

# NUEVA PRODUCTIVIDAD BIOLÓGICA EN EL PACÍFICO ORIENTAL ECUATORIAL: RESPUESTA AL APORTE DE NUTRIENTES POR LOS RÍOS DEL PACÍFICO COLOMBIANO, SURGENCIA COSTERA Y POLVO ATMOSFÉRICO

Gómez, C.<sup>1</sup>; Martínez, I.<sup>1</sup>

## RESUMEN

Para entender el ciclo del carbono y del sistema climático, atmósfera-océano, se requiere de un conocimiento del balance de nutrientes y de los mecanismos que controlan la productividad biológica en el Pacífico Oriental ecuatorial (EEP), por lo cual experimentamos con dos modelos de caja en los cuales se explora el balance de nutrientes y la respuesta de la productividad biológica en términos de nueva producción (NP) en la región frente a la desembocadura del Río San Juan (2.5°N - 5.5°N y 77.5°W - 86.5°W). De estos modelos resulta una NP de ~215 mg C m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>, en ausencia del aporte fluvial (modelo 1), y una NP de ~227 mg C m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>, considerando el aporte fluvial de nutrientes equivalente a una productividad primaria (PP) de ~1.51 g C m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup> (modelo 2). En nuestros modelos es evidente que el flujo de Fe y NO<sub>3</sub> debe variar estacionalmente y con el régimen de lluvias que afecta la descarga fluvial. Por otra parte la entrada de Fe controla la NP sin importar cuanto NO<sub>3</sub> este disponible en la columna de agua. A diferencia de estudios realizados al sur del frente ecuatorial, la PP aumentaría debido al aporte continental de nutrientes.

**Palabras claves:** Cuenca de Panamá, productividad biológica, modelamiento biogeoquímico, Océano Pacífico Oriental.

## BIOLOGICAL NEW PRODUCTIVITY IN THE EASTERN EQUATORIAL PACIFIC: RESPONSES TO NUTRIENTS INPUT FROM COLOMBIAN PACIFIC RIVERS, COASTAL UPWELLING AND ATMOSPHERIC DUST.

## ABSTRACT

Understanding the carbon cycle and the climate system requires a deep knowledge of the nutrient balance and the mechanisms that control biological productivity in the Eastern Equatorial Pacific (EEP). We used two box models to explore the balance of nutrients and its biological productivity in terms of new production (NP) in a region in front of the mouth of the Rio San Juan (2.5°N - 5.5°N and 77.5°W - 86.5°W). A NP of ~215 mg C m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup> results from a model where the fluvial contribution is neglected; whereas a NP of ~227 mg C m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup>, - equivalent to primary productivity (PP) of ~1.51 g C m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup>, results from a model that includes fluvial contribution of nutrients. In our models it is evident that the flow of Fe and NO<sub>3</sub> must change seasonally and with the rainfall regime that affects fluvial discharge. Iron supply controls NP independently of NO<sub>3</sub> availability in the water column. In contrast to the south Equatorial Front, PP offshore the San Juan river increases due to the continental supply of nutrients.

**Keywords:** Panama Basin, biological productivity, geochemical modelling, eastern equatorial Pacific (EEP).

---

<sup>1</sup> Área de Ciencias del Mar, Línea de Paleocanografía, Departamento de Geología, Universidad EAFIT, A.A. 3300, Medellín, Colombia. mgomez2@eafit.edu.co

## INTRODUCCIÓN

El Océano Pacífico Oriental ecuatorial (EEP) es una región de muy alta productividad biológica, responsable del 20 al 50% del total global (e.g., Chávez y Barber, 1987, Barber y Chávez, 1991) y de ahí su importancia en el ciclo del carbono. El EEP se caracteriza por la existencia de una lengua de agua fría localizada al sur del frente ecuatorial, corrientes zonales (Corriente Ecuatorial del Sur y Contracorriente Ecuatorial), sistemas de surgencia altamente dinámicos (lengua fría, Panamá y Domo de Costa Rica, FIGURA 1a, e.g., Legeckis, 1988, Tomczak y Godfrey, 1994; Chávez *et al.*, 1999; Rodríguez-Rubio y Stuardo, 2002) y grandes descargas fluviales (e.g., Restrepo y Kjerfve, 2000) que controlan la productividad y el intercambio de CO<sub>2</sub> entre la atmósfera y el océano (e.g., Tomczak y Godfrey, 1994; Chávez *et al.*, 1999). El EEP también se encuentra fuertemente afectado por variaciones estacionales en la temperatura superficial del océano, salinidad y nutrientes controladas por el movimiento latitudinal de la zona de convergencia intertropical (ITCZ; FIGURA 1b; e.g., Wirtky, 1974; Tomczak y Godfrey, 1994; Dugdale y Wilkerson, 1998; Lyle *et al.*, 2002).

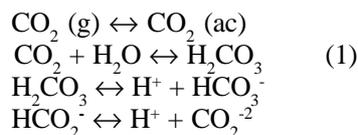
La distribución, preservación y acumulación de CaCO<sub>3</sub> y carbono orgánico en el piso oceánico esta controlada por el balance entre la producción en las aguas superficiales y su disolución-oxidación en las aguas profundas; sin embargo, la cuantificación del efecto de cada uno de estos procesos sobre el registro sedimentario se encuentra en estudio todavía (e.g., Farrell y Prell, 1989; Peterson, 2001). La producción de materia orgánica y el contenido de CO<sub>2</sub> en los fondos oceánicos esta controlada por la *bomba biológica*, proceso en el cual el plancton que asimila el CO<sub>2</sub> y nutrientes (Si, N, P, Fe, entre otros) en la fotosíntesis, respiración y formación de sus conchillas (de CaCO<sub>3</sub> y SiO<sub>2</sub>) se hunde a lo largo de la columna de agua y se sedimenta en el fondo marino. El CO<sub>2</sub> y los nutrientes son retornados a la zona de mezcla del océano mediante tres mecanismos: surgencia de aguas sub-superficiales, caída de polvo atmosférico y descargas fluviales (e.g., Chester, 1999; De la Rocha, 2003). En la lengua fría, el mecanismo de la bomba biológica es altamente eficiente, sin embargo la cantidad de CO<sub>2</sub> liberada por el océano a la atmósfera es mayor que la secuestrada por la materia orgánica en los sedimentos del fondo. Esto se debe a la alta presión parcial de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) y alta concentración de nutrientes resultado de una intensa surgencia de agua sub-superficiales (e.g., Chávez *et al.*, 1999). Por otro lado, solo recientemente la influencia fluvial en la productividad marina empieza a ser apreciada; es el

caso de las plumas de los ríos Orinoco y Amazonas en el Mar Caribe que fertilizan el océano aumentando así la productividad primaria (e.g., Corredor y Marrell, 2001), de ahí su impacto en el ciclo global del carbono.

En este documento resumimos el funcionamiento del ciclo del carbono en el océano, y experimentamos con dos modelos de caja para estimar la productividad primaria (PP) en términos de nueva producción (NP), como respuesta al balance de nutrientes debido al aporte de los ríos del Pacífico colombiano, la surgencia costera y el polvo atmosférico en un área frente al desembocadura del río San Juan (2.5°N - 5.5°N y 77.5°W - 86.5°W). Con esto intentamos responder las siguientes preguntas: Puede el aporte fluvial de nutrientes explicar la alta productividad del EEP en un sector diferente al de la lengua fría?, Cuál es la respuesta de la productividad en el EEP frente a los cambios estacionales y el fenómeno ENSO?.

## EL CICLO DEL CARBONO EN EL OCÉANO

El océano es el mayor reservorio de carbono en el planeta, donde se almacenan 39973 Gt de C, ~ 60 veces más de lo que almacena la atmósfera, de ahí su papel como regulador del CO<sub>2</sub> en el planeta. (1 Gt = 1 gigatonelada = 10<sup>15</sup> g, Carlson *et al.*, 2001). El CO<sub>2</sub> atmosférico es transferido al océano a través de la interfase atmósfera-océano mediante difusión molecular y turbulencia. Una vez el carbono se disuelve en el océano adquiere tres formas químicas: CO<sub>2</sub> en solución, bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) y carbonato (CO<sub>3</sub><sup>-2</sup>). Dichas reacciones son dependientes tanto de la temperatura como de la composición química del agua (e.g., Morse y Mackenzie, 1990; Feely *et al.*, 2001).

