UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN BIOLOGÍA

BIOGEOQUÍMICA DE LA MATERIA ORGÁNICA EN ZONAS PRODUCTIVAS DEL ATLÁNTICO SUDOCCIDENTAL

FACUNDO MATÍAS BARRERA
Licenciado en Ciencias Biológicas

BAHÍA BLANCA ARGENTINA

2015

PREFACIO

Esta tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Biología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Departamento de Biología, Bioquímica y Farmacia durante el periodo comprendido entre el 03 de Noviembre de 2009 y el 01 de Septiembre de 2014, bajo la dirección del Dr. Rubén José Lara y la Co-dirección de la Dra. Mónica Hoffmeyer.

Facundo M. BARRERA

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaria General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el ..../..../..... , mereciendo la calificación de .....(.....).

..."Όσο περισσότερο ιδρώνεις τώρα, το λιγότερο που αιμορραγούν στη μάχη"...
..."Cuanto más sudor ahora, menos se sangraras en la batalla"...
Leónidas I - Rey Agíada de Esparta (540 - 480 a.C.)

..."Not everything that can be counted counts and not everything that counts can be counted..."
..."No todo lo que puede ser contado cuenta y no todo lo que cuenta puede ser contado..."
Albert Einstein - Físico (1879 - 1955)

..."We will never fully understand the variability of life in the oceans. But please don´t fault us for trying..."
..."Nunca vamos a entender completamente la variabilidad de la vida en los océanos. Pero por favor no nos culpen por intentarlo..."
Edward Brinton- Biólogo (1924 - 2010)

A mis hijos, Agus y Mateo,

A la luz que marca el rumbo de mi vida gracias por tanto amor... a Vale!

Agradecimientos

La dinámica para escribir una tesis cambia radicalmente cuando uno tiene hijos. Antes de ser padre, se pueden dedicar horas, días, semanas enteras a encerrarse a leer papers y armar capítulos desde cero. Después, disponer de tiempo se complica. Una buena manera de "obligarse" a abordar en forma sistemática un determinado tema es comprometerse con un texto, idea o análisis semanal, y eso me pasó con esta tesis, en los "turnos de los viernes a las 14hs", donde ya para algunos la semana está perdida, pero para otros se abre un espacio inspiración y trabajo lejos de la rutina diaria por lo tanto quiero comenzar a agradecer:

Al mentor de todo esto, a "*Don Corleone*", el Dr. R.J. Lara, por su paciencia, por sus consejos y anécdotas de anécdotas, por ser psicólogo y paciente a la vez, pero por sobre todas las cosas por su *Amistad.*

A la Dra. M Hoffmeyer, por creer en mí desde un principio y apoyarme desde los comienzos de esta tesis, sobre todo en el desarrollo de los muestreos y campañas oceanográficas. Gracias por su co-dirección.

Al jefe sub-supremo, Dr. E. Gomez, por sus charlas in-ter-mi-na-bles sobre los temas tan diversos como apasionantes. Gracias por los asesoramientos en acuarios plantados (y los peces!!).

Al CONICET por haberme otorgado la beca, sin la cual no podría hacer realizado esta tesis.

A la Universidad Nacional del Sur, quien me brindó las herramientas formativas iniciales y me acepto en la carrera de posgrado.

Al grupo de Biogeoquímica Marina, por su apoyo incondicional. Especialmente a John Edison.

A Doro, Dierter del ZMT por la colaboración en el análisis de carbono, nitrógeno e isótopos. A Boris y Claudia del AWI por la colaboración en la determinación de nutrientes.

A Patricia, Raúles, Pelado del INIDEP, por inmiscuirme en el mundo de la oceanografía física y calibrar datos de CTD.

A mis compañeros de doctorado. ¡En especial a Andre, Juli, Coty, Geor y Maju, por las campañas y las catarsis de tesis entre cenas y mojitos, salud!

¡A Marcela y Bernd, por todas las rondas de mates con cafeeee en el barco y oficina discutiendo sobre toxinas, quistes, biogeoquímica y otras yerbas...!!!

A Camilo, Enio, Juan, Ariel, Beto, Ernesto y al personal del BO Puerto Deseado. A los chicos de administración, Ana, Gaby, Vane, Olga.

A las gurisas Cecilia, Claudia, Naty, Dani, Valen, Flor del CURE e IIBCE por enseñarme algo de Microbiología Molecular. A Virginia y Felipe por su amistad y recibirme en su casa a mí a mi familia del otro lado del charco.

A mi familia, en especial a mis Padres, Mario y Mini, sin su apoyo desde el comienzo esto no hubiese sido posible. A mis suegros preferidos Tati y Memi.

A Ale por enseñarme el verdadero significado de la vida.

¡A Cris, Meli, Sandra y Chulo, Ana y Néstor, por estar siempre!!!

Resumen

El Atlántico Sudoccidental contiene una alta diversidad de sistemas hidrográficos, biogeoquímicos y ecológicos. Como consecuencia, la distribución de las propiedades de la materia orgánica muestra sectores con características intrínsecas propias. Dentro de estas regiones existen sectores donde la producción de fito- zooplancton y biomasa bacteriana dependen predominantemente de la regeneración de nutrientes con el nitrógeno como factor limitante; mientras que otros ambientes están más conectados al ingreso de nutrientes a través de zonas frontales de particular importancia como sostén de la producción primaria en la zona costera. De acuerdo a lo expresado precedentemente, la principal hipótesis de la presente tesis, fue que los distintos regímenes de circulación, aportes continentales y nutrientes deberían reflejarse en la firma de isótopos estables de carbono ($\delta^{13}C$) y nitrógeno ($\delta^{15}N$) y en la concentración de carbono y nitrógeno orgánico particulado (POC y PON, respectivamente) en material en suspensión en zonas productivas del Mar Argentino. Se realizaron campañas oceanográficas a bordo del Buque Oceanográfico CONICET-ARA "Puerto Deseado" sobre frentes del talud y estuariales templados de la región Norpatagónica. La identificación y seguimiento de mecanismos de producción de materia orgánica y su rol en la remineralización o inmovilización de nutrientes en la columna de agua y fracciones de seston, se caracterizó con trazadores isotópicos y moleculares de fuentes y sumideros de POC y PON. La disponibilidad de nutrientes inorgánicos, clorofila y la influencia de las propiedades oceanográficas tales como salinidad y temperatura fueron consideradas para comprender el carácter complejo y dinámico de estos sistemas frontales. Variaciones significativas de la temperatura del agua, la predominancia de nutrientes nuevos o regenerados, de aportes frontales o a través de la Corriente de Malvinas produjeron señales características en la composición de la materia orgánica, particularmente en la firma isotópica. La materia orgánica en una región regenerativa –aporte autóctono– tiene características distintivas respecto de aquella producida en sectores con

aporte alóctono de nutrientes. $\delta^{13}C$ fue en gran medida función de la temperatura, con predominio de material isotópicamente más pesado a temperaturas más elevadas, y esto se evidenció en toda la columna de agua. $\delta^{15}N$ tuvo una fuerte dependencia con las diferentes fuentes de nitrógeno que soportan la producción primaria. $\delta^{15}N$ marino mostró una amplia variación, causadas por diversos procesos biogeoquímicos/biológicos implicados durante su formación. La dinámica marina actual en estos sectores, se vio reflejada con indicadores biogeoquímicos, sin embargo, dentro de cada región, los efectos son menos obvios y dependió de condiciones hidrográficas, de las interacciones tierra-océano y de eventos a escala global, que parecen afectar la dinámica local y producen patrones característicos en la firma isotópica. Por lo tanto, trazadores isotópicos y moleculares de fuentes y sumideros de carbono y nitrógeno, son fundamentales para la comprensión de los mecanismos biogeoquímicos y el origen de carbono y nitrógeno biogénico en una de las regiones más productivas de los océanos del mundo.

Abstract

The Southwestern Atlantic contains a high diversity of hydrographic, biogeochemical and ecological systems. Therefore, the distribution of the organic matter properties shows sectors with their own intrinsic characteristics. Within these regions, there are sectors where production of phyto-, zooplankton and bacterial biomass depends predominantly of nutrient regeneration with nitrogen as a limiting factor; while other environments are more connected to the entry of nutrients through frontal areas of particular importance as a support for primary production in the coastal zone. According to the statement above, the main hypothesis of this thesis was that the different circulation patterns, continental and nutrient inputs, should be reflected in the signature of stable carbon isotopes ($\delta^{13}C$) and nitrogen ($\delta^{15}N$) and the concentration of particulate organic carbon and nitrogen (POC and PON, respectively) in productive areas of the Argentine Sea. Oceanographic cruises took place aboard the R/V CONICET-ARA Puerto Deseado on shelf break and temperate estuarine regions of Northpatagonic fronts. The identification and monitoring of organic matter production mechanisms and its role in the remineralization or immobilization of nutrients in the seawater column and seston fractions were characterized with molecular and isotopic tracers of sources and pool of POC and PON. The availability of inorganic nutrients, chlorophyll and the influence of oceanographic properties such as salinity and temperature were considered to understand the complex and dynamic nature of these frontal systems. Significant variations in water temperature, predominance of new or reclaimed nutrient, of frontal contributions or through the Malvinas Current produced characteristic signals in the organic matter composition, particularly in the isotopic signature. Organic matter in a regenerative –autochthonous– region have distinctive characteristics compared to those produced in sectors with allochthonous supply. $\delta^{13}C$ was largely a function of temperature, with predominance of heavier isotopically materials at higher temperatures, and this was evident throughout the water column. $\delta^{15}N$ had a strong dependency

with different nitrogen sources that support primary production. Marine $\delta^{15}N$ showed a wide variation caused by diverse biogeochemical/biological processes involved in their formation. The marine dynamics in these sectors was reflected in biogeochemical indicators, however, within each region, the effects are less obvious and depended on hydrological conditions of the land-ocean interactions and global events, which seem to affect local dynamics and produce characteristic patterns in the isotopic signature. Therefore, isotopic and molecular tracers of carbon and nitrogen sources and pools are essential to understanding the biogeochemical mechanisms and origin of biogenic carbon and nitrogen in one of the most productive regions of the world oceans.

INDICE GENERAL

PREFACIO, ... I

Dedicatioria, ... II

Agradecimientos, ... III

Resumen, ... IV

Abstract, ... V

1. INTRODUCCIÓN, ... 1

1.1. Los Sistemas Frontales en el Mar Argentino, ... 6

1.1.1. Frente de Plataforma Media y del Talud, ... 10

1.1.2. Frentes Costeros Estuarinos Templados – El Rincón, ... 13

1.2. Biogeoquímica de la Materia Orgánica y Sistemas Frontales, ... 18

1.3. Objetivos Generales, ... 23

1.4. Objetivos Específicos, ... 24

2. METODOLOGÍA, ... 26

2.1. Áreas de Estudio, ... 26

2.2. Determinación de Parámetros Físicos, ... 28

2.3. Muestras de Agua y Faccionamiento del Seston, ... 28

2.4. Determinación de Nutrientes Inorgánicos, ... 29

2.4.1. Nitrato y Nitrito, ... 29

2.4.2. Amonio, ... 30

2.4.3. Fostato, ... 30

2.4.4. Silicato, ... 31

2.5. Determinación de Clorofila *in situ*, Satelital

y Sensor de Fluorescencia, ... 31

2.6. Determinación de Carbono y Nitrógeno Orgánico,..... 33

2.7. Determinación de Isótopos Estables, ... 34

2.8. Procesamiento de datos Oceanográficos y Biogeoquímicos,..... 36

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN,..... 38

3.1. Influencia de las condiciones oceanográficas,

nutrientes y plancton en la firma isotópica, ... 38

3.1.1. Tendencias Sinópticas Generales, ... 38

3.1.2. Frente de Plataforma Externa Adyacente al Talud (PEAT), 48

3.1.3. Forzantes de Variabilidad Isotópica, ... 61

3.1.4. Transformaciones Biogeoquímicas de la Materia Orgánica,.. 81

3.2. Interacciones tierra-océano, su impacto sobre la materia orgánica,

isótopos estables y remineralización en un estuario templado, ... 90

3.2.1. Tendencias Sinópticas Generales, ... 90

3.2.2. Forzantes de Variabilidad Biogeoquímica, ... 119

3.2.3. Forzantes de Variabilidad Isotópica, ... 131

4. CONCLUSIONES, ... 148

5. REFERENCIAS, ... 152

1. INTRODUCCIÓN

La Plataforma Continental Argentina (PCA) se extiende desde 35°S hasta 55°S y desde la costa hasta el talud sobre el Atlántico Sudoccidental. Tiene una superficie aproximada de 1.000.000 de km^2, ocupando un 3.3% de la superficie total que cubren las plataformas continentales del globo. Se caracteriza por poseer una pendiente suave (<1:1000) relativamente poco profunda (<200 m) y de ancho variable: ~850 km a 50°S, hasta 70 km cerca de 31.5°S (Parker *et al.*, 1997; Romero *et al.*, 2006) (Figura 1.1.). Al sur de 35°S, la morfología descrita por Parker *et al.*, (1997), divide la plataforma continental en cuatro terrazas o plataformas escalonadas ubicadas a: 25 a 30 m, 85 a 100 m, 110 a 120 m (entre 43°S-50°S) y 130 a 150 m, sobre los 50°S.

La circulación sobre la PCA está dominada por corrientes medias a moderadas (10 cm s^{-1}) en dirección NNE (Brandhorst y Castello, 1971; Forbes y Garraffo, 1988; Piola y Rivas, 1997), es máxima en otoño-invierno y mínima en primavera-verano, esto es debido principalmente a variaciones estacionales del viento (Trenberth *et al.*, 1990). La circulación media anual forzada por viento y mareas está caracterizada por un amplio flujo hacia el NE al sur de aproximadamente 40°S y por un flujo hacia el S al norte de este límite (Palma *et al.*, 2004a). Estas simulaciones muestran variaciones estacionales máximas de la circulación en la región de la plataforma entre 45° y 25°S.

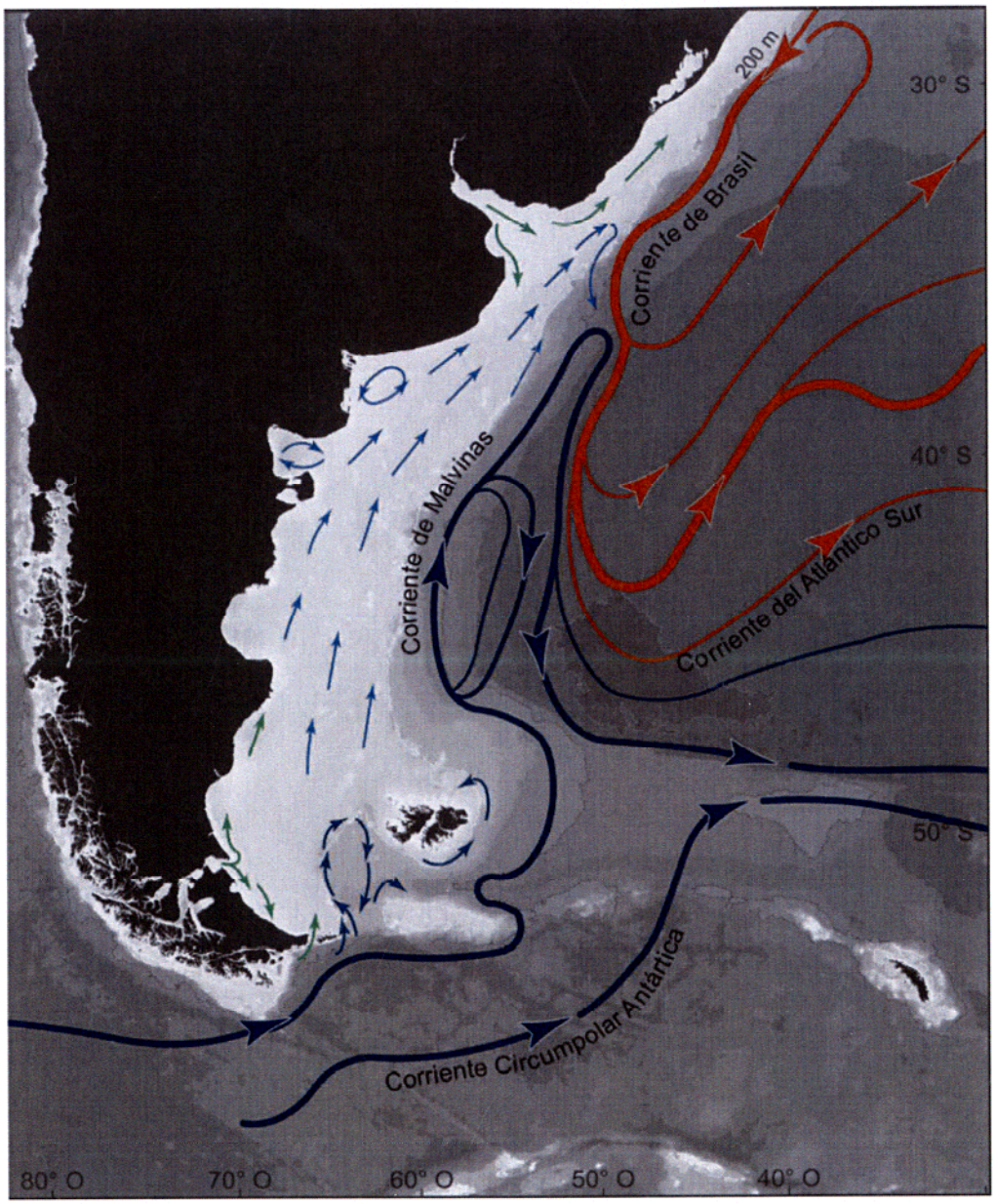


Figura 1.1. La corriente de Malvinas nace del brazo norte de la corriente Circumpolar Antártica y se bifurca al atravesar el Pasaje de Drake. La rama principal, de aguas frías y ricas en nutrientes, se desplaza bordeando el talud hacia el Norte. La rama Oeste contribuye a formar la corriente Costera Patagónica que circula sobre la plataforma continental. La corriente de Brasil ingresa al sistema desde el Norte hasta encontrarse frontalmente con la corriente de Malvinas en la Zona de Confluencia. El choque de masas de aguas genera intensos gradientes térmicos y salinos que resultan en la formación de frentes productivos. Adaptado de Piola y Matano (2001).

Los vientos predominantes del oeste sobre el Mar Patagónico inducen la circulación en la capa superficial que se dirige en dirección noreste. En rasgos generales, el viento sobre el océano Atlántico Sudoccidental se intensifica del continente hacia el este por el incremento de la actividad ciclogenética en esa dirección, y es más intenso durante los meses de invierno debido a la mayor intensidad del oeste y a la frecuencia de sus perturbaciones en esa estación del año (Hoffman *et al.*, 1997).

Las características de las corrientes inferidas a partir de observaciones de corto período, la distribución de propiedades físicas, químicas y modelos numéricos en la Plataforma Patagónica fueron descritas por Piola y Rivas (1997). El flujo en regiones profundas y cerca del talud es relativamente rápido comparado con el que se produce sobre la plataforma. Modelos recientes (Palma *et al.*, 2004a, 2008) muestran que el flujo en la plataforma se dirige hacia el noreste por efecto del viento, con velocidades del orden de 3.5 cm s^{-1}, con picos de 7 cm s^{-1}. Cabe destacar que las amplitudes de marea en la Plataforma Patagónica son de las más altas del océano mundial (Kantha *et al.*, 1995; Palma *et al.*, 2004b). Las corrientes de marea asociadas son intensas, constituyendo la componente más energética del flujo en la Plataforma Media (Rivas, 1997). La intensidad de las corrientes es máxima cerca de irregularidades costeras, como en Cabo Blanco y Península Valdés (Glorioso y Flather, 1995; Palma *et al.* 2004a). Las corrientes de marea y la fricción con el fondo son responsables de la formación y mantenimiento de áreas costeras verticalmente homogéneas cuya temperatura y salinidad son diferentes a las del resto de la plataforma (Guerrero y Piola, 1997).

La estratificación de la columna de agua tiene variación estacional en la Plataforma Patagónica. La termoclina se desarrolla en primavera, se intensifica en verano, decae en otoño y se rompe completamente en el invierno (Piola y Rivas, 1997; Rivas y Piola, 2002). La evolución estacional de la estratificación vertical juega un rol preponderante en el intercambio de nutrientes con la capa profunda y el mantenimiento del plancton sobre la superficie, de hecho el máximo de clorofila en superficie se propaga desde el borde exterior de la plataforma hacia la costa, en concordancia con el sentido de desarrollo de la termoclina estacional (Rivas *et al.*, 2006).

En el océano la temperatura, salinidad y densidad varían gradualmente, observándose extensas áreas con gradientes horizontales débiles separadas por regiones angostas donde se observan variaciones mayores, las cuales son denominadas frentes (Mann y Lazier, 2006). Los frentes oceánicos son importantes porque están generalmente asociados a circulaciones más intensas y suelen concentrar organismos planctónicos y otros elementos en suspensión. Existen diferentes tipos de frentes producidos en aguas costeras como frentes de marea, frentes de talud, frentes de surgencia (*upwelling*), frentes de estuarios y frentes asociados a características geográficas como cabos, islas y cañones. Según Mann y Lazier (2006) los frentes biológicamente más importantes son los que se producen sobre el talud, los frentes de marea y los de *upwelling*.

Los frentes son expresiones de un equilibrio dinámico establecido por un balance entre dos o más forzantes y se pueden clasificar de acuerdo con las

fuerzas involucradas en dicho balance. Sin embargo en los frentes existen condiciones de inestabilidad que pueden generar meandros y remolinos – *eddies* – asociados a los mismos (Badin *et al.,* 2009). Los fluidos que presentan fuertes gradientes de propiedades tienden a eliminarlos a través de la mezcla turbulenta. En contraste con sus análogos en la atmósfera, los frentes oceánicos son generalmente estables espacialmente, dado que están vinculados con rasgos topográficos o costeros, como los frentes de marea o los frentes de talud (Belkin *et al.*, 2009).

La generación y el mantenimiento de los frentes están asociados a dos mecanismos físicos principales de advección diferencial, ya sea por flujo convergente producido horizontalmente y/o la mezcla vertical (Olson *et al.*, 1994). Por lo tanto, los cambios en la circulación favorecen el flujo de nutrientes desde aguas profundas hacia la zona eufótica y generan condiciones adecuadas para aumentar la productividad primaria y así aumentar la actividad biológica. Los flujos horizontales transportan estos nutrientes y "fertilizan" regiones aledañas.

1.1. Los Sistemas Frontales en el Mar Argentino

El estudio de los sistemas frontales del Mar Argentino es relativamente reciente. Las primeras descripciones fueron realizadas en los años '80 y correspondieron al frente de mareas nor-patagónico (Carreto *et al.*, 1981; 1986), mientras que un primer ejemplo de categorización y comparación entre sistemas frontales del Pacífico y Atlántico Sudamericano fue realizado por Acha *et al.*, (2004).

Por su extensión, diversidad de masas de agua, topografía y climatología la Plataforma Patagónica presenta una gran variedad de frentes (Figura 1.2.) (Guerrero y Piola, 1997; Acha *et al.*, 2004). Los frentes oceánicos están caracterizados por fuertes gradientes horizontales y representan interfaces que se inclinan verticalmente e interceptan la superficie, separando diferentes masas de aguas (Fedorov, 1986). Diversos procesos (corrientes, rasgos del fondo, vientos, mareas, salinidad o temperatura) generan una mezcla vertical de las aguas que favorece el ascenso a la superficie de aguas ricas en nutrientes. Así se generan las áreas frontales, de alta producción biológica.

Los sistemas frontales del Mar Argentino controlan la distribución y la intensidad de la productividad biológica de la región (Rivas, 2006). En ellos se concentran gran variedad de organismos en todos los niveles tróficos. Los frentes en áreas costeras y del talud se han asociado a diversas pesquerías como la merluza (Podestá, 1989; Bertolotti *et al.*, 1996), calamar (Bertolotti *et*

al., 1996; Brunetti e Ivanovic, 1992), anchoita (Sánchez y Ciechomski, 1995) y corvina (Lasta y Acha, 1996).

Figura 1.2. Frente estuario templado (amarillo), frentes de marea (verde), frente del talud (azul) y frente estuario frio (violeta). Mapa modificado de Acha *et al.* (2004).

Sobre la Plataforma Patagónica encontramos dos tipos de frentes costeros según los mecanismos principales que los generan: los frentes

costeros estuarinos templados/fríos y de marea. Los frentes estuarinos son zonas transicionales donde las aguas costeras diluidas se mezclan con aguas de plataforma media. Los frentes de marea separan aguas costeras, mezcladas verticalmente, de aguas de plataforma media que en verano se encuentran fuertemente estratificadas. El frente del talud bordea la plataforma patagónica y limita con el océano abierto (Acha *et al.*, 2004)

Un fuerte interés en la Plataforma Patagónica ha surgido en los últimos años, junto con el creciente reconocimiento de su alta productividad biológica. Es una zona compuesta con una combinación única de características. Los vientos del oeste predominantes, las altas amplitudes de marea, las grandes entradas de agua dulce, la fuerte influencia de la Corriente de Malvinas (Bianchi *et al.*, 1982) generan un patrón de circulación complejo e interacciones transversales en la plataforma, junto con una multiplicidad de zonas frontales costeras (Matano *et al.*, 2010 Palma *et al.*, 2008) y del frente del talud (Acha *et al.*, 2004; Belkin *et al.*, 2009; Sabatini *et al.*, 2004). Comprender los mecanismos biogeoquímicos y el origen de carbono y nitrógeno biogénico es, por lo tanto, particularmente importante en esta región, teniendo en cuenta que la Plataforma Patagónica en su conjunto (es decir, ~ 38°S - ~ 55 °S) es considerada uno de los sumideros de CO_2 más grande en los océanos del mundo (Bianchi *et al.*, 2009).

Si bien el balance dinámico en los sistemas frontales de gran escala es en primera aproximación geostrófico (Pedlosky, 1979, Mann y Lazier 1996), existen circulaciones secundarias a través del frente que contribuyen a

mantenerlo y tienen importantes implicancias biológicas (Bo Pedersen, 1994). La relación entre la estructura vertical de densidad en los sistemas frontales y la respuesta biológica del fitoplancton está asociada a la extrema sensibilidad de estos organismos a los movimientos verticales y su respuesta directa a los cambios de condiciones de luz y nutrientes (Olson, 2002).

La importancia de los frentes para los ecosistemas radica en el hecho de que cualquier frente que persiste por un determinado tiempo tiene asociada una zona de convergencia (Bakun, 2006). Las fuerzas dinámicas involucradas cuando dos masas de agua de diferentes densidades se encuentran aseguran la convergencia que ocurre en la zona de intersección. Por lo tanto en las zonas frontales suele encontrarse una acumulación de partículas y material en suspensión en superficie que sirven como alimento y/o atraen a los animales marinos. Esto conlleva a un florecimiento multitrófico en la productividad biológica (Bakun, 2006).

1.1.1. Frente de Plataforma Media y del Talud

El frente de Plataforma media se distingue como un área que delimita dos regímenes de estratificación diferentes, una zona verticalmente homogénea a lo largo de todo el año y una zona de estratificación estacional, y coincide con las isobatas de 40 y 50 m (Lucas *et al.*, 2005). Es un frente térmico asociado a una banda de alta clorofila de unos 80 km de extensión transversal ubicado entre los 38 y 42 °S (Romero *et. al.*, 2006). Empleando datos hidrográficos, de nutrientes y de fluorescencia Carreto *et al.*, (1995) evidenciaron que los patrones estacionales de la biomasa fitoplanctónica de esta región están fuertemente relacionados con los cambios en la estabilidad vertical, que controla la disponibilidad de nutrientes y luz.

Los frentes oceánicos (como el del talud), que bordea la plataforma exterior, están estrechamente vinculados a rasgos del fondo marino. Estos tipos de frentes están delimitados por masas de aguas con diferentes características definidas principalmente en función de la salinidad (Bianchi *et al.*, 1982; Guerrero y Piola, 1997).

El frente del talud es una región entre aguas relativamente frías y de alta salinidad de la Corriente de Malvinas y aguas cálidas y menos salinas de la plataforma continental (Martos y Piccolo, 1988; Lutz y Carreto, 1991). El frente térmico del talud presenta una variabilidad estacional marcada pero se distingue a lo largo de todo el talud (Saraceno *et al.*, 2004). En el sector norte se desarrolla la termoclina estacional y por ende en el verano la columna

de agua se estratifica, sin embargo al sur de los 51 °S la columna de agua se mantiene verticalmente homogénea aún en diciembre (Krepper y Rivas, 1979).

En los frentes de talud, el gradiente de presión horizontal que se genera por el encuentro de masas de agua con diferentes densidades, es responsable de la existencia del frente. Los florecimientos masivos de fitoplancton a lo largo de taludes continentales se observan en muchas partes del océano global (Longhurst, 1998) pero la extensión de la banda de altas concentraciones de clorofila sobre el Frente del Talud de la Plataforma Patagónica, y su continuidad espacial y temporal hacen que este fenómeno sea probablemente único en el mundo (Podestá, 1997; Saraceno *et al.*, 2005; Matano y Palma, 2008). Estos florecimientos sostenidos de fitoplancton requerirían un mecanismo semipermanente de *upwelling*.

Algunos de los mecanismos propuestos por diversos autores son: la estratificación vertical del agua externa a la plataforma, o más específicamente en la región *onshore* de la Corriente de Malvinas, (Carreto *et al.*, 1986), *eddies* de mesoescala topográficos (Longhurst, 1998), mezcla de pequeña escala entre las masas de agua (Podestá, 1989), fertilización por hierro transportado por los vientos del oeste desde el continente Sudamericano (Erickson *et al.*, 2003), o la ocurrencia combinada de ondas internas y vientos episódicos (Acha *et al.*, 2004; Saraceno *et al.*, 2005).

La hipótesis más reciente que explicaría la surgencia en el frente del talud pero que aún no ha sido comprobada con mediciones, es la propuesta por Matano y Palma (2008). En base a argumentos teóricos y resultados de un modelo numérico los autores proponen que la fricción de la corriente de borde con el fondo y la fricción lateral generan gradientes de presión a lo largo del frente induciendo circulación hacia la plataforma y el océano abierto (a través del frente). Consecuentemente, la divergencia del flujo horizontal es compensada por surgencia de agua de capas más profundas.

Hay que destacar que los frentes como entidades físicas se caracterizan por ser regiones espacialmente limitadas, pero las zonas de alta productividad asociadas generalmente ocupan áreas de mayor extensión e inclusive pueden encontrarse a uno u otro lado del frente físico. Las imágenes satelitales muestran una evidencia dramática de la coincidencia de concentración de clorofila y la ubicación de estos frentes. Sin embargo, la extensión espacial de las zonas de máxima clorofila (~1-10 km) es típicamente por lo menos un orden de magnitud mayor que la extensión de la región de convergencia (~100 m, Simpson y Sharples, 2012).

Compilando información satelital (de temperatura superficial del mar y concentración de clorofila) y datos hidrográficos, Acha *et al.*, (2004) identificaron y caracterizaron los frentes de la Plataforma Patagónica. De acuerdo a la ubicación geográfica, los forzantes dominantes, como así también los procesos físicos, la estacionalidad y los mecanismos de enriquecimiento se distinguen las regiones frontales pertinentes a este trabajo: frentes de marea

norpatagónicos (frente de El Rincón) y el frente del talud continental (Figura 1.2.). Romero (2008) realizó una revisión del estado actual del conocimiento de los frentes en la Plataforma Patagónica e incorpora la región de plataforma media frente al litoral bonaerense que ha sido estudiada por otros autores (Martos y Piccolo, 1988; Carreto *et al.*, 1995; Lucas *et al.*, 2005), y aquí lo denominamos como frente de plataforma media.

1.1.2. Frentes Costeros Estuarinos Templados – El Rincón

Los frentes estuarinos se encuentran entre los ecosistemas con mayor producción primaria neta (Whittaker, 1975). Son zonas transicionales que están sujetas a un importante suministro de nutrientes, detritos y organismos desde los ambientes terrestre, fluvial y marino adyacentes (Polis *et al.*, 1997; Kneib, 2000; Riley *et al.*, 2004). A la vez, los frentes estuarinos proveen de numerosas funciones ecológicas esenciales, constituyendo áreas críticas de transición entre los ambientes terrestres y marinos (Levin *et al.*, 2001). Así, los organismos en los estuarios pueden obtener su alimento tanto de la materia orgánica producida *in situ* –*autóctona*– como de la materia orgánica transportada desde otros sitios –*alóctona*–. De esta manera, los procesos biogeoquímicos que ocurren dentro de estos frentes no pueden considerarse como sistemas aislados y por lo tanto es necesario analizar su conexión con ambientes aledaños.

La plataforma continental en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires se extiende hasta los 300 km desde la línea de costa, con una orientación de

la batimetría en sentido noroeste-sudeste. La profundidad media es de 60 m (Lonardi y Ewing, 1971; Swift *et al.*, 1978; Piccolo, 1998).

Parte de la plataforma interior (~36,70° - 40,70°S, ~62,30° - 59°O), usualmente denominada "El Rincón", se extiende hasta la isobata de los 40 m. Ésta área se caracteriza por importantes aportes de ríos continentales (río Negro y río Colorado), células locales de diferente salinidad y vientos que dominan la dinámica de la plataforma interior, haciendo de la región un sistema oceanográfico y ecológico muy complejo.

El sistema estuarino de El Rincón está influenciado por la presencia de frentes costeros que separan las aguas relativamente diluidas de la plataforma interior y las aguas más salinas de la plataforma media. Además, se destaca la descarga de los ríos, combinado con la intrusión de las aguas del golfo de San Matías (Rivas y Pisoni, 2010). La temperatura del agua en primavera oscila entre 14-16 °C y en invierno entre 7-8 °C (Lucas *et al.*, 2005). Los vientos constantes permiten que la columna de agua sea homogénea durante todo el año (Piccolo, 1998). El sistema costero presenta profundidades generalmente inferiores a los 50 m y está caracterizado por la presencia de aguas verticalmente homogéneas durante todo el año, debido al efecto combinado de vientos y mareas (Carreto *et al.*, 1995; Guerrero y Piola, 1997). Se han registrado allí concentraciones mínimas de nitrato y clorofila "a" (Carreto *et al.*, 1995).

A partir de la isobata de los 50 m se encuentra la plataforma media, cuya dinámica es dominada principalmente por los vientos y la interacción con las aguas homogéneas costeras de la plataforma interior y de las estratificadas de la plataforma externa y adjunta al talud, en zonas más profundas se encuentra la Corriente de Malvinas (Auad y Martos, 2012; Piccolo, 1998; Lucas *et al.*, 2005).

Los principales aportes de agua dulce en el sistema del Rincón son el río Negro y el río Colorado. El Río Negro presenta su máxima descarga en primavera debido al deshielo proveniente de la Cordillera de los Andes (1.210 $m^3 s^{-1}$) y en otoño debido a la lluvia estacional (1.130 $m^3 s^{-1}$), aportando un 90 % del agua dulce al sistema estuarino de El Rincón. A su vez el río Colorado presenta su máximo caudal a fines de la primavera (215 $m^3 s^{-1}$) (Guerrero, 1998; Lucas *et al.*, 2005). La descarga del río Colorado genera una pluma que se propaga hasta la boca del estuario de Bahía Blanca, caracterizada por su homogeneidad, alta turbidez y baja salinidad (Cuadrado *et al.*, 2002).

La precipitación media varía entre 840 mm en el noreste (Tres Arroyos) hasta 380 mm en el sur (Viedma) distribuidos principalmente en otoño (187 mm), primavera (173 mm) y verano (167 mm), siendo invierno la estación seca (85 mm) (Campo de Ferreras *et al.*, 2004). Sumado a ello, la región se encuentra influenciada por el fenómeno de la Oscilación Sur de "El Niño" (ENSO) afectando principalmente las precipitaciones y el desplazamiento de la Diagonal Árida (Aceituno, 1988; Grimm *et al.*, 2000; Scian, 2000; Lentini *et al.*, 2001; Severov *et al.*, 2004;).

Las masas de agua presentes en esta zona son de origen subantártico, diluidas por descargas continentales y modificadas por intercambios de masa y calor con la atmósfera (Guerrero y Piola, 1997). La batimetría junto con cambios en la línea de costa, aportes continentales y celdas de alta salinidad localmente generadas, hacen de la región una zona de elevada complejidad oceanográfica y biológica (Lucas *et al.*, 2005).

La circulación oceanográfica en el sistema estuarino de El Rincón se caracteriza por la generación de un giro oceánico en sentido anti-horario en invierno y su disolución en primavera y verano (Palma *et al.*, 2008). La salinidad en la zona costera, desde la boca del río Negro hasta la boca del estuario de Bahía Blanca varía entre 30-33,3. Hacia el Este se encuentra un núcleo de alto contenido salino (~34). En otoño-invierno el núcleo salino se extiende y fortalece, debido a la intrusión de aguas provenientes del golfo de San Matías relativamente más salinas, mientras que en primavera-verano, dicho núcleo se debilita (~33,8) (Lucas *et al.*, 2005; Palma *et al.*, 2008).

El sistema estuarino de El Rincón, ha sido caracterizado como un sistema altamente productivo y representa un área de retención y crianza de diversas especies de peces (Acha *et al.*, 2004). De otro modo, se encuentran en esta zona juveniles de peces que aprovechan las altas temperaturas y la gran disponibilidad de alimento (Acha *et al.*, 2004; Hoffmeyer *et al.*, 2009). Negri *et al.*, (1988) han determinado la existencia de cuatro regiones para la provincia de Buenos Aires: Estuarina, Costera, Transición-Costera y Sub-Antártica. Para ésta zona se han definido tres áreas faunísticas

caracterizadas por diferentes ensambles del mesozooplancton: Estuarina, Costera y de Plataforma (Viñas *et al.*, 2002; Marrari *et al.*, 2004; Cepeda, 2006).

Sin embargo, a pesar de ser un área de especial interés, existe escasa información desde el punto de vista biogeoquímico, si se considera que, en estos sectores pobres en nutrientes, la exportación de substancias orgánicas e inorgánicas disueltas y particuladas desde ríos y humedales puede cobrar particular importancia como sostén de la producción primaria en la zona costera.

1.2. Biogeoquímica de la Materia Orgánica y Sistemas Frontales

La materia orgánica particulada y disuelta (POM y DOM, respectivamente) en ecosistemas acuáticos consiste en una mezcla de productos de síntesis, degradación y re-síntesis procedente de procesos bióticos y abióticos. Además de componentes identificables provenientes de células vegetales y animales, tales como proteínas, lípidos y carbohidratos, una fracción significativa de la materia orgánica natural existe en forma de una compleja mezcla de compuestos denominados substancias húmicas (Christian y Anderson, 2002)

Dentro del proceso que va desde de la fijación de carbono inorgánico en biomoléculas hasta su incorporación al sedimento marino, el zooplancton cumple una función esencial en los flujos de materia y energía. Si bien éste representa el nexo clave entre los productores primarios y la producción pesquera, se ha demostrado recientemente que no toda la materia consumida por el zooplancton es transferida hacia niveles superiores en la trama trófica. Su actividad también puede contribuir considerablemente a las redes microbianas, a través de la producción de materia orgánica como resultado de alimentación superflua ó "sloppy feeding", excreción y desintegración de pellets fecales (Hasegawa *et al.*, 2001; Møller *et al.*, 2003; Steinberg *et al.*, 2004).

Una parte significativa de la literatura trata el tema de la estabilización o degradación de la materia orgánica con énfasis en mecanismos enzimáticos

o fotoquímicos (Lara, 2000) o una combinación de ambos. Mientras esto ha generado una controversia que continúa, existen otras hipótesis relacionadas a la preservación de la materia orgánica. Por ejemplo, se ha postulado que la adsorción de moléculas orgánicas en superficies minerales (Keil *et al.*, 1994) y otros procesos abióticos (Keil y Kirchman, 1994) probablemente ejerzan una fuerte influencia en las diferentes vías de conservación o remineralización sobre la materia orgánica.

Mayer (1995) especuló que la estabilidad de la materia orgánica sedimentaria puede no ser debida a un carácter inherentemente refractario o en general a una propiedad particular del material orgánico en sí mismo. En cambio, si las condiciones ambientales cambian, por ejemplo, si material húmico de origen terrestre fuera transportado al medio marino o fenómenos de surgencia, substancias "inertes" podrían transformarse en disponibles para los microorganismos. Más aún, este autor sugiere que ni la estructura del material orgánico ni la fuerza de su adsorción a superficies minerales serían, por sí mismas, suficientes para explicar su estabilidad, sino que la accesibilidad de una molécula para el contacto con exoenzimas y la posterior hidrólisis serían la característica principal determinante de su biodisponibilidad.

La biodisponibilidad de la materia orgánica en el mar para organismos heterotróficos puede ser influenciada por varios factores, entre ellos la exposición de las macromóleculas a la radiación ultravioleta en la capa fótica. El aumento de la radiación UV incidente como consecuencia de la reducción

de la capa de ozono puede resultar en un aumento de la proporción de componentes lábiles del carbono orgánico disuelto. Un aumento de la concentración de substrato podría permitir una mayor actividad bacteriana, llevando a una aceleración de la producción de nutrientes remineralizados. Sin embargo, por otro lado, la misma radiación UV puede resultar en una inhibición de la actividad heterótrofica por daño celular, lo que teóricamente podría llevar a una acumulación por lo menos temporaria de componentes lábiles de la materia orgánica (Lara y Thomas, 1995).

Por otra parte, las propiedades físicas de los mares influyen claramente en los procesos en todas las escalas espacio-temporales (Mann, 1992). Dentro de las diferentes variables físicas que afectan la distribución de los organismos marinos, la temperatura del mar es considerada una de las más relevantes (Yañez *et al.*, 1995; Perrotta *et al.*, 1997, 2001). Sin embargo, parece evidente que las propiedades físicas tienen un efecto sinérgico en los ciclos biogeoquímicos y que esto en definitiva es lo que constituye zonas de alta productividad. Por ejemplo, muchas especies muestran altas concentraciones en las cercanías de frentes oceánicos y zonas de surgencias (Reddy *et al.*, 1995).

La plataforma del Mar Argentino es de especial interés en el contexto de la dinámica de la materia orgánica, particularmente en sectores frontales. Dentro de estas regiones existen sectores donde la producción de fito-zooplancton y biomasa bacteriana dependen predominantemente de la regeneración de nutrientes (Carreto *et al.*, 1995) con el nitrógeno como factor

limitante (Carreto *et al.*, 1981; Carreto, 2001); mientras que otros ambientes están más conectados al ingreso de nutrientes a través de zonas frontales, como por ejemplo los frentes de El Rincón (fluvial), de la península Valdés (mareal).

Trabajos recientes (Lara *et al.*, 2010) en el Atlántico Sudoccidental tuvieron como foco la caracterización de la materia orgánica y de sus potenciales indicadores en la columna de agua y el sedimento con énfasis en la influencia del microplancton. Se determinaron isótopos estables de carbono (C) y nitrógeno (N) ($\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$) en seston superficial a lo largo de una transecta desde aguas de plataforma de la región bonaerense hasta el Mar de Belllingshausen. Se establecieron claras diferencias de firma isotópica en la materia orgánica entre aguas subantárticas y antárticas como así entre los ambientes de plataforma y oceánicos dentro de las aguas subantárticas.

Se encontró un fuerte gradiente de $\delta^{13}C$ entre la parte norte y sur de la plataforma patagónica, con el material isotópicamente más pesado en el sector regenerativo cercano a la región bonaerense. La relación Si:N tuvo una influencia substancial sobre la firma de ambos isótopos, junto con la variación de la proporción de plancton silíceo. El $\delta^{15}N$ mostró mínimos absolutos en el sector norte del pasaje de Drake, probablemente por efecto de amonio isotópicamente liviano de origen Pacífico. Este comportamiento hace que la firma isotópica de la materia orgánica sedimentaria en este sector sea potencialmente un indicador valioso de oscilaciones pasadas en la Corriente Circumpolar Antártica. Se elaboró un modelo que explicó 83% de la varianza

de $\delta^{13}C$, basado en la temperatura del agua, contenido de POC y amonio (Lara *et at.*, 2010). El buen ajuste de este modelo permitió abarcar los extremos isotópicos desde la región regenerativa Bonaerense, pobre en nutrientes, pasando por los frentes patagónicos hasta la región Antártica.

Si bien basado en sólo una transecta en otoño, la extensión de este enfoque a otros sectores frontales, incluyendo el factor estacional y aportes terrígenos, permitirá una profundización mayor del conocimiento de la producción, destino y características de la materia orgánica en el Mar Argentino.

Cuando variaciones regionales en la productividad de las aguas persisten durante largos períodos de tiempo, pueden provenir de distintas fuentes: alteraciones en la circulación de las corrientes oceánicas, variaciones del nivel del mar y/o aportes fluviales que obedezcan a cambios climáticos sostenidos significativos, de por ejemplo centurias o varias décadas (Lara y Cohen, 2009).

En este contexto, nuestro país presenta ambientes marinos con una estructura particularmente favorable para la identificación de eventos de cambios climáticos, tales como una gran diversidad de frentes costeros o de talud. Si bien algunas zonas frontales están bajo el efecto del ENSO, su influencia presente y pasada ha sido poco estudiada.

Entre los efectos del ENSO se encuentra la perturbación del régimen de precipitaciones, lo que induce cambios en el equilibrio hidrológico de algunas

cuencas. Cuando éstas se encuentran conectadas con la zona templada de los estuarios del Atlántico, el efecto de "El Niño" puede inducir un exceso de precipitaciones que aumenta la descarga fluvial, afectando la hidrodinámica de los estuarios y aumentando la fertilización y productividad del mar adyacente. Contrariamente, el efecto denominado "La Niña" produce períodos de sequía en la región Bonaerense, lo que retrae los aportes continentales e incrementaría la salinidad en los humedales y aguas costeras (ver punto 1.1.2).

1.3. Objetivos Generales

El rol de la materia orgánica disuelta y particulada en el ambiente marino como fuentes o sumideros globales de carbono y nitrógeno es comprendido sólo parcialmente. Procesos particularmente relevantes en esta dinámica son la producción y el uso de materia orgánica por el fito-, zooplancton y bacterioplancton heterotrófico; la dependencia de los ciclos climáticos presentes y pasados y la interacción con la radiación UV.

Además del uso como fuente de carbono y nitrógeno por organismos heterótrofos, el reciclado de la materia orgánica constituye una fuente esencial de nitrógeno y fósforo para la regeneración de nutrientes inorgánicos en que serán usados en la producción primaria, sostén de todos los recursos vivos marinos. Aunque la materia orgánica disuelta representa una cantidad de carbono aproximadamente diez veces mayor que la particulada, y puede contener tanto o más nitrógeno que la suma de los nutrientes inorgánicos, su

estudio ha sido frecuentemente relegado por las dificultades metodológicas que implica.

Si bien existe evidencia de la importancia de la materia orgánica disuelta y particulada en el mar para los ciclos biológicos y como potencial sumidero de dióxido de carbono, se conoce relativamente poco acerca de la composición y disponibilidad de este reservorio en el Atlántico Sudoccidental. Más aún, al presente no existen escenarios que predigan como estos posibles eventos biogeoquímicos evolucionarían en un marco de calentamiento global de los océanos en términos de una alteración de la estructura del ecosistema.

El objetivo general de esta tesis fue profundizar en el conocimiento de la composición y diagénesis de la materia orgánica particulada en los ambientes pelágico y sedimentario del Mar Argentino, en particular en sectores de alta producción biológica -nueva o regenerada- o influenciados por aportes continentales.

1.4. Objetivos Específicos

La comprensión de la dinámica de estos sectores requiere un enfoque interdisciplinar que abarque temas centrales tales como el ciclaje de carbono y nitrógeno, como así las conexiones con fenómenos climáticos de incidencia global y su influencia sobre la productividad de los ecosistemas del Atlántico Sudoccidental. Esto incluye la caracterización de su estado actual y la estimación de posibles estados futuros.

La identificación y seguimiento de los mecanismos de producción de materia orgánica y su rol en la remineralización o inmovilización de nutrientes, hace necesaria una intensiva caracterización con métodos y parámetros modernos tales como trazadores isotópicos y moleculares de fuentes y sumideros hidrológicos y biológicos de carbono y nitrógeno. Esto involucra la determinación de la composición de las fracciones biológicamente disponibles de la materia orgánica y la evaluación de su contribución relativa al carbono y nitrógeno orgánico total, bajo la hipótesis que:

"La dinámica local deberá producir patrones característicos en zonas donde prevalezca la producción regenerada en comparación con sectores en los cuales la producción primaria esté sostenida por la entrada de nutrientes "frescos", aportados ya sea a través de corrientes, surgencia, ríos y/o humedales".

Estos patrones serán esenciales para la reconstrucción de variaciones pasadas de la producción biológica en función de oscilaciones climáticas que hayan producido modificaciones en la circulación regional o en el aporte terrígeno.

