPPS (1998). Esto deja en evidencia que la dinámica de las aguas de la CPC, propiamente dicha, ha sido muy poco estudiada. El único trabajo específico para la CPC encontrado es el realizado por la DIMAR, en el que se combina la creación de un modelo de la circulación de la CPC (Tchantsev y Cabrera, 1998) con datos climáticos, aunque promediados, calculados por regresión polinomial hasta los 400m (Málíkov y Villegas, 1997; Málíkov, 1998a; Málíkov, 1998b; Málíkov y Camacho, 1998). El bosquejo obtenido de la circulación de las aguas de una forma aproximada posee un esquema similar al de la circulación resultante de la presente investigación.

Al comparar estos resultados con investigaciones oceanológicas realizadas en la parte oriental de la zona tropical del océano Pacífico (Roshkov y Lyashenko, 1990), se observa que en marzo las corrientes superficiales llegan a encontrarse en el suroccidente de la CPC, desplazándose desde tres direcciones: desde el suroriente, desde el nororiente y desde el noroccidente. Estas mismas direcciones de corrientes fueron obtenidas por medio de observaciones promedias de algunos buques de deriva y de buques esporádicos para esta época (Roshkov y Lyashenko, 1990). Por medio de dichos datos, en junio la corriente en superficie se mueve paralelamente a la costa, alcanzando a Panamá y cruza hacia al centro de la CPC. A la izquierda de los 81° W la corriente se dirige al norte hasta los 3° N, donde cruza hacia al centro. Desde el noroccidente la corriente se dirige al sur y suroriente; llegando a los 5° N entra al centro de la CPC. Por lo anterior, puede decirse que superficialmente las aguas de la CPC siguen un régimen en el cual toman parte la corriente del Perú, la contracorriente Ecuatorial, la llamada corriente Colombia y la corriente de Panamá, las cuales cambian su intensidad durante el año dependiendo de la influencia de los vientos alisios. Con respecto a la corriente de Panamá, esta situación ha sido observada en investigaciones realizadas a partir de información satelital (Rodríguez-Rubio et al., 2003)

Una particularidad muy importante de la circulación atmosférica en el área de estudio es la presencia de la ZCIT, donde se encuentran los alisios del norte y del sur. Los alisios del suroriente por lo general cruzan el Ecuador y por eso su encuentro con los alisios del nororiente se realiza en el hemisferio norte, y la ZCIT se ubica más al norte del Ecuador. Durante el año la ZCIT migra entre los 2° y 13° N; en septiembre toma la posición más norte y en marzo la posición más sur (CCCP, 2002)

Con el fin de observar diferencias entre marzo y septiembre en la estructura vertical de las componentes de velocidad de corriente U y V en la CPC, se presentaron los resultados de la modelación en las figuras 4, 5 y 6, en las se aprecian cambios en la circulación del agua, que dependen de las particularidades de la circulación atmosférica en la región de investigación.

Esta correspondencia se corroboró anteriormente, tanto con los resultados de la

modelación de los campos de temperatura y corrientes de surgencia, como con los datos *in situ* de temperatura (Neelov y Villegas, 2002; Villegas, 2002b; Villegas, 2003a; Villegas y Karlin, 2004). En marzo, cuando la ZCIT se encuentra en la parte sur, la temperatura superficial del mar del sector es mayor que en septiembre (temperatura promedia en marzo es 27.03°C). En septiembre, cuando los alisios del suroriente se fortalecen, la temperatura disminuye (la temperatura promedia en septiembre es 26.05°C). En marzo las aguas cálidas se encuentran en el sur y en el occidente de la CPC. En el norte y en el oriente de la región la temperatura del agua desminuye en 0.5°C . En septiembre, en el sur de la CPC, la temperatura superficial del mar es menor que en el norte y oriente. Cerca a la costa la temperatura aumenta en 1.0°C .

