

## New phytoplankton production as a tool to estimate the vertical component of water exchange between the Gulf of California and the Pacific

### Producción fitoplanctónica nueva como herramienta para estimar el componente vertical del intercambio de agua entre el golfo de California y el Pacífico

S Álvarez-Borrego

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Departamento de Ecología Marina, Carretera Ensenada-Tijuana 3918, Ensenada CP 22860, Baja California, México.

E-mail: alvarezb@cicese.mx

**ABSTRACT.** Water exchange between the Gulf of California and the Pacific has a significant vertical component. Surface (0–200 m) gulf water flows out into the Pacific and deep (200–600 m) water flows into the gulf. A biogeochemical method is proposed to estimate this vertical component of water exchange assuming steady state for the concentration of nutrients in the gulf and using the net average annual input of nitrate needed to support new phytoplankton production in the whole Gulf of California ( $P_{\text{NEW}}$ ). An annual average  $P_{\text{NEW}}$  of  $(2586.7 \pm 131.7) \times 10^9 \text{ mol C yr}^{-1}$  was deduced from the literature for the whole gulf and for non-El Niño years. Using the Redfield N:C ratio (16:122), the nitrate needed to support  $P_{\text{NEW}}$  was estimated as  $(339 \pm 17) \times 10^9 \text{ mol yr}^{-1}$ . Annual representative averages of  $\text{NO}_3$ , for the mouth of the gulf and for the depth intervals 0–200 m and 200–600 m, were used to calculate the annual average vertical component of water exchange between the gulf and the Pacific to balance the nitrate needed to support  $P_{\text{NEW}}$  with the net input of nitrate from the Pacific, and the result was  $(0.67 \pm 0.10) \text{ Sv}$  in and out of the gulf. This relatively low value, possibly only ~7% of the whole water exchange, indicates that when considering a particular depth most of the time the inflow from the Pacific is equal or very similar to the outflow. Thus, most of the exchange between the gulf and the Pacific consists of the horizontal component.

*Key words:* Gulf of California, water exchange with the Pacific, new phytoplankton production, nitrate.

**RESUMEN.** El intercambio de agua entre el golfo de California y el Pacífico tiene un componente vertical significativo. Agua superficial (0–200 m) del golfo fluye hacia el Pacífico y agua profunda (200–600 m) fluye hacia dentro del golfo. Se propone un método biogeoquímico para estimar este componente vertical del intercambio de agua suponiendo constancia en la concentración de nutrientes en el golfo y usando el aporte neto promedio anual de nitrato que se requiere para la producción fitoplanctónica nueva de todo el golfo de California ( $P_{\text{NUEVA}}$ ). De la literatura se dedujo un promedio anual de  $P_{\text{NUEVA}}$  igual a  $(2586.7 \pm 131.7) \times 10^9 \text{ mol C año}^{-1}$ , para todo el golfo y para años sin eventos El Niño. Se estimó el nitrato requerido por la  $P_{\text{NUEVA}}$  con la razón N:C de Redfield (16:122) y el resultado fue  $(339 \pm 17) \times 10^9 \text{ mol año}^{-1}$ . Se usaron promedios representativos de  $\text{NO}_3$ , para la boca del golfo y para los intervalos de profundidad 0–200 m y 200–600 m, para calcular el promedio anual del componente vertical del intercambio de agua requerido para balancear el aporte neto de nitrato del Pacífico con el nitrato consumido por la  $P_{\text{NUEVA}}$  del golfo. El resultado fue  $(0.67 \pm 0.10) \text{ Sv}$  en los dos sentidos, hacia el Pacífico y hacia dentro del golfo. Este valor es relativamente bajo, posiblemente sólo ~7% del intercambio total de agua, e indica que cuando se considera una profundidad en particular la mayor parte del tiempo el flujo del Pacífico hacia dentro del golfo es igual o muy similar al flujo hacia afuera del golfo. Por ende, la mayor parte del intercambio entre el golfo y el Pacífico consiste en el componente horizontal.

*Palabras clave:* golfo de California, intercambio de agua con el Pacífico, fotosíntesis nueva, nitrato.

## INTRODUCTION

The Gulf of California is the only evaporative basin of the Pacific (Roden 1964). Despite the strong evaporative forcing, the gulf differs markedly from the Mediterranean and Red Seas, which are the primary evaporative basins of the Atlantic and Indian Oceans. Fundamental differences between the Gulf of California and the Mediterranean and Red Seas may be attributed to a net heat gain from the atmosphere in the former, compared to a net heat loss to the atmosphere in the other two (Bray 1988, Lavín and Organista

## INTRODUCCIÓN

El golfo de California es la única cuenca de evaporación del Pacífico (Roden 1964). A pesar de la pérdida de calor por evaporación, el golfo difiere marcadamente de los mares Mediterráneo y Rojo, que son las cuencas primarias de evaporación de los océanos Atlántico e Índico. Las diferencias fundamentales entre el golfo de California y los mares Mediterráneo y Rojo se pueden atribuir a una ganancia neta de calor de la atmósfera al agua en el primero, comparado con una pérdida de calor hacia la atmósfera en los dos

1988). In the Gulf of California there is an annual mean net atmosphere-water heat flux into the sea of  $>100 \text{ W m}^{-2}$ . This heat has to be exported to the Pacific somehow; otherwise, the gulf's temperature would be increasing (Lavín *et al.* 1997). The Strait of Gibraltar, connecting the Mediterranean with the Atlantic, and the Strait of Bab-el-Mandeb, connecting the Red Sea with the Indian Ocean, are only 14 and 28 km wide, respectively. A large entrance to the Gulf of California ( $>200 \text{ km}$  wide and  $>2500 \text{ m}$  deep) allows for a complex circulation to and from the Pacific (e.g., Mascarenhas *et al.* 2004), including eddies spanning much of the entrance (Emilsson and Alatorre 1997, Pegau *et al.* 2002), and that is another significant difference with the Mediterranean and Red Seas.

Water exchange between the Gulf of California and the Pacific exhibits spatial and temporal variability; it has a large horizontal component with inflow occurring mostly at the center and eastern side of the gulf's entrance, and outflow mostly at the western side, but sometimes showing alternating cores of flow into and out of the gulf (Roden 1972, Castro *et al.* 2006). Integrated transport across the gulf ( $T_{\text{INTz}} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) is the sum of velocities at each depth. When dealing with the average water exchange for a long period (e.g., a yearly average), most of the inflow at a certain depth is balanced by the outflow; if there is a difference it has to be balanced by flow in the opposite direction at another depth and this constitutes the vertical component of water exchange. When integrating velocity across the gulf's entrance for each depth the horizontal component of water exchange is eliminated. The vertical component of water exchange may be defined as the integration of  $T_{\text{INTz}}$  with depth, for layers between depths with zero  $T_{\text{INTz}}$ . This vertical component of water exchange between the Gulf of California and the Pacific consists of less dense, warmer, saltier, and nutrient-poor surface and near-surface water flowing out from the gulf into the Pacific, and to balance this flow, relatively deep, denser, colder, fresher, and nutrient-rich water flows into the gulf. Marinone (2003) used a three-dimensional model to conclude that heat and salt flow out of the gulf in the top 200 m and into the gulf at depths between 200 and 600 m, and that most of the heat budget of the gulf is defined in the upper 350 m. The annual average net heat flux is an export of  $17 \times 10^{12} \text{ W}$  to the Pacific.

The idea of a vertical component of water exchange between the Gulf of California and the Pacific is a century old. Thorade (1909) used ship-drifting data to find that the surface currents of the southern gulf generally agreed with the direction of the wind, and he postulated that surface outflow (and compensating deep inflow) occurred in winter, while surface inflow (deep outflow) occurred in summer. Gilbert and Allen (1943) studied the phytoplankton communities of the central gulf with samples mainly collected during the February–March 1939 *EW Scripps* cruise. Based on the dynamics of these communities, they postulated that a net inflow of deep water and a net outflow of surface water characterize the general circulation of the gulf. As a

mares (Bray 1988, Lavín y Organista 1988). En el golfo de California hay una media anual de flujo neto atmósfera-agua de calor hacia el mar de  $>100 \text{ W m}^{-2}$ . Este calor tiene que ser exportado de alguna forma al Pacífico porque de otra forma la temperatura del golfo estaría aumentando (Lavín *et al.* 1997). El estrecho de Gibraltar, que conecta el Mediterráneo con el Atlántico, y el estrecho de Bab-el-Mandeb, que conecta el mar Rojo con el océano Índico, tienen sólo 14 y 28 km de ancho, respectivamente. El golfo de California tiene una entrada grande ( $>200 \text{ km}$  de ancho y  $>2500 \text{ m}$  de profundidad) que permite que se desarrolle una circulación compleja desde y hacia el Pacífico (e.g., Mascarenhas *et al.* 2004), incluyendo remolinos que abarcan mucho de la entrada (Emilsson y Alatorre 1997, Pegau *et al.* 2002), y eso es otra diferencia significativa con los mares Mediterráneo y Rojo.