2. METODOLOGÍA

2.1. Áreas de Estudio

En base a las características mencionadas como relevantes en la dinámica biogeoquímica de la materia orgánica para zonas costeras y plataforma, se consideraron las siguientes áreas biogeográficas como relevantes para el desarrollo de esta tesis (Figura 2.1.a.): Plataforma Patagónica externa adyacente al Talud (1) y la zona de frentes costeros norpatagónico, estuario templado, Frente de El Rincón (2).

La primera Campaña se llevó a cabo en 2009 (CONCACEN – noviembre 2009) donde se realizaron un total de 32 estaciones de muestreo (Figura 2.1.b.). Para los objetivos de esta tesis se tomaron muestras en cuatro transectas que abarcaban los diferentes frentes del talud a los 40°S y a los 43°S, una transecta que cruzó el frente de El Rincón y una el frente de Valdés. Se pudieron concretar las actividades de muestreo previstas originalmente para realizar en las 16 estaciones propuestas de la presente campaña. Todas ellas se ubicaron a lo largo de la derrota del buque y cubriendo dos áreas en el borde del talud, el área del frente de península Valdés y áreas intermedias de la plataforma continental.

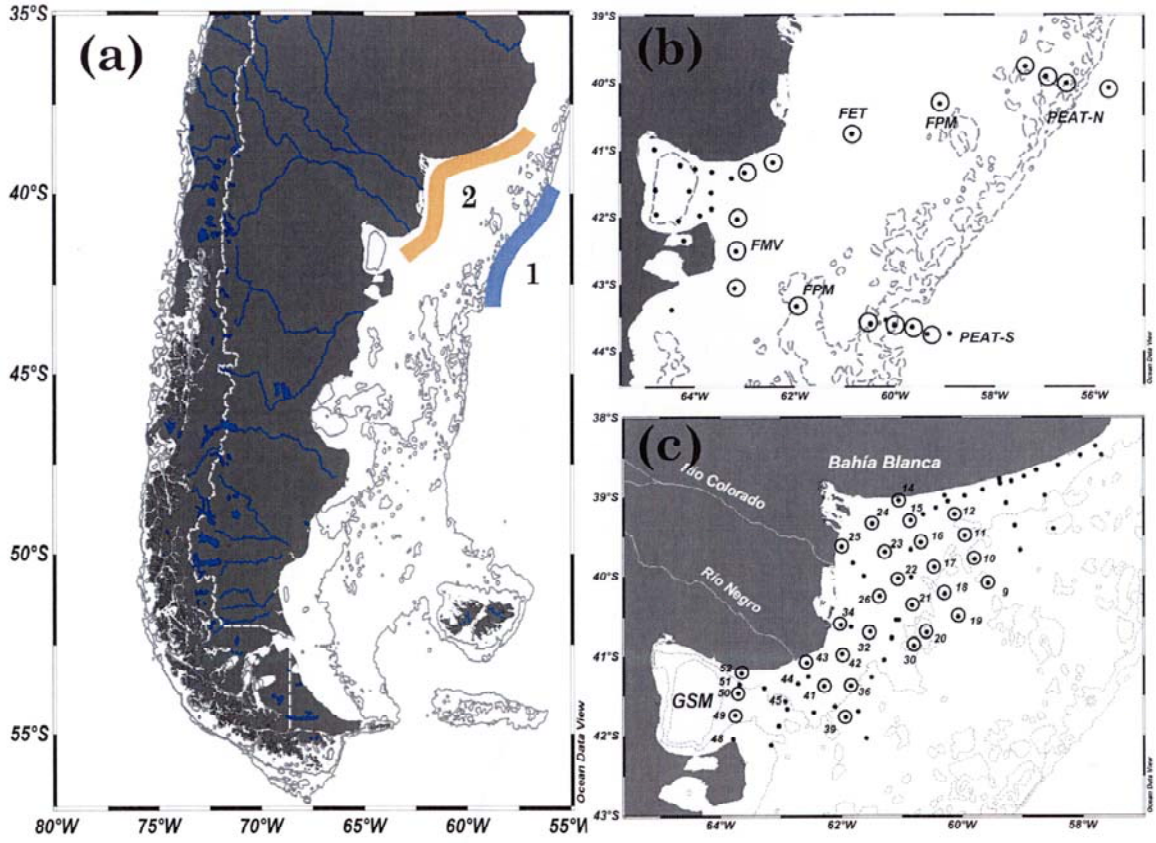


Figura 2.1. (a) sitios de interés biogeoquímico: (1) Plataforma externa adyacente al talud (PEAT), (2) Frente estuarino templado y de alta salinidad (El Rincón). En cada uno de estos frentes se realizaron campañas oceanográficas desde 2009 al 2011 a bordo del Buque Oceanográfico "Puerto Deseado". (b) Estaciones cubriendo dos áreas en el borde del talud (PEAT-N y PEAT-S), el área del frente de Península Valdés (FMV), de Plataforma Media (FPM) y del frente de El Rincón (FET). (c) Frente de El Rincón. Puntos, estaciones CTD, puntos y círculos, estaciones biogeoquímicas. Líneas (gris) isobatas de 50, 100 y 200 m.

Una segunda campaña con mayor resolución espacial fue realizada en el frente de El Rincón en octubre de 2010(PD-2010-07). Se realizaron un total de 78 estaciones oceanográficas distribuidas en secciones perpendiculares a la costa. El área de estudio comprendió la denominada plataforma bonaerense entre 34° y 41°S (Figura 2.1.c.).

2.2. Determinación de Parámetros Físicos

En ambas campañas las mediciones de presión, temperatura, conductividad se realizaron con un CTD "SEA-BIRD", Modelo N° 911 plus con roseta General Oceanic a la cual se le montaron 10 botellas de 5,5 litros. El guinche oceanográfico utilizado fue el de popa durante toda la campaña operado a una velocidad de descenso de 0,50 m seg.$^{-1}$. Se utilizó el archivo de configuración 911PD201007.CON y a partir de la estación 10 se incorporó el dato GPS a cada *scan*, generando un nuevo archivo de configuración 911PD201007_GPS.CON.

El CTD fue equipado con un fluorómetro marca SeaPoint SN 2816 perteneciente al Servicio de Hidrografía Naval con escala 0-15, Sensor Temperatura SN 1689 y Sensor Conductividad SN 1381.

2.3. Muestras de agua y fraccionamiento del Seston

Se realizaron muestreos de agua mediante casting de botellas Niskin, en distintas profundidades de la columna de agua (2 a 5) que variaron entre las estaciones en función de la existencia y ubicación de la termoclina.

En la campaña CONCACEN-2009 se realizó en estaciones seleccionadas una separación por tamaño de las diferentes fracciones de seston según Dussart (1965): mesoplancton (>200 µm), microplancton (entre 20 y 200 µm) y nanoplancton (<20 µm). Para el análisis de isótopos estables, contenido de materia orgánica del nanoplancton y microplancton en la plataforma

Patagónica externa adyacente al talud, 2 l agua fueron obtenidos de las botellas Niskin. Parte de esta agua fue filtrada a través de una malla de 20 µm de abertura y conservada a 4°C y oscuridad. La otra parte fue filtrada primeramente a través de una malla de 200 µm y luego con una de 20 µm.

2.4. Determinación de Nutrientes Inorgánicos

Los nutrientes inorgánicos fueron analizados en el Alfred Wegener Institute, AWI (Bremerhaven, Alemania) de acuerdo a Kattner y Becker (1991) con un autoanalizador de nutrientes (Evolution III, Alliance Instruments). La determinación de nitrato y nitrito se basó en el método de Armstrong *et al.* (1967), para amonio (Koroleff, 1969), para fosforo soluble reactivo (Soluble reactive phosphorus: SRP) según Eberlein y Kattner (1987) y para silicato (Grasshoff *et al.*, 1983).

2.4.1. Nitrato y Nitrito

La medición de nitrato y nitrito se basa en la formación de un complejo de nitrito detectable fotométricamente. La determinación de nitrato es simultánea, por lo tanto, es necesario reducir este a nitrito. Para este propósito una columna de cadmio se utiliza en combinación con sulfato de cobre como catalizador. En el acoplamiento ulterior, entre la sulfanilamida, el nitrito y el componente de acoplamiento N-dihidrocloruro de (1-naftil) etilendiamina, se genera un complejo de color rojo. Este complejo de color puede ser cuantificado fotométricamente a 540 nm. La gama de trabajo del

método de nitrato fue de entre 0,05 a 8 µM y nitrito de entre 0,6 a 30 µM. La determinación corresponde a la norma DIN 38405.

2.4.2. Amonio

Para la detección de amonio se utiliza una variante fluorométrica de análisis de aminoácidos por medio de orto-ftalaldehído (OPA). El amonio libre reacciona en presencia del buffer borato de sodio y sulfito de sodio con OPA a un complejo de tinte fluorescente. Para mejorar la solubilidad del reactivo de trabajo en la muestra, una solución de agente tensoactivo se utilizó para reducir la tensión superficial. El OPA emite fotones relacionados con la concentración de amonio que son detectados en un rango entre 420 a 500 nm. La cuantificación se llevó a cabo por medio de la integración de picos y calibración externa.

2.4.3. Fosfato

La medición de fosfato disuelto, orto-fosfato se realizó de acuerdo con el método de azul de molibdeno. El ácido sulfúrico de una solución de ortofosfato reacciona con heptamolibdato de amonio y iones de antimonio para formar un heteropoliácido. Posteriormente se forma una reacción de color azul, producto de la reducción con molibdeno del ácido ascórbico. La determinación de la concentración se desprende de la medición de la absorbancia a 880 nm.

2.4.4. Silicato

Concentraciones de silicato se midieron de manera similar al ortofosfato por el método de azul de molibdeno. Este principio de medición colorimétrica se basa en la adición de heptamolibdato en solución de ácido sulfúrico a la muestra. Conduce a la formación de ácido molíbdico silico, que después se reduce a ß-silicio de azul de molibdeno y se cuantifica a través de la absorción a 800 nm y la corrección con un blanco. Dado que la medición del orto-fostato se basa en una reacción similar, debe eliminarse esta interferencia. Esto se hace mediante el enmascaramiento de los iones fosfato por medio de ácido oxálico seguido de reducción con ácido ascórbico.

2.5. Determinación de Clorofila *in situ*, Satelital y Sensor de Fluorescencia

Para la determinación de clorofila, 500 ml de agua de mar fueron filtrados por GF/F 0,7 µm de diámetro de poro, y mantenidos en oscuridad a -20°C hasta su análisis en el laboratorio. Los filtros para clorofila "a" y faeopigmentos fueron colocados en acetona (90%) con buffer ($MgCO_3$), mantenidos en la oscuridad por 24 horas a 4°C. La cuantificación se realizó por fluorometría y las concentraciones se calcularon de acuerdo con las ecuaciones de Holm-Hansen *et al.*, (1965). Se utilizó un estándar de la clorofila "a" pura (*Anacystis nidulans*) y un fluorómetro Shimadzu RF-5301 a Ex/Em: 460/671 nm. La corrección por feopigmentos fue hecha por acidificación con HCl (0,1 N).

Se estimó la concentración de clorofila en la columna de agua, a partir de la determinación in situ de su fluorescencia in vivo, utilizando un sensor marca SeaPoint SN 2816 de sensibilidad 0-15 mg m^{-3} perteneciente al Servicio de Hidrografía Naval, montado a un perfilador CTD marca Sea-Bird 19 cuya resolución en la vertical fue un dato cada 0,25 m. Asimismo, se realizaron muestreos continuos en superficie en toda el área investigada montando un fluorómetro de iguales características a un termosalinómetro marca Sea-Bird modelo SBE-21. La resolución del muestreo en superficie fue de 1 registro cada 600 m aproximadamente.

Los datos imágenes MODIS-Aqua fueron obtenidos de Giovani Ocean Color Team (http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni) para las fechas de campañas. Los productos de resolución temporal de 8 días y 4 km de resolución de las bases de datos fueron guardados en archivos SDN y procesados posteriormente con ODV (versión 4.6.1) (Ver punto 2.8).

2.6. Determinación de Carbono y Nitrógeno Orgánico

La materia orgánica particulada, tanto en la columna de agua, como en fracciones de seston, se caracterizó a través de varios métodos. Para la determinación de POC y PON se filtraron hasta 2 litros de agua de mar por duplicado con filtros GF/F 0,7 µm de diámetro de poro, que fueron conservados a -20°C hasta su procesamiento.

En el Centro Leibniz de Ecología Tropical, ZMT (Bremen, Alemania), los filtros secos del microplancton fueron pesados y homogenizados con un molino de bolas (Retsch PM 100). En los filtros del total de la columna de agua y del nanoplancton, una fracción representativa fue seccionada. Debido a la composición homogénea de estos filtros no fue necesario triturarlos con el molino de bolas. Cada filtro fue previamente pesado, como así también los trozos posteriormente obtenidos de él.

El polvo o los trozos de los filtros fueron colocados en viales de zinc para la determinación del carbono y nitrógeno total, y en viales de plata, seguidos de acidificación con HCl 0,1 N para remover el componente inorgánico y secado a 50° C por 12 horas para el carbono y nitrógeno orgánico. Cada vial conteniendo las muestras, fue cerrado cuidadosamente y del mismo se formó una bola con un dispositivo mecánico. El contenido de nitrógeno y carbono fue cuantificado mediante combustión relámpago a alta temperatura con un analizador elemental Carlo Erba NA 2100 (Verado *et al.*, 1990). La POM fue cuantificada como POC y PON.

2.7. Determinación de Isótopos Estables

El posible origen de la materia orgánica en el área de estudio fue examinado mediante la determinación de la proporción de isótopos estables de carbono y nitrógeno ($\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$, respectivamente) con un espectrómetro de masas isotópicas acoplado a un analizador elemental. Todas las filtraciones se realizaron con filtros GF/F 0,7 µm de diámetro de poro y precalcinados 4 horas a 450°C.

Los isótopos estables de carbono (^{13}C) y nitrógeno (^{15}N) de la POM y de cada una de las fracciones de seston (microplancton, nanoplancton y POM) fueron analizados con un espectrómetro de masas Thermo Finnigan Delta Plus acoplado a un analizador elemental Flash EA 1112, siguiendo lo descrito en Verado *et al.*, (1990). Los filtros homogenizados fueron colocados también en viales de plata, acidificados con HCl 0,1N, secados 12 horas a 50°C y completamente oxidados en un analizador elemental por combustión relámpago a temperaturas superiores de 1000°C bajo oxígeno puro. La composición isotópica del N_2 y el CO_2 fue detectada por espectrometría de masas.

El análisis de las muestras fue llevado a cabo por duplicado incluyendo un estándar interno y un blanco cada 4 muestras. La cantidad de isótopos por muestra estuvo dentro del rango analítico de linealidad. La desviación estándar (como coeficiente de variación) entre las pseudoréplicas nunca excedió el 3%. Los resultados fueron normalizados con los estándares: Pee

Dee Belemnite (Fry y Sherr, 1984) y nitrógeno atmosférico, calculando las siguientes relaciones isotópicas:

$$R = \frac{{}^{13}_{0}C}{{}^{12}_{0}C} \; o \; \frac{{}^{15}_{0}N}{{}^{14}_{0}N} \; y,$$

$$\delta X(‰) = \left[\left(\frac{R_{muestra}}{R_{estandar}}\right) - 1\right] * 1000$$

Donde el valor de notación delta (δ) se refiere a comparación con un estándar internacional. En este caso particular, las relaciones isotópicas fueron determinadas de acuerdo con los estándares internacionales de la Agencia Internacional de Energía Atómica (Vienna): IAEA-N1 y IAEA-N2 para ^{15}N, NBS 22 y USGS-24 para ^{13}C, y peptona como estándar interno. X es el isótopo de interés, R es la proporción de átomos del isótopo pesado en relación al liviano. De esta forma, valores de δX positivos implican que la muestra está enriquecida en el isótopo más pesado en relación con el estándar y valores negativos implican que está empobrecida (Figura 2.2.).

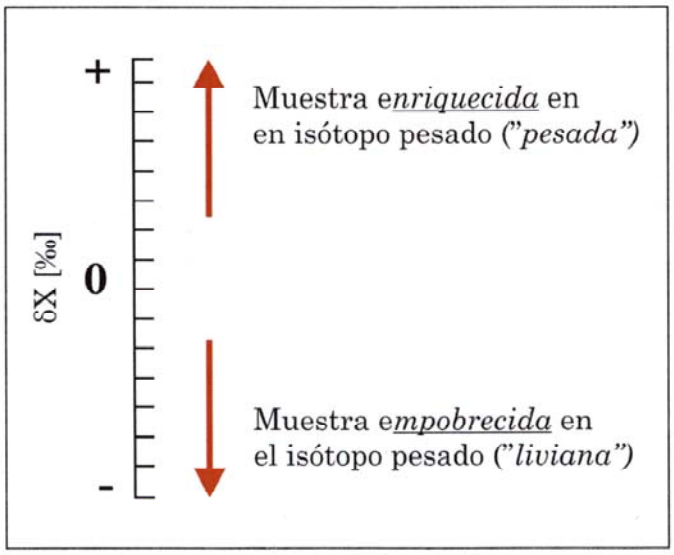


Figura 2.2. Notación de isótopos estables para una muestra en relación a su estándar.

2.8. Procesamiento de Datos Oceanográficos y Biogeoquímicos

Los datos provenientes del CTD fueron procesados por el gabinete de Oceanografía de INIDEP, con las rutinas estándar del programa Seasoft, reduciéndolos a un valor de temperatura, salinidad y densidad por cada un metro de profundidad. Se identificaron las masas de agua presentes en el área, teniendo en cuenta sus rangos de salinidad según Guerrero y Piola (1997), Lucas *et al.,* (2005), Bianchi *et al.*, (2005), Piola *et al.*, (2010).

Para analizar la estratificación de la columna de agua se calculó el parámetro de estabilidad Φ (Simpson, 1981), como una medida del trabajo, en kJ m^{-3} requerido para mezclar la columna de agua:

$$\Phi = g.h \int_{-h}^{0} (\rho - \rho o)\ Z\ dZ$$

donde g es la aceleración de la gravedad, h la profundidad total, ρ densidad del agua de mar, ρo densidad media de la columna, y z profundidad. Este índice permite estimar el límite que separa aguas homogéneas de aguas estratificadas. Se consideró un valor de Φ de 40 kJm^{-3} como límite entre aguas mezcladas y estratificadas (Martos y Sánchez, 1997).

Parámetros físicos y biogeoquímicos se procesaron y se muestran utilizando Ocean Data View Software (ODV-versión 4.6.1) (Schlitzer, 2010). Los datos se presentan utilizando plantillas de diseño utilizando el DIVA-ODV (Data-Interpolating Variational Analysis)-ODV. Este método permite la

interpolación espacial y el grillado de los datos en una forma óptima, teniendo en cuenta las incertidumbres de las observaciones. Cuando se aplica a los datos oceánicos, tiene en cuenta las líneas costeras, subcuencas y advección que son incorporadas al algoritmo.

La totalidad de los datos sobre las variables ambientales y bióticas obtenidos a partir de los muestreos fueron analizados empleando técnicas de estadística paramétrica, no paramétrica y/o multivariada (Sokal y Rohlf, 1979; Clarke y Warwick, 1994), utilizando software apropiados tales como: XLStat, XAct, Statistica, R, Primer E y otros.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Biogeoquímica de materia orgánica en zonas productivas del Atlántico Sudoccidental: Influencia de las condiciones oceanográficas, nutrientes y plancton en la firma isotópica.

Los datos biogeoquímicos de materia orgánica particulada en suspensión (POM) detallados a lo largo de la derrota fueron tomados en regiones frontales de interés y en masas de aguas oligotróficas y mesotróficas recorriendo diferentes regiones hidrográficas y ecosistemas dentro de la Plataforma Argentina. Las principales características de las tendencias generales en zonas productivas y en particular, en la región de plataforma Patagónica externa adyacente al talud (PEAT) se analizaron con especial atención en la variabilidad isotópica en la superficie, como así también en la columna de agua sedimentaria.

3.1.1. Tendencias Sinópticas Generales

La zona de muestreo (Figura 3.1.1.a) cubrió una amplia gama de profundidades 25-1.959 m. Las aguas superficiales tuvieron temperaturas entre 7,76 °C y 13,96 °C y salinidades que van desde 33,446 hasta 34,149 (Tabla 3.1.I)

Tabla 3.1.I. Media ± desvío estándar de variables físicas y biogeoquímicas en aguas superficiales para 16 estaciones a lo largo derrota de muestreo.

variables	n	media ± sd	Min – Max
Temperatura [°C]	16	10,91 ± 1,8	[7,76 ; 13,69]
Salinidad	16	33,75 ± 0,2	[33,44 ; 34,15]
Densidad [kg m^{-3}]	16	25,80 ± 0,4	[25,13 ; 26,57]
Chla-SAT [mg m^{-3}]	16	2,17 ± 1,6	[0,69 ; 6,61]
POC [µM C]	16	2,11 ± 0,40	[1,40 ; 2,70]
PON [µM N]	16	2,17 ± 1,64	[0,70 ; 6,61]
C:N	16	7,18 ± 1,45	[5,05 ; 9,92]
$\delta^{13}C$ [‰]	16	-22,39 ± 0,97	[-23,71 ; -20,51]
$\delta^{15}N$ [‰]	16	6,38 ± 2,2	[2,07 ; 10,41]

Los valores de clorofila satelital superficial (Chla-SAT) fueron tomados para la fecha (http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni) (Tabla 3.1.I) reportando la presencia del frente de plataforma media y frente del talud (Figura 3.1.1.c-d). Estos valores fueron relativamente variables en el tiempo pero similares a los reportados para aguas de la plataforma media y externa Argentina durante la primavera tardía (Bianchi *et al.*, 2005; Rivas, 2006; Garcia *et al.*, 2008; Ferreira *et al.*, 2009).

La variabilidad espacio-temporal de la Chla-SAT es relativamente corta y cambia rápidamente en una escala de días-semanas, como se observa en los valores de Chla-SAT correspondientes a la transecta PEAT-N realizada entre el 11-14 de noviembre (ver Figura 3.1.1.c) y PEAT-S realizada entre el 21-23 de noviembre (ver Figura 3.1.1.d).

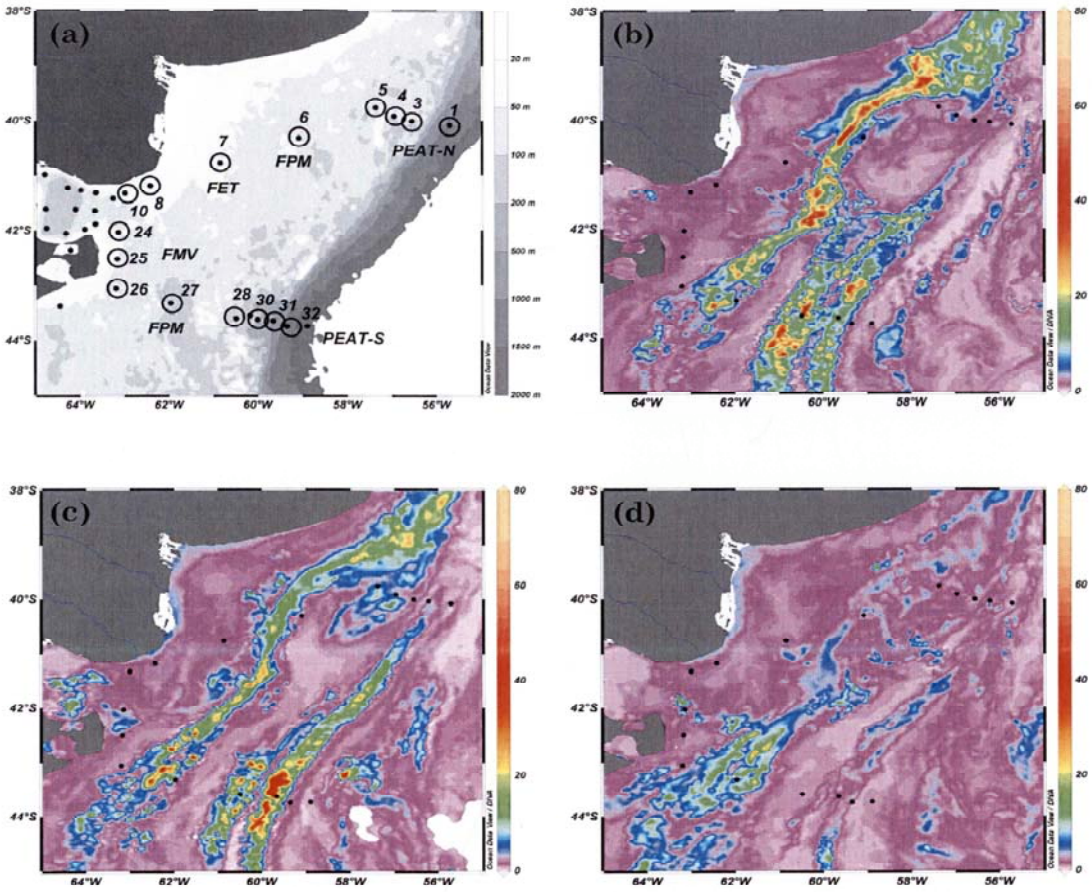


Figura 3.1.1. Estaciones de muestreo de CTD (puntos) y CTD + Biogeoquímica (puntos y círculos) durante la campaña realizada en primavera de 2009 a bordo del B/O Puerto Deseado, mostrando la batimetría en color hasta los 2000m y la localización de los frentes oceanográficos (a): Plataforma Patagónica Externa Adyacente al talud Norte (PEAT-N) (11-14 de noviembre) y Sur (PEAT-S) (21-23 de noviembre; Frente de Plataforma Media (FPM), Frente Estuarino Templado al Sur de Buenos Aires (FET) y Frente de Marea de Valdés (FMV). Imágenes de valores de clorofila satelital compuesta para 8 días (GIOVANI-MODIS AQUA): (b) 1-8, (c) 9-16 y (d) 17-24 de noviembre, respectivamente. Escala de color Chla-SAT [mg m^{-3}].

Estudios recientes han descrito un ciclo estacional de la concentración de fitoplancton en la plataforma patagónica externa adyacente al talud a partir del análisis de sensores de color del océano (García *et al.*, 2004; Saraceno *et al*, 2005; Rivas, 2006; Romero *et al.*, 2006; Signorini *et al.*, 2006).

Aunque la clorofila presenta una importante variabilidad interanual en la intensidad de la floración (medida a partir de la concentración de Chla-SAT) (Signorini *et al.*, 2006), la ubicación de los máximos relativos de Chla-SAT es relativamente estable (Romero *et al.*, 2006).

Debido al extenso rango latitudinal de la región frontal, hay una marcada diferencia en el momento de la iniciación de la floración de primavera (Rivas *et al.*, 2006), sobre todo después de la progresión de norte a sur de la estabilización de la columna de agua provocada por los cambios en los flujos térmicos de la superficie (Figura 3.1.2.b-d).

En promedio, mientras que en la zona norte (39-40°S) las floraciones comienzan a mediados de agosto (Rivas *et al.*, 2006; Saraceno *et al.*, 2005), más al sur (50-55°S) las floraciones comienzan en septiembre (Rivas *et al.*, 2006). Según estas investigaciones, los picos de clorofila en la plataforma aparecen en octubre-noviembre. Por lo tanto, el momento de nuestro crucero (mediados de noviembre) probablemente representa el pico en la biomasa de fitoplancton en la región, especialmente en la zona norte (PEAT-N).

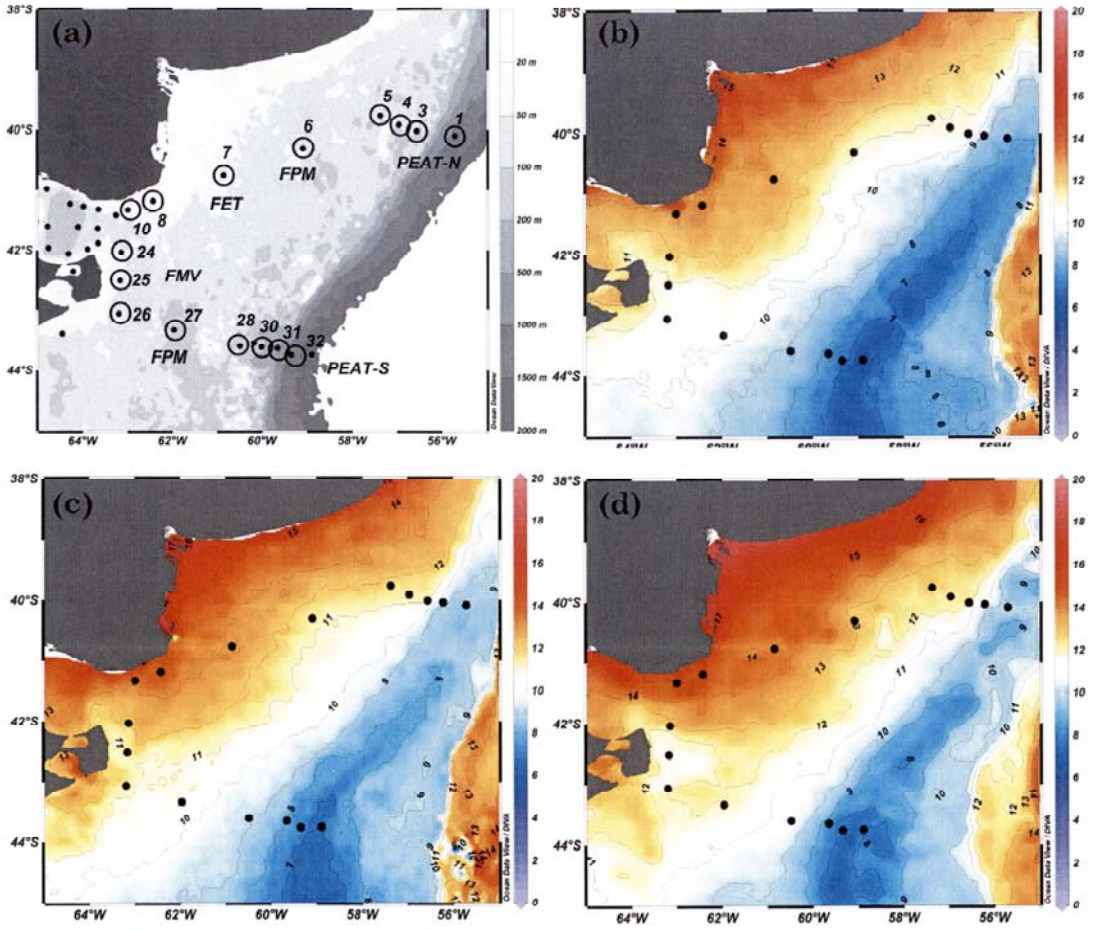


Figura 3.1.2. Estaciones de muestreo de CTD (puntos) y CTD + Biogeoquímica (puntos y círculos) durante la campaña realizada en primavera de 2009 a bordo del B/O Puerto Deseado, mostrando la batimetría en color hasta los 2000m y la localización de frentes oceanográficos. (a) Plataforma Patagónica Externa Adyacente al talud Norte (PEAT-N) y Sur (PEAT-S); Frente de Plataforma Media (FPM), Frente Estuarino Templado al Sur de Buenos Aires (FET) y Frente de Marea de Valdés (FMV). Composición de valores de temperatura superficial del mar satelital (SST-SAT) promedio para 8 días (http://neo.sci.gsfc.nasa.gov/ - MODIS AQUA). (b) 1-8, (c) 9-16 y (d) 17-24 de noviembre, respectivamente. SST-SAT (°C), resolución de 0.1°.

Los valores de POC y PON de las estaciones correspondientes a FPM y PEAT, se correlacionaron significativamente ($r = 0,94$, $n = 11$, $p < 0,01$) y se obtuvo la ecuación de regresión para las variables (Figura 3.1.3.a). Los cocientes C:N estuvieron en el rango de 5,05 - 9,92. En estaciones frontales altamente productivas, la pendiente de regresión en las variables POC y PON

fue de 6,32 y la relación C:N tuvo un promedio de 6,27 ± 0,54; estos valores son estadísticamente similares ($t= 0,37$, $gl = 9$, $p < 0,05$) al valor de *Redfield* de 6,6 y de las células que crecen a un ritmo elevado (Laws *et al.*, 2001), lo que sugiere una población de fitoplancton creciendo activamente a lo largo de los frentes de plataforma media y del talud.

Uno de los descubrimientos más importantes en las ciencias del mar fue el de Redfield (1958) que mostró que las proporciones relativas de carbono, nitrógeno y fósforo en la materia orgánica particulada en suspensión (seston) en el océano en alta mar eran casi constantes. Esta observación se conoce generalmente como la "relación de *Redfield*"; C: N: P = 106:16:1 (relaciones atómicas).

El seston juega dos papeles importantes en el flujo de energía y de los elementos en los sistemas marinos. En primer lugar, constituye una ruta de transformación de CO_2 hacia componentes orgánicos y posterior exportación de carbono hacia capas más profundas (es decir, la "bomba biológica") y en segundo lugar forma la base de las tramas tróficas marinas. Muchos estudios han examinado la composición del seston marino (Copin-Montegut y Copin-Montegut, 1983; Li *et al.*, 2000; Schneider *et al.*, 2003; Sterner *et al.*, 2008), y la aplicabilidad general de la relación de *Redfield* ha sido ampliamente discutida desde su introducción. Por ejemplo, análisis recientes indican que seston es más rico en carbono que la relación de *Redfield* originales (C: N: P = 166: 20:1; Sterner *et al.*, 2008).

En zonas costeras la relación C:N se ve ampliamente influenciada por los aportes continentales y la interacción tierra-océano (Hedges y Mann, 1979; Wu *et al.*, 2003; Savoye *et al.*, 2012). Lo mismo ocurre cuando la producción aumenta rápidamente en una floración temprana, donde en promedio la relación es cercana a ~5-6 (Körtzinger *et al.*, 2001). Por otro lado, en zonas oligotróficas del océano abierto o post-floración las relaciones C:N se ven afectados por la degradación de la materia orgánica, principalmente del nitrógeno, lo que genera un aumento en la relación C:N a valores ~10-16 (Copin-Montegut y Copin-Montegut, 1983; Körtzinger *et al.*, 2001).

La variabilidad de esta relación puede observarse en la Figura 3.1.3.a (círculo de guiones) donde en las zonas costeras poco profundas de la Patagonia Norte las relaciones C:N son influenciadas por aportes continentales y fenómenos de resuspensión asociados. De otro modo, en zonas externas del talud, donde no hay evidencia de floraciones fitoplanctónicas en base a las imágenes de Chla-SAT, la contribución diferencial de carbono y nitrógeno hacia y en los sistemas frontales, afecta la relación C:N (Altabet, 1996) (véase el Frente Estuarino Templado al sur de Buenos Aires (FET) y estaciones más externas del PEAT-N, subgrupo de datos en la Figura 3.1.3.b-c).

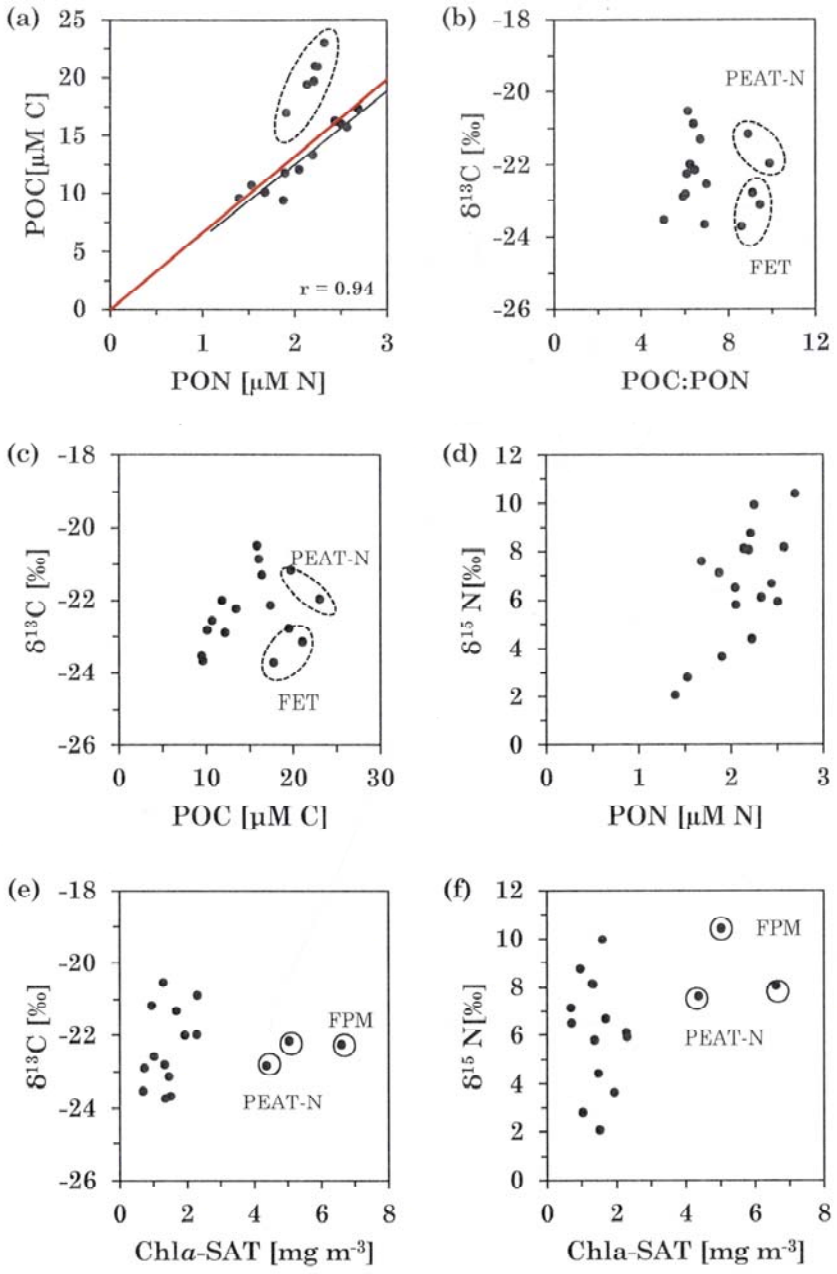


Figura 3.1.3. (a) Regresión de todos los datos de POC contra PON de seston superficial. Relación de *Redfied* (línea roja). (b) $\delta^{13}C$ y la relación C:N de material particulado (POC: PON, cociente en átomos). Puntos cercados en (a) y (b) corresponden a las estaciones costeras del sur de Buenos Aires (FET) y el Frente de Plataforma Externa Adyacente al Talud al Norte (PEAT-N). Relación entre isótopos estables de partículas en suspensión y materia orgánica particulada: (c) carbono (POC), (d) nitrógeno (PON), (e) y (f) clorofila satelital. Cercado: puntos de datos donde se observan floraciones fitoplanctónicas en el frente de plataforma media (FPM) y PEAT-N.

A lo largo de toda la transecta de muestreo, la POM tiende a ser isotópicamente más pesada con el aumento de proxies de biomasa planctónica tales como POC (Figura 3.1.3.c) y PON (Figura 3.1.3.d). Sin embargo, en regiones influenciadas por aportes continentales y/o fenómenos de resuspensión (Figura 3.1.1.b-c, subconjunto de datos FET), como así también en zonas donde la tasa de crecimiento de la población fitoplanctónica cambia radicalmente (i.e. *floraciones planctónicas en zonas frontales*) (Figura 3.1.3.b-c, sub conjunto de datos PEAT-N), esta relación se ve afectada (Figura 3.1.3.e-f).

En general, la correlación entre $\delta^{15}N$ y PON fue baja pero estadísticamente significativa ($r = 0,66$, $n= 16$, $p < 0,05$). La ecuación de regresión generada para las variables estudiadas predice satisfactoriamente la firma isotópica del $\delta^{15}N$ a partir de la PON (Figura 3.1.3.d), lo cual es consistente con la hipótesis de que en estos sectores la dinámica regenerativa es por lo menos importante en determinada época del año (Carreto *et al.*, 1981; Carreto, 2001, Lara *et al.*, 2010).

En las estaciones donde fueron registrados los frentes (Figura 3.1.3.e-f subconjunto de datos PEAT-N y FPM, Figura 3.1.1.c-d), los valores de Chla-SAT fueron en promedio $4,43 \pm 2,15$ mg m^{-3}, los valores de $\delta^{13}C$ fueron $-22,40 \pm 0,37‰$. Valores similares de $\delta^{13}C$ fueron propuestos para comunidades fitoplanctónicas creciendo activamente (Fontugne y Jouanneau, 1987; Savoye *et al.*, 2003 y sus referencias) y en concordancia con la relación C:N y la pendiente de 6,6 cercana al valor de *Redfield*.

La variabilidad en los valores obtenidos de parámetros biogeoquímicos de la materia orgánica superficial y en particular del POC entre los diferentes frentes se atribuyó a la proporción y el origen en el cual ocurren los componentes de este carbono. En trabajos publicados por Macko *et al.* (1984), Goerike *et al.* (1994) y Rau *et al.* (1996) han reconocido que el predominio de diferentes especies de fitoplancton influye en los valores isotópicos del POC y del detrito.

Las diferencias locales en los valores isotópicos de POC se pueden atribuir a procesos enzimáticos de fijación de carbono (Keller y Morel 1999, Cabello-Pasini *et al.*, 2001), a diferencias en la permeabilidad de la membrana que varía de una especie a otra (Dehairs *et al.*, 1997) y/o a la contribución diferencial del material particulado alóctono proveniente de aportes continentales que impactan directamente en la composición química e isotópica de la materia orgánica planctónica, detrítica en suspensión y sedimentaria.

3.1.2. Frente de Plataforma Externa Adyacente al Talud (PEAT)

Dos transectas se establecieron a lo largo de esta región. La primera, denominada PEAT-N entre los 55,7°- 57,5 °O y alrededor de los 40° S (Sta. 1-5) con profundidades alrededor de 100 m, con excepción de la Sta 1 de 1.130 m (Figura 3.1.1.a, PEAT-N). La segunda, denominada PEAT-S sobre los 58,8°- 60,5 °O y alrededor de los 43,6° S (Sta. 28-32) con de profundidades de ~120 m, con excepción de la Sta. 31 y 32 de 1.240 y 1.959 m, respectivamente (Figura 3.1.1.a, PEAT-S).

Las pruebas de normalidad (Shapiro Wilks, $p < 0,01$) y de homogeneidad de varianza (Bartlet, $p<0,01$) determinaron la aplicación del análisis no paramétrico Kruskal-Wallis (Zar, 1996), para evaluar si existen diferencias entre las variables temperatura, salinidad y densidad en la columna de agua.

La distribución de temperaturas y densidades en la columna de agua de PEAT-N fueron significativamente diferentes para todos los valores medios de las capas de superficie (S), medio (M) y profunda (D) (Kruskal-Wallis $H_{9,21} = 301,235$; $p < 0,01$) (Figura 3.1.4.a) y (Kruskal-Wallis $H_{9,21} = 260,563$; $p < 0,01$) (Figura 3.1.4.b). La salinidad fue significativamente diferente entre las capas de agua (Kruskal-Wallis $H_{5,99} = 128,467$, $p < 0,01$) (Figura 3.1.4.c) con la capa superficial y la media menos salina respecto a la profunda (Bonferroni, $p = 0,017$) (Tabla 3.1.II).

Tabla 3.1.II. Medias ± desvío estándar de las tres capas de aguas para las dos transectas realizadas a través de la plataforma externa adyacente al talud norte (PEAT-N) y Sur (PEAT-S).

		n	Profundidad [m]	Temperatura [°C]	Salinidad	Densidad [Kg m^{-3}]
PEAT-N	Superficie	72	10,92 ± 5,31	10,16 ± 1,20	33,81 ± 0,15	26,04 ± 0,32
	Medio	122	34 ,98 ± 8,60	7,89 ± 1,52	33,82 ± 0,16	26,42 ± 0,35
	Fondo	184	119,51 ± 59,96	5,18 ± 1,18	33,98 ± 0,18	26,96 ± 0,32
PEAT-S	Superficie	94	10,72 ± 5,46	8,49 ± 1,19	33,86 ± 0,23	26,36 ± 0,37
	Medio	149	34,92 ± 8,54	7 ,43 ± 1,19	33,87 ± 0,21	26,54 ± 0,33
	Fondo	576	127,74 ± 58,52	5,06 ± 1,08	34,00 ± 0,17	26,99 ± 0,28

La distribución de temperatura (Kruskal-Wallis $H_{9,21} = 446{,}401$, $p < 0{,}001$, Figura 3.1.4.a), salinidad (Kruskal-Wallis $H_{9,21} = 62{,}101$, $p < 0{,}01$, Figura 3.1.4.b) y densidad (Kruskal-Wallis $H_{9,21} = 267{,}894$, $p < 0{,}01$, Figura 3.1.4.c) en PEAT-S siguieron el mismo patrón. En términos generales las aguas profundas son más frías, densas y salinas en comparación con las aguas medias y superficiales (Bonferroni = 0,0033) (Tabla 3.1.II).

La transición plataforma-océano abierto se ilustra adicionalmente mediante un diagrama T-S de estaciones seleccionadas (Figura 3.1.5). En promedio, las aguas de la plataforma presentan menores variaciones verticales y estacionales de salinidad (Piola *et al.*, 2010). Con salinidades de ~33,70, las aguas de plataforma (AP) son menos densas que las del talud (AT) propiamente dichas (~26,5 kg m^{-3}) y se presentan relativamente uniformes en cuanto a la salinidad.

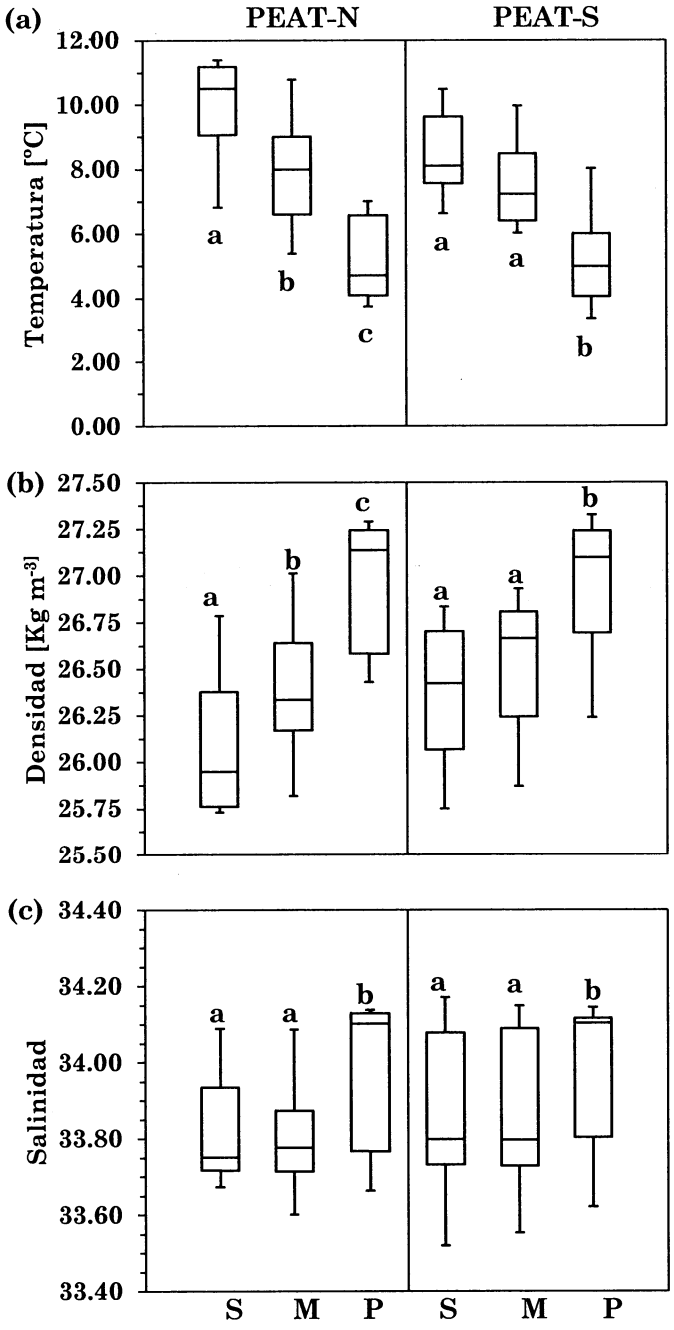


Figura 3.1.4. Valores medios de Temperatura, Salinidad y Densidad para columna de agua en las transectas de la plataforma externa adyacente al talud a los 40°S (PEAT-N) y 43.6°S (PEAT-S). Superficie (S), medio (M), profunda (P). Letras diferentes indican diferencias significativas ($p<<0,01$) entre áreas. Líneas horizontales: mediana y valores máximos y mínimos; cajas: percentiles 25 y 75.