En cuanto al movimiento de las aguas en las capas profundas, se observa una circulación local que puede resultar de la influencia de las cordilleras submarinas, las cuales obstaculizan el libre intercambio de aguas profundas de la CPC y aguas del océano Pacífico.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Se obtuvo un bosquejo general de las características dinámicas de las aguas de la CPC.
- La circulación en la CPC se ve influenciada en aguas superficiales por la migración de la ZCIT.
- En aguas profundas la circulación de la CPC presenta influencia de las cordilleras submarinas.
- La estructura vertical de la circulación de la CPC es de tres capas: de 0 a 80m, de 80 a 200m y de 200m hasta el fondo.
- La comparación de los resultados de trabajos anteriores con los obtenidos en el presente estudio, da a conocer que aún no se tiene una imagen final de la estructura dinámica de las aguas de la CPC.
- Para continuar con la investigación de la dinámica de la CPC es necesario obtener más observaciones naturales y realizar otros experimentos numéricos, tanto de diagnóstico, como de pronóstico, teniendo en cuenta las particularidades locales de la región.

LITERATURA CITADA

- Andrade, C. 1992.** Movimiento geostrófico en el Pacífico colombiano. Boletín Científico. CIOH, (12): 23-38.
- Bowden, K. 1988.** Oceanografía física de aguas costeras. Moscú.: Mir, 324 pp.
- Bubnov, B. 1990.** Circulación de las aguas de la zona ecuatorial del océano mundial. Leningrado. Hidrometeoizdat, 278 pp.
- Burkov, V. 1980.** Circulación general del océano mundial. Leningrado. Hidrometeoizdat, 256 pp.
- Comisión Permanente del Pacífico Sur. 1998.** Crucero regional conjunto de investigación oceanográfica en el océano Pacífico Sudeste. Informe técnico. Chile: CPPS, 357 pp.
- Centro Control Contaminación del Pacífico. 2002.** Compilación oceanográfica de la Cuenca Pacífica Colombiana. Ed. DIMAR. Serie Publicaciones Especiales Vol. 2, San Andrés de Tumaco: CCCP, 109 pp.
- Forsbergh, E. 1969.** On the Climatology, Oceanography and Fisheries of the Panama Bight. Bull. Inter.-Am. Trop. Tuna Comm. 14 (2): 49-385.
- Galperin, B. et al. 1988.** A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows. J. Atmos. Sci.- Vol. 45.- P. 55-62. <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO5/TOPO/ETOPO5/> <http://www.oceansatlas.org>
- Idso, S. y R. Jackson. 1969.** Thermal radiation from atmosphere//J. Geophys. Res.- Vol. 74, pp. 5397-5403.
- Kalnay, E., R. Kistler, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, m. Chelliah, W. Ebisuzaki, m. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne ym. Fiorino. 2001.** The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. Bull. Amer. Meteor. Soc., 82, pp. 247-268.
- Karlin, L. y N. Villegas. 2003.** Modelación de la circulación vertical y upwelling en la cuenca del Pacífico colombiano (CPC) por medio de un modelo de diagnóstico. Material de la sección final del consejo científico 27-28 enero 2003. Parte II. Sección de Oceanología, Ecología y Física del medio ambiente natural. St. Petersburg. Ed. RSHU, pp. 29-31.
- Málíkov, I. 1998a.** Determinación de los cambios entre anuales del campo de presión atmosférica en el Pacífico colombiano. Informe técnico. San Andrés de Tumaco. 20 pp.
- Málíkov, I. 1998b.** Investigación acerca de la presencia o ausencia de autocorrelación de temperatura y salinidad en profundidades hasta los 500m. Boletín Científico CCCP, (7): 42-49.
- Málíkov, I. y N. Villegas. 1997.** Calibración de datos oceanográficos obtenidos en los cruceros sobre el Pacífico colombiano durante 1970-1996. Informe técnico. San Andrés de Tumaco. 387 pp.
- Málíkov, I. y G. Camacho. 1998.** Método de aproximación para determinar cambios entre anuales aplicado a parámetros de temperatura y salinidad del Pacífico Colombiano. Boletín Científico CCCP, (7): 30-41.
- Marchesiello, P., J. McWilliams y A. Shchepetkin. 2001.** Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. Ocean Modelling. (3): 20-31.
- MDUS. 1974.** Atlas de los Océanos: Océano Pacífico. Leningrado. Ed. Dirección General de Navegación y Oceanografía. Ministerio de Defensa Unión Soviética.
- Neelov I., y A. Kouraev. 1996.** 3D circulation model of the Kara Sea. NIERSC technical report N3. Project INTAS -93-0814.- 49 p.
- Neelov, I. y A. Oumnov. 1997.** A model of Neva River Bay ecological system//The Neva River Bay: experience in modeling. St. Petersburg. V. Menshoutkin Ed. Pp.186-213.
- Neelov, I. y N. Villegas. 2002.** Modelación de los cambios estacionales de la circulación de las aguas de la cuenca del Pacífico colombiano. Material de

