

# EFECTO DE LA MEZCLA VERTICAL SOBRE LA DISTRIBUCION DE NUTRIENTES Y FITOPLANCTON EN DOS REGIONES DEL GOLFO DE CALIFORNIA, EN VERANO

*Vertical Mixing Effect on the Distribution of Nutrients and Phytoplankton in Two  
Regions of the Gulf of California, During Summer*

María Del Carmen Cortés-Lara<sup>1</sup>, Saúl Álvarez-Borrego<sup>2,3</sup>  
y Alma D. Giles-Guzmán<sup>2</sup>.

---

## RESUMEN

---

En verano de 1990 se estudió la distribución espacial de los nutrientes y el fitoplancton en la boca y en la región de las grandes islas del Golfo de California. En esta última existe una alta velocidad de disipación de energía de marea, por lo que se muestreó dos veces, una con mareas posmuertas y otra con posivas, para comparar el efecto de la mayor estratificación con el de la mayor mezcla. En esta región la columna de agua estuvo más estratificada en verano ( $>75 \text{ J m}^{-3}$ ) que lo reportado para el sur del Golfo en invierno ( $<60 \text{ J m}^{-3}$ ). En la boca la estratificación fue  $260\text{-}310 \text{ J m}^{-3}$ , y las concentraciones superficiales de nutrientes y clorofila *a* (Chl) fueron típicas de las aguas oligotróficas de verano del Pacífico tropical oriental (Chl desde muy bajas hasta  $0.3 \text{ mg m}^{-3}$ ). En esta área se presentó un máximo profundo de Chl de hasta  $1.8 \text{ mg m}^{-3}$ , a 20-40 m. En la región de las grandes islas, la concentración superficial de nutrientes no fue limitante para el crecimiento del fitoplancton ( $\text{NO}_3$  hasta  $13 \mu\text{M}$  comparada con la máxima de invierno de 16), pero la turbulencia acarrea una fracción del mismo ( $>30\%$ ) por debajo de la zona eufótica hasta  $>200 \text{ m}$ , lo cual disminuye la fotosíntesis. Las mayores abundancias de fitoplancton con mareas posivas evidenciaron un mayor flujo de nutrientes hacia la superficie que con mareas posmuertas. Los máximos de Chl casi siempre fueron superficiales con mareas posivas, y en algunos casos aún con mareas posmuertas, con valores hasta un orden de magnitud mayores que los valores superficiales de la boca.

**Palabras clave:** Golfo de California, mezcla vertical, nutrientes, fitoplancton, verano

---

## ABSTRACT

---

The spatial distributions of nutrients and phytoplankton for the mouth and the midriff islands region of the Gulf of California, are described for summer of 1990. There is a high velocity of tidal energy dissipation in the midriff islands region. Thus, we sampled twice there, with post-neap and with post-spring tides, to compare the effect of the greatest stratification with that of the greatest mixing. In this region the water column was more stratified in summer ( $>75 \text{ J m}^{-3}$ ) than what has been reported for winter for the southern Gulf ( $<60 \text{ J m}^{-3}$ ). Stratification was  $260\text{-}310 \text{ J m}^{-3}$  at the mouth, and surface concentrations of nutrients and chlorophyll *a* (Chl) were typical of the summer oligotrophic waters of the eastern tropical Pacific (Chl from very low values up to  $0.3 \text{ mg m}^{-3}$ ). In this area, there was a deep Chl maximum at 20-40 m, of up to  $1.8 \text{ mg m}^{-3}$ . In the midriff islands region, surface nutrient

1. Universidad Autónoma de Guadalajara, Puerto Vallarta, Jalisco, México.

2. CICESE, Departamento de Ecología, Ensenada, Baja California, México.

3. Universidad Autónoma de Baja California, Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Ensenada, Baja California, México.

concentrations were not limiting for phytoplankton growth ( $\text{NO}_3$  up to  $13 \mu\text{M}$  compared with the winter maximum of 16), but turbulence carries a fraction of Chl ( $>30\%$ ) below the euphotic zone down to  $>200 \text{ m}$ , and this decreases photosynthesis. Greatest abundances of phytoplankton with post-spring tides were an evidence of a larger nutrient flux to the surface than with post-summer tides. Chl maxima were almost always at the surface with post-spring tides, and in some cases even with post-summer tides, with values up to an order of magnitude larger than surface values of the mouth.

**Key words:** Gulf of California, vertical mixing, nutrients, phytoplankton, summer

### Introducción

En el norte del Golfo de California la energía de marea se disipa con gran velocidad. Los valores máximos de disipación de energía del componente  $M_2$  se presentan en la zona de las grandes islas (Tiburón y Angel de la Guarda) (hasta  $>0.3 \text{ W m}^{-2}$ ). Al sur de las grandes islas los valores de disipación de energía de marea son despreciables (Argote *et al.*, 1995). En las cercanías de las grandes islas se forman corrientes de marea muy fuertes, principalmente en los canales. Badan-Dangon *et al.* (1991) midieron corrientes  $>1.5 \text{ m s}^{-1}$  con mareas vivas.

La alta disipación de energía en la zona de las grandes islas causa una mezcla vertical muy intensa, lo cual a su vez produce las más altas concentraciones superficiales de nutrientes del Golfo (Álvarez-Borrego *et al.*, 1978). Estos últimos autores encontraron las más bajas concentraciones superficiales de nutrientes del Golfo en la parte sur. Simpson *et al.* (1994) generaron datos de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) y salinidad (S), en el crucero en el que se obtuvieron los datos de nuestro trabajo, para estudiar la mezcla por marea en la zona del umbral entre las islas San Esteban y San Lorenzo y concluyeron que incluye un componente del Agua Intermedia del Pacífico (AIP), fría y de relativa baja salinidad, y cuyo núcleo está por debajo de  $500 \text{ m}$ . El AIP tiene altas concentraciones de nutrientes (Álvarez-Borrego *et al.*, 1978).

En el Golfo de California los vientos noroestes prevalecen de noviembre a mayo causando surgencias intensas en la costa oriental (condiciones de "invierno"); y los surestes prevalecen el resto del año causando la entrada al Golfo del Agua Tropical del Pacífico Oriental, más caliente y oligotrófica (condiciones de "verano"). Desde junio hasta septiembre las isoterms superficiales son paralelas al Golfo con agua más caliente en la parte oriental (Álvarez-Borrego, 1983).

Paden *et al.* (1991) describieron para la región de las grandes islas una modulación quincenal de los gradientes de  $^{\circ}\text{C}$  superficial, con una fuerte dis-

minución de  $^{\circ}\text{C}$  dos a tres días después de la marea más amplia. Hidalgo-González *et al.* (1997) reportaron para esta región del Golfo valores mayores de presión parcial superficial del  $\text{CO}_2$  con mareas postvivas que con mareas postmuertas. Los resultados de Paden *et al.* (1991) y González-Hidalgo *et al.* (1997) indican que posiblemente existe una modulación quincenal del aporte de nutrientes a la superficie en esta zona del Golfo, con mayores concentraciones superficiales y subsuperficiales con mareas postvivas.

Gaxiola-Castro *et al.* (1995) estudiaron la distribución de la concentración de clorofila *a* (Chl) y productividad primaria (PP), y su relación con la estructura física del Golfo de California, para invierno de 1990. Estos autores reportaron la más baja estratificación de la columna de agua en la zona de las grandes islas, asociada con altas Chl's superficiales y relativamente baja PP; y reportaron valores altos de Chl y PP asociados con estratificación moderada o relativamente fuerte en la parte central y sur del Golfo. Santamaría-Del-Angel *et al.* (1994) utilizaron datos de Chl de satélite y reportaron altas Chl's para la mayor parte del Golfo con condiciones de "invierno", y bajos valores con condiciones de "verano" (alrededor de  $0.15 \text{ mg m}^{-3}$ ) con excepción de la zona de las grandes islas y el Alto Golfo donde Chl fue hasta  $>1.0 \text{ mg m}^{-3}$ .