Se puede observar un aumento de la estratificación vertical de la salinidad hacia la PEAT, donde las aguas frías-saladas (~ 6°C y S > 34) del talud (AT)

propiamente dichas, parecen intercalarse e interactuar en la parte externa de la plataforma (Figura 3.1.5).

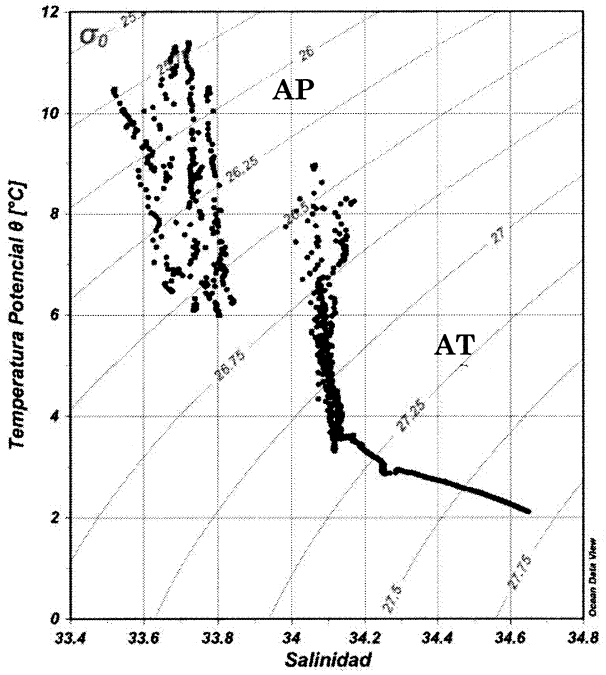


Figura 3.1.5. Diagrama T-S para todas las estaciones de muestreo en PEAT. AP, aguas de plataforma; AT, aguas del talud. Líneas delgadas (gris) corresponden a constantes de densidad (picnoclina) σ (kgm^{-3}).

La zona de estudio se ubica dentro de una región templada, en la cual se presentan temperaturas superficiales medias (~12°C) para la primavera austral que favorecen la formación de una termoclina estacional en la columna de agua. La termoclina impone barreras físicas y gradientes de densidad más marcados (Figura 3.1.6 y 3.1.7).

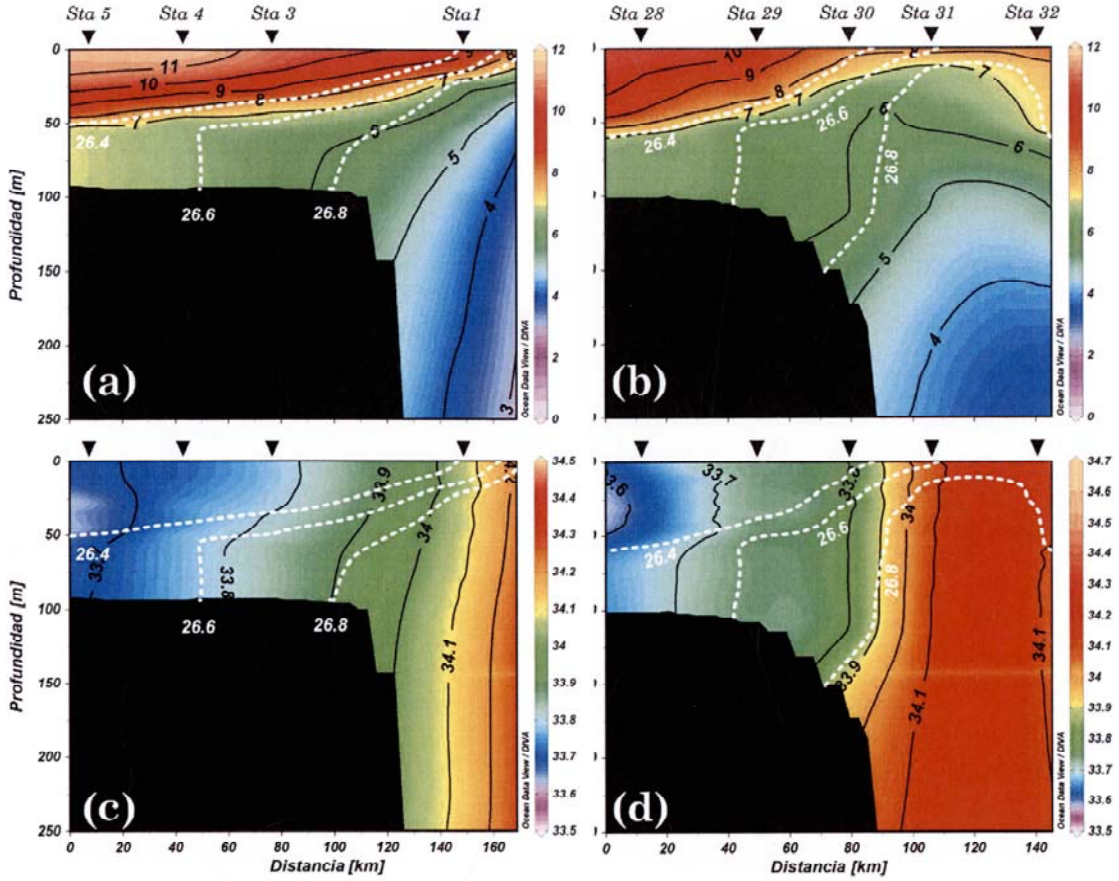


Figura 3.1.6. Secciones de temperatura (a) y salinidad (c) a través de las estaciones seleccionadas en la plataforma exterior (Sta. 5-3) y aguas de talud (Sta. 1) de PEAT-N. Secciones de temperatura (b) y salinidad (d) a través de las estaciones seleccionadas en la plataforma exterior (Sta 28-30) y aguas de talud (Sta 31, 32) del PEAT-S. Líneas interrumpidas (blanco) corresponden a la picnoclina.

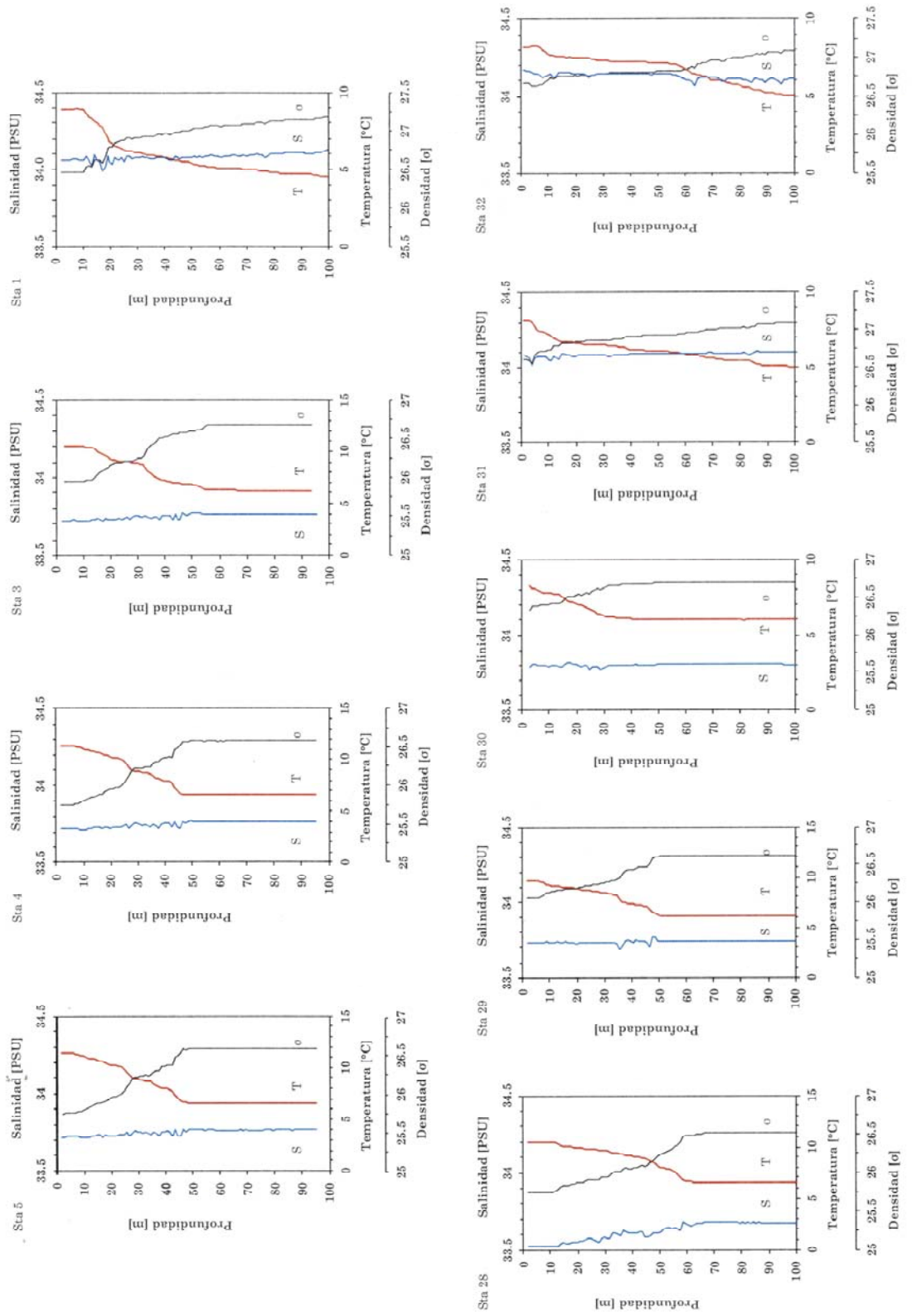


Figura 3.1.7. Perfiles de Temperatura (T, °C), Salinidad (S) y Densidad (Kg m^{-3}) para las transectas PEAT-N (Sta 1-5) y PEAT.S (Sta 28-32).

Por lo anterior se esperaría que las partículas orgánicas permanecieran mayor tiempo en la superficie del océano. De hecho, luego de comprobar que distribución vertical de los parámetros biogeoquímicos en PEAT siguieron los supuestos de normalidad (Shapiro-Wilk, $p > 0,05$) y homogeneidad (Levene, $p > 0,05$), la continuidad/conectividad de las masas de aguas a lo largo de la plataforma externa adyacente al talud para los parámetros biogeoquímicos se resume en la Figura 3.1.8.

Se encontraron diferencias significativas en la concentración de materia orgánica en suspensión a lo largo de la columna de agua y con mayor contribución de POC ($F_{2,26} = 11,44$, $p < 0,01$) en la capa superficial respecto de la media y del fondo (Tabla 3.1.III) para PEAT-N. Sin embargo, no se encontraron diferencias significativas entre las capas superficial, media y profunda para los valores medios de los demás parámetros biogeoquímicos entre ambas transectas (Tabla 3.1.III).

A pesar de que el alcance del muestreo no refleje estacionalidad, probablemente la región fluctúe entre un sistema donde la producción primaria este sostenida por la regeneración de nutrientes (otoño-invierno) (Lara *et al.*, 2010) y la entrada de nutrientes "frescos" desde zonas profundas y a través de la corriente de Malvinas que sostendrían la alta productividad primaria (primavera-verano) sobre el PEAT, por lo que valores relativos de POC, PON y la señal isotópica generada por estos podrían tener un efecto acumulativo y transicional a lo largo del año.

Tabla 3.1.III. Media ± desvío estándar de parámetros biogeoquímicos y marcadores moleculares de fuentes y sumideros de carbono y nitrógeno particulado (POC y PON, respectivamente) y sus isótopos estables de las tres capas de aguas para las dos transectas realizadas a través de la plataforma externa adyacente al talud norte (PEAT-N) y Sur (PEAT-S).

		n	POC [µM]	PON [µM]	C:N [--]	$\delta^{13}C$ [‰]	$\delta^{15}N$ [‰]
PEAT-N	S	4	16,58 ± 5,87	2,10 ± 0,29	7,74 ± 1,97	-22,05 ± 0,69	7,63 ± 1,12
	M	6	11,44 ± 4,78	1,89 ± 0,27	6,26 ± 1,87	-22,96 ± 0,82	6,35 ± 0,83
	D	7	6,59 ± 2,32 (*)	1,70 ± 0,60	3,77 ± 0,27	-22,95 ± 0,53	4,97 ± 1,42
		17	10,66 ± 5,64	1,86 ± 0,45	5,45 ± 2,12	-22,74 ± 0,73	6,00 ± 1,59
PEAT-S	S	4	12,45 ± 2,87	2,07 ± 0,22	5,98 ± 0,61	-22,68 ± 0,83	5,99 ± 1,37
	M	4	10,27 ± 2,85	1,90 ± 0,45	5,41 ± 0,25	-22,51 ± 1,65	5,81 ± 3,17
	D	7	5,97 ± 4,43	1,51 ± 0,46	3,69 ± 1,68	-23,68 ± 2,38	1,73 ± 4,51
		17	8,85 ± 4,47	1,81 ± 0,49	4,76 ± 1,63	-23,03 ± 0,73	3,95 ± 4,27

(*) Significativo a $p < 0,01$

Los valores de POC y PON correlacionaron significativamente a lo largo de la columna de agua en PEAT-N ($r = 0,68$, $n = 17$, $p < 0,01$) y en PEAT-S ($r = 0,89$, $n = 15$, $p < 0,01$). Un ajuste de regresión lineal para las variables predice satisfactoriamente la relación entre POC y PON para PEAT-N, (Figura 3.1.9.a), un mejor ajuste se observó en PEAT-S (Figura 3.1.9.b). De acuerdo con la característica regenerativas de este sector y la alta relación C:N encontrada en PEAT-N (7,74 ± 1,97); sugieren que, por lo menos en esta zona una fracción considerable de detritus o componentes reciclados en la POM puede ser en parte responsable de la POM más enriquecida en isótopos de C y N (Lara *et al.*, 2010).

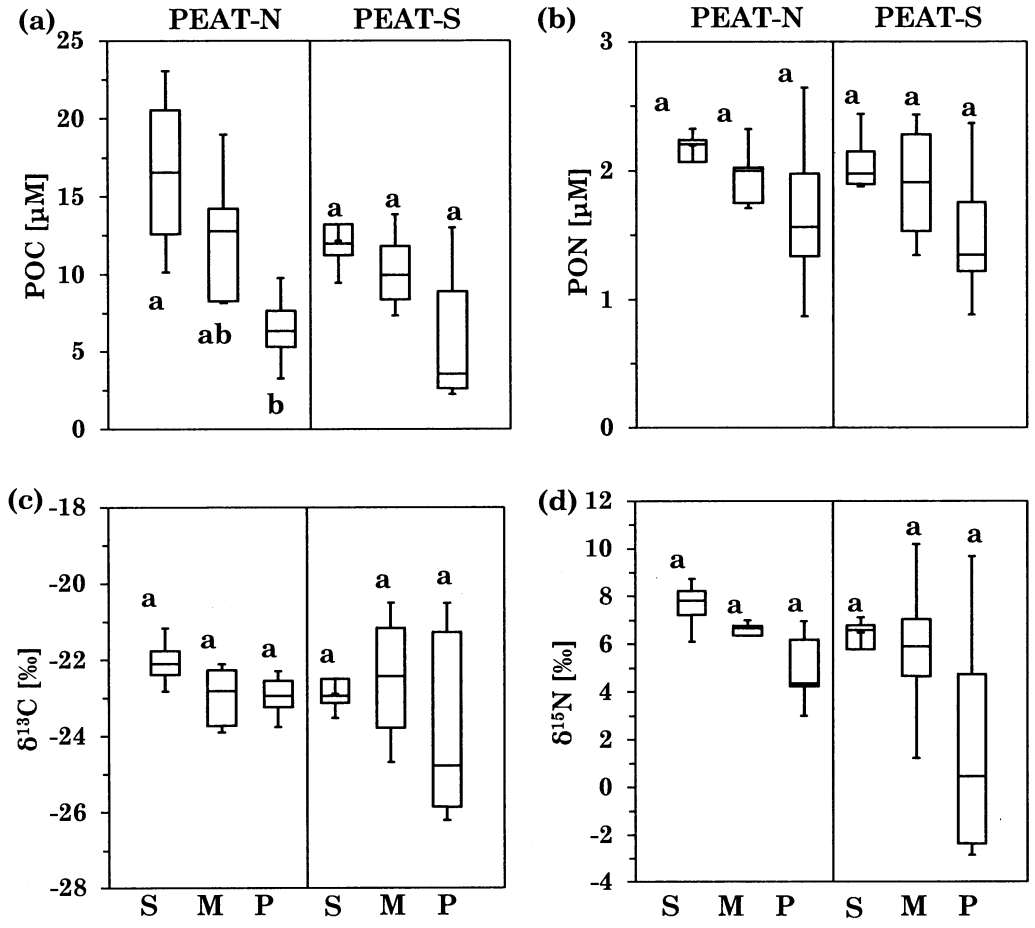


Figura 3.1.8. Valores medios (mediana) de carbono (a) y nitrógeno orgánico (b) para la columna de agua en las transectas de la plataforma externa adyacente al talud a los 40°S (PEAT-N) y 43.6°S (PEAT-S). Isótopos estables de carbono (c) y nitrógeno orgánico (d). Letras diferentes indican diferencias significativas ($p<0,05$) entre áreas, ANOVA de dos factores. Líneas horizontales: mediana y valores máximos y mínimos; cajas: percentiles 25 y 75.

Los valores de $\delta^{13}C$ y POC correlacionaron significativamente en la columna de agua para PEAT-N ($r = 0,73$, $n = 17$, $p < 0,01$) y se obtuvo la ecuación de regresión para las variables (Figura 3.1.9.c) donde $\delta^{13}C$ varió levemente entre -23,90 – -21,16 ‰, (Tabla 3.1.III). En PEAT-S la correlación fue más elevada ($r = 0,84$, $n = 14$, $p < 0,01$), sin embargo el rango de variación (-26,21 – -20,50 ‰) y la dispersión de los datos (-23,03 ± 1,98 ‰) fueron mayores que en PEAT-N (Figura 3.1.9.d).

A pesar de las diferencias existentes entre ambas pendientes (a = 0,09, PEAT-N y a = 0,39, PEAT-S), las regresiones positivas entre ambas variables para los dos sectores, muestran un enriquecimiento isotópico progresivo a medida que aumenta la concentración de carbono, aunque diferencial entre las transectas.

Los valores de $\delta^{13}N$ y PON correlacionaron significativamente en la columna de agua para PEAT-N ($r = 0,65$, $n = 17$, $p < 0,05$). La ecuación de regresión generada para las variables estudiadas predice satisfactoriamente la firma isotópica del $\delta^{15}N$ a partir de la PON (Figura 3.1.9.e) donde $\delta^{15}N$ tuvo una variación entre 3,00 – 8,74 ‰ (Tabla 3.1.III). En PEAT-S la correlación fue más elevada ($r = 0,84$, $n = 15$, $p < 0,01$). Como resultado de la regresión se encontró que la variable $\delta^{15}N$ influyó en la concentración de PON (Figura 3.1.9.e), aunque con un amplio rango de variación entre -2,84 – 10,19 ‰ (Tabla 3.1.III).

Un enriquecimiento isotópico de N desde zonas más profundas hacia la superficie, parece estar influenciado por la rápida respuesta por parte del plancton fototrófico a la asimilación de nutrientes, a la conversión a metabolitos de carbono y nitrógeno, y al incremento de la relación C:N (Tabla 3.1.III).

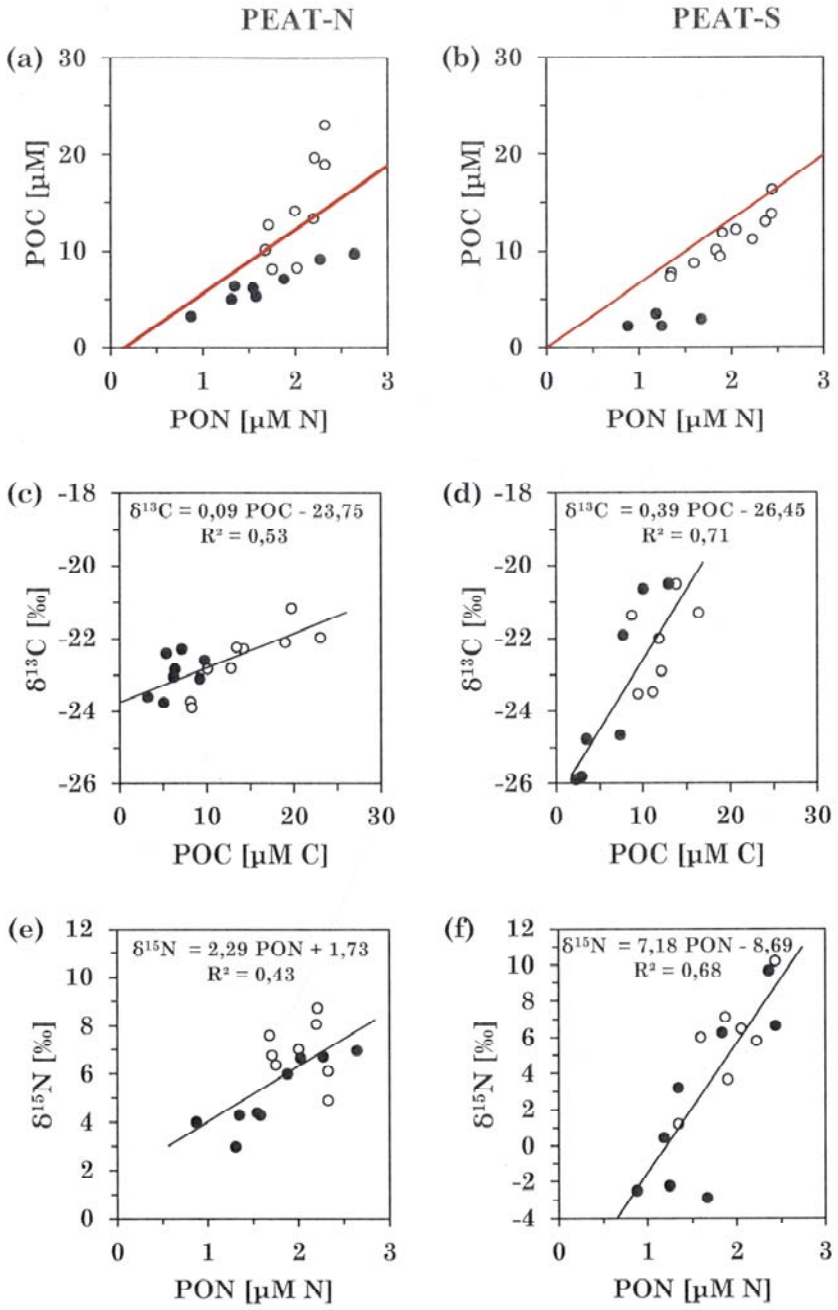


Figura 3.1.9. Regresión lineal simple entre carbono (POC) y nitrógeno orgánico particulado (PON) para la columna de agua en la Plataforma externa adyacente al talud al norte (PEAT-N) (a) y al sur (PEAT-S) (b). Línea roja, *Redfield*. Regresión lineal simple entre los isótopos estables de partículas en suspensión y materia orgánica en PEAT: (c-d) POC; (e-f) PON. Aguas superficiales-medias (○); aguas profundas (●).

En experimentos de mesocosmos se ha comprobado el desfase entre los máximos de PON, Chl-*a* y POC como así la rápida asimilación del nitrato adicionado y una razón C:N variable cuando un "*bloom*" de fitoplancton se

pone de manifiesto (Daneri *et al.*, 2001). De hecho, la relación C:N alcanzó un mínimo al inicio del experimento, para luego aumentar una vez agotado el nitrato de la columna de agua.

El amplio espectro de firmas isotópicas para la POM en esta zona puede estar relacionado con el metabolismo y la composición del fitoplancton. Por otra parte, las cantidades variables de material detrítico y la temperatura del agua de mar (Lara *et al.*, 2010) influye también en la variabilidad de las firmas isotópicas. Al no encontrarse diferencias significativas en las firmas isotópicas de POC a lo largo de la columna de agua (Tabla 3.1.III) sugiere que el material particulado es resuspendido, probablemente por el efecto de la intrusión de masas de agua profundas hacia PEAT-N y afloramiento – *upwelling* –.

Para soportar esta hipótesis, modelos actuales propuestos para la zona (Romero *et al.*, 2006; Garcia *et al.*, 2008; Palma *et al.*, 2008; Piola *et al.*, 2010) sugieren que la fricción de fondo asociada a la presencia de una fuerte corriente de talud, como lo es la Corriente de Malvinas, crea gradientes de presión a lo largo de PEAT y provoca intensa surgencia en el talud que generan valores empobrecidos en el isótopo pesado desde el fondo y una señal isotópica no claramente distinguible en la superficie. Este régimen de surgencias está controlado por la magnitud del flujo del talud (Malvinas) y no por la circulación de plataforma.

La correlación baja, pero estadísticamente significativa entre POC y PON encontrada en PEAT-N puede reflejar las diferentes proporciones de aportes en carbono y nitrógeno al sistema, así mismo como la utilización preferencial de estos elementos como substratos a lo largo de la columna de agua. De hecho se encontró que estaciones por encima de los 50 metros para PEAT fueron estadísticamente diferentes con respecto a las de mayor profundidad (Subconjunto de datos en la Figura 3.1.9.a-b y Figura 3.1.10.a) en cuanto a la proporción de POC ($F_{1,15} = 17,118$, $p < 0,01$), al igual que en la relación C:N (Mann-Whitney; $p < 0,05$) (Figura 3.1.10.c) y entre $\delta^{15}N$ de PEAT-N ($F_{1,16} = 9,958$, $p < 0,01$) (Figura 3.1.10.e). No se encontraron diferencias para la comparación de los datos de superficie (< 50 m) y fondo (> 50 m) para el PON (Figura 3.1.10.b), $\delta^{13}C$ (Figura 3.1.10.d) y para $\delta^{15}N$ en PEAT-S (Figura 3.1.10.e), rebelando la dinámica compleja de toda la zona frontal a lo largo de la columna de agua.

En zonas de afloramiento la tasa de hundimiento de POC puede ser de hasta 2000 m en 9 días (Wiebe *et al.*, 1976). Las partículas menores a 50 μm se hunden en un promedio de 1,5 m a 5 m en 24 horas (Margalef y Vives, 1972; Duursma y Dawson, 1981; Wakeham y Canuel, 1988).

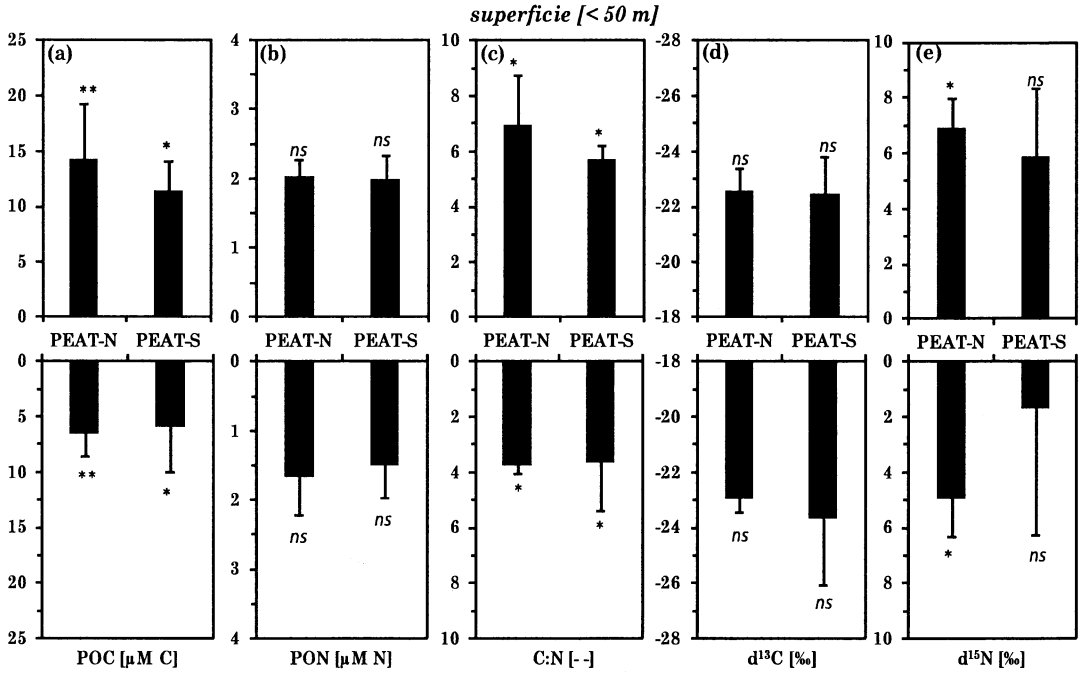


Figura 3.1.10. Concentración de materia orgánica en suspensión en la capa superficial (< 50 m) y fondo (> 50 m) para PEAT-N y PEAT-S: carbono (POC) (a) y nitrógeno orgánico particulado (PON) (b), la relación C:N (c) y la concentración de isótopos estables de carbono ($\delta^{13}C$) (d) y nitrógeno ($\delta^{15}N$) (e). Significativo a $p < 0,05$ (**); significativo a $p < 0,01$ (*); ns, no significativo.

En este estudio los valores de POC de la columna de agua presentan diferencias significativas entre sí para PEAT-N (Tabla 3.1.III y Figura 3.1.9.a). Sin embargo, hay que considerar que partículas amorfas de mayor tamaño se hunden más rápidamente (~50 m día^{-1}) (Wiebe *et al.*, 1976), tiempo suficiente para que puedan sufrir alteraciones en su composición de carbono.

3.1.3. Forzantes de Variabilidad Isotópica

Después de la muerte de organismos planctónicos, algo de la biomasa fitoplanctónica que está enriquecida en ^{13}C se hunde bajo la zona eufótica y es rápidamente remineralizada y dirigida hacia zonas más profundas,

generando el enriquecimiento en el isótopo más pesado a medida que se va degradando la POM. Sin embargo en zonas de surgencia estas relaciones isotópicas pueden verse afectadas. En PEAT-S la actividad fitoplanctónica baja, post-bloom (ver Figura 3.1.1, imágenes Chla-SAT), como así la velocidad de hundimiento de la POM a través de la columna de agua, puede explicar en parte la amplia variación de los datos y la alta correlación entre $\delta^{13}C$ y POC (y PON) a lo largo de la columna de agua y su relación lineal (Figura 3.1.9.c-f, Tabla 3.1.IV). De hecho, se ha sugerido que el carbono contenido en el material particulado que se hunde en el océano profundo es equivalente al de la producción nueva (Eppley y Peterson, 1979), y esto parece evidente al no encontrarse diferencias significativas en POC a lo largo de la columna de agua para PEAT-S (Tabla 3.1.III, Figura 3.1.8.a).

En ambas transectas $\delta^{15}N$ tiende a ser más enriquecerse con el aumento de PON (Figura 3.1.9.e-f, Tabla 3.1.IV). $\delta^{15}N$ promedio en la columna de agua en PEAT-N fue de 6,0 ‰ ± 1,54 y alcanzó el valor máximo de 8,74 ‰ en la superficie de la Sta. 1. Es un sector caracterizado por los valores relativamente más enriquecidos en relación al PEAT-S que tiene una media de 3,9 ‰ ± 4,12 y un máximo de 10,20 ‰, registrado en la capa media de la Sta. 28. La variabilidad de $\delta^{15}N$ en la columna de agua fue sustancial durante este muestreo y probablemente esté vinculada a la variabilidad hidrológica, a pesar de que la correlación entre $\delta^{15}N$ y la salinidad no fue estadísticamente significativa para PEAT-N, si lo fue para la temperatura y la densidad del agua en ambas transectas (Tabla 3.1.IV).

Tabla 3.1.IV. Matriz de correlación de Pearson para las variables en la plataforma externa adyacente al talud (PEAT).

		Temperatura [°C]	Salinidad	Densidad [Kg m^{-3}]	POC [µM C]	PON [µM N]	C:N [--]	$\delta^{13}C$ [‰]
PEAT-N	Salinidad	-0,69*						
	Densidad [Kg m^{-3}]	-0,98*	0,82*					
	POC [µM C]	0,57**	-0,13	-0,45				
	PON[µM N]	0,46	-0,34	-0,44	0,68*			
	C:N[--]	0,53**	-0,00	-0,38	0,95*	0,46		
	$\delta^{13}C$ [‰]	0,32	-0,03	-0,23	0,73*	0,53**	0,67*	
	$\delta^{15}N$ [‰]	0,70*	-0,42	-0,65*	0,54**	0,65*	0,48*	0,46
PEAT-S	Salinidad	-0,78*						
	Densidad [Kg m^{-3}]	-0,96*	0,93*					
	POC [µM C]	0,85*	-0,76*	-0,85*				
	PON[µM N]	0,70*	-0,55**	-0,67*	0,89*			
	C:N[--]	0,85*	-0,81*	-0,86*	0,89*	0,63**		
	$\delta^{13}C$ [‰]	0,66*	-0,86*	-0,77*	0,84*	0,70*	0,83*	
	$\delta^{15}N$ [‰]	0,83*	-0,83*	-0,87*	0,89*	0,82*	0,81*	0,88*

Significativo a $p < 0,05$ (**), significativo a $p < 0,01$(*)

La distribución vertical de $\delta^{15}N$ mostró una disminución de los valores en función de la profundidad tanto para PEAT-N (Figura 3.1.11.a) como para PEAT-S (Figura 3.1.11.b). Valores cercanos a cero e incluso menores fueron registrados para las capas más profundas en PEAT-S (Figura 3.1.9.f, Tabla 3.1.III).

En promedio fue de 1,73 ± 4,51 ‰. La amplia desviación se debe a que en la integración de la columna de agua se tomaron datos desde profundidades mayores a 70 m hasta una profundidad máxima de 1800 m. Llamativamente los valores menores a cero de ^{15}N estuvieron en las muestras tomadas entre los 750-1800 m de la Sta. 30 y 31, respectivamente.

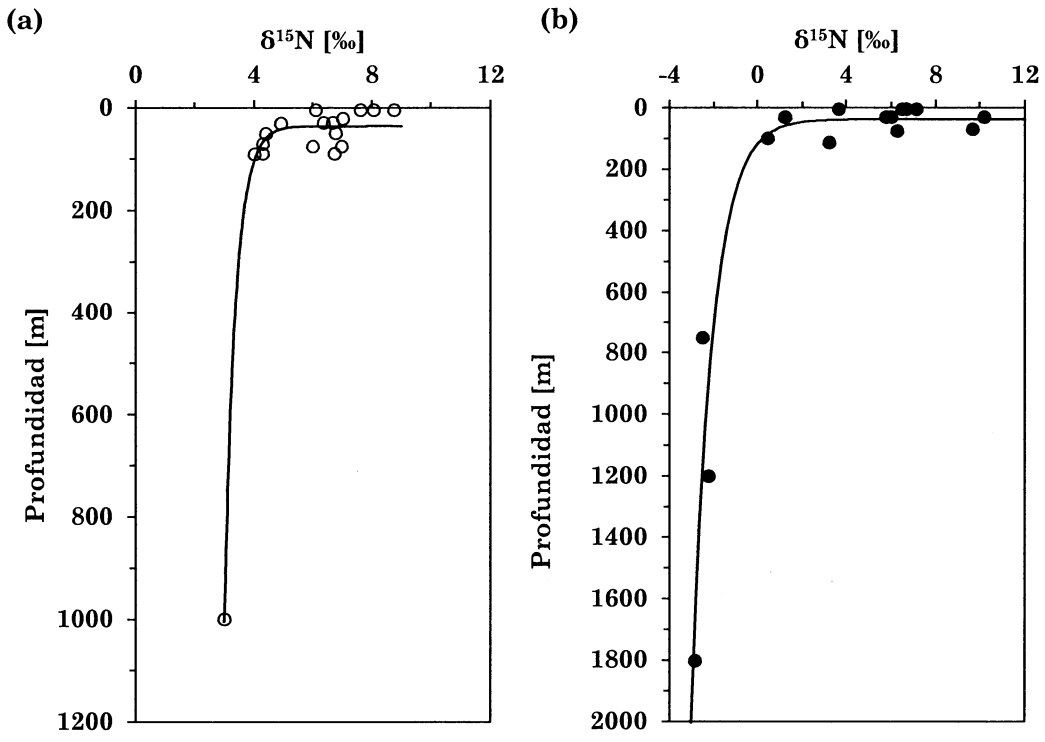


Figura 3.1.11. Distribución vertical de $\delta^{15}N$ de la POM obtenido en las estaciones de muestreo en transectas PEAT-N (a) y PEAT-S (b). Línea, regresión no lineal (exponencial), significativa $p < 0,01$.

Los valores bajos $\delta^{15}N$ pueden ser resultado de procesos de nitrificación a profundidades > 500 m. Los valores bajos de $\delta^{15}N$ observados en la capa superior a los 100 m para PEAT-S pueden ser el resultado de la absorción por parte del fitoplancton del nitrato isotópicamente liviano que llega a la superficie a través de advección vertical. Por otra parte, los bajos valores de $\delta^{15}N$ en la capa superior podrían estar también asociados a la fijación biológica de N_2 atmosférica, mediado por cianobacterias (Lara *et al.*, 2010).

A escala global, la nitrificación representa aproximadamente la mitad del nitrato consumido para el desarrollo del fitoplancton (Yool *et al.*, 2007). El

proceso de nitrificación se cree que se produce casi exclusivamente en profundidad, posiblemente debido a la inhibición por la luz (Olson, 1981; Guerrero y Jones, 1996), aunque recientemente también se ha postulado que pude ocurrir en la capa eufótica (Yool *et al.*, 2007). Según Dugdale y Goering, (1967) la producción primaria nueva es conducida por el nitrato que alcanza aguas superficiales principalmente por transporte vertical.

La nitrificación de amoníaco a nitrito y nitrato es un proceso clave en el ciclo biogeoquímico del nitrógeno oceánico mediado principalmente por procariotas (Ward *et al.*, 2007). Aparte de bacterias pertenecientes a β-(*Nitrosomonas sp.*) y γ-Proteobacteria (*Nitrobacter sp.)* involucradas en el primer paso de la oxidación de nitrito a nitrato, cierto grupo de Archaea han sido reconocidas recientemente como los principales impulsores de la oxidación de amoníaco a nitrito en el océano profundo (Schleper *et al.*, 2005; Wüchter *et al.*, 2006).

Estudios recientes han demostrado que la abundancia relativa de Archaea aumenta con la profundidad (Massana *et al.*, 1997) y puede constituir hasta un 30% de la biomasa total microbiana en aguas profundas de sistemas templados y en aguas superficiales de Antártida (De Long *et al.*, 1994). Por otra parte, bacterias del Filo *Plantomycetes* parecen estar bien adaptadas a las condiciones ricas en nutrientes en el fondo en sistemas de surgencias marinas, donde las condiciones limitantes de oxígeno cambian radicalmente en periodos relativamente cortos, como ocurre en sistemas de afloramiento del Pacífico Noroccidental y las costas de Sudáfrica (Woebken *et al.*, 2007).

Los valores de fraccionamiento isotópico para PON durante la fijación de nitrógeno por parte de bacterias y arqueas nitrificantes son relativamente pequeños (Hoering y Ford, 1960; Wada, 1980). Valores cercanos a -2‰ han sido reportados para PON con la co-ocurrencia de la fijación de nitrógeno en el Pacífico Occidental profundo (Wada y Hattori, 1976). Independientemente de los posibles actores, procesos de nitrificación parecen estar ocurriendo en las zonas profundas de PEAT y probablemente el nitrato incorporado en las profundidades sería "nuevo", por lo que por lo menos una proporción del total de los nutrientes que ascienden por medio de transporte vertical son sintetizados "de novo" en las profundidades de PEAT y esto induce a valores de ^{15}N cercanos a cero en PON.

En general los nutrientes inorgánicos (nitrato y fosfato) decrecieron hacia la superficie (Figura 3.1.12). Coincidentemente, los valores $\delta^{15}N$ más altos (~8 ‰) se obtuvieron en muestras superficiales de la PEAT-N en la que la concentración de nitrato y fosfato fue más baja (Figura 3.1.13.a y c). De hecho hubo una correlación significativa negativa entre la concentración de nitrato y $\delta^{15}N$ para la columna de agua en esta zona ($r = -0,65$, $n = 17$, $p < 0,01$, (Tabla 3.1.IV) y un ajuste lineal en la regresión (Figura 3.1.13.a), como así también entre PON y $\delta^{15}N$ ($r = 0,65$, $n = 17$, $p < 0,01$, Tabla 3.1.IV) y la regresión entre la variables (Figura 3.1.9.e).

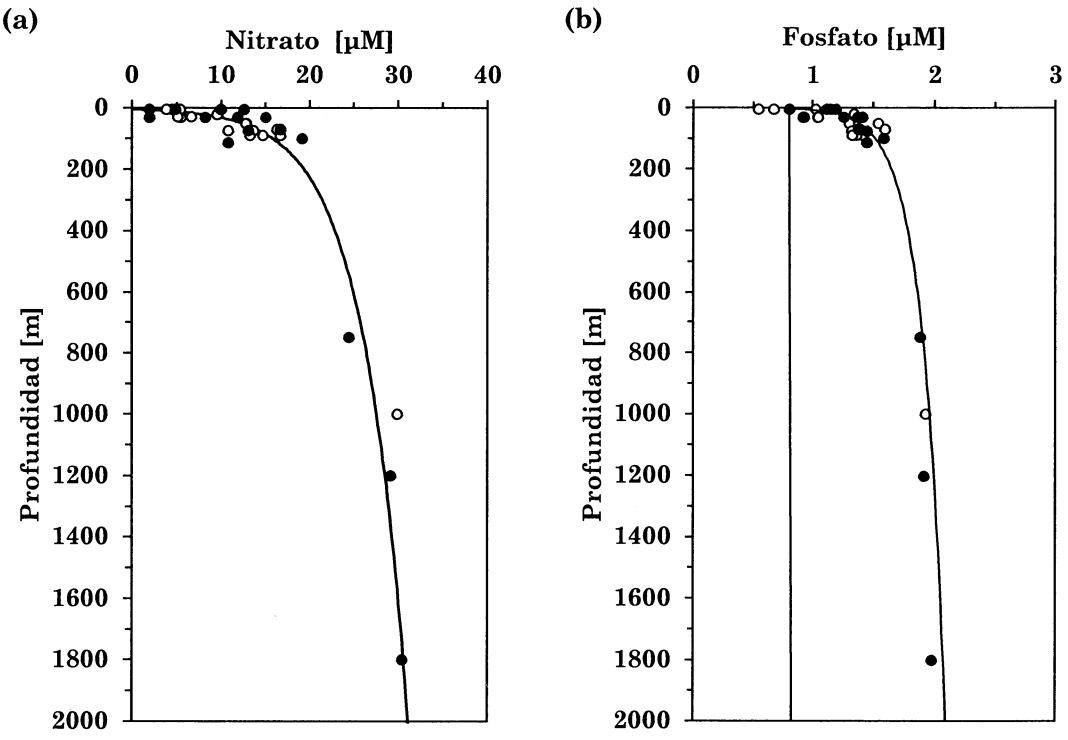


Figura 3.1.12. Distribución vertical de la concentración de nitrato (NO_3, µM) (a) y fosfatos (PO_4, µM) (b) obtenido en las estaciones de muestreo en ambas transectas PEAT-N (○) y PEAT-S (●). Línea, regresión no lineal (exponencial), significativa $p < 0,01$.

Con excepción de la capa profunda de la Sta. 28, la correlación entre la concentración de nitrato y $\delta^{15}N$ también fe altamente significativas en PEAT-S ($r = -0,93$, $n = 14$, $p < 0,01$, Tabla 3.1.IV) y las variables se ajustaron a una regresión lineal (Figura 3.1.13.b y d) como así también lo fue para la correlación entre PON y $\delta^{15}N$ ($r = 0,82$, $n = 15$, $p < 0,01$; Tabla 3.1.IV) y su respectiva regresión (Figura 3.1.9.f). En ambas transectas el fosfato parece seguir la misma tendencia (Figura 3.1.13.c-d).

La firma isotópica del N es un indicador de la transición de una producción basada en nitrato o amonio regenerado dependiendo de

características regionales y estacionales. Probablemente esta firma sea el resultado de una combinación de diferentes fuentes de N que soportan la producción primaria en diferentes áreas oceánicas oligotróficas (Altabet *et al.*, 1991; Waser *et al.*, 1998; 2000).

En esta región templada, el nitrógeno parce ser el factor limitante para la producción primaria (Carreto *et al.*, 1981; Carreto, 2001, Lara *et al.*, 2010), que se basa principalmente en la regeneración de nutrientes (Carreto *et al.*, 1995). Sin embargo recientemente se ha propuesto que las floraciones fitoplanctónicas para la PEAT pueden estar relacionadas fundamentalmente a fenómenos de surgencias producto de intrusiones de masas de aguas frías ricas en nutrientes hacia la plataforma continental en el sistema frontal (Piola *et al.*, 2010).

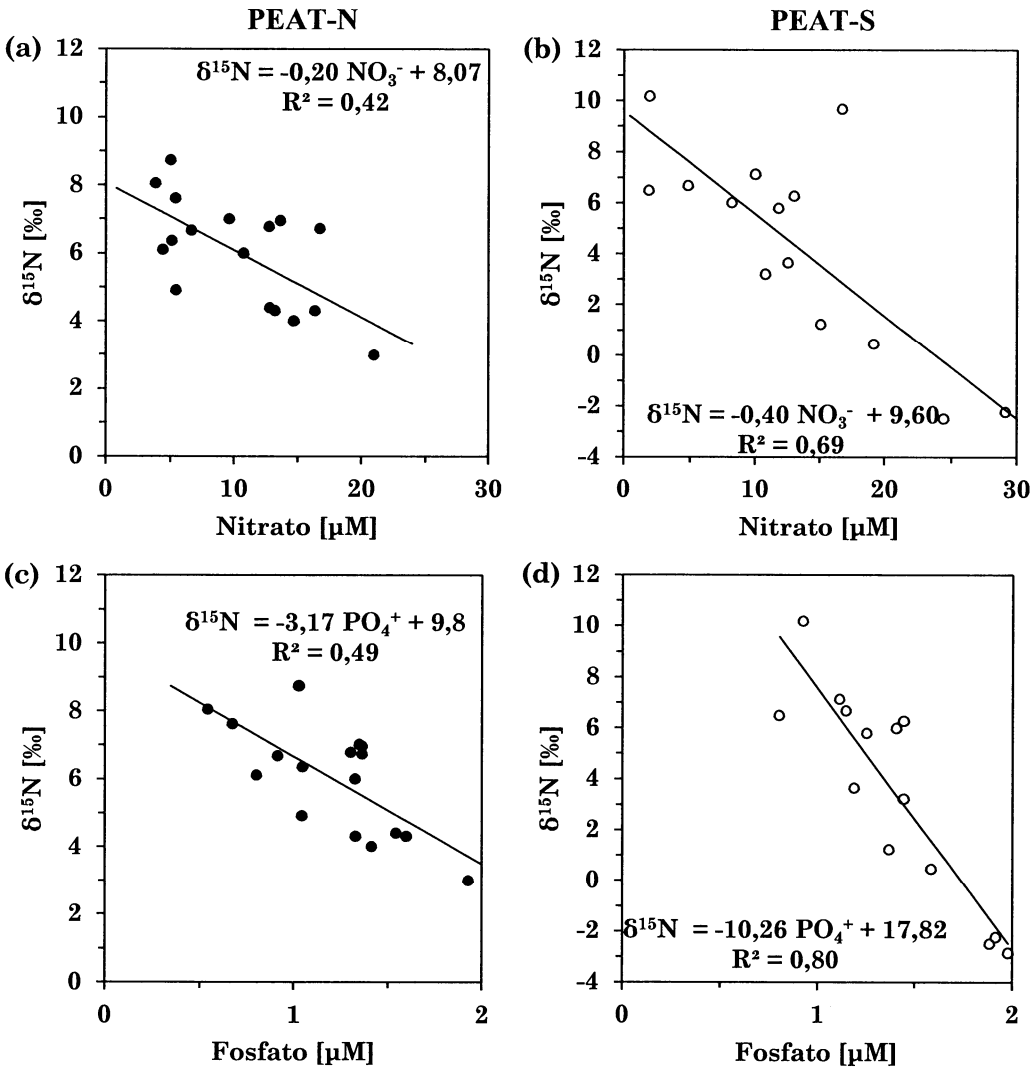


Figura 3.1.13. Regresión lineal simple entre $\delta^{15}N$ y la concentración de nutrientes inorgánicos para la plataforma externa adyacente al talud (PEAT): (a-b) Nitrato (NO_3^-, µM) y (c-d) Fosfato (PO_4^+, µM).