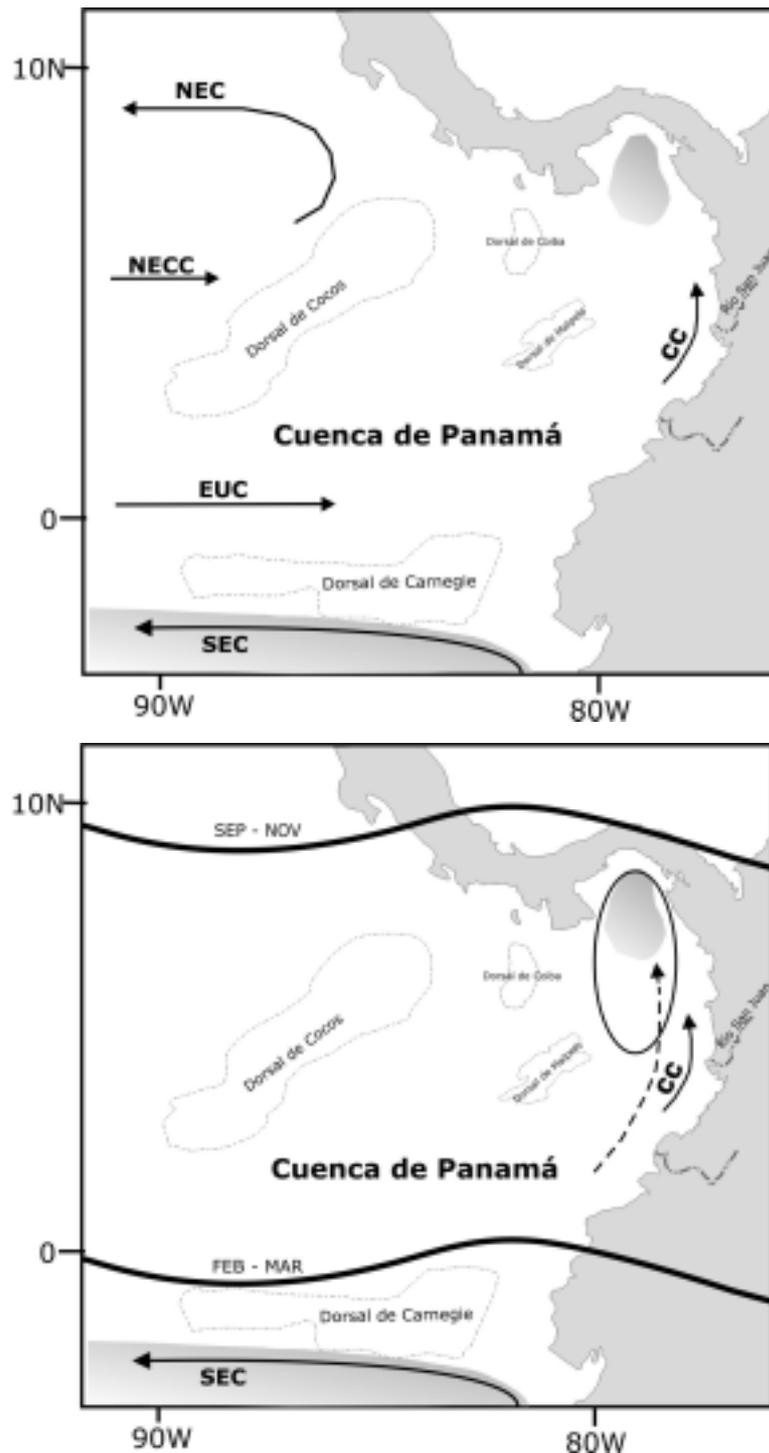


### Intercambio del CO<sub>2</sub> entre la atmósfera - las aguas superficiales oceánicas

El intercambio de CO<sub>2</sub> entre la atmósfera y el océano esta controlado por su solubilidad y los procesos físicos como la temperatura y la circulación oceánica. En los océanos, la solubilidad de un gas es regulada por la Ley de Henry (ec. 2), la cual describe su relación con las propiedades del agua.

$$\alpha = k * P \quad (2)$$

Donde  $\alpha$  es la solubilidad del gas en un líquido,  $k$  es la constante de solubilidad que es función de la temperatura



**FIGURA 1. (a)** La Cuenca de Panamá en el Océano Pacifico Oriental (EEP). EUC, Sub-Corriente Ecuatorial; SEC, Corriente Ecuatorial del Sur; NEC, Corriente Ecuatorial del Norte; NECC, Contra-Corrientes ecuatoriales del Norte y CC, Corriente de Colombia. Zonas de surgencia de Panamá y ecuatorial (en gris: basado en Tomczac y Gofrey, 1994; Rodríguez-Rubio y Stuardo, 2002). **(b)** Variación estacional de la ITCZ y los sistemas de surgencia. Note el mecanismo de "balancín" resultante de la migración latitudinal de la ITCZ (la línea esquematiza el limita mas norte de la ITCZ). En Feb-Mar (localización austral) la surgencia de Panamá es más intensa (SP, óvalo línea continua) y la CC es menos fuerte (flecha línea continua), al igual que el régimen de lluvias, por lo tanto el aporte fluvial es menor. En Sept-Nov (localización septentrional), la SP es menor (ovaloidé línea punteada) y la CC, el régimen de lluvias y el aporte fluvial es mas fuerte (flecha línea punteada). Note que el rectángulo del área modelada este contenida entre 77.5°W - 86.5°W y 2.5°N - 5.5°N.

y  $P$  es la presión del gas en la atmósfera (e.g., Carlson *et al.*, 2001). La cantidad de  $\text{CO}_2$  con respecto a la totalidad de los gases presentes, se conoce como presión parcial de  $\text{CO}_2$  o  $p\text{CO}_2$ . De allí que la diferencia entre la  $p\text{CO}_2$  de la atmósfera y del océano ( $\Delta p\text{CO}_2$ , ec. 3) es la que controla el sentido y la tasa a la cual se transfiere el  $\text{CO}_2$  entre ellos.

$$F = \Delta p\text{CO}_2 * K_w \quad (3)$$

Donde  $F$  es el flujo de  $\text{CO}_2$  entre los reservorios,  $\Delta p\text{CO}_2$  es la diferencia de presión entre los reservorios y  $K_w$  es el coeficiente de transferencia. Cuando la  $\Delta p\text{CO}_2$  es positiva, los océanos son la fuente de  $\text{CO}_2$ ; por el contrario, cuando es negativa, los océanos se convierten en un sumidero de  $\text{CO}_2$ . La entrada de  $\text{CO}_2$  al océano se facilita en las altas latitudes debido a la alta solubilidad del  $\text{CO}_2$  y a la baja temperatura de las aguas superficiales (e.g. Millero, 1996; Chester, 1999).

La  $p\text{CO}_2$  promedio del océano es  $\sim 7$  matm más baja que la  $r\text{CO}_2$  de la atmósfera y en la zona de mezcla del océano está controlada por la temperatura, el carbono inorgánico disuelto (DIC) y la alcalinidad (e.g., Morse y MacKenzie, 1990; Chester, 1999). De lo anterior, la temperatura y la  $p\text{CO}_2$  determinan la solubilidad del  $\text{CO}_2$ , es decir, las aguas frías que tienen valores más bajos de  $p\text{CO}_2$ , tienden a disolver más  $\text{CO}_2$  que las aguas cálidas. Un incremento

en  $1^\circ\text{C}$  en la temperatura del agua hará que esta disminuya su  $r\text{CO}_2$  en  $\sim 4\%$  (e.g., Carlson *et al.*, 2001).

### Intercambio de $\text{CO}_2$ entre las aguas superficiales y profundas

La fotosíntesis está limitada a la zona eufótica, primeros 100 m de la columna del agua, donde el fitoplancton usa la luz para reducir el  $\text{CO}_2$ . Una porción de estos componentes orgánicos sintetizados son utilizados por organismos heterotróficos y bacterias como una fuente de energía, iniciando así la re-mineralización de  $\text{CO}_2$  mediante la respiración (FIGURA 2). La materia orgánica producto de la fotosíntesis es almacenada en forma de carbono orgánico particulado (POC) y carbono orgánico disuelto (DOC). La subsaturación de carbono orgánico disuelto en superficie es resultado de la acción de la bomba biológica que lo convierte en POC y DOC permitiendo la entrada de  $\text{CO}_2$  desde la atmósfera; luego su subsiguiente re-mineralización incrementa la concentración de carbono inorgánico disuelto (DIC) en las aguas profundas (e.g., Pilson, 1998; Carlson *et al.*, 2001). La eficiencia de la bomba biológica se ve afectada por la cantidad de nutrientes disponibles. Una vez la bomba biológica está funcionando, se obtienen diferentes tipos de producción que regulan la cantidad de  $\text{CO}_2$  disponibles en la columna de agua (e.g., Pilson, 1998).

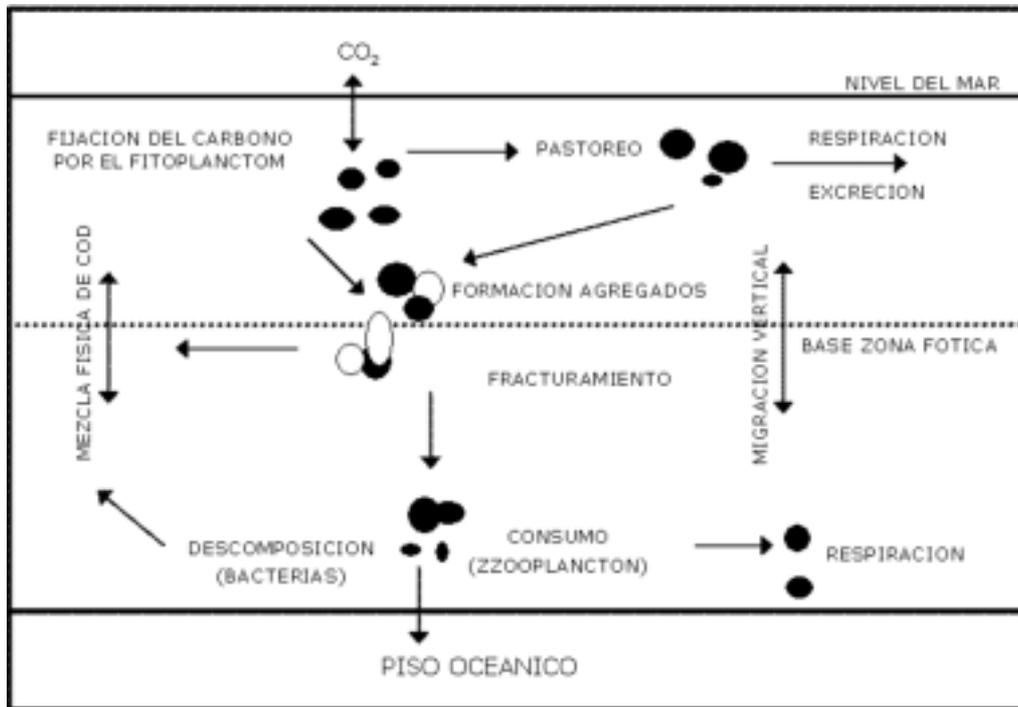


FIGURA 2. Diagrama de los componentes y procesos internos de la bomba biológica. Note que el  $\text{CO}_2$  es tomado por el fitoplancton y transformado en materia orgánica en la zona eufótica, esta materia orgánica es procesada y una parte de ella se hunde a las aguas profundas. COD = carbono orgánico disuelto (adaptado de Carlson *et al.*, 2001).