El objetivo del presente trabajo es complementar la información reportada por Santamaría-Del-Angel *et al.* (1994) y Gaxiola-Castro *et al.* (1995) con datos de nutrientes y fitoplancton obtenidos con muestreo directo en verano, en dos zonas del Golfo diferentes con relación a la mezcla por mareas: la región de las grandes islas y la boca. Nuestro trabajo es una contribución al conocimiento de una estación del año en que la información es muy escasa para el Golfo de California. De 38 cruceros oceanográficos que se realizaron entre 1939 y 1986 sólo uno fue en julio (1967), y no se tomaron muestras de Chl y fitoplancton; la mayoría de los cruceros están concentrados en marzo-mayo y noviembre (Torres-Orozco, 1993). Además, con el fin de probar la hipótesis de que en la región de las grandes islas el

flujo de nutrientes hacia la superficie es mayor con mareas positivas que con posmuertas, se muestreó en ambas. De acuerdo con Simpson y Bowers (1981), el mínimo y máximo de estratificación ocurre dos a tres días después de las mareas vivas y muertas, respectivamente.

### Materiales y métodos

Se muestrearon tres transectos en el crucero del USNS De Steiguer de la naval americana, del 18 de julio al 1 de agosto de 1990: el transecto L, ubicado al sur de Angel de la Guarda, a lo largo del Canal de Ballenas hasta la parte norte de la cuenca de Guaymas; el transecto E, desde un punto al sureste de Angel de la

Guarda hasta un punto al sureste del extremo sur del transecto L; y el transecto M en la boca del Golfo (fig. 1). Los transectos L y E se muestrearon dos veces: dos a tres días después de la marea menos amplia (18-20 de julio) y dos a tres días después de la marea más amplia (24-26 de julio).

Se utilizó un CTD Neil-Brown, equipado con roseta con botellas Niskin de 1.7 L. Godínez *et al.* (1994) y Godínez *et al.* (1994) reportaron los datos de T°C y S. Las muestras de nutrientes ( $\text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$  y  $\text{PO}_4$ ) se guardaron en botellas Nalgene de 500 ml y se congelaron hasta su análisis en el laboratorio de Ensenada. El análisis se realizó siguiendo el método descrito por Parsons *et al.* (1984), con un espectrofotómetro Milton Roy Spectronic 1001 Plus.

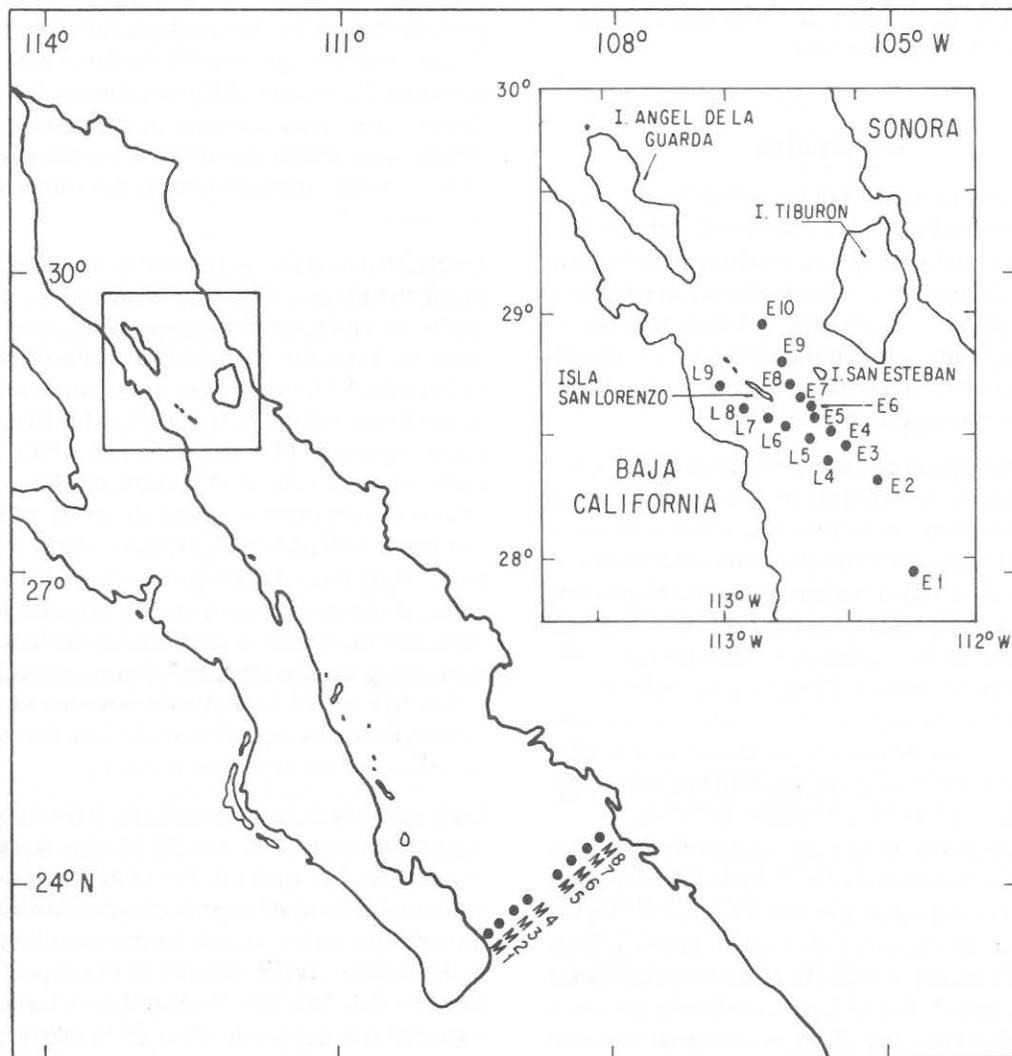


Figura. 1. Golfo de California con la posición geográfica de las estaciones muestreadas.

Para el análisis de Chl se colectaron de 250 a 500 ml de agua, se les agregó 1 ml de solución saturada de  $MgCO_3$ , y se filtraron a bordo usando una bomba de vacío y filtros Millipore de 22 mm de diámetro y 0.45  $\mu m$  de poro. Los filtros se colocaron en papel de aluminio y se congelaron hasta su análisis en el laboratorio de Ensenada. El análisis se realizó siguiendo el método descrito por Parsons *et al.* (1984), con el espectrofotómetro mencionado anteriormente. Las muestras de fitoplancton se colectaron en botellas de nalgene oscuras de 250 ml. Se preservaron con solución lugol con base de acetato de sodio, en proporción 1:100 (lugol:muestra) (Descolas-Gros, 1978). La abundancia a nivel de género se estimó con la técnica Utermöhl (1958) de microscopio invertido. En lo que sigue se utiliza el término nanoflageladas para denominar a los organismos  $<10 \mu m$ . Las células que formaban cadenas se contaron en forma individual.

### Resultados

La turbulencia causada por las corrientes de marea sobre el umbral entre las islas San Esteban y San Lorenzo es tan fuerte que su efecto se percibe en la superficie a simple vista como una línea con remolinos intensos que une las dos islas. Además, también se perciben a simple vista las manifestaciones superficiales de las ondas internas (zonas con mayor y menor corrugamiento superficial por oleaje).

Sin embargo, a pesar de los intensos procesos de mezcla en esta región, la columna de agua mantuvo una estratificación fuerte en verano. La estructura de la columna de agua varió mucho con la localidad y el tiempo en esta zona. En algunos casos la termoclina comenzó en la superficie, con una distribución vertical de  $T^{\circ}C$  en forma de escalones; en otros primero hubo una capa de mezcla de 20 m de profundidad (no ilustrados); y en los casos extremos se presentó una capa superficial de unos 80 m donde la  $T^{\circ}C$  sólo disminuyó 1.6  $^{\circ}C$ , y luego se presentó una termoclina escalonada (fig. 2a). En esta región la  $T^{\circ}C$  superficial presentó un gradiente horizontal muy marcado con 24.7 $^{\circ}C$  en la estación E5, 26.7 $^{\circ}C$  en la E10 al norte, y 29.9 $^{\circ}C$  en la E2 al sur. A 100 m la  $T^{\circ}C$  fue 19.9 $^{\circ}C$  en la estación E5, 20.7 $^{\circ}C$  en la E10, y 19.4 $^{\circ}C$  en la E2. En la superficie S fue cerca de 35.00, presentó un máximo a 50-170 m, con 35.08-35.17, y luego disminuyó con la profundidad (fig. 2a). Esto se comparó con una termoclina más uniforme y más fuerte en la boca, con  $T^{\circ}C$  superficial de 28.6-30.5 $^{\circ}C$ , una capa de mezcla

de sólo 8-15 m, y 16.3-20.1 $^{\circ}C$  a 100 m. Las  $T^{\circ}C$ 's superficiales más bajas de la boca se presentaron en la parte occidental y las más altas en el centro y en la parte oriental. En la boca, S presentó valores superficiales de 34.5-34.6, disminuyó a un mínimo de 34.48 a 50-70 m (Agua Superficial del Pacífico Tropical Oriental), aumentó a un máximo de 34.86-34.96 a 120-140 m (Agua Subsuperficial Subtropical), y luego disminuyó con la profundidad (hacia el núcleo del Agua Intermedia del Pacífico) (fig. 2b).