La alta correlación negativa registrada para todos los valores entre la temperatura y nitrato ($r = -0,91$, $n = 32$, $p < 0,01$) y el ajuste de regresión lineal para las variables predice satisfactoriamente el decaimiento del nitrato en función de la temperatura para ambos sectores (Figura 3.1.14.a) y puede soportar esta hipótesis. Sin embargo, esta relación no es unívoca, ya que las concentraciones de nitrato están relacionadas a la zona profunda por

fotoinhibición y cuando el nitrato llega a la superficie rápidamente es consumido por el fitoplancton (Figura 3.1.12.a), por lo que señal isotópica es una consecuencia de la fotosíntesis.

La concentración de silicato y la temperatura correlacionaron significativamente ($r = -0,72$, $n = 32$, $p < 0.01$). Sin embargo el modelo de regresión para las variables se ajusto mejor a modelo exponencial ($R^2 = 0,90$, $n = 32$, $p < 0,01$), que con uno lineal ($R^2 = 0,53$, $n = 32$, $p < 0,01$) (Figura 3.1.14.b) lo que indica una disminución más pronunciada de este nutriente hacia la superficie. Esto puede reflejar diferencias en la dinámica de absorción o de reciclaje entre el nitrógeno y silicato en la columna de agua.

La relación Si:N fue altamente variable en la columna de agua 0-50m ($0,16 \pm 0,14$), pero fueron consistentemente $< 0,2$ entre 50 y 100 metros y $<$ 1,6 entre las capas más profundas (750-1800 m) lo que confirma que la fuente de agua Subantárctica está relativamente agotada en silicio, como se ha demostrado para el agua de la Corriente Circumpolar Antártica (Pondaven *et al.*, 1999; Brzezinski *et al.*, 2001).

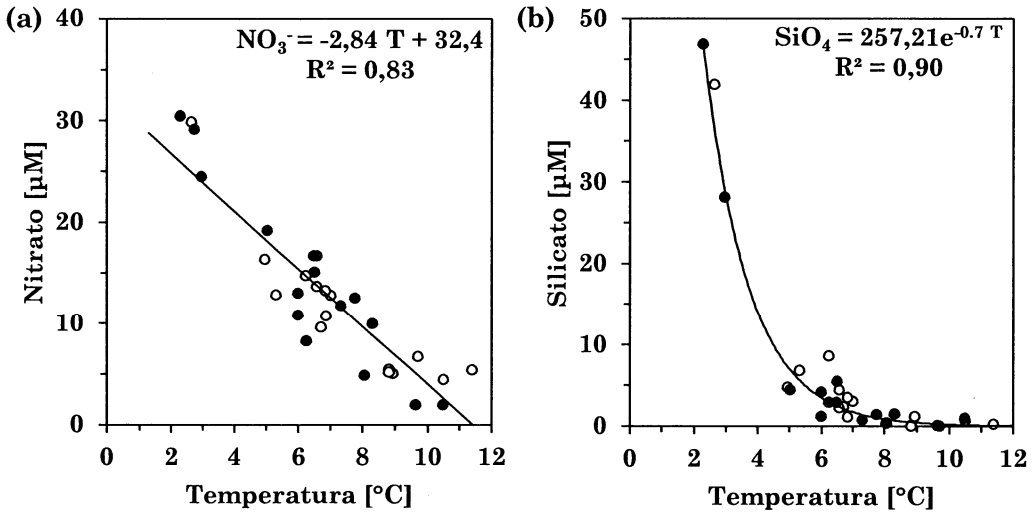


Figura 3.1.14. Relación entre la temperatura del agua y nitrato (a) y silicato (b) para ambas transectas PEAT-N (○) y PEAT-S (●). Línea, regresión no lineal (exponencial; p<<0,01).

La dependencia del $\delta^{15}N$ con el nitrato (Figura 3.1.13 a y b) en ambas transectas tiene probablemente una explicación fisiológica asociada (Altabet y Francois, 1994). En trabajos realizados en todo el frente Polar del Océano Austral, estos autores señalan que esta relación no es una función de la concentración de nitrato, sino de la fracción de sustrato no utilizado (Eq. I). Se ha supuesto que el $\delta^{15}N$ de PON deber ser proporcional a la razón F (Eq. II) que se basa en la ecuación de fraccionamiento *Raleigh* para un determinado reservorio de sustrato (Mariotti *et al.*, 1981; Needoba *et al.*, 2003).

$$f = \frac{NO_3^- observada}{NO_3^- inicial} \qquad \text{Eq I}$$

$$F = f\,\frac{\ln f}{(1-f)} \qquad \text{Eq II}$$

Por lo tanto, para el procesamiento de los datos de $\delta^{15}N$ y nitrato se utilizó una estimación de *F* para la región de estudio. Se adopto una concentración inicial de nitrato de 36 µM (Sigman *et al.*, 2000) proveniente de aguas profundas de la Corriente Circumpolar Antártica y teniendo en cuenta una única fuente de incorporación de nitrato hacia la plataforma Patagónica (Lara *et al.*, 2010), a través de la Corriente de Malvinas. La regresión obtenida entre $\delta^{15}N$ y F fue significativa ($\delta^{15}N = 11,25 + 11,81$ F, $n = 32$, $R^2 = 0,54$, $p < 0,0$, Figura 3.1.15).

Sin bien la comparación con datos a nivel horizontal en función de datos verticales en relación a la columna de agua no sería del todo adecuada, la falta de información al respecto de los procesos biogeoquímicos y en particular de isótopos estables de carbono y nitrógeno en la materia orgánica en suspensión para la región, justifican esta metodología sobre todo si a lo que apunta es a interpretar procesos de fraccionamiento isotópicos.

A pesar que la relación $\delta^{15}N$ y F tuvo una alta significación en PEAT, en trabajos anteriores, esta relación fue significativamente más alta en muestras superficiales a lo largo de una transecta en el Atlántico Sudoccidental (Figura 3.1.15, $\delta^{15}N = 9,02 + 9,32$ F, $n = 35$, $R^2 = 0,70$, $p < 0,01$, Lara *et al.*, 2010). Esta última regresión se ajusta mejor, con un coeficiente de determinación mayor que nuestros datos probablemente por el hecho de que los valores iniciales de NO_3^- estuvieron basados únicamente en la concentración de nitrato proveniente de la Corriente Circumpolar Antártica. Sin embargo, la

tendencia y los órdenes de magnitud de ambas comparaciones fueron similares.

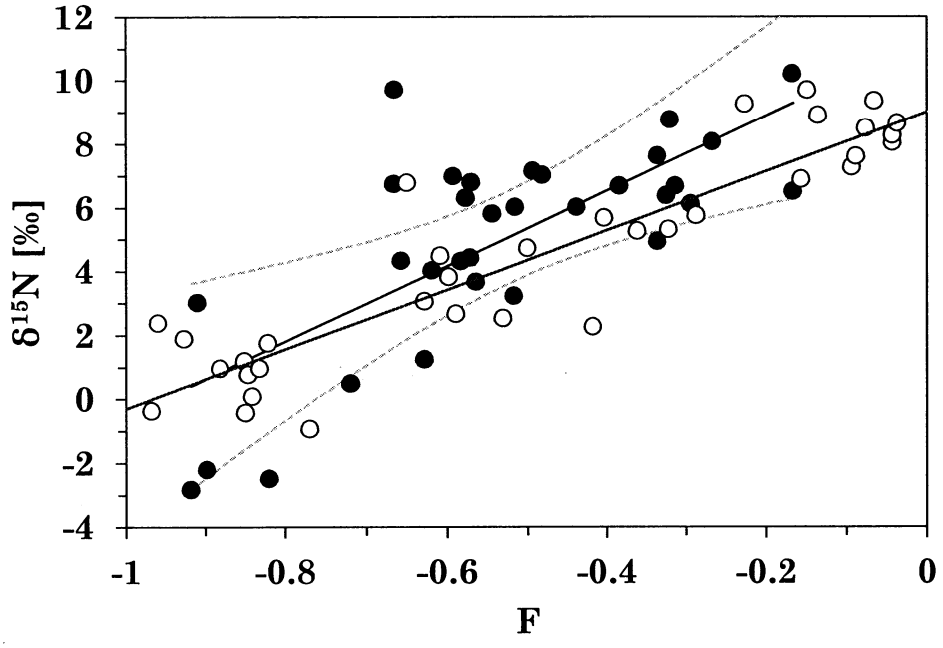


Figura 3.1.15. La regresión lineal de $\delta^{15}N$ vs F = f ln f / (1-f), donde f = $[NO_3^-]$ Observado / $[NO_3^-]$ Inicial y $[NO_3^-]$ Inicial = 36 µM N, como su origen en de la Corriente Circumpolar Antártica profunda. PEAT (•). Línea roja y (○), Lara *et al.*, 2010.

Los valores que se apartan del intervalo de confianza en nuestros datos podrían reflejar que una proporción de la fracción de nitrato no utilizado no tendría su origen en las aguas de la Corriente Circumpolar Antártica.

El suministro de nutrientes en el frente de talud está probablemente asociado con el flujo y la fricción en el fondo, lo que genera un gradiente de presión a lo largo de la plataforma, que sería proveniente de la surgencia a lo largo del borde del talud (Matano y Palma, 2008). Procesos de afloramiento asociados con frentes de talud se observan también en el Atlántico Norte (Loder *et al.*, 1998; Allen *et al.*, 2005), aunque los mecanismos que conducen

a la surgencia a lo largo del talud pueden ser muy diferentes (Matano y Palma, 2008). También se ha sugerido que la topografía del talud patagónico promueve la actividad a mesoescala y la generación de remolinos – *eddies* – que, a su vez, suministran nutrientes para mantener el florecimiento del fitoplancton (Longhurst, 1998). Estructuras similares en plataformas adyacentes al talud en otras latitudes han sido reportadas por Piola y Gordon (1989); Peterson y Whitworth (1989); y Romero *et al.* (2006). Sin embargo es aún pobre el conocimiento sobre los mecanismos y el origen del enriquecimiento de nutrientes a lo largo de PEAT y su relación con proxies biogeoquímicos y las variaciones espacio-temporales que mantienen uno de los ecosistemas más productivos del mundo.

Si las floraciones planctónicas son sostenidas por el suministro de nutrientes a partir de la surgencia de la corriente de Malvinas y se mantienen en las capas superiores (sobre todo por encima de 50 m) por la estabilidad vertical, los niveles de biomasa en términos de carbono o nitrógeno para la fracción de tamaño entre 2-20 (nanoplancton) y 20-200 μm (microplancton) serían elevados y deberían estar inversamente relacionados con la asimilación de nitrato.

La Tabla 3.1.V resume los valores de estimadores de biomasa de la materia orgánica en fracciones del seston en términos de carbono y nitrógeno (POC y PON, respectivamente), la relación C:N y su relación con nutrientes (nitrato, silicato y fosfato) para la capa por encima de los 50 m en la PEAT.

Valores de isótopos estables de carbono y nitrógeno también fueron considerados en el análisis.

Como las correlaciones entre la mayoría de las variables no fueron significativamente diferentes para cada una de las transectas realizadas en PEAT-N y PEAT-S, al analizar la zona de Plataforma Externa Adyacente al Talud como un sistema continuo se puso en evidencia que las tanto el nanoplancton como el microplancton participan activamente en la asimilación de nitrato y silicio (Tabla 3.1.V), como puede verse en las correlaciones negativas significativas entre los indicadores biogeoquímicos de biomasa (POC y PON) para el nano- y microplancton con los nutrientes (nitrato y silicio).

La asimilación de nitrato por parte de la fracción autotrófica influencia negativamente en la firma isotópica de nitrógeno como se observa en la correlación inversa entre $\delta^{15}N$ de la POM, nano- y microplancton con en nitrato.

La biomasa planctónica en ambas fracciones fue elevada en comparación con valores de biomasa planctónica reportados para la Plataforma Patagónica Continental (Santoferrara y Alder 2009, Santoferrara *et al.*, 2011; Paparazzo *et al.*, 2010), pero similares a otras regiones del mundo donde existen afloramientos (Böttjer y Morales, 2007).

Tabla 3.1.V. Media ± desviación estándar de carbono y nitrógeno orgánico particulado (POC y PON), cociente molar (C:N), isótopos estables en tres fracciones del plancton y la correlación de cada variable con la concentración de nitrato (r_{NO3}), silicato (r_{Si}) y fosfato (r_{PO3}) junto con su nivel de significancia (entre paréntesis).

	Variables	*n*	media ± sd	r_{NO3}	r_{Si}	r_{PO4}
POM	POC [µM C]	10	11,76 ± 3,91	-0,55 (0,1)	-0,50 (0,1)	-0,20 (0,5)
	PON [µM N]	10	2,00 ± 0,33	-0,48 (0,1)	-0,59 (0,1)	-0,05 (0,9)
	C:N [--]	10	5,78 ± 1,28	-0,51 (0,1)	-0,40 (0,2)	-0,24 (0,5)
	$\delta^{13}C$ [‰]	10	-22,37 ± 1,11	-0,48 (0,1)	-0,13 (0,7)	0,23 (0,5)
	$\delta^{15}N$ [‰]	10	7,04 ± 1,57	-0,67 (*)	-0,63 (*)	0,00 (1,0)
NANOPLANCTON	POC [µM C]	10	25,43 ± 8,13	-0,81 (**)	-0,61 (*)	-0,35 (0,3)
	PON [µM N	10	3,68 ± 1,01	-0,83 (**)	-0,81 (**)	-0,26 (0,4)
	C:N [--]	10	6,31 ± 0,77	-0,24 (0,5)	0,17 (0,6)	-0,37 (0,3)
	$\delta^{13}C$ [‰]	10	-22,28 ± 2,20	0,20 (0,5)	0,49 (0,1)	0,25 (0,3)
	$\delta^{15}N$ [‰]	10	6,98 ± 2,17	-0,65 (*)	-0,11 (0,7)	0,70 (0,3)
MICROPLANCTON	POC [µM C]	10	17,23 ± 8,54	-0,67 (*)	-0,55 (0,1)	-0,44 (0,2)
	PON [µM N]	10	3,46 ± 0,71	-0,65 (*)	-0,42 (0,2)	-0,28 (0,4)
	C:N [--]	10	4,71 ± 0,79	-0,67 (*)	-0,69 (*)	-0,56 (0,1)
	$\delta^{13}C$ [‰]	10	-21,69 ± 1,97	0,36 (0,3)	0,61 (*)	-0,27 (0-4)
	$\delta^{15}N$ [‰]	10	10,37 ± 4,03	-0,68 (*)	-0,42 (0,2)	-0,44 (0,2)

(*) Significativo a $p < 0,05$ (**) significativo a $p < 0,01$.

La contribución al carbono total de las fracciones fue significativamente diferente ($F_{2,29} = 16,45$, $p < 0,01$) (Figura 3.1.16.a) con la fracción nanoplactónica que contribuye ~47% al carbono total y el microplancton con un ~32% (Test de Tukey, $p < 0,01$). La contribución al nitrógeno total de las fracciones fue estadísticamente diferente ($F_{2,29} = 16,62$, $p< 0,01$) (Figura 3.1.16.b), sólo entre la POM y las dos fracciones (nano- y microplancton).

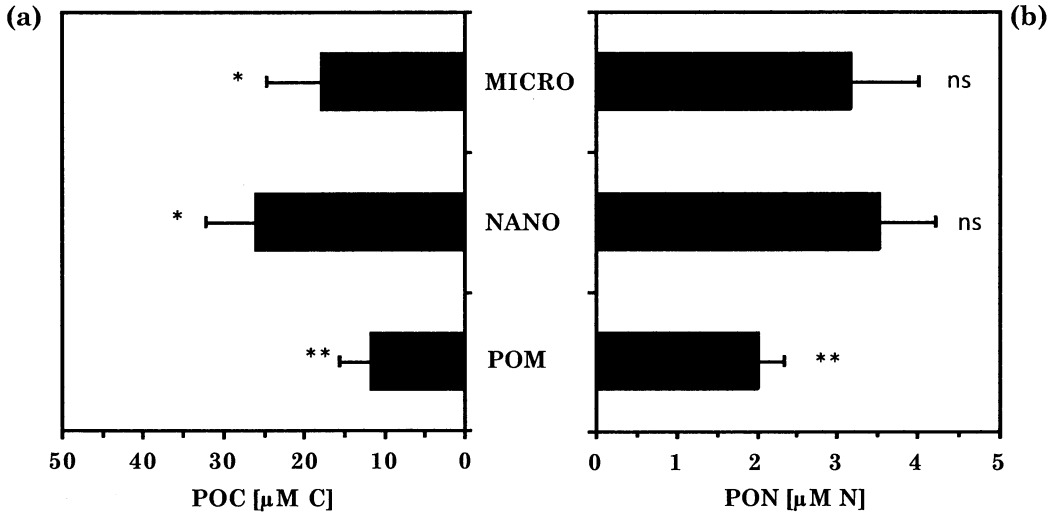


Figura 3.1.16. Concentración de carbono (a) y nitrógeno (b) orgánico particulado (POC y PON, respectivamente) para las fracciones de tamaño 2-20µm (NANO) y 20-135µm (MICRO). (*) significativo $p < 0.05$, (**) significativo $p < 0.01$, (ns), no significativo.

Los valores de POC y PON para ambas fracciones correlacionaron significativamente ($r = 0,87$, $n = 10$, $p < 0,01$, nanoplancton y $r = 0,86$, $n = 10$, $p < 0,01$, microplancton). Se obtuvieron las ecuaciones de regresión para las variables (Figura 3.1.17.a-b), que permitieron establecer que los valores de POC y PON pueden ser empleados como proxies biogeoquímicos de biomasa planctónica para esta zona (Lara *et al.*, 2010).

En aguas superficiales (0-50 m), los niveles de nutrientes respondieron estrechamente a la concentración de biomasa en ambas fracciones planctónicas, como se ve en la relación inversa entre nitrato y proxies biogeoquímicos (Figura 3.1.17.c-d). Los niveles más altos de nutrientes están asociados a concentraciones bajas de carbono y nitrógeno orgánico (Tabla 3.1.V) y $\delta^{15}N$ más ligeros.

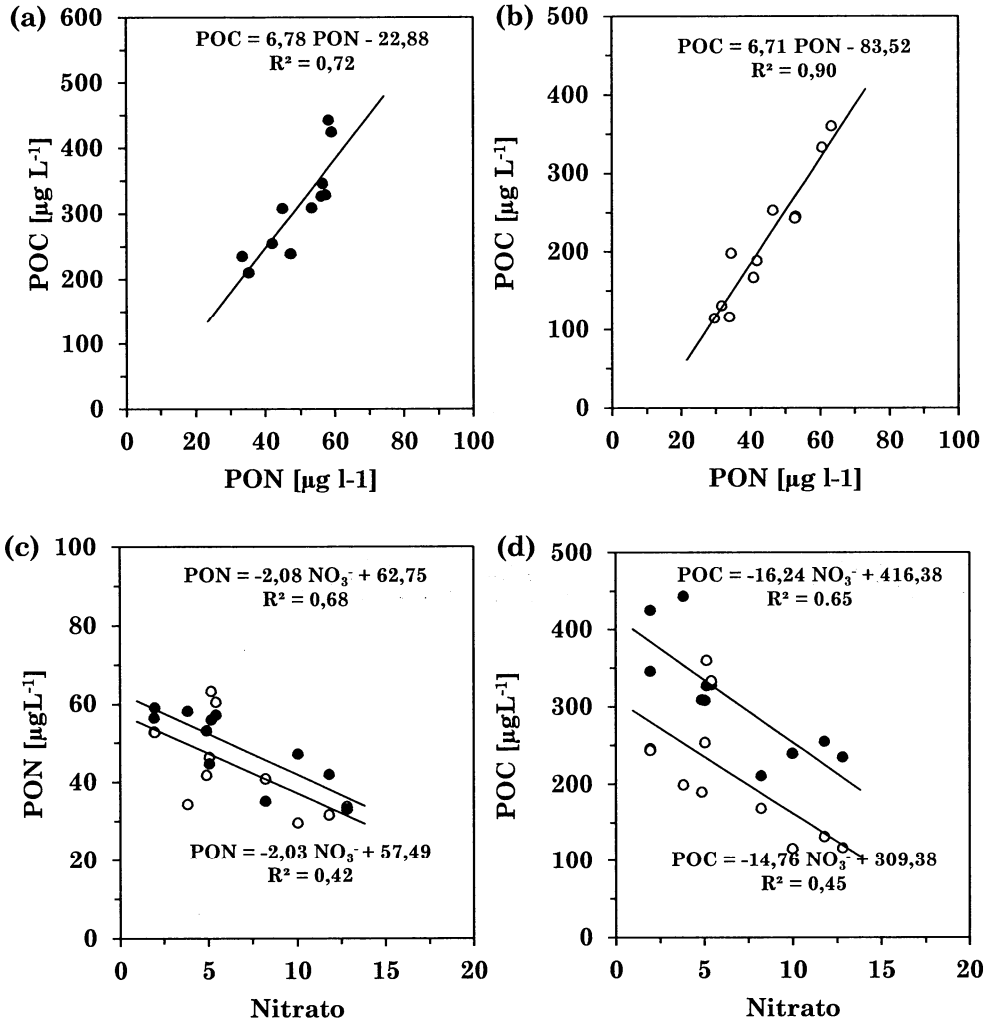


Figura 3.1.17. Relación lineal entre carbono y nitrógeno orgánico particulado (POC y PON, µg l^{-1}, respectivamente) para (a) fracción 2-20 µm (nanoplancton, •) y (b) fracción 20-200 µm (microplancton, ○) para la capa media-superficial (0-50 m) en PEAT. Relación inversa de nitrato y proxies de biomasa (c) nitrógeno orgánico particulado y (d) carbono orgánico particulado.

Como se ha reportado en muchos trabajos, la comunidad fitoplanctónica está dominada por especies neríticas/cosmopolitas con preferencia por aguas cálidas, y la densidad de diatomeas es baja (Olguín y Alder, 2004), los dinoflagelados son componentes importantes de la biomasa microplactónica

debido a su mayor tamaño en general y su capacidad de migración vertical (Garcia *et al.*, 2008).

Aunque de la sucesión de fitoplancton no pueden ser representados de este trabajo, los bajos niveles de nutrientes en las capas superficiales indicaría una etapa temprana a intermedia en la sucesión (Margalef, 1962), por lo menos para el PEAT-N. En consecuencia que cabe esperar que la longitud de la trama trófica no se incremente (Margalef 1963, 1997, Odum, 1969, 1992) y tenga una señal isotópica no claramente distinguible entre fracciones planctónicas y el material particulado.

En base a los estudios que se han realizado para entender la estructura trófica empleando mediciones isotópicas de $\delta^{15}N$ y $\delta^{13}C$ en diferentes fracciones, se ha llegado a encontrar un patrón consistente de enriquecimiento isotópico con el incremento del nivel trófico (Minagawa y Wada, 1984; Peterson y Fry, 1987; Fry, 1988; Forsberg *et al.*, 1993; Overman y Parrish, 2001; Vander Zanden y Rasmussen, 2001). En la Figura 3.1.18, se resume la trama trófica para las tres fracciones analizadas a lo largo del PEAT. Como puede observarse existen dos niveles bien diferenciados en cuanto a la discriminación isotópica de nitrógeno: POM – y la fracción < 20 µm (nanoplancton) en la base de la misma y un segundo nivel 20-135 µm (microplancton). Los valores de enriquecimiento isotópico similares tanto para la POM como para el nanoplancton, revelan un nivel trófico similar.

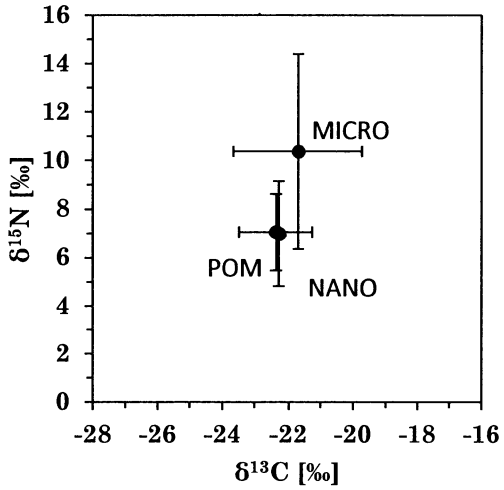


Figura 3.1.18. Estructura de la trama trófica para la plataforma Patagónica adyacente al talud. POM, materia orgánica particulada, NANO, nanoplancton y MICRO, microplancton.

El enriquecimiento en $\delta^{15}N$ y $\delta^{13}C$ de la fracción microplactónica se debe probablemente a que en esta fracción conviven especies con diferentes estrategias tróficas. La presión de pastoreo puede jugar un papel importante en el control de la acumulación de biomasa y consecuentemente en su firma isotópica. Por un lado la presencia de organismos mixotróficos (dinoflagelados heterotróficos), dependiente de una alimentación detritívora. Por el otro, la composición de organismos fototróficos (dinoflagelados fototróficos y diatomeas) que dependen de la asimilación de nutrientes disueltos (Figura 3.1.18).

De hecho, en estudios recientes se ha caracterizado a la comunidad planctónica en esta región en eventos de floración (octubre-noviembre) (Garcia *et al.*, 2008), cuya comunidad se compone principalmente por diatomeas de pequeño tamaño (2-10 μm), seguido por nano-fito-flagelados (<20 μm) y una contribución pequeña de dinoflagelados.

3.1.4. Transformaciones Biogeoquímicas de la Materia Orgánica

En teoría la cinética isotópica predice que el isótopo más ligero (^{14}N) debe ser preferentemente remineralizado. Así, el ^{15}N de PON debería aumentar con el aumento de la profundidad por debajo de la zona eufótica donde sólo la actividad microbiana puede actuar sobre el PON. Esto se observó en el Golfo de Maine (Atlántico Norte), pero no en un área de afloramiento en el Pacífico Oriental, donde el ^{15}N tendió a disminuir al aumentar la profundidad debajo de la zona eufótica (Libes y Deuser, 1988).

Hay dos posibles mecanismos por los cuales esto podría ocurrir. En primer lugar, si el fraccionamiento se produce durante la descomposición mediada por microorganismos, una cantidad significativa de nitrógeno se transforma y la composición isotópica de PON residual sería alterada. Esto es poco probable, ya que requiere que las bacterias fraccionen nitrógeno durante la absorción de PON. Incluso aminoácidos disueltos no se fraccionan significativamente durante el paso por células microbianas (Macko y Estep, 1984).

Un segundo mecanismo puede postularse para explicar el ^{15}N alterado, si se tiene en cuenta que la cinética de descomposición de diferentes compuestos nitrogenados de PON no es igual (Lee y Cronin, 1982). Los compuestos más lábiles están agotados en ^{14}N, por lo que su pérdida a través de la descomposición debe causar un enriquecimiento de ^{15}N en el PON residual. La descomposición debe ir acompañada de un agotamiento relativo

de ^{15}N en el PON residual si la próxima clase de compuestos a degradar está relativamente enriquecida en ^{15}N. Tales oscilaciones en ^{15}N fueron observados por Wada (1980) en PON degradado mediante procesos aeróbicos en *experimentos in situ.*

Independientemente de las fluctuaciones en $\delta^{15}N$, la concentración de PON debe disminuir y la relación C:N de las partículas debería aumentar con el aumento de profundidad, si la remineralización es el único proceso que actúa sobre las partículas. Esto no se observó en PEAT, sugiriendo que el crecimiento microbiano contrarresta algunos de los efectos de remineralización ya que el C:N de la biomasa bacteriana es bastante bajo, de entre 4 a 5 (Müller, 1977). De hecho, microorganismos que se desarrollan a bajas concentraciones de oxígeno pueden contribuir al empobrecimiento de $\delta^{15}N$ de PON (Wada, 1980).

La disminución de $\delta^{15}N$ y relaciones bajas en la relación C:N hacia el fondo de PEAT sugieren que una cantidad significativa de biomasa microbiana estuvo presente. Cuando las concentraciones de PON son bajas, el crecimiento microbiano, en quimioautotrofía, puede suministrar una cantidad significativa de ^{15}N-empobrecido a la concentración de PON (Wada, 1980; Zieman *et al.*, 1984).

Un tercer mecanismo puede ser propuesto para esta zona para explicar en parte el empobrecimiento isotópico de nitrógeno en POM en las profundidades. Como se postuló, los nutrientes son aparentemente

suministrados por surgencia en PEAT, sin embargo el origen del nitrato es diferente, por un lado el nitrato transportado horizontalmente generado en la Corriente Circumpolar Antártica, isotópicamente pesado y enriquecido en ^{15}N, y por el otro en nitrato generado "de novo" en las profundidades por debajo de zona eufótica, a través de la nitrificación probablemente por metabolismo microbiano (Arqueas). Sin embargo estas hipótesis deben ser corroboradas en estudios futuros.

Variaciones verticales en el ^{15}N de PON también podrían ser el resultado de la importación, a través de la advección horizontal, de partículas cuyo contenido en isótopo de nitrógeno fue adquirido en otros lugares (Altabet y McCarthy, 1985). En zonas de surgencia del Pacífico Occidental se ha encontrado que valores de $\delta^{15}N$ de PON en la superficie se aproximan a 6,2-7,8 ‰ (Libes y Deuser, 1988). Para PEAT los valores de $\delta^{15}N$ de PON estuvieron 7,04 ± 1,6‰.

En PEAT, el $\delta^{15}N$ de PON correlacionó negativamente con la concentración de nitrato ($r = -0,83$, $n = 29$, $p < 0,01$) y esta relación fue lineal (ver Figura 3.1.13). Por otra parte, el nitrato también correlacionó negativamente con la temperatura del agua ($r = -0,92$, $n=29$, $p < 0,01$) con una disminución lineal (ver Figura 3.1.14), sugiriendo que parte de un ingreso de nutrientes "frescos" desde el fondo hacia la superficie y desde el borde del talud hacia la plataforma sea probamente producto de las intrusiones de surgencia de profundidad de la Corriente de Malvinas registradas para la época (Piola *et al.*, 2010). Del mismo modo, Altabet y Francois (1994) y Altabet

(2001) obtuvieron correlaciones negativas entre el $\delta^{15}N$ y la concentración de nitrato, que se atribuyó a la utilización parcial de nitrato en zonas de surgencia del Océano Austral y Pacífico Ecuatorial.

En consecuencia, la alta variabilidad hidrológica de eventos a mesoescala, pueden intensificar efectos de surgencia como se ha demostrado para el mar Mediterráneo (Ramírez *et al.*, 2005, Mercado *et al.*, 2010), por lo tanto es de esperar que los cambios hidrológicos y climáticos a escala regional puedan modificar la intensidad y frecuencia de los eventos de intrusión locales en el PEAT y con esto reflejarse en la firma isotópica de la materia orgánica particulada.

Aunque la remineralización y el crecimiento interno microbiano parecen ser los más influyentes en la firma isotópica del $\delta^{15}N$ en perfiles de profundidad, los efectos de la variabilidad temporal y advección horizontal también deben ser considerados. Los cambios estacionales en la disponibilidad de nutrientes pueden causar fluctuaciones en el $\delta^{15}N$ del plancton y la magnitud del flujo de partículas a aguas más profundas. Estos a su vez se espera que cause variaciones temporales en el ^{15}N de aguas profundas PON (Altabet y Deuser, 1985).

Las fuertes oscilaciones y valores de la firma isotópica tanto de carbono ($\delta^{13}C$) como de nitrógeno ($\delta^{15}N$) en las diferentes fracciones que pueden relacionarse al origen y posteriores cambios en la utilización de recursos (nutrientes inorgánicos) que provienen de procesos de intrusiones y el

consecuente afloramiento desde de la Corriente de Malvinas o es generado desde las profundidades con una señal isotópica empobrecida en N. Conforme el nitrógeno es asimilado por el nano- y micro-fitoplancton, la biomasa crece, la señal de ^{15}N en las diferentes fracciones se enriquece y el PON se hace más pesado. Este patrón aparece asociado a un cambio en la concentraciones de silicato y nitrato, de bajas a moderadas, a un aumento de la relación Si:N a valores > 0,25 (Figura 3.1.19) y a un aumento en la abundancia de fitoplancton silíceo.

Una relación de decaimiento entre $\delta^{13}C$ y Si:N (Figura 3.1.19.a) sugiere que proporciones ≥1 en la relación Si:N no producen nuevas reducciones importantes en $\delta^{13}C$. Lara *et al.*, (2010) examinaron los datos de campo y encontraron que aguas de surgencia tienen una relación Si:N < 1. Aunque la mayor parte de nuestras estaciones estaban situadas en la plataforma y no en las regiones oceánicas, esta observación parece ser el caso también para nuestros datos, donde en las profundidades se encuentra la fuente principal de nutrientes y probablemente influya en la composición isotópica de la POM hacia la superficie, con la consecuente influencia en las fracciones de tamaño mayores.

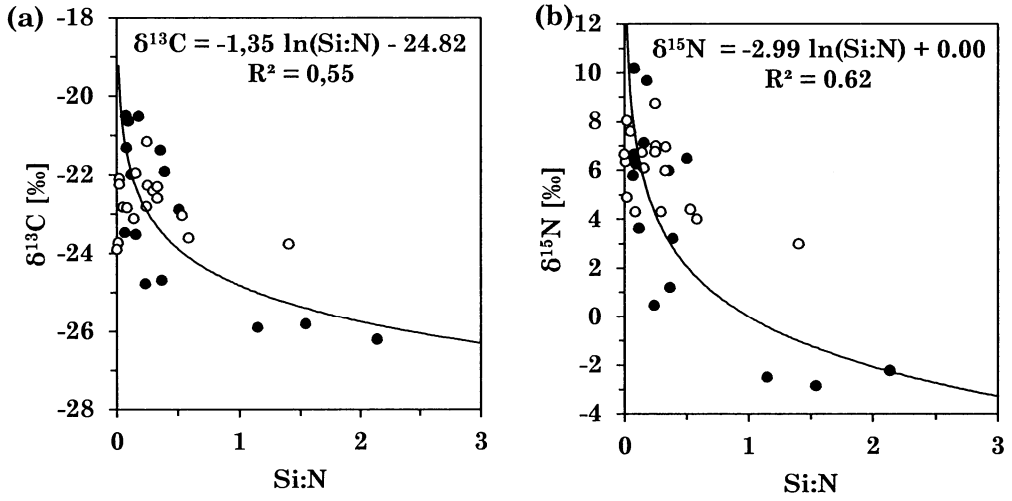


Figura 3.1.19. Relación entre $\delta^{13}C$ (a) y $\delta^{15}N$ (b) en la POM y la relación silicato:nitrato (Si:N) a lo largo de las transectas de PEAT-N (○) y PEAT-S (●).

La relación entre el $\delta^{13}C$ y el $\delta^{15}N$ con el cociente Si:N sigue una tendencia similar. Cuando la relación Si:N es < 1, la POM se enriquece en el isótopo pesado (Figura 3.1.19.b). Esto parece estar relacionado con una respuesta similar de ambos isótopos al aumentar las concentraciones de nitrato hacia el fondo, demostrando que probablemente procesos biogeoquímicos similares estén forzando los valores isotópicos en la región.

La variabilidad a escala temporal debe ser tomada en cuenta en la interpretación de los cambios del $\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$ en partículas en suspensión y su posterior incorporación a la trama trófica y al sedimento en áreas donde las interacciones entre la plataforma externa y el talud parecen ser más evidentes, ya que estos cambios son normalmente atribuidos a los cambios en el reciclaje del carbono y nitrógeno en la superficie del océano.

Un modelo general sobre la biogeoquímica de la materia orgánica para la Plataforma Externa Adyacente al Talud, principalmente en términos de

carbono y nitrógeno orgánico fue representado en la Figura 3.1.20. Los procesos biogeoquímicos no son procesos aislados y las interacciones a lo largo de la columna de agua entre la materia orgánica disuelta y particulada, generan un continuo balance de masas (degradación/síntesis) que influencia directamente a la firma isotópica del carbono y nitrógeno orgánico.

El nitrógeno inorgánico (NO_3^- o NH_4^+) es tomado por el nano-, micro-fitoplancton y metabolizado, lo que genera un aumento en la POM como así también un enriquecimiento isotópico. Posteriormente el nitrógeno es reciclado por micro-heterótrofos, grandes herbívoros (meso y macro-zooplancton) y descomponedores microbianos (Figura 3.1.20, vía A). Al existir una barrera física como lo es una termoclina o picnoclina (Figura 3.1.20, línea roja puntos) hace que la POM sedimente de manera diferencial, afectando su degradación/síntesis y posterior señal isotópica.

La muerte, lisis celular y la descomposición del fitoplancton, ya sea después de la ingestión por los "herbívoros" o debido a factores de estrés fisiológicos (tales como la limitación de nutrientes, temperatura, u otros factores), hace que el nitrógeno sea liberado en forma de N orgánico disuelto o amonio como "nitrógeno regenerado" (Figura 3.1.20, vía B) que nuevamente puede ser asimilado y consecuentemente afecta el fraccionamiento isotópico de carbono y nitrógeno.

La fijación biológica de N_2 atmosférico en amoníaco (Figura 3.1.20, vía C), también puede ocurrir en el océano abierto, y esencialmente toda fijación

del nitrógeno en la zona eufótica es atribuida principalmente a cianobacterias. Sin embargo la principal fuente de nitrato en la superficie de PEAT, parece ser la difusión y la surgencia de agua del océano profundo rica en nitrato, aunque el origen del mismo está en discusión.

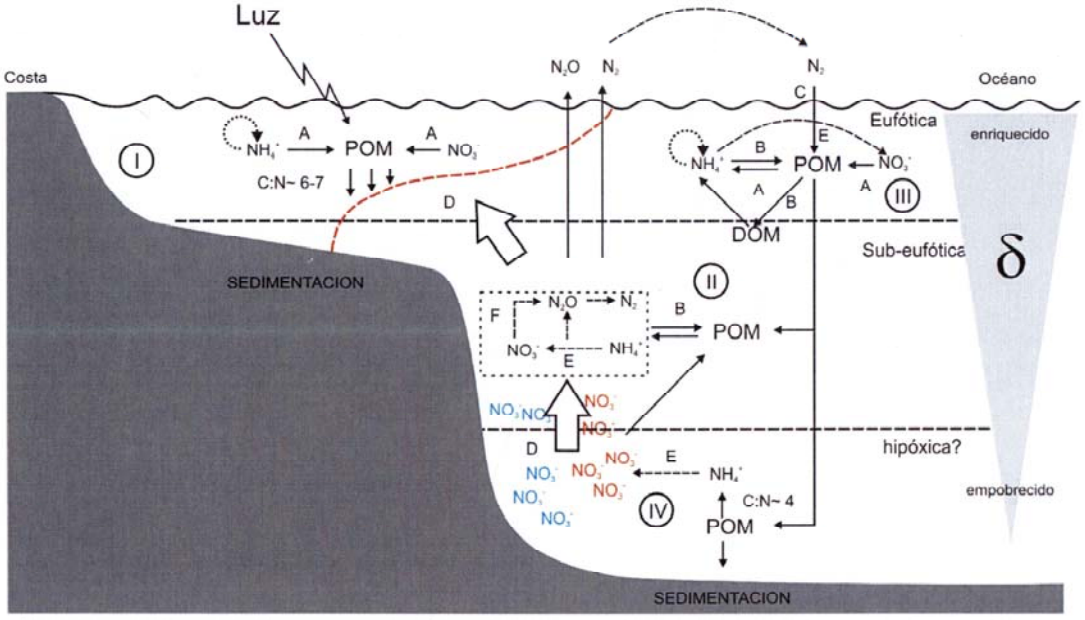


Figura 3.1.20. Diagrama conceptual de las principales características del ciclo Biogeoquímico de la materia orgánica en PEAT: (I) aguas sobre la plataforma, (II) aguas de surgencia desde el talud, (III) aguas superficiales del océano abierto y (IV) aguas profundas. POM, materia orgánica particulada. Las líneas discontinuas indican transformaciones que implican varios pasos. Vías metabólicas: A, asimilación de nitrógeno; B, regeneración de amonio; C, fijación de nitrógeno; D, la difusión de nitrato/advección de aguas profundas; E y F nitrificación. Línea discontinua roja, picnoclina y/o termoclina. NO_3 rojo, nitrato generado en el fondo, NO_3 azul, nitrato proveniente desde la MC. Flechas grandes, advección vertical (*upwelling*).

Como se ha propuesto, parte del nitrato probablemente sea suministrado por procesos de nitrificación desde las profundidades por advección y difusión de masas de agua (Figura 3.1.20, vía D) o lo que también es probable y no excluyente que sea transportado desde la Corriente Circumpolar Antártica hacia la plataforma por la corriente de Malvinas.

Si el nitrato es de diferente origen (Figura 3.1.20 azul-rojo), debería tener una señal isotópica diferente y consecuentemente generar una señal isotópica más empobrecida en nitrógeno en la POM de las profundidades. Dado que las bacterias nitrificantes son inhibidas por la luz, se asumió que el proceso de nitrificación (Figura 3.1.20, vía E y F) provino de aguas más profundas; por lo tanto, la única fuente de nitrato en las aguas superficiales se mezcla con el nitrato de aguas profundas (Figura 3.1.20, vía D). Sin embargo, a medida que el nitrato asciende, es nuevamente asimilado y regenerado en la POM y el fraccionamiento isotópico aumenta levemente y la señal se enriquece.

Aunque la dinámica biogeoquímica de la materia orgánica escapa a los alcances de esta tesis, queda claro que muchos procesos parecen estar influenciando en la transformación de la materia orgánica a lo largo de la columna de agua. Si bien estos procesos son impulsados en gran medida por los forzantes físicos, la actividad biológica y en particular microbiológica tendría una fuerte influencia, incluso en la transición ascendente de nitrato del agua profunda (Figura 3.1.20, vía D).

Por lo tanto, la comprensión de la dinámica biogeoquímica de estos sectores requiere un enfoque interdisciplinar que abarque temas centrales tales como el ciclaje de carbono y nitrógeno, como así también las teleconexiones con fenómenos climáticos de incidencia global y su influencia sobre la productividad de los ecosistemas del Atlántico Sudoccidental.

3.2. Biogeoquímica de materia orgánica en zonas productivas del Atlántico Sudoccidental: interacciones tierra-océano, su impacto sobre la materia orgánica, isótopos estables y remineralización en un estuario templado.

Los datos de indicadores biogeoquímicos detallados a lo largo de una derrota en un estuario templado fueron tomados para establecer las interacciones de la materia orgánica en regiones frontales costeras. Este capítulo en particular representará una contribución a la comprensión de las interacciones tierra-océano en la transición de las regiones bonaerense y Norpatagónica. Asimismo, proveerá elementos para la interpretación de la dinámica actual de la base de los recursos vivos renovables en la región y su probable evolución futura en el marco del cambio climático global.

3.2.1. Tendencias Sinópticas Generales

Durante la campaña de investigación realizada en octubre de 2010, en el estuario de El Rincón se observó un máximo de salinidad superficial de 34.0 (Figura 3.2.1.a), producido principalmente por la advección de aguas pertenecientes al Golfo San Matías (GSM). Al oeste de este máximo, se observó una zona frontal con valores de salinidad de ~32,0. Se observaron también salinidades comprendidas entre 33,5 y 33,7 indicando la presencia de aguas con salinidades típicas de plataforma media. Por otra parte, la señal de máxima salinidad en el fondo siguió siendo evidente en la zona de El Rincón con valores

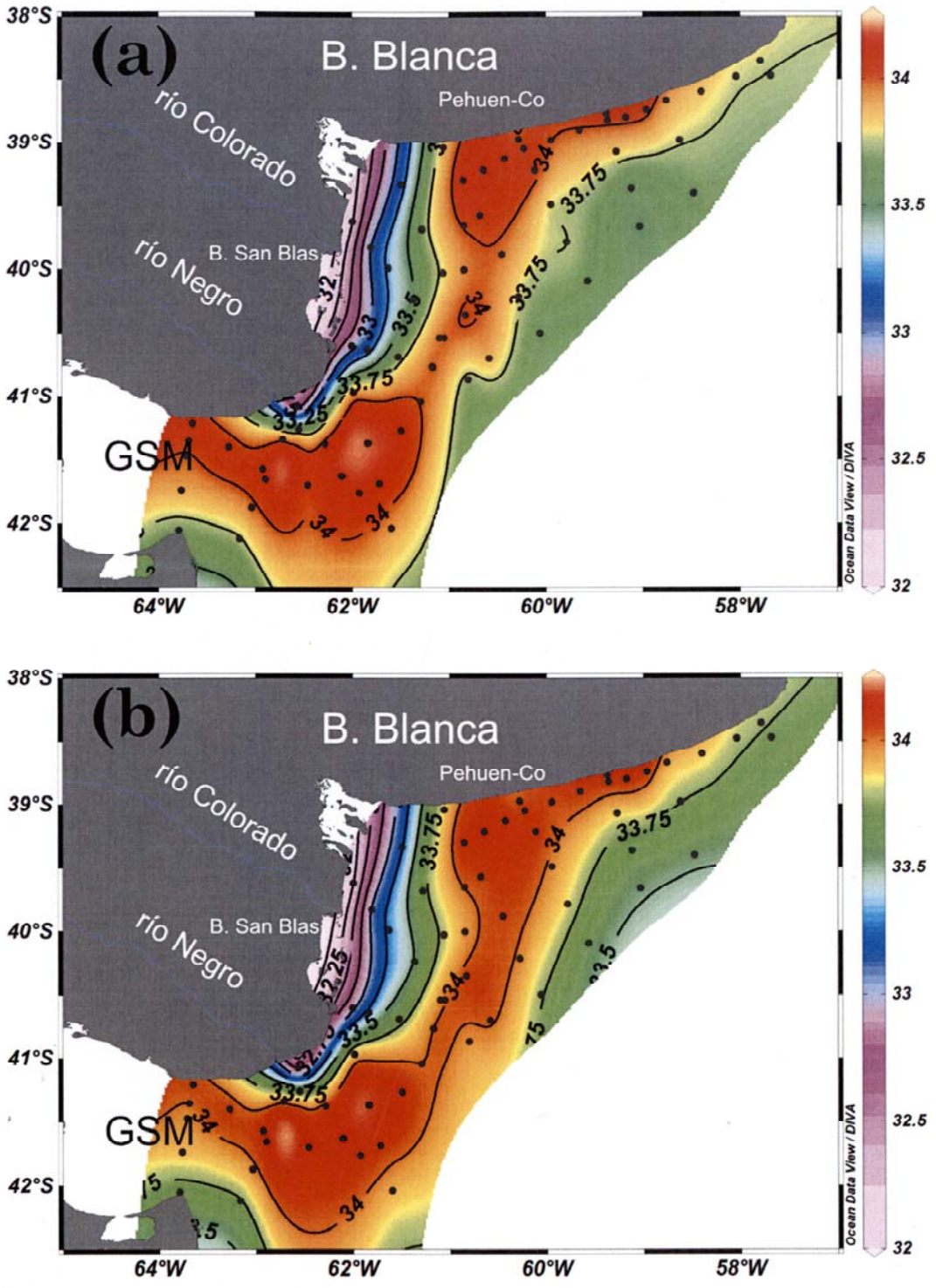


Figura 3.2.1. Distribución horizontal de la salinidad durante la campaña PD-2010/07. (a) Superficial y (b) fondo. GSM, golfo San Matías.

de salinidad que oscilaron en el mismo rango que para la superficie (Figura 3.2.1.b). En promedio fue de 33,85 ± 0,37 con mínimos de 32,17 para la zona costera y máximos de 34,19 en la región del frente propiamente dicho.

La salinidad de superficie advierte la heterogeneidad del ambiente pudiéndose distinguir: una masa de agua de baja salinidad asociada a la región costera sur de la Provincia de Buenos Aires con influencia de la desembocadura de los ríos Colorado y Negro, un máximo relativo de salinidad (33,9-34,1) que permitió establecer la continuidad/conectividad del máximo del GSM con las aguas próximas a la sur de la provincia de Buenos Aires y una masa de agua perteneciente a la plataforma media (33,6-33,9).

Los límites entre estas masas de agua están dados por gradientes horizontales de salinidad bien definidos que señalan la presencia de frentes hidrográficos (Lucas *et al.*, 2005) y definen aéreas biogeográficas con características y condiciones ambientales particulares de área de cría y alta productividad biológica, debido a la abundancia de plancton (Spinelli *et al.*, 2009; 2013; Hoffmeyer *et al.*, 2009) y una asociación importante de peces demersales y costeros (Marrari *et al.*, 2004, Martos *et al.*, 2005; Berasategui *et al.*, 2006; Pájaro *et al.*, 2008; Auad y Martos 2012).

Con respecto al campo térmico en el sector, la temperatura de superficie promedió valores 11,38 ± 0,80 °C y varió entre los 10,08 a 13,26 °C con los máximos en su franja litoral desde Bahía Blanca (-39°S – -62°O) hasta

Miramar (-38°S – -58°O) mientras que los mínimos se hallaron en la zona de plataforma más externas (Figura 3.2.2.a). La temperatura del fondo vario levemente en promedio (10,75 ± 0,84 °C) con respecto a la superficie y estuvo en el rango de 8,23 – 13,04 °C.

