



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Tesis de Licenciatura en Paleontología

Reconstrucción de la señal de productividad primaria
durante el MIS 3 (Cuaternario Superior) en base a
foraminíferos planctónicos en el Margen Patagónico

Autora: Paula Belén Albarracín

Directoras: Dra. Natalia García Chaporí
Dra. Cecilia Laprida

Lugar de Trabajo:

Laboratorio de Sondeos de Ambientes Continentales
y Marinos (SACMa)

Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN),
UBA, CONICET

Febrero 2021



INDICE

Resumen	I
Abstract	II
Agradecimientos	III
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos e Hipótesis	5
2. MARCO GEOLÓGICO	6
2.1 Generalidades	6
2.2 Estratigrafía del Margen Continental Argentino	9
3. ÁREA DE ESTUDIO: EL MARGEN CONTINENTAL PATAGÓNICO	11
3.1 Generalidades	11
3.2 Marco Oceanográfico Regional	13
3.3 El <i>shelf-break</i> de Patagonia	15
3.4 Principales Patrones Atmosféricos	19
4. MATERIALES Y MÉTODOS	21
4.1 Procesamiento de las muestras	21
4.2 Análisis de la fauna de foraminíferos planctónicos	23
4.3 Procesamiento y análisis del testigo sedimentario AU_Geo02_GC20	25
4.4 Modelo de edades AU_Geo02_GC20	26
4.5 Datos Ambientales	26
4.6 Selección de los sitios del <i>set</i> de calibración	27
4.7 Análisis estadísticos	28
4.8 Desarrollo de la función de transferencia	29
4.9 Evaluación de la función de transferencia	29
4.10 Técnicas de reconstrucción semi-cuantitativas	30
5. RESULTADOS	32
5.1 <i>Set</i> de calibración	32
5.1.1 Ensamblés de foraminíferos planctónicos	32
5.1.2 Datos Ambientales	35
5.1.3 Modelo ecológico	40
5.2 Función de Transferencia	43
5.3 Testigo AU_Geo02_GC20	45
5.3.1 Descripción sedimentológica	45
5.3.2 Modelo de edades	48
5.3.3 Ensamblés de foraminíferos planctónicos presentes en el testigo AU_Geo02_GC20	49
5.3.4 Reconstrucción cuantitativa de la productividad	55
5.3.5 Estimación semicuantitativa de la productividad y la temperatura superficial	57
6. DISCUSIÓN	58
6.1 Modelo ecológico y Función de Transferencia	58
6.1.1 Set de calibración	58
6.1.2 Determinantes ambientales en la estructuración de los ensamblés de foraminíferos planctónicos del Atlántico Sur	60
6.1.3 Limitaciones en la reconstrucción de la productividad primaria en el Margen Patagónico	63
6.2 Implicancias Paleoceanográficas y Paleoclimáticas	68
7. CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES	80
8. BIBLIOGRAFÍA	83
9. APÉNDICE	112

INDICE DE ABREVIATURAS

AABW: Agua de Fondo Antártica

AAIW: El Agua Intermedia Antártica

AP: Antes del presente

Aph443: Coeficiente de absorción de fitoplancton a la longitud de onda de 443nm

CCA: Análisis de Correspondencia Canónico

CCD: Profundidad de compensación de la calcita

CDW: Agua Circumpolar Profunda

Chl_DJF: clorofila de verano

Chl_JJA: clorofila de invierno

Chl_MAM: clorofila de otoño

Chl SON: clorofila de primavera

CM: Corriente de Malvinas

DCA: Análisis de Correspondencia Destendenciado

Edades cal: edades calibradas

iron_DJF: hierro de verano

iron_JJA: hierro de invierno

iron_MAM: hierro de otoño

iron SON: hierro de primavera

LCDW: Agua Circumpolar Profunda superior

MIS 1: Estadio Isotópico Marino 1

MIS 2: Estadio Isotópico Marino 2

MIS 3: Estadio Isotópico Marino 3

ML: Máxima Verosimilitud (*Maximum Likelihood*)

Nit_DJF: Nitrato de verano

Nit_JJA: Nitrato de invierno

Nit_MAM: Nitrato de otoño

Nit SON: Nitrato de primavera

PCA: Análisis de Componentes Principales

Phos_autumn: fosfato de otoño

Phos_spring: fosfato de primavera

Phos_summer: fosfato de verano

Phos_winter: fosfato de invierno

POC_DJF: Carbono Orgánico Particulado de verano

POC_JJA: Carbono Orgánico Particulado de invierno

POC_MAM: Carbono Orgánico Particulado de otoño

POC SON: Carbono Orgánico Particulado de primavera

RMSEP: error cuadrático medio de predicción

SST: Temperatura Superficial del Mar

SWW: vientos del oeste

TF: Función de Transferencia

UCDW: Agua Circumpolar Profunda superior

WA: Media Pesada (*Weighted Averaging*)

WA-PLS: Media Pesada- Cuadrados Mínimos Parciales (*Weighted Averaging-Partial Least Squares*)



Srta. Paula Albarracín



Dra. Natalia García Chaporí



Dra. Cecilia Laprida

Reconstrucción de la señal de productividad primaria durante el MIS 3 (Cuaternario Superior) en base a foraminíferos planctónicos en el margen patagónico

Resumen

Con el objetivo de reconstruir cuantitativamente variables paleoceanográficas vinculadas a la productividad primaria del Margen Continental Argentino durante el Cuaternario Superior se analizaron ensambles de foraminíferos planctónicos mediante el desarrollo y la aplicación de una función de transferencia. En la primera parte del trabajo se construyó un set de calibración de foraminíferos planctónicos sobre la base del análisis de muestras *core-tops* del Atlántico Sur y 21 variables ambientales vinculadas a la productividad primaria, de las cuales el fosfato de primavera resultó ser la variable que explica el mayor porcentaje de la varianza de las especies. En la segunda parte del trabajo se desarrolló una función de transferencia que permite reconstruir el fosfato de primavera ($R^2_{jack}=0.89$; RMSEP= 0.141) y se la aplicó sobre el testigo sedimentario AU_Geo02_GC20 ($45^{\circ}55'S-58^{\circ}30'W$), el cual fue extraído a 2.589 metros de profundidad del Margen Continental Patagónico, con el fin de reconstruir las variaciones de paleoproducción ocurridas durante el MIS 3 (25-60 k.a AP). Adicionalmente, se estimaron semi-cuantitativamente la productividad y temperatura superficial en base a la abundancia de *G. bulloides* y la relación *N.pachyderma/N.incompta* respectivamente. Los resultados en su conjunto permitieron vincular los cambios en la productividad superficial en el Margen Continental Patagónico con procesos oceánicos y atmosféricos regionales y globales. Los mismos permitieron inferir que durante el MIS 3 prevalecieron condiciones biológicas y oceanográficas diferentes a las actuales en el Margen Continental Patagónico como consecuencia de una mayor surgencia en el talud (*shelf-break upwelling*) vinculado a: una mayor intrusión de la Corriente de Malvinas y una mayor disponibilidad de nutrientes, ambas vinculadas a la intensificación de los vientos del oeste; y cambios en la ubicación del nivel del mar. Asimismo, entre los 48.000 años y los 33.000 años cal. AP, se reconocieron dos patrones diferentes: durante el primer tramo registrado del MIS 3 (~48.000-43.800 años cal AP) se reconstruyeron valores relativamente más elevados del fosfato de primavera producto de una mayor descarga continental *off*, un *upwelling* más activo y un posible desplazamiento mar adentro (*offshore*) de la productividad resultante del *shelf-break upwelling* de Patagonia. El segundo tramo (~43.800-33.000 años cal AP), en cambio, se caracterizó por una menor entrada (*input*) de macronutrientes, mayores temperaturas superficiales, resultado de una menor intrusión de la CM y, en consecuencia, un *shelf-break upwelling* debilitado respecto del período anterior, acompañado de un posible desplazamiento mar afuera (*onshore*) de la productividad resultante.

Palabras Clave: Foraminíferos planctónicos. Paleoceanografía. Océano Atlántico Sudoccidental. MIS 3. Productividad primaria

Reconstruction of Primary Productivity signal during MIS 3 (Late Quaternary) based on planktonic foraminifera in the Patagonian margin

Abstract

In order to reconstruct paleoceanographic variables linked to the primary productivity in the Argentine Continental Margin during the Late Quaternary, planktonic foraminiferal assemblages from the South Atlantic were analyzed through the development and application of a transfer function. In the first part of the study, a dataset containing 21 environmental variables linked to primary productivity and assemblages of planktonic foraminifera from core-top samples was created and used for the subsequent development of the transfer function. Spring phosphate was the variable that explained the highest amount of variation present in the calibration dataset and thus, a transfer function was developed to reconstruct this variable ($R^2_{\text{Jack}}=0.89$; RMSEP= 0.141). The transfer function was applied to sediment core AU_Geo02_GC20 (45°55'S-58°30'W), which was extracted at a depth of 2589 meters from the Patagonian Continental Margin in order to reconstruct the paleoproductivity variation during MIS 3 (25-60 ka AP). Additionally, productivity and surface temperature were semi-quantitatively estimated based on the relative abundance of *G. bulloides* and *N. pachyderma/N. incompta* ratio, respectively. The aim of reconstructing the paleoproductivity changes along the Patagonian Continental Margin was to evaluate the potential link between the productivity changes occurred in the past and regional/global oceanic/atmospheric processes. The results suggest that the biological and oceanographic structure of the Patagonian Continental Margin was different during MIS 3, consequence of an enhanced shelf-break upwelling impelled by: a strengthened Malvinas Current and stronger nutrient supply, both forced by the intensification of the South Westerly Winds; and changes in the sea level. Furthermore, two different patterns were recognized between 48.000 and 33.000 cal. years BP: between ~48.000-43.800 cal. years BP relatively higher values of spring phosphate related with an increased continental run-off, an enhanced upwelling and a possible offshore displacement of the productivity were reconstructed. Between ~43.800-33.000 cal. years BP, instead, the system was characterized by a lower input of macronutrients and higher surface temperatures as a result of a weaker Malvinas Current and, consequently, weaker shelf-break upwelling accompanied by a possible onshore displacement of the productivity.

Keywords: planktonic foraminifera. Paleoceanography. Southwest Atlantic Ocean. MIS 3. Primary productivity.

Agradecimientos

Agradezco a los proyectos PICT 2017-1458 (ANCyT) y PIP 11220150100038CO (CONICET) por proveer los fondos necesarios para que la presente tesis de licenciatura se llevara a cabo.

Asimismo, agradezco al Convenio de Colaboración en Investigación y Desarrollo entre el CONICET e YPF Tecnología S.A. (Resolución Nro. 4141) bajo la coordinación del Dr. Alejandro Tassone y a toda la tripulación del Buque Oceanográfico Austral (CONICET) por proveer el testigo sedimentario aquí analizado y fondos para las dataciones AMS.

Agradezco al Repositorio del MARUM (Universidad de Bremen), así como a la Dra. Sabine Kasten, quien dirigiera la campaña SO260 del Buque Oceanográfico *Sonne* (Alemania), por proveer las muestras *core-tops*. Agradezco al proyecto FAPESP que dirige el Dr. Cristiano Chiessi por proveer fondos para dataciones AMS.

Por último, agradezco a la Dra. Marina Lescano por su análisis preliminar de los cocolitofóridos que permitieron enriquecer la discusión de esta tesis y al IDEAN (UBA-CONICET) por proveer el marco institucional en el contexto del proyecto quinquenal de Unidad Ejecutora (Proyecto IDEA).

Muchas son las personas que han contribuido al desarrollo de esta tesis. Deseo expresar aquí mi gratitud hacia todos aquellos cuya influencia ha sido determinante para que este trabajo de tesis fuera posible.

En primer lugar, agradezco a la Dra. Natalia García Chaporí y a la Dra. Cecilia Laprida, ambas directoras de esta tesis. Su guía ha tenido una gran influencia en el trabajo que aquí se presenta y constituye un modelo para mi futuro como profesional. Especialmente quiero agradecer a la Dra. Natalia García Chaporí por el estímulo, la ayuda y la confianza que me ha brindado en el desarrollo de esta tesis. Tanto sus enseñanzas como el trabajo compartido representaron un salto cualitativo en mi formación académica.

Quiero expresar mi gratitud a las autoridades de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA) y, en particular, del Departamento de Ciencias Geológicas por las facilidades prestadas y el marco institucional que brindaron para la realización de esta tesis.

Quiero agradecer a mis compañeros y amigos que han estado a mi lado durante el desarrollo de este trabajo de tesis tanto en el ámbito académico como en el personal.

Finalmente, nada de esto hubiera sido posible sin el apoyo incondicional de mi familia, especialmente el de mi hermana Camila. Por eso agradezco infinitamente todo su apoyo y comprensión.

1. INTRODUCCIÓN

La circulación oceánica global es uno de los factores determinantes del clima actual (Sarachik, 2005). Mientras que el océano interacciona directamente con la atmósfera, los procesos oceánicos internos vinculados a la difusión del calor determinan su transporte desde las bajas hacia las altas latitudes. Variaciones en la estructura hidrográfica del océano pueden modificar el flujo de calor impactando, por lo tanto, en el clima global (Griffies, 2004). En la actualidad, el Océano Atlántico Sur cumple un rol fundamental en la circulación oceánica global. El complejo esquema de corrientes que lo distinguen constituye un sistema clave para la circulación termohalina y el intercambio de masas de agua superficial y profunda entre los océanos, por lo que comprender su dinámica es clave para la reconstrucción del clima del Hemisferio Sur. En este esquema, el Atlántico Sudoccidental participa de manera activa en el flujo de calor interhemisférico.

Durante el Cuaternario (los últimos 2,58 MA) ocurrieron cambios en la circulación oceánica superficial y profunda vinculados a la alternancia de periodos glaciares e interglaciares, los que fueron forzados por cambios en la geometría de la órbita terrestre y retroalimentados por interacciones internas del sistema climático (Einsele, 2000; Zachos *et al.*, 2001). Estos ciclos provocaron cambios significativos en el nivel relativo del mar, así como en la distribución de las masas de agua y, en consecuencia, de las especies marinas (Flombaum *et al.*, 2013). Esto se vio reflejado a su vez en los patrones de los parámetros físico-químicos de las aguas de fondo y los sedimentos (Einsele, 2000; Zachos *et al.*, 2001), así como en los patrones de la productividad primaria (Bopp *et al.*, 2013).

El interés en la reconstrucción paleoclimática y paleoceanográfica del Cuaternario ha aumentado considerablemente en las últimas décadas dado que permiten validar la salida de modelos de predicción climática, lo que resulta de vital importancia frente a la perspectiva de un cambio climático global (IPCC, 2013). Así lo demuestra el establecimiento de la iniciativa internacional PMIP (*Paleoclimat Model Intercomparison Project*, cf. Kageyama *et al.*, 2018) que, desde mediados de 1990, investiga la respuesta del Sistema Climático a diferentes interacciones y retroalimentaciones del sistema y forzantes climáticos. Es aquí donde estas reconstrucciones pueden hacer contribuciones cruciales al avance del conocimiento científico, ya que la reconstrucción de parámetros oceanográficos permite estudiar su variabilidad en escenarios climáticos diferentes y así poner a prueba los modelos de predicción en los diferentes escenarios proyectados.

De particular interés para la modelización son los márgenes continentales y los procesos oceánicos vinculados a ellos. Los márgenes continentales son regiones de alta productividad biológica y

almacenamiento de carbono debido al alto flujo de nutrientes que allí se produce ya sea por la descarga de nutrientes en las desembocaduras de los ríos, el *upwelling* y/o por el hundimiento de materia orgánica particulada proveniente de los continentes (Bianchi *et al.*, 2005). La exportación del carbono orgánico particulado hacia el fondo marino, proceso llamado “bomba biológica del carbono” (*carbon biological pump*) desempeña un papel primordial en el ciclo del carbono, incluyendo la remoción del CO₂ de la atmósfera. Dicha remoción se ve contrarrestada en las zonas de *upwelling*, donde la surgencia de aguas profundas ricas en carbonato ácido libera CO₂ a la atmósfera (Muller-Karger *et al.*, 2005). Es así como los sistemas de *upwelling* impactan notablemente en los microclimas de las regiones costeras adyacentes (Franchito *et al.*, 1998) y juegan un rol importante en el ciclo del carbono y en el clima global (Cao *et al.*, 2014), por lo que resultan de gran interés en los estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos (Peterson *et al.*, 1991; Naidu y Malmgren, 1996; Peeters *et al.*, 2002; Souto *et al.*, 2011).

Los registros geológicos marinos constituyen la principal fuente de información de las condiciones oceanográficas del pasado, permitiendo su reconstrucción en diversas escalas temporales. Este registro incluye diversos *proxies*, indicadores indirectos y cuantificables que, por su naturaleza física, química y/o biológica, poseen una estructura condicionada por una o más variables oceanográficas climática o climáticamente controladas. Estos *proxies* permiten la reconstrucción de variables tales como la temperatura superficial del mar (SST), la salinidad superficial, la concentración de nutrientes (fósforo, nitrato), la productividad primaria, la profundidad de la capa de mezcla, entre otras. Los foraminíferos (SAR, Rhizaria, Retaria, Foraminífera, Adl *et al.*, 2019) constituyen uno de los *bioproxies* más utilizados en paleoceanografía, ya que no solo la estructura de sus (paleo)comunidades responde a parámetros (paleo)climáticamente controlados, sino que, adicionalmente, sus conchillas preservan información físico-química permitiendo reconstruir ciertos parámetros paleoceanográficos (Emiliani, 1955; Broecker y Van Donk, 1970; Imbrie y Kipp, 1971; Kennett, 1982 ; Zachos *et al.*, 2008). El análisis de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) en foraminíferos planctónicos ha sido utilizado para reconstruir variaciones en la temperatura y salinidad de la columna de agua en distintas regiones del océano mundial (Oppo y Fairbanks, 1989; Faul *et al.*, 2000; Mulitza *et al.*, 2003; King y Howard, 2005; Chiessi *et al.*, 2007; Katz *et al.*, 2010). De particular importancia son los estudios en los que los foraminíferos planctónicos han sido utilizados como *proxy* de productividad primaria en sistemas altamente productivos, permitiendo reconstruir la variabilidad e intensidad de dichos sistemas en el pasado (Peeters *et al.*, 2002; Mohtadi *et al.*, 2005; Lessa *et al.*, 2014; Munz *et al.*, 2017).

Las primeras reconstrucciones oceanográficas que utilizaron foraminíferos planctónicos como indicadores de parámetros climáticos fueron cualitativas. En las mismas se implementaron análisis de patrones de presencia/ausencia y abundancia relativa de determinadas especies, mayormente estenotópicas o con requisitos ecológicos conocidos (Murray, 1897; Schott, 1935; Pfleger, 1948). A partir de la década de 1970 se logró un enorme progreso en la comprensión de la biología y ecología de los foraminíferos planctónicos a partir de la formalización matemática de las relaciones ecológicas que culminaron con el desarrollo de la primera función de transferencia (TF) de Imbrie y Kipp (1971); la cual sentó las bases de las reconstrucciones oceanográficas cuantitativas que se utilizan en la actualidad. Las TF, también llamadas funciones de calibración, son calibraciones empíricas multidimensionales que permiten estimar, a partir de un ensamble fósil, variables ambientales pasadas. Esto se logra a partir de estudiar la relación que existe entre la abundancia de las distintas especies con los parámetros ambientales que definen el ecoespacio donde éstas conviven en la actualidad. En el caso de los *bioproxies* marinos, este proceso de calibración ecológica implica el desarrollo de un *set* de calibración formado por ensambles de especies presentes en muestras de sedimento superficial (*core-tops*) y las variables ambientales asociadas que condicionan la distribución geográfica de las especies que los componen y el desarrollo de un modelo matemático que describa la relación entre las variables ambientales y la composición del ensamble faunístico. Finalmente, la aplicación de dicho modelo a un ensamble fósil permitirá estimar el parámetro ambiental deseado en el pasado (Hutson, 1977).

Existen varias TF desarrolladas en base al análisis de la distribución de los foraminíferos planctónicos actuales (e.g., Imbrie y Kipp, 1971; Hutson *et al.*, 1980; Waelbroeck *et al.*, 1998; Pflaumann *et al.*, 2003; Kucera *et al.*, 2005). Las mismas se han aplicado principalmente para la reconstrucción de la SST. Sin embargo, el efecto de la SST sobre la distribución y abundancia de ciertas especies de foraminíferos planctónicos aún no pudo ser fehacientemente demostrado: muchas especies son euritérmicas o viven profundamente en la columna de agua por lo que no son afectadas estrictamente por la temperatura superficial, y se ha propuesto que responden más a los flujos de materia orgánica que a la SST (Schiebel y Hemleben, 2017). Así, la estructura de las comunidades respondería a múltiples procesos que tienen lugar a lo largo de la columna de agua (Ortiz *et al.*, 1995; Morey *et al.*, 2005; Jonkers y Kucera, 2015), entre los cuales la productividad primaria puede cumplir un rol importante a nivel regional (Lessa *et al.*, 2019).

El Atlántico Sudoccidental es una de las regiones más productivas del mundo. Se caracteriza por presentar propiedades físicas, químicas y biológicas distintivas causadas por diversos forzantes

como mareas, escorrentía continental, convergencia de corrientes, vientos zonales y batimetría. Los vientos del oeste, por ejemplo, constituyen un sistema de circulación zonal muy importante que influye en la intensidad de las corrientes oceánicas superficiales. Cambios en la intensidad y/o posición de estos vientos pueden afectar la circulación oceánica en el margen continental impactando en los procesos de *upwelling* de la región (Voigt *et al.*, 2015). Estos procesos se encuentran vinculados a la dinámica oceánica típica de las áreas de quiebre de plataforma, como el *shelf-break upwelling* de Patagonia (Matano y Palma, 2008), y a *eddies* vinculados a la dinámica superficial de las masas de agua (Braga *et al.*, 2008). Asimismo, se han observado niveles altos de productividad primaria (clorofila-a) cerca de descargas continentales como el Río de la Plata (Martinez *et al.*, 2005). Los altos niveles de productividad no solo ejercen una influencia significativa en la biogeoquímica de las aguas del Atlántico Sudoccidental, sino que además representan una fuente de alimento para las comunidades planctónicas y bentónicas que allí habitan. Por ello, la reconstrucción de la productividad primaria es tanto de interés (paleo)oceanográfico como (paleo)climático ya que no sólo permite reconocer cambios en los patrones del viento y la dinámica costera, sino que, además, a través de la bomba biológica del carbono, influye en las tasas de remoción del CO₂ atmosférico a distintas escalas.

De particular interés resultan las reconstrucciones para el último interestadial (MIS 3), un momento relativamente cálido durante la última glaciación pero con niveles del mar más bajos que el actual (Agosta y Compagnucci, 2016), una mayor influencia de las corrientes de origen antártico (Pereira *et al.*, 2018), una marcada variabilidad climática con consecuencias sobre la circulación termohalina (Agosta y Compagnucci, 2016) y un marcado incremento en la intensidad de los vientos del oeste (SWW, por si sigla en inglés *South Westerly Winds*) (Heusser *et al.*, 1999). Este escenario no análogo representa un verdadero desafío para comprender cómo distintos componentes del sistema se comportaron frente a las diversas forzantes. Sin embargo, a pesar del creciente número de estudios sobre variaciones en escalas multimileniales de la productividad e intensidad en los sistemas *upwelling* a nivel global, existen escasos trabajos dedicados a la reconstrucción de la productividad en el Atlántico Sudoccidental durante el MIS 3 (Lessa *et al.*, 2014, 2019; Pereira *et al.*, 2018; Portilho-Ramos *et al.*, 2015, 2019), que no incluyan al Margen Continental Argentino. Un trabajo pionero sobre esta temática es el de García Chaporri *et al.* (2014), quienes vinculan variaciones de la SST estimada en base a ensambles de foraminíferos planctónicos con la productividad primaria estimada en base a ensambles de foraminíferos bentónicos de un testigo del Pleistoceno Tardío asignado al MIS 6, uno de los estadiales más fríos de la última glaciación.

1.1 Objetivos e Hipótesis

La presente tesis tiene como objetivo general contribuir a mejorar las herramientas para la reconstrucción de las variables paleoceanográficas para el Cuaternario Superior del Atlántico Sudoccidental mediante el desarrollo de una función de transferencia que permita reconstruir la productividad primaria del Margen Continental Argentino sobre la base de ensambles de foraminíferos planctónicos.

Son sus objetivos específicos:

1. Desarrollar un *set* de calibración de foraminíferos planctónicos sobre la base del análisis de muestras actuales de sedimento superficial (*core-tops*) del Atlántico Sur.
2. Desarrollar una función de transferencia que permita reconstruir cuantitativamente parámetros vinculados a la productividad primaria en el Atlántico Sudoccidental para el Cuaternario Superior.
3. Reconstruir las variaciones de paleoproducción ocurridas durante el MIS 3 (25-60 ka AP) a partir de la aplicación de dicha función sobre un testigo sedimentario extraído del Margen Continental Patagónico y vincularla con procesos oceánicos y atmosféricos regionales y globales acontecidos.

De esta manera se plantean las siguientes hipótesis:

- La alta disponibilidad de nutrientes en superficie, resultado del *shelf-break upwelling* de Patagonia, es un factor importante en la estructuración de los ensambles actuales de foraminíferos planctónicos en ese sector del Margen Continental Argentino.
- Durante el MIS 3, la productividad primaria vinculada al *shelf-break upwelling* de Patagonia varió como resultado de una combinación de componentes eustáticos (nivel relativo del mar), cambios en la intensidad y/o posición de los vientos del oeste y un mayor aporte de nutrientes de la Corriente de Malvinas. Estos cambios se ven reflejados en la estructura de los ensambles fósiles de foraminíferos planctónicos de la región.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Generalidades

Los márgenes continentales son rasgos de la corteza terrestre que representan la transición entre las regiones continentales y oceánicas y donde los procesos propios de cada una de ellas han interactuado entre sí en épocas relativamente recientes de la historia del planeta (Violante *et al.*, 2017). Entre otras características, los márgenes continentales acumulan el 90% de los sedimentos totales producidos en la superficie terrestre, son depositarios del 25% de la producción primaria oceánica y representan el 90% del reservorio de carbono orgánico del mundo, siendo fundamentales para el ciclo biogeoquímico del carbono global y de los flujos de nutrientes en los ecosistemas marinos. Su importancia no sólo radica en que guardan en sus registros sedimentarios y fósiles las evidencias de los cambios paleoclimáticos, paleoceanográficos y paleoambientales de los márgenes de las cuencas marinas, sino que sus recursos naturales vivos y no vivos son potencialmente muy importantes (Violante *et al.*, 2017).

El Margen Continental Argentino es uno de los más extensos y complejos del mundo y el más grande de América del Sur, cubriendo un área aproximadamente de 2×10^5 km². El mismo presenta una orientación NNE-SSO y una extensión de 2400 km desde el Río de la Plata (35°S) hasta Cabo de Hornos (55°S). Presenta un ancho muy variable, siendo de 550 km a la latitud del Río de la Plata, de 1000 km frente al Golfo San Jorge, de 100 km hacia el sur de Tierra del Fuego y, en las latitudes del Río Santa Cruz en la dirección del extremo oriental del Plateau de Malvinas, su ancho alcanza un máximo de aproximadamente 2000 km (Cavallotto *et al.*, 2011). Este extenso margen es uno de los de mayor dinámica sedimentaria a escala global, relacionada a una dinámica oceánica donde ocurren 2 procesos: (1) la formación de capas nefeloides con una gran cantidad de sedimentos en suspensión (Ewing *et al.*, 1971; Scholle, 1996); y (2) la actividad de fuertes corrientes de fondo que favorecen procesos de erosión-depositación de alta energía, los cuales producen el inusual contenido arenoso que este margen presenta en relación a otros (Lonardi y Ewing, 1971; Frenz *et al.*, 2004; Bozzano *et al.*, 2011).

Desde el punto de vista tectónico, el Margen Continental Argentino presenta cuatro tipos de márgenes a lo largo de su extensión, consecuencia de la evolución del Océano Atlántico Sudoccidental (Fig. I.1a) (Violante *et al.*, 2017; COPLA 2017):

- a. un margen pasivo o extensional desde el Río de la Plata hasta los 48°-49°S;
- b. un margen transcurrente a lo largo de la Escarpa de Malvinas;
- c. un margen activo en el frente oriental del Arco de Scotia;
- d. un margen mixto en las Dorsales Norte y Sur del Arco de Scotia.

En este esquema, la plataforma, el talud y la emersión continental constituyen rasgos de orden menor de esos márgenes (Fig. I.1b). Todos ellos son sumamente extensos y complejos tanto por su configuración como por los procesos dinámicos que han actuado en el pasado y aun lo hacen en el presente (Pelayo y Wiens, 1989; Ramos, 1996; Hinz *et al.*, 1999; Franke *et al.*, 2007, 2010).

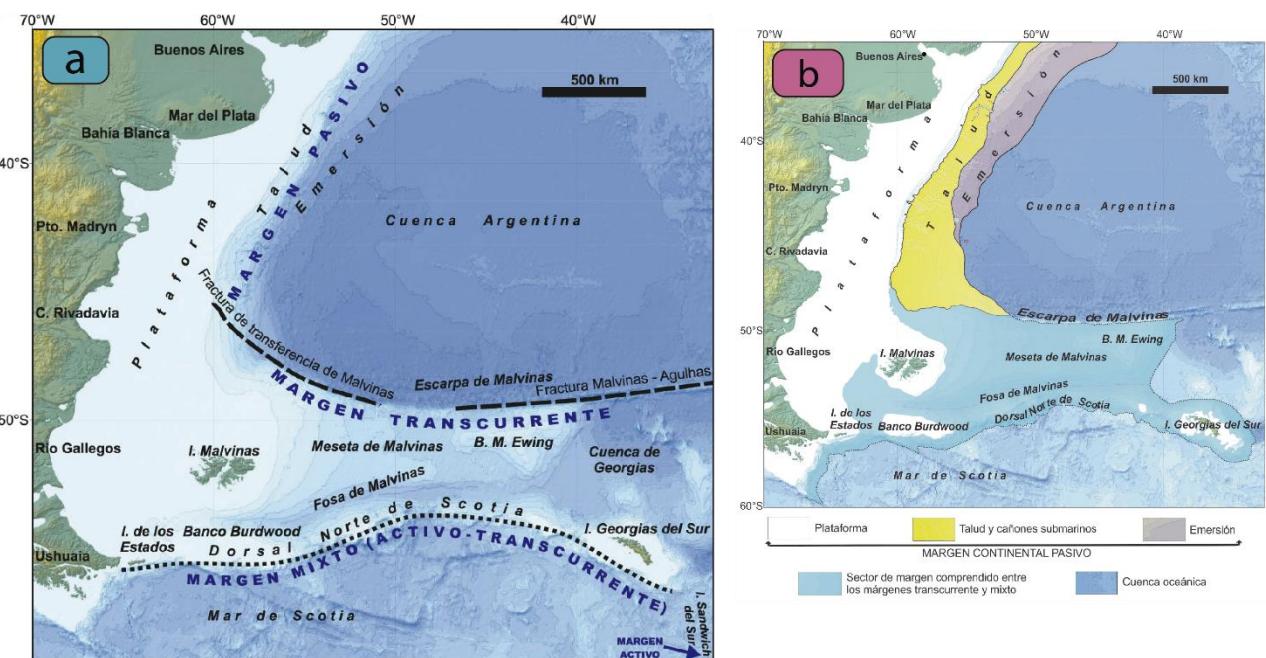


Figura I.1: El Margen Continental Argentino. a) Tipos de márgenes y rasgos morfoestructurales mayores; b) Mapa de los rasgos marinos profundos en el Atlántico Sudoccidental (Modificado de Violante *et al.*, 2017).

Por otra parte, el talud y la emersión son ámbitos formados bajo el océano, pero con una fuerte influencia continental por estar desarrollados sobre corteza continental y cubiertos por sedimentos mayoritariamente provenientes del continente. Allí tienen lugar tres procesos sedimentarios principales:

- a) sedimentación pelágica, que consiste en la decantación y acumulación en el fondo oceánico de partículas sedimentarias en suspensión, material biogénico (foraminíferos, radiolarios, “nanoplancton calcáreo”, silicoflagelados, dinoflagelados, diatomeas, ostrácodos, pterópodos, entre otros) y componentes químicos.
- b) procesos gravitacionales, que transportan sedimentos sobre el lecho marino en forma transversal a las pendientes exclusivamente por acción de la gravedad, desde el borde de la plataforma hacia las profundidades, tanto por transporte en masa como por flujos densos. Estos procesos generan tanto deslizamientos y derrumbes en las zonas de mayores gradientes como flujos encauzados en los cañones submarinos del margen, los cuales suelen conformar abanicos submarinos en la base del talud y en la emersión.
- c) transporte de sedimentos por la acción de corrientes marinas de fondo, que siguen el contorno del talud y la emersión a distintas profundidades. Estas corrientes removilizan los sedimentos del fondo oceánico, transportándolos de acuerdo con su capacidad de carga y eventualmente depositándolos en acumulaciones longitudinales que constituyen depósitos contorníticos o contornitas (Violante *et al.*, 2017).

El talud corresponde al rasgo morfológico situado al pie de la plataforma y es a través del cual se produce la transferencia de sedimentos hacia las regiones marinas profundas. Se extiende sobre una superficie de unos 7×10^5 km² con un ancho que varía entre 50-270 km. Su pendiente oscila alrededor de los 5° pero puede variar y ser mayor en sitios donde se encuentra disectado por cañones submarinos. En el sector de margen pasivo, el talud presenta una topografía escalonada modelada por sistemas depositacionales contorníticos, los cuales están constituidos por *drifts* y terrazas contorníticas asociados a procesos depositacionales-erosivos. El desarrollo regional de estos sistemas contorníticos se hace menos importante hacia el norte de los 38°S donde comienzan a hacerse progresivamente más activos y dominantes los procesos gravitacionales turbidíticos (Hernández Molina *et al.*, 2009, 2010, 2011; Violante *et al.*, 2008, 2010; Bozzano *et al.*, 2011). Los sedimentos que lo conforman son principalmente terrígenos de variadas granulometrías dependiendo de su relación con los rasgos morfosedimentarios (Marcolini y Bozzano, 2007; Bozzano *et al.*, 2011, 2020).

Por último, la zona de emersión se encuentra constituida esencialmente por abanicos coalescentes formados en la base del talud y desembocaduras de cañones submarinos, excepto en el sector sur del margen pasivo (entre 44°-49°S) donde la principal configuración la dan depósitos contorníticos del

pie del talud. Litológicamente está conformada por sedimentos limoarcillosos asociados a sistemas contorníticos y turbidíticos, aunque los depósitos hemipelágicos pueden adquirir aquí significativa importancia (Cavallotto *et al.*, 2011).

2.2 Estratigrafía del Margen Continental Argentino

El Margen Continental Argentino se caracteriza por sus sustratos volcánico-sedimentarios en forma de cuña (*Seaward Dipping Reflectors*, SDRs), los cuales se desarrollaron durante la apertura del Océano Atlántico y pueden reconocerse en el registro sísmico como reflectores buzantes hacia el mar (Hinz *et al.*, 1999). El techo de estos depósitos está dado por una prominente superficie erosiva de edad Haueriviana (AR1), la cual se extiende en todo el margen (Hinz *et al.*, 1999). El emplazamiento de los SDRs fue seguido por una etapa temprana de depósitos de *drift*, la cual culmina con una superficie erosiva de edad Aptiana (AR2; Hinz *et al.*, 1999). El techo de la siguiente etapa de sedimentación termina con una superficie erosiva ubicua en el Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico, denominada Pedro Luro *equivalent* (Franke *et al.*, 2007) y AR3 (Hinz *et al.*, 1999; Gruetzner *et al.*, 2011, 2012, 2016). De acuerdo con información de pozos ubicados en las cuencas Rawson y Colorado, su edad correspondería al límite Cretácico – Paleógeno. El horizonte reflector AR4 representa una reestructuración global de la circulación global asociada a la apertura del pasaje de Drake (Hinz *et al.*, 1999). Este horizonte, asociado al límite Eoceno-Oligoceno, representa una fuerte expansión regional de los hielos de Antártida oriental hacia la plataforma (Hinz *et al.*, 1999). Este evento, que también ha sido registrado en Antártida (Huber y Nof, 2006) y Sudáfrica (Wildeboer Schut y Uenzelmann-Neben, 2005), habría modificado la circulación termohalina con el consiguiente efecto en los regímenes sedimentarios. Por su parte, el horizonte AR5 (Hinz *et al.*, 1999) se vincula a un episodio de mejoramiento climático asociado al Mioceno medio. Mientras que el horizonte AR6 se puede identificar en todo el sistema contornítico depositacional del margen y marca el final del Óptimo Climático del Mioceno Medio a los 14 Ma (Gruetzner *et al.*, 2012). El horizonte AR7 es equivalente a los reflectores H2 y ARG9 descriptos por Cavallotto *et al.* (2011) y Schümann (2002), que a través de la correlación con un pozo de la industria “Cruz del Sur” se interpreta que representa el límite Mioceno-Plioceno en 6 Ma (Gruetzner *et al.*, 2012). Por último, el horizonte sísmico N representa la base de los eventos transgresivo-regresivos asociados a las glaciaciones Cuaternarias (2.4 Ma) (Violante *et al.*, 2010).

Trabajos	Horizontes reflectores	Edades asignadas
Violante <i>et al.</i> (2010)	N	Base del Cuaternario (2.4 Ma)
Parker <i>et al.</i> (2008)		
Gruetzner <i>et al.</i> (2012)	AR 7 AR 6	Límite Mioceno / Plioceno Mioceno medio (~ 14 Ma)
Hinz <i>et al.</i> (1999)	AR 5 AR 4 AR 3 AR 2 AR 1	Mioceno medio (~ 15 Ma) Límite Eoceno-Oligoceno Cretácico Superior (~81 Ma) Aptiano superior Haueriviano (~125 Ma)

Tabla G.1: Trabajos realizados que han caracterizado la sismoestratigrafía del Margen Continental Argentino y los horizontes reflectores mayores identificados en los mismos.