En la región de las grandes islas se presentó una clara estructura vertical de las variables químicas y biológicas aún con mareas postivas. En el Canal de Ballenas (L) a menudo la nutriclina comenzó muy cerca de la superficie, con  $NO_3$  hasta  $>10 \mu M$  a 50 m (fig. 3). En general, en esta zona la diferencia entre las concentraciones de nutrientes con mareas postivas y postmuertas no fue clara, aunque hubo una mayoría de casos en los que fueron mayores con mareas postivas. La estación L9, por ejemplo, fue un caso donde las concentraciones de nutrientes fueron mayores con mareas postmuertas. Los valores de  $NO_2$  fueron los más similares con las dos condiciones de marea (fig. 3).

En el Canal de Ballenas la distribución vertical de los nutrientes fue muy irregular, con máximos y mínimos a diferentes profundidades, aunque en general aumentaron con la profundidad, con excepción de  $NO_2$ . Los valores de  $NO_2$  mostraron un máximo muy bien definido con valores de hasta 0.9  $\mu M$ , a 50 m (fig. 3). En la superficie  $PO_4$  alcanzó 2  $\mu M$  y  $NO_3$  3.4  $\mu M$  (tabla 1). A 150-300 m  $PO_4$  alcanzó valores  $>5 \mu M$  (los cuales son excepcionalmente altos).  $NO_3$  alcanzó valores  $>40 \mu M$  y  $SiO_2$  alcanzó valores  $>120 \mu M$  a  $>250$  m (fig. 3). El comportamiento de las concentraciones de nutrientes en el transecto E (no ilustrado) fue similar al del Canal de Ballenas. En el transecto E, el máximo de  $PO_4$  superficial fue 2.7  $\mu M$ , y el de  $NO_3$  fue 13.1  $\mu M$ . En los transectos L y E, los valores máximos superficiales de  $SiO_2$  fueron cerca del triple que los de la boca (tabla 1).

En la mayoría de las estaciones de la boca del Golfo sólo se muestreó de los 50 m superiores para nutrientes. En general, las concentraciones de nutrientes de las aguas superficiales de esta zona fueron menores que en la región de las grandes islas (figs. 3 y 4). En la boca, el valor máximo de  $PO_4$  superficial fue 0.6  $\mu M$  y el de  $NO_3$  fue 1.9  $\mu M$  (tabla 1). La nutriclina comenzó por debajo de 40 m en la mayoría de las localidades, pero hubo excepciones como la estación M4 en donde comenzó a 10 m (fig. 4). El máximo de

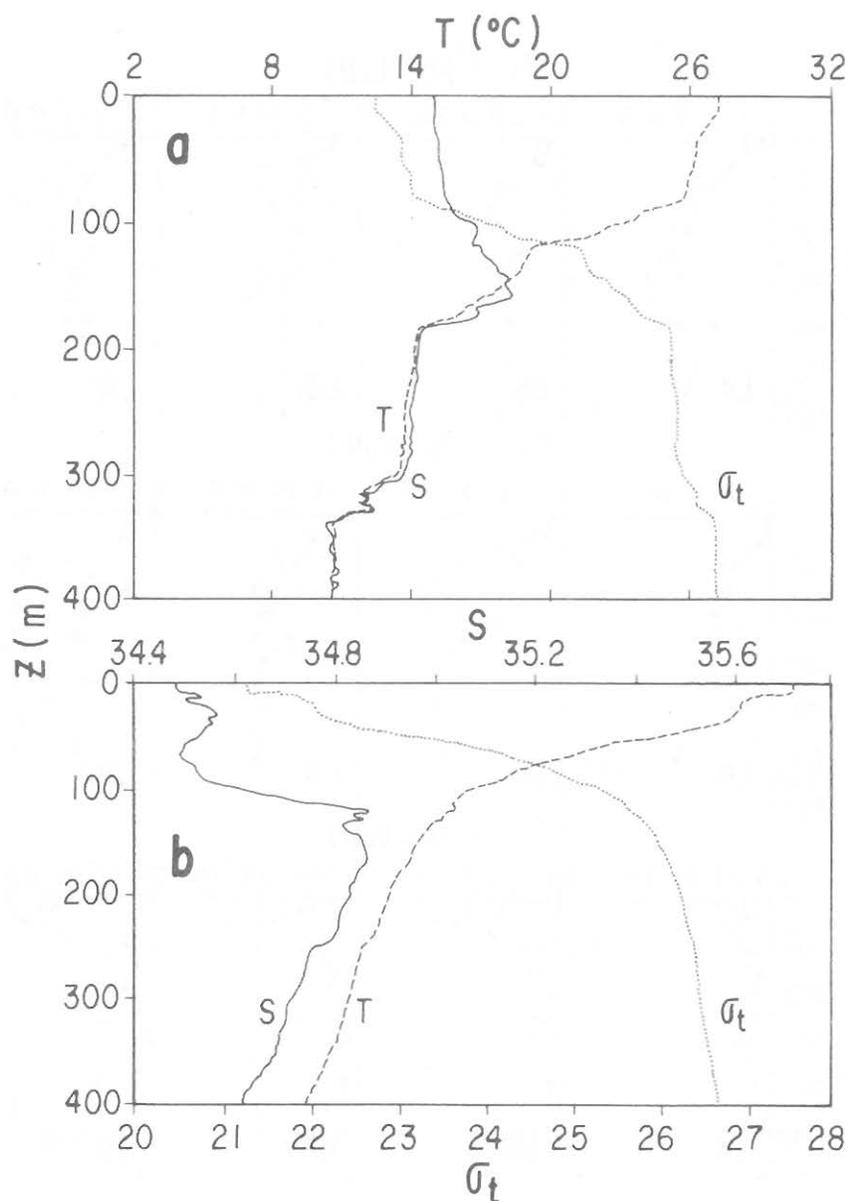


Figura 2. Ejemplos de la distribución vertical de temperatura, salinidad y densidad ( $\sigma_t$ ) para las estaciones: a) E6 (con mareas posvivas); y b) M3.

Tabla 1. Concentraciones superficiales máximas de nutrientes ( $\mu\text{M}$ ). En los transectos L y E, el asterisco significa que son valores con mareas posmuertas.

Transecto	$\text{NO}_3$	$\text{NO}_2$	$\text{PO}_4$	$\text{SiO}_2$
L	3.4*	0.8*	2.1*	11.1*
	3.3	0.4	1.1	17.8
E	3.9*	0.4*	1.3*	17.4*
	13.1	0.3	2.7	17.8
Boca	1.9	0.2	0.6	6.6

$\text{NO}_2$  se detectó a 40-80 m, con valores de hasta  $0.5 \mu\text{M}$  (estaciones M2 y M3, no ilustradas).

En la región de las grandes islas se tomaron muestras de Chl y fitoplancton hasta 200 m. En el Canal de Ballenas, con mareas posvivas se presentó un máximo superficial, característico de zonas con alta turbulencia, casi siempre mayor que el máximo de mareas posmuertas (fig. 5, estaciones L). Este último a menudo fue un máximo subsuperficial, con máxima profundidad de 100 m (estación L9). La Chl máxima fue el valor superficial de la estación L6 ( $4.6 \text{ mg m}^{-3}$ ),