## Productividad en las aguas superficiales y nutrientes

El fitoplancton es la fuente primaria más importante de carbono orgánico ( $C_{org}$ ) y la productividad primaria (PP) en la zona eufótica es el estado inicial de la cadena trófica marina. La *Nueva Productividad* (NP) es una fracción de la productividad primaria y es debida a la entrada en la zona eufótica de nuevos nutrientes, ya sea por surgencia, por polvo atmosférico o a través de los ríos (e.g., Pilson, 1998; Peterson, 2001).

Los factores que limitan la productividad primaria son la disponibilidad de luz, nutrientes y el “pastoreo” (*grazing*) realizado por el zooplancton (e.g., Chester, 1999; Peterson, 2001). La productividad primaria en los océanos varía desde  $<100 \text{ mg C m}^{-2}\text{día}^{-1}$  en el océano abierto hasta  $>500 \text{ mg C m}^{-2}\text{día}^{-1}$  en zonas de surgencia, esto debido a las diferencias en la distribución de los nutrientes a través de la zona eufótica y de los cambios estacionales en la energía solar (e.g., Chéster, 1999).

Una gran parte de la materia orgánica particulada es reciclada a lo largo de la columna de agua; la porción que se escapa al reciclaje, va al fondo marino como carbono orgánico particulado y  $\text{CaCO}_3$ , mediante el hundimiento de peloides fecales, advección y difusión de carbono orgánico disuelto y carbono inorgánico disuelto. La bomba biológica transporta a las aguas profundas sólo el 5-10 % de la nueva productividad y es uno de los mecanismos por el cual se reduce la  $\rho\text{CO}_2$  en las aguas superficiales, lo que causa un aumento en la entrada de  $\text{CO}_2$  desde la atmósfera y la regulación de la cantidad de  $\text{CO}_2$  atmosférico en el planeta; sin embargo esto no ocurre en algunas partes del EEP, donde a pesar de que la productividad es alta, está no es suficiente para disminuir la  $\rho\text{CO}_2$  en las aguas superficiales y lo que se tiene entonces es una fuente de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera (e.g., Millero, 1996; Dugdale y Wilkerson, 1998; Chávez et al., 1999).

Uno de los factores limitantes en la producción de materia orgánica, es la disponibilidad de nutrientes tales como: H, C,  $\text{O}_2$ , entre otros. Los elementos que se agotan en la columna de agua y limitan la producción de materia orgánica son los elementos *biolimitantes* como fósforo (P), nitrógeno (N), sílice (Si) y hierro (Fe) (e.g., Pilson, 1998). El N es aportado a los océanos por asimilación en los giros tropicales, por los ríos y por depositación de polvo atmosférico a través de la difusión a partir de los sedimentos y de la asimilación *in situ*. El N en el océano se encuentra como material particulado, como amonio ( $\text{NH}_3$ ,  $\text{NH}_4^+$ ), nitrito ( $\text{NH}_2$ ) y nitrato ( $\text{NO}_3$ ); esta última es la forma en la cual los organismos lo asimilan. La

asimilación de N (nitrificación) es llevada a cabo por una pequeña parte del fitoplancton, principalmente por las cianobacterias, entre las que se destaca el género *Trichodesmium* que ocurre abundantemente en los giros centrales de los océanos (e.g., Capone *et al.*, 1997). El P es aportado al océano por los ríos y reciclado en la columna de agua mediante la oxidación bacteriana de los tejidos blandos de la materia orgánica, y se encuentra en el océano en forma particulada o molecular como ortofosfatos ( $\text{HPO}_4^{2-}$ ; e.g., Chester, 1999). La Si es aportada a los océanos, en forma disuelta ( $\text{Si(OH)}_4$ ),  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ,  $\text{H}_3\text{SiO}_4^-$ ,  $\text{H}_2\text{SiO}_4^{2-}$  y particulada, por los ríos, la depositación de polvo atmosférico y meteorización y resulta imprescindible en la formación de las conchillas de diatomeas y radiolarios (e.g., Chester, 1999). Los nutrientes mencionados se conocen como *macronutrientes*, sin embargo los organismos necesitan de otros elementos en cantidades menores que se conocen como *micronutrientes*, que en algunos casos pueden también limitar la productividad. Un ejemplo de estos es el hierro (Fe), el cual es esencial para la síntesis de la clorofila y proteínas. Una de las mayores fuentes de Fe al océano es el polvo atmosférico que se deposita en las aguas superficiales como Fe(II). El Fe(II) es asimilado por el fitoplancton; sin embargo en ambientes oxigenados como las aguas superficiales, se oxida rápidamente precipitándose como Fe(III); esto hace que el Fe(II) sea escaso y limitante de la productividad biológica en el océano (e.g., Martin, 1990; De la Rocha, 2003). El Fe ocurre en concentraciones bajas en la superficie marina y se incrementa con la profundidad (Johnson *et al.*, 1997). Regiones como el EEP presentan relaciones Fe/C de  $\sim 2$ , mientras que áreas como el Atlántico Norte presentan ratios de  $\sim 7$ ; (Moore *et al.*, 2002) sin embargo estas no han sido medidas directamente en la Cuenca de Panamá.

## PRODUCTIVIDAD EN EL PACIFICO ORIENTAL ECUATORIAL (EEP)

En la Cuenca de Panamá, las variaciones estacionales ocasionadas por la migración latitudinal de la ITCZ controlan la temperatura superficial del océano y la entrada de nutrientes a la zona, ya sea por la surgencia de aguas sub-superficiales o por el aporte fluvial. En el sistema de surgencia de Panamá, la temperatura superficial decrece en Febrero-Marzo y la velocidad de la surgencia aumenta, junto con el aporte de nutrientes (e.g., Legeckis, 1988; Rodríguez-Rubio y Stuardo, 2002) y en los meses de Septiembre-Noviembre, el régimen de lluvias aumenta en la costa pacífica colombiana lo que hace que las descargas fluviales también aumenten (e.g., Restrepo y Kjerfve, 2000; Poveda y Mesa, 2000). Con este comportamiento, el paso

de la ITCZ resulta en un “balancín” que regula el aporte de nutrientes y la productividad en la cuenca (FIGURA 1b).

A pesar de que el EEP presenta una alta concentración de nutrientes, la productividad estimada en algunas zonas (i.e. lengua fría, e.g., Chávez y Barber, 1985; Chávez *et al.*, 1999; Dugdale y Wilkerson, 1998) no es tan alta como podría esperarse, lo que hace que esta región se califique como tipo HNLC (*high nitrate low chlorophyll*, altos nitratos, baja clorofila). Las explicaciones para un tipo HNLC en la región incluyen la biolimitación por Fe (Barber y Chávez, 1991; Martín, 1990, Martín *et al.*, 1994) o Si (Dugdale y Wilkerson, 1998).

Chávez y Barber (1987) y Chávez *et al.* (1999) estiman que la productividad primaria en el Pacífico ecuatorial es de  $\sim 75 \text{ mmol C m}^{-2}\text{día}^{-1}$  (proporcional a una concentración de clorofila (a) (Ch(a)) de  $\sim 0.2\text{-}0.3 \mu\text{g l}^{-1}$ ), con una nueva productividad de  $\sim 15\%$  de la PP. Estos valores varían episódicamente con la presencia del fenómeno ENSO: durante la fase de El Niño la productividad primaria disminuye a  $\sim 35\text{-}50 \text{ mmol C m}^{-2}\text{día}^{-1}$  (proporcional a una concentración Ch(a) de  $<0.2 \text{ mg l}^{-1}$ ) mientras que en la fase de La Niña aumenta a  $\sim 80\text{-}160 \text{ mmol C m}^{-2}\text{día}^{-1}$  (proporcional a una concentración de Ch(a) de  $<1 \mu\text{g l}^{-1}$ ). Estos valores han sido medidos en la región de la lengua fría pero estimaciones de la productividad primaria no han sido realizadas aun en la Cuenca de Panamá, sin embargo el Centro Control Contaminación del Pacífico (CCCP, 2002) reporta para la cuenca concentraciones promedio de clorofila tipo a (Ch(a)) de  $4.75 \mu\text{g l}^{-1}$  durante la fase La Niña y Rodríguez-Rubio y Stuardo (2002) concentraciones de clorofila de  $\sim 20 \mu\text{g l}^{-1}$  para los meses correspondientes a la surgencia de Panamá; nótese que en ambos casos los valores estimados son mayores a los medidos en el Pacífico ecuatorial.