El intercambio de agua entre el golfo de California y el Pacífico es variable espacial y temporalmente; tiene un componente horizontal grande con flujo hacia dentro del golfo principalmente en el centro y en el lado oriental de la boca, y flujo hacia afuera principalmente en el lado occidental, pero algunas veces tiene núcleos de flujo hacia dentro y hacia afuera que se alternan (Roden 1972, Castro *et al.* 2006). El transporte integrado a través del golfo ( $T_{\text{INTz}} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) es la suma de las velocidades en cada profundidad. Cuando se tiene el promedio del intercambio de agua para un periodo largo (e.g., un promedio anual), la mayor parte del flujo hacia adentro en una cierta profundidad es balanceado por el flujo hacia afuera; si hay una diferencia ésta tiene que ser balanceada por flujo en la dirección opuesta en otra profundidad y esto constituye el componente vertical del intercambio de agua. Cuando se integra la velocidad a través de la boca del golfo para cada profundidad se elimina el componente horizontal del intercambio. El componente vertical del intercambio de agua se puede definir como la integral de  $T_{\text{INTz}}$  con la profundidad, para capas entre profundidades con  $T_{\text{INTz}}$  igual a cero. Este componente vertical del intercambio de agua entre el golfo de California y el Pacífico consiste en agua superficial y subsuperficial menos densa, más caliente y salada, y pobre en nutrientes que fluye hacia afuera del golfo, y para balancear este flujo, agua profunda más densa, más fría, de menor salinidad y rica en nutrientes fluye hacia dentro del golfo. Marinone (2003) usó un modelo tridimensional y concluyó que el flujo de calor y sal hacia fuera del golfo ocurre en los primeros 200 m, y hacia dentro del golfo a profundidades entre 200 y 600 m, y que la mayor parte del presupuesto de calor del golfo se define en los primeros 350 m. El promedio anual del flujo neto de calor es una exportación de  $17 \times 10^{12} \text{ W}$  hacia el Pacífico.

La idea de este componente vertical de intercambio de agua entre el golfo de California y el Pacífico es de hace un siglo. Thorade (1909) usó datos de deriva de barcos para deducir que las corrientes superficiales de la parte sur del golfo generalmente están de acuerdo con la dirección del viento, y postuló que un flujo superficial hacia afuera del

consequence of this circulation, deep water rich in plant nutrients is brought to the euphotic zone where the nutrients can be utilized by phytoplankton.

Roden (1958) was the first to estimate the water exchange at the mouth of the gulf by using salt and water budget considerations. He estimated the inflow as 1.19 Sv and the outflow as 1.17 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Roden and Groves (1959) again estimated the water exchange by means of the salt budget computation. The resulting inflow and outflow were each 3.5 Sv. Warsh and Warsh (1971) estimated the water exchange based on geostrophic flow at the mouth of the gulf for July 1967 to be at least 3.25 Sv and possibly 3.65 Sv in each direction; their estimates for February 1957 and May 1959 were 2.57 and 3.5 Sv, respectively. Roden (1972) sampled hydrographic stations with closed spacing (9 km) across the entrance to the gulf and produced another estimate to be between 10 Sv (inflow) and 12 Sv (outflow) for early December 1969. More recent geostrophic computations and direct measurements of currents confirm that water exchange at the gulf's entrance is in the order of several Sv ( $>8 \text{ Sv}$ ) (Lavín *et al.* 2009). But, as indicated by Bray (1988), there is no estimate on how much of this flow includes eddies or frontal meanders that do not contribute to the exchange with the Pacific. Bray (1988) has produced the only estimate of the vertical component of water exchange but between the northern and central gulf. She used geostrophic calculations and then integrated transport across the gulf for each depth and, integrating this with depth, water flux was  $0.4 \pm 0.05 \text{ Sv}$ , southward between 0 and 250 m and northward between 250 and 500 m; however, her value for  $T_{\text{INTz}}$  was not zero at 500 m, suggesting a significant vertical component of transport below this depth.

The vertical component of water exchange between the gulf and the Pacific has a very important ecological implication because it is a natural fertilization mechanism for the gulf. Nutrient concentrations have very weak horizontal gradients across the gulf (Álvarez-Borrego *et al.* 1978), but it is well known that they have strong vertical gradients with values increasing with depth (Calvert 1966). Researchers are interested in the vertical component of water exchange because it causes net input of nutrients from the Pacific into the gulf, and also input of other chemical properties increasing with depth, like trace metals and dissolved inorganic carbon dioxide.

In this contribution a biogeochemical method is proposed to estimate the vertical component of water exchange between the gulf and the Pacific. As a first approximation, the concentration of nutrients in the gulf is assumed in steady state. The net annual input of nitrate needed to support new phytoplankton production in the whole Gulf of California ( $P_{\text{NEW}}$ ,  $\text{mol C yr}^{-1}$ ) is used to estimate the vertical component of water exchange.

New production is the fraction of total phytoplankton production supported by the input of nitrate from outside the euphotic zone (Dugdale and Goering 1967), mainly from

golfo (y un flujo compensatorio profundo hacia adentro) ocurría en invierno, mientras que un flujo superficial hacia adentro del golfo (con flujo profundo hacia afuera) ocurría en verano. Gilbert y Allen (1943) estudiaron las comunidades fitoplanctónicas de la parte central del golfo con muestras recolectadas principalmente durante el crucero del *EW Scripps* de febrero a marzo de 1939. Con base en la dinámica de estas comunidades, postularon que la circulación general del golfo está caracterizada por un flujo neto profundo del Pacífico al golfo y un flujo neto superficial del golfo al Pacífico. Como una consecuencia de esta circulación, agua profunda rica en nutrientes es acarreada a la zona eufótica donde puede ser utilizada por el fitoplancton.

Roden (1958) fue el primero que cuantificó el intercambio de agua en la boca del golfo considerando los presupuestos de agua y de sal. Estimó el flujo hacia dentro igual a 1.19 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) y el flujo hacia afuera igual a 1.17 Sv. Roden y Groves (1959) de nuevo estimaron el intercambio de agua por medio del cómputo del presupuesto de sal. El resultado fue 3.5 Sv para los dos flujos. Warsh y Warsh (1971) estimaron el intercambio de agua basándose en flujos geostróficos en la boca del golfo para julio de 1967 y el resultado fue de por lo menos 3.25 Sv y posiblemente 3.65 Sv en cada dirección; sus estimaciones para febrero de 1957 y mayo de 1959 fueron de 2.57 y 3.5 Sv, respectivamente. Roden (1972) muestreó estaciones hidrográficas cercanas (9 km de separación) a través de la entrada del golfo y produjo otra estimación entre 10 (flujo hacia dentro) y 12 Sv (flujo hacia afuera) para el inicio de diciembre de 1969. Cómputos geostróficos más recientes y mediciones directas de corrientes confirman que el intercambio de agua en la entrada del golfo es del orden de algunos Sv ( $>8 \text{ Sv}$ ) (Lavín *et al.* 2009). Pero, como Bray (1988) lo indicó, no se ha estimado cuánto de este flujo incluye el efecto de remolinos o meandros que no contribuyen al intercambio con el Pacífico. Bray (1988) produjo la única estimación del componente vertical del intercambio de agua pero entre el norte y el centro del golfo. Ella realizó cálculos geostróficos e integró el transporte a través del golfo para cada profundidad e, integrando este último con la profundidad, el resultado fue  $0.4 \pm 0.05 \text{ Sv}$  hacia el sur entre 0 y 250 m y hacia el norte entre 250 y 500 m; sin embargo, su valor para  $T_{\text{INTz}}$  fue diferente de cero a 500 m, lo que sugiere un componente vertical del transporte significativo por debajo de esta profundidad.