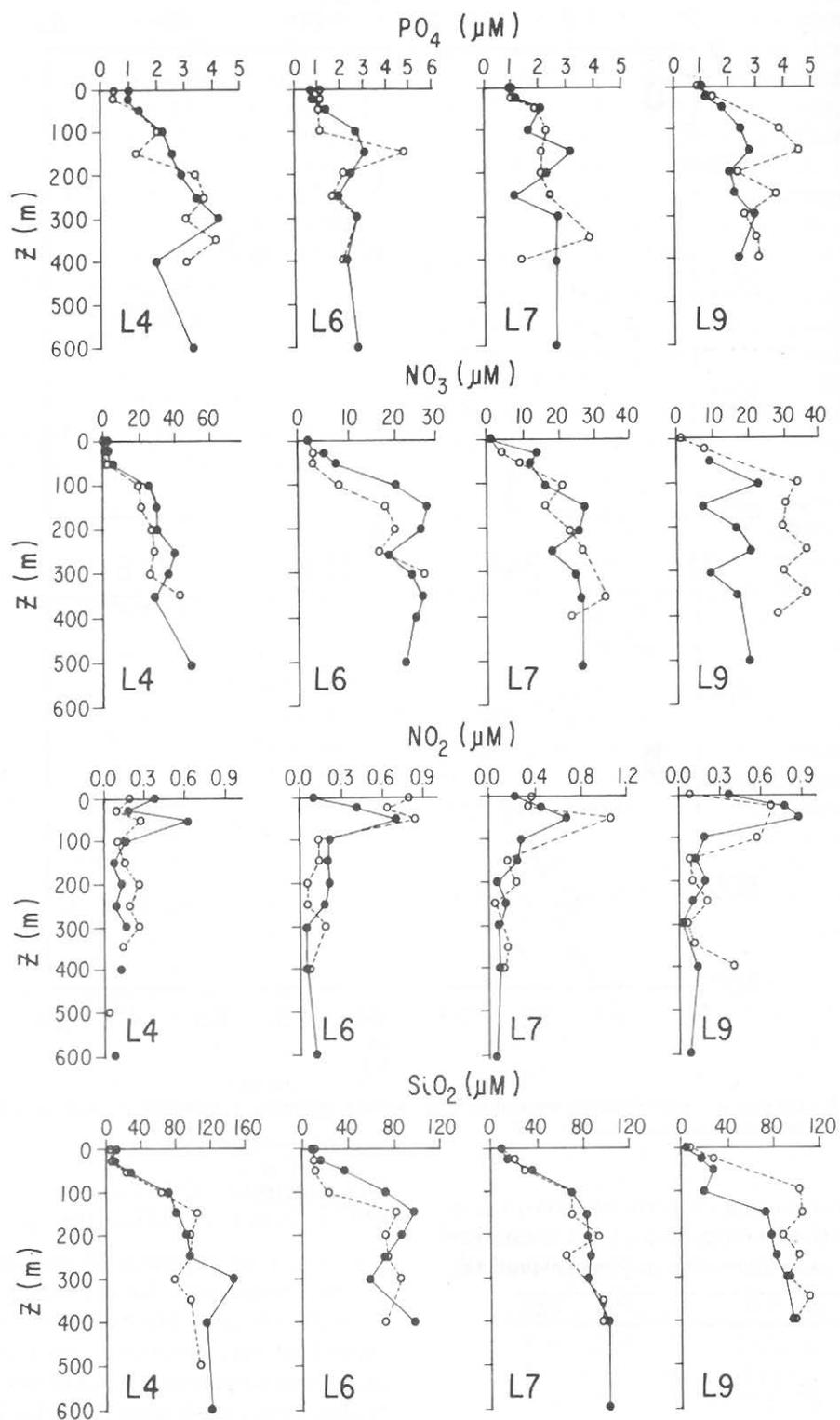


Figura 3. Ejemplos de la distribución vertical de la concentración de nutrientes en el transecto L (nótese que las escalas de concentración son diferentes). Los círculos claros simbolizan valores para mareas posmuertas y los oscuros para mareas posvivas.

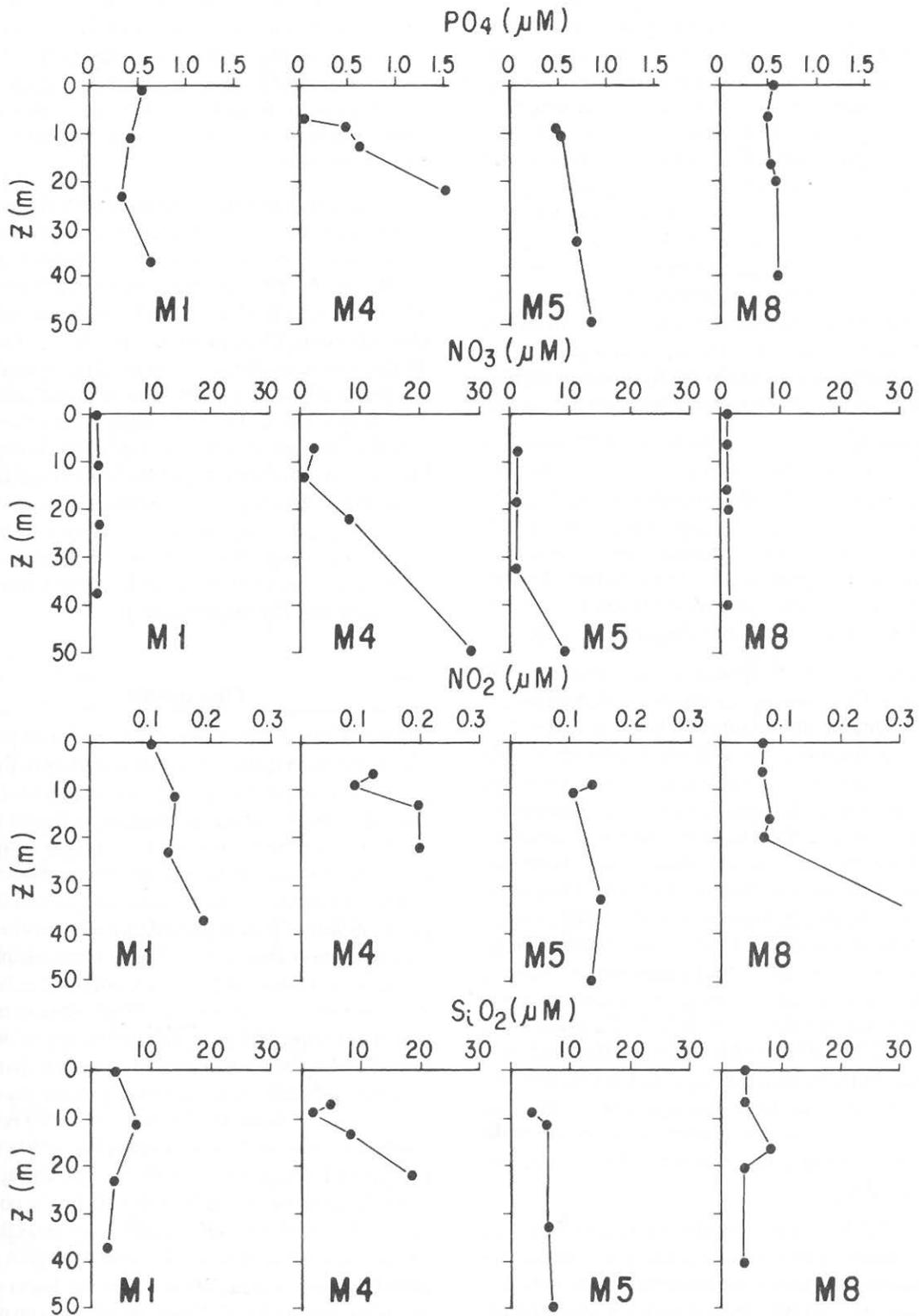


Figura 4. Ejemplos de la distribución vertical de la concentración de nutrientes en el transecto de la boca (nótese que las escalas de concentración son diferentes).

con mareas postvivas, asociado a una abundancia excepcionalmente alta para verano de diatomeas de  $280 \times 10^3$  cels.  $l^{-1}$ , con *Chaetoceros* sp. como dominante,  $3.3 \times 10^3$  cels.  $l^{-1}$  de dinoflagelados, con *Gymnodinium* sp. y *Oxitoxum* sp. como géneros sobresalientes,  $2.5 \times 10^6$  cels.  $l^{-1}$  de nanoflagelados (fig. 6), y 500 cels.  $l^{-1}$  de silicoflagelados. El máximo profundo de Chl más notable fue también con mareas postvivas, con  $2.7 \text{ mg m}^{-3}$ , a 50 m en la estación L8 (no ilustrado). En el transecto E, en la mayoría de los casos los valores superficiales de Chl fueron mayores con mareas postvivas que con mareas postmuertas, sin embargo el valor máximo superficial de Chl fue  $3.2 \text{ mg m}^{-3}$  en la estación E3 con mareas postmuertas (fig. 5). En este transecto, los máximos profundos con mareas postvivas se detectaron a 25 m, con hasta  $3.2 \text{ mg m}^{-3}$ .