De lo expuesto se deduce que existen pocos trabajos que han caracterizado los aspectos sismoestratigráficos del Margen Continental Argentino (Tabla G.1). Los trabajos precedentes presentan un gran vacío en lo que respecta a la estratigrafía del MIS 3. Los trabajos de los años 1980-1990 (e.g, Parker *et al.*, 1982; Parker *et al.*, 1999) no hacen mención del MIS 3 cuando describen las secuencias estratigráficas del margen. Algunas de las secuencias que se definieron en esa época en base a horizontes sísmicos pueden corresponder al MIS 3, pero dado que en ese momento no existía ninguna evidencia para demostrarlo, no fueron consideradas. Trabajos posteriores tampoco lo tuvieron en cuenta ya que los mismos describían secuencias contorníticas y las unidades asignadas eran a nivel Período (Mioceno). Posteriormente, Parker *et al.* (2008) y Violante *et al* (2010) describen la sismoestratigrafía del sector de plataforma y talud adyacente bonaerense respectivamente, no observando registros del MIS 3. Los horizontes sísmicos propuestos por Parker *et al.* (2008) (Horizontes: A, V, M, N, y L) representarían las transgresiones marinas del Cuaternario, dentro de los cuales el MIS 3 debería estar incluido. Sin embargo, el mismo no fue reconocido, posiblemente, por falta de resolución del método. Recientemente, Isola *et al.* (2021) describieron la geomorfología y las principales unidades sísmicas del talud continental patagónico, proponiendo una historia depositacional para el área de estudio. Las dataciones AMS ^{14}C empleadas reflejan edades correspondientes al MIS 3 (42.9 ka - 39.3 ka), limitadas por los horizontes sísmicos H2 y H3. Sin embargo, los autores no las identifican como tal, asignando edades Pleistoceno tardías a dichos sedimentos.

En este contexto, el MIS 3 aún no fue reconocido como nivel sismoestratigráfico en el Margen Continental Argentino y, por ello, los testigos en los cuales se lo reconoce adquieren aquí una gran importancia.

3. ÁREA DE ESTUDIO: EL MARGEN CONTINENTAL PATAGÓNICO

3.1 Generalidades

El Margen Continental Patagónico es, desde un punto de vista geológico, la porción del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico ubicada al sur de la Zona de la Fractura Colorado (Franke *et al.*, 2007; Schnabel *et al.*, 2008; Becker *et al.*, 2012). Esta zona del margen se encuentra afectada desde el límite Eoceno-Oligoceno por la circulación de las corrientes de agua intermedias y profundas generadas en el sector antártico y subantártico. Al interactuar con el lecho marino, estas corrientes generan uno de los sistemas depositacionales contorníticos más grandes y complejos del mundo (Hernández Molina *et al.*, 2009; Gruetzner *et al.*, 2011). En este sentido, el Margen Continental Patagónico está ubicado en una porción del Atlántico Sudoccidental donde se genera una de las circulaciones oceánicas más dinámicas del mundo (Talley, 1996; Piola y Matano, 2001) (Fig. I.2).

El Margen Continental Patagónico contiene en su registro sedimentario la historia de las variaciones en la dinámica de las corrientes de contorno en distintas escalas espaciales y temporales, desde los cambios en los patrones de circulación global hasta fluctuaciones en la profundidad de las interfaces de las distintas masas de agua de fondo vinculadas a la alternancia de los ciclos glaciarios/interglaciarios (Hernández Molina *et al.*, 2009;; Gruetzner *et al.*, 2011; Gruetzner *et al.*, 2016; Violante *et al.*, 2017; Isola *et al.*, 2017).

Sumado a la existencia del *shelf-break upwelling* al sur de los 40°S y a la presencia de los vientos del oeste que influyen en los patrones de temperatura y precipitación a gran escala en Patagonia, el Margen Continental Patagónico representa un sitio excepcional para el estudio de la variabilidad climática en la región permitiendo analizar la interrelación entre las variaciones de las corrientes oceánicas, los patrones de circulación atmosférica, la productividad primaria y las comunidades planctónicas durante el Cuaternario.

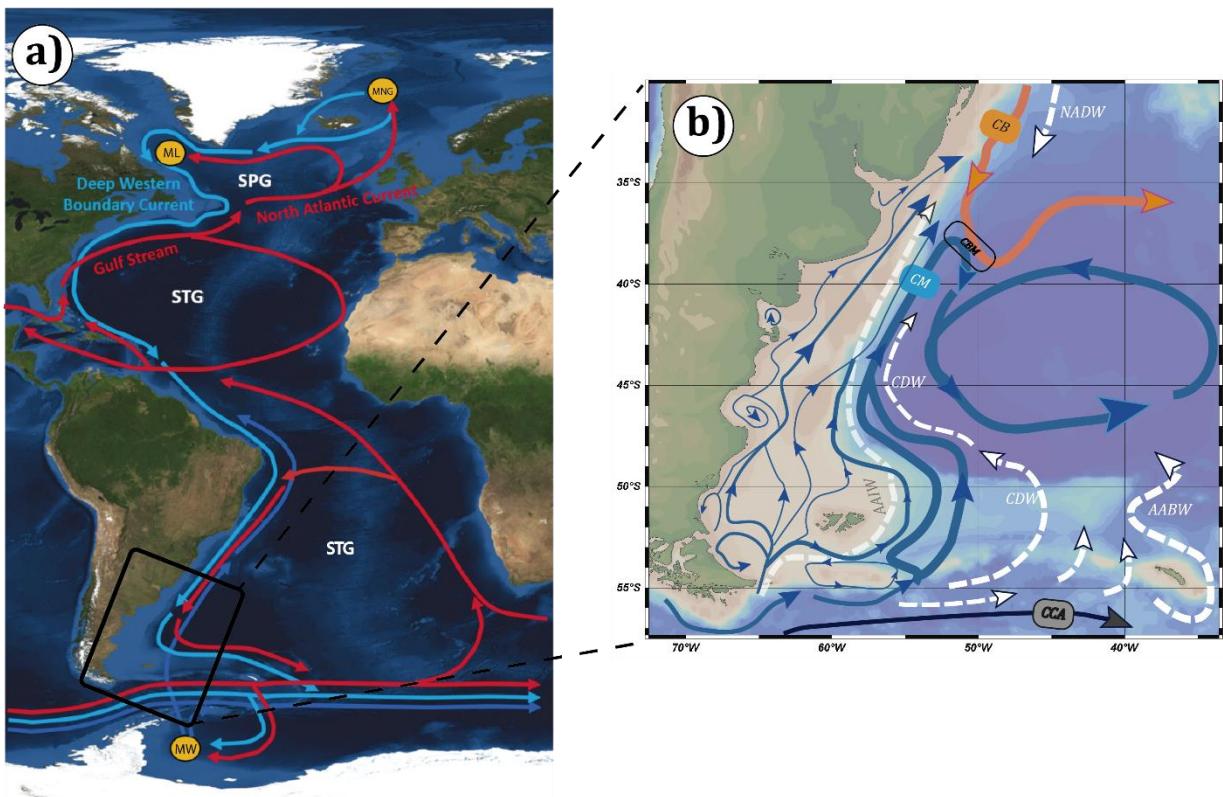


Figura I.2: a) Ilustración simplificada de la circulación de las masas de agua en el Océano Atlántico (*Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC*). En rojo: corrientes cálidas superficiales. En azul y celeste: corrientes frías de fondo. Círculos amarillos: áreas de formación de agua profunda. MCA: Margen Continental Argentino SPG: Giro Sub-polar; STG: Giro Subtropical; ML: Mar de Labrador; MNG: Mar de Noruega-Groenlandia; MW: Mar de Weddel. (Modificada de <https://race-synthese.de/the-atlantic-meridional-overturning-circulation>); b) Principales corrientes marinas asociadas a la circulación oceánica en el Margen Continental Argentino. En línea continua: corrientes superficiales (CM: Corriente de Malvinas; CB: Corriente de Brasil; CCA: Corriente Circumpolar Antártica). CBM: Confluencia Brasil-Malvinas En línea discontinua: corrientes intermedias y profundas (AABW: Agua de Fondo Antártica; CDW: Agua Circumpolar Profunda; AAIW: Agua Intermedia Antártica; NADW: Agua Profunda del Atlántico Norte).

El talud continental se caracteriza por presentar tres sub-dominios con rasgos morfológicos distintivos: talud superior, medio e inferior. El talud superior, de 6-20 km de ancho, desciende desde el borde de la plataforma hasta una profundidad de 250 – 750 m y una de las características del mismo es la presencia de marcas de iceberg (Muñoz *et al.*, 2012). Todo el talud, incluyendo el talud medio (de una profundidad de hasta 2000 m y pendiente inferior a 1°) y el talud inferior (que limita con la emersión) se estructura en una serie de terrazas: las terrazas Nágera (~ -500 m), Perito Moreno (~ -1000 m), Piedra Buena (~ -2100-2500 m) y las terrazas de Valentín Feilberg (~ 3500 – 4000 m) (Hernández Molina *et al.*, 2009; Isola *et al.*, 2017) (Fig. I.3). Estas terrazas están asociadas a la depositación de contornitas producto de procesos erosivo-depositacionales en las interfaces turbulentas entre las diferentes masas de agua.

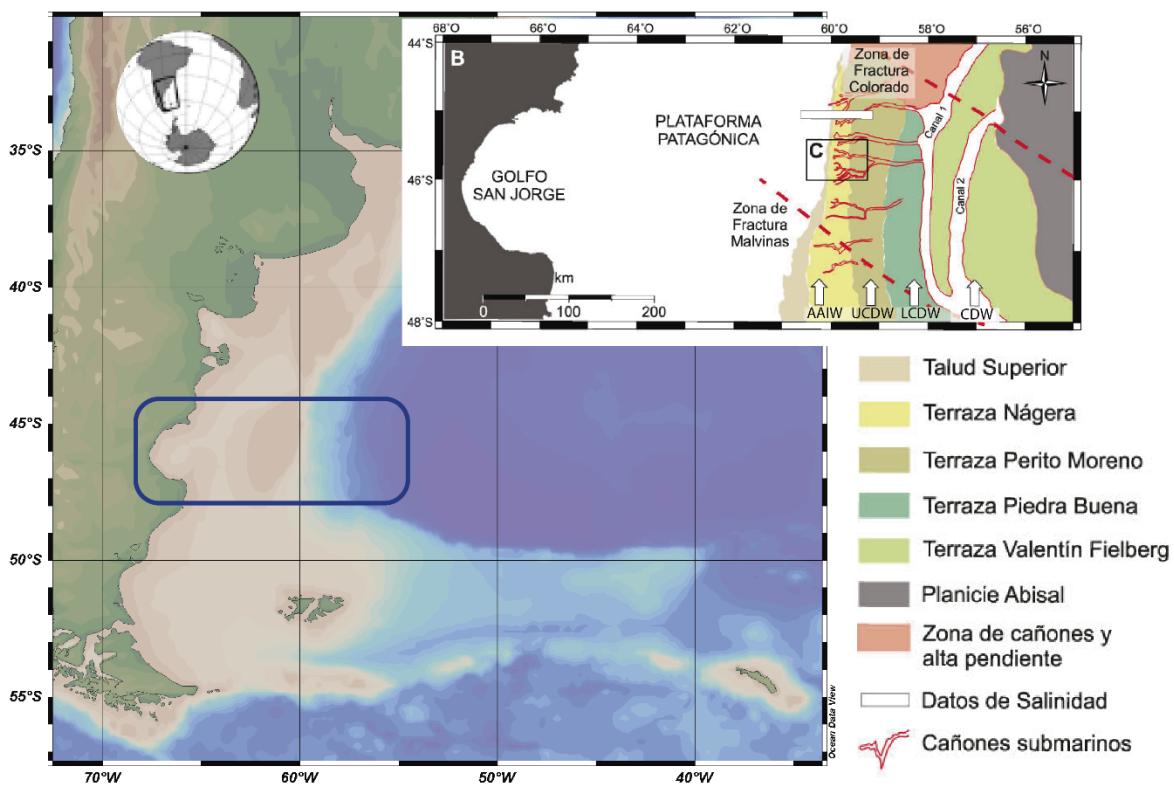


Figura I.3. Ubicación de la zona de estudio. En la figura de la derecha pueden apreciarse los principales rasgos morfosedimentarios del Margen Continental Patagónico con las Zonas de Fractura (líneas rojas discontinuas) y las masas de agua intermedias y profundas (flechas blancas; AAIW: Agua Intermedia Antártica; UCDW: Agua Circumpolar Profunda Superior; LCDW: Agua Circumpolar Profunda Inferior; CDW: Agua de Fondo Antártica). (Modificado de Isola *et al.*, 2017).

Al sur de 45°S, los procesos erosivos son de tal intensidad que han expuesto sedimentos de edad Eocena en el talud medio y están cubiertos solamente por una fina capa de gravas cuaternarias glaciales y por sedimentos arenosos (Ewing y Lonardi, 1971). Sobre la superficie erosiva del Eoceno, se han identificado corales de aguas profundas y montículos de carbonatos (Muñoz *et al.*, 2012). Además, el talud continental está atravesado por dos sistemas de cañones y canales submarinos, los cañones Ameghino y Patagonia (o Almirante Brown), que cruzan el talud superior en dirección oeste-este (Ewing *et al.*, 1964).

3.2 Marco Oceanográfico Regional

La circulación superficial del Margen Continental Patagónico se encuentra dominada por la Corriente de Malvinas (CM) (Fig. I.2). Esta corriente corresponde al brazo septentrional de la Corriente Circumpolar Antártica que transporta agua fría desde la zona antártica hacia el noreste a lo largo del margen argentino (Legeckis y Gordon, 1982; Arhan *et al.*, 2002). Ya fuera del ámbito patagónico,

cerca de los 38°S, la CM se encuentra con la Corriente de Brasil, de origen ecuatorial, conformándose allí la confluencia Brasil-Malvinas (Fig. I.2) (Tsuchiya *et al.*, 1994; Talley, 1996; Piola y Matano, 2001).

Entre los 55°S y los 38°S, las aguas frías y ricas en nutrientes de la CM que fluyen por el talud continental, intruyen hasta el límite externo de la plataforma (*shelf-break*) provocando un *upwelling* (Matano, 1993; Romero *et al.*, 2006) que origina concentraciones de clorofila-a un orden de magnitud mayor a las encontradas en el océano abierto. De hecho, allí las tasas de producción primaria son comparables a las de las regiones más productivas de los típicos *upwellings* tales como el sistema de California, Perú-Humboldt, Canarias y Benguela (Carr y Kearns, 2003; Acha *et al.*, 2004; Bogazzi *et al.*, 2005; Campagna *et al.*, 2006; Falabella, 2009).

Por debajo de la CM, a profundidades mayores a los 500 m, el talud patagónico se encuentra influenciado por la circulación de tres masas de agua de fondo (Fig. I.4). El Agua Intermedia Antártica (*Antarctic Intermediate Water*, AAIW, ~500-1.000 m) (Piola y Matano, 2001) es una masa de agua de baja salinidad relativa (<34,3 PSU) generada en el frente polar (Talley, 1996; Piola y Matano, 2001) la cual presenta zonas de mezclas de agua (Bianchi *et al.*, 1993; Bianchi y Gersonde, 2002) y remolinos oceánicos o *eddies* (Boebel *et al.*, 1999). El Agua Circumpolar Profunda (*Circumpolar Deep Water*, CDW, ~ 1.000 -3.700 m), de baja salinidad, pobre en oxígeno y rica en nutrientes, corresponde a la fracción más profunda de la Corriente Circumpolar Antártica. Fluye hacia el norte y se divide en dos secciones cerca de los 38°S: el Agua Circumpolar Profunda superior (*Upper Circumpolar Water*, UCDW) e inferior (*Lower Circumpolar Water*, LCDW, Valla *et al.*, 2018). La UCPW fluye hacia el norte a través del Pasaje de Drake a lo largo de las isobatas de 1.000-1.500 m. La LCDW ingresa al Margen Continental Argentino como una masa de agua densa sobre la meseta de Malvinas y al este del Banco de Ewing y sigue el talud a una profundidad de 3000-3500 m (Reid *et al.*, 1977; Saunders y King, 1995; Piola y Matano, 2001; Arhan *et al.*, 2002, 2003). Por otra parte, a profundidades mayores a los 3.700-4.000 m, circula el Agua de Fondo Antártica (*Antarctic Bottom Water*, AABW), muy fría y densa (Tsuchiya *et al.*, 1994) (Fig. I.4), la cual llena la Cuenca Argentina.

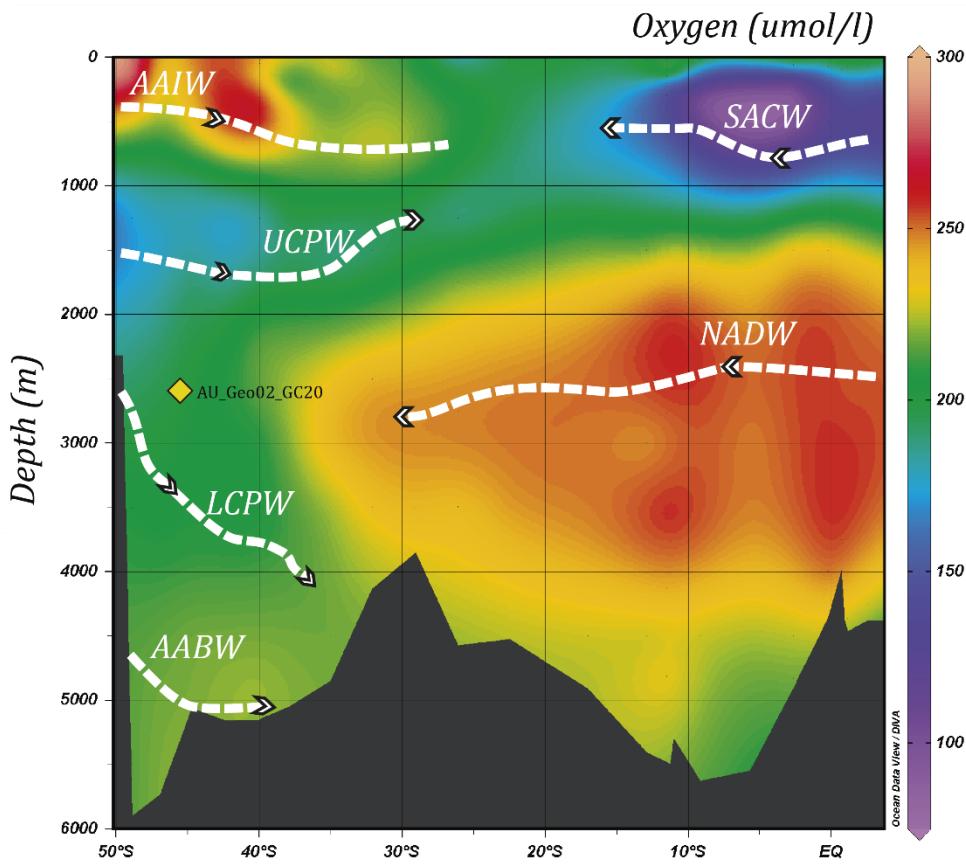


Figura I.4: Distribución de las principales masas de agua intermedias y profundas basadas en la concentración de oxígeno del Atlántico Sudoccidental. Agua Intermedia Antártica (AAIW), Agua Central del Atlántico Sur (SACW), Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW), Agua Circumpolar Profunda Superior (UCPW), Agua Circumpolar Profunda Inferior (LCPW), Agua de Fondo Antártica (AABW). Datos obtenidos del atlas electrónico de eGEOTRACES (Schlitzer, 2017).

La activa dinámica de estas masas de agua favorece la creación de grandes acumulaciones sedimentarias en todo el Margen Continental Patagónico, las cuales conforman el sector sur del ya descripto complejo y extenso Sistema Depositacional Contornítico del Margen Continental Argentino (SDC; Hernández-Molina *et al.*, 2009).

3.3 El shelf-break de Patagonia

En el Margen Continental Patagónico, la transición entre las aguas de plataforma y las de la CM se caracteriza por sus intensos gradientes de salinidad, temperatura y nutrientes. La misma se conoce como el Frente del talud Patagónico (*shelf-break* de Patagonia) (Saraceno *et al.*, 2004; Romero *et al.*, 2006). El mismo constituye una de las regiones más productivas del océano global (Acha *et al.*, 2004; Bisbal, 1995; Palma *et al.*, 2008). La alta biomasa de fitoplancton allí presente influye en la actividad biológica de niveles tróficos superiores (Longhurst, 1998) y permite mantener una intensa actividad pesquera (Heileman, 2009). Por ello, la plataforma patagónica es un importante sumidero de CO₂ con

tasas de absorción anual que compiten con las del Atlántico Norte subpolar (García *et al.*, 2008), por lo que *el shelf-break* de Patagonia también puede desempeñar un papel importante en el ciclo biogeoquímico del carbono (Walsh, 1991; Muller-Karger *et al.*, 2005).

La alta productividad biológica requiere un suministro elevado de macronutrientes (en particular nitrato, nitrito y fosfato) y micronutrientes (por ejemplo, hierro). Por lo tanto, la distribución de los nutrientes, sus fuentes y mecanismos de entrega son clave para entender cómo se estructuran las comunidades planctónicas a lo largo del Margen Continental Patagónico. La relación entre la distribución de nutrientes y la temperatura a lo largo del *shelf-break* de Patagonia indican que las aguas profundas y frías son una fuente importante de nutrientes a lo largo del Margen Continental Patagónico (García *et al.*, 2008). Las notables floraciones o *blooms* de fitoplancton del *shelf-break* de Patagonia durante el verano y la primavera reflejan el *upwelling* de aguas ricas en nutrientes hacia la zona fótica. La fuerte correlación lineal entre temperatura y nitrato ($r^2 = 0,97$) observada sobre la plataforma a 38°S sugiere que la CM es una fuente importante de nutrientes (Carreto *et al.*, 1995), mientras que la relación es no lineal sobre la plataforma y el océano abierto en el rango de latitudes de 25°S a 46°S (Signorini *et al.*, 2009).

Pese a lo expuesto, los procesos físicos que conducen al enfriamiento y, sobre todo, al flujo de nutrientes hacia la zona fótica (necesarios para sostener el crecimiento del fitoplancton sobre el *shelf-break* de Patagonia,) son poco conocidos. Se ha postulado (y verificado mediante modelos simplificados) que este afloramiento podría estar asociado con intrusiones impulsadas por la fricción de la CM contra la plataforma (Matano y Palma, 2008; Miller *et al.*, 2011; Palma *et al.*, 2008; Combes y Matano, 2014; Valla y Piola, 2015). También se ha sugerido que la topografía de la plataforma patagónica promueve actividad de mesoescala y la generación de *eddies* que, a su vez, aportan nutrientes para mantener los *blooms* de fitoplancton (Longhurst, 1998). Asimismo, se ha propuesto que la variabilidad observada puede ser modulada por ondas de la plataforma continental a escalas estacionales (Saraceno *et al.*, 2005) y por la variabilidad del viento en períodos intraestacionales (<15 días, Carranza *et al.*, 2017). En resumen, el suministro de nutrientes para el mantenimiento de los *blooms* de fitoplancton en Patagonia podría estar relacionado a una combinación de factores tales como la disponibilidad de macronutrientes de la CM, y micronutrientes (principalmente hierro), potencialmente suministrado por cuatro fuentes: el *upwelling*, las aguas poco profundas de la plataforma, el aporte de polvo proveniente del continente y el ingreso de agua de regiones remotas transportada por la Corriente de Brasil (García *et al.*, 2008). Observaciones satelitales de la distribución de clorofila-a revelan altos niveles de productividad primaria a lo largo del *shelf-break*

de Patagonia durante la primavera y el verano austral (Fig. I.5) (Saraceno *et al.*, 2005; Romero *et al.*, 2006; Rivas, 2006., Marrari *et al.*, 2013). Las mayores concentraciones se observan cerca de las descargas continentales y a lo largo del *shelf-break*. Se ha observado que, en promedio, el *bloom* de clorofila-a se inicia en septiembre y permanece alto ($\sim 3,5 \text{ mg/m}^3$) hasta marzo, aunque existe una variabilidad interanual sustancial (Saraceno *et al.*, 2005; Romero *et al.*, 2006; Signorini *et al.*, 2006; Piola *et al.*, 2010). Se ha propuesto que la productividad de primavera se mantiene gracias a una circulación vertical y mezcla de aguas lo suficientemente intensa como para superar la fuerte estratificación de verano. En consecuencia, en el verano, las regiones de mayor concentración de clorofila-a en superficie están estrechamente asociadas a una estratificación vertical debilitada (Piola *et al.*, 2018). Además, se han encontrado *blooms* de dinoflagelados (Negri *et al.*, 1992) y cocolitofóridos (Brown y Podestá, 1997; Brown y Yoder, 1994) especialmente a mediados del verano austral.

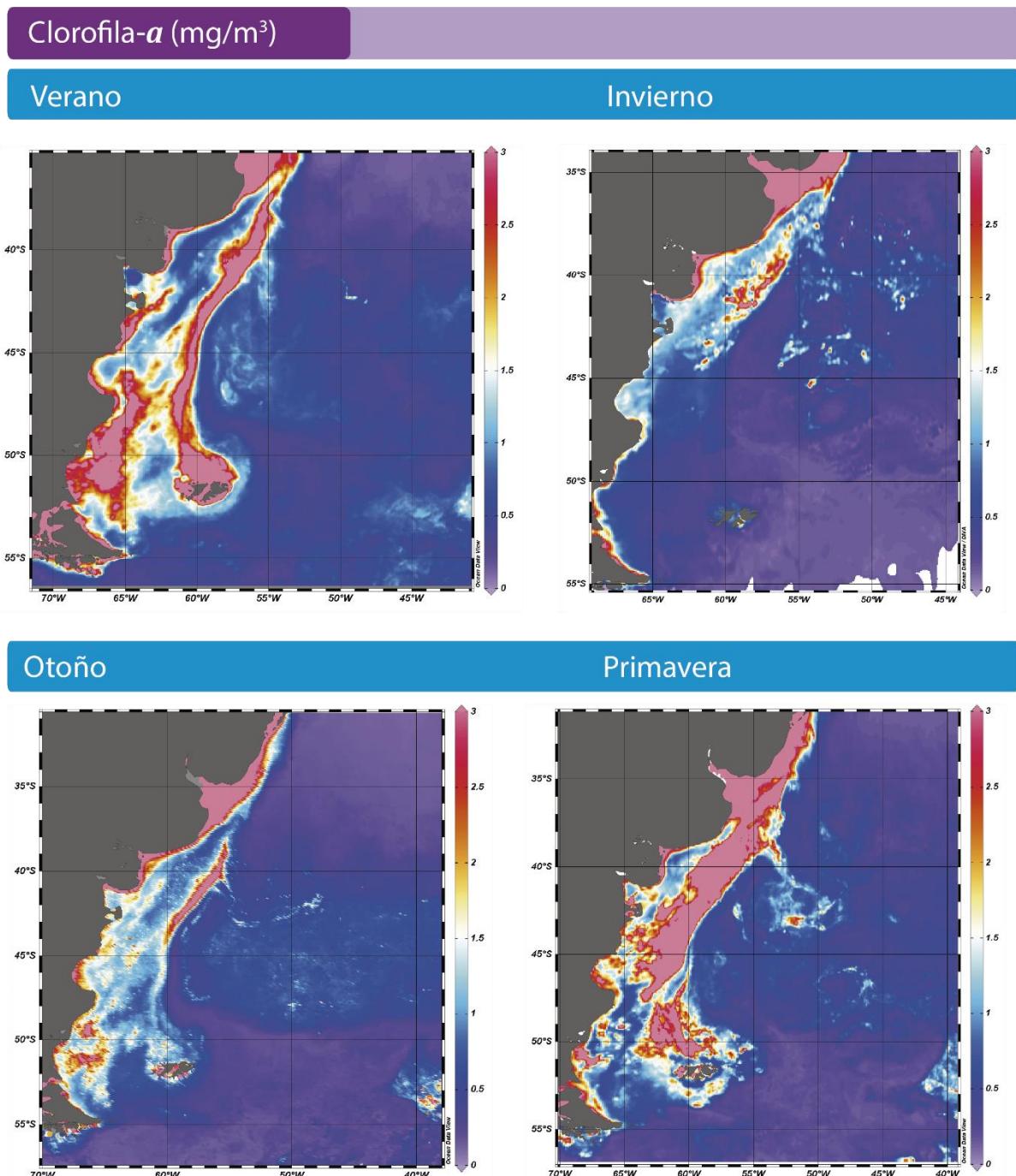
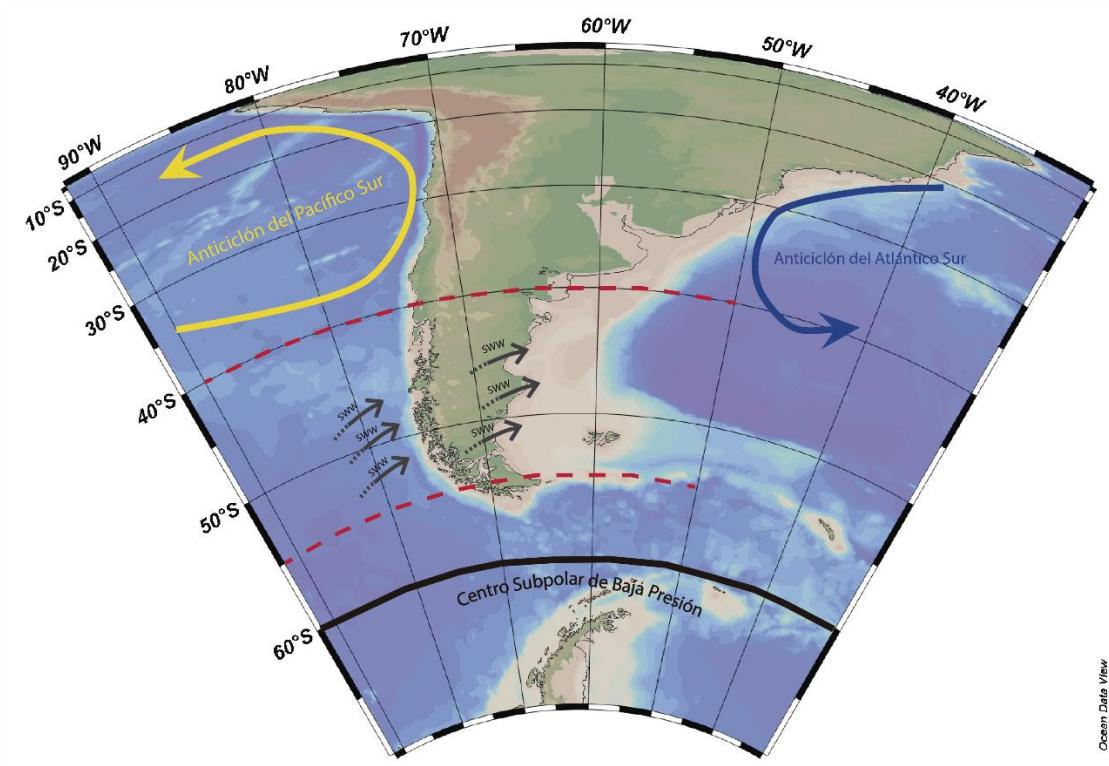


Figura I.5: Patrones de clorofila-a (mg/m^3) a lo largo del Margen Continental Argentino en las cuatro estaciones del año. Datos de clorofila-a estimados a partir de instrumentos satelitales de la NASA (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer-MODIS*). Mapa realizado en *Ocean Data View* (ODV).

3.4 Principales Patrones Atmosféricos

La Patagonia es la única masa continental del Hemisferio Sur en el rango de incidencia de los vientos del oeste (SWW), los cuales constituyen uno de los principales forzantes climáticos de la región. Los SWW son vientos predominantes en las latitudes medias del sistema atmosférico terrestre: presentan una dirección general oeste-este y se encuentran entre las áreas de alta presión subtropicales y las áreas de baja presión en los centros subpolares (Fig. I.6). Entre los 28°-34°S se encuentra el cinturón subtropical de alta presión, constituido por los anticiclones semipermanentes del Sudeste del Pacífico y del Atlántico Sur, mientras que en el límite sur de la región patagónica (~56°S) se encuentra el centro subpolar de baja presión. Durante el verano, el cinturón subtropical se desplaza unos grados al sur, mientras que el centro subpolar permanece prácticamente estacionario, debido a la estabilidad de las condiciones oceánicas subyacentes. Esto determina un desplazamiento latitudinal estacional de los SWW, cuya área central se localiza en torno a los 30°S en invierno y que en verano exhibe un patrón latitudinalmente más confinado, con máximos de intensidad entre los 45° y 55°S. Por el otro, el gradiente barométrico entre ambos centros aumenta a medida que se acerca la primavera, lo cual genera un máximo en la intensidad de los SWW. La influencia de estos vientos afecta los patrones estacionales de precipitación y temperatura de la región impactando en el clima patagónico (Garreaud *et al.*, 2013).

Adicionalmente, los SWW constituyen un importante sistema de circulación zonal que impulsa a uno de los sistemas de corrientes superficiales más importantes del Hemisferio Sur: la Corriente Circumpolar Antártica. Cambios en la intensidad y/o posición de los SWW pueden afectar la circulación oceánica impactando en la Corriente Circumpolar Antártica y en el *upwelling* de aguas profundas en el Océano Austral (Toggweiler y Samuels, 1995; Sijp y England, 2008). Adicionalmente, la componente sur de los vientos que fluyen a lo largo del *shelf-break* de Patagonia incrementan la concentración de clorofila-a ya que rompen la estratificación de las aguas, mientras que los de dirección norte la suprimen, al reestratificarlas, y desplazan los picos de clorofila-a 25-50 km *offshore* (Carranza *et al.*, 2017). Esto indica que la surgencia en el talud patagónico, siempre presente debido al cambio batimétrico y a la presencia de la CM (Matano y Palma, 2008) está modulado por la componente meridional (norte/sur) de los SWW predominantes sobre el Margen Continental Patagónico (Carranza *et al.*, 2017).



Ocean Data View

Figura I.6: Ubicación aproximada de los principales fenómenos de circulación atmosférica que afectan el Margen Continental Patagónico.

4. MATERIALES Y MÉTODOS

Se confeccionó un *set* de calibración de foraminíferos planctónicos en base a *core-tops* del Atlántico Sur compuesto por muestras compiladas por Siccha y Kucera (2017), García Chaporí y Kucera (2019) y 16 nuevos *core-tops* que se agregaron en el contexto de esta tesis. Adicionalmente, para reconstruir los patrones de productividad primaria durante el MIS 3, la función de transferencia desarrollada a partir de dicho *set* de calibración se aplicó a muestras de un testigo extraído durante la campaña AU_GEO2 (2017) del Buque Oceanográfico Austral (CONICET).

Los 16 *core-tops* analizados en el contexto de esta tesis fueron extraídos durante la campaña oceanográfica SO260 (2018) del Buque Oceanográfico *Sonne* (Universidad de Bremen, Alemania) en los márgenes argentino y uruguayo entre los 36°S-39°S (Fig. M1). Las muestras fueron extraídas del talud continental entre los 1382 y 3675 metros de profundidad. Se considera que las mismas representan las condiciones biológicas y climáticas del Holoceno Tardío (modernas).

4.1 Procesamiento de las muestras

El procesamiento de las muestras se llevó a cabo mediante técnicas micropaleontológicas estándares en el Laboratorio de Sondeos de Ambientes Continentales y Marinos (SACMa) del Instituto de Estudios Andinos “Don Pablo Groeber” (FCEN, UBA-CONICET). El protocolo incluyó:

- 1) Pesado inicial de la muestra de sedimento.
- 2) Lavado de cada muestra mediante agua corriente sobre un tamiz de malla de 63 μm con el objetivo de eliminar el material limo-arcilloso y facilitar el aislamiento de la microfauna.
- 3) Secado de la muestra recuperada de la fracción >63 μm en estufa termostática a una temperatura de entre 25° - 40°C para asegurar la integridad de las conchillas.
- 4) Pesado de cada muestra seca recuperada.
- 5) En caso de que las muestras fueran grandes, cuarteado de las muestras para asegurar equitativa representatividad de la submuestra a revisar.
- 6) Tamizado y separación de la (sub)muestra recuperada en una nueva fracción $\geq 150\mu\text{m}$ a fin de evitar la sobre-representatividad de individuos juveniles, los que suelen ser de difícil determinación.
- 7) Extracción y concentración de la fauna de foraminíferos planctónicos bajo lupa binocular de la fracción >150 μm .

- 8) Pesado de la muestra revisada (cuya fauna fue extraída en su totalidad) y sin revisar. De esta manera pude estimarse qué porcentaje de muestra fue revisado y cuál es el número de foraminíferos en la muestra original por extrapolación al peso original.
- 9) Estandarización de las abundancias con el fin de poder comparar las mismas

En aquellos casos en que la presencia de sedimento arcilloso dificultara la extracción de la microfauna, se llevó a cabo previamente al descripto un proceso de defloculación de arcillas siguiendo el siguiente protocolo:

- a. Agregado de una solución al 10% de agua oxigenada (H_2O_2) para la eliminación de la materia orgánica.
- b. Lavado mediante agua corriente sobre un tamiz de malla de $63\mu m$.
- c. Agregado de pirofosfato de sodio ($Na_4P_2O_7$) 0,1M.
- d. Calentado de cada muestra al microondas durante 60 segundos
- e. Nuevamente lavado de cada muestra mediante agua corriente sobre un tamiz de malla de $63\mu m$.

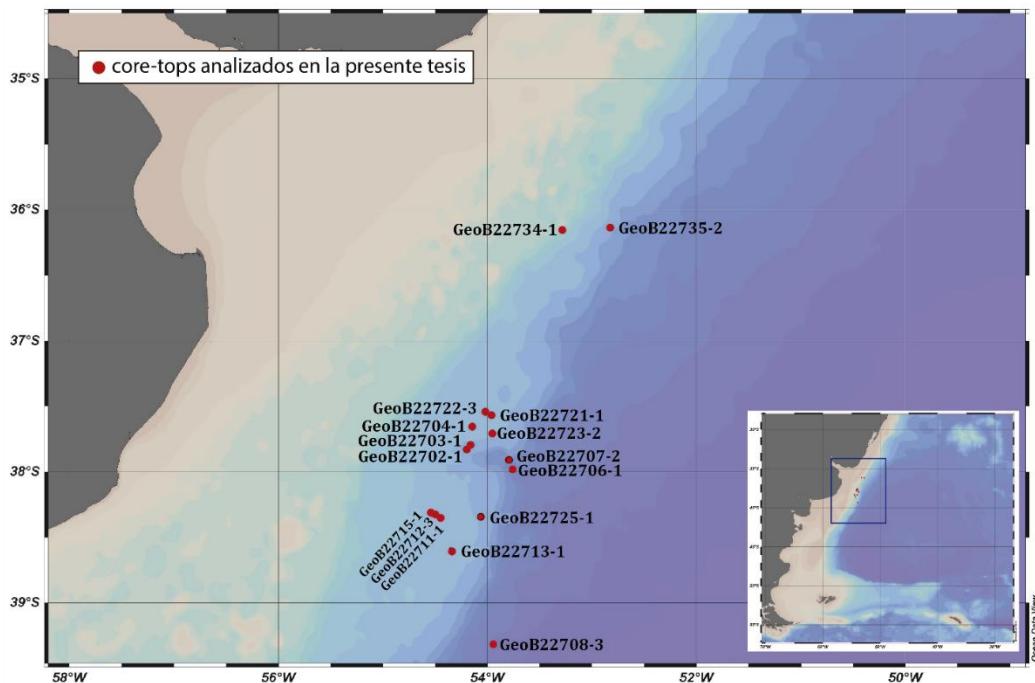


Figura M1: Ubicación de los 16 sitios *core-tops* procesados y analizados en el contexto de esta tesis.