la sección final del consejo científico 30-31 enero 2002. St. Petersburgo: Ed. RSHU. Pp.123-124.

NOAA/NESDIS/NATIONAL OCEANOGRAPHIC DATA CENTER. 1994. World Ocean Atlas 1994. (WOA94)// CD-ROM Data sets Version 4.- Washington. Ocean Climate Laboratory National Oceanographic Data Center USA Department of commerce, USA.

Orlanski, I. 1976. A simple boundary condition flows for unbounded hyperbolic. J. Comput. Phys. (21): 251-26.

Parkinson, C. 1979. A large-scale numerical model of sea ice. J. Geophys. Res. (84): 311-377.

Pineda, A. 1995. Condiciones hidrológicas en la cuenca del Pacífico colombiano. Boletín Científico CCCP, (5): 73-97.

Pineda, A. 1997. La corriente de Cromwell durante el fenómeno La Niña de 1996 y el fenómeno El Niño de 1997, sobre la cuenca del Pacífico colombiano. Boletín Científico CCCP, (6):109-122.

Rodríguez-Rubio, E., W. Schneider y R. Abarca del Río. 2003. On the seasonal circulation within the Panama Bight derived from satellite observations of wind, altimetry and sea surface temperature. Geophysical Research Letters, 30, doi:10.1029/2002GL016794.

Roshkov, V. y A. Lyashenko. 1990. Resultados de investigaciones oceanológicas en el oriente de la zona tropical del Océano Pacífico. Leningrado. Hydrometeoizdat. 294 pp.

Stevenson, m. 1970. Circulation in the Panama Bight. J. Geophys. Res. (75): 659-672.

Tchantsev, V. y E., Cabrera. 1998. Algunos aspectos de investigación de la formación del régimen oceanográfico en el Pacífico colombiano. Boletín Científico CCCP, (7): 7-19.

Villegas, N. 2002a. Evolución mensual de las corrientes verticales y zonas de surgencia en la cuenca del Pacífico colombiano-CPC. Boletín Científico CCCP, (9): 29-36.

Villegas, N. 2002b. Modelación de la circulación y estructura termohalina de las aguas del Pacífico Colombiano. Compilación de trabajos de jóvenes científicos. St. Petersburg. Ed. RSHU.

Villegas, N. 2003a. Formation laws of Columbian Pacific Ocean thermodynamic structure. Scientific degree competition thesis to Dr. of phys. and math.: RSHU. 189 pp.

Villegas, N. 2003b. Variación anual del contenido de calor de la capa activa del océano Pacífico colombiano. Boletín Científico CCCP, (10): 31-42.

Villegas, N. y L. Karlin. 2004. Modelación de la circulación y de la estructura termohalina de las aguas de la cuenca del Pacífico colombiano. Selección de Trabajos de Jóvenes Científicos en Hidrometeorología. Universidad Hidrometeorológica del Estado Ruso (RSHU). San Petersburgo. RSHU. Pp. 116-125.

Vörösmarty, C., B. Fekete y B. Tucker. 1996. River Discharge Database, Version 1.0 (RivDIS v1.0), Volumes 0 through 6. A contribution to IHP-V Theme 1. Technical Documents in Hydrology Series. UNESCO, Paris.