### Distribución vertical de nutrientes en la columna de agua en el EEP

Los nutrientes son asimilados en la zona eufótica por el plancton y luego devueltos al agua mediante la remineralización de partículas que caen al océano profundo, es así como sus concentraciones en profundidad aumentan (TABLA 1, FIGURA 3a). Para la Cuenca de Panamá, en la zona eufótica (0-50 m) se tienen concentraciones de nitrato ( $[\text{NO}_3]$ ) entre  $3.2 - 16.5 \text{ mmol m}^{-3}$  con un promedio de  $8.5 \pm 5.2 \text{ mmol m}^{-3}$  y para los 100 m de  $23.43 \pm 1.11 \text{ mmol m}^{-3}$ ; mientras que para el fosfato ( $[\text{PO}_4]$ ) se tienen concentraciones entre  $0.12\text{-}1.45 \text{ mmol m}^{-3}$ , con un promedio de  $0.79 \pm 0.37 \text{ mmol m}^{-3}$  en la zona eufótica y de

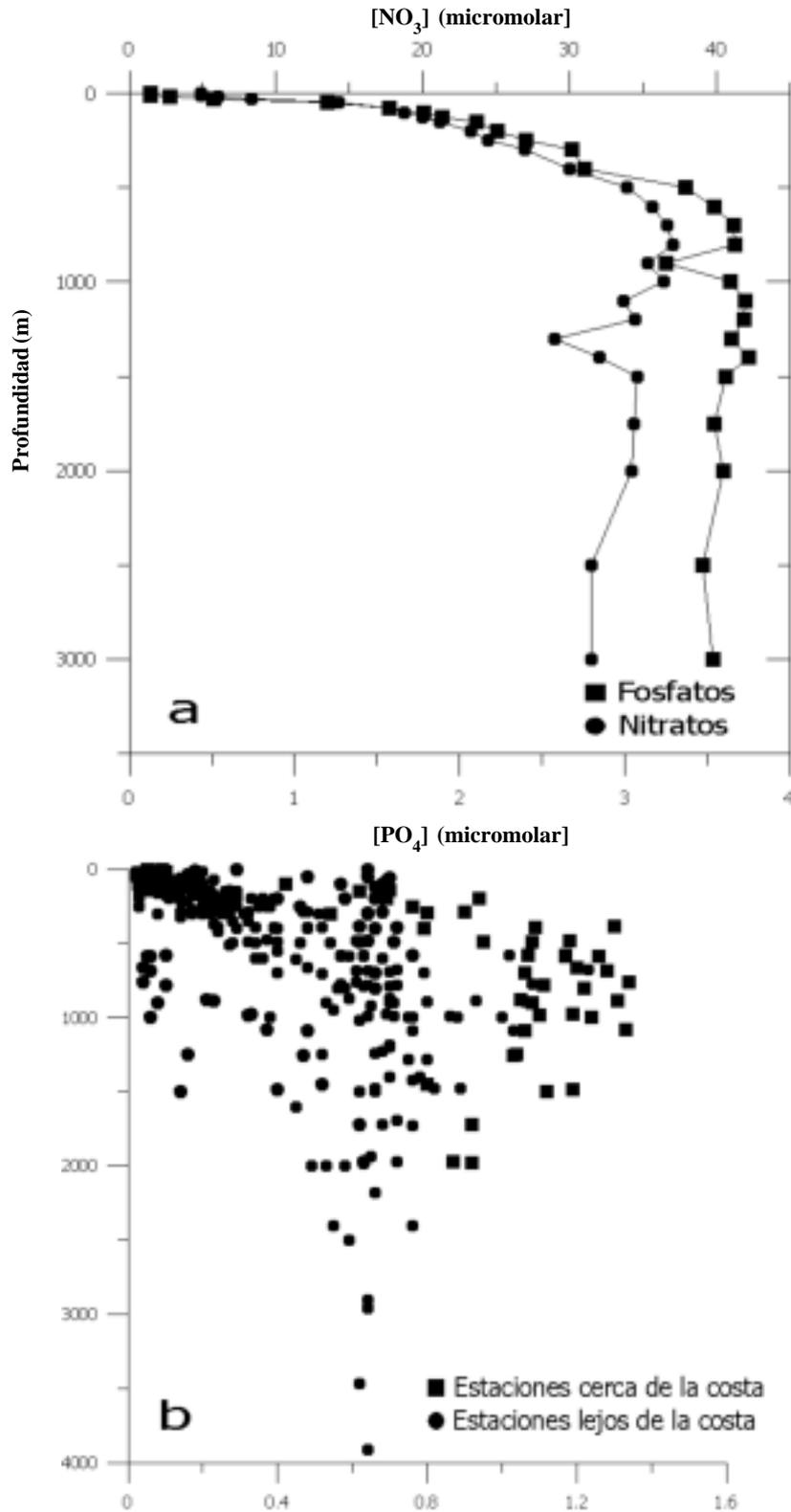
$1.76 \pm 0.05 \text{ mmol m}^{-3}$  hacia los 100 m de profundidad (Levitus *et al.*, 1994; CCCP, 2002). El Fe presenta concentraciones  $<0.2 \text{ nmol kg}^{-1}$  en los primeros 100 m mientras que por debajo de 500m puede alcanzar valores de  $0.5\text{-}0.9 \text{ nmol kg}^{-1}$ . En las zonas cercanas a la costa, las concentraciones de Fe pueden llegar a  $1\text{-}1.3 \text{ nmol kg}^{-1}$  en los primeros 100m de profundidad (FIGURA 3b; e.g., Johnson *et al.*, 1997). En el EEP se han realizado análisis directos de la concentración de Fe cerca de las Islas Galápagos, en la estación PlumEx ( $92^\circ\text{W}$ ,  $1^\circ\text{N}$ ); sin embargo no se tiene un registro para la Cuenca de Panamá y las áreas cercanas a la costa Pacífica colombiana.

### MODELOS DE CAJA PARA EL CÁLCULO DE LA NUEVA PRODUCTIVIDAD EN EL EEP.

Un modelo de caja es una simulación de la interacción entre varios reservorios (cajas) y de los procesos que ocurren entre ellos de manera lineal. En los modelos de caja en equilibrio (*steady state*), los flujos de entrada de elementos son iguales a los de salida. En el caso del EEP, se tomo un área de  $33094 \text{ Km}^2$  dentro de la Cuenca de Panamá (FIGURA 1b), correspondiente a la región comprendida entre  $77.5^\circ\text{W} - 86.5^\circ\text{W}$  y  $2.5^\circ\text{N} - 5.5^\circ\text{N}$  y una profundidad de 50 m para la zona eufótica (caja superficial) y de 50-200 m para la caja sub-superficial. Se elaboraron dos modelos de caja con el fin de calcular la nueva productividad. En el primer modelo se excluyo la influencia fluvial, mientras que en el segundo se tuvo en cuenta. Una forma de estimar el límite superior de la nueva productividad para una región en particular es estimar la cantidad de nitrato que entra a la zona eufótica (Chávez y Barber, 1987); es así como se procede en los siguientes modelos. Debe tenerse en cuenta que, como en cualquier modelo, éste no representa en forma exacta la dinámica del océano; sin embargo los modelos de caja permiten explorar los mecanismos que controlan la nueva productividad, en particular la sensibilidad del sistema al aporte fluvial de nutrientes en una región de muy alta descarga.

### Modelo 1: ausencia de la influencia fluvial

Para el modelo 1 (FIGURA 4) se tiene en cuenta el flujo de nutrientes ( $F_x$ ) por surgencia de aguas sub-superficiales y por depositación atmosférica, ya sea como material disuelto o particulado. Se asume que la zona eufótica (caja superficial) se encuentra en equilibrio (ec. 4) y que la nueva productividad (NP) será equivalente a la materia orgánica (MO) que es exportada al océano profundo. Además se asume que el Fe es el elemento biolimitante (Martín, 1990; Martín *et al.*, 1994); de esta manera el Fe que entra a la



**FIGURA 3. a)** Perfil vertical de nutrientes ( $\text{NO}_3$  y  $\text{PO}_4$ ) en la Cuenca de Panamá para el punto  $80.5^\circ\text{W}$   $4.5^\circ\text{N}$ . ( $\text{mM} = \text{mmol m}^{-3}$ ; Levitus et al., 1994). **b)** Concentraciones de Fe disuelto ( $\text{nmol kg}^{-1}$ ) medidas en 355 puntos en el globo. Los círculos corresponden a estaciones ubicadas a  $>50$  Km de la línea de costa y las cuadros a estaciones cercanas a la costa (MLML World Iron Data Set, Johnson et al., 1997).

zona eufótica es completamente asimilado por el fitoplancton, por lo tanto  $F_{Fe-out}$  es cero (ec. 5) De otra parte y siguiendo el modelo de Aufdenkampe y Murray (2002), el N que entra por depositación atmosférica es del orden de 3 a 4 veces menor que el que entra por surgencia; se asume entonces que  $F_{N-atm}$  es cero (ec. 6).

$$F_{x-atm} + F_{x-up} - F_{x-out} - F_{x-MO} = 0 \quad (4)$$

$$F_{Fe-atm} + F_{Fe-up} - F_{Fe-out} - F_{Fe-MO} = 0 \quad (5)$$

$$F_{NO_3-atm} + F_{NO_3-up} - F_{NO_3-out} - F_{NO_3-MO} = 0 \quad (6)$$

Por lo tanto dividiendo (6) en (5), se tiene:

$$F_{NO_3-up} - F_{NO_3-out} = \frac{F_{NO_3-MO}}{F_{Fe-MO}} (F_{Fe-atm} + F_{Fe-up}) \quad (7)$$

Donde los sufijos “up” significan surgencia, “out” salida, “MO” materia orgánica y “atm” aporte atmosférico.