4.2 Análisis de la fauna de foraminíferos planctónicos

De cada uno de los *core-tops* se extrajeron todos los foraminíferos planctónicos presentes en la fracción $\geq 150\mu\text{m}$ de acuerdo a lo propuesto por Pflaumann *et al.* (1996). Siempre que fue posible, se contó un mínimo de 200 especímenes de foraminíferos planctónicos cuantificándose sus abundancias relativas. Resultaron fértiles y estadísticamente confiables 12 muestras *core-tops*, mientras que 4 muestras se desestimaron del análisis ya que presentaban menos de 200 ejemplares.

La taxonomía se homogeneizó con el criterio propuesto por Siccha y Kucera (2017) a fin de obtener ensambles de foraminíferos planctónicos comparables con las previamente compiladas. La lista taxonómica comprende 41 categorías taxonómicas de especies, tres categorías de múltiples especies y seis morfotipos (Tabla 1).

En los casos en donde la taxonomía original admitía la agrupación de especies y para armonizar las posibles diferencias taxonómicas entre ensambles, se retuvieron esas categorías como categorías de múltiples especies (agrupamientos) que, se considera, comparten requisitos ecológicos y por lo tanto su agrupamiento no perjudica las reconstrucciones. Esto se aplicó al grupo de los menardiformes (*Globorotalia menardii* + *Globorotalia tumida* + *Globorotalia ungulata*), las que se incluyeron dentro del grupo “*Globorotalia menardii complex*” y para los morfotipos de *Globigerinoides ruber* (white + pink) dentro del grupo “*Globigerinoides ruber total*”. De esta manera, la homogenización taxonómica realizada en esta tesis queda conformada según se muestra en Tabla 2.

Nº	Género	Especie
Categoría especie		
1	<i>Dentigloborotalia</i>	<i>anfracta</i>
2	<i>Globorotalia</i>	<i>cavernula</i>
3	<i>Globorotalia</i>	<i>crassaformis</i>
4	<i>Globorotalia</i>	<i>hirsuta</i>
5	<i>Globorotalia</i>	<i>menardii</i>
6	<i>Globorotalia</i>	<i>scitula</i>
7	<i>Globorotalia</i>	<i>truncatulinoides</i>
8	<i>Globorotalia</i>	<i>tumida</i>
9	<i>Globorotalia</i>	<i>ungulata</i>
10	<i>Globorotalia</i>	<i>theyeri</i>
11	<i>Globoconella</i>	<i>inflate</i>
12	<i>Neogloboquadrina</i>	<i>dutertrei</i>
13	<i>Neogloboquadrina</i>	<i>incompta</i>
14	<i>Neogloboquadrina</i>	<i>pachyderma</i>
15	<i>Pulleniatina</i>	<i>obliquiloculata</i>
16	<i>Globoquadrina</i>	<i>conglomerata</i>
17	<i>Globorotaloides</i>	<i>hexagonus</i>
18	<i>Berggrenia</i>	<i>pumilio</i>
19	<i>Globigerina</i>	<i>bulloides</i>
20	<i>Globigerina</i>	<i>falconensis</i>
21	<i>Globigerinoides</i>	<i>conglobatus</i>
22	<i>Globigerinoides</i>	<i>ruber (pink)</i>
23	<i>Globigerinoides</i>	<i>ruber (white)</i>
24	<i>Trilobatus</i>	<i>sacculifer</i>
25	<i>Globigerinoides</i>	<i>tenellus</i>
26	<i>Orbulina</i>	<i>universa</i>
27	<i>Bella</i>	<i>digitata</i>
28	<i>Globigerinella</i>	<i>siphonifera</i>
29	<i>Globigerinella</i>	<i>calida</i>
30	<i>Globigerinella</i>	<i>adamsi</i>
31	<i>Turborotalita</i>	<i>quinqueloba</i>
32	<i>Turborotalita</i>	<i>humilis</i>
33	<i>Globoturborotalita</i>	<i>rubescens</i>
34	<i>Sphaeroidinella</i>	<i>dehiscens</i>
35	<i>Candeina</i>	<i>nitida</i>
36	<i>Globigerinita</i>	<i>glutinata</i>
37	<i>Globigerinita</i>	<i>uvula</i>
38	<i>Globigerinita</i>	<i>minuta</i>
39	<i>Tenuitella</i>	<i>iota</i>
40	<i>Hastigerina</i>	<i>pelagica</i>
41	<i>Hastigerinella</i>	<i>digitata</i>

Tabla 1: Categorías taxonómicas de especies consideradas por Siccha y Kucera (2017). No se incluyen las categorías multi-especies y subespecies.

Nº	Género	Especie
Categoría especie		
1	<i>Dentigloborotalia</i>	<i>anfracta</i>
2	<i>Globorotalia</i>	<i>cavernula</i>
3	<i>Globorotalia</i>	<i>crassaformis</i>
4	<i>Globorotalia</i>	<i>hirsuta</i>
5	<i>Globorotalia</i>	<i>scitula</i>
6	<i>Globorotalia</i>	<i>truncatulinoides</i>
7	<i>Globorotalia</i>	<i>theyeri</i>
8	<i>Globoconella</i>	<i>inflate</i>
9	<i>Neogloboquadrina</i>	<i>dutertrei</i>
10	<i>Neogloboquadrina</i>	<i>incompta</i>
11	<i>Neogloboquadrina</i>	<i>pachyderma</i>
12	<i>Pulleniatina</i>	<i>obliquiloculata</i>
13	<i>Globoquadrina</i>	<i>conglomerata</i>
14	<i>Globorotaloides</i>	<i>hexagonus</i>
15	<i>Berggrenia</i>	<i>pumilio</i>
16	<i>Globigerina</i>	<i>bulloides</i>
17	<i>Globigerina</i>	<i>falconensis</i>
18	<i>Globigerinoides</i>	<i>conglobatus</i>
19	<i>Trilobatus</i>	<i>sacculifer</i>
20	<i>Globigerinoides</i>	<i>tenellus</i>
21	<i>Orbulina</i>	<i>universa</i>
22	<i>Bella</i>	<i>digitata</i>
23	<i>Globigerinella</i>	<i>siphonifera</i>
24	<i>Globigerinella</i>	<i>calida</i>
25	<i>Globigerinella</i>	<i>adamsi</i>
26	<i>Turborotalita</i>	<i>quinqueloba</i>
27	<i>Turborotalita</i>	<i>humilis</i>
28	<i>Globoturborotalita</i>	<i>rubescens</i>
29	<i>Sphaeroidinella</i>	<i>dehiscens</i>
30	<i>Candeina</i>	<i>nitida</i>
31	<i>Globigerinita</i>	<i>glutinata</i>
32	<i>Globigerinita</i>	<i>uvula</i>
33	<i>Globigerinita</i>	<i>minuta</i>
34	<i>Tenuitella</i>	<i>iota</i>
35	<i>Hastigerina</i>	<i>pelagica</i>
36	<i>Hastigerinella</i>	<i>digitata</i>
Categoría multi-especie		
37	<i>Globorotalia</i>	<i>menardii complex</i>
38	<i>Globigerinoides</i>	<i>ruber total</i>

Tabla 2: Categorías taxonómicas de especies consideradas en esta tesis.

4.3 Procesamiento y análisis del testigo sedimentario AU_Geo02_GC20

Se analizaron los ensambles fósiles de foraminíferos planctónicos presentes en el testigo sedimentario AU_Geo02_GC20 ($45^{\circ}55'S$ - $58^{\circ}30'W$) extraído a 2589 metros de profundidad sobre la Terraza Piedra Buena del Margen Continental Patagónico (Fig. M2) durante la campaña oceanográfica AU_Geo02 (2017) del Buque Oceanográfico Austral (CONICET) en el contexto del Convenio de Colaboración en Investigación y Desarrollo entre el CONICET e YPF Tecnología S.A. “Campañas YTEC-GTGM 2017”. El mismo fue submuestreado en YTEC S.A. a intervalos de 5 cm hasta una profundidad de 120 cm. Las 25 muestras se procesaron en el SACMa mediante las mismas técnicas micropaleontológicas aplicadas a los *core-tops*. Se extrajeron e identificaron todos los foraminíferos planctónicos presentes en la fracción $\geq 150\mu m$ utilizando los criterios previamente mencionados. Una vez identificada la fauna y realizados los conteos, se calcularon las abundancias relativas de cada especie. Solo las especies que se encontraron en abundancias $>2\%$ en al menos dos muestras se incluyeron en los análisis estadísticos (Fatela y Taborda, 2002).

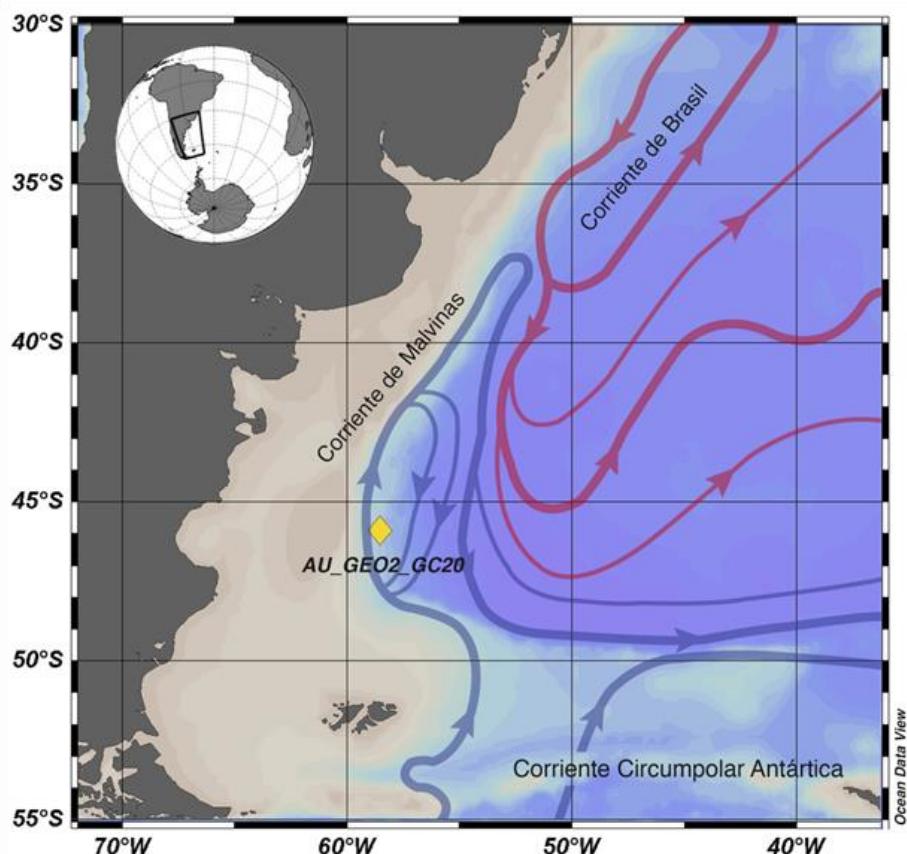


Figura M2: Ubicación del testigo AU_Geo02_GC20. También se muestran la circulación oceánica superficial de manera esquemática.

4.4 Modelo de edades AU Geo02 GC20

Se realizaron cuatro dataciones AMS- ^{14}C en muestras de foraminíferos planctónicos (fracción $>150\mu\text{m}$) para la determinación del modelo de edades. Las mismas se calibraron a años calendarios AP mediante la curva de calibración Marine13 (Reimer *et al.*, 2013), considerándose un efecto reservorio global de 200 años. Se aplicó un modelo de edades de interpolación lineal mediante el paquete estadístico Clam (Blaauw, 2010) en R versión 3.2.1 (R Core Team, 2015).

4.5 Datos Ambientales

Se seleccionaron 6 parámetros oceanográficos asociados a productividad para cada *core-top*: fosfato, nitrato, clorofila-a, hierro, carbono orgánico particulado y el coeficiente de absorción de fitoplancton a 443nm (aph443), que representa la fracción de luz incidente absorbida por los organismos fitoplanctónicos a la longitud de onda de 443nm.

Debido a la gran estacionalidad de la productividad del *shelf-break upwelling* de Patagonia (Valla y Piola, 2015), algunas variables se evaluaron en las 4 estaciones del año. Así se evaluó fosfato de primavera (*phos_spring*), fosfato de otoño (*phos_autumn*), fosfato de verano (*phos_summer*) y fosfato de invierno (*phos_winter*); nitrato de primavera (Nit_SON), nitrato de otoño (Nit_MAM), nitrato de verano (Nit_DJF) y nitrato de invierno (Nit_JJA); clorofila-a de primavera (Chl SON), de otoño (Chl_MAM), de verano (Chl_DJF) y de invierno (Chl_JJA); hierro de primavera (iron_SON), hierro de otoño (iron_MAM), hierro de verano (iron_DJF) e hierro de invierno (iron_JJA); carbono orgánico particulado (POC) de primavera (POC_SON), POC de otoño (POC_MAM), POC de verano (POC_DJF) y POC de invierno (POC_JJA).

Los valores estacionales del fosfato ($\mu\text{mol/l}$) fueron obtenidos del *World Ocean Atlas 2013* (WOA 2013; 1° grid version; Loncarini *et al.*, 2013); los valores estacionales del nitrato ($\mu\text{mol/l}$), hierro (nmol/l), clorofila-a (mg/m^3), POC (mg/m^3) y los valores de aph443 ($1/\text{m}$) fueron obtenidos de bases de datos de la NASA (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer - MODIS*) (Barnes *et al.*, 1998). Los datos se interpolaron a la ubicación geográfica de los sitios *core-tops* utilizando un *weighted average gridding* en *Ocean Data View* (Schlitzer, 2009).

4.6 Selección de los sitios del set de calibración

Con el objetivo de evitar el problema de la falta de análogos, se seleccionaron *a priori* los sitios que componen el *set* de calibración. Para ello se estableció cuán similares eran las muestras de ensambles de foraminíferos planctónicos modernos de los *core-tops* con los ensambles fósiles del testigo AU Geo02-GC20. Para ello, se compararon los ensambles modernos de 335 *core-tops* del Atlántico Sur compilados por Siccha y Kucera (2017) con los ensambles fósiles presentes en el testigo AU_Geo02-GC20 mediante el análisis de disimilitud de distancia euclíadiana. Para llevar a cabo el análisis, se utilizó el software C2 (Juggins, 2003). En consecuencia, el *set* de calibración quedó constituido por 171 muestras *core-tops* del Atlántico Sur: 148 compiladas por Siccha y Kucera (2017), 11 compiladas por García Chaporí y Kucera (2019) y 12 analizadas en el contexto de esta tesis (Fig. M3).

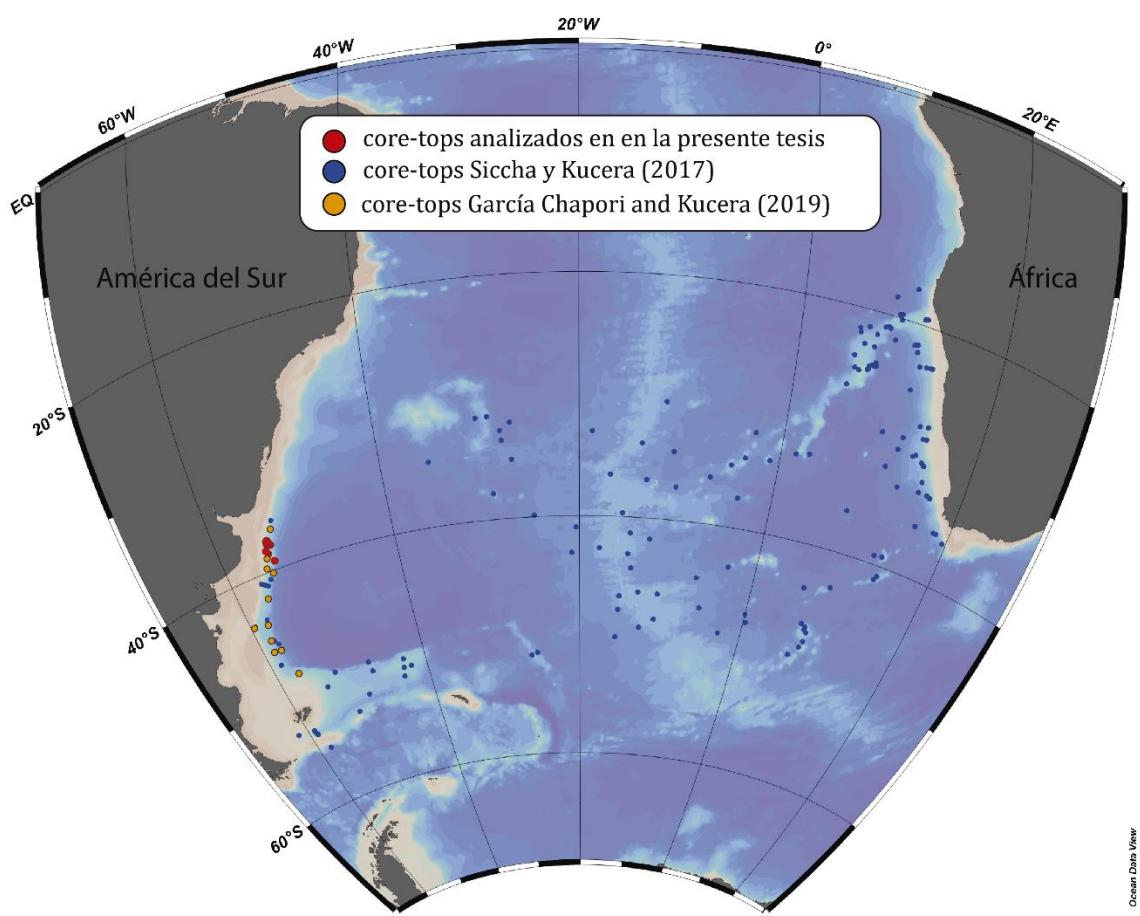


Figura M3: Ubicación de los *core-tops* que corresponden al *set* de calibración construido. Los puntos rojos corresponden a los *core-tops* analizados en la presente tesis. Los puntos azules corresponden a *core-tops* compilados por Siccha y Kucera (2017) y los puntos amarillos corresponden a los sitios compilados por García Chaporí y Kucera (2019).

4.7 Análisis estadísticos

Se llevaron a cabo técnicas de ordenamiento multivariado con el fin de explorar la relación entre la composición taxonómica de las comunidades de foraminíferos planctónicos de *core-tops* y las variables ambientales en el *set* de calibración construido. Los datos de las abundancias relativas de las especies fueron transformados logarítmicamente para estandarizar su varianza.

Se realizó un Análisis de Componentes Principales (PCA) con las 21 variables ambientales centradas y estandarizadas para investigar los principales patrones de variabilidad en el conjunto de datos ambientales en cada sitio del *set* de calibración. La importancia de los ejes se evaluó utilizando el modelo “*broken-stick*” (Jackson, 2005).

Posteriormente, se efectuó un Análisis de Correspondencia Destendenciado (DCA) por segmentos (Birks, 1995; ter Braak y Šmilauer, 2002) para examinar el modelo de respuesta de las especies y estimar el “largo del gradiente composicional”, expresado como unidades de desviación estándar (SD) (Birks, 1995) a lo largo de los primeros ejes del DCA. Los modelos lineales asumen que los organismos tienen una respuesta lineal respecto al ambiente (Birks, 1995); en cambio, los modelos unimodales se basan en el concepto de que las especies tienen una abundancia máxima para un cierto “óptimo” de una o más variables ambientales (ter Braak, 1986) y están mejor representados por largos de gradiente mayores a 2 desviaciones estándar (SD) (Birks, 1995). El largo de gradiente del DCA1 fue de 2.18 SD lo que implica que un modelo unimodal es el más adecuado para el estudio de los foraminíferos planctónicos en el Atlántico Sur (ter Braak y Prentice, 1988). Luego, se realizó un Análisis de Correspondencia Canónico (CCA) con el fin de determinar qué variable ambiental explica el mayor porcentaje de la varianza en la composición de los ensambles de foraminíferos planctónicos en el *set* de calibración construido. Las relaciones entre las variables ambientales y los datos de los foraminíferos planctónicos se evaluaron mediante una serie de CCA parciales con una variable ambiental ingresada a la vez (la significancia fue evaluada utilizando 999 pruebas de permutación de Monte Carlo). El conjunto mínimo de variables ambientales fue determinado mediante un *forward selection* (ter Braak, 1995).

La relación entre el autovalor del CCA1 y el CCA2 (i.e., $CCA1/CCA2 = \lambda_1 / \lambda_2$) se utilizó como medida de la capacidad predictiva de cada variable. En general, se pueden desarrollar modelos de inferencia cuantitativa para variables con una relación $\lambda_1/\lambda_2 > 1$ (Juggins, 2013) lo que indica que la variable de interés representa un gradiente ecológico importante en el *set* calibración.

4.8 Desarrollo de la función de transferencia

Dado que existen varios modelos estadísticos que permiten modelar la relación entre las variables ambientales y los ensambles faunísticos, se evaluaron tres modelos diferentes: *Weighted Averaging* (WA), *Weighted Averaging-Partial Least Squares* (WA-PLS) y *Maximum Likelihood* (ML). Se compararon los resultados de los tres modelos evaluándose la efectividad de cada uno con el fin de seleccionar el mejor modelo para el Margen Continental Patagónico.

El modelo WA supone que diferentes especies ocupan diferentes posiciones en un gradiente ambiental (reflejado como el óptimo de la especie) y siguen curvas de respuesta gaussianas o distribuciones unimodales (Birks *et al.*, 1990; ter Braak y Juggins, 1993). El método WA-PLS (ter Braak y Juggins 1993) es una combinación de dos métodos. La primera mitad corresponde a un WA. La segunda mitad, *Partial Least Squares* (PLS), reduce los predictores (variable ambiental a reconstruir) a un conjunto más pequeño de componentes no correlacionados y realiza una regresión de cuadrados mínimos sobre estos componentes en lugar de hacerlo sobre los datos originales. La combinación de estos dos métodos (WA y PLS) da como resultado un método más preciso que cualquiera de los dos métodos individuales. Por último, el método ML se basa en una función de probabilidad de la abundancia relativa de la fauna con respecto a un gradiente ambiental (Upton y Cook, 2006). La idea fundamental de este método es tomar como estimación del parámetro ambiental estudiado el valor que haga máxima la probabilidad de obtener la muestra observada. El valor ambiental que presenta la probabilidad más alta se llama estimación ML (Birks *et al.*, 1990).

4.9 Evaluación de la función de transferencia

A fin de evaluar la capacidad predictiva de la función de transferencia se realizó una *cross-validation* utilizando el método “*jackknife*” o “*leave-one-out*” en cada uno de los modelos (WA, WA-PLS y ML). Este método produce los coeficientes de regresión (R^2_{jack}) y RMSEP (error cuadrático medio de predicción) que son los que se utilizan para evaluar la robustez de la función. El método de *cross-validation* calibra la función de transferencia en muchas iteraciones, siempre excluyendo una parte del conjunto de datos con fines de verificación para finalmente promediar el RMSEP. De esta manera, el modelo adecuado será aquel que presente un R^2_{jack} alto y un RMSEP bajo.

Como una función de transferencia siempre producirá una estimación de cualquier ensamble faunístico dado, es recomendable evaluar no solo el error de predicción sino también la confiabilidad de estas estimaciones. Las dos razones principales de los resultados incorrectos de las

reconstrucciones de las funciones de transferencia es el incumplimiento de la analogía y el sesgo específico del método (Hutson ,1977; Kucera *et al.*, 2005) (Fig. M4).

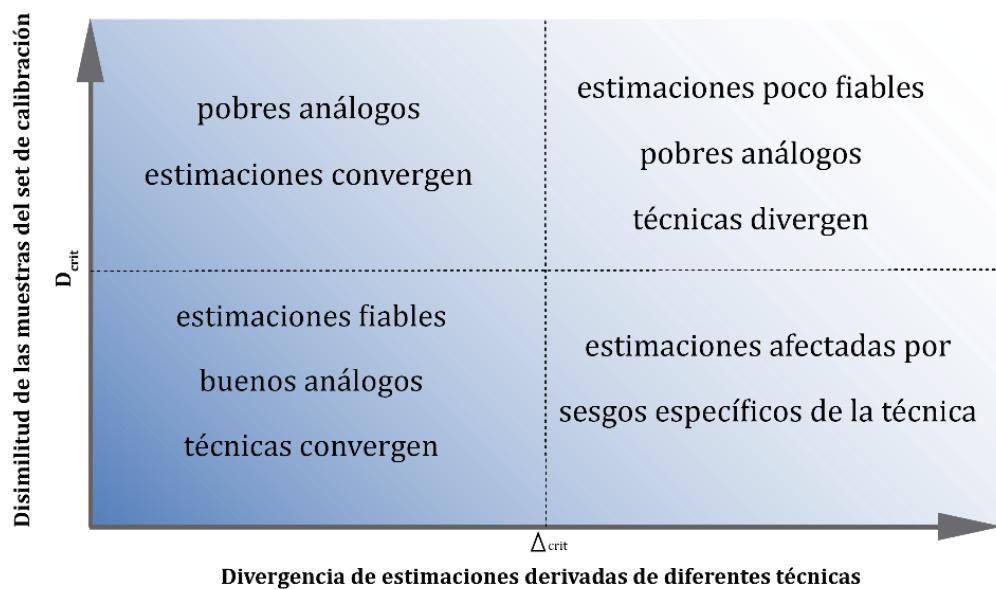


Figura M4: Modelo conceptual para la evaluación de la confiabilidad de las reconstrucciones, modificado de Siccha (2009).

Para mejorar el rendimiento del modelo elegido se siguió la propuesta de Birks *et al.* (1990) y se investigó los valores atípicos (*outliers*) del modelo. Los *outliers* se identificaron utilizando diagramas de caja (*boxplots*), considerando que valores superiores a 1,5 veces la distribución del *boxplot* representan posibles *outliers* (Zuur *et al.*, 2007) y evaluando los residuos absolutos (diferencia entre el valor observado y estimado); aquellos valores mayores a 2 SD de la variable ambiental de interés fueron considerados *outliers* y removidos del análisis.

Los análisis estadísticos multivariados fueron realizados en R versión 3.2.1 (R Core Team, 2015) utilizando el paquete estadístico “*vegan*” (Oksanen *et al.*, 2018), *ggplot2* (Wickham, 2016) y el software CANOCO (versión 4.5) (ter Braak y Šmilauer, 2002). Los métodos de regresión para el desarrollo de la función de transferencia se calcularon utilizando el software C2 versión 1.5 (Juggins, 2003).

4.10 Técnicas de reconstrucción semi-cuantitativas

Asimismo, se realizaron análisis de estimación semi-cuantitativos a fin de evaluar los resultados obtenidos mediante los análisis estadísticos cuantitativos. Estas técnicas se basan en reconstruir un

componente abiótico a partir del análisis del componente biótico presente en el registro fósil a través del método de especie indicadora (Birks *et al.*, 2010) donde se enfatiza el dominio y la abundancia relativa de ciertas especies (Ericson, 1959).

De esta manera se estimó la variación de la SST a partir del análisis de la relación entre las abundancias relativas de *Neogloboquadrina pachyderma* (especie típica de ambientes polares a subpolares asociada a temperaturas < 9°C) y *Neogloboquadrina incompta* (especie asociada a aguas subpolares a transicionales con temperaturas > 9°C) (Ericson, 1959; Bé, 1977; Boltovskoy *et al.*, 1996; Niebler y Gersonde, 1998) a lo largo del testigo AU_Geo02-GC20.

Por su parte, también se analizó la abundancia relativa de *G. bulloides* a fin de estimar, de manera semi-cuantitativa, posibles variaciones de la productividad en el Margen Continental Patagónico durante el período abarcado por el testigo. Esta especie generalmente habita en regiones *upwelling* con altas tasas de biomasa de fitoplancton (Lessa *et al.*, 2014), por lo que ha sido ampliamente utilizada como indicadora de dichas regiones (Peeters *et al.*, 2002; Godad *et al.*, 2011) y, en consecuencia, de aguas ricas en nutrientes (Salgueiro *et al.*, 2008; Portilho-Ramos *et al.*, 2019).

5. RESULTADOS

5.1 Set de calibración

5.1.1 Ensambles de foraminíferos planctónicos

El conjunto de datos utilizados en esta tesis contiene 171 sitios, de los cuales 148 son muestras compiladas por Siccha y Kucera (2017), 11 compiladas por García Chaporí y Kucera (2019) y 12 nuevas muestras *core-tops* analizadas aquí. Luego de la homogenización taxonómica se obtuvo una matriz compuesta por 29 categorías taxonómicas. La distribución y abundancia de los 9 taxones más frecuentes y abundantes se muestran en la Fig. R.1. *Globigerina bulloides* es una de las especies más abundantes, con abundancias relativas de hasta 60% en el Frente Subpolar (40°-50°S) y 35% en los sistemas *upwelling* de Patagonia y Benguela. *Neogloboquadrina pachyderma* presenta abundancias relativas máximas cercanas al 70% en el Frente Polar (50°-60°S) presentando abundancias relativas menores a 20% al norte de 45°S. *Globoconella inflata* presenta abundancias relativas altas (48%) en la Confluencia Brasil-Malvinas, el Atlántico Sudoriental y en la zona correspondiente al Giro Subtropical. Por su parte, *Neogloboquadrina incompta* presenta abundancias relativas máximas en el sistema de Benguela (~35%), un pico aislado entre los 35°-40°S (40%) y abundancias menores al 30% en el Margen Continental Argentino. *Neogloboquadrina dutertrei* y *Globigerinoides ruber* (total) presentan abundancias relativas máximas en el sistema de Benguela y en el sector subtropical respectivamente; mientras que, en el Margen Continental Patagónico, ambas especies presentaron abundancias menores a 2%. *Globorotalia truncatulinoides* presenta abundancias máximas de ~12% entre los 30°-40°S, incluyendo el Margen Continental Argentino; mientras que *G. hirsuta* presenta una distribución similar a *Globorotalia truncatulinoides* pero con abundancias máximas cercanas al 8%, y abundancias menores al 2% en el Margen Continental Patagónico. Por último, *Turborotalita quinqueloba* muestra abundancias máximas cercanas al 7,5% a lo largo del Frente Subpolar, con escasos representantes (<2%) en el sistema de Benguela.

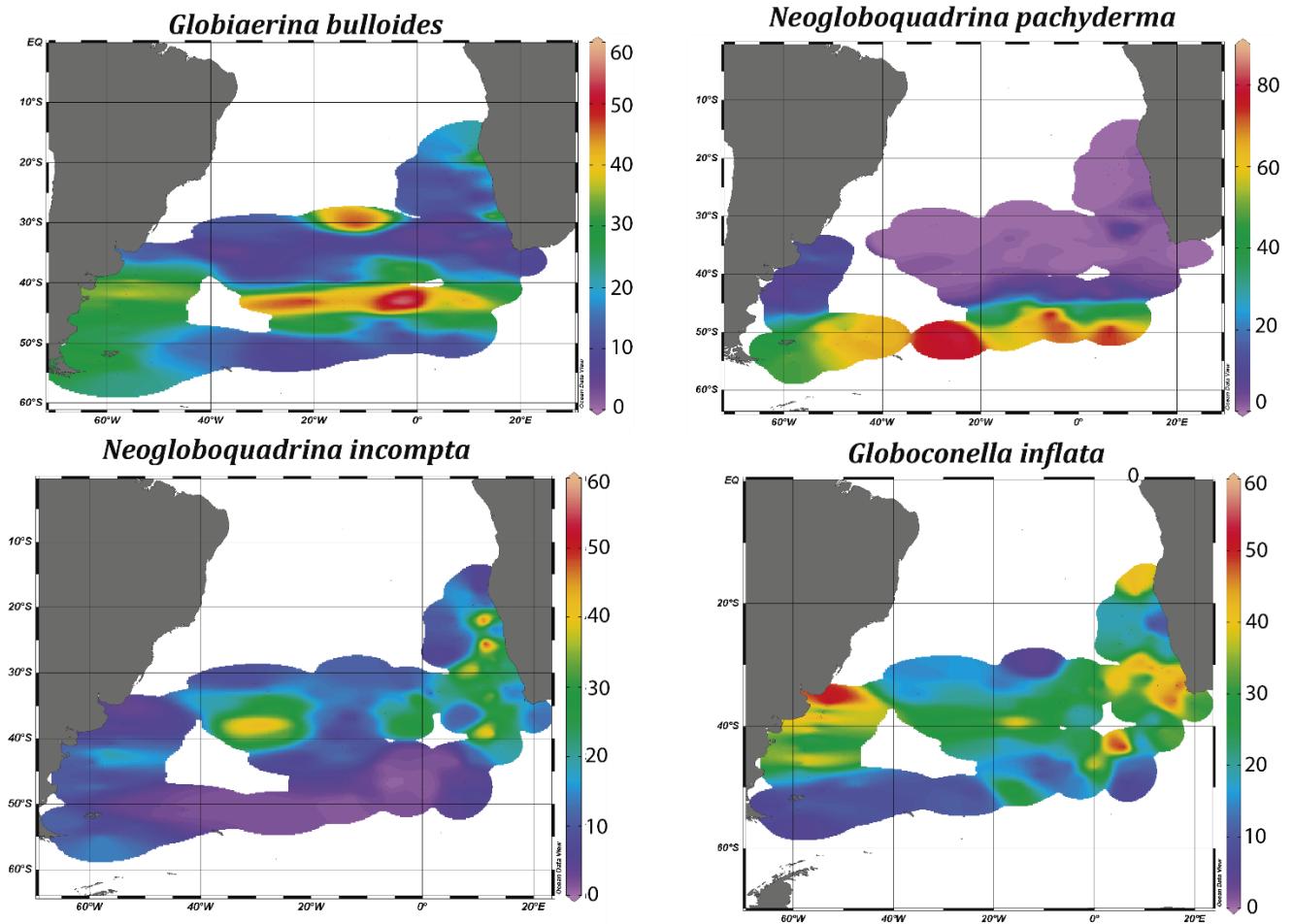


Figura R.1: Distribución espacial y abundancia relativa (%) de los 9 taxones de foraminíferos planctónicos más abundantes en el set de calibración compilado. (continúa).

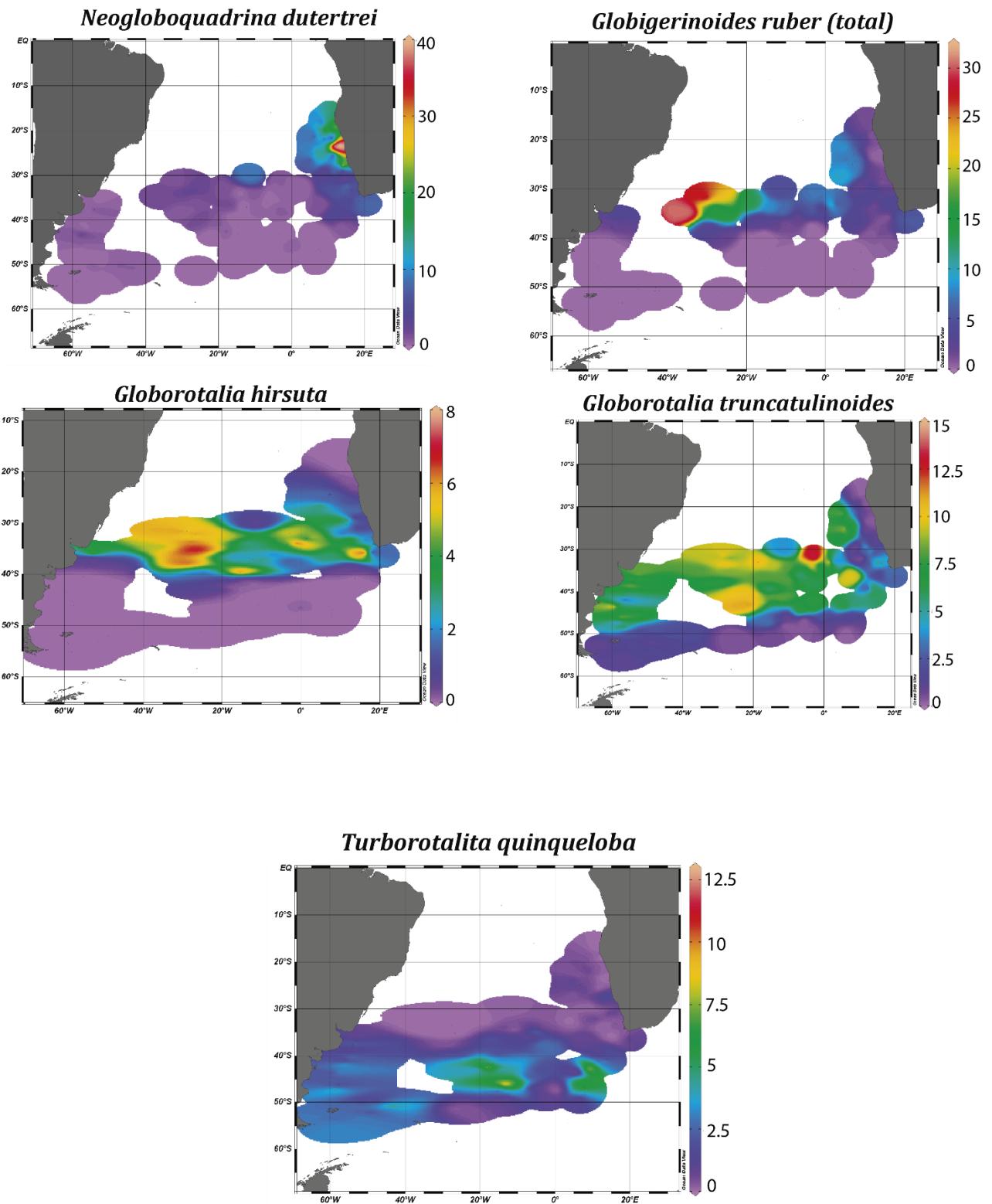


Figura R.1 (cont.): Distribución espacial y abundancia relativa (%) de los 9 taxones de foraminíferos planctónicos más abundantes en el *set* de calibración compilado.