Wooster, W. 1959. Oceanographic Observations in the Panama Bight, "Askoy" Expedition, 1941. Bull. Amer. Mus. Natur. Hist. 118 (3): 113-152.

Wyrtki, K. 1963. Surface currents of the eastern tropical Pacific Ocean//Inter-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull.- 9(5): 269-304.

Wyrtki, K. 1965. Oceanographic observations in the Panamá Bight. Askoy Expedition, 1941//Amer. Mus. Nat. Hist., Bull.- 118(3): 13-52.

Zilliman, J. 1972. A study of some aspects of radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans//Meteorol. Study. Bur. of Meteorol.- Dep. of the Inter., Canberra.: A.C.T, Rep. 26.

FIGURAS

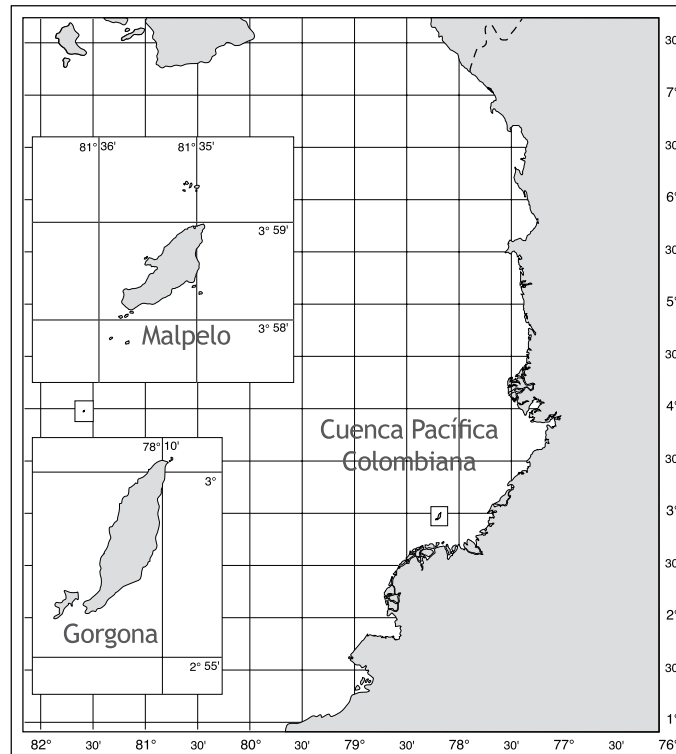


Figura 1. Cuenca del Pacífico colombiano.

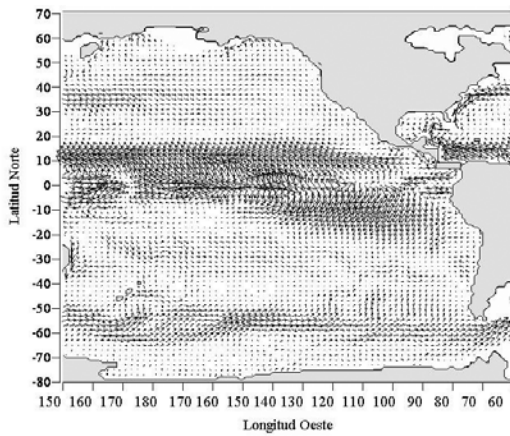


Figura 2. Circulación superficial del océano Pacífico. Cálculo del modelo de diagnóstico en invierno del hemisferio norte.