Si tenemos en cuenta que el flujo de cada uno de los nutrientes se da sobre una misma área y se asume que entra a una misma velocidad de surgencia ( $w$ ), la ecuación (7) queda expresada en los siguientes términos:

$$[NO_3]_{up} * w - [NO_3]_{out} * w = \left( \frac{N}{Fe} \right)_{MO} * (F_{Fe-atm} + [Fe]_{up} * w) \quad (8)$$

Donde  $[NO_3]$  y  $[Fe]$  es la concentración del elemento en el agua. En este caso, se tomará el promedio de la concentración del elemento a 100 m de profundidad como la concentración que entra a la zona eufótica por surgencia (Broecker y Peng, 1982), y  $w$  es la velocidad de surgencia. Luego (8) puede ser escrita, para facilidad del análisis, de la siguiente manera:

$$[NO_3]_{out} = [Fe]_{up} * \left( \left( \frac{N}{Fe} \right)_{up} - \left( \frac{N}{Fe} \right)_{MO} \right) - \left( \frac{1}{w} * F_{Fe-atm} * \left( \frac{N}{Fe} \right)_{MO} \right) \quad (9)$$

Para obtener la nueva productividad (NP), como función de  $[NO_3]_{out}$  (ec. 10); se tiene en cuenta que la NP es igual a la diferencia entre los nutrientes que entran ( $[NO_3]_{up}$ ) y los que no son utilizados ( $[NO_3]_{out}$ ).

$$NP = ([NO_3]_{up} - [NO_3]_{out}) * w \quad (10)$$

Los nutrientes y el carbono son tomados en proporciones constantes por el plancton; dichas proporciones fueron inicialmente calculadas por Redfield *et al.*, (1963) así: 106C:16N:1P, por lo que la relación es conocida como la razón de Redfield (*Redfield Ratio*). Estudios posteriores (e.g., Takahashi *et al.*, 1985; Watson y Whitfield, 1985) han mostrado que esta relación varía considerablemente entre distintas especies de diatomeas. Dado que en el modelo la NP se obtiene en términos de  $mmol NO_3 m^{-3}$ , para convertirlo a  $mmol C m^{-3}$  se tiene en cuenta una relación C/N de 6.8 (e.g. Chavez y Barber, 1987).

### Modelo 2: influencia de los aportes fluviales

El modelo 2 (FIGURA 5) tiene en cuenta la flujo de nutrientes ( $F_x$ ) por surgencia de aguas subsuperficiales, por depositación atmosférica y por aporte fluvial, ya sea como material disuelto o particulado. En el modelo 2 se asume que la zona eufótica (caja superficial) se encuentra en cuasi-equilibrio (ec. 11) y que la NP es equivalente a la materia orgánica (MO) que es exportada al océano profundo. Al igual que en el modelo 1,  $F_{Fe-out}$  y  $F_{N-atm}$  son considerados despreciables. (ecs. 12 y 13).

$$F_{x-atm} + F_{x-up} + F_{x-rios} - F_{x-out} - F_{x-MO} = 0 \quad (11)$$

$$F_{Fe-atm} + F_{Fe-up} + F_{Fe-rios} - F_{Fe-MO} = 0 \quad (12)$$

$$F_{NO_3-up} + F_{NO_3-rios} - F_{NO_3-out} - F_{NO_3-MO} = 0 \quad (13)$$

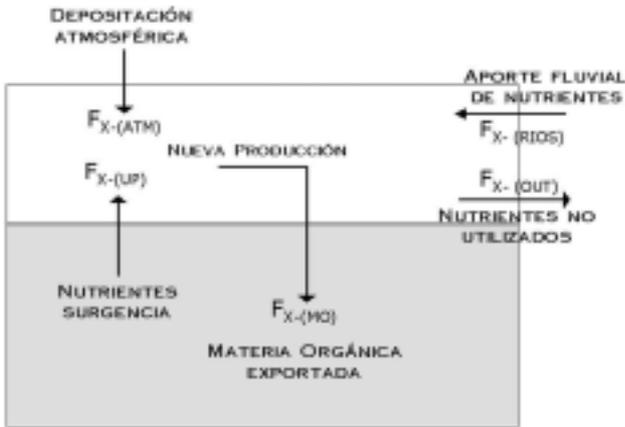
Para el calculo del flujo de nutrientes debido al aporte fluvial se tiene en cuenta el flujo total (FG) de cada elemento, el cual es igual a:

$$FG = X_d * Q + X_p * Q_s \quad (14)$$

Donde  $X_d$  es la concentración promedio del elemento X en el río, Q es la descarga anual del río al océano,  $X_p$  es la cantidad promedio de material particulado del elemento X en el río y  $Q_s$  es la descarga anual de sedimentos del río al océano. Debe tenerse en cuenta que entre ~80-90% de los nutrientes son consumidos en los estuarios antes de llegar al océano, si se quiere calcular el flujo neto al océano (e.g., Chester, 1999).



**FIGURA 4.** Modelo 1: Esquema del flujo de nutrientes (FX), hacia dentro y fuera de la zona eufótica (caja azul).  $F_{X-(ATM)}$ =flujo de x desde la atmósfera;  $F_{X-(UP)}$ =flujo de x por surgencia de aguas sub-superficiales,  $F_{X-(OUT)}$ =flujo de x hacia fuera de la caja,  $F_{X-(MO)}$ =flujo de x consumido por la materia orgánica.



**FIGURA 5.** Modelo 2: Esquema de flujo de nutrientes (F-X), hacia dentro y fuera de la zona eufótica (caja azul).  $F_{X-(ATM)}$ =flujo de x desde la atmósfera;  $F_{X-(UP)}$ =flujo de x por surgencia de aguas sub-superficiales,  $F_{X-(OUT)}$ =flujo de x hacia fuera de la caja,  $F_{X-(MO)}$ =flujo de x consumido por la materia orgánica y  $F_{X-(RÍOS)}$ =es el flujo de x que entra por descargas fluviales.

Siguiendo el procedimiento matemático del modelo 1, se obtiene que:

$$[NO_3]_{out} = [Fe]_{up} * \left( \left( \frac{N}{Fe} \right)_{up} - \left( \frac{N}{Fe} \right)_{MO} \right) - \left( \frac{1}{w} * F_{Fe-atm} * \left( \frac{N}{Fe} \right)_{MO} \right) + \frac{F_{NO_3-rios}}{v} - \left( \left( \frac{N}{Fe} \right)_{MO} * \frac{F_{Fe-rios}}{v} \right) \quad (15)$$

En este caso  $v$  es el volumen de agua transportado en un día en la región del estudio y la nueva productividad (NP) se estima de igual manera que en el modelo 1.

## RESULTADOS

Para la implementación de los modelos se utilizaron los datos de la TABLA 2. Los datos de concentración de nutrientes en los ríos fueron tomados de tablas de datos promedio para diferentes ríos del mundo, ya que para los ríos del Pacífico colombiano las bases de datos son escasas. En el modelo 2 sólo se tuvo en cuenta el aporte (Q) del Río San Juan al EEP. En cuanto a las concentraciones de Fe en el océano se tuvieron en cuenta los valores reportados por Johnson *et al.* (1997) y Da Cunha *et al.* (2004) para el Océano Pacífico y en zonas cercanas a la costa, respectivamente.

A partir de los modelos planteados, se obtuvo para la Cuenca de Panamá y siguiendo el modelo 1, una NP de  $\sim 215 \text{ mg C m}^{-2}\text{día}^{-1}$  ( $17.95 \text{ mmol C m}^{-2}\text{día}^{-1}$ ). Dado que según el modelo 1 las variaciones en la nueva productividad son producto de la entrada de nutrientes por surgencia de aguas sub-superficiales, se experimentó con un modelo de sensibilidad en el cual se varía la velocidad de surgencia ( $w$ ) y la  $[Fe]$  disuelto a 100m de profundidad. Para  $w$  se emplearon valores entre  $0.24 - 1 \text{ m día}^{-1}$ , aunque en la cuenca la velocidad de surgencia en la cuenca de Panamá puede alcanzar los  $2.4 \text{ m día}^{-1}$  (e.g., Rodríguez-Rubio y Stuardo, 2002; Xie *et al.*, 2005) y el  $[Fe]$  disuelto a 100m de profundidad entre  $0.16$  y  $0.32 \text{ nmol kg}^{-1}$  (FIGURA 6). El modelo de sensibilidad permite estimar la NP en términos de  $w$  y  $[Fe]_{up}$ , y predice que la nueva productividad variará entre  $1.452 \text{ mmol NO}_3 \text{ m}^{-2}\text{día}^{-1}$  ( $\sim 118 \text{ mg C m}^{-2}\text{día}^{-1}$ ) y  $9.9 \text{ mmol NO}_3 \text{ m}^{-2}\text{día}^{-1}$  ( $\sim 807 \text{ mg C m}^{-2}\text{día}^{-1}$ ). De este experimento también es evidente que en presencia de bajas concentraciones de Fe, la velocidad de surgencia debe ser mucho mayor para alcanzar valores de productividad primaria equivalentes a los que se obtendrían en un sistema con alta concentración de Fe disponible.