En la boca del Golfo se muestreó para Chl hasta 60 m (fig. 5). El valor superficial más alto fue  $0.3 \text{ mg m}^{-3}$ , en la estación M1. El máximo subsuperficial de Chl se detectó a 23 m y fue  $1.8 \text{ mg m}^{-3}$ , en la estación M4. Dicho máximo estuvo asociado con abundancia relativamente pobre de fitoplancton:  $11 \times 10^3$  diatomeas  $l^{-1}$ ,  $4.6 \times 10^3$  dinoflagelados  $l^{-1}$ ,  $0.2 \times 10^6$  nanoflagelados  $l^{-1}$ , y 500 silicoflagelados  $l^{-1}$  (fig. 6).

La abundancia de fitoplancton fue similar en los transectos E y L, con excepción de las diatomeas excepcionalmente abundantes en la estación L6. Las diatomeas fueron entre el triple y cien veces más abundantes con mareas postvivas que con postmuertas, principalmente en las aguas superficiales. La mayoría de las veces los dinoflagelados fueron más abundantes que las diatomeas con mareas postmuertas, y viceversa. En esta región, a menudo se encontró una abundancia relativamente alta de todos los tipos de fitoplancton a profundidades mayores a 100 m, asociadas a Chl de hasta  $0.7 \text{ mg m}^{-3}$  (figs. 5 y 6). La máxima abundancia de nanoflagelados también se presentó en la estación L6, con hasta más de  $3.5 \times 10^6$  cels.  $l^{-1}$ . En general, en esta zona la abundancia de nanoflagelados y silicoflagelados de las aguas superficiales fue como el triple con mareas postvivas que con postmuertas. Los silicoflagelados alcanzaron abundancias máximas de 1000 cels  $l^{-1}$ , aunque a menudo eran menores de 500 (no ilustrado).

En la boca del Golfo la abundancia de diatomeas fue relativamente pobre, similar a las de la zona de las grandes islas con mareas postmuertas (hasta 40 m, fig. 7). La estación M4 presentó las mayores abundancias de fitoplancton de la boca. La máxima abundancia de diatomeas de esta estación es comparable con las más altas del transecto E con mareas postmuertas (no

ilustrado). Las abundancias de dinoflagelados de la boca son comparables con los de la región de las grandes islas, pero con máximos subsuperficiales (M4 es una excepción). En general, los nanoflagelados y silicoflagelados tuvieron un 30% de la abundancia correspondiente a mareas postmuertas en la zona de las grandes islas.

Se identificaron un total de 65 géneros de fitoplancton en las dos zonas estudiadas: 44 diatomeas, 18 dinoflagelados, dos silicoflagelados y un nanoflagelado. En la región de las grandes islas los géneros más sobresalientes de diatomeas fueron, en orden de abundancia, *Chaetoceros* sp., *Nitzschia* sp., *Thalassiothrix* sp., *Rhizosolenia* sp., *Leptocylindrus* sp. y *Climacodium* sp.; y los más sobresalientes de dinoflagelados fueron *Gymnodinium* sp., *Protoperdinium* sp., *Oxitoxum* sp. y *Prorocentrum* sp. Debido a su talla diminuta, el único nanoflagelado que se pudo identificar fue *Pyramommona* sp. Y en la boca los géneros más abundantes fueron *Leptocylindrus* sp., *Nitzschia* sp., *Thalassiothrix* sp., *Climacodium* sp., *Gymnodinium* sp., *Prorocentrum* sp., *Oxitoxum* sp. y *Pyramommona* sp.

## Discusión

Gaxiola-Castro *et al.* (1995) distinguieron para invierno tres zonas diferentes en el área del Golfo de las grandes islas hacia el sur, de acuerdo al índice de estratificación  $\Phi$  definido por Simpson y Hunter (1974) y calculado para 0-100 m.  $\Phi = 1/h[\Sigma(\rho_p - \rho_z)gz\Delta z]$ , donde  $h = 100$  m,  $\rho_p$  es la densidad promedio del agua de esta columna,  $\rho_z$  es la densidad a la profundidad  $z$ ,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $z$  es la profundidad (negativa hacia abajo),  $\Delta z$  es el incremento de profundidad para el cálculo de cada sumando, y  $\Sigma$  es la suma de  $h=0$  hasta  $h=100$  (todo en MKS).  $\Phi$  es el trabajo promedio requerido para transportar un  $m^3$  de agua hasta la superficie (en joules  $m^{-3}$ ), es cero para una columna de agua bien mezclada y aumenta con la estratificación. Gaxiola-Castro *et al.* (1995) reportaron la más alta estratificación en la boca ( $40 < \Phi < 60 \text{ J m}^{-3}$ ), con  $T^\circ\text{C}$  superficial de  $19.5^\circ\text{C}$ , la más baja en la zona de las grandes islas ( $5 < \Phi < 10 \text{ J m}^{-3}$ ), con  $T^\circ\text{C}$  superficial de  $14.5^\circ\text{C}$ , y la tercera entre estas dos. En verano sólo apreciamos dos zonas: la región de las grandes islas y todo el resto del Golfo hacia el sur. Nuestro caso extremo de mayor mezcla fue con mareas postvivas en la estación E6 (fig. 2a), donde  $\Phi$  fue  $75 \text{ J m}^{-3}$ . Con mareas postmuertas esta estación tuvo  $\Phi = 163 \text{ J m}^{-3}$ . La zona del sur comenzó en la estación

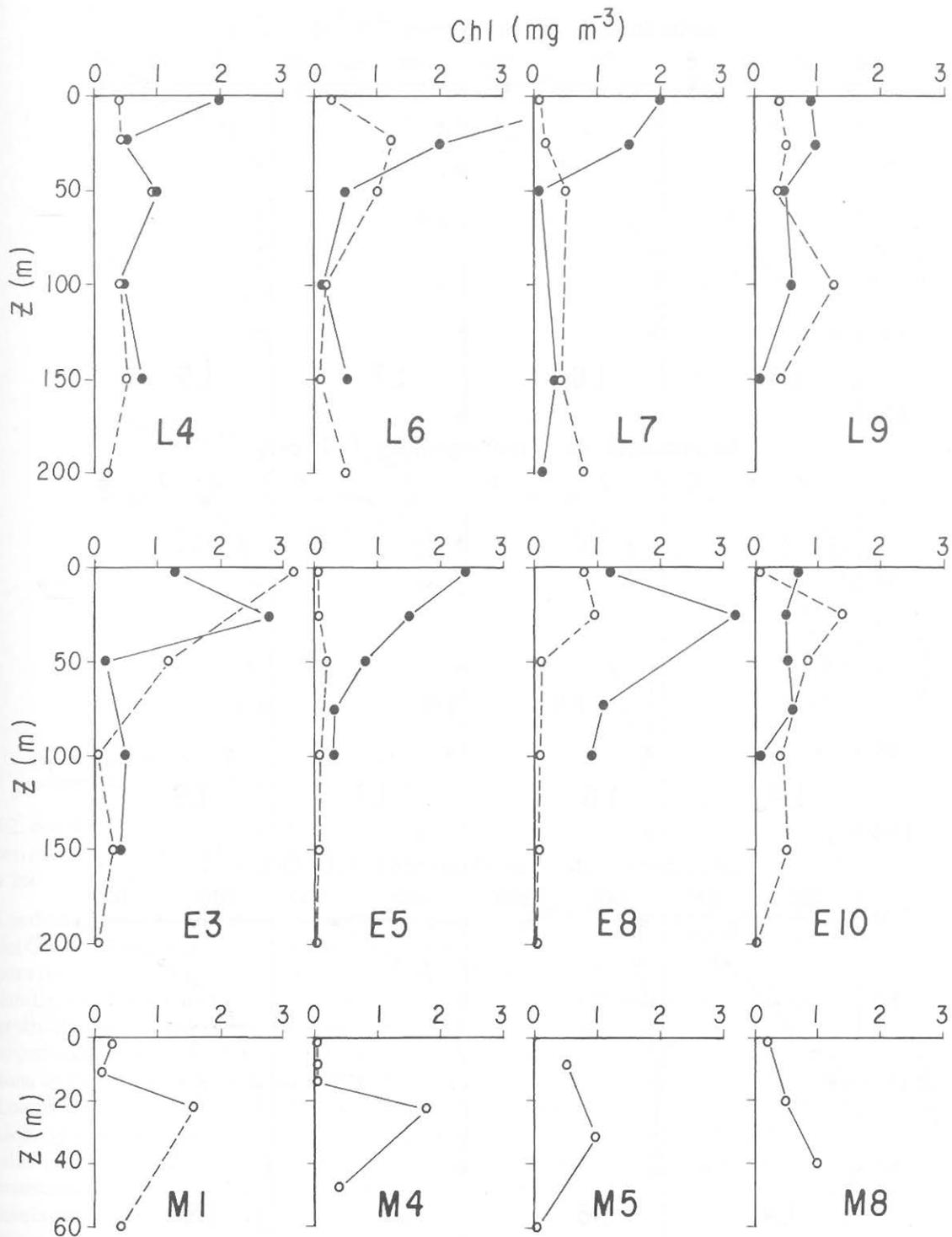


Figura 5. Ejemplos de la distribución vertical de la concentración de clorofila *a* (Chl) en los transectos L, E y M (nótese que las escalas de profundidad son diferentes). En los transectos L y E los círculos claros simbolizan valores para mareas posmuertas y los oscuros para mareas posvivas.