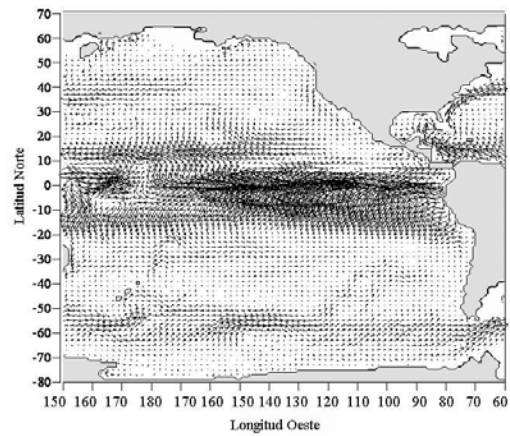
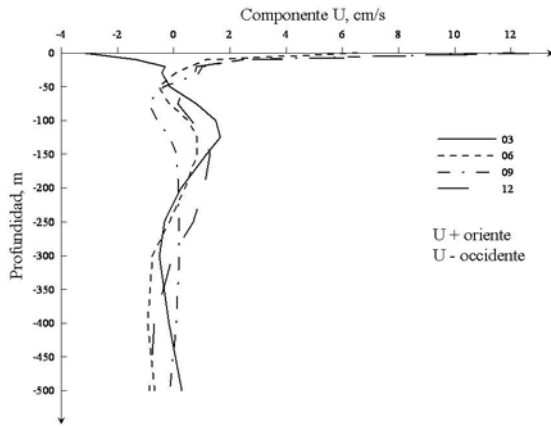


Figura 3. Circulación superficial del océano Pacífico. Cálculo del modelo de diagnóstico en verano del hemisferio norte.

a) Componente U



b) Componente V

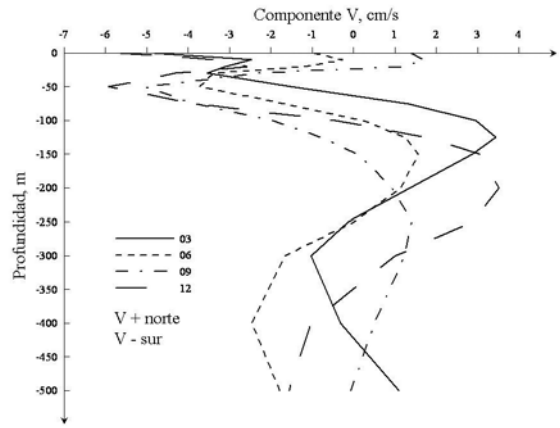
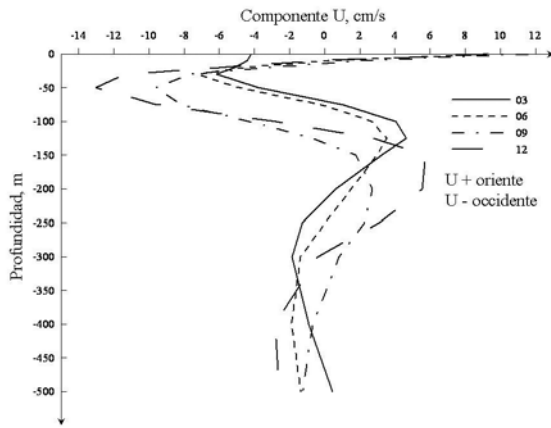


Figura 4. Componentes U y V de velocidad de corrientes en la CPC - Estación 14.

a) Componente U



b) Componente V

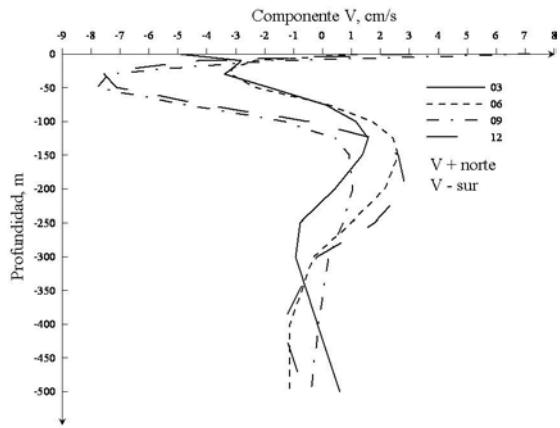
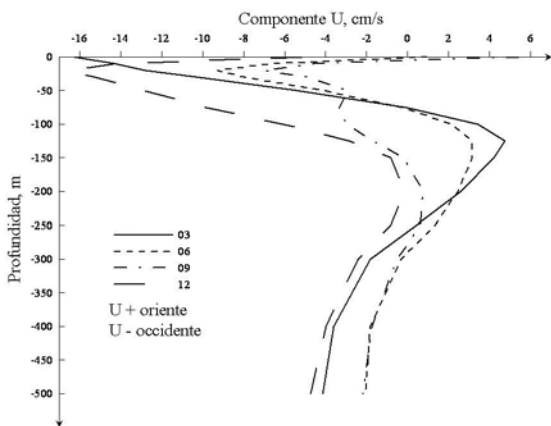