5.1.2 Datos Ambientales

El PCA refleja que las 21 variables ambientales analizadas están correlacionadas (tabla r.1.a). El análisis sugirió la extracción de 5 variables: POC (en sus 4 estaciones) y aph443 dado que las mismas resultaron ser colineales con la clorofila. De esta manera, se realizó nuevamente un PCA con las 16 variables restantes. El 94% de la varianza se explica por los 3 primeros ejes del PCA (Tabla r.1.b), siendo los mismos significativos según el modelo de *broken stick* (Fig. R.3). El PCA1 explica el 44.46% de la varianza y se relaciona principalmente con el fosfato y el nitrato en sus 4 estaciones (Fig. R.3). El PCA2 explica el 35,21% de la varianza y está relacionado con la clorofila de primavera y verano (chl SON y chl DJF) y el hierro de las 4 estaciones (Fig. R.2.a). El PCA 3 explica el 14,33% de la varianza y se relaciona principalmente con la clorofila de invierno(chl JJA) (Fig. R.2.b).

Tabla r.1.a: *Scores* de las 21 variables ambientales para los tres primeros ejes del PCA. En negrita se muestran las variables altamente correlacionadas.

Variable	PCA1	PCA2	PCA3
chl_DJF	0.9279	0.2089	-0.0363
chl_JJA	0.688	0.1047	0.6521
chl_MAM	0.8204	0.1148	0.37
chl SON	0.8567	0.3925	0.1685
aph443	0.9314	0.2622	-0.0472
iron_DJF	0.6517	0.4929	-0.5409
iron_JJA	0.7468	0.4311	-0.4105
iron_MAM	0.6705	0.4851	-0.5003
iron SON	0.6987	0.486	-0.4634
NIT_DJF	0.419	-0.8729	0.1909
NIT_JJA	0.519	-0.7995	0.2408
NIT_MAM	0.4382	-0.8587	0.2121
NIT SON	0.537	-0.7879	0.2213
phos_aut	0.3145	-0.8362	-0.3934
phos_spring	0.4785	-0.698	-0.4827
phos_summe	0.5453	-0.6948	-0.4227
phos_winter	0.2787	-0.8451	-0.4002
POC_DJF	0.9325	0.128	-0.1829
POC_JJA	0.6809	0.1324	0.6491
POC_MAM	0.9027	0.0386	0.2953
POC SON	0.8561	0.3488	0.2822

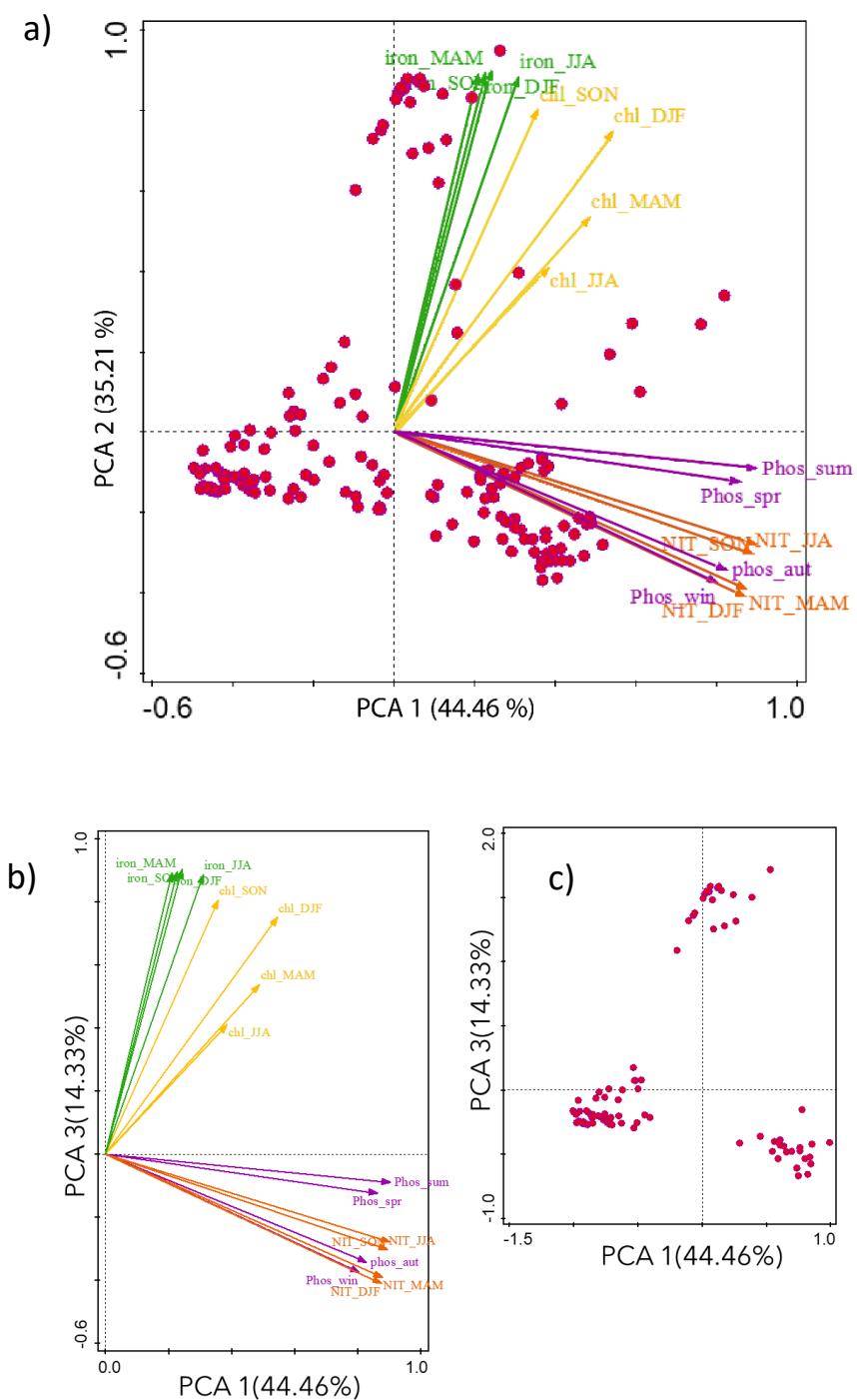


Figura R.2: Análisis de Componentes Principales (PCA) para las 16 variables evaluadas en el *set* de calibración. a) Biplot de los sitios y variables ambientales en el PCA1 y PCA2. b) Subplot de las variables ambientales. c) Subplot de los sitios en el PCA1 y PCA3.

Tabla r.1.b: Resultados de los 3 primeros ejes del Análisis de Componentes Principales (PCA) para las 16 variables. a) Autovalores y porcentaje de la varianza explicada por cada eje. b) Scores de las variables ambientales para los tres primeros ejes del PCA.

a)	PCA axes	Eigenvalue	% Explained variation (cumulative)
	1	0.446	44.46
	2	0.3521	79.67
	3	0.1433	94.1

b)	Variable	PCA1	PCA2	PCA3
	chl_JJA	0.3863	0.4103	0.7663
	chl_MAM	0.4885	0.5366	0.5531
	chl SON	0.3575	0.805	0.3597
	chl_DJF	0.5455	0.7504	0.1854
	phos_spring	0.8619	-0.1246	-0.4315
	phos_summer	0.9042	-0.0903	-0.3587
	phos_aut	0.8287	-0.3434	-0.3924
	phos_winter	0.8051	-0.3754	-0.3995
	NIT_JJA	0.8948	-0.3034	0.2705
	NIT_MAM	0.8784	-0.391	0.2219
	NIT SON	0.9027	-0.2791	0.257
	NIT_DJF	0.8757	-0.4107	0.1975
	iron_JJA	0.3108	0.886	-0.2347
	iron_MAM	0.2267	0.8946	-0.3264
	iron SON	0.243	0.9017	-0.2921
	iron_DJF	0.2102	0.8911	-0.3658

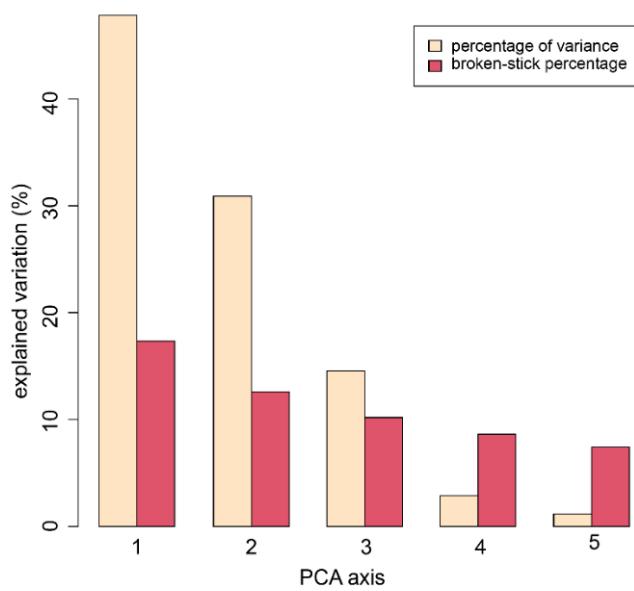


Figura R.3 Resultados del modelo *broken stick* para los 5 primeros ejes del PCA Se representa la comparación entre el porcentaje de la varianza de los ejes del PCA (barras amarillas) con el modelo *broken stick* (barras rojas).

Para establecer el ordenamiento espacial de los sitios en los primeros ejes del PCA, se decidió agrupar a los mismos en tres zonas: Margen Continental Argentino, Benguela y la Zona SAC (*South Atlantic Current*), la que corresponde a la componente austral del Giro Subtropical (Fig. R.4). De esta manera, se observó que los sitios correspondientes al Margen Continental Argentino se distribuyen principalmente a lo largo de un gradiente determinado por la clorofila-ay hierro (PCA2) y un gradiente determinado por el nitrato y el fosfato (PCA1), donde un subgrupo presenta altos valores de hierro y clorofila de verano, y bajos valores de nitrato y fosfato (Fig. R.5). Por el contrario, el subgrupo asociado al PCA1 presenta bajos valores de clorofila y hierro, y altos valores de nitrato y fosfato. Los sitios asociados a la Zona SAC se ordenan principalmente a lo largo del PCA1, con un subgrupo que presenta elevados valores de nitrato y fosfato, y un subgrupo con tendencia opuesta (Fig. R.5). No se observa un ordenamiento claro de los sitios del Margen Continental Argentino y de la Zona SAC sobre el PCA 3. Los sitios correspondientes al sistema de Benguela se ordenan principalmente a lo largo del PCA1 (Fig. R.5). Se observan sitios que presentan altos niveles de clorofila, así como un subgrupo importante de sitios que se relaciona negativamente con estas variables. En este sistema, se observa un claro ordenamiento de los sitios a lo largo del PCA 3, que presentan altos valores de clorofila de invierno (chl_JJA).

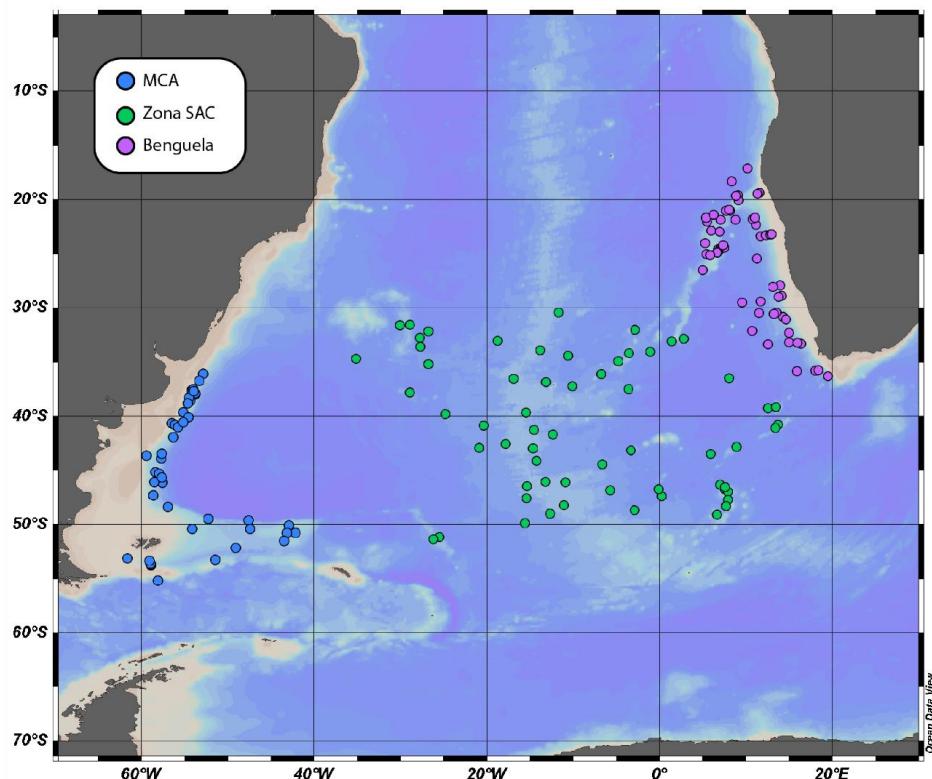


Figura R.4: Mapa de distribución de sitios del set de calibración construido. En azul: Margen Continental Argentino (MCA). En verde: Zona de la corriente del Atlántico Sur (Zona SAC). En púrpura: Benguela.

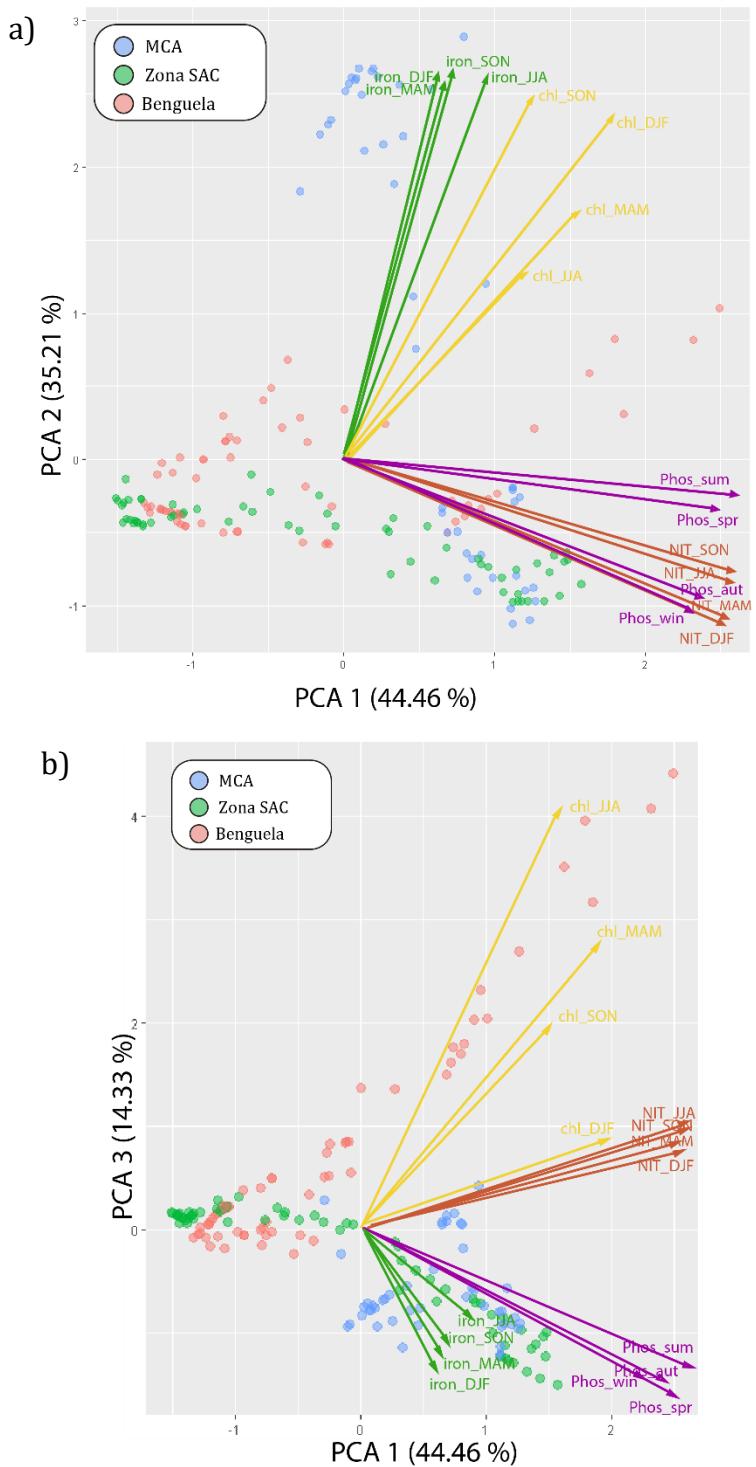


Figura R.5: Gráfico del Análisis de Componentes Principales (PCA) para las tres zonas establecidas. a) Biplot de los sitios a lo largo del PCA 1 y PCA 2 b) Biplot de los sitios a lo largo del PCA 1 y PCA 3. En azul: Margen Continental Argentino (MCA). En verde: Zona de la Corriente del Atlántico Sur (Zona SAC). En púrpura: Benguela.

5.1.3 Modelo ecológico

El CCA evidenció que el conjunto de datos ambientales analizados explica el 40.4% de la varianza del ensamble de foraminíferos planctónicos (CCA1: 34,61%, CCA2: 5,79%) (Tabla r.2), pudiendo atribuirse la varianza remanente a otras variables ambientales y ecológicas distintas de las aquí analizadas, tales como la salinidad, el pH, la competencia interespecífica o incluso “ruido analítico” (Morey *et al.*, 2005).

El análisis de *forward selection* reveló las 16 variables ambientales explican una cantidad significativa de la varianza. Sin embargo, aquí se evaluaron únicamente las variables cuyo porcentaje de varianza explicada era mayor al 1%. En este sentido, el fosfato de primavera (*phos_spring*) resultó ser la variable que mayor proporción de la varianza explica (31,3%), considerando tanto efectos simples como condicionales. Asimismo, presenta un $\lambda_1/\lambda_2 > 1$ (Tabla r.3), por lo que, es considerada como la variable analizada más relevante en estructurar los ensambles de foraminíferos planctónicos en el área de estudio y, en consecuencia, fue seleccionada para el desarrollo de la TF.

Tabla r.2: Resultados del Análisis de Correspondencia Canónico (CCA) basado en las 171 muestras *core-tops*.

	Axes				Total Inertia
	1	2	3	4	
Eigenvalues	0.1957	0.0328	0.0178	0.0137	0.566
species-environment correlation	0.945	0.813	0.757	0.732	
Explained variation (cumulative)	34.61	40.4	43.55	45.97	
Explained fitted variation (cumulative)	66.81	78	84.08	88.74	
Sum of all eigenvalues					0.566
Sum of all canonical eigenvalues					0.2929

Tabla r.3: Variables que explican una cantidad significativa de la varianza ($>1\%$) en el *set* de calibración compilado.

Variable	a) Efectos Simples	Efectos Condicionales	λ_1/λ_2
	Porcentaje de Varianza	Porcentaje de Varianza	
phos_spring	31.3	31.3	2.61555
NIT_MAM	11.7	4	
phos_aut	21.1	2.8	
chl SON	4.5	2.7	
phos_summer	14.9	1.8	
phos_winter	26.2	1.5	
NIT SON	4.6	1.4	
iron_MAM	7.7	1	

^a Los efectos simples denotan el porcentaje de varianza explicada utilizando cada variable ambiental como la única variable predictora. Los efectos condicionales denotan la varianza explicada por cada variable ambiental con las variables previamente seleccionadas tratadas como covariables basadas en el *forward selection*. La relación λ_1/λ_2 es indicadora de la importancia ecológica de cada variable ambiental. Los niveles de significancia se basaron en una prueba de permutación de Monte Carlo. En negrita: la variable que explicó mayor varianza independientemente de los efectos considerados.

Se compararon los ajustes porcentuales (*percent fit*) de cada especie con la varianza explicada acumulada por los 2 primeros ejes del CCA (40,4 %) como medida cuantificable de importancia a fin de evaluar la utilidad de las mismas como indicador ambiental (Tabla r.4) (Morey *et al.*, 2005). *N. pachyderma*, *G. bulloides* y *G. inflata* fueron las especies que presentaron mayor *percent fit* y, por ende, se considera que las mismas brindan información sustancial, no sólo en este análisis, sino al momento de desarrollar la función de transferencia. En cambio, especies con un *percent fit* menor al 40,4%, tales como *G. congregatus*, *T. uvula*, *G. rubescens*, *P. obliquiloculata* y *T. humilis*, fueron excluidas del análisis.

Tabla r.4: Ajuste acumulado porcentual (*percent fit*) por especie como la fracción de la varianza de las especies.

<i>Species</i>	<i>CFit.1</i>	<i>CFit.2</i>	<i>Percent fit</i>
<i>N.pachyderma</i>	0.7891	0.7941	158.32
<i>G.bulloides</i>	0.7744	0.7885	156.29
<i>Gnella.inflata</i>	0.6451	0.6463	129.14
<i>G_ruber_total</i>	0.5648	0.5854	115.02
<i>T.quinqueloba</i>	0.5497	0.5502	109.99
<i>Gnella.siphonifera</i>	0.5243	0.5243	104.86
<i>Glia.truncatulinoides</i>	0.4372	0.4924	92.96
<i>Gnita.glutinata</i>	0.4559	0.4611	91.7
<i>Glia.hirsuta</i>	0.3184	0.558	87.64
<i>N.incompta</i>	0.4184	0.4199	83.83
<i>Glia.scitula</i>	0.4048	0.4263	83.11
<i>Trilobatus sacculifer</i>	0.3775	0.411	78.85
<i>Glia.crassaformis</i>	0.3259	0.4462	77.21
<i>G_menardii_complex</i>	0.2503	0.5079	75.82
<i>Orbulina universa</i>	0.3223	0.4263	74.86
<i>Gnella.calida</i>	0.3673	0.3784	74.57
<i>Gnoides.tenellus</i>	0.3304	0.3322	66.26
<i>B_digitata</i>	0.2247	0.2279	45.26
<i>S.dehiscens</i>	0.2004	0.2004	40.08
<i>Gnoides.conglobatus</i>	0.1629	0.2339	39.68
<i>N.dutertrei</i>	0.1485	0.1978	34.63
<i>G.falconensis</i>	0.0338	0.27	30.38
<i>P.obliquiloculata</i>	0.0702	0.0704	14.06
<i>Grotalita.rubescens</i>	0.0639	0.0641	12.8
<i>Gnita.uvula</i>	0.0568	0.0616	11.84
<i>T.humilis</i>	0	0.0023	0.23

El *biplot* de especies y variables ambientales muestra que hay 4 especies con una marcada relación positiva con el CCA1 (34.61%): *N. pachyderma*, *T. quinqueloba*, *G. bulloides* y *G. inflata* (Fig. R.6). Las mismas presentan máximas abundancias en aguas transicionales y polares (antárticas y subantárticas) (Fig. R.1), por lo tanto, su ordenamiento a lo largo del CCA1 estaría reflejando que las mismas presentan su “óptimo ambiental” en aguas frías y ricas en fosfato. Por el contrario, especies tales como *G. ruber* (total), *T. sacculifer* o *G. scitula* presentan *scores* marcadamente negativos a lo largo del CCA1. Estas especies presentan abundancias máximas en aguas tropicales y subtropicales (Fig. R.1), por lo que estos resultados reflejarían que las mismas presentan su “óptimo ambiental” en aguas cálidas y con menor cantidad de nutrientes. El CCA2 explica solo el 5,79% de la varianza total. La clorofila de invierno es la variable que mayor correlación presenta con este eje (Fig. R.6). Especies como *G. crassaformis*, *Orbulina universa* y *N. dutertrei*, así como el *G. menardii complex*, son las que presentan *scores* más elevados a lo largo del CCA2, siendo escasas las especies que se relacionan con

el mismo. Las mencionadas son especies de aguas tropicales/subtropicales (Fig. R.1), y presentan abundancias máximas en los sitios cercanos al sistema de Benguela, por lo que estos resultados indicarían que las mismas presentan su “óptimo ambiental” en aguas cálidas con altas concentraciones de clorofila a.

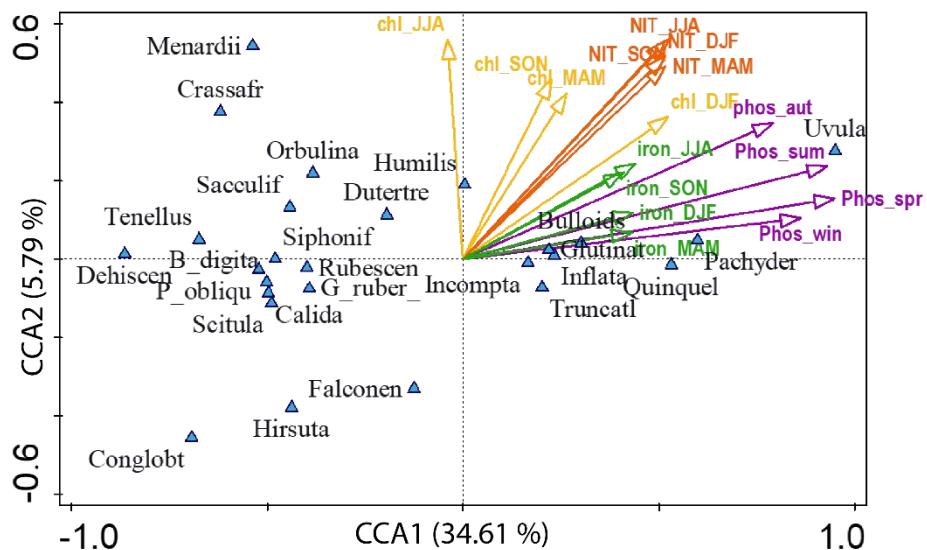


Figura R.6: Análisis de Correspondencia Canónica (CCA). Biplot especies-variables ambientales.

5.2 Función de Transferencia

Una vez que se definió que el fosfato de primavera es una de las variables ambientales más importantes en la estructuración del ensamblaje de foraminíferos planctónicos en el set de calibración, se evaluaron distintos modelos de regresión (WA, WA-PLS y ML) para el desarrollo de la TF. Se evaluó la robustez de cada uno de los modelos a partir de los valores de R^2_{jack} y RMSEP. El WA-PLS (3-comp.) arrojó los mejores resultados (Tabla r.5). Para el modelo elegido, se reconocieron 15 outliers, 5 de ellos fueron determinadas en el box plot (Fig. R7.a) y los 10 restantes con residuales mayores a 2SD. Una vez removidas estas muestras (Fig. R.7.b y c), los valores de R^2_{jack} mejoraron de 0.838296 a 0.8905, mientras que el RMSEP bajó de 0.185 a 0.141.

Tabla r.5: Efectividad de los distintos modelos de regresión evaluados para el fosfato de primavera. Valores en negrita representan el modelo más robusto.

Variable	Método	R^2_{jack}	RMSEP (umol/l)
phos_spring	WA	0.810656	0.200191
	WAPLS	0.838296	0.185129
	ML	0.841904	0.193611

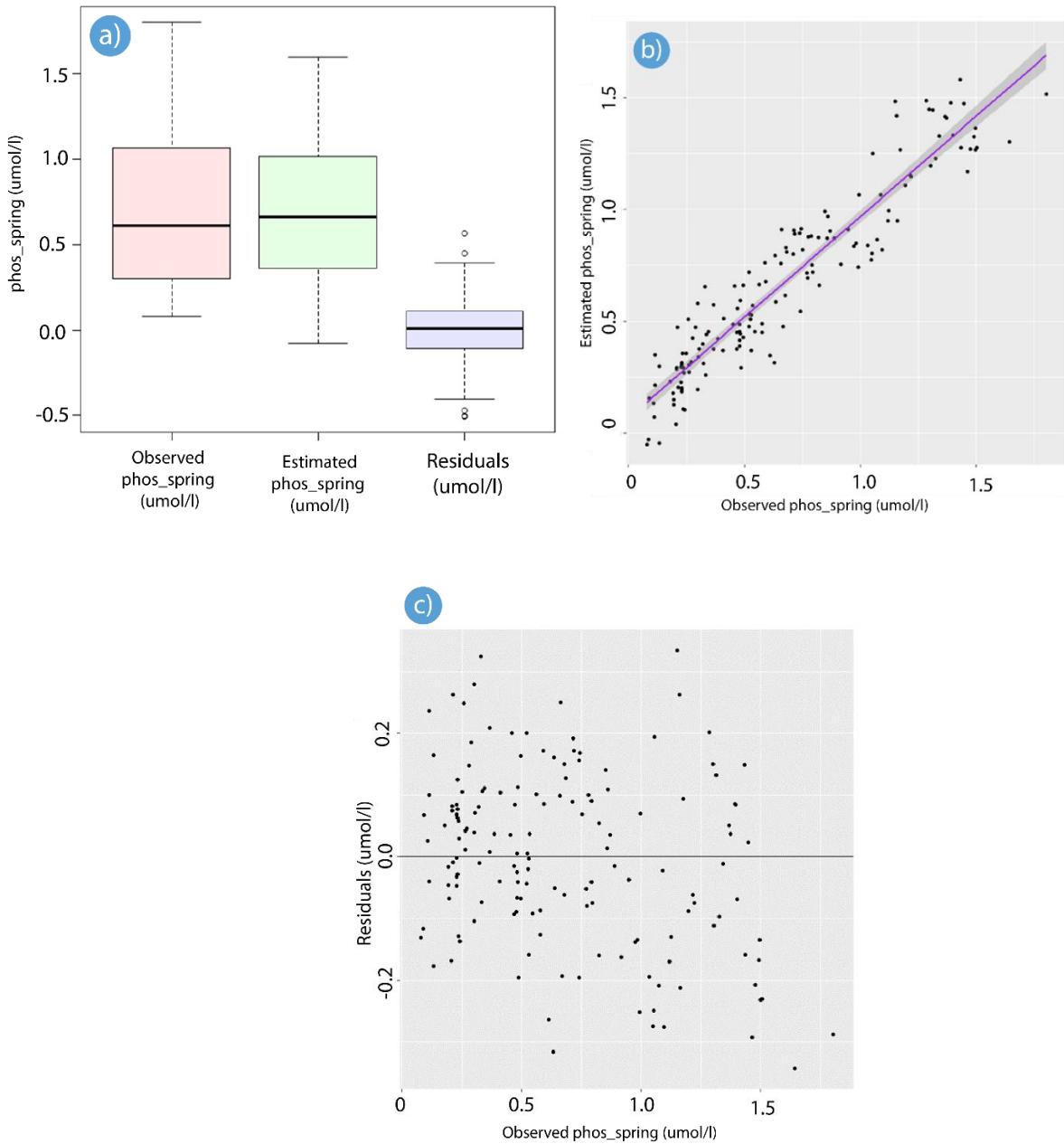
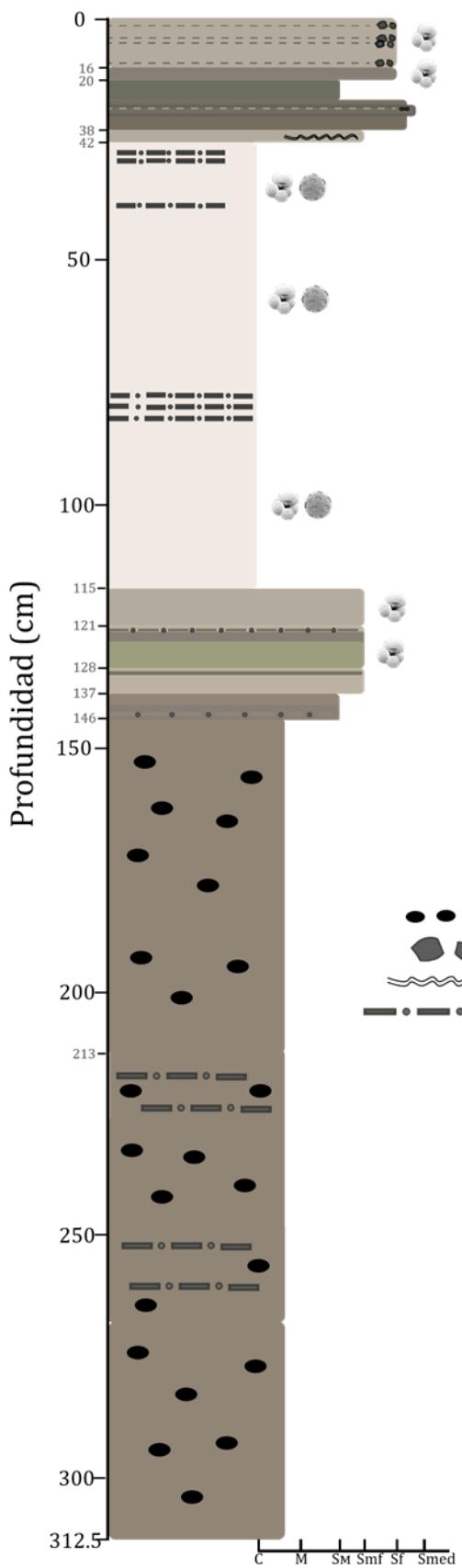


Figura R.7 a) *Box plot* para los valores observados, estimados y residuales del fosfato de primavera (*phos_spring*) (*outliers* incluidos). b) Gráfico de regresión lineal y c) residuales de la función de transferencia (sin *outliers*) usando el *set* de calibración construido.