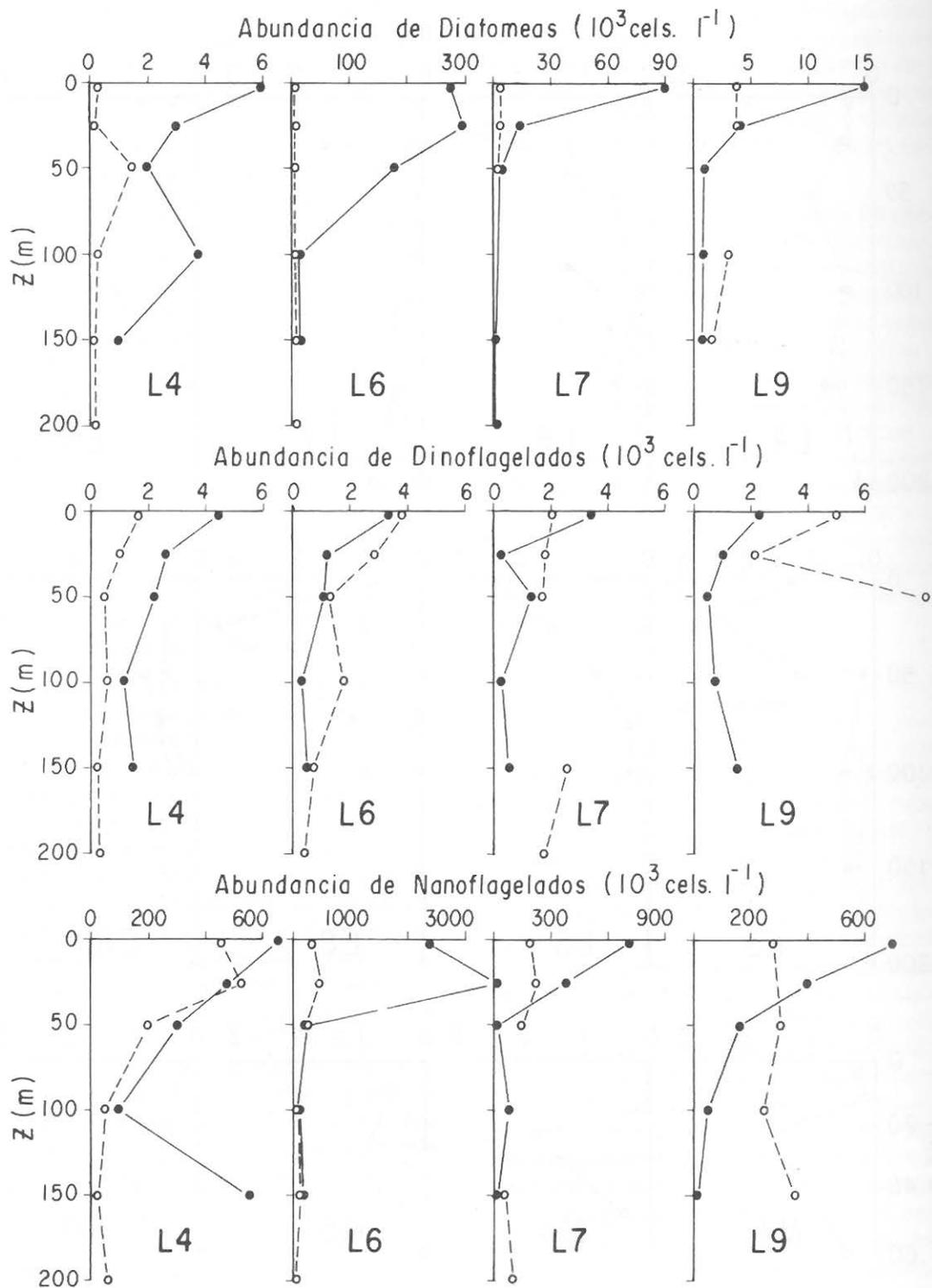


Figura 6. Ejemplos de distribución vertical de abundancia de grupos de fitoplancton para el transecto L (nótese que las escalas de abundancia son diferentes). Los círculos claros simbolizan valores para mareas posmuertas y los oscuros para mareas posvivas.

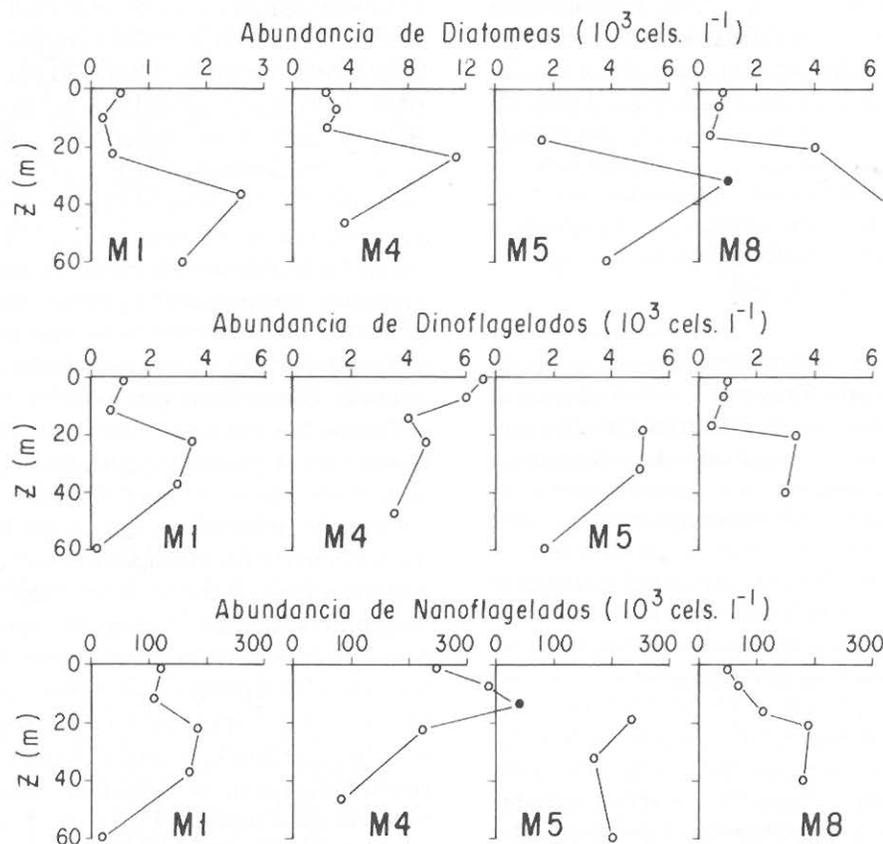


Fig. 7. Ejemplos de distribución vertical de abundancia de grupos de fitoplancton para el transecto de la boca (nótese que las escalas de abundancia son diferentes).

E2, con  $\Phi=278 \text{ J m}^{-3}$  y con  $29.9^\circ\text{C}$  en la superficie, con mareas positivas. En la boca del Golfo  $\Phi$  fue igual a  $260\text{-}310 \text{ J m}^{-3}$ .

Las diferencias entre las  $T^\circ\text{C}$ 's superficiales extremas del Golfo reportadas por Gaxiola-Castro *et al.* (1995) para invierno y las de nuestro crucero de verano son similares ( $5\text{-}6^\circ\text{C}$ ). Pero en invierno la  $T^\circ\text{C}$  aumentó gradualmente de la zona de las islas hacia el sur, mientras que en verano aumentó rápidamente de la zona de mayor mezcla, entre islas San Esteban y San Lorenzo, a la estación E2. Las  $T^\circ\text{C}$ 's superficiales del Golfo son siempre mínimas en la región de las grandes islas (Robinson, 1973). La comparación de los transectos E y L con ambas condiciones de marea revela cambios en la estructura de la columna de agua, con enfriamiento pronunciado en la superficie (hasta  $4^\circ\text{C}$ ) con mareas positivas (Simpson *et al.*, 1994). Estos autores calcularon la diferencia de  $T^\circ\text{C}$  entre las dos condiciones de marea y graficaron su distribución vertical. Esta muestra una gran irregularidad con áreas de diferencias positivas y negativas. Por lo

tanto, no existe una advección unidireccional sino una mezcla que genera un campo complejo que tiene el efecto neto de acarrear agua fría y rica en nutrientes hasta la superficie, a pesar de que en verano se tienen valores mucho más altos del índice de estratificación que en invierno.