Figura 5. Componentes U y V de velocidad de corrientes en la CPC - Estación 49.

a) Componente U



b) Componente V

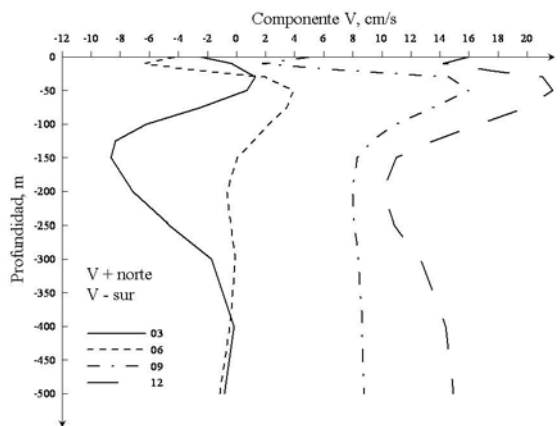
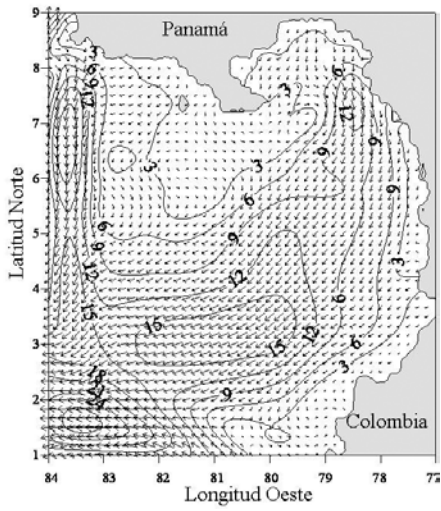
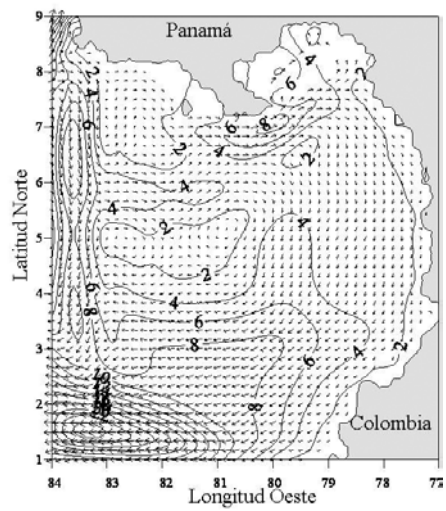


Figura 6. Componentes U y V de velocidad de corrientes en la CPC - Estación 111.