El componente vertical de intercambio de agua entre el golfo y el Pacífico tiene una implicación ecológica muy importante porque es un mecanismo natural de fertilización. Las concentraciones de nutrientes tienen gradientes horizontales débiles a través del golfo (Álvarez-Borrego *et al.* 1978), pero se conoce muy bien que tienen gradientes verticales fuertes con los valores aumentando con la profundidad (Calvert 1966). El interés en el componente vertical del intercambio de agua radica en que causa el aporte de nutrientes del Pacífico al golfo, y también el aporte de otras propiedades

below the thermocline by vertical eddy diffusion and upwelling. Phytoplankton cells use nutrients recycled within the euphotic zone for regenerated production ( $P_R$ ). Total production ( $P_T$ ) is equal to the sum of both new and regenerated production ( $P_T = P_{NEW} + P_R$ ).

The possibility of other sources of nutrients, besides the input from the Pacific, is discussed with the conclusion that usable forms of nitrogen input by rivers, agricultural runoff, and  $N_2$  fixation by diazotrophs might add to only ~1.5% of the input of nitrate from the Pacific.

## MATERIAL AND METHODS

Hidalgo-González and Álvarez-Borrego (2004) used satellite ocean color data to estimate  $P_T$  and  $P_{NEW}$  for the Gulf of California. From their data, an annual average  $P_{NEW}$  of  $(31.04 \pm 1.58) \times 10^9$  kg C for the whole gulf, for non-El Niño years, was estimated (in this and all following cases the number after  $\pm$  is one standard error,  $s n^{-0.5}$ ). This is equivalent to  $(2586.7 \pm 131.7) \times 10^9$  mol C  $yr^{-1}$  for the whole gulf. Assuming steady state in the gulf, with reference to the concentration of nitrate and other nutrients, this annual average  $P_{NEW}$  value has to be supported by the net nitrate input from the Pacific. Redfield *et al.* (1963) proposed a nitrogen to carbon ratio (N:C) for phytoplankton photosynthesis equal to 16:106 when expressed in moles. Based on chemical data from isopycnal surfaces, Takahashi *et al.* (1985) proposed a "new Redfield" N:C ratio of 16:122 = 0.131. The formula of the hypothetical mean organic molecule corresponding to this ratio is  $(CH_2O)_{80}(CH_2)_{42}(NH_3)_{16}(H_3PO_4)$ , which takes into account that marine phytoplankton often contain considerable quantities of lipid materials such as triglycerides and waxes (Pilson 1998). Thus, the nitrate needed to support the annual average  $P_{NEW}$  for the whole gulf is  $(2586.7 \pm 131.7) \times 10^9(0.131) = (339 \pm 17) \times 10^9$  mol  $yr^{-1}$ .

Knowing the average total annual amount of nitrate that is required to sustain  $P_{NEW}$  for the whole gulf, the average vertical component of water fluxes needed for this net nitrate input from the Pacific into the gulf may be inferred. One way of estimating the net input of nitrate from the Pacific into the gulf, is to calculate the transport out of the gulf in the surface water layer (0–200 m) and into the gulf in the deep layer (200–600 m), and calculate the difference. These depth limits were chosen based on Marinone's (2003) modeled results on heat and salt flows, as mentioned above. Proper averages of nitrate concentration ( $NO_3$ ) for each layer (0–200 and 200–600 m), for the mouth of the gulf, are needed. These  $NO_3$  averages have to be weighted means, where the weighting factor is  $T_{INTz}$  at each depth. There is no published annual average of the vertical profile of  $T_{INTz}$  for the gulf's entrance. As a first approximation, relative values representing the shape of an average vertical profile of  $T_{INTz}$  may be used as the weighting factor. A similar shape to that of the average of the integrated transport profiles ( $m^2 s^{-1}$ ) obtained by Bray

químicas que aumentan con la profundidad, como metales traza y bióxido de carbono inorgánico disuelto.

En esta contribución se propone un método biogeoquímico para estimar el componente vertical del intercambio de agua entre el golfo y el Pacífico. Como primera aproximación a la realidad, se supone que la concentración de nutrientes es constante en el golfo. El aporte neto anual de nitrato requerido para sostener la producción fitoplanctónica nueva de todo el golfo de California ( $P_{NUEVA}$ , mol C  $año^{-1}$ ) se usa para estimar el componente vertical del intercambio de agua.

La  $P_{NUEVA}$  es la fracción de la producción total apoyada por el aporte de nitrato que viene de fuera de la zona eufótica (Dugdale y Goering 1967), principalmente desde abajo de la termoclina por difusión turbulenta y surgencias. Las células del fitoplancton usan los nutrientes que se reciclan en la zona eufótica para la producción regenerada ( $P_R$ ). La producción total ( $P_T$ ) es igual a la suma de la producción nueva y la regenerada ( $P_T = P_{NUEVA} + P_R$ ).

Se discute la posibilidad de otras fuentes de nutrientes, además del aporte del Pacífico, con la conclusión de que las formas utilizables de nitrógeno aportadas por ríos, actividades agrícolas y fijación de  $N_2$  por diazotófos podrían llegar a sólo ~1.5% del aporte de nitrato del Pacífico.

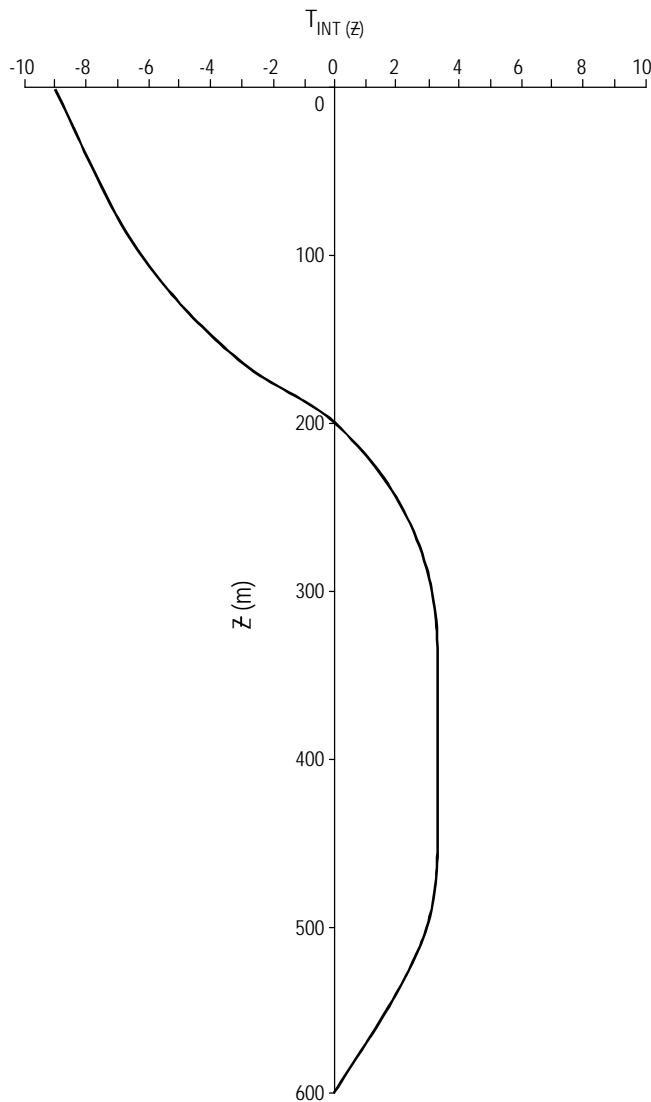
## MATERIALES Y MÉTODOS

Hidalgo-González y Álvarez-Borrego (2004) usaron imágenes de satélite de color del océano para estimar  $P_T$  y  $P_{NUEVA}$  del golfo de California. Con sus datos se estimó un promedio anual de  $P_{NUEVA}$  igual a  $(31.04 \pm 1.58) \times 10^9$  kg C para todo el golfo (en este y todos los casos siguientes el número después de  $\pm$  es un error estándar,  $s n^{-0.5}$ ), para años sin eventos El Niño. Esto es equivalente a  $(2586.7 \pm 131.7) \times 10^9$  mol C  $año^{-1}$ , para todo el golfo. Suponiendo una situación de equilibrio en el golfo, con relación a la concentración de nitrato y otros nutrientes, este promedio anual de  $P_{NUEVA}$  tiene que ser apoyado por el aporte neto de nitrato del Pacífico al golfo. Redfield *et al.* (1963) propusieron una razón de nitrógeno a carbono (N:C) para la fotosíntesis del fitoplancton igual a 16:106 cuando se expresan en moles. Con base en datos químicos de superficies isopícnas, Takahashi *et al.* (1985) propusieron una razón N:C de 16:122 = 0.131. La fórmula de la molécula orgánica media hipotética que corresponde con esta razón es  $(CH_2O)_{80}(CH_2)_{42}(NH_3)_{16}(H_3PO_4)$ , que toma en consideración que el fitoplancton marino a menudo contiene cantidades considerables de lípidos tales como triglicéridos y ceras (Pilson 1998). Por lo tanto, el nitrato requerido para sostener el promedio anual de  $P_{NUEVA}$  para todo el golfo es  $(2586.7 \pm 131.7) \times 10^9(0.131) = (339 \pm 17) \times 10^9$  mol  $año^{-1}$ .