El norte del Golfo tiene una ganancia neta de calor a través de la superficie (Lavín y Organista, 1988). Esto causa una circulación termohalina con flujo cercano a la superficie hacia el Pacífico, y con flujo subsuperficial (200-500 m) del Pacífico hacia el interior del Golfo (Bray, 1988). Este último es un flujo de aguas ricas en nutrientes. Una vez dentro del Golfo se requieren mecanismos que transporten estas aguas a la zona eufótica para tener florecimientos de fitoplancton. En invierno se tienen las surgencias intensas de la costa oriental. En verano se tienen las surgencias en la costa de Baja California y la fuerte turbulencia causada por tormentas tropicales. Además, a lo largo de todo el año, en la región de las grandes islas se tiene la mezcla por fenómenos asociados a las

mareas como un mecanismo natural de fertilización continua. El flujo subsuperficial hacia el interior del Golfo tiende a restablecer en la región de las grandes islas la estructura de la columna de agua que se presenta antes de cada evento de mezcla intensa por mareas vivas, supliendo agua fría y rica en nutrientes a profundidad. De otra forma el agua profunda de esta región se calentaría continuamente por el efecto de la mezcla. Esto produce un efecto similar a una surgencia lenta y continua en esta región.

El efecto de las surgencias de verano en la costa occidental del Golfo no es claro en las imágenes de satélite de pigmentos fotosintéticos. Esto se debe al Agua Superficial del Pacífico Tropical Oriental, que actúa como un tapón de agua caliente y oligotrófica que enmascara el efecto de la surgencia en el aporte de nutrientes a la zona eufótica, de una manera similar como El Niño enmascara el efecto de surgencia en zonas como frente a Perú (Santamaría-Del-Angel *et al.*, 1994). Chavez (1987) indicó que la acumulación de agua caliente y una nutriclina más profunda resulta en agua de surgencia que no apoya un crecimiento vigoroso del fitoplancton. Un problema con las imágenes de pigmentos puede ser la paleta de colores que se asigna para representar las Chl's. Si se da énfasis a la representación de bajas Chl's se puede apreciar un efecto ligero de las surgencias de verano en el Golfo, con Chl superficial de hasta  $>0.2 \text{ mg m}^{-3}$  cerca de la costa occidental y de hasta  $<0.1 \text{ mg m}^{-3}$  cerca de la costa oriental (Santamaría-Del-Angel *et al.*, 1998). Nuestro máximo superficial de la boca fue  $0.3 \text{ mg m}^{-3}$ , en la estación M1 cerca de la costa de Baja California, y las otras localidades tuvieron Chl  $<0.2 \text{ mg m}^{-3}$ .

En general, en la zona de las grandes islas, la diferencia entre las concentraciones de nutrientes con mareas posvivas y posmuertas no fue clara, aunque hubo una mayoría de casos en que fueron mayores con mareas posvivas. Esto se debió a que aún con mareas posmuertas existe una turbulencia considerable, a que la mezcla turbulenta causó una distribución en forma de parches irregulares, y a que los nutrientes no son propiedades conservadoras. El consumo de nutrientes por el fitoplancton modifica las concentraciones que se esperarían con el efecto aislado de los procesos físicos. La mayor abundancia superficial de fitoplancton con mareas posvivas, especialmente diatomeas, evidencia un mayor flujo de nutrientes hacia las aguas superficiales que durante mareas posmuertas.

En la zona de las grandes islas, nuestras concentraciones máximas superficiales de nutrientes (tabla

1) fueron similares a las de abril y octubre de 1974 (Álvarez-Borrego *et al.*, 1978) y un poco menores que las de febrero-marzo de 1990 (Gaxiola-Castro *et al.*, 1995). Los valores superficiales de  $\text{NO}_3$  alcanzaron  $16 \mu\text{M}$  en este último crucero. Un aspecto singular son los valores máximos de  $\text{PO}_4$  a 150-350 m en esta zona, que fueron  $>5 \mu\text{M}$  (fig. 3). En el Pacífico adyacente (Álvarez-Borrego *et al.*, 1975) y en la parte sur del Golfo (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991) los valores máximos de  $\text{PO}_4$ , a 900-1200 m, son igual a  $3.5 \mu\text{M}$ . Hemos observado estos valores excepcionalmente altos de  $\text{PO}_4$  de las grandes islas en diferentes cruceros como datos que podrían considerarse anómalos. Sin embargo, cada vez se corroboran con nuevos datos. Una posible explicación es que esta zona turbulenta es una "trampa" de nutrientes. El mecanismo de "trampa" consiste en que los nutrientes que son acarreados a la superficie son utilizados por el fitoplancton en la zona eufótica, luego las partículas biogénicas se hunden al mismo tiempo que se da el proceso de remineralización por degradación bacteriana, de tal manera que a profundidades intermedias los nutrientes "nuevos" que son acarreados hacia la superficie se suman a los que resultan de la remineralización, produciendo concentraciones especialmente elevadas. Esto no se observa con  $\text{NO}_3$  y  $\text{SiO}_2$  porque la degradación bacteriana produce formas reducidas de nitrógeno y la disolución de los exoesqueletos de ópalo es lenta.

Las concentraciones de nutrientes en las aguas superficiales de la boca fueron menores que en la zona de las grandes islas debido a la ausencia de la mezcla por mareas. Nuestros valores de nutrientes de la boca concuerdan con los de Warsh *et al.* (1973) para julio de 1967. Estos autores reportaron valores de  $\text{PO}_4$  entre 0.2 y  $0.6 \mu\text{M}$  para los primeros 10 m, y de  $\text{SiO}_2$  entre 0.4 y  $20.0 \mu\text{M}$  para los primeros 50 m, con mucha variación con la localidad. Nuestros valores máximos superficiales de la boca son mayores que los reportados por Álvarez-Borrego *et al.* (1978) para octubre de 1974. Ellos reportaron 0.4, 0.1 y  $2.4 \mu\text{M}$  para  $\text{PO}_4$ ,  $\text{NO}_3$  y  $\text{SiO}_2$ , respectivamente. Esto implica que con "condiciones de verano" existe una dinámica en la boca del Golfo que cambia significativamente las concentraciones de nutrientes con el tiempo, quizá debida al movimiento de masas de agua, a los efectos de eventos de surgencia en la costa occidental y de la turbulencia causada por tormentas tropicales que inciden con alta frecuencia en esta zona de julio a octubre. Los años 1967, 1974 y 1990 fueron no-Niño.

El máximo subsuperficial de  $\text{NO}_2$  es una característica común a todos los océanos y se atribuye a nitrificación bacteriana, a excreción por fitoplancton, o ambas (Cohen y Gordon, 1978). Los valores de  $\text{NO}_2$  del máximo subsuperficial de la región de las grandes islas fueron entre el triple y el doble que los de la boca, evidenciando procesos biológicos más intensos en la primera, además de la fotosíntesis.

Gaxiola-Castro *et al.* (1995) reportaron, para la parte central y sur del Golfo de California, la asociación del máximo subsuperficial de Chl con la alta estratificación de la columna de agua ( $\Phi$  igual a 30-60  $\text{J m}^{-3}$ ). Es decir, hubo una limitación de nutrientes para el crecimiento de fitoplancton en la superficie. Sin embargo, en nuestro caso se presentaron máximos superficiales de Chl en la región de las grandes islas con valores de  $\Phi > 70 \text{ J m}^{-3}$  (figs. 5). Estos máximos de Chl fueron un orden de magnitud mayores que los valores superficiales de la boca. Esto se debe a que, a pesar de la alta estratificación de verano, los nutrientes no son limitantes para el fitoplancton en las aguas superficiales de la zona de las grandes islas. Por otro lado, una fracción grande de la biomasa fitoplanctónica que se produce en esta zona es acarreada por la turbulencia hasta y desde profundidades  $> 50 \text{ m}$  (figs. 5 y 6). Esto tiene el doble efecto de causar un acondicionamiento del fitoplancton a bajas irradiancias, que disminuye su capacidad fotosintética, y una fotosíntesis nula cuando las células se encuentran a profundidades grandes. De acuerdo con el modelo de Giles-Guzmán y Álvarez-Borrego (1998) para el coeficiente de atenuación vertical de luz difusa, en esta región la profundidad correspondiente al fondo de la zona eufótica (1% de la irradiancia que incide en la superficie) fue 50 m o menos, por lo que un tercio o más de la clorofila de la columna de agua de esta zona no estaba fotosintetizando.