Por otra parte, si se tiene en cuenta la entrada de nutrientes desde el continente (modelo 2), la nueva productividad aumenta a  $\sim 227 \text{ mgC m}^{-2}\text{día}^{-1}$  ( $18.89 \text{ mmolC m}^{-2}\text{día}^{-1}$ ). Chávez *et al.* (1999) estiman que para la lengua fría la nueva productividad es  $\sim 15 - 20\%$  de la productividad primaria. Usando esta aproximación en el modelo 2, la productividad primaria para esta zona sería de  $\sim 1.51 \text{ g C m}^{-2}\text{día}^{-1}$ . Debe tenerse en cuenta que las condiciones locales frente a la desembocadura del Río san Juan son distintas a las de la lengua fría. La magnitud de las

**TABLA 1.** Comparación entre el contenido de nutrientes en la Cuenca de Panamá y en el Pacífico ecuatorial central. Los datos de la cuenca de Panamá corresponden a la figura 3a

Cuenca Panamá				Pacífico Ecuatorial			
Profundidad (m)	NO <sub>3</sub> *	PO <sub>4</sub> *	SiO <sub>2</sub> *	Profundidad (m)	NO <sub>3</sub> *	PO <sub>4</sub> *	SiO <sub>2</sub> *
0	1,4464	0,4354	2,562	0	0,7148	0,2815	2,0993
10	1,4336	0,431	2,0369	10	1,2215	0,3055	1,8673
50	13,4531	1,2702	9,6272	50	15,804	1,2717	9,7782
100	20,0717	1,6659	14,0277	100	26,6817	1,8926	18,2851
200	25,0783	2,065	19,7927	200	30,538	2,2501	23,3255
300	30,1875	2,3944	31,7265	300	33,2091	2,4618	30,7754
400	31,0603	2,6669	41,8572	400	35,5871	2,8336	41,6461
1000	40,9868	3,2399	92,1953	1000	43,6604	3,1895	97,4936
1500	40,6719	3,0798	128,8779	1500	42,3716	3,0525	133,7274
1750	39,8906	3,0568	139,6669	1750	41,3328	2,9575	143,7294

\* micromolar ( $\mu\text{mol l}^{-1}$ )

descargas y los cambios en la salinidad en la región limitan la productividad primaria y las especies pelágicas; por lo tanto el valor calculado puede estar sobreestimando la productividad primaria real en la región modelada.

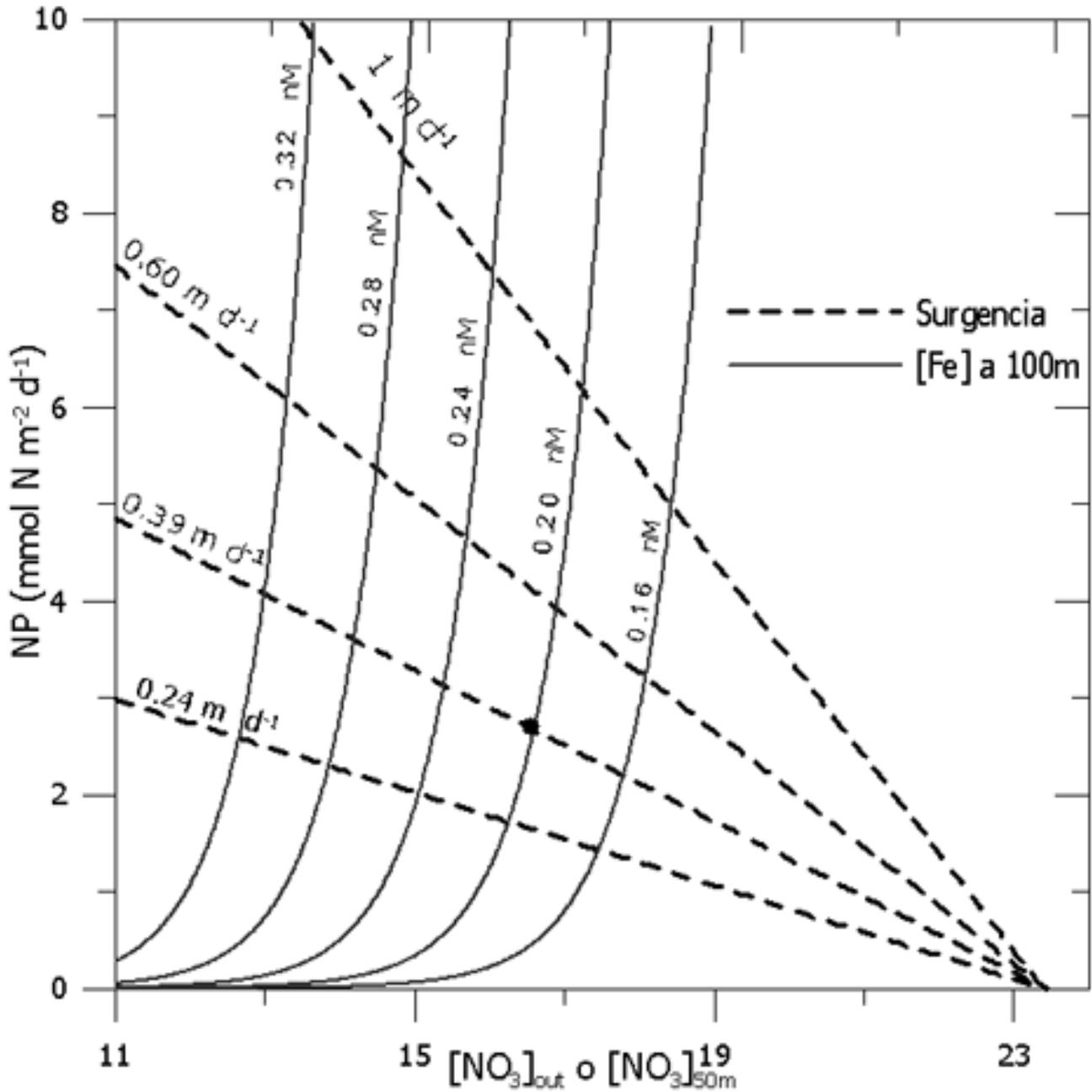
Como se mencionó anteriormente, en algunos casos los valores utilizados no fueron tomados directamente en la Cuenca de Panamá, lo cual genera un error en los cálculos realizados con el modelo. Para juzgar el error se experimentó con un segundo modelo de sensibilidad (FIGURA 7) para el modelo 2, en el cual además del aporte fluvial, se tienen en cuenta variaciones en  $[\text{Fe}]_{\text{up}}$ ,  $\text{N:Fe}_{(\text{up})}$  y en la velocidad de surgencia ( $w$ ).

Para el modelo 2 también se tuvo en cuenta la estacionalidad anual y la variabilidad interanual ocasionada por el fenómeno ENSO. Para la región modelada, durante la fase de El Niño, las precipitaciones disminuyen y por lo tanto la descargas de los ríos también; lo contrario sucede en la fase de La Niña. Estos cambios climáticos deben reflejarse en el aporte fluvial de nutrientes y en las concentraciones de nutrientes en la región y en la nueva productividad resultante. De acuerdo a esto se calculó la nueva productividad en cada uno de los casos y teniendo en cuenta los reportes de caudal mínimo y máximo del Río San Juan (Restrepo y Kjefve, 2000), asumiendo que el caudal máximo corresponde a una fase de La Niña y el caudal mínimo a la fase de El Niño, se obtuvo para las fases de El Niño y la Niña nuevas productividades de  $\sim 223 \text{ mg C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  ( $18.62 \text{ mmol C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ ), y  $\sim 232 \text{ mg C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  ( $19.40 \text{ mmol C m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ ), respectivamente.