Conociendo la cantidad total promedio anual de nitrato que se requiere para sostener  $P_{NUEVA}$  de todo el golfo, se puede deducir el componente vertical del intercambio de

(1988) from nine oceanographic cruises and Marinone's (2003) results on heat and salt transport were used to generate a  $T_{INTz}$  profile with relative values ( $T_{INT(z)}$ ) for 0–600 m, with zero relative integrated transport at 200 and 600 m (fig. 1). Notice that a depth with zero horizontally integrated velocity ( $T_{INTz}$ ) is not necessarily without motion; it is a depth with equal input and output of water.

The National Oceanographic Data Center (<http://www.nodc.noaa.gov/>) was accessed to obtain  $NO_3$  data to



**Figure 1.** Shape of the annual average of the vertical distribution of water transport integrated across the mouth of the Gulf of California ( $T_{INT(z)}$   $m^2 s^{-1}$ , relative values) (similar to the one proposed by Bray 1988 and modified taking into consideration the result obtained by Marinone 2003).

**Figura 1.** Forma del promedio anual de la distribución vertical del transporte de agua integrado a través de la boca del golfo de California ( $T_{INT(z)}$   $m^2 s^{-1}$ , valores relativos) (similar al propuesto por Bray 1988 y modificado de acuerdo con el resultado de Marinone 2003).

agua necesario para que se dé este aporte neto de nitrato del Pacífico al golfo. Una manera de estimar el aporte neto de nitrato del Pacífico al golfo es calcular el transporte hacia fuera del golfo en la capa de agua superficial (0–200 m) y hacia dentro del golfo en la capa profunda (200–600 m), y calcular la diferencia. Estos límites de profundidad se escogieron con base en los resultados de flujos de sal y calor del modelo de Marinone (2003), como se mencionó anteriormente. Es menester contar con promedios representativos apropiados de la concentración de nitrato ( $NO_3$ ) para cada capa (0–200 y 200–600 m), para la boca del golfo. Estos promedios de  $NO_3$  tienen que ser ponderados, donde el factor de ponderación sea  $T_{INTz}$  en cada profundidad. No hay un perfil vertical del promedio anual de  $T_{INTz}$  publicado para la entrada del golfo. Como una primera aproximación a la realidad, se pueden usar valores relativos que representen la forma del promedio del perfil vertical de  $T_{INTz}$  como factor de ponderación. Se utilizó una forma similar a la del promedio de los perfiles del transporte integrado ( $m^2 s^{-1}$ ) que Bray (1988) obtuvo con datos de nueve cruceros oceanográficos y los resultados de Marinone (2003) sobre el transporte de sal y calor para generar un perfil de  $T_{INTz}$  con valores relativos ( $T_{INT(z)}$ ) para 0–600 m, con transporte integrado igual a cero a 200 y 600 m (fig. 1). Nótese que una profundidad con velocidad integrada horizontalmente ( $T_{INTz}$ ) igual a cero no es necesariamente una profundidad de no movimiento; es una profundidad con igual flujo de agua hacia dentro y hacia afuera.

Se accesó el National Oceanographic Data Center (<http://www.nodc.noaa.gov/>) para obtener datos de  $NO_3$  para generar el perfil vertical promedio para la boca del golfo y para el intervalo de profundidad 0–600 m. Desafortunadamente sólo se consiguió una estación hidrográfica útil. Se obtuvieron datos de otra fuente (SIO-UC 1988) para un total de ocho estaciones hidrográficas (fig. 2). Cuatro de las estaciones se ocuparon en abril (condiciones de “invierno”) y cuatro en octubre (condiciones de “verano”). Idealmente, estas estaciones debieran haberse ocupado en una línea de Cabo San Lucas a Cabo Corrientes, que define la entrada al golfo. El perfil promedio de  $NO_3$  y el de  $T_{INT(z)}$  (figs. 1, 3) se combinaron para generar promedios ponderados de  $NO_3$  para cada capa, 0–200 m y 200–600 m:  $NO_{3(0-200)} = \Sigma(NO_{3(z)}T_{INT(z)}) / \Sigma(T_{INT(z)})$ , con  $z$  cambiando de 0 a 200 m, y de una manera similar para  $NO_{3(200-600)}$ . El promedio anual del flujo neto de agua hacia adentro y hacia afuera del golfo se tomó como incógnita y se representó por  $X Sv$ , o sea  $10^6 X m^3 s^{-1}$ . El promedio ponderado de  $NO_3$  de cada capa se multiplicó por  $10^6 X$  y se transformó a flujo anual de  $NO_3$  ( $(NO_{3(0-200)} mol m^{-3})(10^6 X m^3 s^{-1})(86400 s día^{-1})(365 días año^{-1})$ ). La exportación de  $NO_3$  de la capa superficial se sustrajo de la importación de la capa profunda, y el resultado se igualó a la cantidad de nitrato requerida para  $P_{NUEVA}$  ( $339 \pm 17$ )  $\times 10^9 mol nitrato año^{-1}$ ). Finalmente se despejó  $X$  de esta ecuación.

generate the average profile for the mouth of the gulf and for the 0–600 m depth interval. Unfortunately only one useful hydrographic station was retrieved. Data were obtained from another source (SIO-UC 1988) for a total of eight hydrographic stations (fig. 2). Four of the stations were occupied in April (“winter” conditions) and four in October (“summer” conditions). Ideally, these stations should have been on a line connecting Cape San Lucas with Cape Corrientes, defining the entrance to the gulf. The average  $\text{NO}_3$  profile and the one for  $T_{\text{INT}(Z)}$  (figs. 1, 3) were combined to generate weighted averages for  $\text{NO}_3$  for each layer, 0–200 m and 200–600 m:  $\text{NO}_{3(0-200)} = \Sigma(\text{NO}_{3(Z)} T_{\text{INT}(Z)}) / \Sigma(T_{\text{INT}(Z)})$ , with  $z$  changing from 0 to 200 m, and similarly for  $\text{NO}_{3(200-600)}$ . The annual average vertical component of water flux in and out of the gulf was taken as the unknown and it was represented by  $X \text{ Sv}$  ( $10^6 X \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). The weighted  $\text{NO}_3$  average for each layer (0–200 and 200–600 m) was multiplied by  $10^6 X$ , and each of the two results was transformed into an annual nitrate flux ( $(\text{NO}_{3(0-200)} \text{ mol m}^{-3})(10^6 X \text{ m}^3 \text{ s}^{-1})(86400 \text{ s day}^{-1})(365 \text{ days yr}^{-1})$ ). Then the surface layer export of nitrate was subtracted from the deep layer input, and the result was equated to the annual average amount of nitrate needed to support  $P_{\text{NEW}}$  for the whole gulf  $(339 \pm 17) \times 10^9 \text{ mol yr}^{-1}$ . Finally, using this equation,  $X$  was solved.

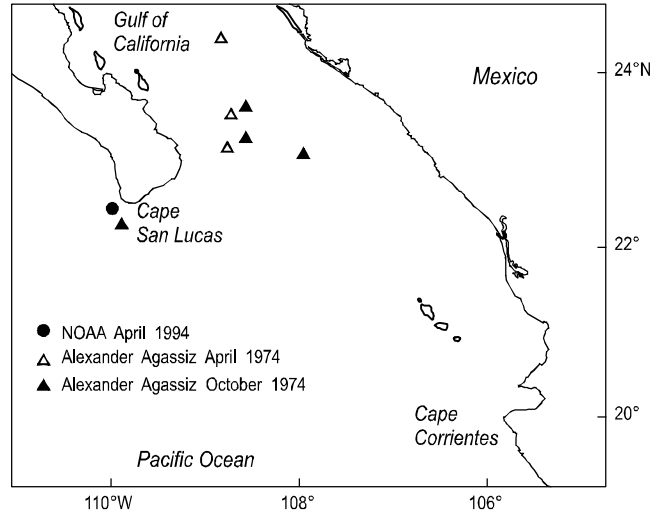
## RESULTS

The average  $\text{NO}_3$  for the mouth of the gulf, for the first 200 m ( $\text{NO}_{3(0-200)}$ ), weighted by  $T_{\text{INT}(Z)}$ , was  $14.37 \pm 1.13 \mu\text{M}$  (standard errors were calculated following D’Hainaut 1978), and the respective weighted average for 200–600 m was  $30.45 \pm 0.50 \mu\text{M}$ . These are equivalent to  $(14.37 \pm 1.13) \times 10^{-3}$  and  $(30.45 \pm 0.50) \times 10^{-3} \text{ mol m}^{-3}$  for 0–200 and 200–600 m, respectively.