En líneas generales se observó una columna de agua sin gradientes verticales muy marcados ni en temperatura ni tampoco en salinidad. La isolínea de 40 kJm^{-3} del parámetro de Simpson, que separó la zona homogénea de la estratificada siguió en gran medida la isobata de los 50-60 m (Figura 3.2.3.). En la región comprendida entre las secciones I a IV se observó una leve termoclina en la parte más externa de las secciones entre las profundidades 40-50 m de alrededor de 1°C (Figura 3.2.4. I-IV).

Asimismo, la salinidad vertical se mostró homogénea en casi todas las estaciones de la campaña (Figuras 3.2.4.), observándose sólo algunas pequeñas estructuras con gradientes salinos en las estaciones más profundas donde las aguas más saladas y más densas provenientes del GSM se posicionan por debajo de las aguas de plataforma media.

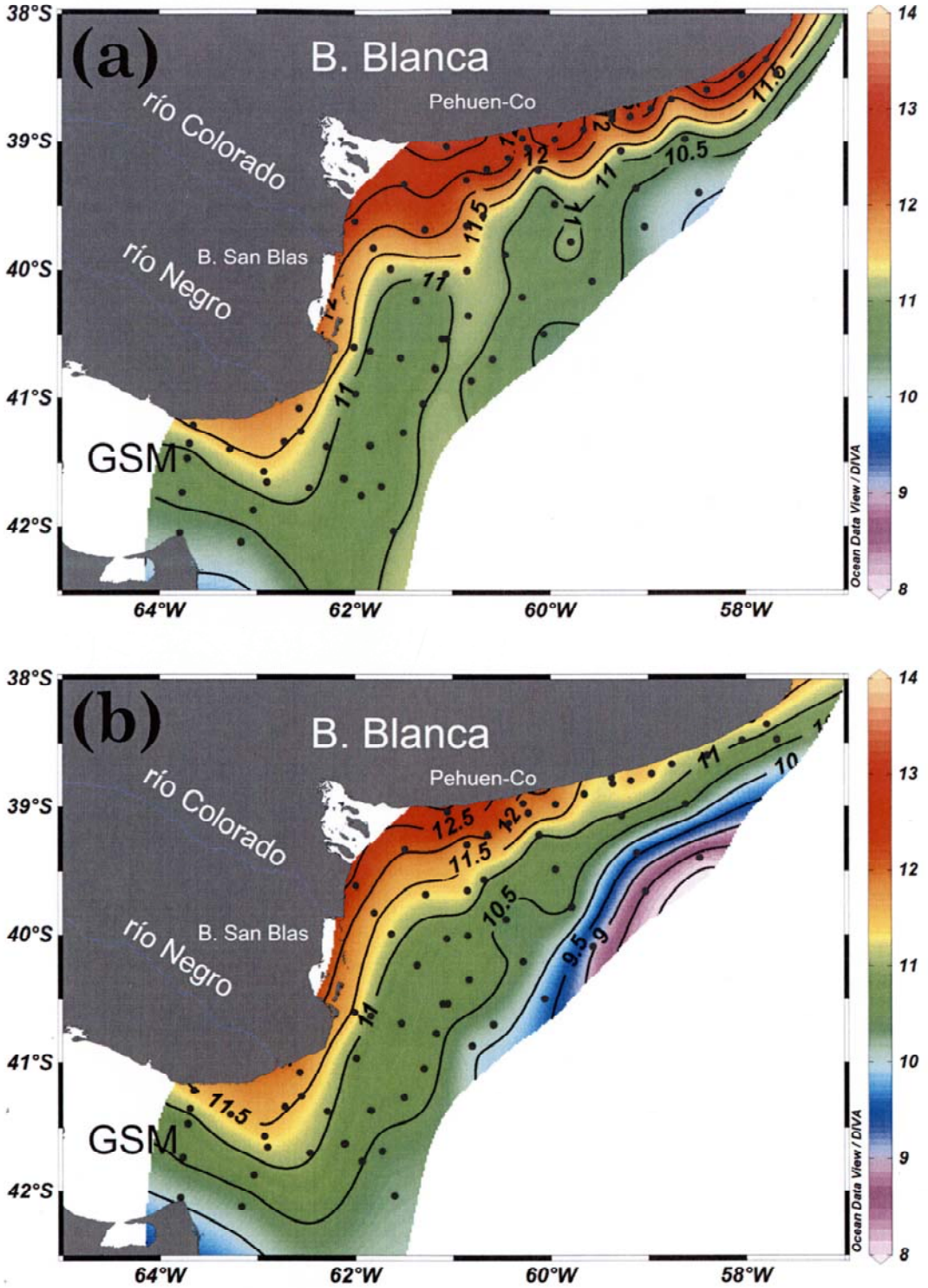


Figura 3.2.2. Distribución horizontal de la temperatura durante la campaña PD-2010/07. (a) Superficial y (b) fondo. Escala de color, [°C]. GSM, golfo San Matías.

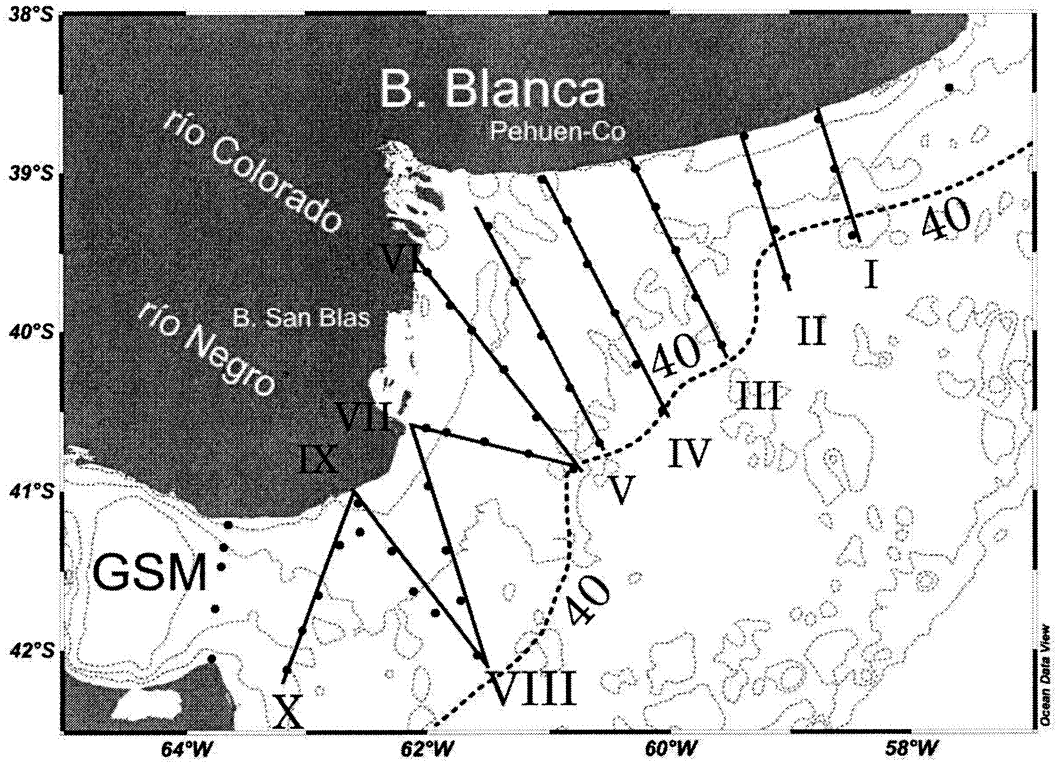


Figura 3.2.3. (a) Transectas para la realización de secciones verticales (I-X) de salinidad y Temperatura. Línea punteada, parámetro de estabilidad de Simpson (~40 kJm^{-3}) que separa la zona costera homogénea de aguas de la plataforma estratificadas.

Dos grandes ríos descargan en la Plataforma Costera de Patagonia Norte: El río Negro y el río Colorado (Figuras 3.2.1. y 3.2.2.). La descarga combinada de los ríos Colorado y Negro, aproximadamente 1000 m^3s^{-1}, genera el sistema estuarino denominado El Rincón (Guerrero y Piola 1997; Guerrero, 1998; Lucas *et al.*, 2005).

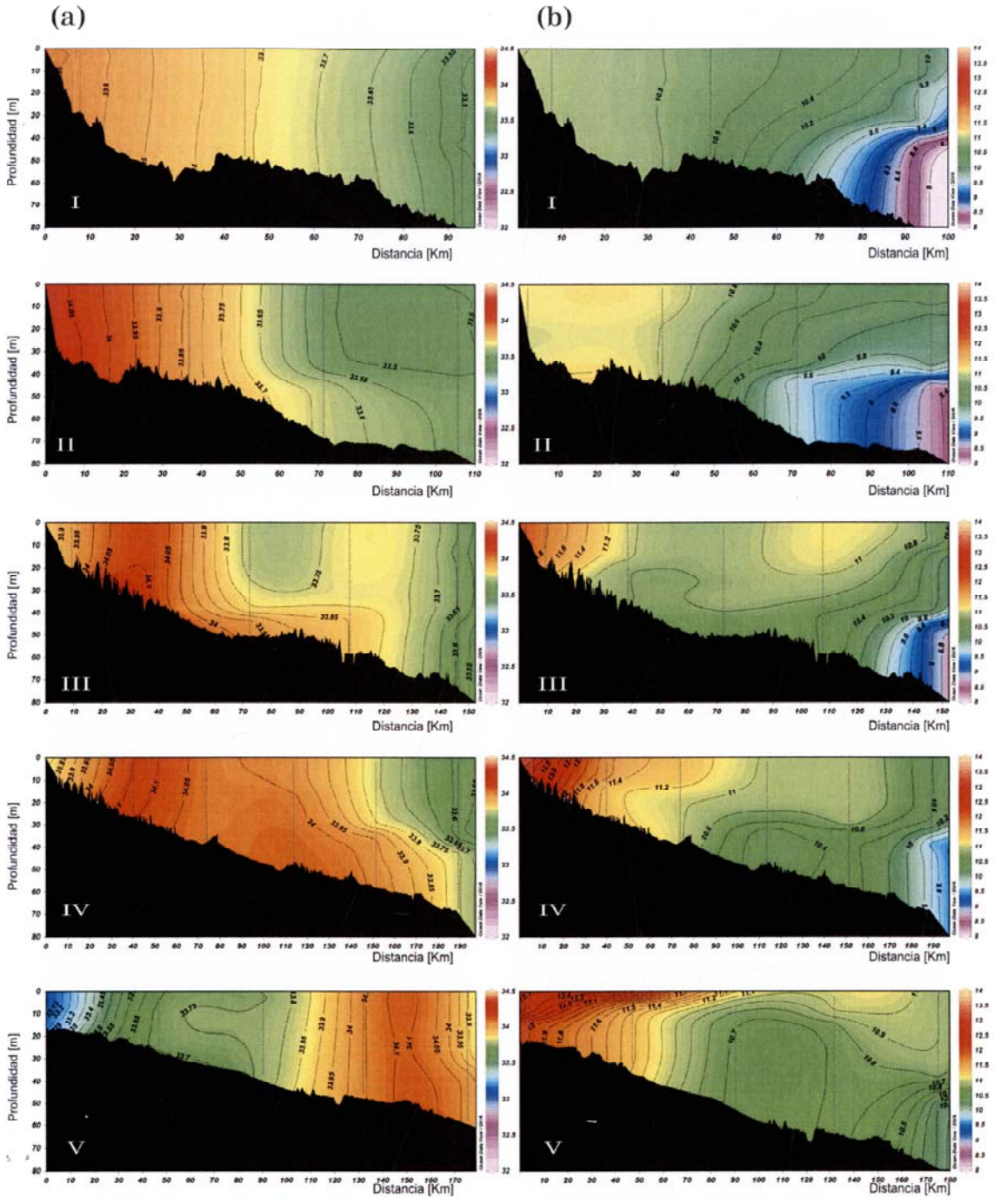


Figura 3.2.4. Secciones verticales (I-V) de salinidad (a) y temperatura (b). El fondo en cada sección se ha construido a partir de los datos de la sonda de profundidad.

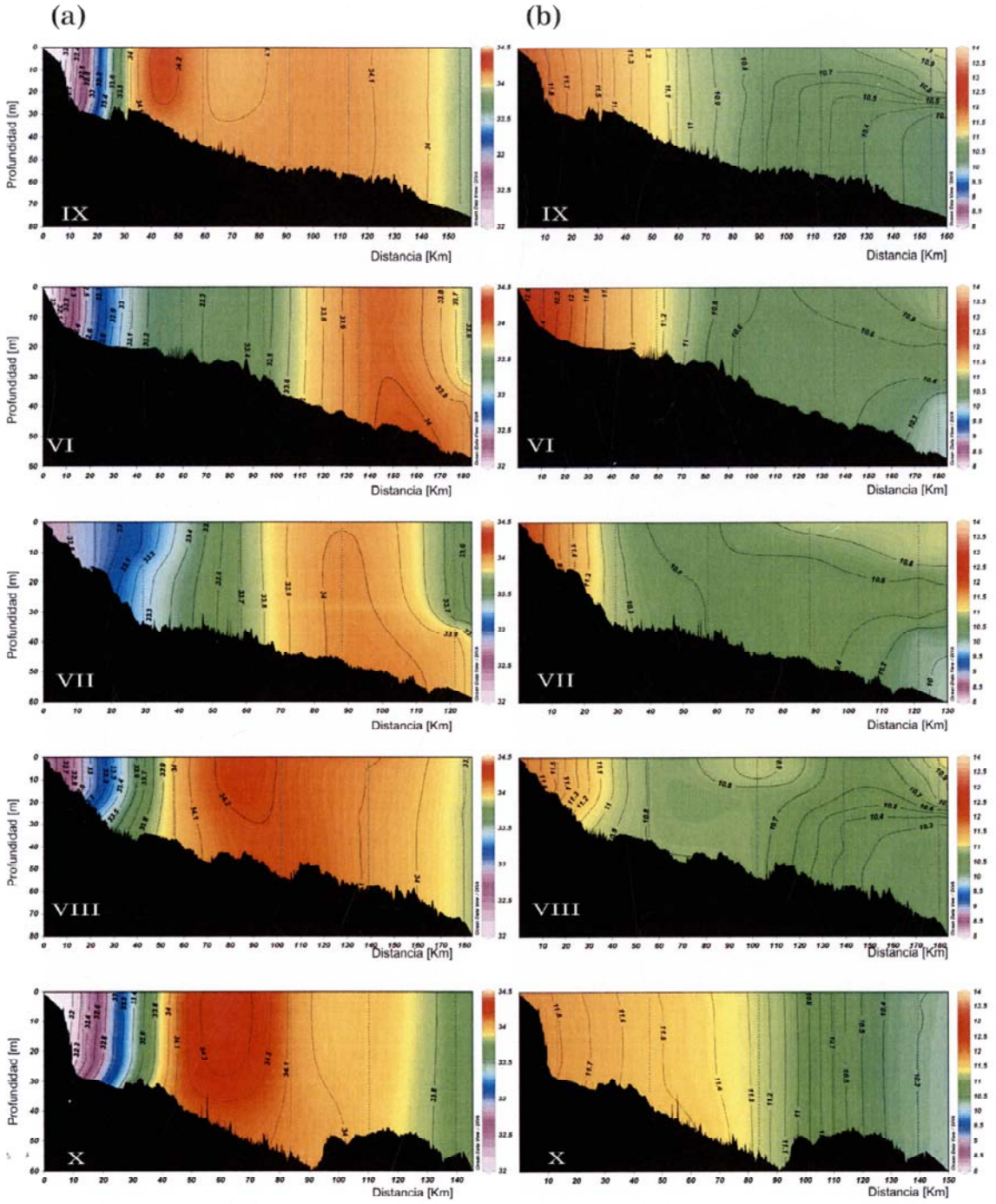


Figura 3.2.4.continuación. Secciones verticales (VI-X) de salinidad (a) y temperatura (b). El fondo en cada sección se ha construido a partir de los datos de la sonda de profundidad.

Ambos ríos exhiben una pequeña estacionalidad, pero una extrema variación en el volumen de descarga (Figura 3.2.5.). Debido a la mezcla por

marea y viento, el sistema estuarino generado por los dos ríos tiene un régimen verticalmente homogéneo, que se extiende hacia el norte paralelo a la costa hasta los 39° S, donde intercepta la costa al este de Bahía Blanca (Guerrero, 1998).

La distribución de salinidad tiene un agua diluida en la desembocadura del río Negro, y una segunda, más débil, cerca de la desembocadura del río Colorado (Figura 3.2.1.). La descarga de estos dos sistemas de agua, combinada con una deriva media hacia el NNE, genera una lengua de agua diluida al Sudoeste de las costas de la Provincia de Buenos Aires.

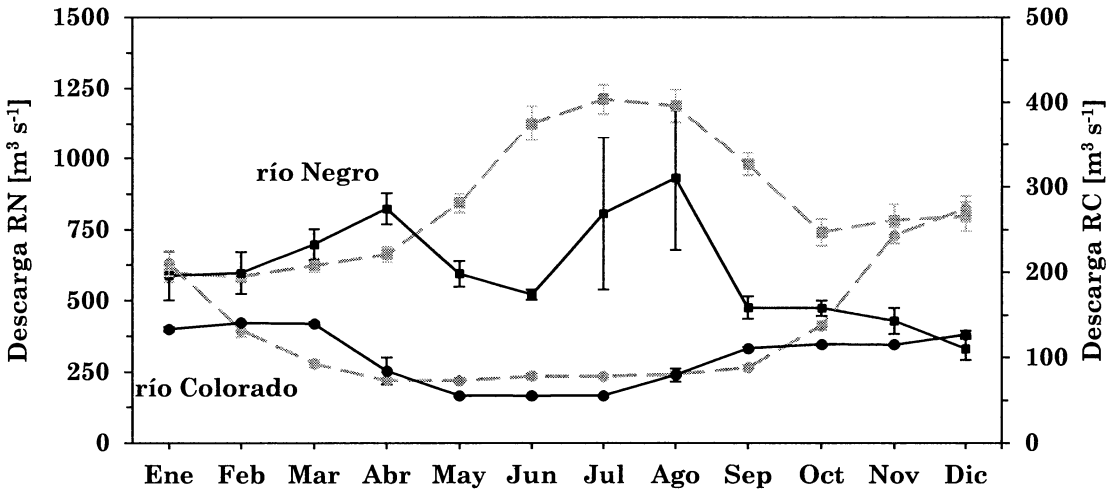


Figura 3.2.5. Caudal medio mensual histórico (gris) y desviación estándar para el río Negro (RN, cuadrados) y río Colorado (RC, círculos) para el período 1918-2011. Caudal medio mensual para el año 2010 (negro).

Por la distancia entre las estaciones oceanográficas de estas dos fuentes de agua, parece como si el río Colorado ofrece un volumen de agua comparable al río Negro (Figura 3.2.1.), aunque es muy probable que la fuente de agua diluida puramente costera (S <33,5) sea mayormente producto de la descarga

del río Negro, porque este volumen representa casi el 90% de la entrada de agua dulce al estuario de El Rincón (Figura 3.2.5.).

Entre el agua costera y de la plataforma se genera un frente salino orientado meridionalmente (Figura 3.2.1.) a la costa del estuario que separa las aguas diluidas, con salinidades de 30,0 a 33,3 de un área con un máximo absoluto de salinidad (34,1) (Auad y Martos, 2012; Guerrero, 1998; Lucas *et al.*, 2005; Martos *et al.*, 2005). Este máximo de salinidad se origina en el GSM (es decir, hacia el sur), debido al predominio de la evaporación sobre la precipitación en el equilibrio de agua dulce de este Golfo (Lucas *et al.*, 2005).

En el centro del área de El Rincón se observó un producto de máxima salinidad, que alcanzo los de 39 °S (Figura 3.2.1.). Por un lado, en el período de primavera temprana, la decadencia de las aguas de GSM en el área de El Rincón parece permitir la expansión de la señal de baja salinidad a lo largo de la costa y al este de esta zona, como así también un aumento de la influencia del agua costera hacia el oeste de los 61,55 °O y 39 °S. Por otro lado, el ciclo del balance hídrico anual para el estuario de El Rincón tiene un valor neto negativo de -2.63 cm mes^{-1}, lo que demuestra la preponderancia de la evaporación sobre la precipitación (Scasso y Piola, 1988; Lucas *et al.*, 2005).

Los gradientes horizontales se intensifican ligeramente hacia el norte de las bocas de los ríos Negro y Colorado (Figura 3.2.1. y Figura 3.2.4. secciones VI-X), indicando la derivación de estas aguas hacia el norte. En esta distribución de la salinidad, el frente salino se acerca a la costa cuando está

orientado de este a oeste, sobre los 61,55 °O (frente a la ciudad de Pehuen-co). También se describe un segundo núcleo de máxima salinidad absoluta, aunque más débil, hacia el este que resulta del encuentro de las aguas locales con aguas relativamente más frías de plataforma media que ingresan desde el sur por fenómenos de advección local (Lucas *et al.*, 2005; Auad y Martos, 2012).

La extensión hacia el nordeste de las aguas del estuario en primavera y verano son forzados principalmente por la variación estacional en la descarga de los ríos Negro y Colorado. En comparación con el estado general de la primavera-verano, según Lucas *et al.*, (2005), se esperaba que el núcleo de alta salinidad fuese menos intenso y conspicuo. Sin embargo, durante el año 2010 ocurrieron condiciones extremas que probablemente favorecieron su presencia, como una disminución del flujo del río Negro en comparación con la media histórica de los últimos 10 años (Figura 3.2.5.)

Probablemente estas disminuciones en el volumen de descargas de los ríos estén asociadas con condiciones atmosféricas de escala regionales. Entre estos efectos se destacan la influencia de las oscilaciones de El Niño (ENSO) sobre algunas zonas frontales del Atlántico Sudoccidental (Ortega y Martinez, 2007; Robertson *et al.*, 1998; Piola *et al.*, 2010).

Entre los efectos del ENSO se encuentra la perturbación del régimen de precipitaciones, lo que induce cambios en el equilibrio hidrológico de algunas cuencas. Cuando éstas se encuentran conectadas con la zona templada de los

estuarios del Atlántico, "El Niño" puede inducir un exceso de precipitaciones que aumenta la descarga fluvial, afectando la hidrodinámica de los estuarios y aumentando la fertilización y productividad del mar adyacente. Contrariamente, "La Niña" produce períodos de sequía en la región Bonaerense, lo que retrae los aportes continentales e incrementaría la salinidad en los humedales y aguas costeras.

El año 2010 se caracterizó por un evento "La Niña", lo que podría explicar la disminución en el caudal de ambos ríos ya que este evento genera menor precipitación en la región Andina y Cuyo, con valores de precipitación fueron menores de 50 mm (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/), por lo que en la región Norpatagónica-Bonaerense, variaciones significativas de aportes continentales a través de los ríos Colorado y Negro, o causadas por la expansión o contracción de los humedales adyacentes pueden haber causado variaciones en la producción primaria costera y en la estructura morfológica y estratigráfica del fondo marino.

Durante la campaña realizada el dominio temperatura de las aguas superficiales fue la baja (<13,05 °C). Dos sectores se definen a partir de la temperatura superficial del agua de mar (Figura 3.2.2.), uno al norte de la Bahía de San Blas (40°S, véase la Figura 3.2.2.), con estratificación horizontal, donde los gradientes térmicos muestran una constante creciente hacia la costa (10 ° C > SST > 13,5 ° C). La segunda zona al sur, térmicamente homogénea y con variaciones menores en 0,5 ° C (10,5 ° C> SST > 11 ° C).

Estas diferentes áreas están dominadas por la topografía del lugar, en el que el sur tiene pendientes más pronunciadas en la costa, con mayores profundidades en comparación con el resto de la zona (Guerrero, 1998). El sector norte tiene profundidades que van desde 15 m, hasta 30 m cerca de los 100 km desde la costa, mientras que el sector sur comienza gradualmente de 20 a 30 m a los 35 kilómetros de la costa y supera profundidades de 50 m a 100 km (Figura 3.2.4.a). Al sur de los 40°S la temperatura del agua parece estar influenciada directamente por aguas típicas de origen advectivo de plataforma media (Guerrero, 1998), mientras que en el norte, la columna de agua incorpora localmente mucho calor debido a las bajas profundidades y el producto del calor transferido desde la atmósfera en esta época del año, lo que resulta en temperaturas por encima a las de la plataforma media (Guerrero, 1998; Guerrero y Piola, 1997). No se observó ninguna manifestación superficial de un gradiente horizontal de temperatura asociado con el frente salino en los campos medios de temperatura.

Sobre la región nerítica bonaerense, Carreto *et al.*, (1995) señalan la existencia de dos sistemas productivos diferentes, costero y de plataforma, separados por un frente casi permanente, el "frente costero" o "frente de plataforma media" (Romero *et al.*, 2006; Marrari *et al.*, 2013). El sistema costero se presenta en profundidades generalmente inferiores a los 50-60 m y está caracterizado por la presencia de aguas verticalmente homogéneas durante todo el año, debido al efecto combinado de vientos y mareas. Se han registrado allí concentraciones mínimas de nitrato y clorofila a. El sistema de aguas subantárticas de plataforma, en cambio, presenta estratificación

estacional de la columna de agua y dos máximos bien definidos de clorofila a, el mayor en primavera y el menor en otoño (Carreto *et al.*, 1995; Guerrero y Piola, 1997).

La Clorofila-a sub-superficial "*in situ*" [Chl-*a in situ*] (5m) varió entre 0,18 mg m^{-3} y 6,85 mg m^{-3} (promedio 1,09 ± 1,20 mg m^{-3}), mostrando diferentes gradientes en su concentración de manera creciente de norte-sur (Figura 3.2.6.a y b). La desviación alrededor del promedio mostró la alta complejidad y variabilidad del sistema. Sin embargo, los valores de Chl-*a* observados en este estudio siguieron algunas tendencias generales descritas por otros trabajos a principios de la primavera austral (Santoferrara y Alder 2009; Romero, 2008; Romero *et al.*, 2006; Perrotta *et al.*, 2003).

Durante la presente campaña, perfiles verticales continuos de fluorescencia obtenidos con el fluorímetro SeaPoint SN 2816 (unidades relativas de fluorescencia = URF) fueron transformados a Chl-*a* (mg m^{-3}), utilizando todos los datos de clorofila analizados para las mismas profundidades de las URF medidos por el fluorímetro, obteniéndose la concentración a partir de una regresión lineal simple (Tabla 3.2.I. *Eq III*).

La relación entre fluorescencia in vivo del fitoplancton y la Chl-*a in situ* (Figura 3.2.6) está influenciada por el fitoplancton presente y por variables ambientales que afectan la fisiología de las células como su condición nutricional y capacidad fotosintética, como así también por la presencia de compuestos orgánicos disueltos y material en suspensión (Govindjee, 1995;

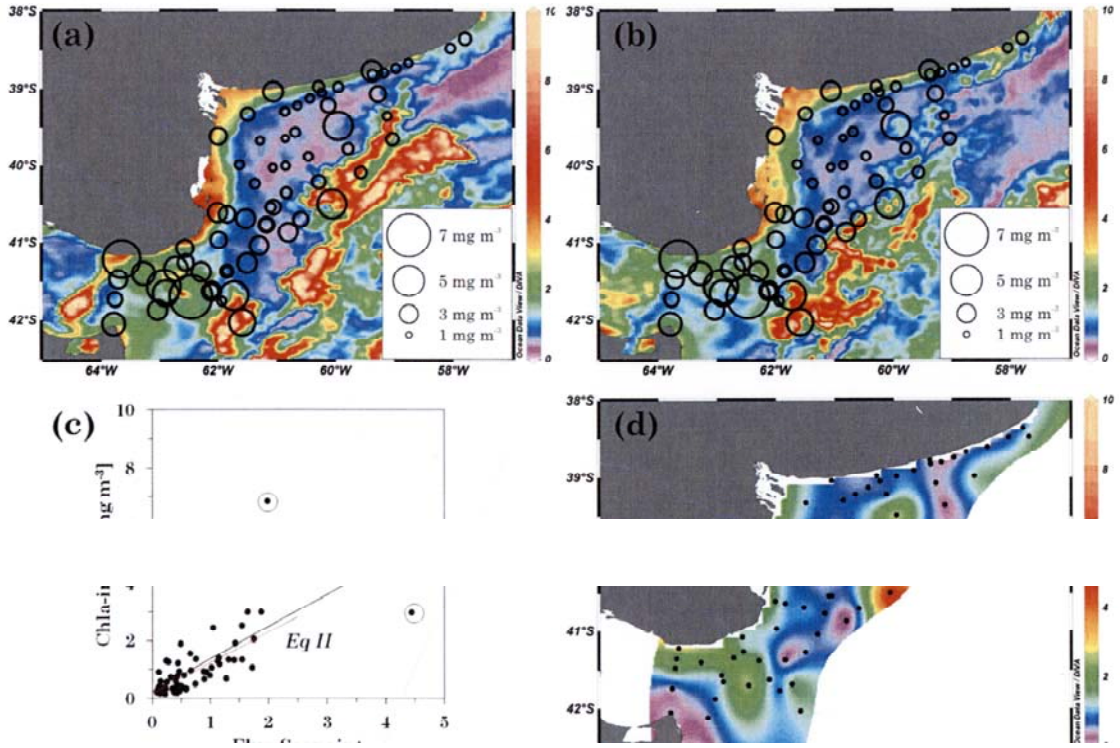
Westberry y Siegel, 2003). El ajuste puede mejorarse si de la serie de datos analizada son extraídos los valores que se apartan de la linealidad. A pesar de eliminar datos estadísticamente considerados como –*outliers*– (distancia de Cook >1), el modelo no mejoró significativamente (Tabla 3.2.I. *Eq IV*) y los coeficientes de correlación calculados para todos los datos y para los datos sin los *outliers*, son altamente significativos (r = 0,70 y r = 0,74, respectivamente) (Tabla 3.2.I).

Las tendencias de los valores de regresión (Figura 3.2.6 y Tabla 3.2.I) sugieren comportamientos similares entre las variables *f* y Chl-*a* *in situ* de superficie. Los datos de fluorescencia in vivo nos dan una información relativa sobre la distribución de concentración de clorofila en el estuario de El Rincón.

Las observaciones fluorométricas realizadas en continuo y su posterior transformación a valores de Chl-*a* muestran patrones similares (Figura 3.2.6.d.). Sin embargo, la mayor resolución del muestreo permite resaltar configuraciones espaciales que no pueden ser logradas a partir de los valores de clorofila determinados en las estaciones de muestreo.

De esta manera, puede observarse en la Figura 3.2.6.d. que, dentro de la región caracterizada como una región de baja concentración de clorofila, existen áreas de mayores concentraciones asociadas a las proximidades del frente de plataforma media y frentes costeros con valores próximos a 2-3 mg m^{-3}.

La relación entre los valores de Chl-*a in situ* durante la campaña y la distribución promedio para 8 días de la composición de valores de Chl-*a* SAT parecen seguir la misma tendencia (Figura 3.2.6.).



MODIS AQUA): (a) 30-07 y (b) 08-14 de octubre de 2010. Círculos superpuestos en (a) y (b), Chl-a sub-superficial "in situ" tomada durante la campaña PD2010-07, del 02-13 de octubre de 2010. (c) Relación lineal entre Chl-a "in situ" e intensidad de fluorescencia del FluoSeapoint. Línea negra, todos los datos. Línea roja, datos sin o-ouliers- (d) Imagen compuesta con valores de Chl-a calibrados del FluoSeapoint. Escala de color, Chla-SAT (mg m^{-3}).

De hecho hubo una correlación significativa entre los valores de Chl-*a in situ* tomadas durante el transcurso de la derrota tanto de día como de noche Tabla 3.2.I) y las ecuaciones de regresión lineal que se obtuvieron (Figura 3.2.7. a y b) reflejan la relación entre los valores medidos *in situ* y el promedio

de Chl-*a* SAT. Una pequeña variación del modelo tuvo que realizarse excluyendo solamente dos valores que se alejaron significativamente de la linealidad (Distancia de Cook >1). No se encontraron diferencias significativas entre las pendiente de ambos grupos de datos, aun con la dispersión de tres datos tomados durante la noche (Subconjunto de datos en Figura 3.2.7).

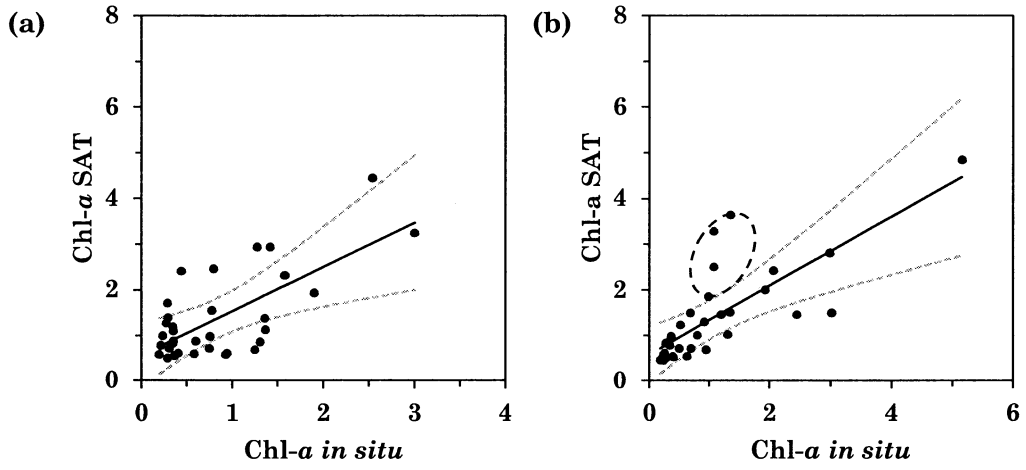


Figura 3.2.7. Relación lineal entre Clorofila Satelital promedio para 8-días (Chl-*a* SAT) y Clorofila *in situ* superficial tomada durante el día (a) y la noche (b). Clorofila en [mg m^{-3}].

Llamativamente estos tres datos corresponden a las estaciones más costeras con influencia directa la desembocadura de los ríos Negro y Colorado, como así también la entrada a la Bahía San Blas (Sta. 43, 25 y 34, respectivamente).

La estimación de la biomasa fitoplanctónica a partir de la concentración de Chl-*a* es uno de los métodos más utilizados desde hace varias décadas. Chl-*a* es uno de los mejores indicadores biogeoquímicos de la biomasa

fitoplanctónica, aunque solo representa el 1% del peso seco de la célula fitoplanctónica (Cullen, 1982). Actualmente el empleo de métodos indirectos de estimación de Chl-*a* como los sensores de fluorescencia y el sensoramiento remoto están siendo ampliamente utilizados para caracterizar regiones de interés ecológicos y pesqueros (Marrari *et al.*, 2013). Sin embargo es necesaria la adecuada interpretación de los valores debido a la gran interacción de variables a considerar.

Tabla 3.2.I. Valores de concentración de clorofila a in situ (Chl-*a*), de fluorescencia SeaPoint, *f* y de concentración de clorofila satelital promedio. Clorofila [mg m^{-3}]. *f* en unidades relativas de fluorescencia [URF]. D y N, muestras tomas de día y noche respectivamente.

Variable	n	Media	r (X,Y)	R^2	t	p	Ecuación de regresión	
Chl-a SAT	33	0,85 ± 0,68	0,70	0,48	5,37	< 0,01	*Eq I*	*Chla-SAT= 0,97 Chla + 0,57*
Chl-*a* - D	33	1,39 ± 0,95						
Chl-a SAT	33	1,06 ± 1,06	0,77	0,59	6,73	< 0,01	*Eq II*	*Chla-SAT = 0,75 Chla+ 0,58*
Chl-*a* - N	33	1,39 ± 1,05						
Chl-*a*	68	1,09 ± 1,20	0,70	0,49	7,94	< 0,01	*Eq III*	*Chla* = 1,12 *f* + 0,25
f		0,75 ± 0,75						
Chl-*a*	63	0,84 ± 0,68	0,74	0,55	8,56	< 0,01	*Eq IV*	*Chla* = 1,05 *f* + 0,19
f		0,62 ± 0,48						

La variabilidad entre *f* y Chla-*a* *in situ* depende de muchos factores que influencian en la dispersión de los datos. Por un lado, la fluorescencia es un porcentaje pequeño y variable de la luz absorbida por los aparatos fotosintéticos y por otro la capacidad de la clorofila para absorber luz también es variable (Cullen, 1982). Las características de absorción de luz *in vivo* de las células fitoplanctónicas dependen principalmente de la composición de pigmentos en la célula y del efecto de empaquetamiento (Duysens, 1956; Sathyendranath *et al.*, 1987). Ambas son especie-específicas y dependen principalmente del estado fisiológico de las células –fotoaclimatación–. En la

célula fitoplanctónica viva los pigmentos están asociados a proteínas (pigmentoproteínas), lo cual modifica las propiedades ópticas relativas a los pigmentos *in vitro* (en un solvente orgánico).

Por otra parte, la turbidez del agua de mar producto del material en suspensión tiene dos efectos primarios sobre las lecturas de fluorescencia: 1) puede incrementar el blanco debido al incremento de la dispersión de luz y 2) puede reducir la lectura de fluorescencia debido a la absorción de luz, y esto se incrementa en zonas de transición estuarinas (Marrari *et al.*, 2013). El grado de afectación de la fluorescencia depende del nivel de turbidez, su variabilidad y la composición del material en suspensión (Reta *et al.*, 2010). Bajos niveles de turbidez podrán tener un efecto mínimo sobre los niveles de fluorescencia in vivo. Por el contrario, niveles de turbidez muy altos y variables pueden introducir serios errores.

Otra de las posibles variaciones en la relación *f*:[Chl-*a*] puede ser debida al ruido de la señal de fluorescencia en superficie. Este ruido es consecuencia de los cambios bruscos en la distribución de la luz producidos por alteraciones de la rugosidad de la superficie del mar o bien, por el propio ambiente ruidoso de la capa superficial en la interfase aire-agua (por ejemplo la contaminación de la señal de fluorescencia provocada por la presencia de burbujas de aire). Estos factores dificultan el procesamiento de la información en los primeros centímetros de la columna de agua. Asimismo, ciertos procesos de inhibición de fluorescencia cerca de la superficie pueden ser también causales de una relación no constante (Cullen, 1982).

El sensoramiento remoto se utiliza actualmente para obtener datos físicos y biológicos del sistema marino a escala regional con alta resolución temporal. La disponibilidad y calidad de los datos permite la investigación de las complejas interacciones entre la atmósfera, la tierra y el océano (Loisel *et al.*, 2009).

En la Argentina la mayoría de los estudios realizados basados en el uso de sensoramiento remoto para estudios biológicos del océano se enfocaron principalmente en el estudio de la distribución y variabilidad de la Chl-*a* en la plataforma patagónica (Gregg *et al.*, 2005; Romero *et al.*, 2006, Rivas *et al.*, 2006) o en la plataforma continental a baja resolución espacial (Brown y Podestá, 1997; García *et al.*, 2004; 2008). Otros estudios compararon datos *in situ* de Chl-*a* con datos satelitales, obteniendo resultados precisos (Dogliotti *et al.*, 2009; Lutz *et al.*, 2010; Williams, 2011). Por otro lado, Lutz *et al.* (2006) presentaron la variabilidad de las propiedades bio-ópticas obtenidas *in situ* en la costa de Mar del Plata (Argentina) en relación con variables ambientales propias del área de estudio.

Trabajos recientes, empleando imágenes satelitales como herramienta para obtener datos físicos y biológicos, han generado un estudio integral en el estuario de El Rincón, relacionando la variabilidad climática, las características espacio-temporales de la hidrografía de la plataforma interior y sus implicancias en la vida marina y consecuentemente en la pesca como actividad económica regional (Delgado, 2013).

Si bien los valores de Chl-*a* SAT aquí presentados fueron tomados para un promedio de 8-días, es importante destacar que aún se mantiene la linealidad entre variables tomadas *in situ* y la composición de valores de Chl-*a* SAT, por lo tanto es factible el empleo de imágenes satelitales compuestas como así también de bases de datos con valores de clorofila satelital como proxies de biomasa planctónica durante un cierto tiempo para los frentes costeros. El empleo del sensoramiento remoto es una herramienta útil a la hora comparar con datos obtenidos *in situ* durante las campañas oceanográficas.

Sin embargo debido a que la retrodispersión del agua mar depende fundamentalmente de la concentración, tamaño y composición química del material particulado en suspensión (Loisel *et al.*, 2007; Neukermans *et al.*, 2012) como así también del disuelto (Mobley, 1994), en zonas de transición relativamente costeras, donde las interacciones tierra-océano se intensifican, se ponen de manifiesto que sustancias detríticas disueltas y/o particuladas son capaces de excitarse a la misma longitud de onda que la Chl-*a* con lo cual la señal se vería sobreestimada.

En general, la concentración de macronutrientes esenciales (nitrato, fosfato y silicato) han presentado gran variación con mínimos cercanos o inferiores al límite de detección, indicando una dinámica compleja generada por diferentes fuentes y por el incremento de productores primarios. Sin embargo los valores estuvieron dentro del rango propuestos por otros autores para la plataforma interna del Mar Argentino durante el otoño tardío o

primavera temprana (Papparazzo, 2011). Las concentraciones de nutrientes en general fueron bajas para toda el área de estudio tanto en superficie como en el fondo (Tabla 3.2.II).

Tabla 3.2.II. Nutrientes inorgánicos (media ± desviación estándar; mínimos y máximos) para superficie y fondo, respectivamente. TDN, nitrógeno disuelto total.

Variable	Superficie *n = 29*	Fondo *n = 28*
TDN [µM]	2,09 ± 1,30 [0,11 ; 5,31]	2,53 ± 2,10 [0,44 ; 11,92]
Nitrato [µM]	1,70 ± 1,35 [0,14 ; 4,90]	1,87 ± 1,75 [0,24 ; 9,36]
Nitrito [µM]	0,13 ± 0,08 [0,06 ; 0,32]	0,16 ± 0,12 [0,02 ; 0,56]
Silicato [µM]	3,38 ± 3,24 [0,78 ; 16,38]	4,23 ± 4,36 [0,43 ; 16,98]
Fosfato [µM]	0,71 ± 0,26 [0,11 ; 1,25]	0,82 ± 0,34 [0,38 ; 1,96]
Amonio [µM]	0,45 ± 0,29 [0,11 ; 1,37]	0,64 ± 0,61 [0,02 ; 2,00]

La máxima contribución de amonio a nitrógeno inorgánico disuelto (DIN), estuvo en un 70% para la superficie y en un 52% para el fondo, con un promedio de 27 ± 15% y 25 ± 15%, respectivamente.

A los datos de superficie y fondo de los nutrientes inorgánicos, se les aplicó la prueba de suma de rangos de Mann-Whitney, con el fin de averiguar si existen diferencias significativas entre estos niveles.

Las concentraciones de nitrato de superficie no presentaron diferencias significativas entre la superficie (Figura 3.2.8.a) y el fondo (Figura 3.2.8.b) de la columna de agua en el estuario de El Rincón ($N = 56$, $U = 420$, $p = 0,75$).

Con excepción de las estaciones dentro del golfo San Matías, concentraciones elevadas de nitrato (del orden de 10 µM), fueron detectadas en la zona más externa del sistema estuario de El Rincón, probablemente debido al ingreso de agua del frente de plataforma media.

Los nitrito fueron generalmente bajos (menores a <0,5 µM), aunque con menor variabilidad en comparación con los nitrato. Los valores estuvieron en el rango de lo descrito para las costas del sector interno del Sur de Buenos Aires y la región Norpatagónica (Borges, 2006; Lara *et al.*, 2010; Garibotti *et al.*, 2011). No se encontraron diferencias entre la superficie (Figura 3.2.8.c) y el fondo (Figura 3.2.8.d), para el periodo de muestreo (N = 56, U = 397, p = 0,94).

La distribución espacial de amonio en la superficie (Figura 3.2.9.a) y el fondo (Figura 3.2.9.b) no mostró diferencias significativas (N = 46, U = 273, p = 0,97). Los valores obtenidos por otros autores en la zona Norpatagónica (Lara *et al.*, 2010) fueron del mismo orden que los de esta tesis.

La concentración de silicato presentó un importante grado de variabilidad espacial tanto en superficie (Figura 3.2.9.c) como en el fondo (Figura 3.2.9.d) en el estuario de El Rincón para la primavera temprana.

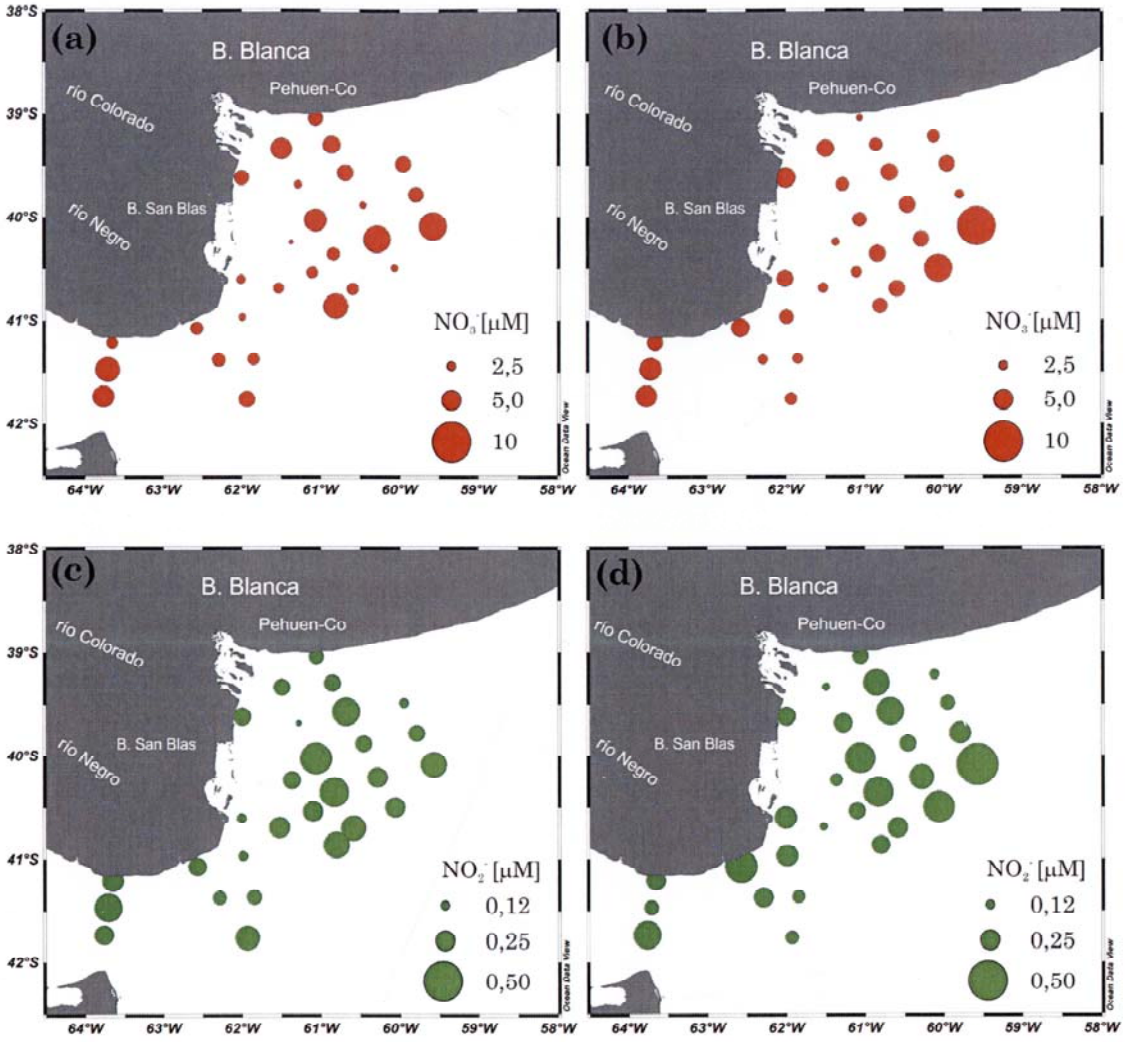


Figura 3.2.8. Distribución espacial de nitrato en superficie (5m) (a) y en fondo (b). Distribución espacial de nitrito en superficie (c) y en fondo (d) en el estuario de El Rincón.