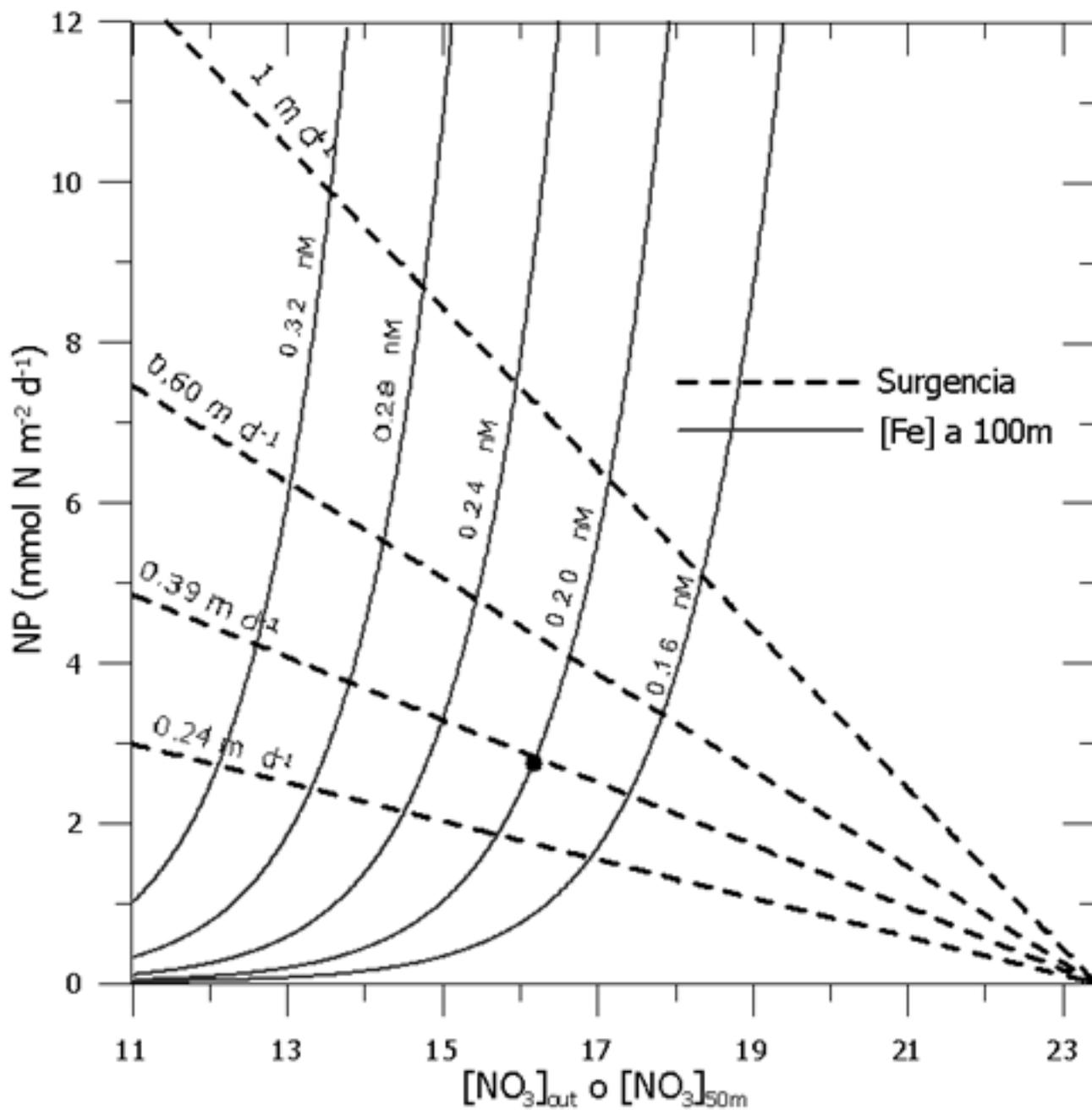
## DISCUSION

Los resultados obtenidos con los dos modelos (TABLA 3) muestran que la NP y la PP es mayor para la Cuenca de Panamá que para el Océano Pacífico central (e.g., Chávez y Barber, 1987; Chávez *et al.*, 1999; Aufdenkampe y Murray, 2002), lo cual es coherente con los valores de clorofila (a) reportados para la Cuenca de Panamá y que a su vez también son mayores que los valores del Pacífico ecuatorial (Chávez *et al.*, 1999; CCCP, 2002; Rodríguez-Rubio y Stuardo, 2002). Sin embargo debe tenerse en cuenta que las aproximaciones obtenidas en este trabajo fueron hechas, en algunos casos, extrapolando valores de otras cuencas, lo cual puede hacer que el modelo sobrestime o subestime la NP o que debido a que antes no se había tenido en cuenta el aporte de nutrientes desde el continente las anteriores estimaciones estuvieran subestimando la NP en el EEP. Este es el caso del aporte fluvial de nutrientes ( $\text{NO}_3$  y Fe), para los que se tuvieron en cuenta los valores promedios para diferentes ríos del mundo (Maybeck, 1982), que no incluye cuencas del margen occidental de Sur América.

De otra parte, la región modelada (Cuenca de Panamá) presenta una variación climática estacional dependiente del movimiento latitudinal de la ITCZ, la cual no sólo afecta el aporte fluvial de nutrientes y la intensidad de la surgencia de Panamá sino también el aporte atmosférico de los nutrientes debido al cambio en la intensidad de los vientos alisios (Prospero y Bonatti, 1969); el cambio en la entrada de Fe atmosférico no se tuvo en cuenta en



**FIGURA 6.** Modelo 1. Experimento de sensibilidad en que la nueva producción (NP) es función de la concentración de los nitratos no utilizados  $[\text{NO}_3]_{\text{out}}$  (el cual es el promedio de la  $[\text{NO}_3]$  a 50 m de profundidad), la velocidad de surgencia ( $w$ ) y la concentración de Fe a 100 m de profundidad ( $[\text{Fe}]_{100\text{m}}$ ). En el gráfico las líneas punteadas representan  $w$  entre  $0.24$ - $1 \text{ m día}^{-1}$ . Las líneas continuas representan la  $[\text{Fe}]_{100\text{m}}$  desde  $0.16$  a  $0.32 \text{ nM}$ . El punto negro es el equivalente a una NP de  $\sim 215 \text{ mg C m}^{-2}\text{día}^{-1}$  ( $2.64 \text{ mmol N m}^{-2}\text{día}^{-1}$ ).



**FIGURA 7.** Modelo 2. Experimento de sensibilidad en que la nueva producción (NP) es función de la concentración de los nitratos no utilizados  $[\text{NO}_3]_{\text{out}}$  (el cual es el promedio de la  $[\text{NO}_3]$  a 50 m de profundidad), la velocidad de surgencia ( $w$ ), la concentración de Fe a 100 m de profundidad ( $[\text{Fe}]_{100\text{m}}$ ) y el aporte fluvial de nutrientes. En el gráfico las líneas punteadas representan la  $w$  desde 0.24 a 1  $\text{m día}^{-1}$ . Las líneas continuas representan la  $[\text{Fe}]_{100\text{m}}$  desde 0.16 a 0.32  $\text{nM}$ . El punto negro es el equivalente a una NP de  $\sim 227 \text{ mg C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$  ( $2.78 \text{ mmol N m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ).

TABLA 2. Definición, valores y unidades de los parámetros utilizados en los modelos 1 y 2.

Parámetro	Definición	Valor	Unidades	Fuente
A	Área ( 77.5°W – 86.5°W y 2.5°N – 5.5°N)	$3.30 * 10^{11}$	m <sup>2</sup>	
Z	Profundidad de la caja (zona eufótica)	50	m	
[NO <sub>3</sub> ]up	Concentración promedio de NO <sub>3</sub> a 100 m	23.43	mmol m <sup>-3</sup>	Levitus <i>et al.</i> , 1994
[Fe] up	Concentración promedio de Fe a 100 m	0.0002	mmol m <sup>-3</sup>	Johnson <i>et al.</i> , 1997
N:Fe (MO)	Relación N:Fe asimilada por el fitoplancton	30000	mol mol <sup>-1</sup>	Aufdenkampe y Murray, 2002
N:Fe (up)	Relación N:Fe disueltos en el agua a 100m	117150	mol mol <sup>-1</sup>	Levitus <i>et al.</i> , 1994
w	Velocidad de surgencia del agua	0.39	m día <sup>-1</sup>	Chávez y Barber, 1987
F <sub>Fe-atm</sub>	Flujo atmosférico de Fe por unidad de área	0.00001	mmol m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup>	Aufdenkampe y Murray, 2002
C:N	Relación C:N asimilada por el fitoplancton	6.8		Chávez y Barber, 1987
v	Vol de agua que entra por surgencia a la caja	$1.287 * 10^{11}$	m <sup>3</sup> día <sup>-1</sup>	
[NO <sub>3</sub> ] ríos	Concentración Promedio de NO <sub>3</sub> en los ríos.	6.0477 4.9252	mmol m <sup>-3</sup>	Chester , 1999 Restrepo y Kjefve, 2004
[Fe] ríos	Concentración Promedio de Fe en los ríos.	0.0072	mmol m <sup>-3</sup>	Cunha <i>et al.</i> , 2004
Q	Descarga del Río San Juan	2550	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	Restrepo y Kjefve, 2000
Qño	Descarga mínima del Río San Juan	1802	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	Restrepo y Kjefve, 2000
Qña	Descarga máxima del Río San Juan	3900	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	Restrepo y Kjefve, 2000

este trabajo y puede ser relevante. Por ejemplo, se estima que un cambio de 1 a 33 nmol Fe m<sup>-2</sup>día<sup>-1</sup> puede ocasionar un aumento de ~1.3 mmol N m<sup>-2</sup>día<sup>-1</sup> en la nueva productividad (Aufdenkampe y Murria, 2002). Medidas de dichas variaciones en el flujo de Fe en la Cuenca de Panamá aún no han sido realizadas.

Como se ha mostrado, la Cuenca de Panamá ha sido vagamente explorada y de allí que se hace necesario la obtención de medidas directas de: (1) [Fe] en la columna de agua, (2) flujo atmosférico de nutrientes, y (3)

concentración de nutrientes en los ríos del Pacífico colombiano. Estas medidas aportarían datos confiables sobre la entrada de nutrientes en la Cuenca de Panamá y la influencia que tiene el aporte continental en el EEP. Las implicaciones son importantes en la comprensión del ciclo global del carbono y en la reconstrucción paleoceanográfica y paleoclimática a escala mileniales y submileniales.

**TABLA 3.** Estimaciones de productividad primaria realizadas en el Pacífico Ecuatorial.

Región	PP (g C m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup> )	Referencias
95 °W - Costa	1.25	Chávez y Barber, 1987
140 °W-Galápagos	0.4 –0.8	Fielder <i>et al.</i> , 1991
Pacífico Central ecuatorial	0.9	Chávez <i>et al.</i> , 1999
Cuenca de Panamá	1.51	Este estudio

## CONCLUSIONES

En el área modelada (Cuenca de Panamá), las variaciones estacionales controlan la entrada de nutrientes, ya sea por surgencia de aguas sub-superficiales, aporte fluvial o la depositación atmosférica. En condiciones normales, se tiene para la zona eufórica una [NO<sub>3</sub>] promedio de 8.5 ±5.2 mmol m<sup>-3</sup> y para los 100m de 23.43±1.11 mmol m<sup>-3</sup>, que durante las fases del fenómeno ENSO se ven modificadas posiblemente por el cambio en la magnitud del aporte fluvial.

Con el fin de estimar la NP y señalar los factores más determinantes en productividad de la Cuenca de Panamá se experimentó con dos modelos de caja simple, de los que resulta una NP de ~215 mg C m<sup>-2</sup>día<sup>-1</sup> sin tener en cuenta el aporte fluvial y una NP de ~227 mg C m<sup>-2</sup>día<sup>-1</sup> teniendo en cuenta la llegada de nutrientes por el aporte fluvial.

El resultado más importante de estos modelos es como el flujo de Fe y NO<sub>3</sub> varía de acuerdo a las diferentes fuentes tenidas en cuenta y a la variación estacional, y como este flujo aumenta cuando el régimen de lluvias (descarga fluvial) aumenta. Por otra parte la entrada de Fe controla la NP sin importar cuanto NO<sub>3</sub> se tenga disponible en la columna de agua. Se puede ver como con el modelo 2, que tiene en cuenta el aporte desde el continente de nutrientes, la PP estimada aumenta frente a la calculada en otros estudios (e.g., Chávez y Barber, 1987; Chávez *et al.*, 1999; Aufdenkampe *et al.*, 2002) en los cuales esté no había sido tenido en cuenta.