The average flux of nitrate out of the gulf in the top layer (0–200 m) was  $((14.37 \pm 1.13) \times 10^{-3} \text{ mol m}^{-3})(10^6 X \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}) = (14.37 \pm 1.13)(10^3 X) \text{ mol s}^{-1}$ , equivalent to  $(453.2 \pm 35.6)(10^9 X) \text{ mol yr}^{-1}$ . Similarly, the average annual flux of nitrate into the gulf in the deep layer (200–600 m) was  $(960.3 \pm 15.8)(10^9 X) \text{ mol yr}^{-1}$ . The difference is the average annual net input of nitrate from the Pacific into the gulf, and it is equal to  $((960.3 \pm 15.8) - (453.2 \pm 35.6))(10^9 X) = (507.1 \pm 51.4)(10^9 X) \text{ mol yr}^{-1}$ . Making this net input of nitrate equal to the one required to support the average annual  $P_{\text{NEW}}$  in the whole Gulf of California  $((507.1 \pm 51.4)(10^9 X) = (339 \pm 17)(10^9))$ , then  $X = (0.67 \pm 0.10) \text{ Sv}$ .

## DISCUSSION

The value deduced for the vertical component of water exchange between the Gulf of California and the Pacific,  $0.67 \pm 0.10 \text{ Sv}$  in and out of the gulf, is an annual average. This relatively low value, possibly only ~7% of the whole water exchange, indicates that when considering a particular



**Figure 2.** Location of hydrographic stations with nutrient data. NOAA data were retrieved from NODC. The *R/V* Alexander Agassiz data were taken from SIO-UC 1988 data report.

**Figura 2.** Estaciones hidrográficas con datos de nutrientes. Los datos de NOAA se obtuvieron del NODC. Los datos del *B/I* se tomaron del reporte SIO-UC 1988.

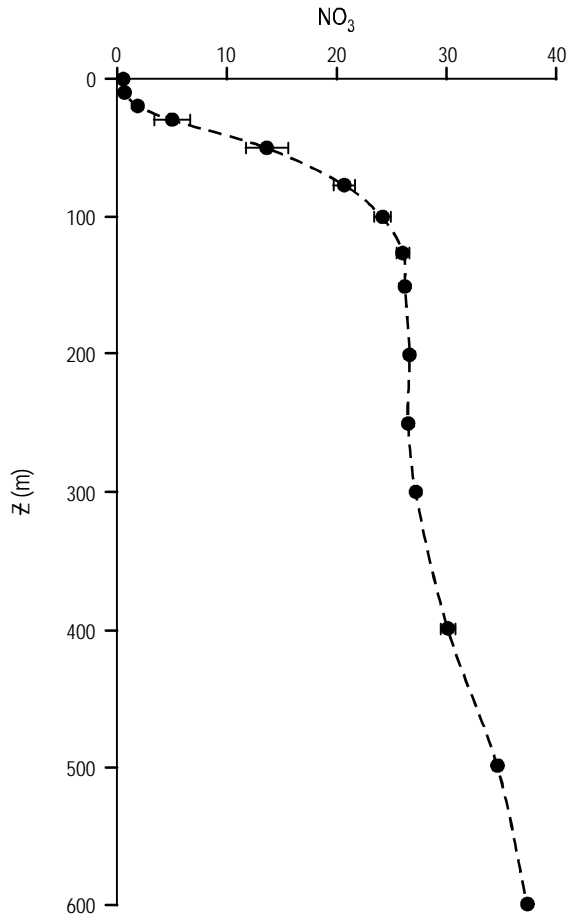
## RESULTADOS

El promedio de  $\text{NO}_3$  para la boca del golfo, para los primeros 200 m ( $\text{NO}_{3(0-200)}$ ), ponderado por  $T_{\text{INT}(Z)}$ , fue  $14.37 \pm 1.13 \mu\text{M}$  (los errores estándares fueron calculados de acuerdo con D’Hainaut 1978), y el promedio ponderado respectivo para 200–600 m fue  $30.45 \pm 0.50 \mu\text{M}$ . Estos valores son equivalentes a  $(14.37 \pm 1.13) \times 10^{-3}$  y  $(30.45 \pm 0.50) \times 10^{-3} \text{ mol m}^{-3}$  para 0–200 m y 200–600 m, respectivamente.

El flujo promedio de nitrato hacia afuera del golfo en la capa superficial (0–200 m) fue  $((14.37 \pm 1.13) \times 10^{-3} \text{ mol m}^{-3})(10^6 X \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}) = (14.37 \pm 1.13)(10^3 X) \text{ mol s}^{-1}$ , equivalente a  $(453.2 \pm 35.6)(10^9 X) \text{ mol año}^{-1}$ . De una manera similar, el flujo promedio anual de nitrato hacia adentro del golfo en la capa profunda (200–600 m) es  $(960.3 \pm 15.8)(10^9 X) \text{ mol año}^{-1}$ . La diferencia es el aporte neto promedio anual de nitrato del Pacífico al golfo, y es igual a  $((960.3 \pm 15.8) - (453.2 \pm 35.6))(10^9 X) = (507.1 \pm 51.4)(10^9 X) \text{ mol año}^{-1}$ . Igualando este aporte neto de nitrato al que se requiere para sostener el promedio anual de  $P_{\text{NUEVA}}$  de todo el golfo de California:  $(507.1 \pm 51.4)(10^9 X) = (339 \pm 17)(10^9)$ ; por lo que  $X = (0.67 \pm 0.10) \text{ Sv}$ .

## DISCUSIÓN

El valor del componente vertical del intercambio de agua entre el golfo de California y el Pacífico,  $0.67 \pm 0.10 \text{ Sv}$  hacia dentro y hacia afuera del golfo, es un promedio anual. Este valor es relativamente bajo, posiblemente sólo ~7% del total del intercambio de agua, e indica que cuando se considera una profundidad en particular la mayor parte del tiempo el



**Figure 3.** Annual average of the vertical distribution of NO<sub>3</sub> (mM) for the mouth of the Gulf of California. The horizontal bar represents  $\pm$  one standard error ( $s n^{-0.5}$ ) and when not shown it is smaller than the symbols.

**Figura 3.** Promedio anual de la distribución vertical de NO<sub>3</sub> (mM) para la boca del golfo de California. Las barras horizontales representan  $\pm$  un error estándar ( $s n^{-0.5}$ ) y donde no se muestra es menor que los símbolos.

depth most of the time the inflow from the Pacific is equal or very similar to the outflow. Thus, most of the exchange between the gulf and the Pacific consists of the horizontal component, and this occurs significantly from 0 to >1000 m (i.e., Roden 1972). Estimates of current speeds by geostrophic calculations are accurate to  $\pm 20\%$  at best (Reid 1959). Thus, the small vertical component of water exchange at the mouth may possibly be lost within the uncertainty of geostrophic computations. Nevertheless, as mentioned above, Bray (1988) was able to estimate it for water exchange between the northern and central gulf.

The net nutrient input to the gulf is not transported to the euphotic zone homogeneously throughout the entire gulf because there are regional differences in its physical dynamics. Upwelling along most of the eastern gulf with “winter” conditions, cyclonic eddies in different parts of the gulf, and

flujo desde el Pacífico es igual o muy similar al flujo hacia el Pacífico. Por lo tanto, la mayoría del intercambio entre el golfo y el Pacífico consiste en el componente horizontal, y éste ocurre significativamente de 0 a >1000 m (i.e., Roden 1972). Las estimaciones de velocidad de corrientes por cálculos geostróficos son exactos en un  $\pm 20\%$  en el mejor de los casos (Reid 1959). Por ende, el componente vertical del intercambio de agua en la boca del golfo posiblemente se pierda en la incertidumbre de los cálculos geostróficos. Sin embargo, como se mencionó antes, Bray (1988) pudo estimarlo para el intercambio entre el norte y el centro del golfo.