5.3 Testigo AU Geo02 GC20

5.3.1 Descripción sedimentológica

El testigo AU_Geo02_GC20, extraído a 2.589 m de profundidad sobre el talud superior del Margen Continental Patagónico ($45^{\circ}55'S/58^{\circ} 30'W$), presentó un largo de 312,5 cm, de los cuales solo los 128 cm superiores resultaron fértiles. La base del testigo presenta una sucesión fango arenosa color gris oliva con abundante materia orgánica. Le suprayacen una serie de bancos arenosos del orden centimétrico. A continuación, se presenta un banco de arcilla blanca muy compacta con abundantes foraminíferos y nannoplancton calcáreo (*com. pers.* Dra. Marina Lescano). El testigo culmina con bancos arenosos que varían de gris oliva oscuro a gris claro en el techo. (Fig. R.8). El testigo presenta, de base a techo, las siguientes características (descripción: *com. pers.* Dra. Graziella Bozzano):



Referencias

- Materia Orgánica
- Nivel con gravas
- ~~~~~ Laminación
- Nivel con parches de arena
- Foraminíferos Planctónicos
- Nannofósiles

Granulometría

- C: Arcilla
- M: Limo
- Sm: Arena Limosa
- Smf: Arena muy fina
- Sf: Arena fina
- Smed: Arena mediana

► Figura R.8: Perfil sedimentario del testigo AU_Geo02_GC20

312.5-213 cm: fango arenoso color gris oliva (5Y4/2) con motas negras dispersas. El sedimento es algo más arenoso entre los 213 – 228 cm y 248 – 268 cm.

213-146 cm: fango arenoso color gris oliva (5Y4/2) con motas negras dispersas y con algunos parches arenosos.

146-137 cm: arena limosa color gris oscuro (5Y4/1) y gris (5Y5/1) con niveles y parches más arenosos (sin tanta fracción fina) en la base y entre los 142 – 143 cm.

137-128 cm: arena muy fina, con mayor contenido en fango, color gris (5Y6/1) y una veta gris verdosa (Gley 1 5 5/1) entre los 129 y 130 cm.

128-121 cm: arena muy fina, de color inhomogéneo con vetas grises (5Y6/1) a (5Y5/1) y gris verdosas (Gley 1 5 5/1). Entre los 122 y 123 cm hay mayor participación de arena fina gris oliva oscuro (5Y3/2).

121-115 cm: arena muy fina con arcilla color gris claro (5Y7/1). El contacto con los niveles superior e inferior es transicional.

115-42 cm: arcilla blanca (5Y8/1) cohesiva y compacta con abundante contenido biogénico. Presenta parches de arena gris oliva muy oscura (5Y3/2) a los 44 cm, 46.5 cm, 53 cm y 83 – 88 cm. Entre 97 y 107 cm, aumenta la contribución de arena muy fina y limo grueso, lo cual deviene en color gris claro (5Y7/1).

42-38 cm: nivel transicional entre las arcillas blancas subyacente y las arenas limosas suprayacentes. Está muy disturbado y se observan algunas laminaciones entre los 40 cm y 42 cm.

38-20cm: arena limosa color gris oliva oscuro (5Y3/2), de 20 a 27 cm. Hacia el techo grada a arena fina y mediana color gris muy oscuro (5Y3/1). Entre los 30 cm y 34 cm aumenta la participación de arenas, con presencia de gravas a los 32 cm.

20-16 cm: arena fina, color gris (5y5/1).

16-0 cm: arena fina color gris claro (5Y7/1). Se observan gravas negras de 2 cm, 6 – 7 cm y 15 cm, y una verde claro en 8 cm. El contacto con el nivel inferior es transicional.

5.3.2 Modelo de edades

El modelo de edades se construyó mediante interpolación lineal entre los niveles datados para los 120 cm cuspidales del testigo. Este modelo indica que los 120cm cuspidales del testigo AU_Geo02_GC20 abarcan aproximadamente los últimos 45.800 años calibrados AP (Fig. R.9), representando sedimentos depositados desde el Estadio Isotópico Marino 3 (MIS 3, ~60-25 ka AP) (Gasparini *et al.*, 2016) hasta el Holoceno tardío. El marcado cambio litológico de arcillas blancas a arenas limosas gris oscuro que se observa en el intervalo 42-38 cm y el brusco aumento en la tasa de sedimentación entre el techo de las arcillas a 42 cm y el techo del testigo sugieren la existencia de un *hiatus* en la sedimentación cuya duración es, con los datos actuales, imposible de calcular pero que probablemente involucre a parte del MIS 2, por lo que las edades interpoladas de los 42 cm cuspidales deben ser tomadas como provisionales hasta tanto se realicen nuevas dataciones que permitan evaluar dicho hiato. De este modo, las edades por encima de este nivel se consideran estimativas y se mencionan haciendo referencia al estadio isotópico (MIS) colocándose la edad modelada entre paréntesis y con un signo de pregunta.

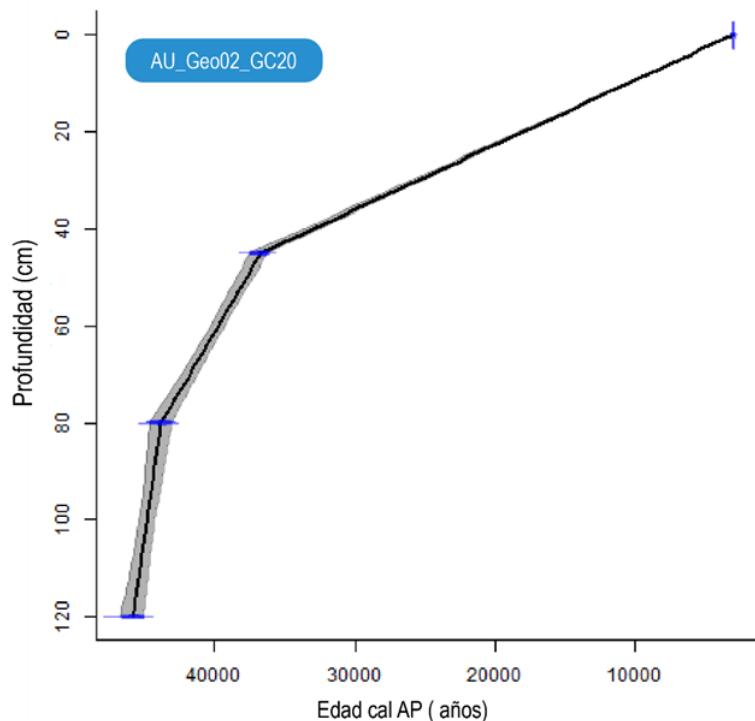
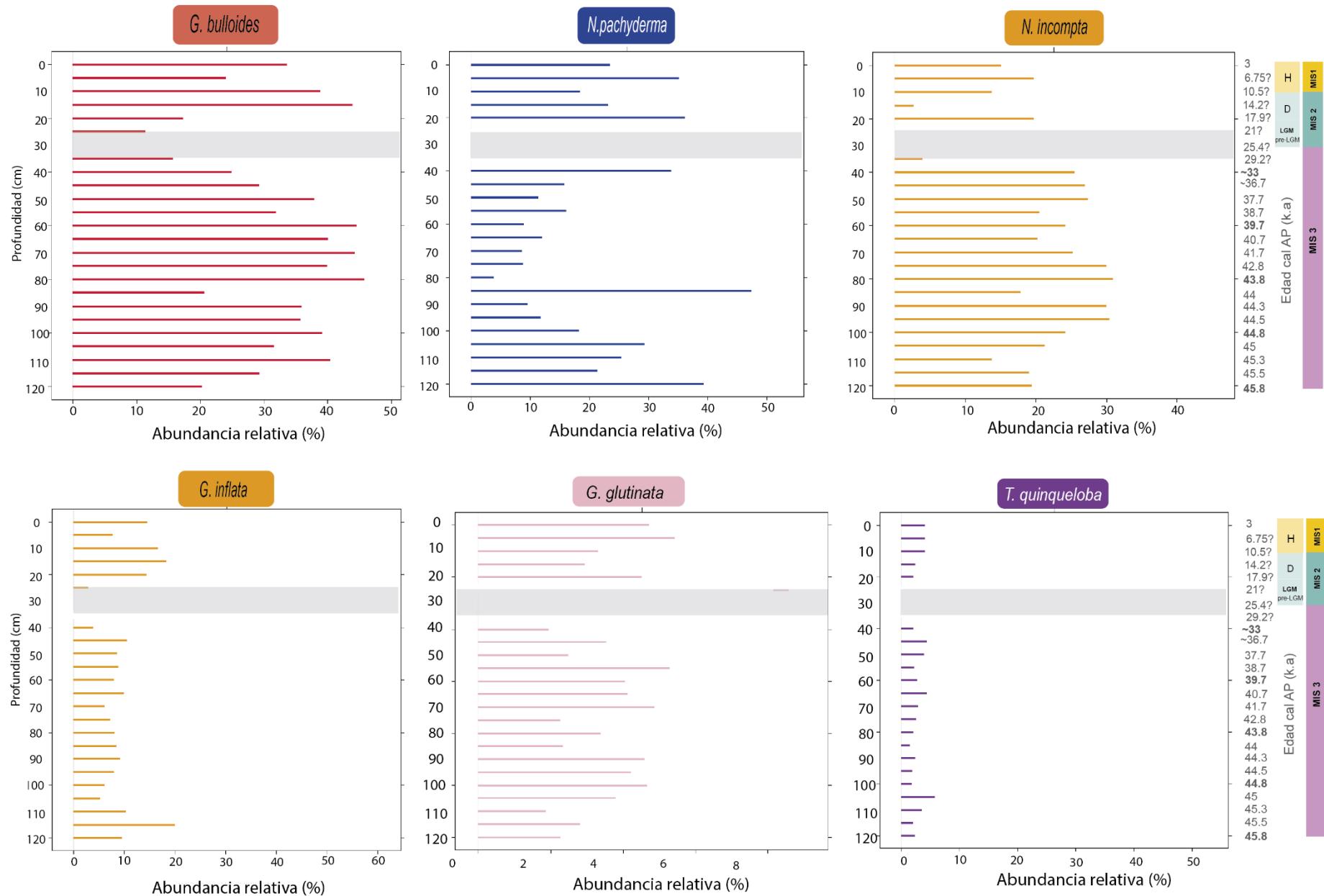


Figura R.9: Modelo de edades del testigo AU_Geo02_GC20. Los símbolos azules representan las posiciones de las edades calibradas AMS 14C; la línea continua negra indica la interpolación lineal entre las muestras datadas y el sombreado gris representa el nivel de confianza (98%).

5.3.3 Ensamblés de foraminíferos planctónicos presentes en el testigo AU_Geo02_GC20

Se procesaron 25 muestras de los 120 cm cuspidales del testigo AU_Geo02_GC20 de las cuales en 22 se recuperaron más de 200 ejemplares. Las muestras tomadas a 25cm, 30cm y 35cm de profundidad presentaron escasa fauna calcárea (Tabla r.6). Estas muestras coinciden con la transición entre las arcillas blancas y las arenas limosas y, según el modelo preliminar de edades, corresponden a la última parte del MIS 3 y el comienzo del MIS 2. Se recuperó un total de 11.251 ejemplares de foraminíferos planctónicos y se identificaron un total de 21 taxones; el número de individuos indeterminados en cada nivel representó menos del 5%.

Las siguientes 9 especies mostraron abundancias >2% en al menos 2 muestras por lo que fueron incluidas en los análisis estadísticos (Tabla r.7, Fig. R.10): *Globigerina bulloides* (media de 33,98%), *Neogloboquadrina incompta* (media de 21%), *Neogloboquadrina pachyderma* (media de 19,80%), *Globoconella inflata* (media de 11,94%), *Globigerinita glutinata* (media de 3,41%), *Globorotalia hirsuta* (media de ~2,95 %), *Turborotalita quinqueloba* (media de 2,91%) *Neogloboquadrina dutertrei* (media de ~1 %) y *Globorotalia truncatulinoides* (media de 0,87%) (Fig. R.10).



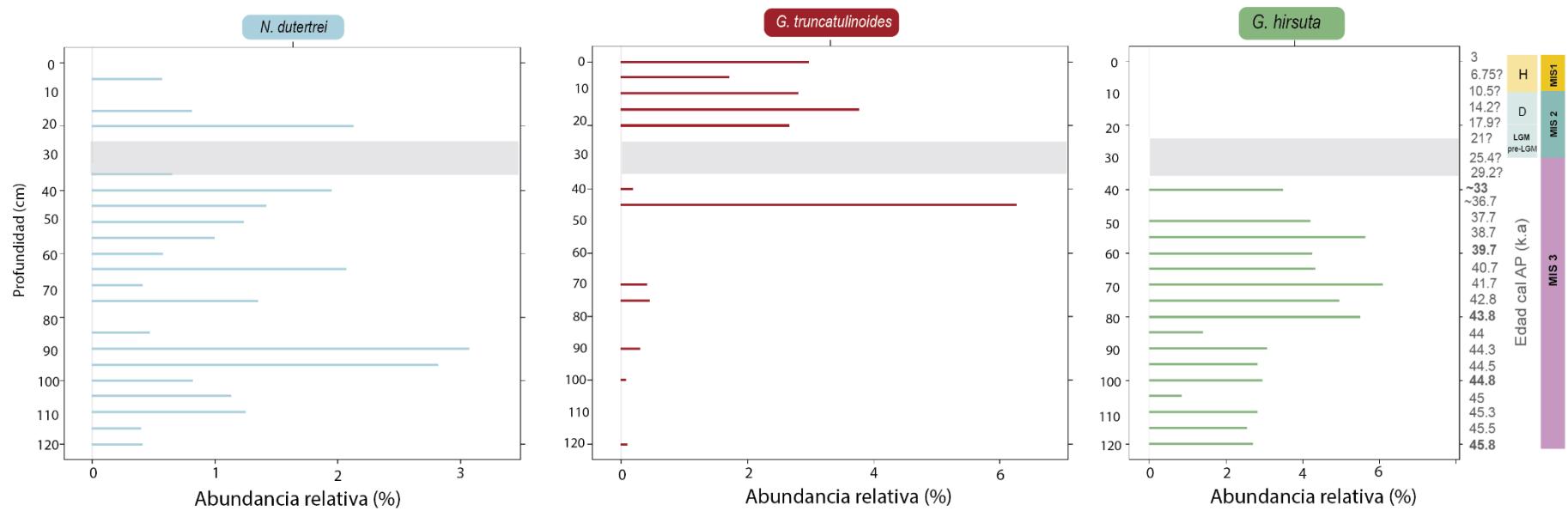


Figura R.10: Patrón de distribución (abundancia relativa) de especies de foraminíferos planctónicos a lo largo del testigo AU_Geo02_GC20. Sólo se representan las 9 especies más frecuentes. El sombreado gris corresponde a los niveles con menos de 200 ejemplares. H: Holoceno; D: última Deglaciación; LGM: Último Máximo Glacial. El signo de pregunta (?)representa la incertidumbre del modelo de edades. Los estadios isotópicos marinos (MIS) se muestran en la columna de la derecha en cada caso.

Tabla r.6: Abundancias absolutas de los 21 taxones identificados en el Testigo AU_Geo02_GC20. Las muestras sombreadas en gris corresponden a los niveles con menos de 200 ejemplares calcáreos y poco confiables estadísticamente.

Profundidad (cm)	<i>G.hirsuta</i>	<i>G.scitula</i>	<i>G.truncatulinoides</i>	<i>G.inflata</i>	<i>N.dutertrei</i>	<i>N.incompta</i>	<i>N.pachyderma</i>	<i>B.pumilio</i>	<i>G.bulloides</i>	<i>G.falconensis</i>
0	0	0	17	83	0	86	134	0	192	4
5	0	0	6	27	2	69	123	0	84	2
10	0	0	11	65	0	54	72	0	152	4
15	0	0	14	68	3	10	86	0	163	0
20	0	0	10	54	8	74	136	0	65	0
25	0	0	0	1	0	15	10	0	4	0
30	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
35	0	0	0	88	1	6	21	0	24	0
40	0	4	1	20	10	131	174	0	128	0
45	0	9	53	89	12	228	133	0	247	3
50	0	2	0	35	5	111	46	0	153	0
55	0	3	0	53	6	124	97	1	192	10
60	0	6	0	41	3	125	46	0	230	0
65	0	3	0	48	10	98	58	1	194	6
70	0	0	1	15	1	62	21	0	109	0
75	8	1	2	32	6	133	39	0	177	0
80	0	1	0	19	0	73	9	0	108	0
85	3	0	0	18	1	38	101	0	44	0
90	4	1	1	30	10	98	31	0	117	1
95	0	2	0	17	6	65	25	0	76	2
100	1	5	1	75	10	296	223	0	478	2
105	5	2	0	37	8	151	208	0	224	2
110	6	0	0	33	4	43	81	0	129	0
115	0	0	0	149	3	142	159	1	219	0
120	0	0	1	93	4	187	379	0	195	0

Profundidad (cm)	<i>G.ruber</i> (total)	<i>G.siphonifera</i>	<i>T.quinqueloba</i>	<i>T.humilis</i>	<i>G.rubescens</i>	<i>G.glutinata</i>	<i>G.uvula</i>	<i>T.iota</i>	<i>G.bermudezi</i>	<i>G.parkerae</i>	Total
0	0	0	23	0	0	27	0	0	0	4	571
5	0	0	14	2	0	19	2	0	0	0	350
10	0	0	16	1	0	13	1	0	1	0	391
15	0	0	9	0	3	11	1	0	0	0	371
20	0	0	8	0	1	17	1	0	0	0	376
25	0	0	1	0	0	3	0	0	0	0	35
30	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2
35	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	153
40	0	1	11	0	0	10	0	0	0	0	514
45	0	0	37	1	0	30	1	0	2	0	845
50	0	0	16	0	0	10	1	0	0	0	404
55	0	0	13	0	9	32	7	1	0	0	603
60	0	0	14	0	0	21	0	0	0	0	516
65	0	1	21	0	0	20	0	2	1	0	484
70	0	0	7	0	1	12	0	0	0	0	246
75	1	0	11	0	2	10	0	0	0	0	443
80	0	0	5	0	0	8	0	0	0	0	236
85	0	0	3	0	0	5	0	0	0	0	213
90	0	1	8	0	0	15	0	0	0	0	326
95	0	0	4	0	0	9	0	0	0	0	213
100	0	0	22	0	1	57	1	0	7	0	1220
105	0	0	41	0	1	27	2	0	0	0	710
110	0	0	11	0	1	6	1	0	1	0	319
115	0	0	15	0	2	21	1	2	0	0	746
120	0	0	22	0	3	22	7	2	0	0	964

Tabla r.7: Taxones de foraminíferos planctónicos del testigo Au_Geo02_GC20 incluidas y excluidas en el desarrollo de la TF.

Incluidas	Excluidas
<i>Globorotalia hirsuta</i>	<i>Globorotalia scitula</i>
<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	<i>Berggrenia pumilio</i>
<i>Globocoenella inflata</i>	<i>Globigerina falconensis</i>
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	<i>Globigerinoides ruber (total)</i>
<i>Neogloboquadrina incompta</i>	<i>Trilobatus sacculifer</i>
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	<i>Globigerinella siphonifera</i>
<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Turborotalita humilis</i>
<i>Turborotalita quinqueloba</i>	<i>Globoturborotalita rubescens</i>
<i>Globigerinita glutinata</i>	<i>Globigerinita uvula</i>
	<i>Tenuitella iota</i>
	<i>Globigerina bermudezi</i>
	<i>Globigerinoides parkerae</i>

Durante el MIS 3, la abundancia de *G. bulloides* fue mínima a los 85 cm y 120cm (45.800 - 44.000 años cal AP) con una media de 20% mientras que su abundancia máxima se encontró entre los 45 y 80 cm (~43.800 - 36.700 años cal AP) con una media del 45%. Por el contrario, la abundancia de *N. pachyderma* mostró un comportamiento opuesto arrojando abundancias superiores al 39% a los 120 cm (45.800 años cal AP) e inferiores al 16% entre los 45 y 80 cm (43.800 - 36.700-años cal AP). *N. incompta* mostró su abundancia máxima entre los 45 y 80 cm (43.800 años cal AP - 36.700-) con una media de 25%. La abundancia de *G. inflata* se mantuvo aproximadamente constante durante el MIS 3 a lo largo de todo el tramo (45-120cm), con una media de 9%, encontrándose los valores más bajos al comienzo del MIS 3.

Durante el MIS 2 sólo se registró fauna con posterioridad al Último Máximo Glacial (*ca. 21.000?* años AP), esto es, durante la deglaciación. *G. bulloides* presentó abundancias de 17,28% y 44% a los 20 y 15 (17.980? y 14.236? años cal AP respectivamente) mientras que *N. pachyderma* mostró abundancias de 36% y 23,18 % para las profundidades (edades) previamente mencionadas. *N. incompta* presentó abundancias cercanas al 20% a los 20 cm (17.980? años cal AP) y su abundancia fue mínima a los 15 cm (14.236? años cal AP) con valores inferiores al 3%. Por el contrario, la abundancia de *G. inflata* fue máxima durante la deglaciación, con valores cercanos al 20% a los 15 cm (14.236? años cal AP).

Por otra parte, la abundancia de *G. bulloides* osciló entre 24% y ~38% durante el MIS 1 (Holoceno). El comportamiento opuesto de *N. pachyderma* vuelve a reflejarse en este estadio oscilando entre 18-

35%. *N. incompta* presentó valores entre 13-19% mientras que la abundancia de *G. inflata* osciló entre 14-16 % interrumpido por un mínimo de 7% a los 5 cm, durante la base del Northgrippiano (6.749? años cal AP).

Adicionalmente, las abundancias de *G. glutinata* y *T. quinqueloba* fueron bajas y constantes durante todo el tramo del testigo analizado con un porcentaje promedio de 4,7% y 3,5 % respectivamente.

G. hirsuta no fue registrada durante el Holoceno; su abundancia fue máxima en el MIS 3 entre los 80 y los 50 cm (43.800 - 37.700años cal AP) con una media del 5% y disminuyó levemente hacia el techo del testigo (2%). *G. truncatulinoides* y *N. dutertrei* mostraron abundancias menores al 3% y ausencias durante varios intervalos del testigo.

Paralelamente, se analizó la riqueza específica y la diversidad α de los ensambles (índice de Simpson) a lo largo del testigo (Fig. R.11). El perfil de diversidad arrojó valores entre 0,68-0,80 a lo largo del MIS 3 mientras que en el MIS 2, los valores durante la deglaciación fueron de 0,71 y 0,77 a los 20 y 15 cm (17.980?-14.236? años cal AP respectivamente). Durante el Holoceno (MIS 1), la diversidad fue similar, con valores entre 0.76-0.78. Por su parte, el perfil de riqueza específica mostro valores entre 8-14 durante el MIS 3 y resultó ser bastante homogéneo durante la deglaciación y el MIS 1 con valores de 10 y 11 respectivamente (Fig. R.11.b).

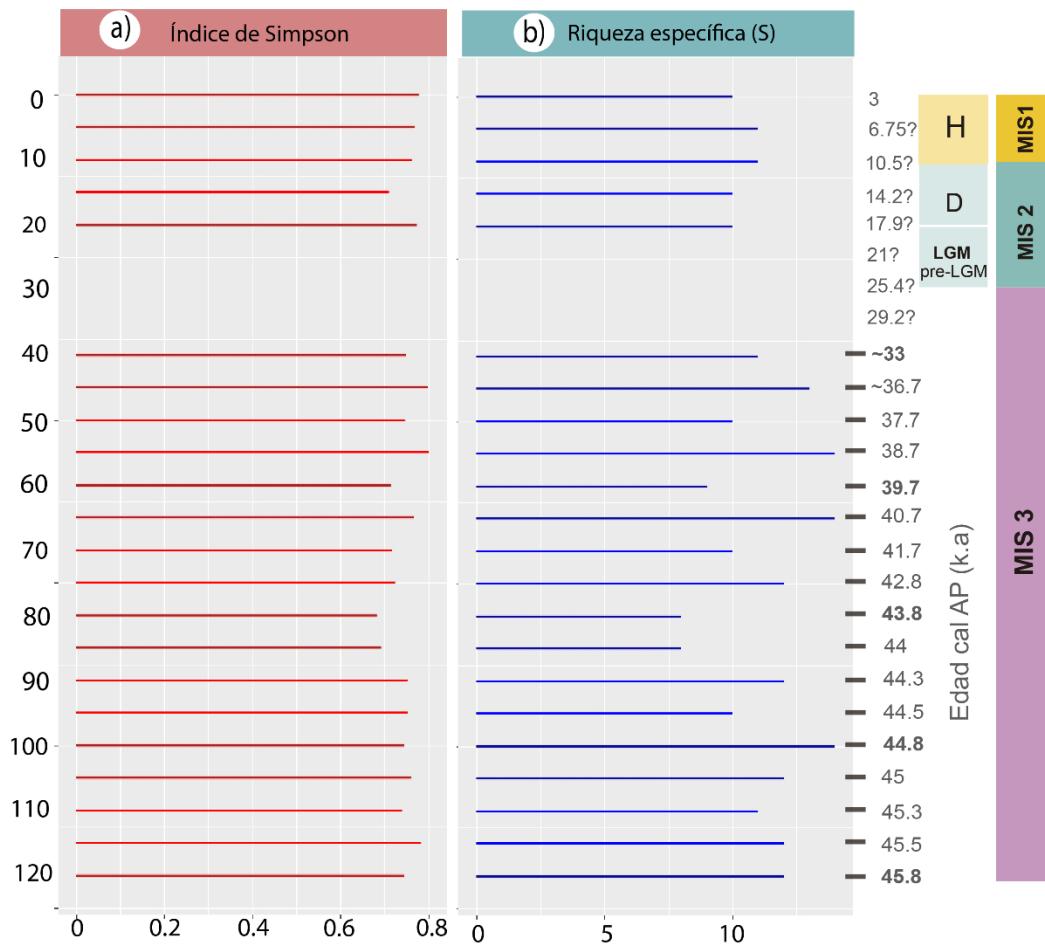


Figura R.11: a) Perfil de diversidad α (índice de Simpson) y b) perfil de riqueza específica (número de especies) del testigo AU_Geo02_GC20. Sólo se muestran aquéllas muestras con más de 200 individuos. El signo de pregunta (?)representa la incertidumbre del modelo de edades.

5.3.4 Reconstrucción cuantitativa de la productividad

La reconstrucción del fosfato de primavera (*phos_spring*) en el testigo AU_Geo02_GC20 (Fig. R.12), refleja un rango en las concentraciones de fosfato de primavera entre 0,73-1,17 $\mu\text{mol/l}$. En el tramo basal correspondiente al MIS 3 (45.788-44.053 años cal AP) se observa valores relativamente altos en las concentraciones de *phos_spring* dentro del rango 1,06-0,77 $\mu\text{mol/l}$ que van disminuyendo hacia los 43.800 años cal AP. Luego, hacia el tramo cuspidal del MIS 3 (43.805-33.000 años cal AP) se observan valores más bajos siguiendo un patrón relativamente constante de baja variabilidad (0,85-0,73 $\mu\text{mol/l}$), cuyos valores máximos y mínimos se encuentran a los 40.750 años cal AP y 43.800 años cal AP respectivamente. Por último, los valores reconstruidos muestran poca variabilidad durante la última deglaciación (MIS 2) y el Holoceno (MIS 1), con valores relativamente altos de fosfato que varían entre 1,03-1,12 $\mu\text{mol/l}$.

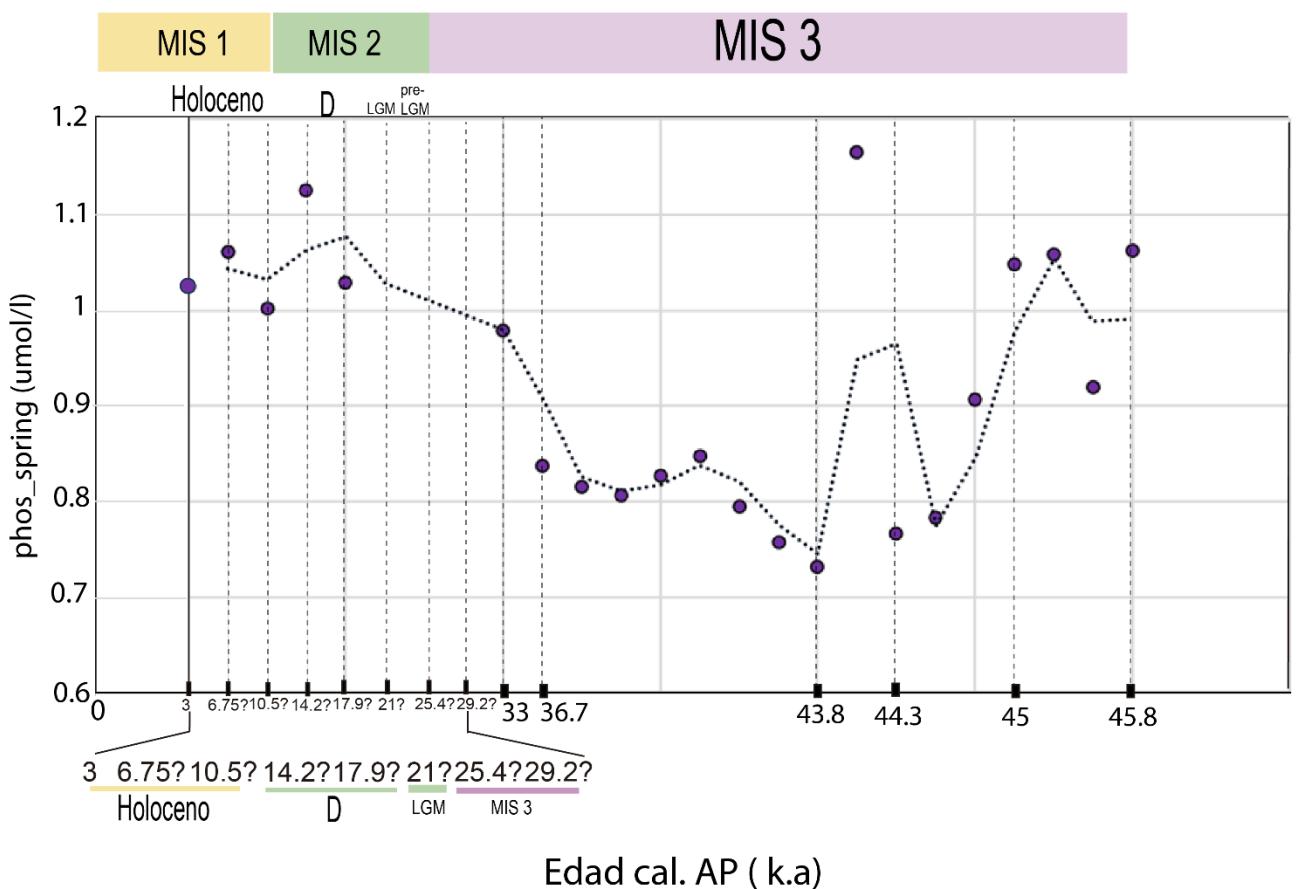


Figura R.12: Reconstrucción del fosfato de primavera (*phos_spring*) a lo largo del testigo AU_Geo02_GC20. La línea discontinua indica una línea de tendencia de media móvil. Las líneas discontinuas verticales indican los principales eventos climáticos. D: fin de la última Deglaciación; LGM: Últimos Máximo Glacial. El signo de pregunta (?)representa incertidumbre del modelo de edades.

5.3.5 Estimación semicuantitativa de la productividad y la SST

El análisis de *G. bulloides* evidenció abundancias entre 20-40% a lo largo del MIS 3, llegando a representar más del 40 % del ensamble en la última parte del estadio (43.800~33.000 años cal AP) y en la última deglaciación (MIS 2). Durante el Holoceno (MIS 1), la abundancia osciló entre los 25-35% (Fig. R.13.a).

El análisis de la relación de las abundancias relativas de *N. pachyderma* y *N. incompta* a lo largo del testigo AU_Geo02_GC20 fue mayor a 0.5 en la base del MIS 3 (45.800-44.550 años cal AP), durante la deglaciación (MIS 2) y el MIS 1, reflejando una dominancia de aguas polares-subpolares (Figura R.13.b). Por el contrario, durante la última parte del MIS 3 (43.800~33.000 años cal AP) los valores son menores a 0,5, reflejando un aumento en la influencia de aguas subpolares – transicionales, con valores incluso menores a los del MIS 1.

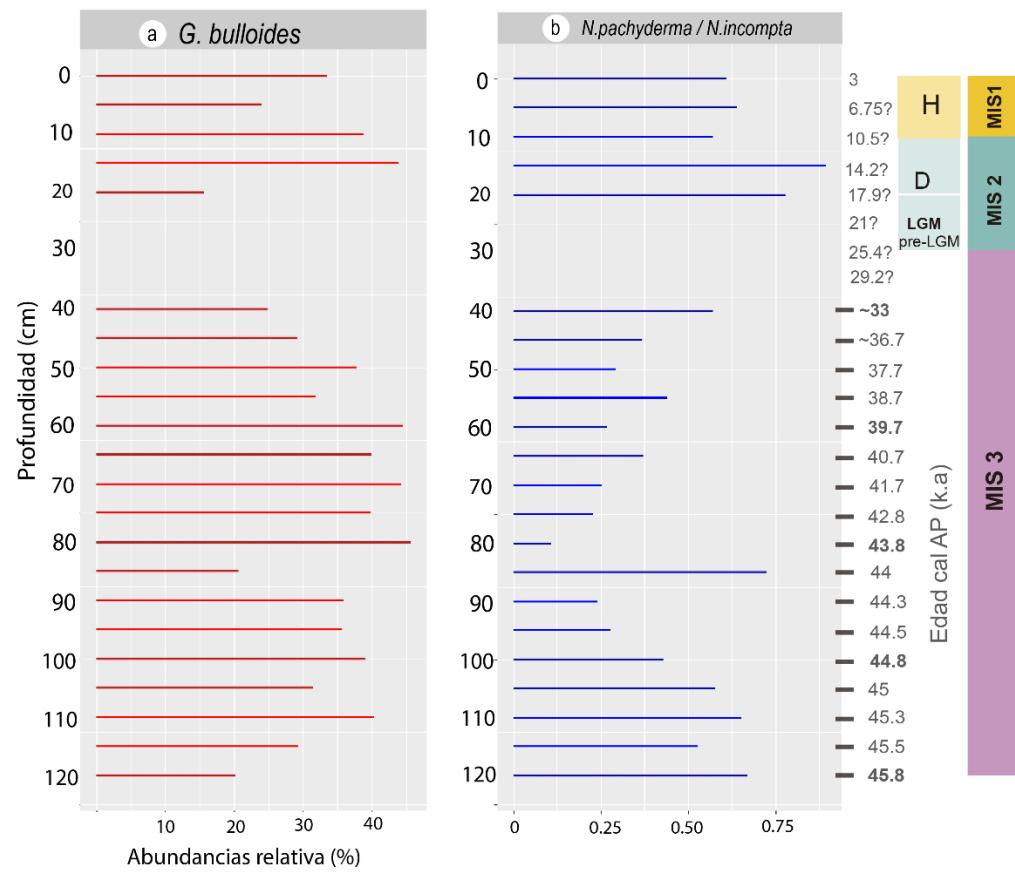


Figura R.13: a) Patrones de abundancia relativa (%) de *G.bulloides*, b) relación *N.pachyderma/N.incompta* del testigo AU_Geo02_GC20. Las líneas discontinuas marcan edades y eventos climáticos importantes. El signo de pregunta (?) representa la incertidumbre del modelo de edades.

6. Discusión

6.1 Modelo ecológico y Función de Transferencia

6.1.1 Set de Calibración

La correcta construcción del *set* de calibración es un pre-requisito esencial para toda calibración ambiental, tanto en términos de cobertura geográfica como de gradiente de las variables ambientales de interés (Kucera *et al.*, 2005). El *set* de calibración compilado aquí abarca un área geográfica restringida del Océano Atlántico que incluye regiones con diferentes condiciones ambientales cubriendo el máximo rango de gradiente de productividad posible en el Atlántico Sur. Los resultados obtenidos reflejan que en el mismo pueden diferenciarse tres regiones a partir de marcadas diferencias dentro de los gradientes de productividad: el Margen Continental Argentino, el sistema de Benguela y la Zona de la SAC.

Gran parte de la productividad primaria marina mundial tiene lugar en zonas costeras donde aproximadamente la mitad del carbono orgánico es exportado a las profundidades del océano (Liu *et al.*, 2010). En el Océano Atlántico Sur, el Margen Continental Argentino desempeña un papel fundamental en el ciclo biogeoquímico del carbono y los flujos de nutrientes en los ecosistemas marinos, siendo el gran ecosistema marino de la plataforma patagónica (Heileman, 2009) uno de los más productivos (Lutz *et al.*, 2010) e hidrográficamente complejos del Hemisferio Sur (Palma *et al.*, 2008; Matano *et al.*, 2010; Paniagua *et al.*, 2018). Los procesos de *upwelling* que ocurren en el *shelf-break* de Patagonia sustentan la alta tasa de crecimiento de fitoplancton que allí se produce (Acha *et al.*, 2004; Carreto *et al.*, 2016; Carranza *et al.*, 2017). Los resultados obtenidos en el PCA reflejan estas características. Los sitios del *set* de calibración ubicados en esta región se correlacionaron con altos valores de productividad biológica (definida aquí como la productividad determinada por la clorofila-a) y química (definida aquí como la productividad determinada por los macro y micronutrientes tales como el nitrato, fosfato y hierro). Estos resultados refuerzan el papel que la región cumple en la absorción de carbono y en la sostenibilidad de los recursos marinos, y las comunidades que allí ocurren (Bianchi *et al.*, 2009; Marrari *et al.*, 2013).

El sistema de Benguela, fuertemente dominado por procesos de *upwelling*, presenta valores elevados pero muy variables de productividad primaria (Barlow *et al.*, 2009). La mayoría de los sitios del *set* de calibración que corresponden a esta región se correlacionan principalmente con valores altos de clorofila-a (Figs. R.2, R.5), aunque existe un grupo importante de ellos que se ordenan hacia valores

bajos de productividad biológica. Estas diferencias pueden deberse a dos factores. Por un lado, el sistema de Benguela es un ecosistema heterogéneo de cuatro componentes (Plataforma Norte de Benguela, Cono Luderitz – Orange River, Región Sur de Benguela y Banco de Agulhas) que presentan características oceanográficas y ecológicas distintivas y donde los niveles de productividad primaria varían ampliamente (Silió -Calzada *et al.*, 2008; Hutchings *et al.*, 2009). Por otro lado, los sitios que se ordenaron hacia valores bajos de productividad biológica son aquellos que están más alejados de la costa africana, confirmando que la máxima abundancia de fitoplancton también puede variar según la distancia a la costa (Brown *et al.*, 1991) y en concordancia con los hallazgos de Hutchings *et al.* (2009), quienes encontraron que los niveles de producción primaria disminuían mar adentro (*offshore*). Aquellos sitios de baja productividad que se ubicaron cercanos a la costa se distribuyeron hacia el sur del sistema, en el componente Banco de Agulhas, que es el componente de menor productividad del sistema. Los sitios de mayor productividad se ubicaron o bien cercanos a la costa o bien hacia el norte, en áreas correspondientes a las restantes componentes del sistema (Carr, 2002).

Por su parte, la zona del SAC incluye a la banda austral del Giro Subtropical del Atlántico Sur (Stramma y Peterson, 1990). Allí existe una fuerte estratificación de las aguas, limitando el suministro de nutrientes hacia la zona fótica lo que resulta en una disminución en la fijación de carbono por parte de los productores primarios (Longhurst *et al.*, 1995). Los resultados del PCA así lo reflejan: la mayoría de los sitios se ordenaron hacia valores bajos de productividad biológica, en coincidencia con los patrones de distribución del fitoplancton en el Océano Atlántico, que presenta sus valores más bajos en los giros subtropicales (Cermeño *et al.*, 2008). Sin embargo, se observa un conjunto de sitios correlacionados positivamente con el nitrato y fosfato (Figs. R.2 y R.5) confirmado las observaciones de Mather *et al.* (2008) quienes, estudiando el ciclo del fósforo en los giros subtropicales del Atlántico Norte y Sur, sugieren que la utilización de fósforo en estas regiones puede contribuir a cambios en la producción primaria. En este sentido, si bien esta región del *set* de calibración se encuentra asociado a regímenes oligotróficos, la disponibilidad de nutrientes (fosfato y nitrato) puede tener influencia en el crecimiento de las comunidades planctónicas que allí ocurren.

6.1.2 Determinantes ambientales en la estructuración de los ensambles de foraminíferos planctónicos del Atlántico Sur

La composición de los ensambles de foraminíferos planctónicos a lo largo de la columna de agua puede variar en respuesta a variables ambientales tales como temperatura, salinidad y disponibilidad de nutrientes, entre otras (Ottens y Nederbragt, 1992; Ufkes *et al.*, 1998; Schiebel y Hemleben, 2017). A escala global, la SST es considerada la variable de mayor importancia ecológica en determinar la distribución de los foraminíferos planctónicos modernos (Kucera, 2007). Sin embargo, existen otras variables que también pueden ejercer una influencia importante en la distribución de las especies (Lessa *et al.*, 2019), sobre todo a escalas regionales (García Chaporí y Laprida, 2021). En regiones donde otras variables ambientales diferentes a la SST presentan gradientes pronunciados, las mismas pueden resultar factores importantes en la estructuración de los ensambles (e.g., Salgueiro *et al.*, 2008).

Los resultados obtenidos aquí evidencian que los ensambles de foraminíferos planctónicos responden a otras variables ambientales diferentes a la SST. El ordenamiento de los ensambles en el CCA es el resultado de las marcadas diferencias de productividad de las 3 zonas del set de calibración, ya que su distribución responde a un gradiente de productividad principalmente química, lo que se evidencia en la varianza explicada del fosfato de primavera (31,3%).

Los ensambles del Margen Continental Argentino son semejantes a los reportados en estudios previos obtenidos para la región (Boltovskoy *et al.*, 1996; Chiessi *et al.*, 2007; García Chaporí y Laprida, 2021), donde *G. bulloides*, *N. pachyderma*, *G. inflata* y *T. quinqueloba* son las especies más abundantes (Fig. R.1). *G. bulloides* se encuentra principalmente en aguas ricas en nutrientes (Mohtadi *et al.*, 2007; Lessa *et al.*, 2014) independientemente de la latitud, ya que podemos observar abundancias máximas de *G. bulloides* tanto en sistemas de *upwelling* de altas latitudes como de latitudes menores, desde el sistema del Margen de Omán (Munz *et al.*, 2017) hasta el Margen Ibérico (Salgueiro *et al.*, 2008).

En el Margen Continental Patagónico existe una correlación negativa entre la SST y las concentraciones de nutrientes (Carreto *et al.*, 1997). Por ello, en el CCA (Figura R.6), especies con preferencias por aguas más frías, tales como *N. pachyderma* y *T. quinqueloba*, se distribuyen principalmente a lo largo del CCA1, que se correlaciona principalmente con el fosfato ($r^2=0.89$). *N. pachyderma* es una especie típica de aguas subpolares-polares y su distribución está fuertemente controlada por la temperatura (Dieckman *et al.*, 1991). Sin embargo, también se han observado altas

abundancias en el sistema *upwelling* de California durante la primavera del Hemisferio Norte asociada a una mayor productividad primaria (Davis *et al.*, 2016). Por su parte, *T. quinqueloba* es una especie típicamente asociada a aguas subantárticas (Bé y Tolderlund, 1971). Si bien hasta el momento no hay trabajos que asocien máximos de abundancia de la misma con el sistema de *shelf-break upwelling* de Patagonia, se han encontrado abundancias máximas de *T. quinqueloba* en el sistema de *upwelling* del margen de Omán conjuntamente con abundancias máximas de *G. bulloides* y *N. pachyderma* (Darling *et al.*, 2017). En contraposición, especies como *N. incompta*, *G. inflata* y *G. truncatulinoides* se ordenan a lo largo del CCA1 dentro de valores relativamente bajos de fosfato. Esto podría deberse a que estas especies se encuentran en aguas transicionales. De hecho, *G. inflata* es una especie típica de aguas transicionales, y presenta alta abundancia en la región de la Confluencia Brasil-Malvinas (Laprida *et al.*, 2011), un área rica en nutrientes por la influencia de la escorrentía continental (Piola *et al.*, 2000). Análisis de $\delta^{13}\text{C}$ efectuados sobre conchillas de esta especie evidenciaron la existencia de una correlación positiva con las concentraciones de nutrientes en dicha región (Chiessi *et al.*, 2007), lo que indica que la distribución de esta especie también puede estar controlada por la productividad biológica y química. Sin embargo, la concentración de nutrientes no logra contrarrestar la influencia que la SST tiene sobre la distribución de estas especies.

Los ensambles del sistema de Benguela, en cambio, se encuentran dominados por *N. incompta*, *G. inflata*, *N. dutertrei* y *O. universa* (Fig. R.1), especies que responden positivamente al gradiente de clorofila-a en dicha región (Lessa *et al.*, 2019). A diferencia del Margen Continental Argentino, *G. bulloides* domina los ensambles en el sector norte del sistema de Benguela (Fig. R.1) con aguas ricas en nutrientes por la surgencia de agua profunda, lo que se condice con registros previos de la región (West *et al.*, 2004; Ufkes *et al.*, 1998). Por otro lado, especies como *N. dutertrei* y *O. universa* se encuentran en aguas con concentraciones menores de fosfato (y por ende más cálidas), como lo indica su ordenamiento en dirección opuesta al CCA1. Sin embargo, presentan un leve ordenamiento hacia valores relativamente elevados del CCA2, lo que estaría reflejando que requieren aguas más productivas. Estos resultados verifican lo observado en el sistema de *upwelling* ubicado al norte de Benguela por Romero *et al.* (2002) y las máximas abundancias registradas para *N. dutertrei* en la región Luderitz – Orange River (Giraudeau, 1992).

En lo que refiere a la Zona del SAC, los ensambles están dominados por *G. bulloides* y *N. incompta*, seguidas de *G. ruber* (total), *G. hirsuta* y *G. truncatulinoides*. Si bien esta zona es una región oligotrófica, resultan llamativas las altas abundancias que *N. incompta* y *G. bulloides* presentan dentro del set de calibración (Figura. R.1). Aquí, la distribución de las especies pareciera estar más bien

controlada por la temperatura que por un gradiente de productividad, ya que muchos de los sitios se ordenaron a lo largo de valores bajos de clorofila-a (Figs. R.2, R.5) como se mencionó anteriormente en el PCA.

En términos generales, existen elevadas concentraciones de fosfato tanto en altas latitudes como en la desembocadura de los ríos como consecuencia del aporte continental, mientras que las medias latitudes suelen presentar concentraciones más bajas (Conkright *et al.*, 2000). Sin embargo, la disponibilidad de los macronutrientes varía tanto espacial como temporalmente. Las variaciones en la concentración de los mismos, la luz como factor limitante para el desarrollo del fitoplancton y la estacionalidad de los factores ambientales son factores importantes en los ecosistemas planctónicos marinos. Particularmente, la estacionalidad es un factor esencial ya que condiciona no solo la disponibilidad de luz en la zona fótica sino también la disponibilidad de macronutrientes en superficie. Por ejemplo, las zonas de *upwelling* exhiben una notable señal estacional en los valores de fosfato asociadas a las variaciones en la intensidad de los vientos (Conkright *et al.*, 2000). Tal es el caso de los sistemas de Patagonia y Benguela, donde el crecimiento de los productores primarios se potencia en primavera y verano por la creciente disponibilidad de luz y estabilización de las aguas superficiales (Boltovskoy *et al.*, 1999; Silió-Calzada *et al.*, 2008). En este contexto, el fosfato es considerado un recurso limitante (Tyrrell, 1999; Paytan y McLaughlin, 2007; Karl, 2014) afectando directamente a las comunidades de foraminíferos planctónicos ya que los mismos, aunque exhiben una amplia variedad de comportamientos heterotróficos, dependen de los productores primarios para alimentarse (Hemleben *et al.*, 1989). Las especies herbívoras y omnívoras consumen fitoplancton, principalmente diatomeas y dinoflagelados, mientras que las carnívoras se alimentan de copépodos, ciliados y zooplancton de tamaño similar (Hemleben *et al.*, 1989). Incluso las especies que habitan la zona fótica a menudo pueden albergar algas simbiontes. Sin embargo, los nutrientes no sólo son importantes en tanto que modulan la productividad primaria de la que dependen los foraminíferos planctónicos: los macronutrientes y en particular las concentraciones del nitrato y fosfato son esenciales para el crecimiento y calcificación de sus conchillas, determinando el tamaño y el espesor de la pared (Weinkauf *et al.*, 2013; Aldridge *et al.*, 2012; Bijma *et al.*, 1992).

Pese a que la SST se considera un factor casi excluyente en la distribución de los foraminíferos planctónicos, la varianza explicada por el fosfato de primavera es cercana al 30%, reflejando la importancia que la productividad primaria tiene para el desarrollo de las comunidades. A pesar de que los ensambles del *set* de calibración se ven afectados por los marcados gradientes latitudinales de temperatura que generan los frentes subtropical, subpolar y polar, la varianza explicada por el

fosfato de primavera es apreciable. Adicionalmente, la existencia de variables ambientales y ecológicas no incluidas en este análisis (competencia interespecífica, predación) o incluso aspectos tafonómicos (por ejemplo, *time averaging*, preservación/disolución preferencial de ciertas especies) pueden también afectar la distribución de las especies en los *core-tops*. Dejando las cuestiones tafonómicas de lado, nuestros resultados sugieren que la distribución y abundancia de las especies de foraminíferos planctónicos del Océano Atlántico Sur está determinada por la interacción de factores bióticos (productividad) y abióticos (temperatura), y no exclusivamente por éstos últimos.