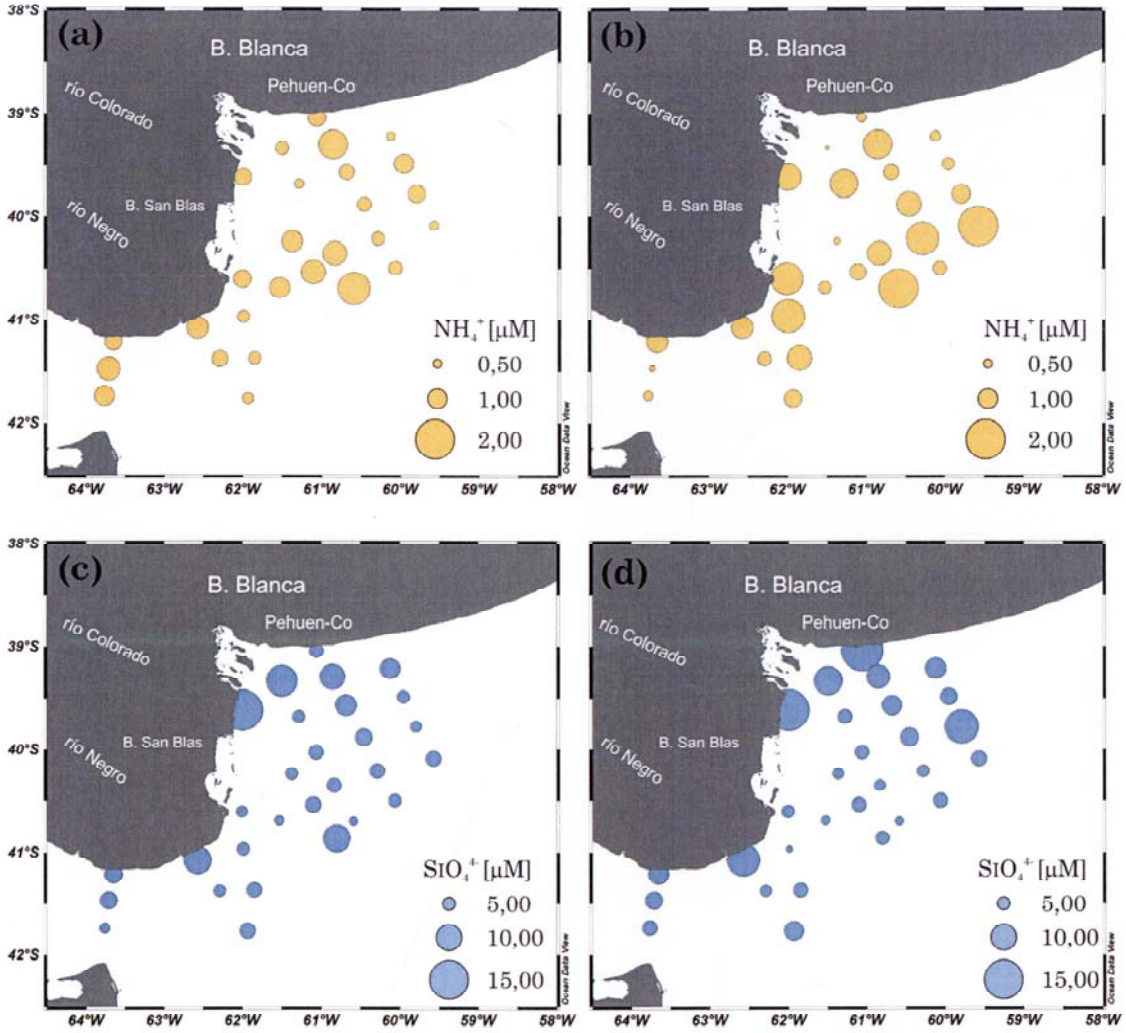


Figura 3.2.9. Distribución espacial de amonio en superficie (5m) (a) y en fondo (b). Distribución espacial de silicato en superficie (c) y del fondo (d) en el estuario de El Rincón.

Para ambas profundidades, su disminución se atribuye al consumo por diatomeas y radiolarios que poseen estructuras silícicas (Millero, 2006), mientras que los valores elevados se asocian a surgencias o influencia continental. Las concentraciones relativamente más elevadas en la latitud 40-41°S, estarían asociadas a la influencia del río Negro y del Colorado. Sin embargo no se encontraron diferencias significativas entre la superficie y el fondo (N =56, U = 430, p = 0,54).

Las concentraciones de fosfato raramente superaron los 2 µM y no presentaron variaciones notables entre la superficie (Figura 3.2.10.a) y el fondo (Figura 3.2.10.b), y no presentaron diferencias significativas (N = 56, U = 447, p = 0,37) De acuerdo a información previa (Charpy-Roubeaud *et al.*, 1978; Charpy *et al.*, 1980) el fosfato no es un nutriente limitante de la producción primaria en el mar Argentino, por lo que no es habitual observar niveles muy bajos o no detectables.

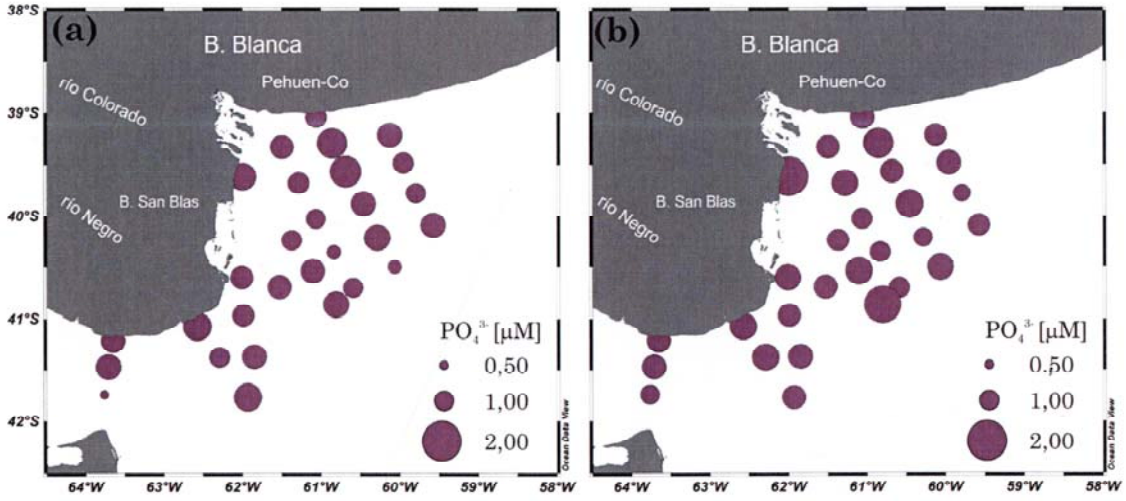


Figura 3.2.10. Distribución espacial de fosfato en superficie (5m) (a) y en fondo (b) en el estuario de El Rincón.

La bibliografía existente sobre nutrientes en los sectores costeros del Mar Argentino, al igual que en el sector de plataforma, es escasa y en su mayoría desactualizada (Tabla 3.2.III). En general, la concentración de nutrientes ha sido muy variable a lo largo del área de estudio, con mínimos cercanos o inferiores al límite de detección, indicando una gran dinámica generada por diferentes fuentes y por el incremento de productores primarios.

Desde los primeros trabajos integrales de nutrientes en el Mar Argentino realizados por Brandhorst y Castello (1971), hasta los últimos realizados por Lara *et al.*, (2010), se mencionan las diferentes tendencias en los diferentes parámetros entre aguas subantárticas y antárticas, como así entre sectores de plataforma y oceánicos, y sólo en este último se realiza una descripción sinóptica de las tendencias generales en función de la firma isotópica del carbono y nitrógeno.

A diferencia de lo que ocurre en aguas típicas de plataforma y en regímenes oceánicos, en los sectores costeros es recomendable evitar comparaciones e interpretar cada situación en forma particular. Esto se debe a que las concentraciones de nutrientes se pueden modificar drástica y repentinamente debido a fenómenos naturales tales como lluvias y vientos que arrastran sedimentos al mar y también al incremento de organismos autótrofos.

En esta región templada, el nitrógeno es el factor limitante para la producción primaria (Carreto *et al.*, 1981; Carreto, 2001; Lara *et al.*, 2010), que se basa principalmente en la regeneración de nutrientes (Carreto *et al.*, 1995). La comunidad fitoplanctónica está dominada por especies neríticas/cosmopolitas con preferencia por aguas cálidas, y la densidad de diatomeas es baja (Olguín y Alder, 2004). La baja concentración de nitrato en el medio podría favorecer la utilización de amonio o urea como fuente nitrogenada.

Tabla 3.2.III. Trabajo publicados hasta el presente de distribución de nutrientes esenciales en sistemas estuarinos del Mar Argentino. *nd.*, no determinado.

Sistema Estuarino	Localización	Nitrato [µM]		Fosfato [µM]		Silicato [µM]		Referencia
		Max,	Min,	Max,	Min,	Max,	Min,	
Estuario del Río de La Plata	35,5°S - 55,8°O	40,00	25	2,00	0,50	220,00	140,00	Nagy *et al.*, 2002.
Estuario de Bahía Blanca	39,2°S - 62,0°O	2,05	0,29	3,00	1,00	55,66	37,23	Pucci *et al.*, 1979; 1980 ; Freije y Marcovecchio, 2004; Marcovecchio y Freije, 2004.
Bahía Anegada	40,2°S - 62,0°O	2,60	0	1,80	0,60	31,00	9,70	Borges, 2006; Garibotti *et al.*, 2011.
Estuario del Río Negro	41,0°S - 62,8°O	1,80	0,90	0,80	0,13	165,00	47,90	Pucci *et al.*, 1996.
Golfo San Matías	41,5°S - 64,5°O	8,10	*nd*	2,38	*nd*	5,50	*nd*	Verona *et al.*, 1974; Carreto *et al.*, 1974; Sastre *et al.*, 2001; Williams y Esteves, 2005
Estuario del Río Chubut	43,3°S - 65,0°O	4,50	0,10	29,50	0,50	235,00	3,00	Santinelli y Esteves, 1993; Esteves *et al.*, 1997.
Estuario del Río Deseado	47,6°S - 65,9°O	24,40	*nd*	20,10	0,24	6,20	*nd*	Esteves *et al.*, 1997
Canal Beagle	55,0°S - 67,8°O	4,00	*nd*	>1,00	0,20	20,00	0,60	Esteves y Amin, 2004
Estuario de El Rincón	**39,5°S - 61,5°O**	**4,90**	**0,14**	**1,25**	**0,11**	**16,38**	**0,78**	***Presente trabajo***

Hasta la actualidad, no existe ningún estudio que haya analizado la variación interanual de nutrientes en la totalidad del área del sistema estuarino de El Rincón. Los resultados obtenidos evidencian la importancia que tiene el conocimiento sobre la calidad, disponibilidad y distribución espacio-temporal de los nutrientes en estos ecosistemas altamente productivos. La comprensión de múltiples procesos asociados a los productores primarios en particular (y a la productividad biológica marina en general), ponen de manifiesto la importancia de los ciclos biogeoquímicos, en particular el ciclo del carbono, del nitrógeno, la formación de sedimentos biogénicos y el Cambio Climático, entre otros.

3.2.2. Forzantes de Variabilidad Biogeoquímica

El porcentaje de contenido de materia orgánica en suspensión (SPM) fue variable a lo largo del estuario. SPM en superficie varió de 11 mg l^{-1} a 30,47 mg l^{-1} (con un promedio de 19,14 mg l^{-1} ± 3,7), mostrando un gradiente negativo desde la zona costera hacia la plataforma media (Figura 3.2.11.a). Este gradiente también es particularmente influenciado por la SST y SSD (Tabla 3.2.IV.). No se encontraron diferencias significativas entre las muestras superficiales y el fondo (N = 578, U = 367, P = 0,45). SPM en el fondo varió se manera similar a la superficie (Figura 3.2.11.b), con una concentración máxima de 30,77 mg l^{-1} y en promedio de 18,87 mg l^{-1} ± 3,7.

Tabla 3.2.IV. Medias ± desvío estándar de variables biogeoquímicas de la materia orgánica en suspensión la superficie (5m) y del fondo en el estuario de El Rincón y la correlación de cada variable con la temperatura (r_T), salinidad (r_S) y densidad (r_D) junto con su nivel de significancia (entre paréntesis).

	Variables	*n*	media ± sd	r_T	r_S	r_D
Superficie	**SPM [mg l^{-1}]**	28	19,77 ± 3,7	0,636 (**)	-0,49 (**)	-0,58 (**)
	POC [µM]	28	17,43 ± 8,4	0,47 (*)	-0,45 (*)	-0,50 (**)
	PON [µM]	28	2,82 ± 1,0	0,34 (0,3)	-0,39 (*)	-0,43 (*)
	C:N [–]	28	6,01 ± 1,1	0,22 (0,3)	-0,32 (0,1)	-0,33 (0,1)
Fondo	**SPM [mg l^{-1}]**	29	18,82 ± 3,7	0,43 (*)	-0,06 (0,8)	-0,18 (0,3)
	POC [µM]	29	16,13 ± 8,2	0,52 (**)	-0,04 (0,8)	-0,19 (0,3)
	PON [µM]	29	2,59 ± 1,1	0,53 (*)	-0,11 (0,6)	-0,25 (0,2)
	C:N [–]	29	7,13 ± 4,4	-0,24 (0,2)	0,07 (0,7)	0,13 (0,5)

(*) Significativo a $p < 0.05$ (**) significativo a $p < 0.01$

En este estudio, la proporción (w/w) de C orgánico en superficie fue en promedio de 0,21 ± 0,09% y del N orgánico de 0,03 ± 0,01%. Concentraciones

de POC tanto en la superficie (Figura 3.2.11.c) y como en el fondo (Figura 3.2.11.d) variaron en un rango muy amplio, con mínimos de 5,78 µM C en el fondo y máximos 42,18 µM C en la superficie. PON tuvo una similar variación sólo que en proporciones menores (Tabla 3.2.IV) con mínimos en el fondo de 0,34 µM N (Figura 3.2.11.f) y máximos en superficie de 5,09 µM N (Figura 3.2.11.e) y A pesar de la gran variabilidad de los datos registrados, no se encontraron diferencias significativas entre superficie y fondo para ambas tanto para POC (N = 58, U = 366, P = 0.40) como para PON (N = 58, U = 359, P = 0.34).

La concentración de POC y PON en la superficie en este estudio fue relativamente variable a lo largo del estuario, como se muestra en las Figura 3.2.11.c y e, respectivamente, con una alta concentración en las zonas costeras y en zonas de plataforma media, atravesado por una zona de baja concentración que separa claramente el estuario en diferentes áreas.

Debido a que el SPM en la superficie no correlacionó significativamente con indicadores biogeoquímicos de biomasa fitoplanctónica como Chl-*a*, POC y PON (Tabla 3.2.V) estos valores parecen indicar que por lo menos una proporción de SPM ingresa de manera alóctona al estuario y no forma parte de la POM durante el período de estudio en el sistema estuarino de El Rincón.

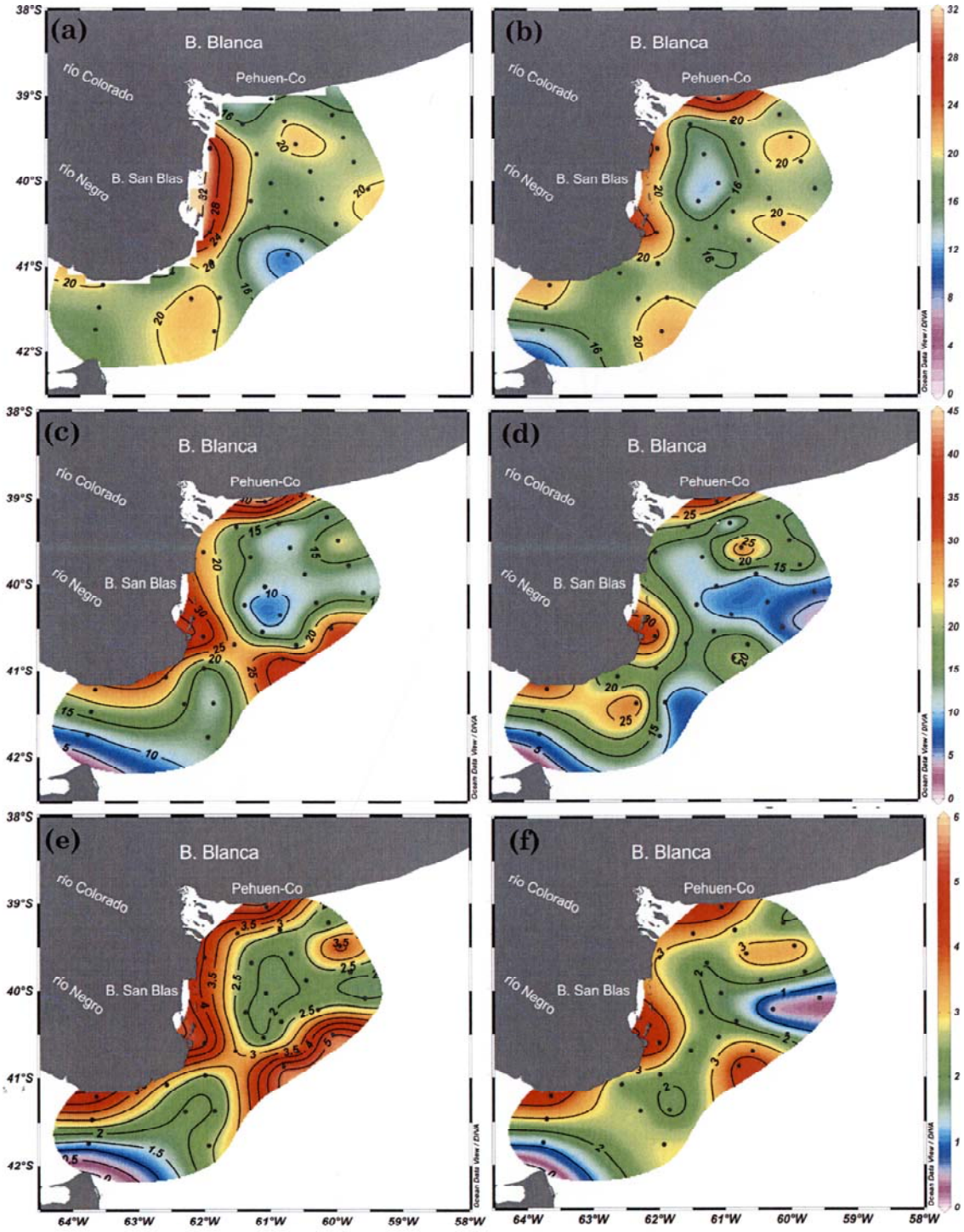


Figura 3.2.11. Distribución de variables biogeoquímicas en el estuario de El Rincón. Materia orgánica en suspensión (SPM, mg l^{-1}) en la superficie (a) y en el fondo (b). Carbono orgánico particulado (POC, µM C) en la superficie (c) y en el fondo (d). Nitrógeno orgánico particulado (PON, µM N) en la superficie (e) y en el fondo (f).

Sin embargo, la fuerte correlación entre Ch-a y POC (PON) (Tabla 3.2.V) soporta la hipótesis que la POM parece ser una mezcla heterogénea de

organismos planctónicos y detritos orgánicos que conviven en las capas más superficiales.

Tabla 3.2.V. Matriz de correlación de Pearson entre variables biogeoquímicas de la materia orgánica en suspensión en la superficie (5m) y en el fondo en el estuario de El Rincón.

	Variables	Chl-*a* [mg m^{-3}]	SPM [mg l^{-1}]	POC [µM C]
Superficie	SPM [mg l^{-1}]	0,10		
	POC [µM C]	0,60 (*)	0,35	
	PON [µM N]	0,69 (*)	0,37	0,89 (*)
Fondo	SPM [mg*l^{-1}]	0,42 (**)		
	POC [µM C]	0,68 (*)	0,48 (**)	
	PON [µM N]	0,71 (*)	0,49 (**)	0,80 (*)

Significativo a $p < 0,05$ (**), significativo a $p < 0,01$(*)

La concentración de POC y PON en el fondo fue variable en toda el área de estudio (Figura 3.2.11.d y f), con similar dispersión que en la superficie como muestran las Figura 3.2.11.c y e, respectivamente. La alta correlación encontrada entre SPM e indicadores biogeoquímicos de biomasa planctónica (Chl-*a*, POC y PON) (Tabla 3.2.V.) refuerzan la hipótesis planteada al respecto que la POM sería una mezcla de organismos planctónicos y detritos orgánicos que se agregan al SPM, precipitan y se incorporan al sedimento.

Los valores de POC y PON correlacionaron significativamente tanto en la superficie como en el fondo (Tabla 3.2.V). La regresión lineal simple ajustada con los datos obtenidos entre POC – PON en la superficie (Figura 3.2.12.a) durante la primavera temprana en el estuario de El Rincón producen una pendiente de 6,8 ($R^2 = 0,83$, $n = 28$, $p < 0,01$). Los datos del fondo parecen seguir la misma tendencia (Figura 3.2.12.b), con una pendiente de 5,73 ($R^2 = 0,64$, $n = 29$, $p < 0,01$).

El análisis de regresión entre POC y Chl-*a* ($R^2 = 0,71$, n = 19, $p < 0,01$) (Figura 3.2.12.c) y PON y Chl-*a* ($R^2 = 0,40$, n = 19, $p < 0.05$) (Figura 3.2.12.e) para la superficie muestra que un gran porcentaje de la materia orgánica es producida por la biomasa fitoplanctónica. La relación entre Chl-*a* con POC (Figura 3.2.12.d) como PON (Figura 3.2.12.f) en el fondo presentan una mayor dispersión de los datos, por lo que, tanto el carbono y el nitrógeno de la materia orgánica producida en el sistema de El Rincón no proviene de la misma fuente.

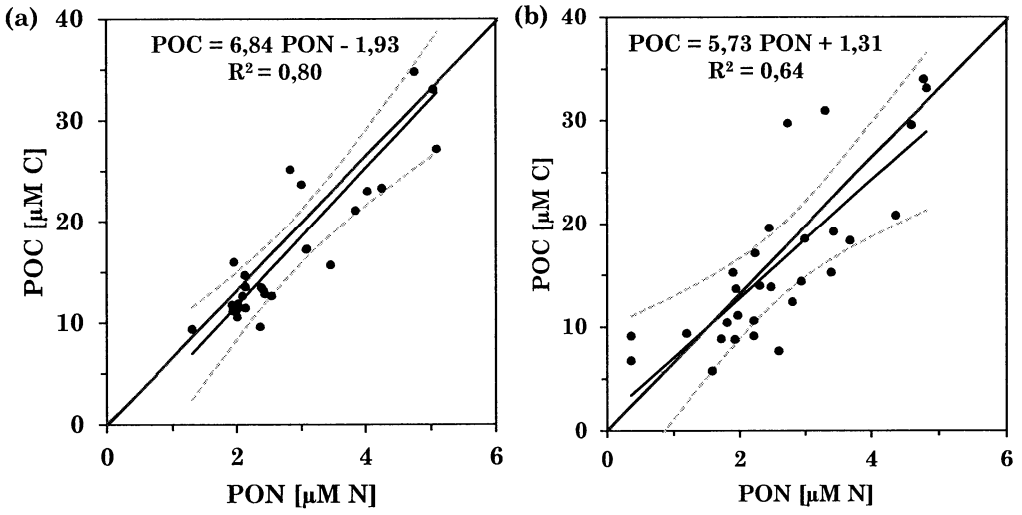


Figura 3.2.12. Regresión lineal simple entre el Carbono orgánico particulado (POC, µM C) y Nitrógeno orgánico particulado (PON, µM N) para la superficie (a) y en el fondo (b). Línea roja, relación de *Redfield* C:N (106:16).

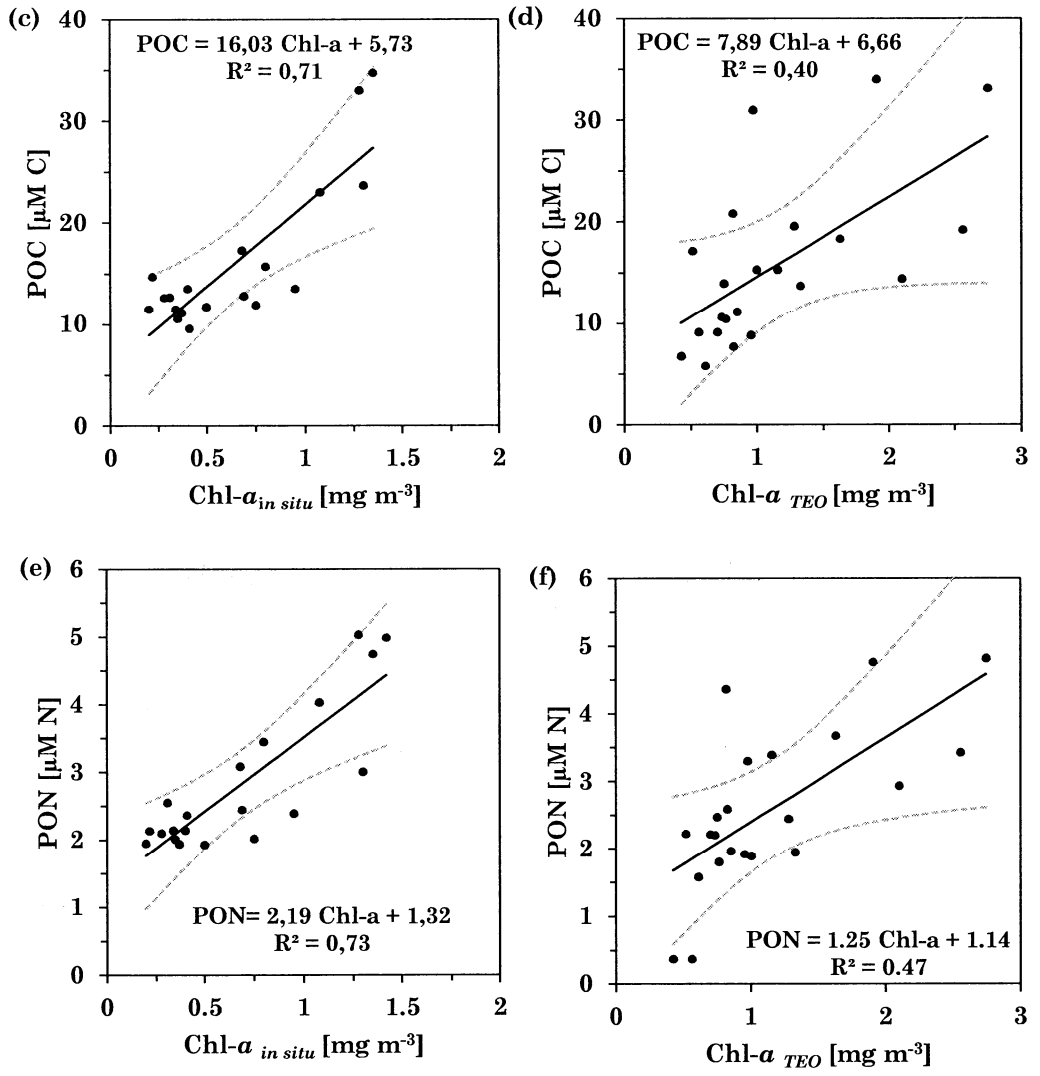


Figura 3.2.12. Continuación. Regresión lineal simple entre el carbono orgánico particulado (POC, µM C) y Clorofila (Chl-*a*, mg m^{-3}) para la superficie(c) y en el fondo (d), respectivamente. Regresión lineal simple entre el nitrógeno orgánico particulado (PON, µM N) y Chl-*a* en la superficie (e) y en el fondo (f).

Los altos valores de Chl-*a* en las zonas costeras podrían estar relacionados con la presencia de aguas diluidas, producto de la entrada de los ríos. Éste patrón de distribución está de acuerdo con trabajos que se describen anteriormente para otros estuarios (Carreto *et al.*, 1986; 2008; Viñas *et al.*, 2002). Al igual que en algunos trabajos anteriores, como Wikner y Hagstrom (1999), no hubo una relación significativa entre la abundancia de bacterias y

Chl-*a* ($r = 0,46$, $n = 17$, $p > 0,06$), lo que sugiere que la producción de carbono orgánico particulado y la biomasa del fitoplancton podría no estar directamente relacionada con la abundancia bacterioplancton en el sistema estuarino de El Rincón.

Esto puede ser particularmente importante en los ecosistemas estuarinos, donde el suministro de carbono orgánico disuelto (COD) asociado a la producción de biomasa bacteriana puede provenir de detritos alóctonos en suspensión, como una fuente alternativa de fijación de carbono por el fitoplancton.

Para apoyar esta hipótesis, los trabajos recientes sobre flujos de CO_2 (ΔpCO_2) entre océano-atmósfera reconocen que el estuario de El Rincón tiene intervalos de variación de los valores de la presión parcial de CO_2 en el tiempo para la superficie del mar (pCO_{2mar}) (Bianchi *et al.*, 2009). El saldo neto positivo con picos ΔpCO_2 que excede 80 µatm, da lugar a flujos de > 40 µmol m^{-2} d^{-1}, que hace que esta región actúe principalmente como una fuente de CO_2 hacia la atmósfera (Bianchi *et al.*, 2009). Esto es probablemente debido a la surgencia, frentes de marea, descarga de los ríos, el intercambio de sedimentos y procesos microbiológicos (Kempe, 1982; Mackenzie *et al.*, 1991; Wollast, 1991). Sin embargo, la convección y mezcla vertical pueden llevar también a valores elevados de ΔpCO_2 a la superficie y también al CO_2 debido a la respiración de organismos bentónicos (Bianchi *et al.*, 2009)

El grado en que la estequiometría del C: N: P puede desviarse de la relación de *Redfield* de 106: 16: 1 es fundamental para nuestra comprensión sobre el rol del plancton en los ciclos biogeoquímicos (Falkowski, 2000). La relación de *Redfield* de C:N se utiliza a menudo en oceanografía para el cálculo de la producción y de productividad basada en nutrientes, como así también en los modelos de la productividad del océano (Geider y La Roche, 2002). Por otro lado, la pendiente de regresión lineal entre POC y PON es una buena estimación de la relación C:N de la materia orgánica natural en los ecosistemas acuáticos (Lara *et al.*, 2010). Esto es consistente con la relación C:N derivada de la regresión POC frente PON en nuestro estudio ya que este valor está cerca de la relación de *Redfield* para el fitoplancton activo, lo que indica que una proporción significativa de la variabilidad en la materia orgánica en suspensión (Laws *et al.*, 2001) se debió a fitoplancton.

En los estuarios y ríos, la POM deriva de varias fuentes, incluyendo fuentes autóctonas y alóctonas. En promedio la relación C:N para el fitoplancton y bacterias es de ~7 y ~4, respectivamente (Redfield *et al.*, 1963; Lee y Fuhrman, 1987, Faganeli *et al.*, 1988; Gorsky *et al.*, 1988; Fagerbakke *et al.*, 1996), y es típicamente superior a ~12 para la materia orgánica terrestre (Bordovskiy, 1965; Thornton y McManus, 1994) y disminuye durante la degradación debido a la incorporación de nitrógeno exógeno conocido como N-enriquecido (Tremblay y Benner, 2006). Esta relación es por lo tanto útil cuando se desea distinguir fitoplancton de heterótrofos y de material terrígeno. Sin embargo, esta herramienta debe ser utilizada con precaución debido a su variación en el transcurso de su degradación.

El PON del fitoplancton es preferentemente degradado en comparación con el POC, lo que lleva a un aumento de la relación C:N (Smith *et al.*, 1992), mientras que la materia orgánica terrestre (alta relación C:N) y la colonización por bacterias (baja relación C:N) disminuye la relación inicial de C:N (Bordovskiy, 1965; Thornton y McManus, 1994). Por lo tanto la materia orgánica terrestre como así también el fitoplancton degradado y bacterias colonizadoras, podrían tener similares relaciones de C:N (Lancelot y Billen, 1985).

En nuestro estudio no toda la variabilidad puede ser explicada a través de esta correlación positiva significativa, de hecho, la variabilidad se puede atribuir también a otros procesos como el agotamiento de nutrientes (Koeve, 2004; Bates *et al.*, 2005), los cambios en la luz y la profundidad de la capa mixta (Omta *et al.*, 2006), la composición de especies de fitoplancton (Quigg *et al.*, 2003) y las interacciones entre autótrofos, heterótrofos y detritus (Hessen *et al.*, 2003).

La mayor relación de C:N y la desviación más alta (superior a 4) obtenida a partir de la media de datos del muestreo de fondo (ver Tabla 3.2.IV), apoya la hipótesis de una sobreestimación en la contribución del carbono y nitrógeno orgánico debida a la contribución diferencial de detrito y zooplancton propuesta por Lara *et al.* (2010) y subestimación debida a la contribución bacteriana al nitrógeno orgánico (Tremblay y Benner, 2006) para el área de El Rincón, porque POC (y tal vez PON) son una mezcla heterogénea de organismos planctónicos y detritus orgánico viviente. De hecho, el carbono

detrítico se compone principalmente de partículas finas, aunque las partículas más grandes de material fecal, mudas de crustáceos, y agregados de material mucoso, como de organismos gelatinosos, también pueden estar presentes (Banse, 1977).

Por otra parte, la alta concentración de POC y PON observada en las zonas costeras se debe probablemente a la entrada de POM alóctona producto de las corrientes, afloramientos, ríos y/o humedales, como por ejemplo del río Colorado y Negro. Mientras que la alta concentración de POC y PON observada cerca de la plataforma media se debe a un origen autóctono, probablemente derivado de la actividad fitoplanctónica. Esta hipótesis esta soportada por trabajos que relacionan los niveles de POC en función de la productividad primaria en la capa superficial de aguas del océano Atlántico y Pacifico (Wangersky, 1976), donde la composición de POM es generalmente similar a la del fitoplancton (Copin-Montegut y Copin-Montegut, 1983). Sin embargo, se están realizando estudios que apuntan a abordar esta cuestión.

Como se mencionó anteriormente, en las zonas costeras las concentraciones elevadas de POM se deben principalmente a la contribución de material alóctono procedente de las descargas combinadas de los ríos Negro y Colorado. Probablemente POM sea desviado hacia la costa norte por forzantes físicas como Coriolis y corrientes de marea, según lo informado por otros autores (Cuadrado y Perillo, 1990; Perillo, 1989; Perillo y Cuadrado, 1990). Estaciones costeras del norte (es decir, Sta. 14) muestran un transporte residual de partículas dirigida desde la boca del Estuario de Bahía Blanca

hacia el este. Aquí la POM probablemente proviene de la circulación residual general de la parte media y exterior del estuario de Bahía Blanca que está claramente dirigido hacia la boca de la ría (Perillo, 1989; Perillo y Cuadrado, 1990).

En zonas bajo la influencia de los ríos, las aguas de la plataforma se mantienen alejadas de la zona costera (Möller *et al.*, 2008). Sin embargo, los vientos también influyen en la dinámica y las variaciones de las masas de agua en la zona costera de la plataforma continental. Los vientos probablemente puedan desplazar aguas costeras de baja salinidad hacia el este del estuario de El Rincón, como se discute en detalle en la literatura (Auad y Martos, 2012; Lucas *et al.*, 2005; Möller *et al.*, 2008) y con ello arrastrar la POM hacia el exterior del estuario.

Empleando como forzantes físicas a las mareas y el viento, se puede caracterizar la dinámica de corrientes por simulación. La distribución de fase de marea (Figura 3.2.13.a.) sobre la plataforma Patagónica se caracteriza por amfidromas cerca de 42°S en la Bahía San Blas (Palma *et al.*, 2004a). Además, hay una fuerte tendencia de la influencia de la forzante del viento local (Figura 3.2.13.b.).

Probablemente, la existencia de un punto amfidrómico y el promedio de la forzante del viento, hacen que las características biogeoquímicas y regímenes de nutrientes, sigan diferentes patrones.

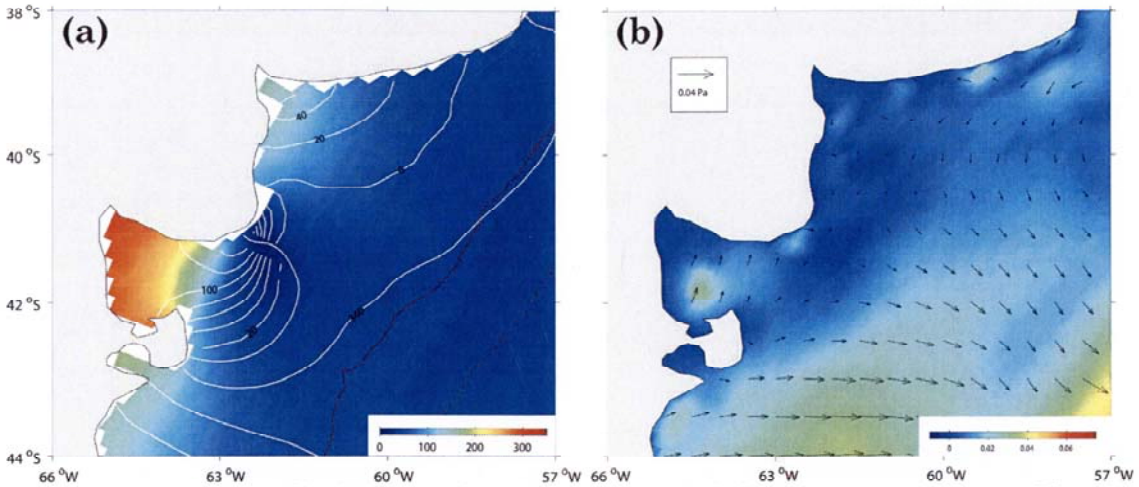


Figura 3.2.13. (a) Amplitud (color) y fase (líneas blancas) de la componente de marea M2 en la región (Adaptado de Palma *et al.*, 2004a). (b) Vientos de SCOW interpolados. Los colores son la magnitud del viento y las flechas indican la dirección y magnitud. Los vientos de Scatterometer Climatology of Ocean Winds (SCOW) pueden consultarse en (http://cioss.coas.oregonstate.edu/scow/) (Risien & Chelton, JPO, 2008). Gentileza Dr. E. Palma.

Finalmente, en la mayoría de los trabajos recientes (Palma *et al.*, 2008; 2004a) se ha demostrado que la plataforma interna de El Rincón se caracteriza por el desarrollo de un giro hacia la izquierda durante el invierno y su decadencia hacia la primavera y el verano. Aunque no existen mediciones de corriente continua para confirmar los resultados numéricos reportados en la bibliografía (Auad y Martos, 2012; Palma *et al.*, 2004b; 2008), con la descripción de observación de Martos y Piccolo (1988), Lucas *et al.*, (2005), y Romero *et al.* (2006), podemos esperar que la distribución de POM este íntimamente ligada a la existencia de este giro en el estuario de El Rincón y por lo tanto se genere un sistema de retención de POM, creando un ambiente con características únicas para el desarrollo de la vida marina.

3.2.3. Forzantes de Variabilidad Isotópica

Las firmas isotópicas de las diferentes fuentes de carbono orgánico ($\delta^{13}C_{POM}$) son a menudo un trazador útil para determinar las entradas de carbono en varios ambientes. En los ecosistemas acuáticos, el $\delta^{13}C_{POM}$ varía ampliamente para las plantas terrestres C_3 (-30 – -26‰), y el fitoplancton marino (-22 – -18‰) (Cifuentes, 1991; Dittmar *et al.*, 2001; Wu *et al.*, 2007). Valores $\delta^{13}C_{POM}$ en la superficie para el área de estudio fueron en promedio de -22,56 ± 1,58, entre -27,05 – -18,80‰, mostrando un gradiente positivo desde la zona costeras hacia la zona externa del estuario (Figura 3.2.14.a). Las firmas isotópicas del carbono orgánico del fondo oscilaron entre -25,39 – -19,69‰ sin un claro gradiente definido (Figura 3.2.14.b). En promedio (-22,70 ± 1,63) y no fueron estadísticamente diferentes en relación a la superficie (t-studet, $p > 0,05$).

La gran variación de la firma isotópica del carbono tanto en la superficie como en el fondo en el estuario de El Rincón, refleja la complejidad de la química del carbono en este ambiente costero-marino.

Los procesos biológicos, muchos de cuales están acompañados de fraccionamientos cinéticos, generan diferentes señales isotópicas de enriquecimiento/empobrecimiento en la materia orgánica particulada. Sin embargo, en un estuario, las fuertes interacciones tierra-océano (aportes continentales), la disponibilidad de nutrientes y forzantes físicas como las

corrientes, mareas y vientos, entre otras pueden generar que la señal isotópica del carbono orgánico no sea del todo clara.

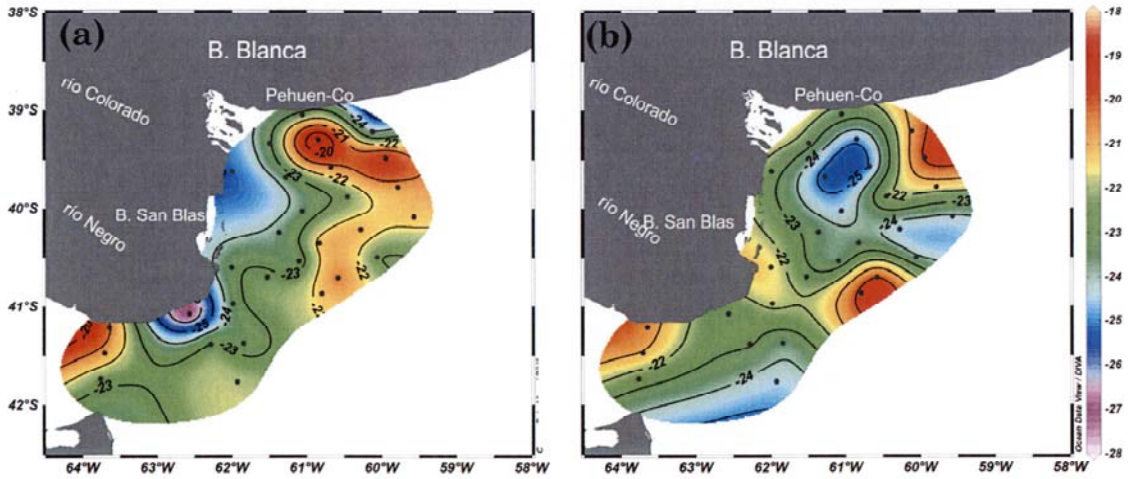


Figura 3.2.14. Distribución de la firma isotópica de carbono orgánico ($\delta^{13}C_{POM}$) en la superficie (a) y en el fondo (b). Escala de color [‰].

En nuestro estudio, las variaciones $\delta^{13}C_{POM}$ en muestras superficiales y del fondo en el estuario de El Rincón no estuvieron directamente relacionadas con proxies de biomasa fitoplanctónica como Chl-*a* o POC, aunque si levemente con PON (Tabla 3.2.VI).

Probablemente debido a la variabilidad y complejidad del sistema en estudio no es posible observar una relación clara y esto puede ser debido a varias razones. Por un lado, la estructura y la composición fitoplanctónica influencia en el fraccionamiento isotópico, ya que esta región pobre en silicato, está dominada mayormente por dinoflagelados, por lo tanto, los valores $\delta^{13}C_{POM}$ podrían ser mayores de lo esperado por un fraccionamiento isotópico exclusivamente relacionado con la SST y/o [CO_2 (aq)] (Lara *et al.*, 2010). Por otro lado, la dependencia de variables ambientales, la entrada relativa de

partículas de materia orgánica alóctona y la interacción con microorganismos favorecería la producción de una POM isotópicamente más pesada.

Tabla 3.2.VI. Medias ± desvío estándar de isótopos de Carbono de la materia orgánica ($\delta^{13}C_{POM}$, ‰) para todos los datos y para el grupo de estaciones ubicadas al Este Noreste (ENE) y al Oeste Sudoeste (OSO) en el estuario de El Rincón y la correlación de cada variable con la clorofila (r $_{Chl\text{-}a}$), carbono (r $_{POC}$) y nitrógeno orgánico (r $_{PON}$) junto con su nivel de significancia (entre paréntesis).

	n	$\delta^{13}C_{POM}$	r $_{Chl\text{-}a}$	r $_{POC}$	r $_{PON}$
todos	43	-22,64 ± 1,5	0,18 (0,2)	0,22 (0,1)	0,36 (**)
ENE	18	-21,97 ± 1,7	0,56 (**)	0,70 (*)	0,65 (*)
OSO	25	-23,12 ± 1,2	0,28 (0,2)	0,56 (**)	0,54 (**)

Significativo a $p < 0,05$ (**), significativo a $p < 0,01$ (*).

A raíz de esto en un análisis más detallado se pudo observar que las relaciones isotópicas con indicadores de biomasa planctónica fueron diferentes en cuanto a estaciones ubicadas al Este-Noreste, ENE, (Sta. 9-12, 15-21), en relación a las ubicadas en el Oeste-Sudoeste, OSO, (Sta. 14, 19,22-25, 28-36). En ENE, $\delta^{13}C_{POM}$ pesados y enriquecidos, se acerca a valores ~22 ‰, típicos de fitoplancton marino. Esto está en concordancia con la correlación significativa con la Chl-*a* y altamente significativa con POC y PON (Tabla 3.2.IV). En OSO, valores de $\delta^{13}C_{POM}$ livianos y empobrecidos, la no correlación con Chl-*a*, la significación con POC y PON, refuerzan la hipótesis de que POM sería una mezcla de material detrítico alóctono incorporado a través de los ríos y vientos predominantes, como así material autóctono generado localmente.

En un artículo reciente para la zona Norpatagónica, Lara *et al.* (2010) proponen que esta gran variabilidad que se reporta de $\delta^{13}C_{POM}$ puede estar

relacionada con el metabolismo y los cambios en la composición de especies fitoplanctónicas como adaptación a las bajas concentraciones de nutrientes, como así también cantidades variables de material detrítico. De hecho, la variación isotópica en $\delta^{13}C_{POM}$ se ha atribuido con frecuencia a diversos procesos y condiciones, incluidos los cambios de la composición de especies de fitoplancton (Fry y Wainwright, 1991) y tasas de crecimiento (Laws *et al.*, 1995) por ejemplo. Sin embargo, estas no son las únicas variables, las diferentes masas de agua, la temperatura (Fontugne y Duplessy, 1981; Lourey *et al.*, 2004) y el CO_2 disuelto (aq) (Rau *et al.*, 1992), pueden ser también de fundamental importancia.

Una disminución en $\delta^{13}C_{POM}$ podría explicarse por un aumento del aporte en el material terrestre en POC o por fenómenos de resuspensión, debido a que $\delta^{13}C_{POM}$ de material terrestre (-31,3 – -24,7 ‰; Richard *et al.*, 1997, Maksymowska *et al.*, 2000; Tallis 2009) tiende a ser empobrecido en el isótopo pesado en comparación con firma isotópica del fitoplancton (-26,7 – 17,4 ‰; Richard *et al.*, 1997; Maksymowska *et al.*, 2000; Cloern *et al.*, 2002; Miller *et al.*, 2008) o del detritus de macroalgas (-17,7 – -12,0 a ‰;. Duggins *et al.*, 1989; Bustamante y Branch, 1996).

El $\delta^{15}N_{POM}$ del nitrógeno orgánico particulado marino (PON) tiene una fuerte dependencia con el origen del nitrógeno (atmosférico N_2, NO_3^- y NH_4^+). $\delta^{15}C_{POM}$ marina muestra una amplia variación (Altabet, 1988; Rau *et al.*, 1998), debido a los cambios en $\delta^{15}N_{POM}$ de la fuente, causadas por fraccionamiento de isótopos a través de diversos procesos biogeoquímicos

/biológicos implicados durante su formación. Estos procesos son la fijación de N_2, desnitrificación, nitrificación y la asimilación de nitrato. La desnitrificación conduce a enriquecimiento de $\delta^{15}N_{POM}$ del nitrato restante, mientras que la nitrificación provoca enriquecimiento de $\delta^{15}N_{POM}$ en el reservorio de amonio (Mariotti *et al.*, 1984).

Nuestros resultados mostraron valores de $\delta^{15}N_{POM}$ en promedio de 10,25 ± 0,96‰ para la superficie, con un rango de 7,8 a 11,75‰ (Figura 3.2.15.a). Para el fondo del estuario, los valores de $\delta^{15}N_{POM}$ fueron relativamente más pesados y enriquecidos, con máximos de 12,33‰ y mínimos de 5,73‰ (en promedio 9,99 ± 1,43‰) (Figura 3.2.15.b).

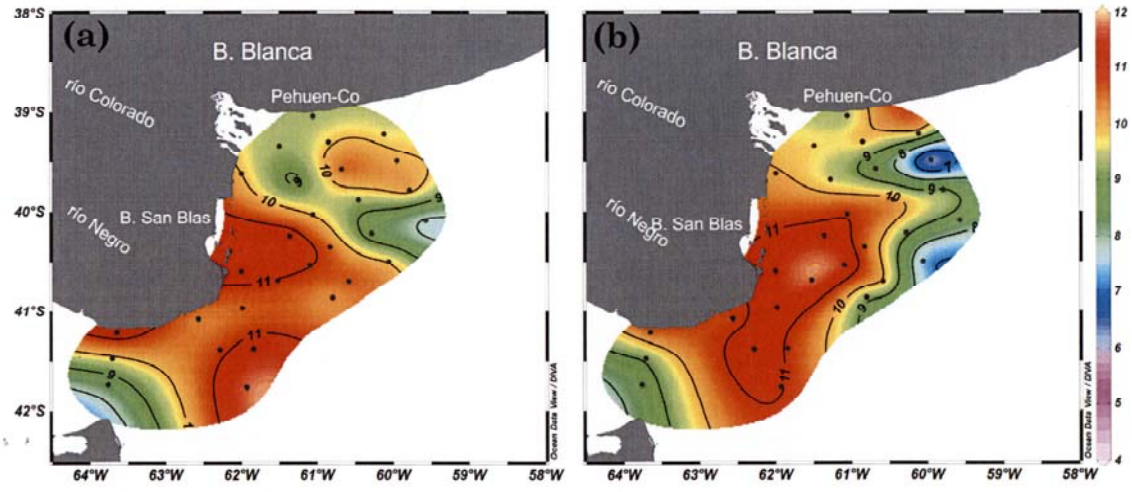


Figura 3.2.15. Distribución de la firma isotópica de nitrógeno orgánico ($\delta^{15}N_{POM}$) en superficie (a) y (b) en fondo. Escala de color [‰].