El aporte neto de nutrientes del Pacífico al golfo no es transportado a la zona eufótica homogéneamente a través de todo el golfo porque hay diferencias regionales de su dinámica física. Las surgencias a lo largo de la costa este del golfo con condiciones de “invierno”, los remolinos ciclónicos en diferentes partes del golfo y la mezcla intensa en la región de las Grandes Islas a lo largo de todo el año (principalmente con mareas vivas) son mecanismos que transportan aguas ricas en nutrientes a la zona eufótica. Álvarez-Borrego y Lara-Lara (1991) utilizaron datos de <sup>14</sup>C para concluir que las productividades más altas se encuentran en invierno y primavera en la cuenca de Guaymas (hasta  $>4 \text{ g C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ). Esto puede deberse a eventos fuertes de surgencias de “invierno” y al transporte horizontal de aguas mezcladas ricas en nutrientes que se originan en las Grandes Islas y son acarreadas hasta esta cuenca, como lo describieron Badan-Dangon *et al.* (1985) con una secuencia de imágenes satelitales de temperatura. Hay evidencias claras de una variación estacional grande del aporte de nutrientes a la zona eufótica que causa variación de la biomasa fitoplanctónica en el golfo. También hay una variación temporal de la circulación con un componente estacional fuerte. La biomasa y la producción fitoplanctónica son altas en invierno y primavera, y están asociadas a una circulación general anticiclónica; la biomasa y producción son bajas durante el verano y otoño, y están asociadas a una circulación general ciclónica (Bray 1988; Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994a; Beier 1997; Hidalgo-González y Álvarez-Borrego 2001, 2004; Marinone 2003; Kahru *et al.* 2004), aunque también se ha reportado circulación ciclónica fuerte en la entrada del golfo con condiciones de “invierno” (Collins *et al.* 1997). Las surgencias frente a la costa oriental son fuertes y tienen un efecto muy marcado en el fitoplancton, la concentración de clorofila *a* (Chl) puede exceder  $10 \text{ mg m}^{-3}$ , y debido a la circulación por remolinos aumentan la biomasa fitoplanctónica a través del golfo (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994a). Durante las condiciones de “verano”, las surgencias frente a Baja California, con vientos del sureste, tienen un efecto muy débil en la biomasa fitoplanctónica, causando que la Chl aumente sólo a valores alrededor de  $0.5 \text{ mg m}^{-3}$  debido a una estratificación fuerte (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1999) y también porque, en el lado occidental del golfo, los vientos y las corrientes superficiales marinas a menudo fluyen en sentido opuesto (Lluch-Cota 2000). También hay variabilidad interanual dominada

strong mixing off the Midriff Islands throughout the whole year (mainly with spring tides) are mechanisms that transport deep, nutrient-rich water to the euphotic zone. Álvarez-Borrego and Lara-Lara (1991) used  $^{14}\text{C}$  data to conclude that highest productivities are found during winter-spring and in the Guaymas Basin (up to  $>4 \text{ g C m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ ). This may be because of strong “winter” upwelling events and the horizontal transport of nutrient-rich mixed waters carried from the relatively near Midriff Islands into this basin, as described by Badan-Dangon *et al.* (1985) with a sequence of sea surface temperature images. There is clear evidence that there is a large seasonal variation of nutrient input to the euphotic zone causing variability of the phytoplankton biomass in the gulf. There is also a temporal variation of circulation with a strong seasonal component. There is high phytoplankton biomass and production during winter and spring associated with a general anticyclonic circulation, and low biomass and production during summer and autumn associated with a general cyclonic circulation (Bray 1988; Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994a; Beier 1997; Hidalgo-González and Álvarez-Borrego 2001, 2004; Marinone 2003; Kahru *et al.* 2004), although strong cyclonic circulation at the entrance to the gulf has also been reported for “winter” conditions (Collins *et al.* 1997). Upwelling off the eastern coast is strong and has a marked effect on phytoplankton communities, chlorophyll *a* (Chl) concentration can exceed  $10 \text{ mg m}^{-3}$ , and due to eddy circulation it increases the phytoplankton biomass across the gulf (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994a). During “summer”, upwelling off the Baja California coast, with southeasterly winds, has a very weak effect on phytoplankton biomass, causing Chl to increase only to values around  $0.5 \text{ mg m}^{-3}$  because of strong stratification (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1999), and also because on the western side of the gulf winds and sea surface currents often flow in the opposite direction (Lluch-Cota 2000). Also, there is interannual variability dominated by El Niño events (Baumgartner and Christensen 1985, Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994b, Hidalgo-González and Álvarez-Borrego 2004, Kahru *et al.* 2004). Thus, an estimate of the vertical component of water exchange between the Pacific and the gulf as an annual average is a first approximation to reality and there are opportunities for future work on its time variability.

Beman *et al.* (2005) studied the discharge of nutrients from the Yaqui Valley to the gulf and proposed that agricultural runoff may be fueling large phytoplankton blooms in the Gulf of California. However, Ahrens *et al.*'s (2008) largest estimate of annual dissolved inorganic nitrogen coastal loading from the Yaqui Valley was only  $1.93 \times 10^6 \text{ kg of N}$  (equivalent to  $137.9 \times 10^6 \text{ mol N}$ , mostly in reduced forms), which is only  $\sim 0.04\%$  of the net annual input of nitrate from the Pacific to the gulf. Even if we multiply Ahrens *et al.*'s (2008) figure by five, considering the input of inorganic nitrogen from other agricultural valleys like those of the Mayo and Culiacán Rivers, and other smaller ones, the total annual inorganic N input from agricultural runoff to the

por eventos El Niño (Baumgartner y Christensen 1985, Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994b, Hidalgo-González y Álvarez-Borrego 2004, Kahru *et al.* 2004). Por lo tanto, la estimación del componente vertical del intercambio de agua entre el Pacífico y el golfo como un promedio anual es sólo una primera aproximación a la realidad y hay oportunidades para trabajos futuros sobre su variación temporal.

Beman *et al.* (2005) estudiaron el aporte de nutrientes del valle agrícola del Yaqui al golfo y propusieron que el escurrimiento agrícola podría estar produciendo grandes florecimientos de fitoplancton en el golfo de California. Sin embargo, Ahrens *et al.* (2008) estimaron que el aporte anual más grande de nitrógeno inorgánico del valle del Yaqui a la costa era solamente  $1.93 \times 10^6 \text{ kg de N}$  (equivalente a  $137.9 \times 10^6 \text{ mol N}$ , mayormente en formas reducidas), que es sólo  $\sim 0.04\%$  del aporte neto anual de nitrato del Pacífico al golfo. Aun si se multiplica la estimación de Ahrens *et al.* (2008) por cinco, considerando el aporte de nitrógeno inorgánico de otros valles agrícolas como los de los ríos Mayo y Culiacán, y otros más pequeños, el aporte anual total de N inorgánico de los escurrimientos agrícolas al golfo es sólo  $\sim 0.2\%$  del aporte del Pacífico. El escurrimiento agrícola puede tener un impacto muy importante en las lagunas costeras y estuarios, pero la productividad primaria oceánica del golfo es apoyada principalmente por el aporte de nutrientes del Pacífico al golfo. Por otro lado, White *et al.* (2007) estudiaron la fijación de  $\text{N}_2$  en verano, en el golfo central y sur. Estos autores concluyeron que los “florecimientos” de fitoplancton ( $0.68\text{--}0.79 \text{ mg Chl m}^{-3}$ , comparados con una media regional de verano de  $0.38 \text{ mg m}^{-3}$ ) debidos a la fijación de  $\text{N}_2$  son episódicos y en forma de “manchas”, y sólo ocurren de la mitad del golfo a la parte oriental, al sur de las Grandes Islas, lejos de las surgencias frente a la costa occidental y de las aguas mezcladas cercanas a las Grandes Islas. Los florecimientos sostenidos por la fijación de  $\text{N}_2$  ocurren regionalmente en  $\sim 3.7\%$  de las áreas libres de nubes con datos de satélite para periodos de verano. Estos “florecimientos” presumiblemente sostenidos por la fijación de  $\text{N}_2$  pueden resultar en aproximadamente un incremento del doble de Chl y de producción primaria, por encima de la media regional de verano (White *et al.* 2007). Combinando los resultados de White *et al.* (2007) con los de producción primaria total de verano de Hidalgo-González y Álvarez-Borrego (2004) para el centro y sur del golfo, se obtiene una producción primaria sostenida por la fijación de  $\text{N}_2$  igual a  $\sim 0.09 \times 10^9 \text{ kg C}$ , que es sólo  $\sim 0.3\%$  de la estimación de  $\text{P}_{\text{NUEVA}}$  ( $31.04 \pm 1.58 \times 10^9 \text{ kg C año}^{-1}$ ). La producción primaria sostenida por la fijación de  $\text{N}_2$  es muy significativa ecológicamente, pero es despreciable en términos de su contribución a la  $\text{P}_{\text{NUEVA}}$  de todo el golfo.