En lo que refiere al desarrollo de la función de transferencia, el buen desempeño de todos los modelos utilizados se debe al gran conjunto de datos empleados y a la gran cantidad de análogos que el *set* de calibración contiene. Sin embargo, el WA-PLS, modelo que resulta sensible a gradientes secundarios (Birks *et al.*, 2010), fue el modelo que presentó la mejor efectividad y, en consecuencia, fue elegido para realizar la reconstrucción del testigo AU_Geo02_GC20.

6.1.3 Limitaciones en la reconstrucción de la productividad primaria en el Margen Continental Patagónico

La construcción de un *set* de calibración que incluye áreas geográficas caracterizadas por condiciones ambientales diferentes tiene el potencial de evitar los problemas relacionados a la ausencia de análogos. Sin embargo, en el extremo opuesto, la inclusión de *core-tops* de regiones con características muy diferentes a la que se intenta estudiar sesgaría el modelado de la relación entre la distribución de las especies y los factores ambientales por la inclusión de ensambles no análogos. La construcción de un *set* de calibración regional (geográficamente restringido) como el construido aquí reduce la influencia de factores ambientales dominantes a escalas globales como la SST, lo que permite obtener reconstrucciones más robustas en escalas espaciales acotadas (Kucera *et al.*, 2005; Siccha *et al.*, 2009). Sin embargo, la restricción del área geográfica para la construcción de un *set* de calibración sólo es viable si se aumenta el número de sitios en la región de interés a fin de incorporar una mayor cantidad de análogos modernos (i.e., Kucera *et al.*, 2005). En consecuencia, la adición de las nuevas muestras *core-tops* al *set* de datos compilado por Siccha y Kucera (2017) del Atlántico Sur realizada en el contexto de esta tesis ha mejorado la cobertura geográfica y la resolución espacial de los gradientes ambientales en la región del Margen Continental Argentino, cubriendo la ausencia de ensambles de especies y/o condiciones oceanográficas no representados hasta el momento en el *set* de calibración global. Esto permitió mejorar la confiabilidad de las reconstrucciones, ya que la misma

podría disminuir si la estructura de las comunidades del Margen Continental Patagónico es modelada utilizando un *set* de datos global que no las incluya.

Sin embargo, pueden existir algunos factores en el área de estudio que limiten la capacidad explicatoria de la función de transferencia desarrollada. Estos son:

1. Distribución de los sitios del Margen Continental Patagónico y aspectos tafonómicos

La distribución de los sitios en el Margen Continental Patagónico se ubica siguiendo un fuerte gradiente latitudinal y, por ende, de temperatura, lo cual puede obliterar la influencia de otras variables. Una posible solución sería ampliar el *set* de calibración sumando sitios de la Cuenca Argentina, pero dado que la misma presenta una profundidad promedio de aprox. 5.000 m (Ewing *et al.*, 1964), existen altas probabilidades de que las muestras hayan sufrido procesos de disolución, ya que corresponden a profundidades por debajo de la profundidad de compensación de la calcita (CCD). Sin embargo, la disolución de carbonatos no solo está limitada a la CCD. Por encima, la disolución comienza en la lisoclina, pudiendo afectar selectivamente la preservación de las conchillas de los foraminíferos con paredes más porosas o delgadas (Berger, 1970). Asimismo, el talud del Margen Continental Patagónico está bajo el dominio de aguas intermedias y profundas de origen antártico, las que son algo corrosivas debido a la alta solubilidad que el CO₂ tiene en aguas frías (Steinacher *et al.*, 2009; McNeil y Matera, 2008). Este proceso se intensifica en aquellas zonas de fuertes procesos de *upwelling* (Bednarsek *et al.*, 2014), en los cuales las aguas frías ricas en HCO₃⁻ llegan a la superficie, pudiendo provocar disolución supralisoclinal. Por último, la alta tasa de productividad primaria que caracteriza al Margen Continental Patagónico, producto del *shelf-break upwelling*, hace que allí la degradación de la materia orgánica genere un importante descenso del O₂ y un aumento en las concentraciones de CO₂ disuelto (Peterson y Prell, 1985; Adler *et al.*, 2001), lo que puede provocar procesos de disolución supralisoclinal. Todo lo antes mencionado puede afectar potencialmente la adición de sitios fértiles en fauna carbonática más allá del talud inferior al *set* de calibración. Una posible alternativa para resolver el problema sería la utilización de trampas de sedimento para identificar los ensambles de foraminíferos planctónicos modernos, pero esto traería aparejado otro inconveniente: la sobreimpresión de las señales estacionales y, por ende, la pérdida del *time averaging* y otros procesos tafonómicos que modelan los ensambles de *core-tops*.

2. Selección de las especies ecológicamente significativas.

Si bien la SST es considerada el principal factor que estructura los ensambles de foraminíferos planctónicos, esta puede estar asociada a varios otros parámetros ambientales, y no todas las especies son igualmente sensibles a los mismos (Siccha, 2009; Lessa *et al.*, 2019). Jonkers y Kucera (2019) evaluaron el efecto de la selección de especies sobre el desarrollo de las funciones de transferencia y demostraron que la misma es importante al momento de desarrollarlas. Algunas especies son más importantes que otras al momento de reconstruir una determinada variable y, para identificarlas, hay que considerar bajo qué condiciones su abundancia es máxima, su amplitud de nicho ecológico y su sensibilidad a la variable a reconstruir (Jonkers y Kucera, 2019). Por ello, si especies ecológicamente significativas presentan una mayor abundancia relativa en el ensamble fósil que en los ensambles modernos del *set* de calibración como consecuencia, por ejemplo, de factores tafonómicos, esto puede producir una sobre o subestimación de la variable a reconstruir (Milker *et al.*, 2017). Por otra parte, cuando el ensamble faunístico es poco diverso es importante retener tantas especies como sea posible (Jonkers y Kucera, 2019).

En este contexto, cuando se comparan las abundancias relativas de las especies en el *set* de calibración aquí construido y las de los ensambles fósiles del testigo AU_Geo02_GC20, tanto *G. bulloides* como *N. pachyderma* resultan ser las especies dominantes. En lo que refiere al nicho ecológico de dichas especies, la distribución de *N. pachyderma* está fuertemente controlada por la temperatura (Darling *et al.*, 2006), mientras que la distribución de *G. bulloides* parece estar más controlada por la disponibilidad de nutrientes (Sautter y Thunell, 1991). El problema es que, dado que el fosfato es un factor correlacionado negativamente con la SST (Ishizu *et al.*, 2013), la señal aquí reconstruida podría estar parcialmente obliterada por la señal de temperatura.

3. Rol de la diversidad específica.

Existen pocos trabajos que analizan la importancia de la diversidad específica en el desarrollo de las funciones de transferencia (Stevenson *et al.*, 1991; Simpson, 2012). La fiabilidad de las reconstrucciones basadas en una función de transferencia no solo debería ser evaluada en términos de la construcción del *set* de calibración, sino también en función de la diversidad específica general, incluso la del ensamble fósil (Hutson, 1977). El testigo AU_Geo02_GC20 reflejó una diversidad α muy baja ($\sim 0,7\text{--}0,8$) en la mayoría de los niveles, lo que indica que pocas especies dominan los ensambles. La ausencia de ciertas especies podría deberse a factores ecológicos, tafonómicos y/o metodológicos:

3.a. Factores ecológicos. Las variaciones en la distribución de las especies debido a la estacionalidad es un fenómeno generalizado en las comunidades planctónicas. La distribución estacional de las mismas y, por ende, la estructura de la comunidad puede variar según la amplitud del ciclo estacional, siendo más marcada hacia latitudes altas (Kretschmer *et al.*, 2018; Tolderlund y Bé, 1971; Morey *et al.*, 2005; Jonkers y Kucera, 2017). La productividad primaria en latitudes medias-altas es dependiente de la temperatura y la disponibilidad de luz, por lo que también está influenciada por la estacionalidad (Sigmany Hain, 2012). El CCA reveló que la variable que más explica la composición específica del *set* de calibración aquí desarrollado es el fosfato de primavera, lo que resulta altamente significativo. Considerando que, como se mencionó previamente, la señal aquí reconstruida podría estar obliterada por la señal de temperatura, las variables asociadas a productividad, que poseen componente estacional, probablemente estén subvaloradas o subestimadas.

3.b. Factores tafonómicos. El transporte lateral *post-mortem* de los individuos antes de ser incorporados definitivamente a los sedimentos conduce a una cierta cantidad de “*spatial-averaging*” (Bé y Hutson, 1977; Ziveri *et al.*, 2004). Aquellas especies que presenten hábitats cercanos a corrientes oceánicas experimentarán más transporte, mientras que aquellas que viven en los centros de los giros oceánicos experimentarán poco transporte (Fenton *et al.*, 2016). Van Sebille *et al.* (2015) proponen que después de su muerte, los foraminíferos planctónicos pueden viajar hasta 150 km, aunque en general este desplazamiento suele ser menor. Dado el esquema de circulación oceánica del Margen Continental Patagónico, esto podría implicar que los ensambles están “enriquecidos” en los componentes más australes de la fauna, como *N. pachyderma*, disminuyendo la diversidad de los ensambles. Asimismo, existen algunas especies de foraminíferos planctónicos que son más susceptibles a la disolución como resultado de la naturaleza de su conchilla (Berger, 1970). Si la disolución es significativa, entonces la composición del ensamble puede alterarse, enriqueciéndose en especies resistentes; mientras que las especies susceptibles se eliminan selectivamente (Le y Thunell, 1996). Esto también puede disminuir la diversidad de los ensambles.

3.c. Factores metodológicos. Para construir el *set* de calibración, en primera instancia se establecieron cuán similares eran las muestras de los ensambles modernos y fósiles entre sí mediante un análisis de disimilitud (ver Materiales y Métodos). Los coeficientes de disimilitud suelen calcular la suma de las diferencias entre las muestras para un conjunto de taxones (Prentice, 1980; Overpeck *et al.*, 1985; Birks *et al.*, 1990; Gavin *et al.*, 2003). De esta manera, el número de taxones sobre los que se hacen las comparaciones influye en la disimilitud resultante. Los resultados reflejaron una baja diversidad en el ensamble fósil y la dominancia de pocas especies como *G.*

bulloides, *N. pachyderma* y *N. incompta*. En este sentido, la construcción del *set* de calibración, construido tomando en consideración las especies encontradas en el ensamblaje fósil y evitando el problema de “no análogos”, podría no captar todas las condiciones biológicas y ambientales representadas en el testigo marino (Fig. D.1). Hutson (1977) analizó el problema de la falta de análogos en una serie de experimentos con ensambles de foraminíferos planctónicos en el Océano Índico concluyendo que las efectividades de las funciones de transferencia difieren según las abundancias de las especies del ensamblaje fósil. Parker y Berger (1971) demostraron que la presencia de especies más susceptibles a la disolución disminuye potencialmente la diversidad de la muestra, ya que una mayor disolución producirá un aumento en el dominio de las especies más resistentes. Nuevamente, todos estos efectos generarán una sobre- o subestimación de los valores de la variable a reconstruir, introduciendo *ruido* al modelo y generando una disminución en su rendimiento, ya que en aquellos tramos donde la riqueza y abundancia estén dadas por unas pocas especies, los valores reconstruidos no serán precisos.

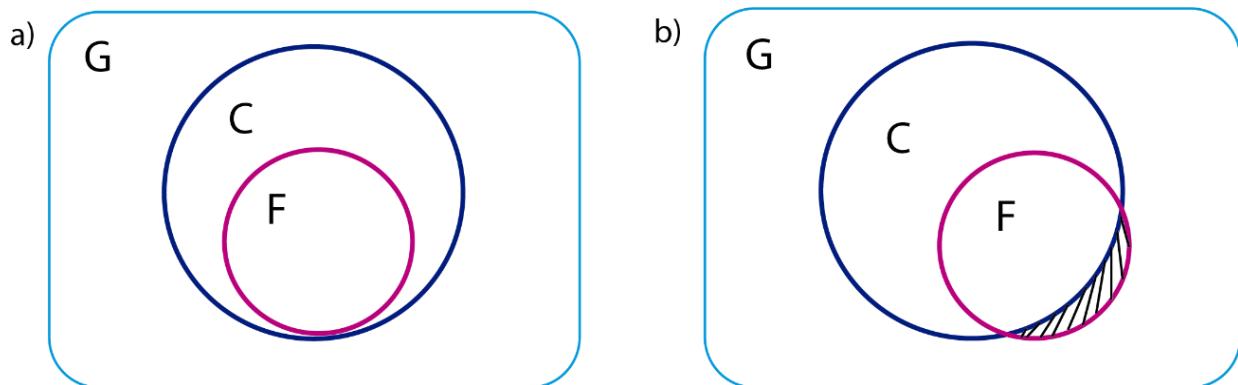


Figura D.1: a) Diagrama de Ven que ilustra las condiciones ideales para calibrar una función de transferencia. El *set* de calibración (C) abarca todas las condiciones biológicas y ambientales que existen en el ensamblaje fósil (F). b) Diagrama de Ven que ilustra condiciones no ideales para el desarrollo de la función de transferencia. El *set* de calibración (C) no refleja todas las condiciones biológicas y ambientales representadas dentro del ensamblaje fósil (F) dando como resultados la falta de análogos (área sombreada). G representa todas las condiciones biológicas y ambientales globales.

En resumen, todos los factores recién mencionados podrían potencialmente disminuir la robustez del *set* de calibración y, por ende, de la función de transferencia. Por ello, aunque escapa al ámbito de esta tesis, una evaluación profunda de una función de transferencia de productividad superficial basada en foraminíferos planctónicos en la región del Margen Continental Patagónico debería ser analizada no solo cuantitativamente sino también cualitativamente, considerando los potenciales efectos de la disolución lisoclinal y supralisoclinal como consecuencia de la química de las aguas de

la región, la distribución de los sitios a lo largo del gradiente productivo, la importancia de las especies en la comunidad y la diversidad específica del ensamble fósil (Fig. D.2).

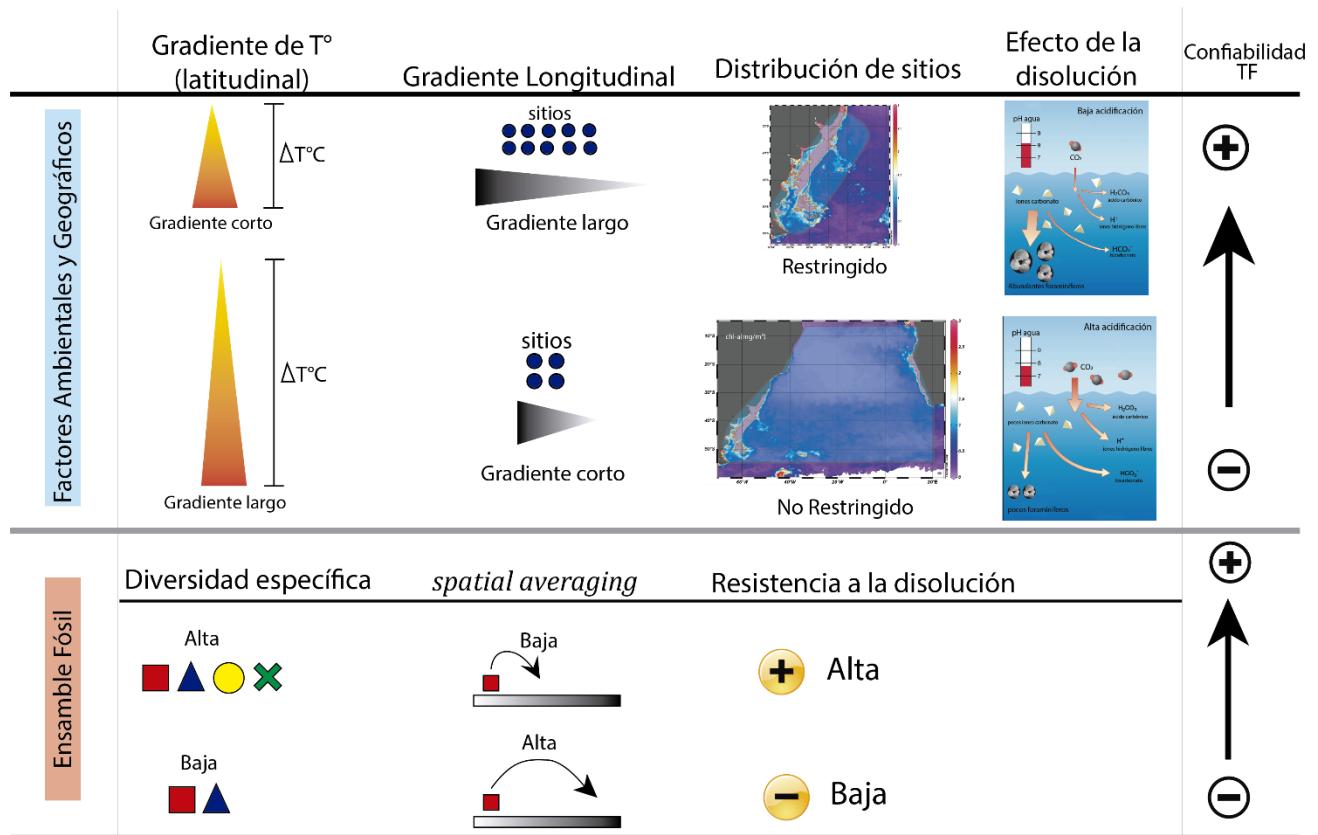


Figura D.2: Representación esquemática de los factores que afectan la confiabilidad de la función de transferencia (TF) en el Margen Continental Patagónico.

6.2 Implicancias Paleoceanográficas y Paleoclimáticas

Dado que el modelo de edades propuesto está bien establecido únicamente para el MIS 3, las implicancias paleoceanográficas y paleoclimáticas que serán discutidas a continuación refieren exclusivamente a este estadio.

La reconstrucción cuantitativa de la productividad primaria superficial del testigo Au_Geo02_GC20 refleja un rango de concentraciones de fosfato de primavera (*phos_spring*) entre 0,73 $\mu\text{mol/l}$ y 1,17 $\mu\text{mol/l}$ (Fig. R.12) durante los últimos 45.800 años cal AP. La reconstrucción semicuantitativa en base a la abundancia de *G. bulloides* refleja que habrían dominado condiciones de alta productividad superficial (Fig. R.13.a), hipótesis que se confirma dada la abundante presencia de nannoplancton calcáreo.

La co-dominancia de *G. bulloides* y *N. pachyderma* (especie típica de aguas polares y subpolares) a lo largo de este estadio, junto con la reconstrucción cuantitativa de la productividad primaria superficial y semicuantitativa de la temperatura superficial, indicaría condiciones biológicas y oceánicas diferentes a las actuales. Estos cambios podrían estar asociados a múltiples factores que actuaron conjuntamente en el Margen Continental Patagónico, entre los cuales pueden considerarse:

- a) un mayor *upwelling* en el *shelf-break* de Patagonia vinculado a una mayor intrusión de la CM
- b) una mayor disponibilidad de nutrientes vinculada a la intensificación de los SWW
- c) variaciones del nivel del mar

a) Cambios en la intrusión de la CM en el Margen Continental Patagónico

El *shelf-break* de Patagonia se caracteriza por presentar altos niveles de productividad primaria en superficie, sobre todo durante la primavera y el verano austral (Saraceno *et al.*, 2005; Romero *et al.*, 2006; Rivas, 2006; Marrari *et al.*, 2013), resultado de los procesos de *upwelling* que allí se producen. Los mismos están modulados por la intensidad con la que la CM intruye al Margen Continental Patagónico (Matano y Palma 2008; Miller *et al.*, 2011; Palma *et al.*, 2008; Combes y Matano, 2014; Valla y Piola, 2015). Una mayor intrusión del mismo durante el MIS 3, en respuesta a cambios en la intensidad y posicionamiento de los SSW, podría explicar el aumento de productividad observado a través de la intensificación del *shelf-break upwelling* de Patagonia. Esto implicaría mayor surgencia de aguas frías y ricas en nutrientes en la región (Mohtadi *et al.*, 2007; Davis *et al.*, 2016), como así lo indica la co-dominancia de *G. bulloides*-*N. pachyderma* y la poca contribución relativa de *G. inflata*.

La estimación de la posición relativa de la Confluencia Brasil-Malvinas permitiría verificar esta hipótesis, ya que un aumento de la componente sur de los vientos desplazaría la Confluencia hacia el norte. El análisis de la abundancia relativa de *G. inflata* en el testigo Au_Geo02_GC20, especie abundante tanto en aguas subantárticas como en subtropicales (Schiebel y Hemleben, 2005) y dominante en la región de la BMC, reflejó abundancias menores (media de 11,94%) a las encontradas en los ensambles modernos del Margen Continental Patagónico (media de 35%) durante el MIS 3, manteniendo valores constantes por debajo de la media (~9%). Esto indicaría que, durante el MIS 3, las aguas superficiales del Margen Continental Patagónico fueron más frías, lo que implicaría o bien que la Confluencia Brasil-Malvinas se desplazó hacia el norte, o bien se mantuvo en latitudes semejantes a las actuales y que los gradientes latitudinales de temperatura aumentaron.

De este modo, se podría inferir que durante el MIS 3 hubo una mayor intrusión de la CM, especialmente entre los 45.800 - 44.800 años cal AP; la relación de *N. pachyderma/N.incompta* indicaría aguas más frías (menores a 8°C) en la superficie del Margen Continental Patagónico. Aunque exceden el objetivo de la presente tesis, habría dos maneras de corroborar esta hipótesis:

- a) obtener datos isotópicos de *G. inflata* que permitan reconstruir la temperatura de calcificación.
- b) realizar detallados estudios morfométricos, ya que *G. inflata* presenta dos genotipos con rangos ecológicos diferentes: el Tipo I, que habita aguas subtropicales y transicionales en ambos hemisferios; y el Tipo II, que se ha registrado exclusivamente en masas de agua subpolares del Hemisferio Sur (Morard *et al.*, 2011). Cambios en las proporciones de estos morfotipos podrían reflejar cambios en la posición de la Confluencia Brasil- Malvinas: una mayor proporción del Tipo II indicaría su desplazamiento hacia el norte (periodos fríos), mientras que una mayor proporción del Tipo I indicaría su desplazamiento hacia latitudes mayores. Por ende, un estudio morfométrico de *G. inflata* reforzaría el análisis y discusión aquí planteada.

De lo expuesto, y considerando que los procesos de *upwelling* que ocurren en el Margen Continental Patagónico están modulados por los vientos, se podría postular que cambios en la intensidad de los SWW ocurridos durante el MIS 3, principalmente en su componente sur, podrían modificar el *shelf-break upwelling* de Patagonia en escalas suborbitales permitiendo la surgencia de aguas ricas en nutrientes hacia las capas más superficiales, aunque aún no se han realizado estudios ni experimentos que vinculen cambios en la intensidad de este *upwelling* con los de los SWW en escalas mileniales.

b) Cambios en la intensidad y/o posición de los SWW

La direccionalidad del viento puede modificar las tasas de surgencia y el suministro de nutrientes cerca de los frentes oceánicos al interactuar con la circulación superficial y así modular la ubicación e intensidad del *upwelling* en mar abierto (Franks y Walstad, 1997; Nagai *et al.*, 2008; Whitt *et al.*, 2017). En el Hemisferio Sur, cambios en la intensidad y/o posición de los SWW pueden afectar a la Corriente Circumpolar Antártica y, en consecuencia, el *upwelling* del Océano Austral (Toggweiler y Samuels, 1995; Sijp y England, 2008), provocando asimismo variaciones de la productividad en el Océano Atlántico Sur (Kohfeld *et al.*, 2013). Actualmente los SWW producen *upwelling* de aguas ricas en nutrientes en el Océano Austral a través del transporte de Ekman hacia el norte. Si este proceso de *upwelling* se reduce debido a un desplazamiento hacia el norte de los vientos o bien una reducción

de la intensidad de estos, una menor cantidad de agua rica en nutrientes es llevada hacia la superficie (Toggweiler *et al.*, 2006). En la actualidad, los altos niveles de clorofila-a que se registran en el *shelf-break* de Patagonia se asocian a la alta disponibilidad de nutrientes que contiene la CM (Acha *et al.*, 2004; Romero *et al.*, 2006, García *et al.*, 2008) y dado que la misma corresponde al brazo septentrional de la Corriente Circumpolar Antártica en el Atlántico Sudoccidental (Piola y Matano, 2001), cambios en la intensidad de los SWW también modificarían la disponibilidad de nutrientes que esta corriente transporta en superficie.

Adicionalmente, los vientos tienen el potencial de interactuar con la circulación superficial del Margen Continental Patagónico y modular el suministro de nutrientes hacia la zona fótica, impactando en el crecimiento del fitoplancton (Nagai *et al.*, 2008; Siedlecki *et al.*, 2011; Carranza *et al.*, 2017). De hecho, vientos superficiales fuertes pueden aumentar las concentraciones de clorofila-a en superficie, particularmente en verano cuando se desarrolla una fuerte estratificación (Swart *et al.*, 2015; Carranza y Gille, 2015). La mezcla generada arrastra episódicamente clorofila-a y/o aguas subsuperficiales ricas en nutrientes hacia la capa de mezcla.

Los resultados obtenidos del análisis del testigo AU_Geo02_GC20 reflejan una mayor disponibilidad de nutrientes en el Margen Continental Patagónico, especialmente en el tramo basal registrado del MIS 3, sugerida por el aumento en las concentraciones de fosfato y la dominancia de *G. bulloides*. Esto podría ser resultado de un aumento en el aporte de nutrientes arrastrados por la CM vinculado a una intensificación del *upwelling* de la Convergencia Antártica como consecuencia del desplazamiento hacia el sur de los SWW y/o intensificación de estos. Registros continentales de Patagonia confirman que durante el MIS 3 hubo un aumento en la frecuencia de precipitaciones asociado a una intensificación de los SSW (Heusser *et al.*, 1999, Kliem, 2019). Sin embargo, existen pocos trabajos en el Océano Atlántico Sur vinculados a la reconstrucción de los SWW durante el MIS 3, y la mayoría de ellos están restringidos al Último Máximo Glacial (Kohfeld *et al.*, 2013) y Holoceno (Fletcher y Moreno, 2012; Kilian y Lamy, 2012; Voigt *et al.*, 2015). Entre los trabajos que involucran al Hemisferio Sur, Sprenk *et al.* (2013) notaron incrementos en el *upwelling* en el Mar de Scotia para el MIS 3. Kemp *et al.* (2019) analizaron registros marinos y continentales en Australia y encontraron una intensificación de los SWW hacia finales de este estadio. Estos resultados además están soportados por registros de polvo atmosférico, los cuales muestran un incremento hacia el final del MIS 3 en la Isla North Stradbroke, las mesetas centrales de Nueva Gales del Sur y en el Océano Pacífico (Hesse *et al.*, 2003; Petherick *et al.*, 2008; Lamy *et al.*, 2014).

En el Margen Continental Patagónico, una mayor intensidad en los SWW pudo también haber producido una mayor entrada de polvo atmosférico proveniente de la Patagonia hacia las capas superficiales del océano, aportando micro y macronutrientes. Experimentos actuales demuestran un incremento en la biomasa de fitoplancton debido al aumento en las concentraciones de hierro en superficie (i.e., Coale *et al.*, 2004), proceso conocido como *iron fertilization*. De esta manera, el polvo atmosférico rico en hierro transportado por los SWW afecta la productividad del Océano Austral influyendo en el balance de carbono entre el océano y la atmósfera (Kohfeld *et al.*, 2005; Tschumi *et al.*, 2008; d'Orgeville *et al.*, 2010; Lee *et al.*, 2011; Völker y Köhler, 2013). Por su parte, Erickson *et al.* (2003) encontraron que, en la actualidad, existe una fuerte correlación entre la depositación de polvo de Patagonia y las anomalías de clorofila-a observadas en la región subantártica del Océano Atlántico Sur.

La región patagónica presenta características en el terreno que influyen en el transporte de minerales hacia el océano, tales como el bajo contenido de agua en los suelos y la escasa cobertura vegetal (Tegen y Fung, 1994). Particularmente, los SWW sobre Patagonia son intensos: tienen una velocidad media mensual de 30km/h y las máximas se registran en octubre (primavera austral) con velocidades superiores a los 100 km/h (Gaiero *et al.*, 2003, Cosentino *et al.*, 2021). Estas situaciones favorecen el transporte de polvo atmosférico rico en hierro desde el sector continental de la Patagonia argentina hacia el *offshore*, favoreciendo el incremento de la productividad primaria en el Margen Continental Patagónico con un mayor *input* durante la primavera austral, cuando los vientos son más intensos.

En resumen, durante el MIS 3, un aumento en la intensidad de los SWW habría modificado los patrones de productividad superficial del Margen Continental Patagónico debido a:

- Cambios en la magnitud de intrusión de la CM, especialmente entre 45.800-44.800- años cal AP.
- Cambios en la intensidad del *upwelling* de la Convergencia Antártica.
- Cambios en entrada de polvo atmosférico rico en micro y macronutrientes.

c) Variaciones del nivel del mar durante el MIS 3

Durante el MIS 3 el nivel del mar se ubicó entre 90 y 60 metros por debajo del nivel actual (Fig. D.3) (Chappell, 2002; Waelbroeck *et al.*, 2002; Siddall *et al.*, 2003; 2008). Sabatini *et al.* (2004) proponen que la alta productividad observada en la Plataforma Patagónica Austral puede explicarse por niveles

altos de nutrientes aportados por los ríos y la escorrentía continentalde los canales Fueguino y Magallanes, además de procesos de *upwelling*. El aumento de la productividad superficial durante el MIS 3 aquí observado podría estar asociado entonces a un incremento de la escorrentía de los ríos cordilleranos como consecuencia del descenso del nivel de base. De hecho, los valores de fosfato reconstruidos, principalmente en el tramo basal, se asemejan a los encontrados actualmente en desembocaduras de los ríos patagónicos (Cuevas *et al.*, 2019), sugiriendo su desplazamiento hacia el borde actual de la plataforma. Adicionalmente, un descenso del nivel del mar involucra la exposición progresiva de la plataforma continental a la erosión permitiendo el transporte de material terrígeno y iones disueltos más lejos de la costa (Lantzsch *et al.*, 2014) y, por consiguiente, un desplazamiento *offshore* de la productividad resultante del *shelf-break upwelling* de Patagonia. Durante el MIS 3, gran parte de la plataforma continental patagónica estuvo expuesta, por lo que pudo haber estado sometida a procesos erosivos que incrementaron el aporte de nutrientes *offshore* aumentando la productividad en sectores del talud.

Si bien globalmente el MIS 3 es un período de mar bajo (Chappell, 2002), se observan evidencias de variaciones dentro de este estadio. Siddal *et al.* (2008) establece que durante la primera mitad del MIS 3, el nivel del mar aumentó y se ubicó a ~-60m, pero luego descendió a -80 m en la otra mitad del estadio, y descendiendo gradualmente hasta llegar a -120 m durante la fase más fría de MIS 2 (Último Máximo Glacial) en las costas argentinas (Guilderson *et al.*, 2000). Estas variaciones del nivel del mar dentro del MIS 3 pueden haber hecho variar el aporte de terrígenos desde el continente, impactando en la productividad del Margen Continental Patagónico.

De lo expuesto, se deduce que un aumento en la disponibilidad de nutrientes vinculado a la CM, cambios en la intensidad y/o posición de los SWW y variaciones del nivel del mar pudieron haber actuado conjuntamente provocando un aumento en la productividad superficial durante el MIS 3 en el área de estudio. Sin embargo, la productividad no fue constante: la variabilidad climática de este estadio se refleja en variaciones de la productividad evidenciada en los valores de fosfato reconstruido, en las variaciones de las abundancias de *G. bulloides* y *N. pachyderma*, y en las estimaciones de temperatura. La inestabilidad climática del MIS 3, atravesado por variaciones climáticas abruptas, podrían explicar el patrón heterogéneo de productividad reconstruido en el Margen Continental Patagónico.

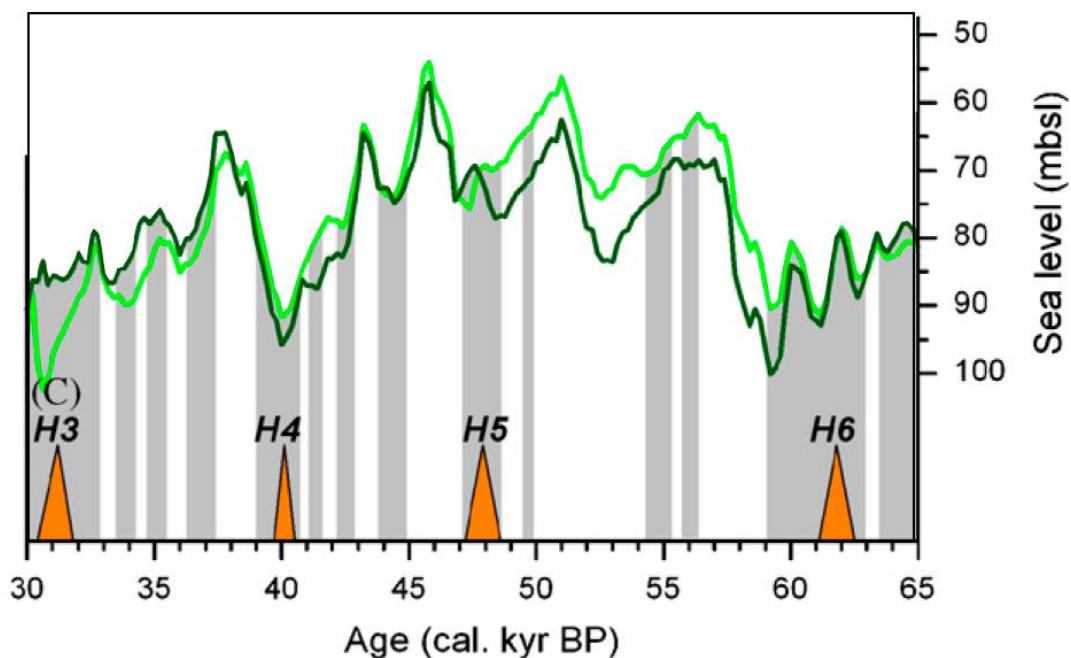


Figura D.3: Detalle de los cambios en el nivel del mar durante el MIS 3 en comparación con la ocurrencia de eventos Heinrich (H) del Atlántico Norte. La línea verde oscuro representa cambios en el nivel de la mar establecida a partir de datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}_w$) de foraminíferos bentónicos con corrección de temperatura y la línea verde clara sin corrección de temperatura. Las barras verticales grises indican las principales fases frías del Hemisferio Norte (estadiales). H3-H6: Eventos Heinrich 3-6. Modificado de Arz *et al.* (2007).

Cambios en la productividad durante el MIS 3 en el Margen Continental Patagónico

Para contextualizar cronoestratigráficamente los resultados obtenidos se compararon las reconstrucciones del Margen Continental Patagónico con la curva isotópica de Martinson *et al.* (1987) (Fig. D.4), cuyos eventos isotópicos están ajustados con los cambios orbitales (*orbital tuning*) y los subestadios isotópicos de Railsback *et al.* (2015).

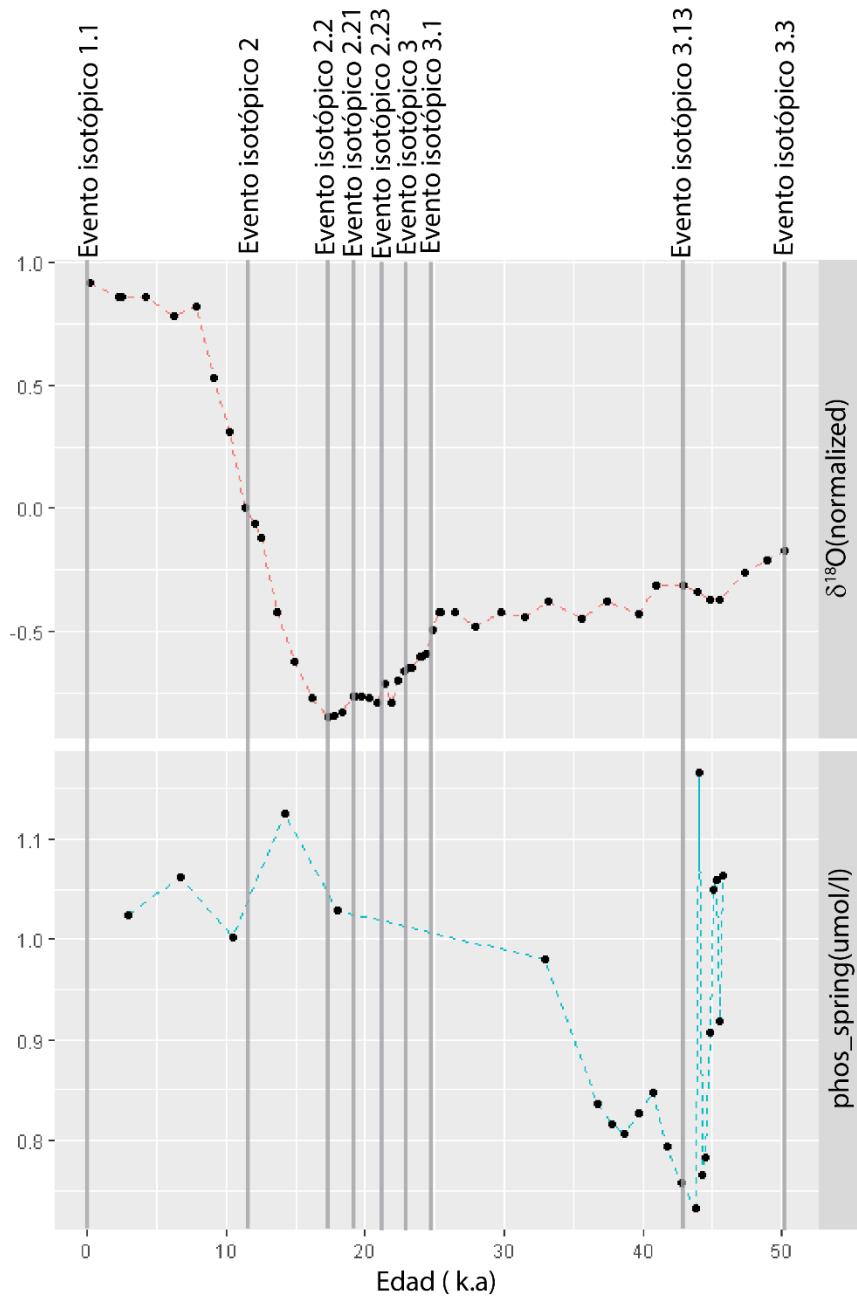


Figura D.4: (a) Estratigrafía isotópica de los últimos 50.000 años en base a registros de $\delta^{18}\text{O}$ de Pisias *et al.* (1984) con la denominación de los eventos isotópicos propuesta por Martinson *et al.* (1987); las líneas verticales indican los cambios abruptos del registro en base a $\delta^{18}\text{O}$. (b) Reconstrucción del fosfato de primavera para el testigo AU_Geo02_GC20.

Productividad superficial entre los eventos isotópicos 3.3 y 3.13 (~50.000-43.800 años-cal AP)

La reconstrucción del fosfato de primavera para el testigo AU_Geo02_GC20 tiene buena resolución entre los eventos isotópicos 3.3 (50.000 años cal AP) y 3.13 (43.800 años cal AP), intervalo que se corresponde bien con el subestadio MIS 3c de Railsback *et al.* (2015).