En términos generales, se observó una distribución espacial con un gradiente desde OSO hacia ENE, con valores isotópicos más pesados en las zonas costeras. De hecho, se han reportado valores de isótopos de N más

pesados (~ 12,1 ‰) para POM en la zona interior del estuario de estuario de Bahía Blanca (Biancalana *et al.*, 2011) y ligeros (~ 8,5 ‰) en aguas de plataforma media para la región Norpatagónica (Lara *et al.*, 2010).

La firma isotópica de N es probablemente el resultado de una combinación de diferentes fuentes de N para apoyar la producción primaria; por un lado, la baja concentración de nitrato para en el área de estudio, daría como resultado en un reservorio nitrato enriquecido con valores más altos de isótopos estables y por otra parte, el amonio excretado por los consumidores estaría relacionado con los valores isotópicos inferiores (Altabet, 1996).

Durante la absorción de nitrógeno disuelto en aguas eutróficas, el fitoplancton asimila más rápidamente ^{14}N que ^{15}N (Wada y Hattori, 1978). La fijación de nitrógeno atmosférico mediado por cianobacterias genera una disminución de $\delta^{15}N_{POM}$ (0,6 ‰, Emerson *et al.*, 1991) debido a que la fuente está empobrecida en ^{15}N (N_2 atmosférica, 0 ‰). Por lo tanto, las áreas con menor $\delta^{15}N_{POM}$ pueden implicar la fijación de N_2. Además, el $\delta^{15}N_{POM}$ también depende de las especies de fitoplancton (composición), fisiología y la tasa y fase de crecimiento del fitoplancton (Montoya y Mc-Carthy, 1995).

En los sistemas acuáticos, las variaciones en $\delta^{15}N_{POM}$ a menudo se han atribuido al efecto de fraccionamiento isotópico asociado con la absorción de NO_3^-, donde el fitoplancton incorpora preferentemente el isótopo más liviano (Altabet *et al.*, 1991; Holmes *et al.*, 1999; Fogel y Cifuentes 1993).

Se observó una fuerte relación significativa negativa entre $\delta^{15}N_{POM}$ y NO_3^- ($r = -0,85$, $n = 18$, $p < 0,01$,) y los valores se ajustaron a una regresión lineal (Figura 3.2.16.a). En contraste, se observó una débil relación positiva entre $\delta^{15}N_{POM}$ y NH_4^+ ($r = 0,63$, $n = 14$, $p < 0,05$) y una mayor dispersión de los valores en un ajuste lineal (Figura 3.2.16.b). En otras palabras, cuando la concentración de NO_3^- fue baja en las aguas superficiales, $\delta^{15}N_{POM}$ se enriqueció; lo que sugiere el uso de ^{15}N enriquecido del NO_3^-. Cuando la concentración de NH_4^+ fue baja en las aguas superficiales, $\delta^{15}N_{POM}$ se va agotando, en consonancia con el uso de NH_4^+ isotópicamente más liviano. Estas relaciones ponen de manifiesto la importancia tanto de NO_3^- y NH_4^+ en la formación de la POM en el sistema estuarino de El Rincón.

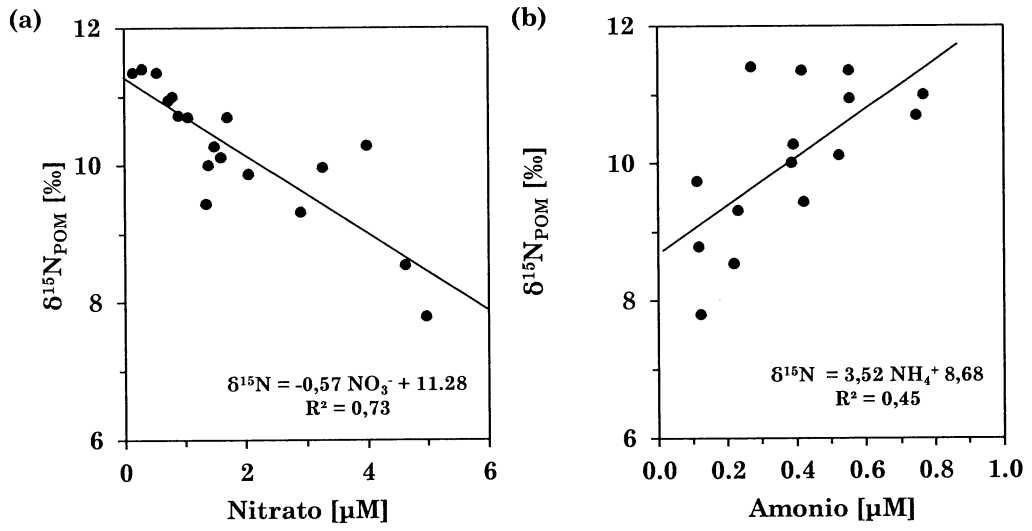


Figura 3.2.16. Regresión lineal simple entre $\delta^{15}N_{POM}$ y (a) nitrato (NO_3^-) y (b) amonio (NH_4^+) para estaciones superficiales en el sistema estuarino de El Rincón.

De acuerdo con la característica regenerativa de este sector, propuesto por Carreto *et al.*, (1986) y corroborada por Lara *et al.*, (2010) a través del análisis de isótopos estables, la firma isotópica N es probablemente el resultado de una combinación de diferentes fuentes de N que soportan a la producción primaria: por un lado, daría lugar a la concentración de un reservorio de nitrato enriquecido en el isótopo más pesado y por el otro, el amonio excretado por los consumidores sería isotópicamente más ligero (Altabet, 1996).

Si bien se ha argumentado que la variación en los valores de $\delta^{15}N_{POM}$ está directamente relacionada con los cambios en el uso del N por el fitoplancton y las bacterias, hay varias explicaciones alternativas a considerar. En primer lugar, el mayor enriquecimiento en el $\delta^{15}N_{POM}$ superficial también puede ser causado por la mezcla de la POM enriquecida en ^{15}N desde capas más profundas debido a la resuspensión. En segundo lugar, un mayor enriquecimiento del $\delta^{15}N_{POM}$ también podría deberse a una mayor inclusión de los niveles tróficos superiores o materiales detríticos en las muestras de la POM. La inestabilidad de la columna de agua, calculada por el parámetro Simpson (ver *punto* 3.2.1 Tendencias sinópticas generales) puede aumentar la contribución refractaria al POM al impedir el mantenimiento de fitoplancton en la zona eufótica, favoreciendo la resuspensión de la materia orgánica del sedimento (Ostrom *et al.*, 1998). El pastoreo del microzooplancton también podría resultar en un mayor $\delta^{15}N_{POM}$ ya que se ha demostrado que es responsable de enriquecimiento en $\delta^{15}N_{POM}$ un 3-5% (Hoch *et al.*, 1996). Sin embargo, no tenemos datos suficientes para

hacer frente a tales hipótesis que escapan a los objetivos de esta tesis, por lo que éstas deben seguir siendo probadas en la actualidad.

Los patrones superficiales de $\delta^{15}N_{POM}$ podrían estar relacionados con fijación de N_2 por bacterias. Sin embargo, no es posible distinguir N_2-fijación de otros procesos para establecer el origen del reservorio de ^{15}N en el sistema estuarino de El Rincón debido a la existencia de la superposición de firmas isotópicas. Suponiendo que los contribuyentes antes mencionados (detritus, mayor nivel trófico y la fijación de N_2) no sean significativos, se deduce de este estudio que el NH_4^+ sigue siendo la fuente de nutrientes dominante para el fitoplancton y las bacterias en el sistema estuarino de El Rincón con cuotas variables de NO_3^- principalmente para estaciones costeras a principios de primavera. Sin embargo es evidente que son necesarios estudios más detallados de la absorción de nitrógeno por parte de organismos fitoplanctónicos y bacterias para aumentar nuestro conocimiento sobre los procesos que controlan el $\delta^{15}N$ de la materia orgánica particulada en estuarios regenerativos templados.

Los ríos que drenan el sistema de El Rincón incorporan materia orgánica de origen terrestre, como así material detrítico (especialmente el río Colorado) y es claro que tienen influencia directa también sobre la señal isotópica. De hecho, es probable que el material particulado terrestre aportado por los principales ríos, pudiera haber diluido la señal global $\delta^{15}N_{POM}$, aunque no existe en la literatura información sobre el efecto de la escorrentía de tales

partículas sobre la firma isotópica de $\delta^{15}N_{POM}$ en el sistema estuarino de El Rincón.

El empobrecimiento de $\delta^{15}N_{POM}$ en la superficie en observado en el área al norte a los 40 °S en el sistema de El Rincón sugiere que la firma isotópica de PON en estos lugares ha sido influenciada por interacciones tierra-océano (véase la Figura 3.2.15.a) y esto se refleja hacia el fondo (véase Figura 3.2.15.b). La no correlación entre los valores de $\delta^{15}N_{POM}$ y Chl-*a* y PON (Tabla.3.2.V) y los valores relativamente altos de la relación C:N (Tabla 3.2.IV, 7,25 ± 1,38, con un máximo de 10,91), apoyarían la hipótesis anterior propuesta.

Tabla 3.2.V. Medias ± desvío estándar de isótopos de Nitrógeno de la materia orgánica ($\delta^{13}C_{POM}$, ‰) para todos los datos y para el grupo de estaciones ubicadas al este noreste (ENE) y al oeste sudoeste (OSO) en el estuario de El Rincón y la correlación de cada variable con la clorofila ($r_{Chl\text{-}a}$), carbono (r_{POC}) y nitrógeno orgánico (r_{PON}) junto con su nivel de significancia (entre paréntesis).

todos	44	10,00 ± 1,3	0,05 (0,7)	0,09 (0,9)	0,02 (0,8)
ENE	18	9,57 ± 1,4	-0,12 (0,6)	-0,27 (0,3)	-0,03 (0,9)
OSO	25	10,34 ± 1,1	-0,01 (0,9)	-0,01 (0,9)	-0,11 (0,6)

De hecho, la alta productividad biológica y abundante presencia de material particulado en suspensión de la zona costera se explica por diversos factores. Los afluentes del área aportan al sistema agua dulce, sedimentos y nutrientes, así, las máximas descargas del río Negro han sido relacionadas con máxima abundancia de fitoplancton en la Bahía San Bals (Garibotti *et*

al., 2011). Las especies que habitan la bahía estás mayormente relacionadas a presencia de nutrientes inorgánicos, particularmente el silicato, que son provistos por el río Negro (Garibotti *et al.*, 2011). El río Colorado también juega un rol fundamental en el sistema con una contribución significativa de sedimentos, ya que provee de plumas de alta turbidez que llegan hasta la boca del estuario de Bahía Blanca (Cuadrado *et al.*, 2002). Sumado a ello, el estuario de Bahía Blanca aporta importante cantidad de sedimento en suspensión que llega hasta la costa de Pehuén Co (Perillo y Cuadrado, 1990).

Un aspecto interesante que se refleja en los resultados de este trabajo es cómo las interacciones tierra-océano afectan directamente las características biogeoquímicas del ambiente. Particularmente el sistema estuarino de El Rincón está comprendido en un área de transición dentro de la denominada "Diagonal Árida" (Figura 3.2.17.a), en la parte meridional de América del Sur (Abraham de Vázquez *et al.*, 2000).

Este sector de la plataforma interior depende directamente tanto de los aportes de los ríos Colorado y Negro, como de los humedales costeros contiguos en los estuarios de Bahía Blanca y Bahía San Blas. Esto aportes se encuentran influenciados por el desplazamiento de dicha diagonal, sea por fenómenos de escala global, por causas astrofísicas tales como la denominada Pequeña Edad del Hielo, o por impactos diferenciales del ENSO en la zona costera o cordillerana. Durante eventos "La Niña", las precipitaciones medias históricas para octubre-noviembre sobre la región pampeana y noreste del país (Figura 3.2.17.a), fueron inferiores a la normal (Figura 3.2.17.b), con lo

que se genera un desplazamiento hacia el norte de la Diagonal Árida y esto repercute directamente en las descargas fluviales (ver Figura 3.2.5).

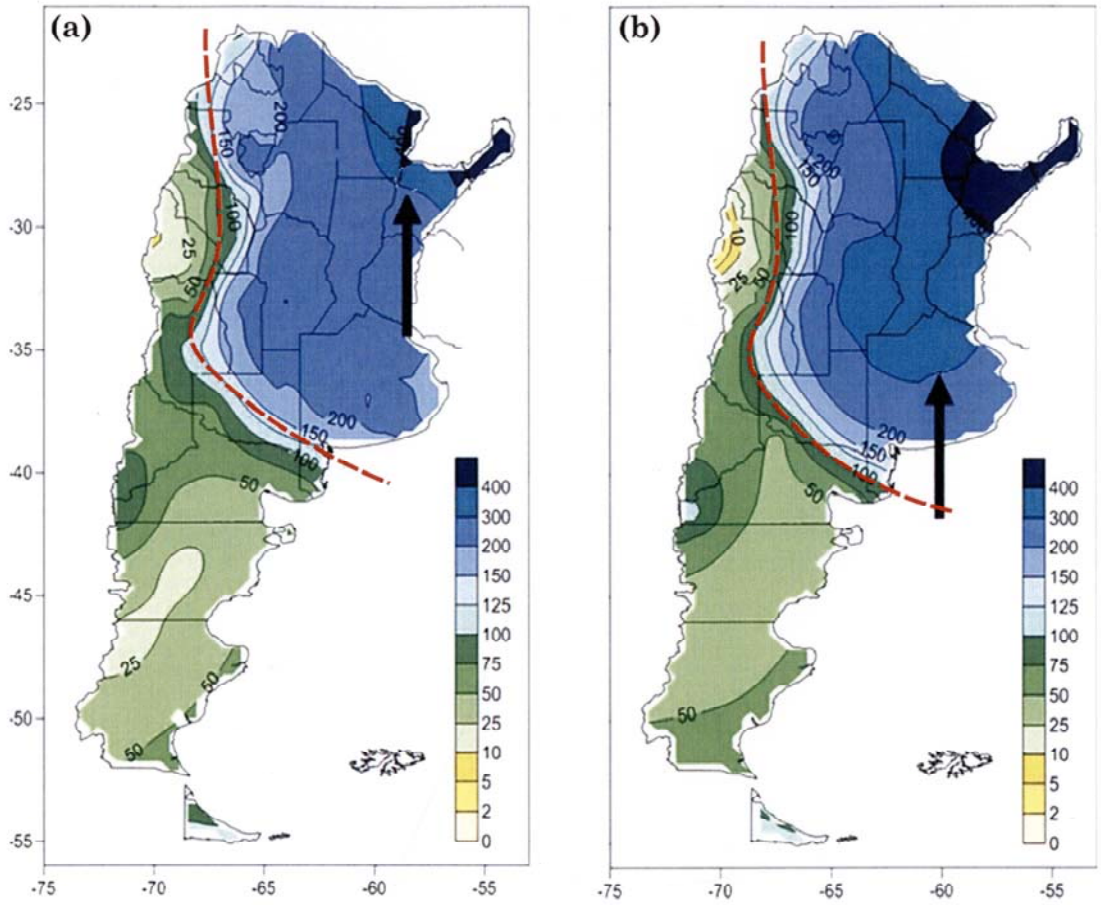


Figura 3.2.17. Mapas pluviométricos para la Republica Argentina. (a) con evento Niña y (b) promedio anual 1961-2000. Línea interrumpida roja, desplazamiento de la Diagonal Árida. Con una flecha negra, isoyeta de 300 mm. (Adaptado del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, http://inta.gob.ar/).

En un análisis empleando técnicas de estadística multivariada (análisis de componentes principales, ACP), se trabajó con una matriz que incluyó 31 observaciones al norte de los 40°S, y se identificaron tendencias generales y relaciones entre las variables: físicas (temperatura (T), salinidad (S), densidad (D)) y 7 biogeoquímicas (Clorofila-a, carbono y nitrógeno orgánico

(POC y PON, respectivamente), isótopos estables de C y N ($\delta^{13}C_{POM}$ y $\delta^{15}N_{POM}$, respectivamente), nitrato (NO_3^-) y amonio (NH_4^+)).

Los Componentes Principales (CP) generados resultaron de la combinación lineal de las variables originales previamente estandarizadas. Mostró que la primera componente (PC1) explica el 42,89 % de la varianza total, y la segunda componente (PC2) explica el 17,83 % de la varianza total. En las Tablas 4.2.VI y 4.2.VII se muestran los autovectores resultantes del ACP sobre la matriz de correlación.

Los autovectores presentado en la Tabla 3.2.VI. (e1 y e2) mostraron los coeficientes con que cada variable original fue ponderada para conformar las CP1 y CP2. Al igual que en la matriz de correlación entre variables y factores (Tabla 3.2.VII), los valores, en módulo, más altos indican las variables más significativas en cada factor.

Tabla 3.2.VI. Autovectores del Análisis de Componentes Principales

Variables	e1	e2
Temperatura	-0,39	-0,15
Salinidad	0,39	0,18
Densidad	0,43	0,19
Clorofila	-0,42	0,13
POC	-0,37	0,04
PON	-0,40	0,14
$\delta^{13}C_{POM}$	0,00	0,64
$\delta^{15}N_{POM}$	0,06	-0,07
Nitrato	-0,21	0,41
Amonio	0,01	0,54

Se puede visualizar que, al construir la CP1, las variables S y D reciben los pesos positivos más altos y las variables T, POC, PON y Chla, el peso negativo más bajo. Para la segunda componente CP_2, las variables $\delta^{13}C_{POM}$, NO_3^- y NH_4^+ fueron las más significativas. Las dos primeras tuvieron los pesos positivos más altos. La ortogonalidad de las CP garantiza que la CP2 provee nueva información sobre variabilidad respecto a la provista por la CP1, es decir explicó variabilidad en la calidad del agua no explicada por la CP1.

Tabla 3.2.VII. Correlación entre las variables y los factores.

Variables	PC1	PC2	PC3
Temperatura	**-0,808**	-0,195	-0,176
Salinidad	**0,797**	0,244	-0,462
Densidad	**0,887**	0,256	-0,324
Clorofila	**-0,874**	0,177	0,025
POC	**-0,755**	0,059	-0,454
PON	**-0,826**	0,191	-0,373
$\delta^{13}C_{POM}$	0,006	**0,848**	-0,273
$\delta^{15}N_{POM}$	0,121	-0,095	0,469
Nitrato	-0,428	**0,544**	0,422
Amonio	0,024	**0,725**	0,416

Las CP se utilizaron para realizar el gráfico de dispersión (Biplot) (Figura 3.2.18), lo que permitió visualizar observaciones y variables en un mismo espacio. Se graficaron las observaciones de las estaciones superficiales en blanco, mientras que las profundas se representaron con negro. Las variables fueron representadas como vectores desde el origen.

Por medio del ACP se observó que primera componente principal (CP1) sintetiza el efecto preponderante de las condiciones hidrológicas sobre sistema estuarino de El Rincón para la primavera temprana de 2010. Las

estaciones costeras del OSO, se relacionan con aguas con aguas diluidas, temperadas cálidas, menos densas, ricas en materia orgánica y clorofila (Figura 3.2.18, OSO). En contraposición las estaciones localizadas hacia el Este están relacionadas a aguas más frías, salinas y densas son pobres en materia orgánica (Figura 3.2.18).

El segundo eje (CP2) está formado por las contribuciones positivas de las firma isotópica de C y nutrientes y está asociado a las estaciones que se localizan al ENE, (Figura 3.2.18, ENE). Este sector revela un ambiente rico principalmente en amonio que favorecería el crecimiento de organismos fototróficos, probablemente con dominancia de flagelados y pequeñas diatomeas que sumado a acumulaciones de nitrito y regeneración de amonio elevada, sugieren un estado de sucesión secundaria. En contraposición estaciones localizadas al este-sudoeste (ESO), están asociadas a concentraciones bajas de nutrientes y una señal isotópica empobrecida.

Las diferencias observadas entre las estaciones del OSO, SE y ENE podrían deberse a diferentes momentos en el estado sucesional de los organismos, tal como fue observado por Bode *et al.*, (2002) durante la producción de amonio regenerado en condiciones de floración fitoplanctónica en la Antártida. En general, la producción nueva (incorporación de nitrato) se asocia al crecimiento inicial del fitoplancton (comunidades generalmente compuestas por diatomeas), mientras que la producción regenerada (incorporación de amonio y urea) es característica de estadios más avanzados

de la sucesión (por ejemplo nanoflagelados) (Smith y Nelson, 1986; Goeyens *et al.*, 1991).

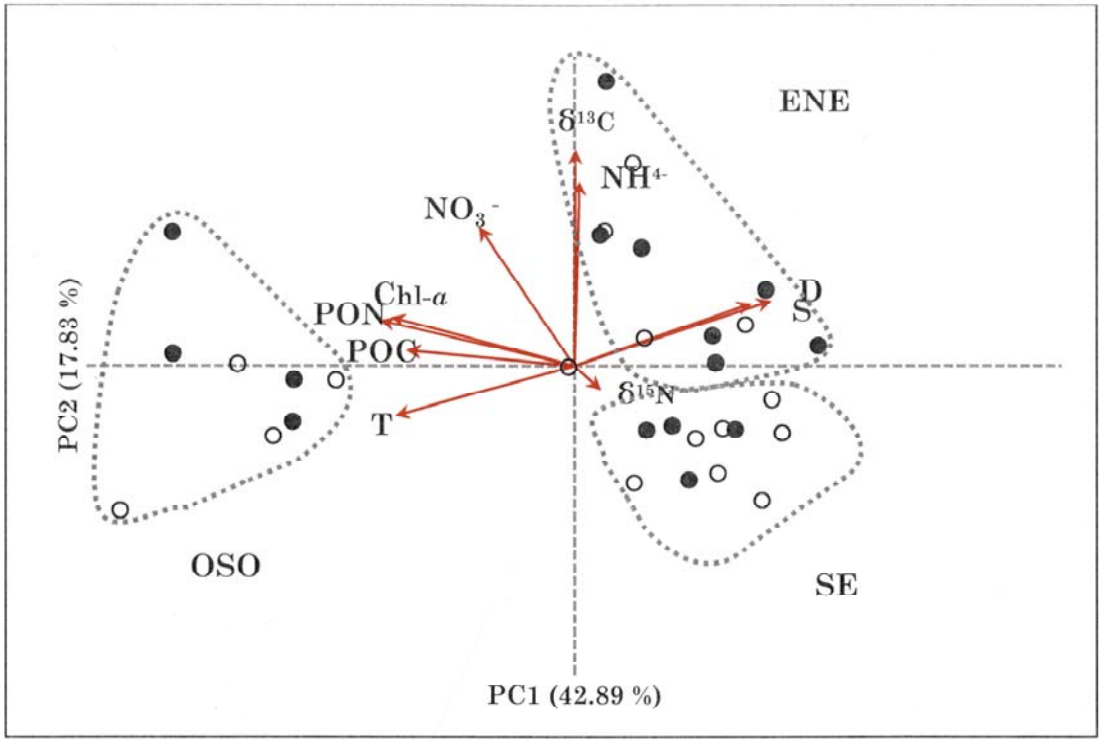


Figura 3.2.18. Representación gráfica de los dos primeros componentes principales del análisis de la ACP, interpretando la matriz que contiene los parámetros físico-biogeoquímicos y muestras superficiales (○) y profundas (●) profundas de estaciones. T, temperatura; S, salinidad; D, densidad; POC, carbono orgánico particulado; PON, nitrógeno orgánico particulado; Chlo-*a*, clorofila-a; isótopos estables de C y N ($\delta^{13}C_{POM}$ y $\delta^{15}N_{POM}$); NO_3^-, nitrato; NH_4^+, amonio. Estaciones localizadas al oeste-sudoeste (OSO), este-noreste (ENE) y sudeste (SE)

Sin embargo los eventos a gran escala, como el evento Niña 2007-2008 tuvieron un gran impacto en la hidrografía costera del área de estudio (Delgado, 2013) y que se refleja en los parámetros biogeoquímicos analizados en este trabajo. En primer lugar porque los principales ríos que aportan agua dulce, nutrientes y sedimentos en suspensión se vieron alterados en el monto total de sus descargas (ver Figura 3.2.5). En segundo lugar, las

precipitaciones diluyen las aguas marinas, aumentan los aportes continentales y generan disminución en la salinidad. Tales eventos podrían tener consecuencias directas en el desarrollo de las comunidades planctónicas en el estuario de El Rincón.

Hasta la actualidad no se han estudiado los efectos del ENSO en la zona de surgencia Atlántico en relación a parámetros biogeoquímicos. Independientemente de las variaciones intrínsecas de cada sector en particular producto de la actividad biológica, parece claro que las alteraciones en las condiciones ambientales, como eventos ENSO, usualmente afectan las condiciones físico-biológicas marinas, y esto se vio reflejado en la firma isotópica. De hecho, se sabe que las zonas frontales, como es el afloramiento chileno-peruano, están bajo los efectos de la Oscilación de El Niño Sur (ENSO), sin embargo los frentes en el lado del Atlántico también se ven afectados (Acha, *et al.*, 2004).

Entre las principales alteraciones forzadas por ENSO en América del Sur se encuentran los patrones de lluvia perturbados que inducen cambios en el balance hídrico de algunas cuencas (Acha *et al.*, 2004). Más aún, en cuencas conectadas a la zona estuarina, como El Rincón, ENSO produce un exceso de precipitaciones lo que traduce en un aumento en la descarga fluvial asociada, que afecta a la hidrodinámica de los estuarios y, probablemente, el aumento de los efectos de la fertilización en el mar adyacente, el consecuente efecto sinérgico en los ciclos biogeoquímicos y que esto en definitiva es lo que constituye zonas de alta productividad.

4. CONCLUSIONES

Los Frentes marinos son abundantes en las plataformas continentales de América del Sur Austral cubriendo varias escalas de espacio y tiempo. Los vientos, las mareas, las descargas de agua dulce y las corrientes oceánicas son sus principales forzantes. Interactúan con elementos geomorfológicos, como la topografía del fondo y de la costa, y tienen un impacto significativo en las características biogeoquímicas del sistema.

En este trabajo se realizó por primera vez una comparación de las características biogeoquímicas de la materia orgánica en sistemas frontales del Mar Argentino, a través de un enfoque multidisciplinar, profundizando en el conocimiento de la composición y diagénesis de la materia orgánica particulada en los ambientes pelágico y sedimentario, en particular en sectores de alta producción biológica -nueva o regenerada- o influenciados por aportes continentales.

Debido a que los frentes son, por su origen mismo, estructuras moldeadas física, química e hidrográficamente, el rol de distintos parámetros como salinidad, temperatura, grado y persistencia temporal de determinado tipo de estratificación genera características intrínsecas propias del sistema y esto impacta directamente en las características biogeoquímicas (POC, PON, relación C:N, discriminación isotópica del C y N) como así también en la disponibilidad de nutrientes inorgánicos.

Aunque las zonas frontales que se definieron son extensas áreas de la provincia nerítica, hay que subrayar que los frentes dentro de estas zonas son áreas relativamente pequeñas. Aun así, cuando toda la evidencia es analizada en profundidad, queda claro que juegan un papel de suma importancia en los procesos biogeoquímicos marinos, en particular en los ciclos del carbono y nitrógeno, aumentando la productividad y ofreciendo sitios propicios para la alimentación y/o hábitats reproductivos de múltiples especies costeros-marinas.

La mayoría de los parámetros indicaron diferencias claras entre aguas de los ambientes costeros y de la plataforma. El origen de la materia orgánica particulada es diferente, autóctona en los frentes del talud y en el frente de El Rincón, con leves aportes continentales. Si bien esto se ve reflejado en la firma isotópica del carbono, las relaciones C:N en términos generales fueron bajas en la POM y las firmas isotópicas de N empobrecidas hacia la superficie, reflejan gran mineralización y asimilación de nutrientes producto de alta productividad en primavera.

La discriminación isotópica del ^{13}C fue en gran medida función de la temperatura, con predominio de material isotópicamente más pesado a temperaturas más elevadas, y esto se vio reflejado en toda la columna de agua. Sin embargo, dentro de cada región, ese efecto es menos obvio y dependió de la influencia de la concentración, origen y proporciones de nutrientes, de la estructura de la comunidad planctónica, generando una superposición en la señal isotópica.

La discriminación isotópica del ^{15}N, muy probablemente debido a enriquecimiento isotópico en el reservorio por la absorción autotrófica de nutrientes. Los valores empobrecidos en ^{15}N en la POM en la zona profunda del frente del talud, junto con valores de ^{13}C alrededor de -24 ‰, construyen un patrón claramente distinto en el Atlántico Sudoccidental, característico de una zona de *upwelling*.

En los sectores con concentraciones bajas en nutrientes, como la región Norpatagónica (El Rincón), las relaciones negativas entre la $\delta^{15}N$ de concentración de NO_3^- y NH_4^+ positiva obtenida por las muestras de superficie indican que la variabilidad del $\delta^{15}N$ de PON en el área de estudio se puede predecir a partir de la evolución esperada del $\delta^{15}N$ de PON durante la reducción de NO_3^- en un sistema cerrado.

Finalmente, la dinámica marina actual en sectores frontales del Atlántico Sudoccidental, se vio reflejada con indicadores moleculares biogeoquímicos. Sin embargo, las interacciones tierra-océano y eventos a escala global parecen afectar la dinámica local que produce patrones característicos en zonas donde prevalece la producción regenerada en comparación con sectores en los cuales la producción primaria esté sostenida por la entrada de nutrientes "frescos".

Por lo tanto, los trazadores isotópicos y moleculares de fuentes y sumideros de carbono y nitrógeno, son una herramienta fundamental para la comprensión de la dinámica biogeoquímica, las oscilaciones climáticas de

incidencia global y su influencia sobre la productividad de los ecosistemas costero-marinos y oceánicos.

Los aportes de la presente investigación son totalmente originales y de gran importancia científica como base de futuros trabajos interdisciplinarios para comprender los mecanismos biogeoquímicos y el origen de carbono y nitrógeno biogénico en una de las regiones más productivas de los océanos del mundo.

5. REFERENCIAS

Abraham de Vazquez, E., Garleff, K., Liebricht, H., Regairaz, A., Schabitz, F., Squeo, F., Stingl, H., Veitz, H., and Villagrán, C. (2000). Geomorphology and Paleoecology of the Arid Diagonal in South America. *In:* Miller, H., and Hervé, F. (Eds.), *Zeitschrift fur Angewandte Geologie,* 55-62.

Aceituno, P. (1988). On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Monthly Weather Review,* **116**: 505-524.

Acha, E.M., Mianzan, H.W., Guerrero, R.A., Favero, M., and Bava, J. (2004). Marine fronts at the continental shelves of austral South America: physical and ecological processes. *J. Mar. Syst.,* **44**, 83-105.

Allen, J.T., Brown, L., Sanders, R., Mark Moore, C. Mustard, A., Sophie Fielding, S., Lucas, M., Rixen, M., Savidge, G., Henson, S., and Mayor, D. (2005). Diatom carbon export enhanced by silicate upwelling in the northeast Atlantic. *Nature,* **437**: 728-732.

Altabet, M.A. (1988). Variations in nitrogen isotopic composition between sinking and suspended particles: Implications for nitrogen cycling and particle transformation in the open ocean. *Deep Sea Res., Part A*, **35**: 535–554.

Altabet, M.A. (1996). Nitrogen and carbon isotopic tracers of the source and transformation of particles in the deep sea. *In*: Ittekkot, V., Schäfer, P., Honjo, S., Depetris, P.J., (Eds.), *Particle Flux in the Ocean.* V. I SCOPE 57. Wiley, Chichester: 155-185.

Altabet, M.A. (2001). Nitrogen isotopic evidence for micronutrient control of fractional NO_3^- utilization in the equatorial Pacific. *Limnol. Oceanogr.*, **46**(2): 368-380.

Altabet, M.A. and Francois, R. (1994). Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization. *Global Biogeochem. Cycles,* 8: 103-116.

Altabet, M.A., and Deuser, W.G. (1985). Seasonal variations in natural abundance of ^{15}N in particles sinking to the deep Sargasso Sea. *Nature,* **315**: 218-219.

Altabet, M.A., and McCarthy, J.J. (1985). Temporal and spatial variations in the natural abundance of [15] N in PON from a warm-core ring. *Deep-Sea Res.,* 32: 755-772.

Altabet, M.A., Deuser, W.G. Honjo, S., and Stienen, C. (1991). Seasonal and depth-related changes in the source of sinking particles in the North Atlantic. *Nature,* 354: 136-139.

Armstrong, F.A., Strearns, C.R., and Strickland, J.D.H. (1967). The measurements of upwelling and subsequent biological processes by means of a Technicon Autoanalyzer and associated equipment. *Deep Sea Research.,* **14**: 381-389.

Auad, G., and Martos, P. (2012). Climate variability of the northern Argentinean shelf circulation: impact on *Engraulis anchoita. International Journal of Ocean and Climate Systems,* **3** (1): 17-43.

Badin G., Williams, R.G., Holt, J.T., and Fernand, L.J. (2009). Are mesoscale eddies in shelf seas formed by baroclinic instability of tidal fronts?. *J. Geophys. Res*, Vol. **114**: C10021.

Bakun, A. (2006), Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: Opportunity, adaptive response and competitive advantage. *Sci. Mar.*, **70S2**: 105-122.

Banse, K. (1977). Determining the carbon to chlorophyll ratio of natural phytoplankton. *Mar. Biol.* **41**: 199-212.

Bates, N.R., Hansell, D.A., Bradley Moran, S., and Codispoti, L.A., (2005). Seasonal and spatial distribution of particulate organic matter (POM) in the Chucki and Beaufort Seas. *Deep-Sea Res.*, **52**: 3324-3343.

Belkin, I.M., Cornillon, P.C., and Sherman, K. (2009). Fronts in large marine ecosystems. *Progress in Oceanography,* **81** (1-4): 223-236.

Berasategui, A., Menu Marque, S., Gómez-Erache, M., Ramírez, F., and Mianzan, H. (2006). Copepod assemblages in a highly complex hydrographic region. *Estuarine. Coastal Shelf Science* **66**: 483–492.

Bertolotti, M.I., Brunetti, N.E., Carreto, J.I., Prenzki, L.B., and Sanchez, R.P. (1996). Influence of shelf-break fronts on shellfish and fish stocks off Argentina. ICES CM1996/S:41.

Biancalana, F., Dutto, M.S, Kopprio G.A., Lara, R.J., and Hoffmeyer, M.S. (2011). Variation in nitrogen and carbon isotopes in the Bahía Blanca

Estuary: Implications for ecological studies in a human-disturbed system. 5th International Zooplankton Production Symposium, Pucón-Chile.

Bianchi, A. Massonneau, A.,M., and Olivera, R.M. (1982). Análisis estadístico de las características T-S del sector austral de la plataforma continental argentina. *Acta Oceanogr. Argent.,* **3**(1), 93-118.

Bianchi, A., Bianucci, L., Piola, A., Ruiz Pino, D., Schloss, I., Poisson, A., and Balestrini, C. (2005). Vertical stratification and sea-air CO2 fluxes in the Patagonian shelf, *J. Geophys. Res.*, **110**, C07003, doi:10.1029/2004JC002488.

Bianchi, A.A., Ruiz Pino, D., Isbert Perlender, H.G., Piola, A.R., Osiroff, A.P., Segura, V., Lutz, V., Luz Clara, M., and Balestrini, C.F. (2009). Annual balance and seasonal variability of sea-air CO_2 fluxes in the Patagonian Sea: Their relationship with fronts and chlorophyll distribution. *Journal of Geophysical Research.* Vol114, C03018, doi, 10.1029/2008JC004854.

Bo Pedersen, F. (1994). The oceanographic and biological tidal cycle succession in shallow sea fronts in the North Sea and the English Channel. *Estuarine and Coastal Shelf Science,* **38**: 249-269.

Bode, A., Castro, C.G., Doval, M.D., and Varela, M. (2002). New and regenerated production and ammonium regeneration in the western Bransfield Strait region (Antarctica) during phytoplankton bloom conditions in summer. *Deep-Sea Research II,* **49**: 787-804.

Bordovskiy, O.K. (1965). Accumulation and transformation of organic substance in marine sediments. *Mar. Geol.,* **3**, 5-114

Borges M.E. 2006. *Ecología de las ostras en ambientes del sur bonaerense: Cultivo y manejo de sus poblaciones.* Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

Böttjer, D., and Morales, C.E. (2007). Nanoplanktonic assemblages in the upwelling area off Concepción (~36° S), central Chile: abundance and biomass during an annual cycle. *Progress in Oceanography*, **75**(3): 415-434

Brandhorst, W. and Castello, J.P. (1971). Evaluación de los recursos de anchoita (*Engraulis Anchoita*) frente a la Argentina y Uruguay I: Las condiciones oceanográficas, sinopsis del conocimiento actual sobre la

anchoita y el plan para su evaluación, *Proy. Des. Pesq. Ser. Inf. Tec.* **29**: 63 pp.

Brown, C.W. and Podestá, G.P. (1997). Remote sensing of coccolithophore blooms in the Southwestern Atlantic Ocean. *Remote Sens. Environ.*, **60**: 83-91.

Brunetti, N. and Ivanovic, M. (1992). Distribution and abundance of early life stages of squid *(Illex argentinus)* in the south-west Atlantic. ICES. *J. Mar. Sci.*, **49**: 175-183.

Brzezinski, M.A., Franck, V.M., and Sigmon, D.E. (2001). Silicon dynamics within an intense open-ocean diatom bloom in the pacific sector of the southern ocean. *Deep-Sea Res.*, **48**: 3997-4018.

Bustamante, R.H., and Branch, G.M. (1996). The dependence of intertidal consumers on kelp-derived organic matter on the west coast of South Africa. *J Exp Mar Biol Ecol,* **196**: 1-28.

Cabello-Pasini, A., Swift, H., Smith, G.J., and Alberte, R.S. (2001). Phosphoenolpyruvato carboxykinase from the marine diatom *Skeletonema costatum* and the phaeophyte *Laminaria setchellii* II. Immunological characterization and subcellular localization. *Bot. Mar.* **44**: 199-207.

Campo de Ferreras, A., Capelli de Steffens, A., and Diez, P. (2004). *El clima del Sudoeste bonaerense.* EdiUNS. Bahía Blanca, 105 pp.

Carreto, J.I., (2001). Los ecosistemas del Mar Argentino. *In*: Boschi, E., Carreto, J., Ramírez, F., Sorrarain, D., and Sánchez, F. (Eds.), *Ecosistemas del Mar Argentino, sectores y conjuntos pesqueros. Inf. Tec. Inst. Nac. Invest. Des. Pesq. Argentina*, **6**, 2-8.

Carreto, J.I., Benavides, H.R., Negri, R.M., and Glorioso, P.D. (1986). Toxic red-tide in the Argentine Sea. Phytoplankton distribution and survival of the toxic dinoflagellate Gonyaulax excavata in a frontal area. *J. Plankton Res.* **8**: 15-28.

Carreto, J.I., Lasta, M.L. Negri, R.M., and Benavides, H.R. (1981). Los fenómenos de marea roja y toxicidad de moluscos bivalvos en el Mar Argentino. *Inst. Nac. Invest. Des. Pesq.* **399**, 101 pp.

Carreto, J.I., Lutz V.A, Carignan, M.O., Colleoni, A.D.C, and De Marcos, S.G. (1995), Hydrography and chlorophyll-a in a transect from the coast to the shelf-break in the Argentinean Sea. *Cont. Shelf Res.*, **15**: 315-336.

Carreto, J.I., Verona, C.A., Casal, A.B., y Laborde, M.A. (1974). Fitoplancton, pigmentos y condiciones ecológicas del Golfo San Matías III. - Inst. Biol. Mar. Mar del Plata, Contr. **237**. Informe 10 de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires: 49-76.

Cepeda, G. (2006). Variación espacial de la biodiversidad mesozooplanctónica en un sector de la plataforma costera bonaerense (34°-41°S). Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Mar del Plata, Mar del Plata, 44 pp.

Charpy, L.J., Charpy-Roubaud, C.J., and Pizarro, M.J. (1980). La production primaire des aux du Golfe San José (Péninsule Valdés, Argentine). I. Parametres physiques et teneurs en sels miéraux. *Hidrobiologia*, **75** (3): 209-214.

Charpy-Roubeaud, C.J., Charpy, L.J., Maestrini, S., and Pizarro, M. (1978). Etude de la production primaire des eaux des golfes Nord-Patagoniques (Argentine). Estimation de la fertilite potentielle au moyen de test biologiques. *C.R. ACD. SC. Paris, Serie D, Tomo,* **287**: 1031-1034.

Christian, J.R. and Anderson, T.R.. 2002 Modeling DOM biogeochemistry. In: Hansell, D.A., Carlson, C.A., (Eds.) Biogeochemistry of marine dissolved organic matter. San Diego CA, USA, Academic Press, 717-756, 774pp.

Cifuentes, L.A. (1991). Spatial and temporal variations in terrestrially derived organic matter from sediments of the Delaware estuary. *Estuaries,* **14**: 235-246.

Clarke, K.R., and Warwick, R.M. (1994). *Change in Marine Communities:An Approach to Statistical Analysis and Interpretation, 1st edition:* Plymouth Marine Laboratory, Plymouth, UK.

Cloern, J.E., Canuel, E.A., and Harris, D. (2002) Stable carbon isotope composition of aquatic and terrestrial plants of the San Francisco Bay estuarine system. *Limnol Oceanogr,* **47**: 713-729.

Copin-Montegut, C. and Copin-Montegut, G., (1983). Stoichiometry of carbon, nitrogen, and phosphorus in marine particulate matter. *Deep Sea Res.*, **30**: 31-46.

Cuadrado, D.G, Piccolo, M.C., and Perillo, G.M.E. (2002). Hydrography of the inner shelf offshore Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Thalassas*, **18**(1): 45-56.

Cuadrado, D.G., and Perillo, G.M.E., (1990). Nearsurface suspended sediments in Monte Hermoso beach (Argentina): II. Statistical Analysis. *Journal of Coastal Research*, **6**(4): 991-998.

Cullen, J.J. (1982). The deep chlorophyll maximum: comparing vertical profiles of chlorophyll a. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, **39** (5): 791-803.

Daneri, G., Dellarosa, V., Quiñones, R., Jacob, B., Montero, P., and Ulloa, O. (2000). Primary production and community respiration in the Humboldt Current System off Chile and associated oceanic areas. *Marine Ecology Progress Series,* **197**: 41-49.

De Long, E.F., Wu, K.Y., Prezelin, B.B., and Jovine, R.V.M. (1994). High abundance of Archaea in marine picoplankton. *Nature,* **371**: 695-687.

Dehairs, F., Kopczynska, E., Nielsen, P., Lancelot, C., Batiker, D., Koeve, W., and Goeyens, L. (1997). $\delta^{13}C$ of Southern Ocean suspended organic matter during spring and early summer: regional and temporal variability. *Deep Sea Res. II,* **44**: 129-142.

Delgado, A.L. (2013). Estudio integrado ambiental de la plataforma continental interior y media de la zona de El Rincón, Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca 1-191..

Dittmar, T., Lara, R.J., and Kattner, G. (2001). River or mangrove? Tracing major organic sources in tropical Brazilian coastal waters. *Marine Chemistry,* **73**: 253-271.

Dogliotti, A.I., Schloss, I.R., Almandoz, G.O., and Gagliardini, D.A. (2009). Evaluation of SeaWIFS and MODIS chlorophyll-a products in the Argentinean Patagonian continental shelf (38°S-55°S). *International Journal of Remote Sensing*, **30** (1): 251-273.

Dugdale, R.C., and Goering, J.J. (1967). Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr.* **12**: 196-206.

Duggins, D.O., Simenstad, C.A., and Estes, J.A. (1989). Magnification of secondary production by kelp detritus in coastal marine ecosystems. *Science,* **245**: 170-173.

Dussart, B.H. (1965). Les differentes categories de plancton. *Hydrobiologia* **26:** 72-74.

Duursma, E.K., and Dawson, R. (1981). Marine organic chemistry. *Oceanogr.*, **31**: 521 p.

Duysens, L.N.M. (1956). The flattening of the absorption spectrum of suspensions, as compared to that of solutions. *Biochim. Biophys. Acta,* **19**: 1-12.

Eberlein, K., and Kattner, G. (1987). Automatic method for the determination of orthophosphate and total dissolved phosphorus in the marine environment. *Fresenius Journal of Analytical Chemistry,* **326**: 354-357.

Emerson, S.P., Quay, P., Stump, C., Wilbur, S., and Knox, M. (1991). O_2, Ar, N_2 and ^{222}Rn in surface waters of subarctic ocean: net biological O_2 production. *Global Biogeochemical Cycles*, **5**: 49-69.

Eppley, R.W., and Peterson, B.J. (1979). Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, **282**: 677-680.

Erickson, D.J., Hernandez, J.L., Ginoux, P., Gregg, W.W., McClain, C., and Christian, J. (2003). Atmospheric iron delivery and surface ocean biological activity in the Southern Ocean and Patagonian region. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(12): 1609.

Esteves, J.L. y Amin, O. (2004). Evaluación de la contaminación urbana de las Bahías de Ushuaia, Encerrada y Golondrina (Provincia de Tierra del Fuego, Antártica e Islas del Atlántico Sud). Consolidación e Implementación del Plan de la Zona Costera Patagónica (PMZCP)-ARG/02/G31-GEF/PNUD, CD-ROM, p. 64.

Esteves, J.L., Solís, M., Gil, M., Santinelli, N., Sastre, V., González-Raies C., Hoffmeyer, M., y Commendatore, M. (1997). Evaluación de la contaminación urbana de la Bahía Engano (Provincia del Chubut). ISSN N° 0328 – 462X. 1-32.

Faganeli, J., Malej, A., Pezdic, J., and Malacic, V. (1988). C:N:P ratios and stable C isotopic ratios as indicators of sources of organic matter in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic). *Oceanol Acta,* **11**, 377-382.

Fagerbakke, K.M., Heldal, M., and Norland, S. (1996). Content of carbon, nitrogen, oxygen, sulfur and phosphorus in native aquatic and cultured bacteria. *Aquat Microb Ecol.*, **10**: 15-27

Falkowski, P.G. (2000). Rationalizing elemental ratios in unicellular algae. *J. Phycol.* **36**: 3-6.

Fedorov, K.N. (1986). The Physical Nature and Structure of Oceanic Fronts, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, 333 pp

Ferreira, A., Garcia, V.M., and Garcia, C.A. (2009). Light absorption by phytoplankton, nonalgal particles and dissolved organic matter at the Patagonia shelf-break in spring and summer. *Deep-Sea Research I,* **59**: 2162-2174.

Fogel, M.L., and Cifuentes, L.A. (1993). Isotope fractionation during primary production, p. 73-98. *In*: Engel, M.H., and Macko, S.A. (Eds.), *Organic Geochemistry*. Plenum Press.

Fontugne, M.R., and Duplessy, J.C. (1981). Organic carbon isotopic fractionation by marine plankton in the temperature range -1 to 31°C. *Oceanol. Acta* **4**: 85-90.

Fontugne, M.R., and Jouanneau, J. (1987). Modulation of the particulate organic carbon flux to the ocean by macrotidal estuary-evidence from measurements of carbon isotopes in organic matter from the Gironde system. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **24**: 377-387.

Forbes, M.C., and Garraffo Z.D. (1988). A Note on the Mean Seasonal Transport -on the Argentinian Shelf. *J. Geophys. Res.,* **93**(C3): 2311-2319.

Forsberg, B.R., Arauho-Lima, C.A.R.M., Martinelli, L.A., Victoria, R.L., and Bonassi, J.A. (1993). Autotrophic carbon sources for fish of the central Amazon. *Ecology*. **74**: 643-652.

Freije, R.H y Marcovecchio, J.E. (2004). Oceanografía química del estuario de Bahía Blanca. En: Piccolo, M.C. y Hoffmeyer, M. (Eds.). El ecosistema del estuario de Bahía Blanca. IADO, Bahía Blanca (Argentina), Cap. 8: 69-78. (ISBN 987-9281-96).