El nitrato requerido por el promedio anual de  $\text{P}_{\text{NUEVA}}$  para todo el golfo de California ( $339 \pm 17$ )  $\times 10^9 \text{ mol año}^{-1}$  tiene que ser compensado por una exportación, del golfo al Pacífico, de formas reducidas de nitrógeno inorgánico (después de la respiración), nitrógeno orgánico disuelto



gulf is only about ~0.2% of the input from the Pacific. Agricultural runoff may have an important impact on coastal lagoons and estuaries, but the gulf's oceanic primary productivity is mainly driven by the input of nutrients from the Pacific into the gulf. On the other hand, White *et al.* (2007) studied N<sub>2</sub> fixation in the central and southern gulf during summer. They concluded that phytoplankton blooms (0.68–0.79 mg Chl m<sup>-3</sup>, compared to a regional summer mean of 0.38 mg m<sup>-3</sup>) due to N<sub>2</sub> fixation are very patchy and episodic, and they only occur throughout the central to eastern gulf south of the Midriff Islands, away from upwelling off the western coast and from the mixed waters closed to the Midriff Islands. Nitrogen fixation supported blooms occur regionally in ~3.7% of the cloud-free satellite data record for summer periods. These presumed N<sub>2</sub> fixation supported blooms may result in an approximately twofold increase in Chl and primary productivity, above the regional summer mean (White *et al.* 2007). Combining White *et al.*'s (2007) results with those of Hidalgo-González and Álvarez-Borrego (2004) for total primary production in the central and southern gulf during summer, a value of ~0.09 × 10<sup>9</sup> kg C for N<sub>2</sub> fixation supported primary production is calculated, which is only ~0.3% of the estimate for P<sub>NEW</sub> (31.04 ± 1.58) × 10<sup>9</sup> kg C yr<sup>-1</sup>. Nitrogen fixation supported primary production is very significant ecologically, but is negligible in terms of its contribution to annual P<sub>NEW</sub> for the whole gulf.

The nitrate required by the average annual P<sub>NEW</sub> for the whole Gulf of California (339 ± 17) × 10<sup>9</sup> mol yr<sup>-1</sup> has to be compensated by an export, from the gulf to the Pacific, of reduced forms of inorganic nitrogen (after respiration), dissolved organic nitrogen (DON), and particulate organic nitrogen (PON), and also by an export of PON from the pelagic ecosystem to the sediments of the gulf. Using data from the literature it can be concluded that ammonium export to the Pacific is only ~3% of the nitrogen in the form of nitrate that is required by P<sub>NEW</sub>. Based on estimates by Thunell *et al.* (1993), export of PON to the sediments is only ~3% of the nitrogen required by P<sub>NEW</sub>. In the water column, PON is only ~3% of DON. Thus, the majority of reduced nitrogen that is exported from the gulf to the Pacific is in the form of DON. The Gulf of California is an autotrophic system that imports inorganic dissolved nutrients from the Pacific and exports dissolved organic matter.

Based on 1.6 Sv of net water exchange at the mouth of the gulf (Roden and Groves 1959), Calvert (1966) calculated that the Pacific Ocean net supply is approximately 10<sup>11</sup> kg of dissolved silica (in reality H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>) per annum, while his estimate for the total biogenic silica preserved in the sediments of the central gulf was 1.5 × 10<sup>10</sup> kg SiO<sub>2</sub> yr<sup>-1</sup>. Thus, his estimate for the net input of dissolved silica from the Pacific was about seven times the silica preserved in the sediments of the gulf every year. Calvert (1966) demonstrated that there was more dissolved silica input from the Pacific than that needed for the accumulation of biogenic silica in the gulf, and that

(NOD) y nitrógeno orgánico particulado (NOP), y también una exportación de NOP del ecosistema pelágico a los sedimentos del golfo. Se puede concluir, con datos de la literatura, que la exportación de amonio al Pacífico es solamente ~3% del nitrógeno en la forma de nitrato que se requiere por la P<sub>NUEVA</sub>. Con base en las estimaciones de Thunell *et al.* (1993), la exportación de NOP hacia los sedimentos es solamente ~3% del nitrato requerido por P<sub>NUEVA</sub>. En la columna de agua, NOP es solamente ~3% del NOD. Por lo tanto, la mayoría del nitrógeno reducido que es exportado del golfo al Pacífico es en la forma de NOD. El golfo de California es un sistema autotrófico que importa nutrientes inorgánicos disueltos del Pacífico y exporta materia orgánica.

Con base en un intercambio neto de agua de 1.6 Sv en la boca del golfo (Roden y Groves 1959), Calvert (1966) calculó que el océano Pacífico hace un aporte neto de aproximadamente 10<sup>11</sup> kg de silicato disuelto (en realidad H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>) por año al golfo, mientras que su estimación para el ópalo biogénico acumulado en los sedimentos del golfo central fue 1.5 × 10<sup>10</sup> kg SiO<sub>2</sub> año<sup>-1</sup>. Por lo que su estimación del aporte neto de silicato disuelto del Pacífico al golfo fue ~7 veces el ópalo preservado en los sedimentos del golfo cada año. Calvert (1966) demostró que había un aporte neto de silicato disuelto del Pacífico más que suficiente para la generación del ópalo preservado en el golfo, y que no se requería de silicatos disueltos aportados por los ríos. Sin embargo, el exceso de aporte de silicatos disueltos del cálculo de Calvert (1966) no puede ser real porque las concentraciones de silicato disuelto del golfo no están aumentando. El aporte neto de Si disuelto del Pacífico al golfo calculado por Calvert (1966) es muy grande porque consideró el valor del intercambio de agua de Roden y Groves (1959) (1.6 Sv) como si sólo fuera el componente vertical, sin un componente horizontal.

Con un componente vertical del intercambio de agua de (0.67 ± 0.10) Sv, en lugar del valor usado por Calvert (1966) de 1.6 Sv, la estimación del aporte neto de silicato disuelto se disminuye por un factor de 0.67/1.6 = 0.4, resultando en 4 × 10<sup>10</sup> kg SiO<sub>2</sub> año<sup>-1</sup>, que aún es más que el doble de lo estimado para el ópalo preservado en los sedimentos del golfo 1.5 × 10<sup>10</sup> kg SiO<sub>2</sub> año<sup>-1</sup>. Esta diferencia sugiere que el valor 0.67 Sv podría ser una sobrestimación del componente vertical del intercambio de agua entre el golfo y el Pacífico, y esto podría haber resultado si Hidalgo-González y Álvarez-Borrego (2004) sobrestimaron sus valores de P<sub>NUEVA</sub>. El ópalo preservado en los sedimentos del golfo ha sido medido extensa y directamente de muestras tomadas de núcleos de sedimento desde el crucero de 1939 del *EW Scripps* (Revelle 1939, 1950; Calvert 1966; DeMaster 1979; Thunell *et al.* 1994). Por otro lado, no se han realizado incubaciones con <sup>15</sup>NO<sub>3</sub> en el golfo, y no es posible tener una idea de la exactitud de las estimaciones de P<sub>NUEVA</sub> realizadas con base en imágenes de satélite y modelos porque no hay datos *in situ* de cruceros oceanográficos con los cuales hacer una comparación.

there was no need for dissolved silica input from rivers; however, Calvert's (1966) excessive input of dissolved silica from the Pacific cannot be real because the concentrations of dissolved silica in the gulf are not increasing. Calvert's (1966) net input of dissolved Si from the Pacific is too large because he considered Roden and Groves's (1959) water exchange value (1.6 Sv) as if all of it was the vertical component of water exchange, without any horizontal component.