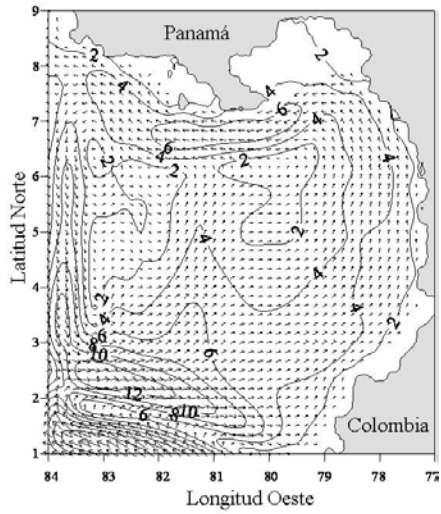
a) 0 m



b) 30 m



c) 100 m



d) 1000 m

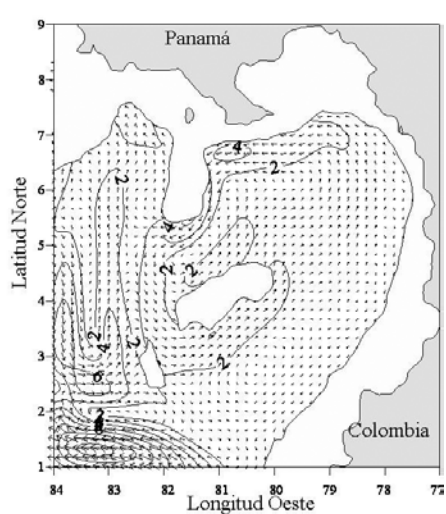
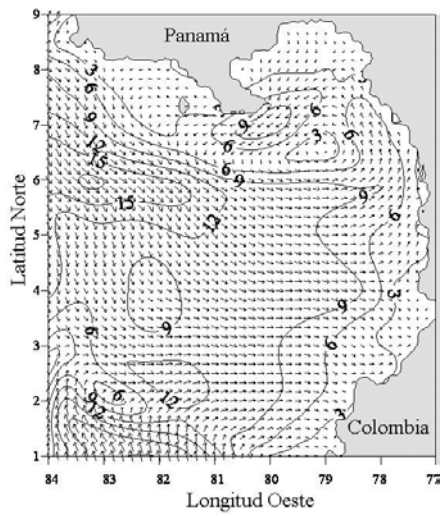
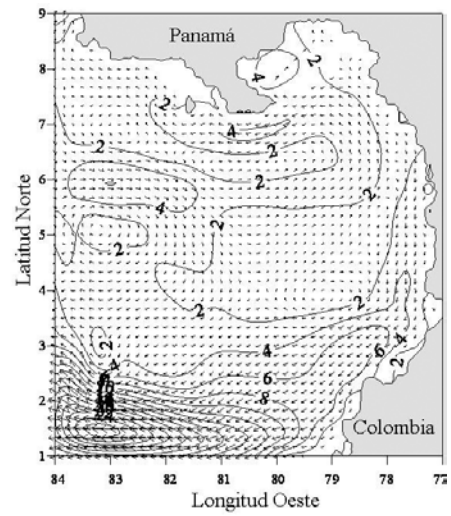


Figura 7. Circulación de las aguas de la CPC, cm/s - marzo.