La variabilidad en la velocidad de surgencia, la depositación atmosférica y la disponibilidad de nutrientes hacen del EEP una región única y determinante en el entendimiento del ciclo del carbono en el océano. Por esto es necesario obtener datos directos en la zona que permitan calibrar los modelos y así entender los factores que controlan la NP en regiones tipo HNLC.

El siguiente paso en nuestro objetivo de entender el funcionamiento del ciclo del carbono en el EEP es el de coleccionar datos de campo (nutrientes y medidas físico-químicas) tanto en los sistemas fluviales del Pacífico, como en el océano y la atmósfera, que nos permitan calibrar los modelos. El entendimiento del funcionamiento de la bomba biológica y el ciclo del carbono también son importantes en la interpretación paleoceanográfica Cuaternaria de núcleos de sedimentos colectados en la región, que adelanta nuestro grupo de Ciencias del Mar con el apoyo de COLCIENCIAS.

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido posible gracias al apoyo económico de la Universidad EAFIT-COLCIENCIAS dentro del proyecto “Paleoclimas Cuaternarios del norte de Suramérica: registros marinos de alta resolución del margen continental” (Cod 121609-13540), del Área de Ciencias del Mar, Línea de Paleoceanografía. Este estudio también forma parte de la tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra del primer autor. Agradecemos especialmente a los Drs. Mitch Lyle (Boise State University) y Larry Petterson (University of Miami) por interesantes discusiones sobre nuestros modelos.

## REFERENCIAS

- Aufdenkampe, A., Murray, J. (2002). Controls on new production: the role of iron and physical processes. Deep sea Research II, Vol. 49, pp. 2649-2668.
- Barber, R., Chavez, F. (1991). Regulations of primary production rate in the equatorial Pacific. Limnology Oceanography, Vol. 36, pp. 1803-1815.
- Broecker, W.S., Peng, T-H. (1982). Tracers in the Sea. Eldigio press, Lamont-Doherty Geological Observatory, New York, 690 p.

- Capone, D., Zehr, J., Paerl, H., Bergman, B., Carpenter, J. (1997). Trichodesmium, a globally significant marine cyanobacterium. *Science*, Vol. 276, pp.1221-1229.
- Carlson, C., Bates, N., Hansell, D., Steinberg, D. (2001). Carbon Cycle En: *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Elsevier Science Publishers B.V, New York, pp. 390-400.
- Centro Control Contaminacion del Pacifico (CCCP) 2002. *Compilación Oceanográfica de la Cuenca Pacifica Colombiana*. 109 p.
- Chávez, F., Barber, R. (1987). An estimate of new production in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Research*, Vol.34, N° 7, pp. 1229-1243.
- Chávez, F., Strutton, P., Friederich, G., Feely, R., Feldman, G., Foley, D., McPhaden, M. (1999). Biological and chemical response of the equatorial Pacific Ocean to the 1997-98 El Niño. *Science*, Vol. 286, pp. 2126-2131.
- Chester, R. (1999). *Marine Geochemistry*. 2ª Edición. Blackwell Publishing. 506 p.
- Corredor, J., Morell, J. (2001). Seasonal variation of physical and biogeochemical features in eastern Caribbean surface water. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106 (C3), pp. 4517-4525.
- Da Cunha, L., Le Querre, C., Buitenhuis, E., Giraud, X., Ludwig, W. (2004). Potential role of rivers and coastal areas on global ocean biogeochemistry. *Global Biogeochemical Cycles* (en preparación).
- Dugdale, R., Wilkerson, F. (1998). Silicate regulation of new production in the equatorial Pacific upwelling. *Nature*, Vol. 391, pp. 270- 273.
- Dugdale, R., Wilkerson, F. (2001). Sources and fates of silicon in the ocean: the role of diatoms in climate and glacial cycles. *Scientia Marina*, Vol. 65, N° 2, pp. 141-152.
- Farrell, J., Prell, W. (1989). Climatic change and CaCO<sub>3</sub> preservation: an 800000 year bathymetric reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean. *Paleoceanography*, Vol. 4, pp. 447-466.
- Feely, R., Sabine, C., Takahashi, T., Wanninkhof, R. (2001). Uptake and storage of carbon dioxide in the ocean: the global CO<sub>2</sub> survey. *Oceanography*, Vol. 14, N° 4, pp. 18 -32.
- Fiedler, P.; Philbrick, V., Chavez, F. (1991). Oceanic upwelling and productivity in the eastern equatorial Pacific. *Limnology and Oceanography*, Vol. 36, N° 8, pp. 1834 - 1850.
- Johnson, K.; Gordon, M., Coale, K. (1997). What controls dissolved iron concentrations in the world ocean?. *Marine Chemistry*, Vol. 57, pp. 137 - 161.
- Legeckis, R. (1988). Upwelling off the gulfs of Panama and Papagayo in the tropical Pacific during march 1985. *Journal of Geophysical Research*, 93 (C12), pp. 15485-15489.
- Levitus, S.(1994). *World Oceans Atlas*, NOAA, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C. <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/LEVITUS/>
- Lyle, M., Mix, A., Pisias, N. (2002). Patterns of CaCO<sub>3</sub> deposition in the eastern tropical Ocean for the last 150 kyr: Evidence for a southeast Pacific depositional spike during marine isotope stage (MIS) 2. *Paleoceanography*, Vol 17, N° 2, 1013, doi:10.1029/2000PA000538.
- Martin, J. (1990). Glacial-interglacial CO<sub>2</sub> change: the iron hypothesis. *Paleoceanography*, Vol. 5, N°1, pp. 1-13.
- Martin, J., Coale, K., Johnson, K., Fitzwater, S., Gordon, R., Tanner, S., Hunter, C., Elrod, V., Nowiki, J., Coley, T., Barber, R., Lindley, S., Watson, A. J., Scoy, K., Law, C., Liddicoat, M. I., Ling, R., Stanton, T., Stockel, J., Collins, C., Anderson, A., Bidigare, R., Ondrusek, M., Latasa, M., Millero, F. J., Lee, K., Yao, W., Zhang, J., Friederich, G., Sakamoto, C., Chavez, F., Buck, F., Kolber, Z., Greene, R., Falkowski, P., Chisholm, S., Hoge, F., Swift, R., Yungel, J., Turner, S., Nightingale, P., Hatton, A., Liss, P., Tindale, N. W. (1994). Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, Vol. 371, pp. 123-129.
- Millero F. 1996. *Chemical Oceanography*. 2 Edición. CRC Press. 531 p.
- Moore, J., Doney, S., Kleypas, J., Glover, D., Fung, I. (2002). Iron cycling and nutrient-limitation patterns in surface waters of the World Ocean. *Deep-Sea Research II*, Vol. 49, pp. 463-507.
- Morse, J., MacKenzie, F. (1990). *Geochemistry of sedimentary carbonates*. Elsevier Science Publishers B.V, New York, 417 p.
- Peterson, L.C. 2001. *Calcium Carbonates En: Encyclopedia of Ocean Sciences*. Elsevier Science Publishers B.V, New York , pp. 359-368.

- Pilson M. 1998. An Introduction to the Chemistry of the Sea. Prentice-Hall, Inc. 428p.
- Poveda, G., Mesa, O. (2000). On the existence of Lloró (the rainiest locality on earth): Enhance ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet. *Geophysical Research Letters*, Vol 27, N° 11, pp 1675 - 1678.
- Prospero, M., Bonatti, E. (1969). Continental dust in the atmosphere of the Eastern Equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research*, Vol 74, N° 13, pp. 3362 -3371.
- Restrepo, J., Kjerfve, B. (2000). Water discharge and sediment load from the western slopes of the Colombian Andes with focus on Rio San Juan. *Journal of Geology*, Vol. 108, pp. 17-33.
- Restrepo, J.D., Kjerfve, B. (2004). The Pacific and Caribbean Rivers of Colombia: Water Discharge, Sediment Transport and Dissolved Loads. En: *Environmental Geochemistry in Tropical and Subtropical Environments*. Springer Verlag, Berlín, pp 169-187.
- Rodríguez-Rubio, E., Stuardo, J. (2002). Variability of photosynthetic pigments in the Colombian Pacific Ocean and its relationship with the wind field using ADEOS-I data. *Proceedings Indian Academic Sciences (Earth Planet science)*, Vol. 111 (3), pp. 227-236.
- Rodríguez-Rubio, E., Schneider, W., Abarca del Rio, R. (2003). On the seasonal circulation within the Panama Bight derived from satellite observations of wind, altimetry and sea surface temperature. *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, N° 7, 1410, doi:10.1029/2002GL016794, 2003.
- Takahasi, T., Broecker, W.S., Langer, S. (1985). Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, pp. 6907 - 6924.
- Tomczak, M., Godfrey, J. (1994). *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon, New York, 422 p.
- Watson, A., Whitfield, M. (1985). Composition of particles in the global ocean. *Deep sea Research*, Vol. 32, pp. 1023 -1039.
- Wyrski, K. (1974). Equatorial currents in the Pacific 1950 to 1970 and their relations to the trade winds. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 4, pp. 372 - 380.
- Xie S, Xu H, Kessler W, Nonaka M. 2005. Air-sea interaction over the eastern pacific warm pool: gap winds, thermocline dome and atmospheric convection. *Journal of Climate*, Vol 18, N° 1, pp. 5 - 20.

---

---

Trabajo recibido: julio 18 de 2005

Trabajo aceptado: noviembre 21 de 2005