With a vertical component of water exchange of ( $0.67 \pm 0.10$ ) Sv, instead of 1.6 Sv, the estimate for the net input of dissolved silica from the Pacific is decreased by a factor of  $0.67/1.6 = 0.4$ , resulting in  $4 \times 10^{10}$  kg  $\text{SiO}_2 \text{ yr}^{-1}$ , which is still more than double than that estimated for the biogenic silica preserved in the sediments of the gulf ( $1.5 \times 10^{10}$  kg  $\text{SiO}_2 \text{ yr}^{-1}$ ). This difference suggests that the value 0.67 Sv might be an overestimation of the vertical component of water exchange between the gulf and the Pacific, and this could happen if Hidalgo-González and Álvarez-Borrego (2004) overestimated their  $P_{\text{NEW}}$  values. Biogenic silica preserved in the sediments of the gulf has been measured extensively and directly with samples taken from cores since the 1939 *EW Scripps* cruise (Revelle 1939, 1950; Calvert 1966; DeMaster 1979; Thunell *et al.* 1994). On the other hand,  $^{15}\text{NO}_3$  incubations have not been carried out in the gulf, and it is not possible to have an idea of the accuracy of the  $P_{\text{NEW}}$  estimates deduced from modeling satellite data because there are no  $P_{\text{NEW}}$  *in situ* ship data to compare both types of results.

## ACKNOWLEDGEMENTS

JM Domínguez and F Ponce did the art work.

## REFERENCES

- Ahrens TD, Beman JM, Harrison JA, Jewett PK, Matson PA. 2008. A synthesis of nitrogen transformations and transfers from land to the sea in the Yaqui Valley agricultural region of northwest Mexico. *Water Resour. Res.* 44, W00A05, doi:10.1029/2007WR006661.
- Álvarez-Borrego S, Lara-Lara JR. 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. In: Dauphin JP, Simoneit BRT (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. Memoir 47 of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, pp. 555–567.
- Álvarez-Borrego S, Rivera JA, Gaxiola-Castro G, Acosta-Ruiz MJ, Schwartzlose RA. 1978. Nutrientes en el Golfo de California. *Cienc. Mar.* 5: 21–36.
- Badan-Dangon A, Koblinsky CJ, Baumgartner T. 1985. Spring and summer in the Gulf of California: Observations of surface thermal patterns. *Oceanol. Acta* 8: 13–22.
- Baumgartner TR, Christensen N. 1985. Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. *J. Mar. Res.* 43: 825–848.
- Beier E. 1997. A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.* 27: 615–632.
- Beman JM, Arrigo K, Matson PA. 2005. Agricultural runoff fuels large phytoplankton blooms in vulnerable areas of the ocean. *Nature* 434: 211–214.
- Bray NA. 1988. Thermohaline circulation in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 93: 4993–5020.
- Calvert SE. 1966. Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 77: 569–596.
- Castro R, Durazo R, Mascarenhas A, Collins CA, Trasviña A. 2006. Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. *Deep-Sea Res. I* 53: 188–200.
- Collins CA, Garfield N, Mascarenhas Jr A, Spearman MG, Rago TA. 1997. Ocean currents across the entrance to the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 102(C9): 20927–20936.
- D'Hainut L. 1978. Cálculo de Incertidumbres en las Medidas. Trillas, México DF, 230 pp.
- DeMaster DJ. 1979. The marine budgets of silica and  $^{32}\text{Si}$ . PhD thesis, Yale University, New Haven, Connecticut, 308 pp.
- Dugdale RC, Goering JJ. 1967. Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr.* 12: 196–206.
- Emilsson I, Alatorre MA. 1997. Evidencias de un remolino ciclónico de mesoescala en la parte sur del Golfo de California. En: Lavín MF (ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía 3, Unión Geofísica Mexicana, Ensenada, Baja California, pp. 173–182.
- Gilbert JY, Allen WE. 1943. The phytoplankton of the Gulf of California obtained by the "E.W. Scripps" in 1939 and 1940. *J. Mar. Res.* 5: 89–110.
- Hidalgo-González RM, Álvarez-Borrego S. 2001. Chlorophyll profiles and the water column structure in the Gulf of California. *Oceanol. Acta* 24: 19–28.
- Hidalgo-González RM, Álvarez-Borrego S. 2004. Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from the satellite sensor SeaWiFS. *Deep-Sea Res. II* 51: 739–752.
- Kahru M, Marinone SG, Lluch-Cota SE, Parés-Sierra A, Mitchell BG. 2004. Ocean-color variability in the Gulf of California: Scales from days to ENSO. *Deep-Sea Res. II* 51: 139–146.
- Lavín MF, Organista S. 1988. Surface heat flux in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 93: 14033–14038.
- Lavín MF, Beier E, Badan A. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. In: Lavín MF (ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana, Ensenada, Baja California, pp. 141–171.
- Lavín MF, Castro R, Beier E, Godínez VM, Amador A, Guest P. 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *J. Geophys. Res.* 114:C02025, doi:10.1029/2008JC004896.
- Lluch-Cota SE. 2000. Coastal upwelling in the eastern Gulf of California. *Oceanol. Acta* 23: 731–740.
- Marinone SG. 2003. A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 108(C10), 3325, doi: 10.1029/2002JC001720.
- Mascarenhas Jr AS, Castro R, Collins CA, Durazo R. 2004. Seasonal variation of geostrophic velocity and heat flux at the

## AGRADECIMIENTOS

JM Domínguez y F Ponce realizaron el trabajo artístico de las figuras.

- entrance to the Gulf of California, Mexico. *J. Geophys. Res.* 109, C07008, doi: 10.1029/2003JC002124.
- Pegau WS, Boss E, Martínez A. 2002. Ocean color observations of eddies during the summer in the Gulf of California. *Geophys. Res. Lett.* 29: 1–3, doi:10.1029/2001GL014076.
- Pilson ME. 1998. *An Introduction to the Chemistry of the Sea*. Prentice Hall, Pearson Education, Upper Saddle River, 431 pp.
- Redfield AC, Ketchum BH, Richards FA. 1963. The influence of organisms on the composition of seawater. In: Hill MN (ed.), *The Sea*. Vol. 2. Interscience, New York, pp. 26–77.
- Reid RO. 1959. Influence of some errors in the equation of state on observations of geostrophic currents. *Proc. Conf. Phys. Chem. Prop. Sea Water*, Easton, Md. 1958. National Academy of Sciences, Washington DC.
- Revelle RR. 1939. Sediments of the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 50: 1929.
- Revelle RR. 1950. Sedimentation and oceanography: Survey of field observations, Pt. 5 of 1940 EW Scripps cruise to the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Mem.* 43: 1–6.
- Roden GI. 1958. Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. *Pac. Sci.* 12: 21–45.
- Roden GI. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. In: van Andel TjH, Shor GG (eds.), *Marine Geology of the Gulf of California*. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 3, pp. 30–58.
- Roden GI. 1972. Thermohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and in the Revillagigedo Islands region. *J. Phys. Oceanogr.* 2: 177–183.
- Roden GI, Groves GW. 1959. Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *J. Mar. Res.* 18: 10–35.
- Santamaría-del-Ángel E, Álvarez-Borrego S, Müller-Karger FE. 1994a. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99: 7411–7421.
- Santamaría-del-Ángel E, Álvarez-Borrego S, Müller-Karger FE. 1994b. The 1982–1984 El Niño in the Gulf of California as seen in coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99: 7423–7431.
- Santamaría-del-Ángel E, Álvarez-Borrego S, Millán-Núñez R, Müller-Karger FE. 1999. Sobre el efecto de las surgencias de verano en la biomasa fitoplanctónica del Golfo de California. *Rev. Soc. Mex. Hist. Nat.* 49: 207–212.
- SIO-UC. 1988. Data Report. Scripps Institution of Oceanography Reference 88-6. University of California at San Diego, La Jolla, 55 pp.
- Takahashi T, Broecker WS, Langer S. 1985. Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. *J. Geophys. Res.* 90: 6907–6924.
- Thorade H. 1909. Über die Kalifornische Meeresströmung. *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol.* 37: 17–34, 63–76.
- Thunell R, Pride CJ, Tappa E, Müller-Karger FE. 1993. Varve formation in the Gulf of California: Insights from time series sediment trap sampling and remote sensing. *Quat. Sci. Rev.* 12: 451–464.
- Thunell R, Pride CJ, Tappa E, Müller-Karger FE. 1994. Biogenic silica fluxes and accumulation rates in the Gulf of California. *Geology* 22: 303–306.
- Warsh CE, Warsh KL. 1971. Water exchange at the mouth of the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 76: 8098–8106.
- White AE, Prahl FG, Letelier RM, Popp BN. 2007. Summer surface waters in the Gulf of California: Prime habitat for biological N<sub>2</sub> fixation. *Glob. Biogeochem. Cycles* 21: 1–11, GB2017, doi:10.1029/2006GB002779.

*Received October 2010,  
received in revised form November 2011,  
accepted December 2011.*