Durante este intervalo prevalecieron condiciones de elevada productividad química que permitieron la fertilización de las aguas del Margen Continental Patagónico. La intensidad del *upwelling*, evidenciada por abundancias relativas de entre 20-40 % de *G. bulloides* implicaría la presencia de aguas ricas en macronutrientes como el fosfato. Adicionalmente, nuestros resultados sugieren que este intervalo es una fase relativamente fría dentro de este interestadial debido a que la relación *N. pachyderma/N. incompta* es mayor a 0,5, indicando temperaturas por debajo de los 8°C y corroborando los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de Martinson *et al.* (1987) que sugieren un incremento en el volumen de hielo y, por ende un descenso significativo del nivel del mar global de casi 25 m en tan sólo 4.000 años (Arz *et al.*, 2007). Esto es, durante este intervalo, las aguas habrían sido frías y ricas en nutrientes, indicando un activo *upwelling* en el Margen Continental Patagónico.

El nivel del mar habría favorecido la escorrentía continental al estar la mayor parte de la plataforma expuesta. El nivel del mar descendió desde aproximadamente -55 m a los 52.000 años cal AP hasta los -80 m a los 43.000 años cal AP (Rabassa y Ponce, 2016). Los valores de fosfato reconstruidos (0,90-1,16 $\mu\text{mol/l}$) se asemejan a los encontrados actualmente en Bahía Blanca, Golfo San Jorge y Puerto Deseado (Fig. D.5) (Paparazzo *et al.*, 2013; Marcovechio y Freije, 2004). El estuario de Bahía Blanca es considerado un sistema eutrófico debido al alto contenido de macronutrientes disueltos (Freije y Marcovecchio, 2004; Spetter *et al.*, 2017) y el aporte de nutrientes del Río Sauce Chico y el arroyo Napostá Grande (Píccolo *et al.*, 1990). Por otra parte, en el golfo San Jorge la distribución de macronutrientes se relaciona con procesos físicos (estratificación), biológicos (biomasa de productores primarios) (Paparazzo *et al.*, 2017; Torres *et al.*, 2018) así como eólicos (Isla *et al.*, 2002) e hidrológicos, dado por el aporte del Río Deseado que alcanza el Océano Atlántico Sur unos kilómetros al sur del golfo (Desiage *et al.*, 2018).

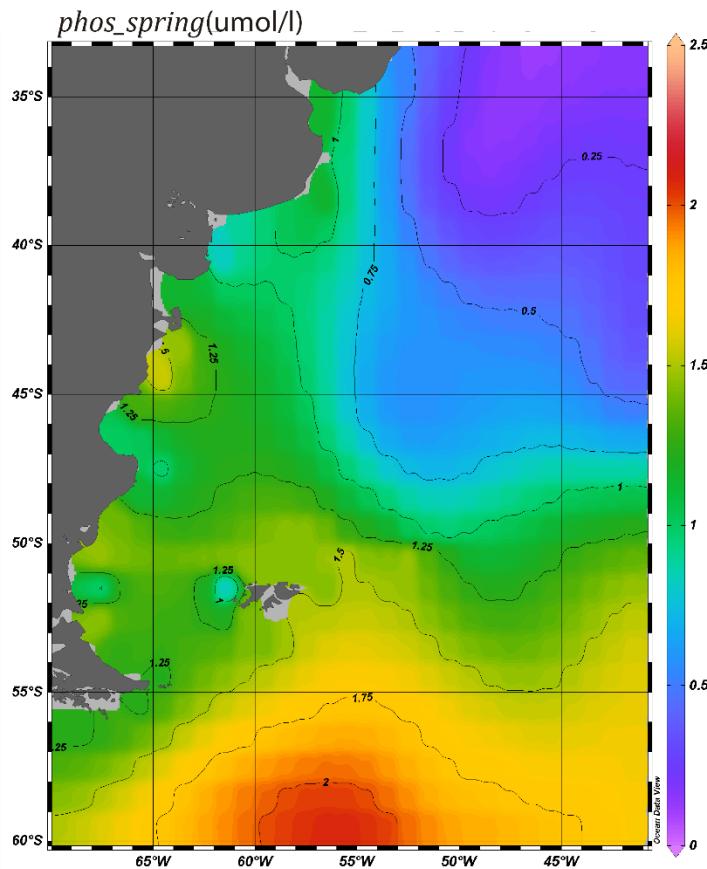


Figura D.5: Mapa de fosfato de primavera en las aguas superficiales del Margen Continental Argentino. La barra de colores indica la concentración de fosfato en $\mu\text{mol/l}$. Mapa construido con datos extraídos del World Ocean Atlas 2013 ((WOA 2013; 1° grid version; Loncarini et al., 2013)) usando *Ocean Data View* (Schlitzer, 2017).

Productividad superficial entre los eventos isotópicos MIS 3.13 y 3.1 (~43.800-25.400 años cal AP)

El marcado aumento de *G. bulloides* (>40%) entre los 43.800 y los 33.600 años cal AP podría indicar que durante este intervalo la productividad biológica fue mayor que en el intervalo anterior. Sin embargo, durante el mismo lapso se registran aguas más cálidas en el Margen Continental Patagónico (con relaciones *N. pachyderma*/*N. incompta* <0,5) y una menor abundancia relativa de *N. pachyderma*. La presencia de cocolitofóridos típicos de aguas cálidas (com. pers. Dra. Marina Lescano) en este tramo del testigo confirman estas estimaciones. Asimismo, el *input* de nutrientes habría sido algo menor. En efecto, durante este intervalo los valores de fosfato reconstruidos fueron algo más bajos que los del intervalo anterior ($\text{phos_spring} = 0,7\text{-}0,8 \mu\text{mol/l}$). Este descenso en los nutrientes es consistente con el incremento de la temperatura. En la actualidad, en el Margen Continental Patagónico la concentración de nutrientes en superficie sigue un gradiente latitudinal inverso al de la temperatura, con altas concentraciones de fosfato, nitrato y silicato en aguas más frías (Carreto *et*

al., 1995, 2016). De esto puede deducirse que la disminución en la concentración de fosfato estaría vinculada, al menos parcialmente, a los mismos procesos que generaron las temperaturas relativamente más cálidas mencionadas anteriormente. Estos resultados sugieren que habría habido una menor intrusión de la CM sobre el Margen Continental Patagónico y, por ende, un menor *upwelling*. Otros procesos también podrían asociarse a la disminución en el aporte de nutrientes. A partir de los 40.000 años cal. AP, el marcado incremento del nivel del mar (Arz *et al.*, 2007) habría provocado la inundación de parte de la plataforma, reduciendo el *input* de macronutrientes desde el continente hacia el Margen Continental Patagónico.

En consecuencia, este marcado aumento de la abundancia relativa de *G. bulloides* estaría reflejando condiciones oceánicas cercanas al óptimo de nicho ecológico multidimensional de dicha especie, lo que produjo una dominancia neta sobre *N. pachyderma*. Un *upwelling* debilitado, pero nutrientes suficientes para el desarrollo del fitoplancton, conjuntamente con el incremento de temperatura favoreció el desarrollo de comunidades dominadas por *G. bulloides* en el Margen Continental Patagónico. Durante este intervalo, gran parte de la plataforma continental seguía expuesta, por lo que aún con una CM debilitada, el ingreso de nutrientes pudo haber sido suficiente para el desarrollo del fitoplancton, en especial, aquéllos que suelen proliferar en aguas algo más oligotróficas. En la actualidad, se observan con regularidad *blooms* de cocolitofóridos de la especie *Emiliana huxleyi* en el talud continental patagónico durante la primavera austral (Gayoso, 1995; García *et al.*, 2011; Poulton *et al.*, 2011, 2013; de Souza *et al.*, 2012; Balch *et al.*, 2014). Estos *blooms* de primavera ocurren luego de que diatomeas y dinoflagelados agotan los nutrientes y la capa de mezcla se superficializa (Carreto *et al.*, 2016). Aparentemente esta especie *Emiliana huxleyi* tiene altos requerimientos lumínicos y tolerancia a concentraciones relativamente bajas de fosfatos y nitratos (Signorini *et al.*, 2006), por lo que los *blooms* de cocolitofóridos no necesariamente están vinculados a altos niveles de nutrientes en el margen continental. En otras palabras, el descenso en los niveles de nutrientes asociado a un *upwelling* debilitado podría haber afectado negativamente la productividad biológica, favoreciendo los *blooms* estacionales de algas tolerantes a bajas concentraciones de fosfatos y nitratos, como los cocolitofóridos, que suelen proliferar en aguas oligotróficas (Molina, 2004). *G. bulloides* ha sido fuertemente vinculada a *blooms* de primavera en el Hemisferio Norte (Chapman, 2010). En este contexto, el incremento de la temperatura vinculado a un *upwelling* debilitado habría favorecido su dominancia, incluso cuando la productividad química hubiera descendido.

Cabe destacar que las muestras correspondientes al MIS 3 más jóvenes que 33.600 años cal. AP (y que corresponden al subestadío isotópico 3a y el inicio del MIS 2 en el esquema de Railsback *et al.*, 2015) fueron excluidas de los análisis por cuestiones metodológicas (ver Materiales y Métodos).

7. CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

- Los 171 sitios del *set* de calibración del Atlántico Sur construido permitieron diferenciar tres regiones en el Océano Atlántico Sur según los gradientes de productividad: el Margen Continental Argentino, el sistema de Benguela y la Zona de la Corriente del Atlántico Sur (Zona SAC).
- El ensamble de foraminíferos planctónicos responde a un gradiente de productividad, principalmente química, evidenciado en el 31,3 % de varianza explicada por el fosfato de primavera. Esto sugiere que la distribución y abundancia de las especies de foraminíferos planctónicos del Océano Atlántico Sur está determinada por la interacción de factores bióticos (productividad) y abióticos (temperatura), y no exclusivamente por éstos últimos.
- El Margen Continental Patagónico es un área sumamente compleja en la cual las características morfológicas y la estructura oceanográfica determinaron la naturaleza del registro morfosedimentario, definiendo sus potencialidades y limitaciones como herramienta de reconstrucción paleoceanográfica y paleoclimática. Es por ello que la reconstrucción de productividad superficial basada en foraminíferos planctónicos de la región debe ser analizada considerando los potenciales efectos de la disolución lisoclinal y supralisoclinal como consecuencia de la química de las aguas de la región, la distribución de los sitios a lo largo del gradiente productivo, la importancia de las especies en la comunidad y la diversidad específica del ensamble fósil.
- La reconstrucción de la señal de productividad primaria del testigo AU_Geo02_GC20 en el Margen Continental Patagónico refleja que durante el MIS 3 prevalecieron condiciones biológicas y oceanográficas diferentes a las actuales como consecuencia de:
 - Un mayor *upwelling* en el *shelf-break* de Patagonia asociado a una intrusión más septentrional de la Corriente de Malvinas

- Una mayor disponibilidad de nutrientes vinculada a la intensificación de los vientos del oeste y por lo tanto un mayor transporte de Ekman de aguas ricas en nutrientes, hacia latitudes más bajas.
 - el descenso eustático, que se ubicó entre 60 y 90 m por debajo de la cota actual.
- Las variaciones climáticas del MIS 3 permitieron explicar el patrón heterogéneo de productividad reconstruido para el Margen Continental Patagónico y su evolución entre los ~48.000 años cal AP y los ~33.000 años cal. AP, pudiéndose contextualizar cronoestratigráficamente los resultados obtenidos:
- **Una productividad superficial relativamente elevada entre los eventos isotópicos MIS 3.3 y 3.13 (~50.000-43.800 años cal AP) debido a:**
 - a) Una alta productividad química, lo que permitió fertilizar las aguas del Margen Continental Patagónico;
 - b) una fuerte escorrentía continental, producto de un descenso del nivel del mar y la exposición de una gran parte de la plataforma continental;
 - c) un *upwelling* activo en coincidencia con aguas frías y ricas en nutrientes y
 - d) el desplazamiento *offshore* de la productividad resultante del *shelf-break upwelling* de Patagonia.
- **Un descenso relativo en la productividad superficial entre los eventos isotópicos MIS 3.13 y 3.1 (~43.800-25.400 años cal AP) debido a:**
- a) Un descenso en el *input* de macronutrientes producto del aumento relativo del nivel del mar que inundó parcialmente la plataforma patagónica;
 - b) un aumento en la SST y por ende a menor intrusión de la Corriente de Malvinas sobre el Margen Continental Patagónico;
 - c) un *upwelling* menos activo o debilitado como lo refleja la menor productividad química y un aumento en la SST y
 - d) el desplazamiento *onshore* de la productividad resultante del *shelf-break upwelling* de Patagonia.

Trabajos futuros

La presente tesis es el primer trabajo de reconstrucción de productividad primaria en base a foraminíferos planctónicos en el Margen Continental Patagónico durante el MIS 3. Por ello, es importante mencionar aquellos aspectos en los cuales, excediendo los alcances de la presente tesis, la obtención de nuevos datos permitiría realizar ajustes metodológicos y conceptuales para futuras investigaciones.

Así, para mejorar la efectividad de las reconstrucciones sería conveniente:

- Aumentar la resolución de muestreo del testigo AU_Geo02_GC20 y efectuar más dataciones AMS para ajustar el modelo de edades en y por encima de los niveles de arcillas.
- Efectuar análisis de $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos planctónicos para comparar la señal aquí reconstruida.
- Realizar análisis $\delta^{18}\text{O}$ y de elementos trazas (Mg/Ca) sobre ejemplares de *G. inflata*. Esto permitiría reconstruir la temperatura de las aguas intermedias y el desplazamiento de la Confluencia Brasil-Malvinas.
- Con una mejor resolución, efectuar análisis de ciclicidad con el objetivo de evidenciar periodicidades atribuibles a eventos Heinrich y Dansgaard-Oeschger y poder vincular los cambios en la productividad química reconstruidos en el Margen Continental Patagónico a cambios en la circulación termohalina y en la intensidad de la *Atlantic Meridional Overturning Circulation* durante el MIS 3.
- Efectuar análisis de morfometría en ejemplares de *G. inflata* y reconocer la dominancia de los morfotipos Tipo I y Tipo II con el objetivo de reconocer cambios en la posición de la Confluencia Brasil-Malvinas durante el MIS 3.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Acha, E. M., H. W. Mianzán, R. A. Guerrero, M. Favero, y J. Bava (2004). Marine fronts at the continental shelves of austral South America, physical and ecological processes, *J. Mar. Syst.* 44(1-2), 83-105.
- Adl, S.M., D. Bass., C.E. Lane., J. Lukeš., C.L. Schoch., A. Smirnov., S. Agatha., C. Berney., M.W. Brown., F. Burki., P. Cárdenas., I. Čepička., L. Chistyakova., J. del Campo., M. Dunthorn., B. Edvardsen., Y. Eglit., L. Guillou., V. Hampl., A.A. Heiss., M. Hoppenrath., T.Y. James., A. Karnkowska., S. Karpov., E. Kim., M. Kolisko., A. Kudryavtsev., D.J. Lahr., E. Lara., L. Le Gall., D.H. Lynn., D.G. Mann., R. Massana., E.A. Mitchell., C. Morrow., J.S. Park., J.W. Pawłowski., M.J. Powell., D.J. Richter., S. Rueckert., L. Shadwick., S. Shimano., F.W. Spiegel., G. Torruella., N. Youssef., V. Zlatogursky, y Q. Zhang. (2019). Revisions to the classification nomenclature and diversity of eukaryotes. *J. Eukaryot. Microbiol.* 66(1), 4-119
- Adler, M., C. Hensen, F. Wenzhöfer, K. Pfeifer y H. D. Schulz (2001). Modeling of calcite dissolution by oxic respiration in supralysoclinal deep-sea sediments, *Mar. Geo.* 177(1), 167-189.
- Agosta, E y R. Compagnucci (2016). Abrupt Climate Changes During the Marine Isotope Stage 3 (MIS 3). Springer; 81-106.Doi: 10.1007/978-3-319-40000-6_5.
- Aldridge, D., Beer, C. J. y Purdie, D. A. (2012). Calcification in the planktonic Foraminifera Globigerina bulloides linked to phosphate concentrations in surface waters of the North Atlantic Ocean, *Biogeosc.* 9, 1725-1739.
- Arhan, M., A.C. Naveira Garabato, K.J. Heywood y D.P. Stevens (2002). The Antarctic Circumpolar Current between the Falkland Islands and South Georgia. *J. Phys. Oceanogr.* 32, 1914-1931.
- Arhan, M., H. Mercier y Y.H. Park (2003). On the deep-water circulation of the eastern South Atlantic Ocean. *Deep Sea Res. Part I: Ocea. Res. Pap.* 50, 889-916.
- Arz, H. W., F. Lamy, A. Ganopolski, N. Nowaczyk y J. Patzold (2007). Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability, *Quat. Sci. Rev.* 26(3-4), 312 – 321, doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.016
- Balch, W. M., D. T. Drapeau, B. C. Bowler, E. R. Lyczkowski, L. C. Lubelczyk, S. C. Painter y A. J. Poulton (2014). Surface biological, chemical, and optical properties of the Patagonian Shelf

- coccolithophore bloom, the brightest waters of the Great Calcite Belt, Limnol. Oceano. 59(5), 1715–1732, doi:10.4319/lo.2014.59.5.1715.
- Barlow, R., T.Lamont., B.Mitchell-Innes., M,Lucas., S,Thomalla. (2009). Primary production in the Benguela ecosystem, 1999–2002, Af. J. Mar. Sc. 31(1), 97-101.
- Barnes, W.L, T.S, Pagano., V.V, Salomonson. (1998). Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 36(4), 1088– 110.
- Be, A. y W. H. Hutson (1977) Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. Micropal. 23(4), 369-414. <http://dx.doi.org/10.2307/1485406>.
- Becker, K., D. Franke, M. Schnabel, B. Schreckenberger, I. Heyde y C.M. Krawczyk. (2012). The crustal structure of the southern Argentine margin. Geoph. J. Int. 189:1483-1504.
- Bednarsek, N., R.A, Feely., J.C, Reum., B, Peterson., J, Menkel., S.R, Alin., B. Hales. (2014). Limacina helicina shell dissolution as an indicator of declining habitat suitability owing to ocean acidification in the California Current Ecosystem. Proc. Biol. Sci. 281:20140123. doi: 10.1098/rspb.2014.0123.
- Berger, WH. (1970). Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. Mar. Geol. 8 (2), 111-38. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(70\)90001-0](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(70)90001-0).
- Bianchi, A. A., C. F. Giulivi y A. R. Piola. (1993). Mixing in the Brazil/Malvinas Confluence. Deep-Sea Res. 40, 1345-1358.
- Bianchi, A. A., L, Bianucci., A.R, Piola., D.R, Pino., I, Schloss., A, Poisson., C.F, Balestrini. (2005) Vertical stratification and air-sea CO₂ fluxes in the Patagonian shelf, J. Geoph. Res. 110, 1–10.
- Bianchi, A.A., D, Ruiz-Pino., H, Isbert Perlender., A.P, Osiroff, V, Segura., V, Lutz., M.L, Clara., C.R, Balestrini., A.R, Piola. (2009). Annual balance and seasonal variability of sea-air CO₂ fluxes in the Patagonia Sea: their relationship with fronts and chlorophyll distribution. J. Geoph. Res. 114, C03018.
- Bianchi, C. y R. Gersonde. (2002). The Southern Ocean surface between Marine Isotope Stages 6 and 5d: Shape and timing of climate changes, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 187, 151–177.

- Bijma, J., C. Hemleben., H. Oberhansli y M. Spindler. (1992). The effects of increased water fertility on tropical spinose planktonic foraminifers in laboratory cultures. *J. Foram. Res.* 22(3), 242-256.
- Birks, H.J.B., J.M. Line., S. Juggins., A.C. Stevenson y C.J.F. ter Braak. (1990). Diatoms and pH reconstruction. *Philos. Trans. Roy. Soc. Lon. Series B* 327, 263—78.
- Birks, H.J.B. (1995). Quantitative palaeoenvironmental reconstructions. In: Maddy, D. y Brew, J.S. (Eds.), *Statistical Modelling of Quaternary Science Data. Technical guide 5*, Quat. Res. Ass., Cambridge, 271 pp.
- Birks, H.J.B., O. Heiri., H. Seppä y A.E. Bjune. (2010). Strengths and weaknesses of quantitative climate reconstructions based on late-Quaternary biological proxies. *Op. Ecol. J.* 3, 68–110.
- Bisbal, G. (1995), The Southeast South American shelf large marine ecosystem: Evolution and components, *Mar. Policy*. 19, 21–38.
- Blaauw, M (2010). Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quat. Geochr.* (5), 512-518.
- Boebel, O., C. Schmid., G. Podestti, y W. Zenk (1999). Intermediate water in the Brazil-Malvinas Confluence Zone: a Lagrangian View, *J. Geoph. Res.* 104 (C9).
- Bogazzi, E., A. Baldoni, A. Rivas, P. Martos, R. Reta, J. M. Orensanz, M. Lasta, P. Dell'Arciprete y F. Werner (2005). Spatial correspondence between areas of concentration of Patagonian scallop (*Zygochlamys patagonica*) and frontal systems in the southwestern Atlantic, *Fish. Ocean.* 14(5), 359–376.
- Boltovskoy, D., M.J. Gibbons., L. Hutchings., D. Binet. (1999). General biological features of the South Atlantic. In: Boltovskoy, D. (Ed.), *South Atlantic Zooplankton*. Backhuys Publishers, Leiden, pp. 1–42.
- Boltovskoy, E., D. Boltovskoy, N. Correa, y F. Brendini (1996). Planktic Foraminifera from the Southwestern Atlantic (30°-60°S): species-specific patterns in the upper 50 m. *Mar. Micropal.* 28, 53-72.
- Bopp, L., L. Resplandy., J.C. Orr., S.C. Doney., J.P. Dunne., M. Gehlen., P. Halloran., C. Heinze., T. Ilyina., R. Séférian., J. Tjiputra., y M. Vichi. (2013). Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models, *Biogeosci.* 10, 6225–6245.

Bozzano, G., R.A. Violante y M.E. Cerredo. (2011). Middle slope contourite deposits and associated sedimentary facies off NE Argentina. *Geo-Marine Lett.* 31:495-507.

Bozzano, G., M, Cerredo., M, Remesal., L, Steinmann., T.J.J, Hanebuth., T, Schwenk., M, Baques., D, Hebbeln., D, Spoltore., O, Silvestri., R, Acevedo., V, Spiess., R, Violante y S, Kasten. (2020): Dropstones in the Mar del Plata Canyon Area (SW Atlantic): Evidence for Provenance, Transport, Distribution, and Oceanographic Implications, *Geochemistry Geophy. Geosys.*, 22. doi: 10.1019/2020GC009333.

Braga, E.S., V.C, Chiozzini., G, Berbel., J, Maluf, V, Aguiar., M, Charo., D, Molina., S, Romero., B.B, Eichler (2008) Nutrient distributions over the Southwestern South Atlantic continental shelf from Mar del Plata (Argentina) to Itajaí (Brazil): Winter– summer aspects. *Cont. Shelf Res.* 28 1649–1661.

Broecker, W.S. y J.van Donk (1970). Insolation changes, ice volume, and the $\delta^{18}\text{O}$ record in deep-sea cores. *Rev. Geophy. Space Phys.* 8, 169–198

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

Brown, C. W., y Yoder, J.A. (1994). Coccolithophorid blooms in the global ocean. *J. Geophys. Res.* 99: 7467-7482.

Brown, P.C., S.J, Painting y K.L, Cochrane, K.L. (1991). Estimates of phytoplankton and bacterial biomass and production in the northern and southern Benguela ecosystems. *S. Afr. J. Mar. Sci.* 11, 537-564.

Campagna, C., A. R. Piola, M. Rosa Marin, M. Lewis y T. Fernández (2006). Southern elephant seal trajectories, fronts and eddies in the Brazil/Malvinas Confluence. *Deep Sea Res., Part I* 53(12), 1907–1924, doi:10.1016/j.dsr.2006.08.015.

Cao, Z., M, Dai., W, Evans., J, Gn., R, Feely. (2014). Diagnosing CO₂ fluxes in the upwelling system off the Oregon coast. *Biogeosci. Disc.* Doi: 10.5194/bgd-11-7389-2014.

Carr, M.E. (2002). Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing. *Deep-Sea Res. II* 49, 59–80.

Carr, M.E., y E, Kearns. (2003). Production regimes in four Boundary Current Systems. *Deep Sea Res. Part II: Topical Stud. Oceano.*, 50. 3199-3221. 10.1016/j.dsr2.2003.07.015.

Carranza, M. M., y S.T. Gille (2015). Southern Ocean wind-driven entrainment enhances satellite chlorophyll-a through the summer, J. Geophys. Res. 120, 304–323, doi:10.1002/2014JC010203.

Carranza, MM, S-T, Gille., A.R, Piola., M, Charo., y S.I, Romero (2017). Wind modulation of upwelling at the shelf-break front off Patagonia: observational evidence. J. Geophys. Res. Oceans 122(3), 2401–2421.

Carreto, J.I., N.G Montoy., M.O, Carignan., R, Akselman., E.M, Acha. y C, Derisio. (2016). Environmental and biological factors controlling the spring phytoplankton bloom at the Patagonian shelf-break front–Degraded fucoxanthin pigments and the importance of microzooplankton grazing. Prog. Oceano. 146, 1-21.

Carreto, J. I., V. A. Lutz, M. O. Carignan, A. D. Cucchi Colleoni, y S. G. de Marco (1995), Hydrography and chlorophyll a in a transect from the coast to the shelf-break in the Argentinian Sea. Cont. Shelf Res. 15, 315–336.

Cavallotto, JL., R, Violante., F, Hernández-Molina. (2011). Geological aspects and evolution of the Patagonian continental margin. Biological Journal of the Linnean Society,103, 346–362.

Cermeño, P., S, Dutkiewicz., R.P, Harris., M, Follows., O, Schofield y P.G, Falkowski. (2008). The role of nutricline depth in regulating the ocean carbon cycle. PNAS 23 105(51), 20344-20349, <https://doi.org/10.1073/pnas.0811302106>.

Chapman, M. R. (2010). Seasonal production patterns of planktonic foraminifera in the NE Atlantic Ocean: Implications for paleotemperature and hydrographic reconstructions. Paleocean., 25(1). doi:10.1029/2008pa001708

Chappell, J. (2002). Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial Cycle: New results from coral terraces, Quat. Sci. Rev. 21(10), 1229–1240. doi:10.1016/S0277-3791(01)00141-X.

Chiessi, C., S. Ulrich., S, Mulitza., J, Pätzold., G, Wefer. (2007). Signature of the Brazil-Malvinas Confluence (Argentine Basin) in the isotopic composition of planktonic foraminifera from surface sediments. Mar. Micropal., 64(1-2), 52-66.

Coale, K. H., K.S. Johnson., F.P. Chavez., K.O. Buesseler., R.T. Barber., M.A. Brzezinski., W.P. Cochlan., F.J. Millero., P.G. Falkowski., J.E. Bauer, R.H. Wanninkhof, R.M. Kudela., M.A. Altabet, B.E. Hales, T,Takahashi., M.R. Landry., R.R. Bidigare., X, Wang., Z, Chase, P.G. Strutton., G.E. Friederich., M.Y. Gorbunov., V.P. Lance., A.K. Hilting., M.R. Hiscock., M, Demarest., W.T. Hiscock., K.F.

- Sullivan., S.J. Tanner., R.M, Gordon., C.N. Hunter., V.A. Elrod., S.E. Fitzwater., J.L. Jones., S, Tozzi., M, Koblizek., A.E. Roberts., J,Herndon., J, Brewster., N, Ladizinsky^{1,6}, G, Smith, D, Cooper, D, Timothy., S. L. Brown., K.E. Selph., C.C. Sheridan., B.S. Twining., Z.I. Johnson (2004) Southern Ocean iron enrichment experiment: Carbon cycling in high- and low-Si waters, *Sci.* 304, 408 – 414.
- Combes, V., y R. P. Matano. (2014). A two-way nested simulation of the oceanic circulation in the Southwestern Atlantic, *J. Geophys. Res. Oceans.* 119, 731–756, doi:10.1002/2013JC009498.
- Conkright, M., W, Gregg y S, Levitus. (2000). Deep-Sea Res. I 47 pp 159-175.
- COPLA 2017 El Margen Continental Argentino. E y 55º de latitud Sur en el contexto del artículo 76 de la Convención de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar. Publicación especial de la Comisión Nacional del Límite Exterior de la Plataforma Continental. Ministerio de RREE. 453 pp. Edición Bilingüe. Buenos Aires.
- Cosentino, N., D, Gaiero., L, Ruiz-Etcheverry., F, Lambert., G, Bia,L., Simonella., R, Coppo.,G Torre., M, Saraceno y V, Tur. (2021) Present-day Patagonian dust emissions: Mass flux constraints, meteorological triggers and the effect on phytoplankton biomass. EGU General Assembly 2021, EGU21-156, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-156>, 2020.
- Cuevas, A.L., F, Tapia., J, Iriarte., H, González., N, Silva., C, Vargas. (2019). Interplay between freshwater discharge and oceanic waters modulates phytoplankton size-structure in fjords and channel systems of the Chilean Patagonia. *Ocean.*173, pp 103-113.
- d'Orgeville, M., W. P. Sijp, M. H. England, y K. J. Meissner (2010). On the control of glacial-interglacial atmospheric CO₂ variations by the Southern Hemisphere westerlies, *Geophys. Res. Lett.* 37, L21703, doi:10.1029/2010GL045261.
- Darling, K.F., M, Kucer., D, Kroon., C.M, Wade. (2006). A resolution for the coiling direction paradox in Neogloboquadrina pachyderma. *Paleoceano.* 21, PA2011. doi:10.1029/2005PA001189
- Darling, H., C, Wade., M, Sichha., G, Trommer ., H, Schulz., S, Abdolalipour y A, Kurasawa. (2017). Genetic diversity and ecology of the planktonic foraminifers Globigerina bulloides, Turborotalita quinqueloba and Neogloboquadrina pachyderma off the Oman margin during the late SW Monsoon. *Mar. Micropal.* 137, 64-77.

Davis, C. V., T.M, Hill., A.D, Russell., B, Gaylord., y J, Jahncke, J. (2016) Seasonality in planktic foraminifera of the central California coastal upwelling region, Biogeosci. 13, 5139–5150, <https://doi.org/10.5194/bg-13-5139-2016>.

de Souza, M.S., C.R.B, Mendes., V.M.T,Garcia., R, Pollery., V, Brotas. (2012). Phytoplankton community during a coccolithophore Bloom in the Patagonian shelf: microscopic and high-performance liquid chromatography pigment analyses. J. Mar. Biol. Assoc. <http://dx.doi.org/10.1017/S0025315411000439>

Desiage, P.-A., J.-C. Montero-Serrano, G. St-Onge, A.C. Crespi-Abril, E. Giarratano, M.N. Gil, y M.J. Haller. (2018). Quantifying sources and transport pathways of surface sediments in the Gulf of San Jorge, central Patagonia (Argentina). Oceano.y 31(4), 92–103, <https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.401>

Dieckmann, G.S., M, Spindler., M.A, Lange., S.F, Ackley y H, Eiken. (1991): Antarctic sea ice: A habitat for the foraminifer Neogloboquadrina pachyderma. J. Foram. Res. 21, 182-189.

Einsele, G., (2000). Sedimentary basins, evolution, facies and sediment budget. 2a. Ed. Springer-Verlag, Berlin., 792 pp.

Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. J. Geol. 63, 538-78.

Erickson, D. J.III, J. L. Hernandez, P. Ginoux, W. W. Gregg, C. McClain, y J. Christian (2003). Atmospheric iron delivery and surface ocean biological activity in the Southern Ocean and Patagonian region, Geophys. Res. Lett. 30(12), 1609, doi:10.1029/2003GL017241.

Ericson, D. B. (1959). Coiling direction of Globigerina pachyderma as a climatic index. Sci. 130, 219-220.

Ewing, M, y AG. Lonardi (1971). Sediment Transport and Distribution in the Argentine basin. 5. Sedimentary structure of the Argentine Margin, Basin, and related provinces. In: Ahrems L, Press F, Runcorn S, Urey H, eds. Phys. chem. earth, Vol. 8. Oxford: Pergamon Press, 125–251.

Ewing, M., W. J. Ludwig, y J.L. Ewing. (1964). Sediment distribution in the oceans: The Argentine Basin, J. Geophys. Res. 69(1), 2003- 2032.

Falabella, V., C. Campagna, y J. Croxall (Eds.) (2009). Atlas del Mar Patagónico. Especies y Espacios, Wildlife Conserv. Soc. and Birdlife Int., Buenos Aires.

Fatela, F. y R. Taborda, (2002). Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar. Micropal.* 45(2), 169–174.

Faul, K., A. Ravelo, y M. Delaney. (2000). Reconstructions of upwelling, productivity, and photic zone depth in the eastern equatorial Pacific Ocean using planktonic foraminiferal stable isotopes and abundances, *J. Foram. Res.* 30, 110–125.

Fenton I.S, P.N, Pearson., J.T, Dunkley., A, Purvis (2016) Environmental Predictors of Diversity in Recent Planktonic Foraminifera as Recorded in Marine Sediments. *PLoS ONE* 11(11), e0165522. doi:10.1371/journal.pone.0165522

Fletcher, M.-S., y P. I. Moreno (2012). Have the southern westerlies changed in a zonally symmetric manner over the last 14,000 years? A hemisphere-wide take on a controversial problem, *Quat. Int.* 253, 32–46. doi:10.1016/j.quaint.2011.04.042.

Flombaum, P., J.L, Gallegos., R.A, Gordillo., J, Rincon., L.L, Zabala., N, Jiao., D.M, Karl., W.K.W, Li., M.W, Lomas., D, Veneziano., C.S, Vera., J.A, Vrugt., y A.C, Martiny. (2013). Present and future global distributions of the marine Cyanobacteria Prochlorococcus and Synechococcus. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 110 (24), 9824–9829.

Franchito, S. H.; Rao, V. B.; Stech, J. L.; Lorenzzetti, J. A. (1998). The effect of coastal upwelling on the sea breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment. *Ann. Geophys.* 16, 866–881.

Franke, D., B. Ladage, M. Schnabel, B. Schreckenberger, C. Reichert, K. Hinz, C.M. Paterlini, J. de Abelleyra y M. Siciliano. (2010). Birth of a volcanic margin off Argentina, South Atlantic. *Geochem., Geophys., Geosys.* 11, Q0AB04. DOI: 10.1029/2009GC002715.

Franke, D., S. Neben, B. Ladage, B. Schreckenberge y K. Hinz. (2007). Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Mar. Geol.* 244, 46–67.

Franks, P. J. S., y L. J. Walstad (1997). Plankton patches at fronts: a model of formation and response to wind events. *J. Mar. Res.*, 55, 1–29.

Freije, R. H., y J. E. Marcovecchio (2004). Oceanografía química. Ecosistema del estuario de Bahía Blanca. Bahía Blanca: Inst. Arg. Oceano., 69-78.

- Frenz, M., R. Höppner, J.-B. W Stuut, T. Wagner y R. Henrich. (2004). Surface sediment bulk geochemistry and grain-size composition related to the oceanic circulation along the South American Continental Margin in Southwest Atlantic. En G. Wefer, S. Mulitza y V. Ratmeyer (Eds.), *The South Atlantic in the Late Quaternary*. Springer-Verlag, New York: 347-373.