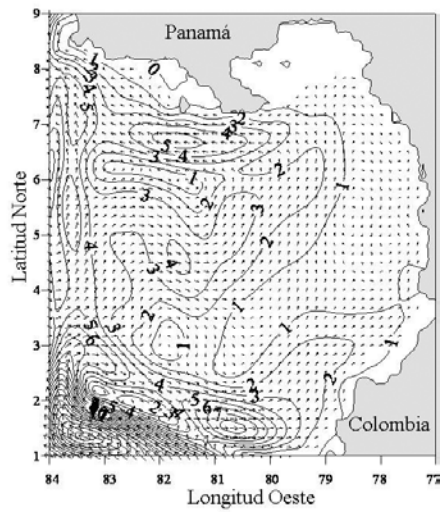
a) 0 m



b) 30 m



c) 100 m



d) 1000 m

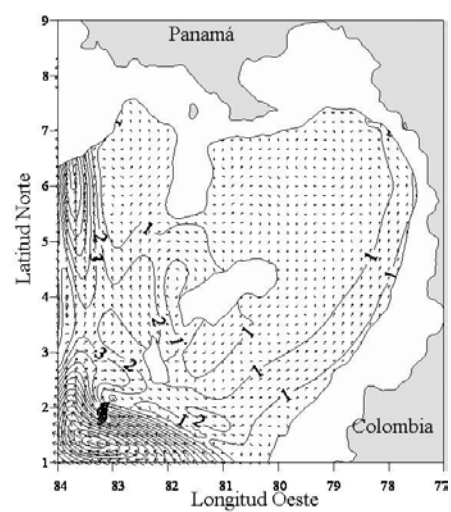
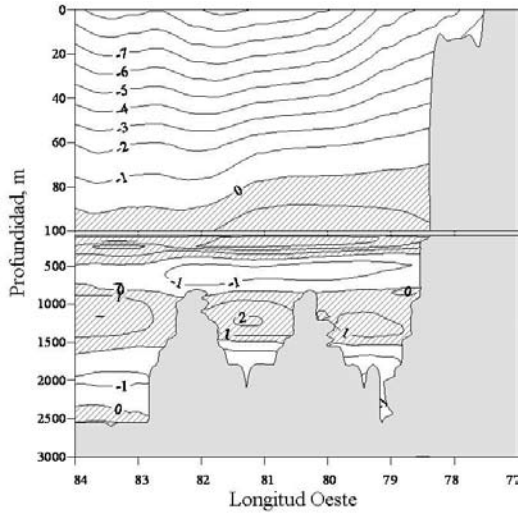


Figura 8. Circulación de las aguas de la CPC, cm/s - junio.

b) Marzo



b) Junio

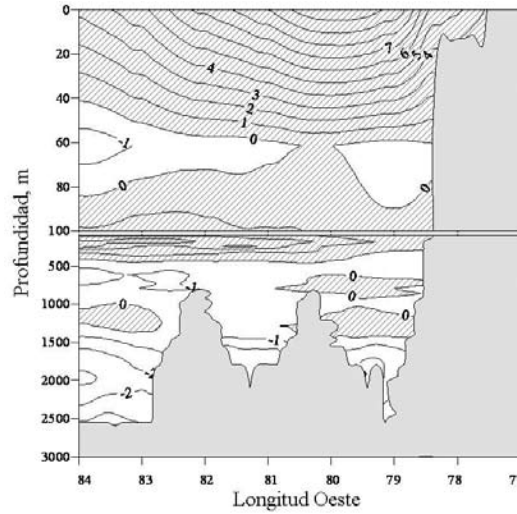
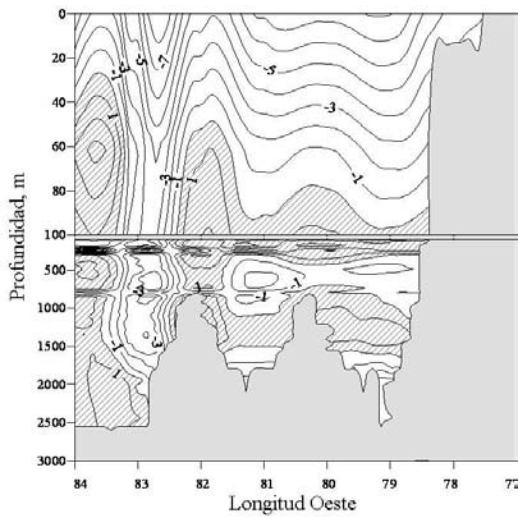


Figura 9. Componente de velocidad U, cm/s en el transepto 4° N, CPC.

b) Marzo



b) Junio

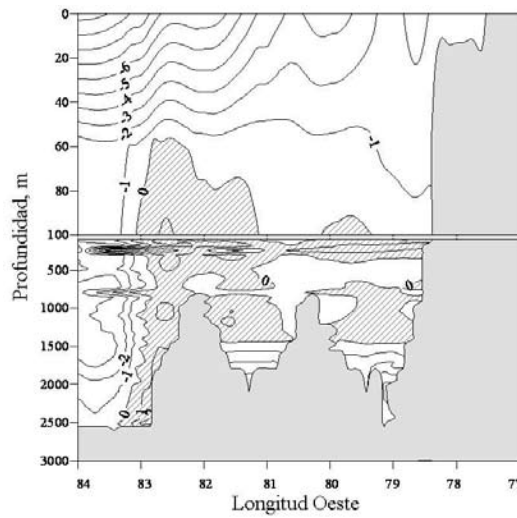


Figura 10. Componente de velocidad V, cm/s en el transepto 4° N, CPC.