Fry, B. (1988). Food web structure on Georges Bank from stable C, N, and S isotopic compositions. *Limnol Oceanogr,* **33**: 1182-1190.

Fry, B., and Sherr, E.B. (1984). $\delta^{13}C$ measurements as indicators of carbon flow in marine and freshwater ecosystems. *Contribution in Marine Science,* **27**: 13-47.

Fry, B., and Wainwright, S.C. (1991). Diatom sources of ^{13}C-rich carbon in marine food webs. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **76**: 149-157.

Garcia, C.A.E., Sarma, Y.V.B., Mata, M.M., and Garcia, V.M.T. (2004). Chlorophyll variability and eddies in the Brazil–Malvinas Confluence region, *Deep-Sea Res. II*, **51**: 159-172.

Garcia, V.M.T., Garcia, C.A.E., Mata, M.M., Pollery, R., Piola, A.R., Signorini, S., and McClain, C.R. (2008). Environmental factors controlling the phytoplankton blooms at the Patagonia shelfbreak in spring, *Deep-Sea Res. I*, **55**: 1150-1166.

Garibotti, I.A., Ferrario, M.E., Almandoz, G.O., and Castaños, C. (2011). Seasonal diatom cycle in Anegada Bay, El Rincón estuarine system, Argentina. *Diatom Research*, Vol. 26, **2**: 227-241

Geider, R.J., and La Roche, J. (2002). Redfield revisited: variability in the N:P ratio of phytoplankton and its biochemical basis. *European Journal of Phycology*, **37**: 1-17.

Glorioso, P.D., and Flather, R.A. (1995). A barotropic model of the currents off SE South America. *J. Geophys. Res.*, **100**: doi: 10.1029/95JC00942. issn: 0148-0227.

Goericke R., Montoya J.P., and Fry, B. (1994). Physiology of Isotopic Fractionation in Algae and Cyanobacteria. *In:* K. Lajtha and Michener, R.H. (Eds.). *Stable Isotopes in Ecology and Environmental.* Blackwell Sci. Publ. 199-233 pp.

Goeyens, L., Sorensson, F., Treguer, P., Morvan, J., Panouse, M., and Dehairs, F. (1991). Spatiotemporal variability of inorganic nitrogen stocks and uptake fluxes in the Scotia-Weddell Confluence area during November and December 1988. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **77**: 7-19.

Gorsky, G., Dallo, S., Sardou, J., Fenaux, R., Carré, C., and Palazzoli, I. (1988). C and N composition of some northwestern Mediterranean zooplankton and micronekton species. *J Exp Mar Biol Ecol.*, **124**: 133-144

Govindjee. (1995). Sixty-three years since Kautsky: Chlorophyll a fluorescence. Aust. *J. Plant. Physiol.*, **22**: 131-160.

Grasshoff, K., Ehrhardt, M., and Kremling, K. (1983). Methods of Seawater Analysis. Verlag Chemie, Weinheim, 419 pp.

Gregg, W.W., Casey, N.W., and McClain, C.R. (2005). Recent trends in global ocean chlorophyll. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L03606. doi:10.1029/2004GL021808.

Grimm, A.M., Barros, V.R., and Doyle, M.E. (2000). Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, **13**: 35-58.

Guerrero, M.A., and Jones, R.D. (1996). Photoinhibition of marine nitrifying bacteria. I. Wavelength-dependent response. *Mar Ecol Prog Ser,* **141**: 183-192.

Guerrero, R.A. (1998). Oceanografía física del estuario del Río de la Plata y el sistema costero de El Rincón. Noviembre, 1994. *INIDEP Informe Técnico,* **21**, 29-54.

Guerrero, R.A., and Piola A.R. (1997). Masas de agua en la plataforma continental. *In*: Boschi, E.E. (Ed.). El Mar Argentino y sus recursos pesqueros: Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y características ambientales 1, pp. 107-118. Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero. Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina.

Hasegawa, T., Koike, I., and Mukai, H. (2001). Fate of food nitrogen in marine copepods. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **210**: 167-174.

Hedges, J.I., and Mann, D.C. (1979). The characterization of plant tissues by their lignin oxidation products. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**: 1803-1807.

Hessen, D.O., Andersen, T., Brettum, P., and Faafeng, B.A. (2003). Phytoplankton contribution to sestonic mass and elemental ratios in lakes: Implications for zooplankton nutrition, *Limnol. Oceanogr.*, **48**: 1289-1296.

Hoch, M.P., Snyder, R.A. Cifuentes, L.A., and Coffin, R.B. (1996). Stable isotope dynamics of nitrogen recycled during interactions among marine bacteria and protists. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **132**: 229-239.

Hoering, T.C., and Ford, H.T. (1960). The isotope effect in the fixation of nitrogen by Azotobacter, *J. Am. Chem. Soc.,* **82**: 376-378.

Hoffman, J.A.J., Núñez, M.N., and Piccolo, M.C. (1997). Características climáticas del océano Atlántico Sudoccidental. *In*: E. Boschi (ed). El Mar Argentino y sus recursos pesqueros: Antecedentes históricos de las

exploraciones en el mar y características ambientales 1, pp. 163-193. Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero. Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina.

Hoffmeyer, M.S., Menéndez, M.C., Biancalana, F., Nizovoy, A.M., and Torres, E.R. (2009). Ichthyoplankton spatial pattern in the inner shelf off Bahía Blanca Estuary, SW Atlantic Ocean. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **84**: 383-392.

Holmes, M.E., Eichner, C., Struck, U., and Wefer, G. (1999). Reconstruction of surface ocean nitrate utilization using stable nitrogen isotopes in sinking particles and sediments, p. 447-468. *In*: G. Fischer and G. Wefer, (Eds.). *Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Springer.*

Holm-Hansen, O., Lorenzen, C.J., Holmes, R.W., and Strickland, J.D.H. (1965). Fluorometric determination of chlorophyll. *Journal du Conseil, Conseil International pour l'Exploration de la Met*, **30**: 3-15.

Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, http://inta.gob.ar/

Kantha, L.H., Tierney, C., Lopez, J.W., Desai, S.D., Parke, M.E., and Drexler, L. (1995). Barotropic tides in the global ocean from a nonlinear tidal model assimilating altimetric tides: 2. Altimetric and geophysical implications. *J Geophys Res.*, **100**: 25309-25317.

Kattner, G., and Becker, H. (1991). Nutrients and organic nitrogenous compounds in the marginal ice zone of the Fram Strait. *J. Mar. Syst.*, **2**: 385-394.

Keil, R.G., and Kirchman, D.L. (1994). Abiotic transformation of labile protein to refractory protein in sea water. *Mar. Chem.* **45**: 187-196.

Keil, R.G., Montluçon, D.B., Prahl, F.G., and Hedges, J.I. (1994). Sorptive preservation of labile organic matter in marine sediments. *Nature,* **370**, 549-552.

Keller, K., and Morel, F.M.M. (1999). A model of carbon isotopic fractionation and active carbon uptake in phytoplankton. *Mar. Ecol. Progr. Ser.*, **182**: 295-298.

Kempe, S. (1982). Valdivia Cruise, October 1981: carbonate equilibria in the Estuaries of Elbe, Weser, Ems and in the Southern German Bight. Mitt. *Geol.-Palänont. Inst. Univ. Hamburg.*, **52**: 719-742.

Kneib, R.T. (2000). Salt marsh ecoscapes and production transfers by estuarine nekton in the southeastern United States. *In*: Weinstein, M.P., and Kreeger, D.A. (Eds.). *Concepts and Controversies in Tidal Marsh Ecology*, Kluwer Academic Publishers, The Netherland, 267-291 pp.

Koeve, W. (2004). Spring bloom carbon to nitrogen ratio of net community production in the temperate N. Atlantic. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, **51**(11), 1579-1600.

Koroleff, F. (1969). Direct determination of ammonia in natural waters as indophenol blue. *Meeting of the International Council for the Exploration of the Sea* CM.-ICES/C:9.

Körtzinger, A., Hedges, J. I., and Quay, P.D. (2001). Redfield ratios revisited: Removing the biasing effect of anthropogenic CO_2. *Limnol. Oceanogr.*, **46**, 964-970.

Krepper, R.C., and Rivas, A. (1979). Dinámica de las aguas costeras en Golfo Nuevo. Parte I: Medición con superficies derivantes. *Acta Oceanographica Argentina*, **2**: 83-104.

Lancelot, C., and Billen, G., (1985). Carbon-nitrogen relationship in nutrient metabolism of coastal marine ecosystems. Adv. *Aquatic Microbiol.* **3**, 263-321.

Lara, R.J. (2000). Humic substances in the marine environment: characteristics and role in the cycling of nitrogen, carbon and xenobiotics. Posdoctoral Habilitation Thesis, Universität Bremen, Germany, 156 pp.

Lara, R.J., Alder, V., Franzosi, C.A., and Kattner, G., (2010). Organic matter in surface seston from the SW Atlantic and Southern Ocean: Impact of nutrient and phytoplankton features on stable isotope signature. *Journal of Marine Systems* **79**, 199-209.

Lara, R.J., and Cohen, M.C.L. (2009). Palaeolimnological studies confirm secular climate fluctuations in Amazonia inferred from ancient maps. *Climatic Change,* **94**: 399-408.

Lara, R.J., and Thomas, D.N. (1995). Formation of recalcitrant organic matter: Humification dynamics of algal derived dissolved organic carbon and its hydrophobic fractions. *Mar. Chem.* **51**: 193-199.

Lasta, C.A., and Acha, E.M. (1996). Cabo San Antonio: Su importancia en el patrón reproductivo de peces marinos. *Publ. Com. Téc. Mixta Frente Marít.*, **16**: 39-45.

Laws, E.A., Popp, B.N., Bidigare, R.R., Riebesell, U., Burkhardt. S., and Wakeham, S.G. (2001). Controls on the molecular distribution and carbon isotopic composition of alkenones in certain haptophyte algae. *Geochem. Geophys.* Geosyst. **2** : doi:10.1029/2000GC000057.

Laws, E.A., Popp, B.R., Bidigare, R.R., Kennicutt, M.C., and Macko, S.A., (1995). Dependence of phytoplankton carbon isotopic composition on growth rate and $[CO_2]_{aq}$: Theoretical considerations and experimental results. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* **59**, 1131-1138.

Lee, C., and Cronin, C. (1982). The vertical flux of particulate organic nitrogen in the sea: decomposition of amino acids in the Peru upwelling area and the equatorial Atlantic. *J. Sea Res.* **40**: 231-251.

Lee, S., and Fuhrman, J.E. (1987). Relationships between biovolume and biomass of naturally derived marine bacterioplankton. *Applied and Environmental Microbiology*, **53** (6), 1298-1303.

Lentini, C.A.D., Podestá, G.G., Campos, E.J.D., and Olson, B.D. (2001). Sea surface temperature anomalies on the Western South Atlantic from 1982 to 1994. *Continental Shelf Research*, **21**: 89-112.

Levin, L., Boesch, D., Covich, A., Dahm, C., Erseús, C., Ewel, K., Kneib, R., Moldenke, A., Palmer, M., Snelgrove, P., Strayer, D., and J. Weslawski. (2001). The function of marine critical transition zones and the importance of sediment biodiversity. *Ecosystems*, **4**: 430-451.

Li, Y.H., Karl, D.M., Winn, C.D., Mackenzie, F.T., and Gans, K. (2000). Remineralization ratios in the Subtropical North Pacific Gyre, Aqua. *Geochem.*, **6**, 65-86.

Libes, S.M., and Deuser, W.G. (1988). The Isotope Geochemistry of Particulate Nitrogen in the Peru Upwelling Area and the Gulf of Maine. *Deep-Sea Research*, **35**: 517-533.

Loder, J., Petrie, B., and Gawarkiewicz, G. (1998). The coastal ocean off northeastern North America: a large-scale view. *In*: Robinson, A.R., and Brink, K.H. (Eds.). *The Sea*, vol. 11. pp. 105-133.

Loisel, H., Mériaux, X., Berthon, J.F., and Poteau, A. (2007). Investigation of the optical backscattering to scattering ratio of marine particles in

relation to their biogeochemical composition in the eastern English Channel and southern North Sea. *Limnol. Oceanogr.* **52**(2), 739-752.

Loisel, H., Poteau, A., Artigas, L.F., Lubac, B., Gardel, A., Cafflaud, J., and Lesourd, S. (2009). Analyze of the inherent optical properties of French Guiana coastal waters for remote sensing applications. *Journal of Coastal Research*, **56**, 1532-1536.

Lonardi, A.G., and Ewing, M. (1971). Sediment transport distribution in the Argentine Basin 4. Bathymetry of the continental margin, Argentine Basin and other related province, canyons and sources of sediment. *In*: Ahrens, L.H., et al. (Eds.). *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 8, Pergamon Press, Elmsford, New York, 79-121 pp.

Longhurst, A. (1998). The Ecological Geography of the Sea. Academic Press, Elsevier, Amsterdam, New York, 424pp.

Lourey, M.J., Trull, T.W., and Tilbrook, B. (2004). Sensitivity of delta ^{13}C of Southern Ocean suspended and sinking organic matter to temperature, nutrient utilization and atmospheric CO2. *Deep-Sea Res. I*, **51**: 282-305.

Lucas, A.J., Guerrero, R.A., Mianzán, H.W., Acha, E.M., and Lasta, C.A. (2005). Coastal oceanographic regimes of the Northern Argentine Continental Shelf (34-43°S). *Estuarine, Coastal and Shelf Science,* **65**: 405-420.

Lutz, V.A., and J.I. Carreto. (1991). A new spectrofluo-rometric method for the determination of chlorophylls and degradation products and its application in two frontal areas of the Argentine Sea. *Cont. Shelf Res.*, **11**: 433-451.

Lutz, V.A., Segura, V., Dogliotti, A.I., Gagliardini, D.A., Bianchi, A.A., and Balestrini, C.E., (2010). Primary production in the Argentine Sea during spring estimated by field and satellite models. *Journal of Plankton Research*, **32** (2): 181-195.

Lutz, V.A., Subramaniam, A., Negri, R.M., Silva, R.I., and Carreto, J.I. (2006) Annual variations in bio-optical properties at the 'Estación Permanente de Estudios Ambientales (EPEA)' coastal station, Argentina. *Cont. Shelf. Res.*, **26**: 1093-1112.

Mackenzie, F.T., Brewers, J.M., Charlson, R.J., Hoffman, E.E., Knauer, G.A., Kraft, J.C., Nothig, E.M., Quack, B., Walsh, J.J., Whitfield, M., and Wollast, R.M. (1991). What is the importance of coastal margins

processes in Global Change? *In*: Mantoura, R.F., Martin, J.M., Wollast, R.M., (Eds.). *Margin Processes in Global Change.* John Wiley and Sons, Chichester., 433-454.

Macko, G.A., Entzeroth, L., and Parker, P.L. (1984). Regional differences in nitrogen and carbon isotopes on the continental shelf of the Gulf of Mexico. *Naturwissenschaften*, **71**: 374-375.

Macko, S.A., and Estep, M.F. (1984). Microbial alteration of stable nitrogen and carbon isotopic composition fos organic matter. *Org. Geochem.*, **6**: 787-790.

Maksymowska, D., Richard, P., Piekarek-Jankowska, H., and Riera, P. (2000). Chemical and isotopic composition of the organic matter sources in the Gulf of Gdansk (southern Baltic Sea). *Estuar Coast Shelf Sci*, **51**: 585-598.

Mann, K.H. (1992). Physical influences on biological processes: how important are they? Benguela trophic functioning. *In*: Payne, A.L., Mann, K.H., and Kilborn, R. (Eds.). *S. Sfr. J. Mar. Sci.*, **12**, 107-121.

Mann, K.H., and Lazier, J.R.N. (1996). Dynamics of marine ecosystem. Biological-physical interactions in the oceans. Blackwell Science Publications, Cambridge, USA.

Mann, K.H., and Lazier, J.R.N. (2006). Dynamics of Marine Ecosystems. *Biological–Physical Interactions in the Oceans*, 3rd ed. (Cambridge, MA: Blackwell Science).

Marcovecchio, J. y Freije, R.H. (2004). Efectos de la intervención antrópica sobre sistemas marinos costeros: el estuario de Bahía Blanca. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* (ANCEFN), Argentina, **56**: 115-132.

Margalef, R. (1962). Succession in marine populations. *Advancing frontiers of plant sciences*, **2**: 137-186.

Margalef, R. (1963). On certain unifying principles in ecology. *American Naturalist*, **97**: 357-374.

Margalef, R. (1997). Red Tides and ciguatera as successful ways in the evolution and survival of an admirable old phylum. *In*: Reguera, B., Blanco, J., Fernández, M.L., and Wyatt, T. (Eds.). *Harmful Algae, Proc. of the VIII International Conference on Harmful Algae.* Vigo, Spain.

Xunta de Galicia Integovernmental Oceanographic Comission of Unesco, Santiago de Compostela pp. 3-7.

Margalef, R., y Vives, F. (1972). La vida suspendida en las aguas. En: Gines, H., and Margalef, R. (Eds.). *Ecología Marina.* Fundación Lasalle Ciencias Naturales Monograph **14**. 493-652.

Mariotti, A., Germon, J.C., Hubert, P., Kaiser, P., Letolle, R., Tardieux, A., and Tardieux, P. (1981). Experimental determination of nitrogen kinetic isotope fractionation: some principles; illustration for the denitrification and nitrification processes. *Plant Soil,* **62**: 413-430.

Mariotti, A., Lancelot, C., and Billen, G. (1984). Natural isotopic composition of nitrogen as a tracer of origin for suspended organic matter in the Scheldt estuary, *Geochim. Cosmochim. Acta,* **48**: 549-555.

Marrari, M., Signorini, S., Mc Clain, C., Pájaro, M., Martos, P., Viñas, M.D., Hansen, J., Di Mauro, R., Cepeda, G., and Buratti, C. (2013). Reproductive success of the Argentine anchovy, Engraulis anchoita, in relation to environmental variability at a mid-shelf front (Southwestern Atlantic Ocean). *Fish. Oceanogr.*, **22**(3): 247-261.

Marrari, M., Viñas, M.D., Martos P., and Hernández, D., (2004). Spatial patterns of mesozooplankton distribution in the Southwestern Atlantic Ocean (34-41°S) during austral spring: relationship with the hydrographic conditions. *Journal of Marine Science,* **61**(4), 667-679.

Martos, P., and Piccolo, M.C. (1988). Hydrography of the Argentine Continental Shelf between 38° and 42°S, *Cont. Shelf Res.,* **8**: 1043-1056,

Martos, P., Hansen, J.E., Negri, R.M., y Madirolas, A. (2005). Factores Oceanográficos relacionados con la abundancia relativa de anchoíta sobre la plataforma bonaerense (34°–41°S) durante la primavera. *Revista de Investigación y Desarrollo Pesquero,* **17**: 5-33.

Martos, P., y Sánchez, R. (1997). Caracterización oceanográfica de regiones frontales en la plataforma Patagoniana en relación con áreas de desove y cría de la anchoíta *(Engraulis anchoita).* Abstracts *Coloquio Argent. Oceanografía.* IAPSO–IADO (Conicet), Bahía Blanca, Argentina. 30 p.

Massana, R., Murray, A.E. Preston, C.M., and De Long, E.E. (1997). Vertical distribution and phylogenetic characterization of marine planktonic

Archaea in the Santa Barbara Channel. *Appl. Environ. Microbial.* **63**: 50-56.

Matano R.P., Palma E.D., and Piola A.R. (2010). The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the southwestern Atlantic shelf circulation. *Ocean Sci. Discuss.*, **7**: 1-35.

Matano, R.P., and Palma, E.D. (2008). On the upwelling of downwelling currents. *J. Phys. Oceanogr.*, **38**: 2482-2500.

Mayer, L.M. (1995). Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis a comment. *Mar. Chem.*, **49**: 123-126.

Mercado, J.M., Ramírez, T., Cortés, D., and Liger, L. (2010). Isotopic composition of particulate organic nitrogen and its relationship to nitrate assimilation in the Mediterranean Sea. *Scientia Marina*, **74**(4): 745-753.

Miller, T.W., Brodeur, R.D., and Rau, G.H. (2008). Carbon stable isotopes reveal relative contribution of shelf-slope production to the Northern California Current pelagic community. *Limnol Oceanogr,* **53**: 1493-1503.

Millero, F.J. (2006). Chemical Oceanography. Third Edition. CRC Taylor and Fracnis (Eds.), 496 pp.

Minagawa, M., and Wada, E. (1984) Stepwise enrichment of δ15N along food chains: further evidence and the relation between δ15N and animal age. *Geochim Cosmochim Act*a, **48**: 1135-1140.

Mobley, C.D. (1994). Light and water, radiative transfer in natural waters. Academic Press Inc., San Diego, California, pp. 579.

Möller Jr. O.O., Piola, A.R., Freitas, A.C., and Campos, E.J.D. (2008). The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research*, **28**: 1607-1624.

Møller, E.F., Thor, P., and Nielsen, T.G. (2003). Production of DOC by *Calanus finmarchicus, C. glacialis* and *C. hyperboreus* through sloppy feeding and leakage from fecal pellets. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **262**: 185-191.

Montoya, J.P., and Mc Carthy, J.J. (1995). Isotopic fractionation during nitrate uptake by marine phytoplankton grown in continuous culture. *J. Plankton Res.,* **17**: 439-464.

Müller, P.J. (1977). C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays, *Geochim. Cosmochim. Acta,* **41**, 765-776.

Nagy, G.J., Gómez-Erache, M., López, C.H., and Perdomo, A.C. (2002). Distribution patterns of nutrients and symptoms of eutrophication in the Río de la Plata estuarine system. *Hydrobiologia*, **475/476**: 125-139.

Needoba, J.A., Waser, N.A., Harrison, P.J., and Calvert, S.E. (2003). Nitrogen isotope fractionation in 12 species of marine phytoplankton during growth on nitrate. *Marine Ecol Prog Ser.,* **255**: 81-91.

Negri, R.M., Benavidez, H.R., and Carreto, J.I. (1988). Algunas características del florecimiento del fitoplancton en el Frente del Río de la Plata II; asociaciones fitoplanctónicas. *Publicaciones de la Comisión Técnica Mixta del Frente Marítimo,* **4**: 151-160.

Neukermans, G., Loisel, H., Mériaux, X., Astoreca, R. and McKee, D. (2012). In situ variability of mass-specific beam attenuation and backscattering of marine particles with respect to particle size, density and composition. *Limnol. Oceanogr.*, **57**(1): 124-144.

NOAA/ National Weather Service, http://www.cpc.ncep.noaa.gov/

Odum, E.P. (1969). The strategy of ecosystem development. *Science,* **164**: 262-270.

Odum, E.P. (1992). Great ideas in ecology for the 1990?. *BioScience,* **42**: 542-545.

Olguín, H., and Alder, V.A. (2004). Distribución de diatomeas en el Mar Argentino y océano Antártico (verano austral 2002). V Simposio. Antártico y I Latinoamericano sobre investigaciones antárticas. http://www.dna.gov.ar/ CIENCIA/ SANTAR04/CD/PDF/201BF.PDF.

Olson, D.B., (2002). Biophysical dynamics of ocean fronts. *In*: Robinson, A.R., McCarthy, J.J., and Rothschild, B.J. (Eds.). *The Sea 12.* Biological-Physical Interactions in the Sea. Wiley, New York, pp. 187-218.

Olson, D.B., Hitchcock, G.L., Mariano, A.J., Ashjian, C.J., Peng, G., Nero, R.W., and Podestá, G.P. (1994). Life on the edge: marine life and fronts. *Oceanography*, Vol. 7, **2**: 52-60.

Olson, R.J. (1981). Differential photoinhibition of marine nitrifying bacteria: a possible mechanism for the formation of the primary nitrite maximum. *J Mar Res.*, **39**: 227-238.

Omta, A.W., Bruggeman, J., Kooijman, S.A.L.M., and Dijkstra, H.A. (2006). Biological carbon pump revisited: Feedback mechanisms between climate and the Redfield ratio. *Geophys. Res. Lett.*, **33**: L14613.

Ortega, L., and Martínez, A. (2007). Multiannual and seasonal variability of water masses and fronts over the Uruguayan shelf. *J Coast Res* **23**: 618-629.

Ostrom N.E., Long D.T., Bell E.M., and Beals, T. (1998). The origin and cycling of particulate and sedimentary organic matter and nitrate in Lake Superior. *Chem. Geol.* **152**(1–2): 13-28.

Overman, N.C., and Parrish, D.L. (2001). Stable isotope composition of walleye: ^{15}N accumulation with age and area-specific differences in $\delta^{15}N$. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science.* **58**: 1253-1260.

Pájaro, M., Martos, P., Leonarduzzi, E., Macchi, G., Díaz, M., and Brown, D. (2008). Estrategia de puesta de la anchoita (*Engraulis anchoita*) en el mar argentino y zona común de pesca argentino-uruguaya. *Informe técnico Oficial INIDEP*, **11**, 14 pp.

Palma, E.D., Matano, R.P., and Piola, A.R. (2004a), A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing. *J. Geophys. Res.*, **109**: C08014, doi:10.1029/2004JC002315.

Palma, E.D., Matano, R.P., and Piola, A.R. (2008). A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing, *J. Geophys. Res.*, **113**, C11010.

Palma, E.D., Matano, R.P., Piola, A.R., and Sitz, L. (2004b). A comparison of the circulation patterns over the Southwestern Atlantic Shelf driven by different wind stress climatologies. *Geophys. Res. Lett.*, **31**: L24303. doi:10.1029/2004GL021068.

Paparazzo, F.E. (2011). Distribución espacio-temporal de nutrientes en el Mar Argentino, Pasaje Drake y Península Antártica. Tasa de

incorporación por fitoplancton. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires, 1-187.

Paparazzo, F.E., Bianucci, L., Schloss, I.R., Almandoz, G.O., Solís, M., and Esteves, J.L. (2010). Cross-frontal distribution of inorganic nutrients and chlorophyll-*a* on the Patagonian Continental Shelf of Argentina during summer and fall. *Revista de Biología Marina y Oceanografía,* **45**(1): 107-119.

Parker, G., Paterlini, C.M., y Violante, R.A. (1997). El Fondo Marino, En: El Mar Argentino y sus recursos pesqueros. En: Boschi E.E. (Ed.), INIDEP, Tomo 1. Mar del Plata, Argentina.

Pedlosky, J. (1979). Geophysical Fluid Dynamics. New York: Springer-Verlag. 624 pp.

Perillo, G.M.E. (1989). A new geodynamic definition of estuaries. *Revista Geofísica* , **31**: 281-287.

Perillo, G.M.E., and Cuadrado, D.G. (1990). Nearsurface suspended sediments in Monte Hermoso beach (Argentina): I. Descriptive characteristics. *Journal of Coastal Research,* **6**(4), 981-990.

Perrota, R.G., Tringali, L.S, y Lasta, C.A. (1997). Una aplicación de las imágenes satelitales para mejorar la explotación de la caballa (*Scomber japonicus*) en las zonas de mar del Plata (38°S) y el Rincón (39°S). Contribución INIDEP, **1019**. 10 pp.

Perrotta, R.G., Viñas, M.D., Hernandez, D.R., and Tringali, L. (2001). Temperature conditions in the Argentine chub mackerel (*Scomber japonicus*) fishing ground: implications for fishery management. *Fisheries Oceanography*, **10**: 275-283.

Perrotta, R.G., Viñas, M.D., Madirolas, A.O., Reta, R., Akselman, R., Castro Machado, F.J., Garciarena, A.D, Macchi, G.J., Moriondo, Danovaro P., Llanos, V., y Urteaga, J.R. (2003). La caballa (*Scomber japonicus*) y las condiciones del ambiente en el área "El Rincón" (39°40'-41°30'S) del Mar Argentino. *INIDEP INF. TÉC.,* **54**: 1-25.

Peterson, B.J., and Fry, B. (1987). Stable isotopes in ecosystem studies. *Annu Rev Ecol Syst.*, **18**: 293-320.

Peterson, R.G., and Whitworth III, T., (1989). The Subantarctic and Polar Fronts in relation to the deep water masses through the

Southwestern Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **94** (C8), 10817–10838.

Piccolo, M.C. (1998). Oceanography of the western south Atlantic continental shelf from 33 to 55°S. Coastal segment (S,W). *In*: Robinson, A.R., and Brink, K.H. (Eds.), *The Sea*. Volumen 11. John Wiley and Sons, Inc: 253-271 pp.

Piola A.R., and Rivas, A.L. (1997). Corrientes en la Plataforma Continental, En: El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros. En: Boschi, E.E. (Ed.) *INIDEP*, **1**: 119-132.

Piola, A.R., and Gordon, A.L. (1989). Intermediate waters in the southwest South Atlantic. *Deep-Sea Research,* **36**, 1-16.

Piola, A.R., and Matano, R.P. (2001). The South Atlantic Western Boundary Currents Brazil/Falkland (Malvinas) Currents. *In*: Steele, J.M., Thorpe, S.A., and Turekian, K.K. (Eds.). *Encyclopedia of Ocean Sciences*, **1**: 340-349, Elsevier, New York.

Piola, A.R., Martínez Avellaneda, N., Guerrero, R.A., Jardon, F.P., Palma, E.D., and Romero, S.I. (2010). Malvinas-slope water intrusions on the northern Patagonia continental shelf. *Ocean Sci.*, **6**: 345-359.

Podestá, G.P. (1989). Migratory pattern of Argentine hake Merluccius hubbsi and oceanic processes in the southwestern Atlantic Ocean. *Fish. Bull.*, **88**: 167-177.

Podestá, G.P. (1997). Utilización de datos satelitarios en investigaciones oceanográfica y pesqueras en el Océano Atlántico Sudoccidental. En: Boschi, E.E. (Ed.). El Mar Argentino y sus recursos pesqueros: Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y características ambientales 1, pp. 195-222. Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero. Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina.

Polis, G.A., Anderson, W.B., and Holt, R. (1997). Towards an integration of landscape and food web ecology: The dynamics of spatially subsidized food webs. *Annual Review in Ecology and Systematics*, **28**: 289-316.

Pondaven, P., Ruiz-Pino, D., Druon, J.N., Fravalo, C., and Treguer, P. (1999). Factors controlling silicon and nitrogen biogeochemical cycles in high nutrient, low chlorophyll systems (the Southern Ocean and the North Pacific): Comparison with a mesotrophic system (the North Atlantic).

Deep-Sea Research Part I - Oceanographic Research Papers, **46**: 1923-1968.

Pucci, A., Freije, R., Asteasuain, R., Zavatti J., y Sericano, J. (1979). Estado de la contaminación en aguas y sedimentos de Bahía Blanca. *Contrib. Científ.* IADO N°52: 78 pp.

Pucci, A., Freije, R., Asteasuain, R., Zavatti J., y Sericano, J. (1980). Estado de la contaminación en aguas y sedimentos de Bahía Blanca. *Contrib. Científ.* IADO N°56: 69 pp.

Pucci, A., Hoffmeyer, M., Freije, H., Barria, S., Popovich, C., Rusansky, C., y Asteasuain, R. (1996). Características de las aguas y el plancton en un sector del estuario del río Negro (República Argentina). En: Marcovecchio, J. (Ed.). *International Conference on PollutionProcesses in Coastal Environments*, Mar del Plata: 146-148.

Quigg, A., Finkel, Z.V., Irwin, A.J., Rosenthal, Y., Ho, T.Y., Reinfelder, J.R., Schofield, O., Morel, F.M.M., and Falkowski, P.G. (2003). The evolutionary inheritance of elemental stoichiometry in marine phytoplankton. *Nature*, **425**: 291-294

Ramírez, T., Cortés, D., Mercado, J.M., Vargas-Yáñez, M., Sebastian, M., and Liger, E. (2005). Seasonal dynamics of inorganic nutrients and phytoplankton biomass in the NW Alboran Sea. *Est. Coast. Shelf Sci.*, **65**: 654-670.

Rau, G.H., Low, C., Pennington, J.T., Buck, K.R., and Chavez, F.P. (1998). Suspended particulate nitrogen $\delta^{15}N$ versus nitrate utilization: Observations in Montery Bay, CA. *Deep Sea Res., Part II*, **45**: 1603-1616.

Rau, G.H., Riebesell, U., and Wolf-Gladrow, D. (1996). A model of photosynthetic ^{13}C fractionation by marine phytoplankton based on diffusive molecular CO_2 uptake. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **133**: 275-285.

Rau, G.H., Takahashi, T., des Marais, D.J., Repeta, D.J., and Martin, J.H. (1992) The relationship between $\delta^{13}C$ of organic matter and $[CO_2aq)]$ in ocean surface water Data from a JGOFS site in the northeast Atlantic Ocean and a model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 1413-1419.

Reddy, R., Lyne, V., Randall, G., Eston, A., and Clarke, S. (1995). An application of satellite-derived sea surface temperatures to southern bluefin tuna and albacore off Tasmania, Australia. *Scientia Marina,* **59**(3-4): 445-45.

Redfield, A.C. (1958). The Biological Control of Chemical Factors in the Environment. *American Scientist*, **46**: 205-221.

Redfield, A.C., Ketchum, B.H., and Richard, F.A. (1963). The influence of organisms on the composition of sea-water. In: Hill, N. (Ed.). *The Sea.* Interscience, New York, 26-77.

Reta, R. (2010). El ecosistema de la plataforma patagónica austral durante el Verano, marzo-abril 2000. Estimación de la biomasa Fitoplanctónicaa partir de la distribución de clorofila a. *Rev. Invest. Desarr. Pesq.* **20**: 5-18.

Richard, P., Riera, P., and Galois, R. (1997) Temporal variations in the chemical and carbon isotope compositions of marine and terrestrial organic inputs in the bay of Marennes-Oléron, France. *J Coast Res* **13**: 879-889.

Riley, R. H., Townsend, C. R., Raffaelli, D. A., and A. S. Flecker. (2004). Sources and effects of subsidies along the stream-estuary continuum. *In*: Polis, G.A., Power, M.E., and. Huxel, G.R. (Eds.). *Food Webs at the Landscape Level.* Chicago University Press, Chicago pp. 241-262.

Risien, C.M., and Chelton, D.B. (2008). A global climatology of surface wind and wind stress fields from eight years of QuikSCAT scatterometer data. *J. Phys. Oceanogr.*, **38**, 2379-2413.

Rivas, A.L. (1997). Current meter observations in the Argentine continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, **17**: 391-406.

Rivas, A.L. and Pisoni, J.P. (2010). Identification, characteristics and seasonal evolution of surface thermal fronts in the Argentinean Continental Shelf. *Journal of Marine Systems,* Vol. **79**: 134-143.

Rivas, A.L., (2006). Quantitative estimation of the influence of surface thermal fronts over chlorophyll concentration at the Patagonian shelf. *Journal of Marine Systems*, **63**: 183-190.

Rivas, A.L., and Piola, A.R. (2002), Vertical stratification at the shelf off northern Patagonia. *Cont. Shelf Res.*, **22**: 1549-1558.

Rivas, A.L., Dogliotti, A.I., and Gagliardini, D.A. (2006). Satellite measured surface chlorophyll variability in the Patagonian shelf. *Cont. Shelf Res.*, **26**: 703-720.

Robertson, A.W., Mechoso, C.R., and Kim, Y. (1998). The influence of Atlantic sea surface temperature anomalies on the North Atlantic Oscillation. *J. of Climate*, **13**: 122-138.

Romero, S.I. (2008). Estimaciones satelitales de clorofila y los frentes oceánicos del Atlántico sudoccidental Romero. Tesis Doctoral. UBA. 1-210.

Romero, S.I., Piola, A.R., Charo, M., and Eiras Garcia, C.A., (2006). Chlorophyll-a variability off Patagonia based on SeaWiFS data. *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, No. C5, C05021.

Sabatini, M., Reta, R., and Matano, R. (2004). Circulation and zooplankton biomass distribution over the southern Patagonian shelf during late summer. *Cont. Shelf Res.*, **24**: 1359-1373.

Sánchez, R., and Ciechomski, J.D. (1995). Spawning and nursery grounds of pelagic fish species in the sea-shelf off Argentina and adjacent areas. *Sci. Mar.*, 59: 455-478.

Santinelli, N. y Esteves, J.L. (1993). Características químicas y fitoplanctónicas del Estuario del río Chubut, Plataforma, Argentina. *Naturalia Patagónica*, **1**(1):22-34.

Santoferrara, L., and Alder, V.A. (2009). Abundance trends and ecology of planktonic ciliates of the south-western Atlantic (35-63° S): A comparison between neritic and oceanic environments. *J. Plankton Res.*, **31**: 837-851.

Santoferrara, L., Gómez, M.I., and Alder, V. (2011). Bathymetric, latitudinal and vertical distribution of protozooplankton in a cold-temperate shelf (southern Patagonian waters) during winter. *J. Plankton Res.*, **33**: 457-468.

Saraceno, M., Provost, C., and Piola, A.R. (2005). On the relationship of satellite retrieved surface temperature fronts and chlorophyll-a in the Western South Atlantic, *J. Geophys. Res.*, **110**, C11016, doi: 10.1029/2004JC002736.

Saraceno, M., Provost, C., Piola, A.R., Bava J., and Gagliardini, D.A. (2004). Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of AVHRR data. *J. Geophys. Res.*, **109**, C05027, doi:10.1029/2003JC002127.

Sastre, A.V., Santinelli, N.H. Esteves, J.L. y Ferrario, M.E. (2001). Aspectos ecológicos de especies de *Pseudo-nitzschia* en aguas costeras

patagónicas (Argentina). En: Alveal, K. y Antezana, T. Eeds). Sustentabilidad de la biodiversidad, pp. 217-235. Universidad de Concepción, Concepción.

Sathyendranath, S., Lazzara, L., and Prieur, L. (1987). Variations in the spectral values of specific absorption of phytoplankton. *Limnol. Oceanog.*, **32**(2): 403-415.

Savoye, N., Aminot, A., Tréguer, P., Fontugne, M., Naulet, N., Kérouel, R. (2003). Dynamics of particulate organic matter δ15N and δ13C during spring phytoplankton blooms in a macrotidal ecosystem (Bay of Seine, France). *Marine Ecology Progress Series,* **255**: 27-41.

Savoye, N., David, V., Morisseau, F., Etcheber, H., Abril, G., Billy, I., Charlier, K., Oggian, G., Derriennic, H., and Sautour, B. (2012). Origin and composition of particulate organic matter in a macrotidal turbid estuary: The Gironde Estuary. *Estuarine, Coastal Shelf Sci.*, **108**: 16-28.

Scasso, L. y Piola, A., 1988. Intercambio neto de agua entre el mar y la atmósfera en el Golfo San matías, Geoacta, 15(1):13-31.

Schleper, C., Jurgens, G., and Jonuscheit, M. (2005). Genomic studies of uncultivated archaea. *Nat Rev Microbiol.*, **3**: 479-488.

Schlitzer, R. (2010). Ocean Data View. http://odv.awi.de.

Schneider, B., Schlitzer, R., Fischer, G., and Nothig, E.M. (2003). Depth dependent elemental composition of particulate organic matter (POM) in the ocean. *Global Biogeochem. Cy.*, **17**: 1032.

Scian, B. (2000). Episodios ENSO y su relación con las anomalías de precipitación en la pradera pampeana. *GEOACTA*, **25**: 23-40.

Severov, D.N., Mordecki, E., and Pshennikov, V.A. (2004). SST anomaly variability in the South-western Atlantic and El Niño/Southern oscillation. *Advances in Space Research,* **33**: 343-347.

Sigman, D.M., Altabet, M.A., McCorkle, D.C, Francois, R., and Fischer, G. (2000). The $\delta^{15}N$ of nitrate in the Southern Ocean: nitrogen cycling and circulation in the ocean interior. *J. Geophys. Res.* **105**(C8): 19599-19614.

Signorini, S.R., Garcia, V.M.T., Piola, A.R., Garcia, C.A.E., Mata, M.M., and McClain, C.R. (2006). Seasonal and interannual variability of coccolithophore blooms in the vicinity of the Patagonian shelf break

(38°S–52°S). *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L16610, doi:10.1029/2006GL026592.

Simpson, J.H. (1981). The shelf-sea fronts: Implications of their existence and behaviour. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* **302**: 531-546.

Simpson, J.H., and Sharples, J. (2012). Introduction to the Physical and Biological Oceanography of Shelf Seas. *Cambridge University Press*, Cambridge, p. 424.

Smith, D., Simon, M., Alldredge, A.L., and Azam, F. (1992). Intense hydrolytic enzyme activity on marine aggregates and implication for rapid particle dissolution. *Nature* **35**: 9139-9141.

Smith, W.O., and Nelson, D.M. (1986). Importance of the ice edge phytoplankton production in the Southern Ocean. *Bioscience.* Vol 36, **4**: 251-257.

Sokal, R.R. and Rohlf, F.J. (1979). Biometry H. Blume Editores. Barcelona.

Spinelli, M., Martos, P., Esnal, G., and Capitanio, F. (2009). Appendicularian assemblages and their space - time variability off the La Plata River, SW Atlantic Ocean. *Estuar., Coast. Shelf Sci.,* **85**: 97-106.

Spinelli, M.L., Guerrero, R., Pájaro, M., and Capitanio, F.L. (2013). Distribution of *Oikopleura dioica* (Tunicata, Appendicularia) associated with a coastal frontal system (39°- 41°S) of the SW Atlantic Ocean in the spawning area of Engraulis anchoita anchovy. *Brazilian Journal of Oceanography*, **61**(2): 141-148.

Steinberg, D.K., Nelson, N.B., and Carlson, C.A. (2004). Production of chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in the open ocean by zooplankton and the colonial cyanobacterium *Trichodesmium spp.* Mar. *Ecol. Prog. Ser.* **267**: 45-56.

Sterner, R.W., Andersen, T., Elser, J.J., Hessen, D.O., Hood, J.M., McCauley, E., and Urabe, J. (2008). Scale-dependent carbon:nitrogen:phosphorous seston stochiometry in marine and fresh waters. *Limnol. Oceanogr.*, **53**: 1169-1180.

Swift, D.J.P., Parker, G., Lanfredi, N.W., Perillo, G.M.E. and Figge, K. (1978). Shore-face connected sand ridges on American and European

shelves: a comparison. *Estuarine Coastal Marine Science*, **7**(3): 257-273.

Tallis, H. (2009). Kelp and rivers subsidize rocky intertidal communities in the Pacific Northwest (USA). *Mar Ecol Prog Ser,* **389**: 85-96.

Thornton, S.F., and McManus, J. (1994). Application of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine system: evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuar Coast Shelf Sci* **38**. 219-233.

Tremblay, L., and Benner, R. (2006). Microbial contributions to N-immobilization and organic matter preservation in decaying plant detritus. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **70**: 133-146.

Trenberth, K.E., Large, W.G., and Olson, J.G. (1990). The mean annual cycle in global wind stress. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**: 1742-1760.

Vander Zanden, M.J., and Rasmussen, J.B. (2001). Variation in $\delta^{15}N$ and $\delta^{13}C$ trophic fractionation: implications for aquatic food web studies. *Limnol Oceanogr.*, **46**: 2061-2066.

Verado, D.J., Froelich, P.N., and McIntyre, A. (1990). Determination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using the Carlo Erba NA-1500 Analyzer. *Deep-Sea Res.*, **37**: 157-165.

Verona, C.A., Carreto, J.I., y Hinojal, A. (1974). Fitoplancton, pigmentos y condiciones ecológicas del Golfo San Matías II. Campaña SAO II (mayo de 1971). Inst. Biol. Mar. Mar del Plata, Contr. **236**. Informe 10 de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires: 23-48.

Viñas, M.D., Negri, R.M., Ramírez, F.C., and Hernández, D. (2002). Zooplankton assemblages and hydrography in the spawning area of anchovy (*Engraulis anchoita*) off Río de la Plata estuary (Argentina, Uruguay). *Mar. Freshwat. Res.*, **53** (6): 1031-1043.

Wada, E. (1980). Nitrogen isotope fractionation and its significance in biogeochemical processes occurring in marine environments. *In*: Goldberg E.D. *et al.*, (Eds.). *Isotope Marine Chemistry*, 375-398, Uchida Rokakuho, Tokyo, Japan.

Wada, E., and Hattori, A. (1976). Natural abundance of ^{15}N in particulate organic matter in the North Pacific Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**: 249-251.

Wada, E., and Hattori, A. (1978). Nitrogen isotope effects in the assimilation of inorganic nitrogenous compounds by marine diatoms, *Geomicrobiol. J.*, **1**: 85-101.

Wakeham, S.G., and Canuel, E.A. (1988). Organic geochemistry of particulate matter in the eastern tropical North Pacific Ocean: implications for particle dynamics, *J. Mar. Res.*, **46**: 183-213.

Wangersky, P.J. (1976). Particulate organic carbon in the Atlantic and Pacific oceans. *Deep Sea Res.* **23**: 457-465.

Ward, B.B., Capone, D.G., and Zehr, J.P. (2007). What's new in the nitrogen cycle?. *Oceanography,* **20**: 101-109.

Waser, N.A., Harrison, P.J., Nielsen, B., Calvert, S.E., and Turpin, D.H. (1998). Nitrogen isotope fractionation during the uptake and assimilation of nitrate, nitrite, ammonium and urea by marine diatom. *Limnology and Oceanography*, **43**(2): 215-224.

Waser, N.A., Harrison, W.G., Head, E.J.H., Nielson, B., Lutz, V.A., and Calvert, S.E. (2000). Geographic variations in the nitrogen isotope composition of surface particulate nitrogen and new production across the North Atlantic Ocean. *Deep Sea Research I: Oceanographic Research Papers*, **47**: 1207-1226.

Westberry, T.K., and Siegel, D.A. (2003). Phytoplankton natural fluorescence variability in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.*, **50**: 417-434.

Whittaker, R.H. (1975). Communities and Ecosystems, 2nd ed., 1-385. The Macmillan Co., Toronto.

Wiebe, P.H., Boyd, S.H., and Winget, C. (1976). Particulate matter sinking to the deep-sea floor at 2000m in the Tongue of the Ocean, Bahamas, with a description of a new sedimentation trap. *J. Mar. Res.* **34**: 341-354.

Wikner, J., and Hagstrom, A. (1999). Bacterioplankton intra-annual variability: importance of hydrography and competition. *Aquatic Microbial Ecology*, **20**: 245-260.

Williams, G. y Estevez, J.L. (2005). Variación temporal y espacial de concentración de nutrientes, clorofila "a" y temperatura en el golfo San Matías. VI JORNADAS NACIONALES DE CIENCIAS DEL MAR. XIV Coloquio Argentino de Oceanografía. Puerto Madryn.

Williams, G.N. (2011). Caracterización ambiental del golfo San Matías mediante sensores remotos y parámetros oceanográficos. Relación con la distribución y abundancia de los recursos biológicos de interés pesquero. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Comahue, Bariloche. 1-299 pp.

Woebken, D., Fuchs, B.A., Kuypers, M.A.A., and Amann, R. (2007). Potential interactions of particle-associated anammox bacteria with bacterial and archaeal partners in the Namibian upwelling system. *Appl. Environ. Microbiol.*, **73**: 4648-4657.

Wollast, R. (1991). The Coastal Carbon Cycle: Fluxes, Sources and Sink. *In*: Mantoura, R.F., Martin, J.M., and Wollast, R.M. (Eds.). *Ocean Margin Processes in Global Change.* John Wiley and Sons, Chichester., 365-382.

Wu, Y., Zhang, J., Li., D.J., Wei, H., and Lu, R.X. (2003). Isotope variability of particulate organic matter at the PN section in the East China Sea *Biogeochemistry,* **65**: 31.49.

Wu, Y., Zhang, J., Liu, S.M., Zhang, Z.F., Yao, Q.Z., Hong, G.H., and Cooper, L., (2007). Sources and distribution of carbon within the Yangtze River system. Estuarine. *Coastal and Shelf Science*, **71**: 13-25.

Wüchter, C., Abbas, B., Coolen, M.J.L., Herfort, L., van Bleijswijk, J., Timmers, P., Strous, M., Teira, E., Hendl, G.J., Middelburg, J.J., Schouten, S., and Sinninghe Damsté, J.S. (2006). Archaeal nitrification in the ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **103**: 12317-12322.

Yañez, E., Gonzalez, A., and Barbieri, M.A. (1995). Estructura Térmica Superficial del Mar asociada a la distribución espacio-temporal de sardina y anchoveta en la zona norte de Chile entre 1987 y 1992. *Investigaciones Marinas Valparaíso*, **23**: 123-147.

Yool, A., Martin, A.P., Fernández, C., and Clark, D.R. (2007). The significance of nitrification for oceanic new production. *Nature*, **447**: 999-1002.

Zar, J.H. (1996). *Biostatistical analysis.* 3ra Edn. Prentice Hall, Upper Saddle River. 662 pp

Zieman, J.C., Macko, S.A., and Mills, A.L. (1984). Role of sea grasses and mangroves in estuarine food webs: temporal and spatial changes in stable isotope composition and amino acid content during decomposition. *Bull. Mar. Sci.*, **35**: 380-392.