Otro efecto de la turbulencia se manifiesta en la composición del fitoplancton (Margalef, 1978). La abundancia de diatomeas fue claramente mayor con mareas posvivas que con posmuertas en la zona de las islas (fig. 6). Además, las diatomeas fueron más abundantes que los dinoflagelados con mareas posvivas. A menudo lo inverso ocurrió con posmuertas, aunque no siempre fue así debido a la turbulencia que también se presenta con éstas. Los nanoflagelados también tendieron a ser más abundantes en las aguas superficiales con mareas posvivas que con posmuertas, y siempre fueron el grupo más abundante (fig. 6). Esto concuerda con lo reportado por Yentsch y Phinney (1989) quienes reportaron que la aparición de las

células grandes con mayor riqueza de nutrientes no desplaza a las pequeñas sino que se suma a ellas.

La estación M4 presentó una nutriclina relativamente somera (fig. 4), y de las localidades de la boca tuvo los valores más elevados de abundancia de todos los grupos fitoplanctónicos (fig. 7), y el valor más alto de Chl en el máximo profundo ( $1.8 \text{ mg m}^{-3}$ , fig. 5). Posiblemente era una parcela de agua remanente de una lengüeta de surgencia costera en el sur de Baja California, y que al momento del muestreo contaba con muy bajos nutrientes en los primeros 10 m. Los dinoflagelados fueron relativamente abundantes en la superficie en esta localidad, pero con muy bajo contenido de clorofila por célula porque Chl fue sólo  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  en los primeros 14 m. En zonas muy estratificadas, con niveles altos de irradiancia cerca de la superficie, el contenido de clorofila por célula es bajo y tiende a aumentar con la profundidad (Falkowski, 1984).

---

### Agradecimientos

Agradecemos al Dr. K. Richter, del Naval Ocean Systems Center de San Diego, su amable invitación a participar en el crucero del USNS De Steiguer. Reconocemos al Dr. J.H. Simpson de la School of Ocean Sciences, University of Wales, U.K., por su idea del experimento de la región de las grandes islas para comparar el efecto de mareas posvivas y posmuertas; él y otros colegas del CICESE realizaron la parte física y nosotros realizamos la parte química y biológica. J.M. Domínguez y F. Ponce realizaron el trabajo de entintado de las figuras.

---

### Literatura citada

- Álvarez-Borrego, S., 1983. Gulf of California, p. 427-449. In: B. H. Ketchum (ed.). *Estuaries and Enclosed Seas*. Elsevier, Amsterdam. 500 p.
- Álvarez-Borrego, S., C.H. Culbertson and P.K. Park, 1975. Oxygen-nutrient relationships in the Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.*, 20:806-814.
- Álvarez-Borrego, S., J.A. Rivera, G. Gaxiola-Castro, M.J. Acosta-Ruiz y R. Schwartzlose, 1978. Nutrientes en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 5:53-71.
- Álvarez-Borrego, S. and J.R. Lara-Lara, 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California, p. 555-567. In: J.P. Dauphin and B.R.T. Simoneit (Eds.). *The Gulf and Peninsular*

- Provinces of the Californias*. Am. Ass. Petr. Geol., Memoir 47. 834 p.
- Argote, M.L., A. Amador, M.F. Lavín and J.R. Hunter, 1995.** Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 100:16,103-16,118.
- Badan-Dangon, A., C.E. Dorman, M.A. Merrifield and C.D. Winant, 1991.** The lower atmosphere over the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 96:16877-16896.
- Bray, N.A., 1988.** Thermohaline circulation in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 93:4993-5020.
- Chavez, F., 1987.** El Niño y la Oscilación del Sur. *Investigación y Ciencia*, 128:46-55.
- Cohen, Y. and L.I. Gordon, 1978.** Nitrous oxide in the oxygen minimum layer of the eastern tropical North Pacific: evidence for its consumption during denitrification and possible mechanisms for its production. *Deep-Sea Res.*, 25:509-524.
- Descolas-Gros, C., 1978.** *Role de certaines especes de diatomees dans la structure des communautés phytoplanktoniques*. These Doctoral de 3eme. cycle, Univ. de Paris VI. 85 p.
- Falkowski, P.G., 1984.** Physiological responses of phytoplankton to natural light regimes. *J. Plankton Res.*, 6:295-302.
- Gaxiola-Castro, G., J. García-Córdova, J.E. Valdez-Holguín and M. Botello-Ruvalcaba, 1995.** Spatial distribution of Chlorophyll *a* and primary productivity in relation to winter physical structure in the Gulf of California. *Continental Shelf Res.*, 15:1043-1059.
- Giles-Guzmán, A.D. and S. Álvarez-Borrego, 1998.** The vertical attenuation coefficient of diffused light as a function of chlorophyll concentration and depth in case I waters. Submitted to *Applied Optics*.
- Godínez, V.M., M.F. Lavín, A. Souza, J.H. Simpson y K. Richter, 1994.** *Datos hidrográficos de la campaña DS9007 en el Golfo de California (Julio 17-27 de 1990)*. Comunic. Acad., Serie Ocean. Fís., CICESE, Ensenada. 161 p.
- Godínez, V.M., M.F. Lavín, S. Sánchez-Mancilla, A. Amador-Buenrostro, M. Hendershott, y K. Richter, 1994.** *Campaña oceanográfica DS9008 en el Golfo de California*. Comunic. Acad., Serie Ocean. Fís., CICESE, Ensenada. 125 p.
- González-Hidalgo, R.M., S. Álvarez-Borrego and A. Zirino, 1997.** Mixing in the region of the midrift islands of the Gulf of California: effect on surface pCO<sub>2</sub>. *Ciencias Marinas*, 23:317-327.
- Lavín, M.F. and S. Organista, 1988.** Surface heat flux in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 93:14033-14038.
- Paden, C.A., M.R. Abbott and C.D. Winant, 1991.** Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California. I. Sea surface temperature variability. *J. Geophys. Res.*, 96:18337-18359.
- Parsons, T.R., Y. Maita and C.M. Lalli, 1984.** *A manual of chemical and biological methods for seawater analysis*. Pergamon Press, Oxford. 173 p.
- Robinson, M. K. 1973.** Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperatures in the Gulf of California, Mexico. *San Diego Soc. Nat. Hist., Mem.* 5:97 p.
- Santamaría-Del-Angel, E., S. Álvarez-Borrego and F.E. Müller-Karger, 1994.** Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.*, 99:7411-7421.
- Santamaría-Del-Angel, E., S. Álvarez-Borrego, R. Millán-Núñez y F.E. Müller-Karger, 1998.** En el Golfo de California el efecto de las surgencias de verano en la biomasa fitoplanctónica es muy débil. *Rev. Soc. Mex. Hist. Nat.*, 49:—
- Simpson, J. H. and J.R. Hunter, 1974.** Fronts in the Irish Sea. *Nature*, 250:404-406.
- Simpson, J.H. and D.G. Bowers, 1981.** Models of stratification and frontal movement. *Deep-Sea Res.*, 28:727-738.
- Simpson, J.H., A.J. Souza and M.F. Lavín, 1994.** Tidal mixing in the Gulf of California, p. 169-182. In: K.J. Beven, P.C. Chatwin and J.H. Millbank (eds.). *Mixing and Transport in the Environment*. John Wiley, New York. 467 p.
- Torres Orozco, E., 1993.** *Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California*. Tesis de Maestría en Ciencias, CICESE, Ensenada, México. 80 p.
- Utermöhl, H., 1958.** Zur vervollkommnung der quantitativen phytoplankton methodik. *Mitt. Intern. Verein. Theor. Angew. Limnol.*, 9:1-38.
- Warsh, C.E., K.L. Warsh and R.C. Staley, 1973.** Nutrients and water masses at the mouth of the Gulf of California. *Deep-Sea Res.*, 20:561-570.
- Yentsch, C.S. and D.A. Phinney, 1989.** A bridge between ocean optics and microbial ecology. *Limnol. Oceanogr.*, 34:1694-1705.