- Gaiero, D.M., J.L, Probst., P.J, Depetris., S.M, Bidart., L, Leleyter. (2003). Iron and other transition metals in Patagonian riverborne and windborne materials: geochemical control and transport to the southern South Atlantic Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67 (19), 3603-3623
- García Chaporí, N., y M. Kucera (2019). Planktonic foraminifera census counts from the western South Atlantic. PANGAEA. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.907931>.
- García Chaporí, N., y C. Laprida (2021). Planktonic foraminifera assemblages from the Brazil-Malvinas Confluence: palaeoceanographic implications of sub-surface temperature reconstructions in the western South Atlantic. *Lethaia*, <https://doi.org/10.1111/let.12416>.
- García Chaporí, N., C, Laprida., S, Watanabe., V, Totah., R.A, Violante. (2014). Mid-late pleistocene benthic foraminifera from Southwestern South Atlantic: Driven by primary productivity or water mass properties? *Micropal* . 60(2), 195-210
- Garcia, C. A. E., V. M. T. Garcia, A. I. Dogliotti, A. Ferreira, S. I. Romero, A. Mannino, M. S. Souza, y M. M. Mata (2011). Environmental conditions and bio-optical signature of a coccolithophorid bloom in the Patagonian Shelf, *J. Geophys. Res.* 116, C03025, doi:10.1029/2010JC006595.
- Garcia, V. M. T., C. A. E. Garcia, M. M. Mata, R. Pollery, A. R. Piola, S. Signorini, C. R. McClain, and M. D. Iglesias-Rodríguez (2008). Environmental factors controlling the phytoplankton blooms at the Patagonia shelfbreak in spring, *Deep Sea Res., Part I*, 55, 1150–1166.
- Garreaud, R., P. Lopez, M. Minvielle, y M. Rojas (2013). Large-scale control on the Patagonia climate. *J. Climate*, 26, 215–230.
- Gasparini, G., E, Soibelzon., C, Deschamps., A, Francia., E, Beilinson., L, Soibelzon., E, Tonni. (2016). Continental Vertebrates During the Marine Isotope Stage 3 (MIS 3) in Argentina. Doi: 10.1007/978-3-319-40000-6_13.
- Gavin D.G, W.W, Oswald., E.R, Wahl., y J.W, Williams (2003). A statistical approach to evaluating distance metrics and analog assignments for pollen records. *Quat. Res.* 60, 356–67.

Gayoso, A. M. (1995). Bloom of *Emiliania huxleyi* (Prymnesiophyceae) in the Western South Atlantic Ocean. *J. Plankton Res.* 17, 1623-1628

Giraudeau, J. (1992). Distribution of recent nannofossil beneath the Benguela system: southwest African continental margin. *Mar. Geol.* 108, 219 – 237

Godad, S., O, Naidu., B, Malmgren. (2011). Sea Surface Temperature Changes During May and August in the Western Arabian Sea over the last 22 ka: Implications on Shifting of Upwelling Season. *Mar. Micropal.* 78(1-2), 25-29.

Griffies, S. (2004). Fundamentals of Ocean Climate Models. Princeton University Press, 518 pp.

Gruetzner, J., G. Uenzelmann-Neben, y D. Franke (2011). Variations in bottom water activity at the southern Argentine margin: Indications from a seismic analysis of a continental slope terrace, *Geo Mar. Lett.*, 31(5-6), 405–417, doi:10.1007/s00367-011-0252-0

Gruetzner, J., G. Uenzelmann-Neben y D. Franke. (2012). Variations in sediment transport at the central Argentine continental margin during the Cenozoic. *Geochem., Geophys., Geosys.* 13:1-15.

Gruetzner, J., G. Uenzelmann-Neben y D. Franke. (2016). Evolution of the northern Argentine margin during the Cenozoic controlled by bottom current dynamics and gravitational processes. *Geochem., Geophys., Geosys.* 17, 3131–3149.Guilderson, T. P., L, Burckle., S, Hemming., y W.R, Peltier. (2000). Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, 1055, doi:10.1029/2000GC000098.

Heileman, S. (2009). XVI-55 Patagonian Shelf LME, in The UNEP Large Marine Ecosystem Report: A Perspective on Changing Conditions in LMEs of the World's Regional Seas, edited by K. Sherman and G. Hempel, UNEP Reg. Seas Rep. and Stud. 182, pp. 735–746, U. N. Environ. Programme, Nairobi.

Hemleben, C., M. Spindler, O.R. Anderson (1989). Modern planktonic Foraminifera. Springer, Berlin.

Hernández Molina, F.J., B. Preu, R.A. Violante, A.R. Piola y C.M. Paterlini. (2011). Las terrazas contorníticas en el margen continental argentino: implicaciones morfosedimentarias y oceanográficas. *Geogaceta* 50,145-148.

Hernández Molina, F.J., C.M. Paterlini, L. Somoza, R.A. Violante, M.A. Arecco, M. de Isasi, M. Rebesco, G. Uenzelmann- Neben, S. Neben, y P. Marshall. (2010). Giant mounded drifts in the Argentina

- Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. *Mar. Petrol. Geol.* 27, 1508-1530.
- Hernández Molina, F.J., C.M. Paterlini, R.A. Violante, P. Marshall, M. de Isasi, L. Somoza y M. Rebesco. (2009). Contourite depositional system on the Argentine slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geol.* 37, 507-510.
- Hesse, P.P., G.S. Humphreys., B.L, Smith., J, Campbell., E.K, Peterson. (2003). Age of loess deposits in the Central Tablelands of New South Wales. *Soil Res.* 41, 1115-1131
- Heusser, C.J., L.E, Heusser y T.V, Lowell. (1999). Paleoecology of the southern Chilean lake district-isla grande de Chiloe during middle-late llanquihue glaciation and deglaciation. *Geogr. Ann. Phys. Geogr.* 81 A, 231-284.
- Hinz, K., S. Neben, B. Schreckenberger, H.A. Roeser, M. Block, K. Gonzalvez de Souza y H. Meyer. (1999). The Argentina Continental Margin north of 48°S: sedimentary successions, volcanic activity during breakup. *Mar. Petrol. Geol.* 16, 1-25.
- Huber, M. y D. Nof, (2006). The ocean circulation in the Southern Hemisphere and its climatic impacts in the Eocene. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoeco.* 231: 9-28.
- Hutchings, L.; C.D, Van der Lingen., L.J, Shannon., R.J.M, Crawford., H.M.S, Verheyen., C.H, Bartholomae., A.K, Van der Plas., D, Louw., A, Kreiner., M, Ostrowski., Q, Fidel., R.G, Barlow., T, Lamont., J, Coetzee., F, Shillington., J, Veitch., J.C, Currie., P.M.S, Monteiro (2009). The Benguela Current: an ecosystem of four components. *Prog. Oceano.* 83(1-4), 15-32
- Hutson, W. H. (1977). Transfer functions under no-analog conditions: Experiments with Indian Ocean planktonic foraminifera. *Quat. Res.* 8, 355-367.
- Hutson, W. H. y W. Prell (1980). A paleoecological transfer function, FI-2, for Indian Ocean planktonic foraminifera. *J. Paleo.* 54, 381-399.
- Imbrie, J. y N.G. Kipp (1971). The Late Cenozoic Glacial Ages, Yale Univ. Press, New Haven, CT, pp. 71-181.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate) (2013). Bases Físicas, 34 p.
- Ishizu, M., y K. J. Richards (2013). Relationship between oxygen, nitrate, and phosphate in the world ocean based on potential temperature, *J. Geophys. Res. Oceans.* 118, 3586- 3594, doi:10.1002/jgrc.20249.

- Isla, F.I., N. Iantanos, y E. Estrada (2002). Playas reflectivas y disipativas macromareales del Golfo San Jorge, Chubut. Rev. Asoc. Arg. Sed. 9(2), 155–164.
- Isola, J., A. Tassone., F, Esteban., R, Violante., M, Haller., y G, ST-Onge (2017). Seismostratigraphy and Cenozoic evolution of a sector of the Nágera and Perito Moreno terraces, Patagonian Continental Margin. Latin Am. J. Sed. Bas. Anal. 24(1), 45-59.
- Isola, J., M.E.Bravo, G. Bozzano, F.I.Palma, J.P.Ormazabal, S. Principi, D. Spoltore, R. Martin, F.D. Esteban, A.A. Tassone (2021). The Late-Quaternary deposits of the Piedra Buena Terrace (Patagonian continental slope, SW Atlantic): An example of interaction between bottom currents and seafloor morphology. Mar.Geo, 435,106459.
- Jackson, J. E. (2005). A User's Guide to Principal Components, John Wiley.
- Jonkers, L. y M. Kucera (2015). Global analysis of seasonality in the shell flux of extant planktonic Foraminifera. Biogeosci. 12(7), 2207-2226.
- Jonkers, L. y M. Kucera (2017). Quantifying the effect of seasonal and vertical habitat tracking on planktonic foraminifera proxies, Clim. Past 13, 573–586.
- Jonkers, L. y M. Kucera (2019). Sensitivity to species selection indicates the effect of nuisance variables on marine microfossil transfer functions. Clim. Past 15, 881–891.
- Juggins, S. (2003). C2 User Guide, Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualization, 69 pp. University of Newcastle, Newcastle upon Tyne.
- Juggins, S. (2013). Quantitative reconstructions in palaeolimnology: new paradigm or sick science? Quaternary Science Reviews 64, 20–32.
- Kageyama, M., P, Braconnot., S.P, Harrison., A.M, Haywood., J.H, Jungclaus., B.L, Otto-Btiesner., J.Y, Peterschmitt., A, Abe-Ouchi., S, Albani., P.J, Bartlein., C, Brierley., M, Crucifix., A, Dolan., L, Fernandez-Donado., H, Fischer., P.O, Hopcroft., R.F, Ivanovic., F, Lambert., D.J, Lunt., N.M, Mahowald., W.R, Peltier., S.J, Phipps., D.M, Roche., G.A, Schmidt., L, Tarasov., P.J, Valdes., Q, Zhang., y T, Zhou. (2018). The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 1: Overview and overarching analysis plan, Geosci. Model Dev. 11, 1033–1057.
- Karl, D. M. (2014). Microbially Mediated Transformations of Phosphorus in the Sea: New Views of an Old Cycle. Ann. Rev. Mar. Sci. 6(1), 279–337.

Katz, M, Cramer, B, Franzese, A, Hönisch, B, Miller, K, Rosenthal, Y, y Wright, J. (2010). *J. Foram. Res.* 40, 165-192.

Kemp, C, J, Tibby., L, Arnold., C, Barr. (2019). Australian hydroclimate during Marine Isotope Stage 3: A synthesis and review. *Quat. Sci. Rev.* 204. 10.1016/j.quascirev.2018.11.016.

Kennett, J.P., (1982). *Marine Geology*. Prentice Hall, New Jersey, 813pp

Kilian, R., y F. Lamy (2012). A review of glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49–55°S), *Quat. Sci. Rev.* 53, 1–23. doi:10.1016/j.quascirev.2012.07.017.

King, A.L., y W.R. Howard (2005). δ_{18O} seasonality of planktonic foraminifera from Southern Ocean sediment traps: Latitudinal gradients and implications for paleoclimate reconstruction. *Mar. Micropal.* 56, 1–24

Kliem, P. (2019). Climatic and environmental changes during Marine Isotope Stages 3, 2 and 1 in southern Patagonia - Evidences from Laguna Potrok Aike (Argentina). Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.) am Fachbereich 8 der Universität Bremen. DOI: 10.26092/elib/304

Kohfeld K. E., C, Le Quéré., S.P, Harrison., y R.F, Anderson R. F. (2005) Role of marine biology in glacial-interglacial CO₂ cycles. *Sci.* 308, 74–78

Kohfeld, K. E., R. M. Graham, A. M. de Boer, L. C. Sime, E. W. Wolff, C. Le Quere, y L. Bopp (2013). Southern Hemisphere westerly wind changes during the Last Glacial Maximum: paleo-data synthesis, *Quat. Sci. Rev.* 68, 76–95.

Kretschmer, K., L, Jonkers., M, Kucera., y M, Schulz. (2018). Modeling seasonal and vertical habitats of planktonic foraminifera on a global scale, *Biogeosci.* 15, 4405–4429.

Kucera, M. (2007). Planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. *Dev. Mar. Geol.* 1, 213–261.

Kucera, M., M, Weinelt., T, Kiefer., U, Pflaumann., A, Hayes., M, Weinelt., M.T, Chen., A.C, Mix., T.T, Barrows., E, Cortijo., J, Duprat., S, Juggins., y C, Waelbroeck. (2005) Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans, *Quat. Sci. Rev.* 24, 951–998.

Lamy, F., R. Gersonde., G. Winckler., O. Esper., A. Jaeschke., G. Kuhn., J. Ullermann., A. Martinez-Garcia., F. Lambert., y R. Kilian. (2014). Increased dust deposition in the Pacific Southern Ocean during glacial periods. *Sci.* 343, 403-407.

Lantzsch, H., T.J.J. Hanebuth., C.M, Chiessi., T, Schwenk., R, Violante. (2014). A high-supply sedimentary system controlled by strong hydrodynamic conditions (the continental margin off the Plata Estuary during the late Quaternary. *Quat. Res.* 81(2), 339-354. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2014.01.003>

Laprida, C., N, Garcia Chapor., C, Chiessi., R, Violante., S, Watanabe.,V, Totah. (2011). Middle Pleistocene sea surface temperature in the Brazil-Malvinas Confluence Zone: Paleoceanographic implications based on planktonic foraminifera. *Micropal.* 57, 183-194.

Le, J., y R. Thunell (1996). Modelling planktic foraminiferal assemblage changes and application to sea surface temperature estimation in the western equatorial Pacific Ocean. *Mar. Micropal.* 28, (3-4), 211-229.

Lee, S.-Y., J. C. H. Chiang, K. Matsumoto, y K. S. Tokos (2011). Southern Ocean wind response to North Atlantic cooling and the rise in atmospheric CO₂: Modeling perspective and paleoceanographic implications. *Paleocean.* 26, PA1214. doi:10.1029/2010PA002004

Legeckis, R., y A. Gordon (1982). Satellite observations of the Brazil and Falkland Currents 1975 to 1976 and 1978. *Deep-Sea Res.* 29, 375-401.

Lessa, D., R, Portilho-Ramos., C, Barbosa., A, Silva., A, Belem., B, Turcq., A, Albuquerque. (2014). Planktonic foraminifera in the sediment of a western boundary upwelling system off Cabo Frio, Brazil. *Mar. Micropal.* 106. 55-68. 10.1016/j.marmicro.2013.12.003.

Lessa, D., R, Morard., L, Jonkers., I.M, Venancio., R, Reuter., A, Baumeister., A, Albuquerque., y M, Kucera. (2019). Vertical distribution of planktonic foraminifera in the Subtropical South Atlantic: depth hierarchy of controlling factors. *Biogeosci*, 17, 4313-4342. Doi: 10.5194/bg-2019-355.

Liu, K.K., Atkinson., L, Quinones., L, Talaue-McManus (2010). Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins: A Global Synthesis, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 3-24.

Locarnini, R.A., A.V, Mishonov., J.I, Antonov., T.P, Boyer., H.E, Garcia., O.K, Baranova., M.M, Zweng., C.R, Paver., J.R, Reagan., D.R, Johnson., M, Hamilton. y D, Seidov (2013). World Ocean Atlas 2013, S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed. NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp.

Lonardi, A. y M. Ewing (1971). Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. En L.H. Ahrens, F. Press, S.K. Runkorn y H.C. Urey (Eds.), Physics and Chemistry of the Earth. Pergamon Press, Londres 8, 253-264.

Longhurst, A. (1998). Ecological Geography of the Sea, Academic, San Diego, Calif.

Longhurst, A., S, Sathyendranath., T. Platt, y C, Caverhill (1995). An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. J. Plankton Res. 17, 1245-1271.

Lutz VA, V, Segura., A.I, Dogliotti., D.A. Gagliardini., A. A. Bianchi., C.F. Balestrini (2010). Primary production in the argentine sea during spring estimated by field and satellite models. J Plankton Res 32:181-195.

Marcolini, S. y G. Bozzano (2007). Caracterización sedimentológica y mineralógica de los depósitos recientes del Margen Continental Bonaerense. 6 jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Resúmenes: 106, Mar del Plata.

Marcovecchio, J.E y H. Freije (2004). Efectos de la intervención antrópica sobre sistemas marinos costeros: el estuario de Bahía Blanca; Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires; 56; -1-2004; 115-132

Marrari, M., S.R, Signorini., C.R, Mc Clain., M, Pájaro., P, Martos., M.D, Viñas., J, Hansen., R, Dimauro., G, Cepeda., C, Buratti (2013). Reproductive success of the Argentine anchovy, Engraulis anchita, in relation to environmental variability at a mid-shelf front (Southwestern Atlantic Ocean). Fish. Oceanogr. 22, 247-261. [http:// dx.doi.org/10.1111/fog.12019](http://dx.doi.org/10.1111/fog.12019)

Martinez, G, Brugnoli. E, Hernandez.J., R.J. Frouin., D, Vizziano (2005). How valid is the SeaWiFS estimation of chlo-rophyll- a at the Rio de la Plata estuary and its area of infuence? Proc SPIE 5656. Active and Passive Remote Sensing of the Oceans.

Martinson, D., N, Pisias., J, Hays., J, Imbrie., T, Moore., y N, Shackleton. (1987). Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy. Quat. Res. 27(1), 1-29. doi:10.1016/0033-5894(87)90046-9

Matano, R. P. (1993). On the separation of the Brazil Current from the coast. J. Phys. Oceanogr. 23(1), 79-90.

- Matano, R. P., y E. D. Palma (2008). On the upwelling of downwelling currents, J. Phys. Oceanogr. 38(11), 2482–2500.
- Matano R.P, E.D. Palma, y A.R. Piola (2010). The influence of the Brazil and Malvinas currents on the Southwestern Atlantic shelf circulation. Ocean. Sci. 6:983–995.
- Mather, R.L., S. E, Reynolds., G. A, Wolff., R. G, Williams., S, Torres-Valdes., E, Woodward., A, Landolfi., X, Pan., R, Sanders., E, Achterberg. (2008). Phosphorus cycling in the North and South Atlantic Ocean subtropical gyres Nat. Geosci. 1, 439-443. doi: 10.1038/ngeo232.
- McNeil, B., y R. Matear (2008). Southern Ocean acidification: A tipping point at 450-ppm atmospheric CO₂. PNAS 105(48), 18860-18864. <https://doi.org/10.1073/pnas.0806318105>.
- Milker Y, M.F.G, Weinkauf., J, Titschack., A, Freiwald., S, Krüger., F.J, Jorissen., G, Schmiedl. (2017) Testing the applicability of a benthic foraminiferal-based transfer function for the reconstruction of paleowater depth changes in Rhodes (Greece) during the early Pleistocene. PLoS ONE 12(11), e0188447. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0188447>
- Miller, R. N., R. P. Matano, y E. D. Palma (2011). Shelfbreak upwelling induced by alongshore currents: Analytical and numerical results, J. Fluid Mech. 686, 239–249.
- Mohtadi, M., D, Hebbeln., M, Marchant. (2005). Spatial distribution of isotopic composition of Globigerina bulloides and Neogloboquadrina pachyderma (dex.) and the faunal assemblages of planktic foraminifera in surface sediment samples along the Chilean continental slope between 23°S and 44°S. PANGEA, DOI:10.1594/PANGEA.726861.
- Mohtadi, M., L. Max, D. Hebbeln, A. Baumgart, N. Krück, y T. Jennerjahn (2007). Modern environmental conditions recorded in surface sediment samples off W and SW Indonesia: Planktonic foraminifera and biogenic compounds analyses, Mar. Micropal. 65, 96–112.
- Molina E. (2004). Cocolitofóridos y otros nanofósiles calcáreos. En: E Molina (ed.) Micropaleontología, pp. 325-340
- Morard, R., F. Quillévéré, C. J. Douady, C. de Vargas, T. de Garidel-Thoron, y G. Escarguel (2011). Worldwide genotyping in the planktonic foraminifer *Globoconella inflata*: Implications for life history and paleoceanography. PLoS One, 6(10), e26665. doi:10.1371/journal.pone.0026665.

Morey, A. E., A.C. Mix, A. C., y N.G. Pisias. (2005). Planktonic foraminiferal assemblages preserved in surface sediments correspond to multiple environment variables. *Quat. Sci. Rev.* 24(7-9), 925-950.

Mulitza, S., D. Boltovskoy., B, Donner., H, Meggers., A, Paul., G, Wefer (2003). Temperature: δ_{18O} relationships of planktonic foraminifera collected from surface waters *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 202, 143-152

Muller-Karger, F. E., R. Varela, R. Thunell, R. Luerssen, C. Hu, y J. J. Walsh (2005). The importance of continental margins in the global carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.* 32, L01602. doi:10.1029/2004GL021346.

Muñoz, A., J. Cristobo, P. Ríos, M. Druet, V. Polonio, E. Uchupi, J. Acosta y Atlantis Group. (2012). Sediment drifts and cold-water coral reefs in the Patagonian upper and middle continental slope. *Mar. Petrol. Geol.* 36, 70-82.

Munz, P., S, Steinke., A, Böll., A, Lückge., J, Groeneveld., M, Kucera., H, Schulz. (2017). Decadal resolution record of Oman upwelling indicates solar forcing of the Indian summer monsoon (9–6 ka). *Clim. Past.* 13 (5), 491-509.

Murray, J. (1897). On the distribution of the pelagic foraminifera at the surface and on the floor of the ocean. *Nat. Sci. (Ecol.)* 11, 17–27.

Nagai, T., A. Tandon, N. Gruber, y J.C. McWilliams (2008). Biological and physical impacts of ageostrophic frontal circulations driven by confluent flow and vertical mixing, *Dyn. Atmos. Oceans* 45, 229–251.

Naidu, P. D., y B. A. Malmgren (1996). A high-resolution record of late Quaternary upwelling along the Oman Margin, Arabian Sea based on planktonic foraminifera. *Paleocean.* 11, 129-140.

Negri, R. M., J. I. Carreto, H. R. Benavides, R. Akselman, y V. A. Lutz (1992). An unusual bloom of *Gyrodinium cf. aureolum* in the Argentine sea: Community structure and conditioning factors, *J. Plankton Res.* 14(2), 261–269.

Niebler, H. S., y R. Gersonde (1998). A planktic foraminiferal transfer function for the southern South Atlantic Ocean, *Mar. Micropal.* 34, 213–234.

Oksanen, J, F.G, Blanchet., M, Friendly., R, Kindt., P, Legendre., D, McGlinn., P.R, Minchin., R.B, O'Hara., G.L, Simpson., P, Solymos., M.H.H, Stevens., E, Szoecs., H, Wagner. (2018) vegan: Community Ecology Package. R package version 2.5-2<https://CRAN.R-project.org/package=vegan>.

Oppo, D.W., y R.G. Fairbanks (1989). Carbon isotope composition of tropical surface water during the past 22,000 years. *Paleooceano* 4, 333–351.

Ortiz, J. D., A.C, Mix., y R.W, Collier. (1995). Environmental control of living symbiotic and asymbiotic foraminifera of the California Current. *Paleooceano*. 10(6), 987-1009.

Ottens, J., y A. Nederbragt (1992). Planktic foraminiferal diversity as indicator of ocean environments. *Mar. Micropal.* (19), 13-28.

Overpeck, J.T., T, Webb III., I.C, Prentice. (1985). Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and the method of modern analogs. *Quat. Res.* 23, 87–108.

Palma, E. D., R. P. Matano, y A. R. Piola (2008). A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing, *J. Geophys. Res.* 113, C11010. doi:10.1029/2007JC004720.

Paniagua, G. F., M, Saraceno., A.R, Piola., R, Guerrero., C, Provost, R, Ferrari.,L.S. Lago., C.I. Artana . (2018). Malvinas Current at 40° S–41° S: First Assessment of Temperature and Salinity Temporal Variability. *J. Geophys. Res.: Oceans* 123(8), 5323-5340.

Paparazzo, F.E., G.N. Williams, J.P. Pisoni, M. Solís, J.L. Esteves, y D.E. Varela. (2017). Linking phytoplankton nitrogen uptake, macronutrients and chlorophyll-a in SW Atlantic waters: The case of the Gulf of San Jorge, Argentina. *J. Mar. Sys.* (172), 43–50. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.02.007>

Paparazzo, F.E, L, Farias., N, Santinelli., V.A, Alder., y J.L, Esteves. (2013). Uptake of nitrate by phytoplankton in two different marine environments in the province of Chubut (42°-46°S, Argentina). *Rev. bio. mar. océano.* 48(3), 591-600. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-19572013000300015>

Parker, F. L. y W.H. Berger (1971). Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the South Pacific. *Deep-Sea Res.* 18, 73 107.

Parker, G., N.W,Lanfredi y D.J.P,Swift. (1982). Seafloor response to flow in a southern hemisphere sand-ridge field: Argentine inner shelf. *Sed., Geo.* 33(3), 195–216.

Parker, G., C.M. Paterlini, R.A. Violante, I.P. Costa, S. Marcolini y J.L. Cavallotto, (1999). Descripción geológica de la Terraza Rioplatense (Plataforma Interior del noreste bonaerense). Servicio Geológico y Minero Argentino, Buenos Aires, Boletín N° 273: 86 p.

Parker, G., R.A. Violante, C.M. Paterlini, S. Marcolini, I.P. Costa y J.L. Cavallotto, 2008. Las secuencias sismoestratigráficas del Plioceno-Cuaternario en la Plataforma Submarina adyacente al litoral del este bonaerense. LAJSBA. 15 (2):105-124.

Paytan, A y K. McLaughlin (2007). The Oceanic Phosphorus Cycle. Chem. Rev. 107, 563-76. 10.1021/cr0503613.

Peeters, F. J. C., G.J.A, Brummer., y G, Ganssen. (2002). The effect of upwelling on the distribution and stable isotope composition of *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (planktic foraminifera) in modern surface waters of the NW Arabian Sea. Glob. Plan. Chang. 34, 269-291. 10.1016/S0921-8181(02)00120-0.

Pelayo, A.M. y D.A. Wiens. (1989). Seismotectonics and relative plate motion in the Scotia Sea region. J. Geophys. Res. 94, 7293-7320.

Pereira, L.S., H.W, Arz., J, Pätzold, y R.C, Portilho-Ramos (2018). Productivity evolution in the South Brazilian Bight during the last 40,000 years. Paleocean. Paleocli. 33(12), 1339-1356

Peterson, L. C., y W. L. Prell (1985). Carbonate dissolution in recent sediments of the eastern equatorial Indian Ocean: preservation patterns and carbonate loss above the lysocline. Mar. Geol. 64(3), 259-290.

Peterson, L. C., J.T, Overpeck., N.G, Kipp., y J, Imbrie. (1991). A high-resolution Late Quaternary upwelling record from the anoxic Cariaco Basin Venezuela. Paleocea. 6(1), 99–119.

Petherick, L., H, McGowan., P, Moss. (2008). Climate variability during the Last Glacial Maximum in eastern Australia: evidence of two stadials? J. Quat. Sci. Rev. 23, 787-802.

Pflaumann, U., J, Duprat., C, Pujoly L.D, Labeyrie. (1996). SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. Paleoceanano.11, 15 – 35.

Pflaumann, U., M, Sarnthein., M, Chapman., J, Duprat., M, Huels., T, Kiefer., M, Maslin., H, Schulz., S, van Kreveld., E, Vogelsang., M, Weinelt (2003). North Atlantic: sea-surface conditions reconstructed by GLAMAP-2000. Paleoceanography 18 1065.

- Pfleger, F. B. (1948). Foraminifera of a submarine core from the Caribbean Sea. Goteborgs Kungliga Vetenskaps-och Vitterhets-samhalles Handlingar, 6B, 5, 3–9.
- Piccolo, M. C., y G.M. Perillo (1990). Physical characteristics of the Bahía Blanca estuary (Argentina). Estuar. Coast. Shelf Sci. 31(3), 303-317.
- Piola, A. R. y Matano, R. P (2001). The South Atlantic Western Boundary Currents Brazil/Falkland (Malvinas) Currents. Encyclopedia of Ocean Sciences. En: Steele, J. M., Thorpe, S. A., y Turekian, K. K. (eds.), Academic Press, 1, 340–349.
- Piola, A. R., N. Martinez Avellaneda., R. A. Guerrero., F. P. Jardón., E. D. Palma., y S. I. Romero (2010). Malvinas-slope water intrusions on the northern Patagonia, Ocean Sci. 6, 345–359.
- Piola, A., M. Charo, y C. Martinez (2000). Subtropical Shelf Front off eastern South America. J. Geophys. Res. 105. 6565-6578. 10.1029/1999JC000300.
- Piola, A; E, Palma; A, Bianchi., R, Guerrero., M, Marrari., R.P. Matano., O.O. MöllerJr., M, Saraceno (2018). Physical Oceanography of the SW Atlantic Shelf: A review; Springer, 37-56.
- Pisias, N. G., D.G, Martinson., T.C,Jr Moore., . N, Shackleton., W, Prell., J, Hays., y G, Boden. (1984). High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300.000 years. Mar. Geol. 56, 119- 136
- Portilho-Ramos, R., F, Ferreira., L, Calado., F, Frontalini., M, de Toledo. (2015). Variability of the upwelling system in the southeastern Brazilian margin for the last 110,000 years. Glob. Plan. Chang. 135. 10.1016/j.gloplacha.2015.11.003.
- Portilho-Ramos, R. D. C., T.M.L, Pinho., C.M, Chiessi., y C.F, Barbosa. (2019) Understanding the mechanisms behind high glacial productivity in the southern Brazilian margin. Clim. Past 15, 943–955.
- Poulton, A.J., R, Young., N.R, Bates., W.M, Balch. (2011). Biometry of detached *Emiliania huxleyi* coccoliths along the patagonian shelf Mar. Ecol. Prog. Ser. 443, 1-17
- Poulton, A. J., S. C. Painter, J. R. Young, N. R. Bates, B. Bowler, D. Drapeau, E. Lycsckowski, y W. M. Balch (2013). The 2008 *Emiliania huxleyi* bloom along the Patagonian Shelf: Ecology, biogeochemistry, and cellular calcification. Glob. Biogeochem. Cycles 27, 1023–1033. doi:10.1002/2013GB004641.

Prentice, I.C. (1980). Multidimensional scaling as a research tool in Quaternary palynology: a review of theory and methods. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 31, 71–104.

Preu, B., F.J. Hernández-Molina, R. Violante, A.R. Piola, C.M. Paterlini, T. Schwenk, I. Voigt, S. Krastel y V. Spieß (2013). Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: The interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications. *Deep Sea Res.* 75, 157-174.

R core team (2018) R: A language and environment for statistical computing, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, available at <https://www.r-project.org/>.

Rabassa, J.O y J.F.Ponce. (2016). The Heinrich and Dansgaard-Oeschger Climatic Events During Marine Isotopic Stage 3: Searching for appropriate times for human colonization of the Americas. *Quat. Int.* 299; 4-2013; 94-105

Railsback, L., P, Gibbard., M, Head., N.R, Voarintsoa., S, Toucanne. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 111. 94-106. 10.1016/j.quascirev.2015.01.012.

Ramos, V.A. (1996). Evolución tectónica de la plataforma continental. En V.A. Ramos y M.A. Turic, (Eds.). *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina-Instituto Argentino del Petróleo, Relatorio: 405-422.

Reid, J., W.D, Nowlin Jr., W.C, Patzert. (1977). On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 7, 62-91.

Reimer, P., E, Bard., A, Bayliss., J, Beck., P, Blackwell., C, Ramsey., J, Van der Plicht. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocar.* 55(4), 1869-1887. doi:10.2458/azu_js_rc.55.16947.

Rivas, A.L. (2006). Quantitative estimation of the influence of surface thermal fronts over chlorophyll concentration at the Patagonian shelf. *J. Mar. Sys.* 63, 183–190.

Romero, O., B, Boeckel., B, Donner., G, Lavik., G, Fischer., G, Wefer. (2002). Seasonal productivity dynamics in the pelagic central Benguela System inferred from the flux of carbonate and silicate organisms. *J. Mar. Sys.* 37, 259 – 278.

Romero, S. I., A. R. Piola, M. Charo, y C. A. E. Garcia. (2006). Chlorophyll-a variability off Patagonia based on SeaWiFS data. *J. Geophys. Res.* 111, C05021. doi:10.1029/2005JC003244.

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

Salgueiro, E., A, Voelker., F, Abrantes., H, Meggers., U, Pflaumann., N, Loncaric., R, González-Álvarez., P, Oliveira., H, Bartels-Jonsdottir., J, Moreno., y G, Wefer, G (2008) Planktonic foraminifera from modern sediments reflect upwelling patterns off Iberia: Insights from a regional transfer function. *Mar. Micropal.* 66 (3-4), 135-164.

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

Saraceno, M., C, Provost, A.R, Piola., J, Bava., A, Gagliardini. (2004). Brazil Malvinas frontal system as seen from 9 years of advanced very high-resolution radiometer data. *J. Geophys. Res.* 109, C05027.

Sarachik, E.S. (2005). The Ocean in Climate. In Water Encyclopedia. J.H. Lehr and J. Keeley (Ed). DOI:10.1002/047147844X.oc2199

Saunders, P.M. y B.A. King (1995). Oceanic fluxes on the WOCE A11 section. *J. Phys. Oceano.* 25, 1942-1958

Sautter, L. R., y R.C. Thunell (1991). Seasonal variability in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of planktonic foraminifera from an upwelling environment: sediment trap results from the San Pedro Basin, Southern California Bight: *Paleocean.* 6, 307–334

Schiebel, R., y C. Hemleben (2005). Modern planktic foraminífera. *Paläontol. Zeitsch..* 79. 135-148. 10.1007/BF03021758.

Schiebel, R., y C. Hemleben (2017). *Planktic Foraminifers in the Modern Ocean.* Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag. DOI: 10.1007/978-3-662-50297-6.

Schlitzer,R. R.F. Anderson., E, Masferrer Dodas., M, Lohan., W, Geibert., A, Tagliabue., A, Bowie., G.A. Cutter., P.N., Sedwick, y B, Sohst. (2017). The GEOTRACES Intermediate Data Product 2017. *Chem. Geol.* 493, 210-223.

Schlitzer, R. 2009: Ocean Data View.

Schnabel, M., D. Franke, M. Engels, K. Hinz, S. Neben, V. Damm, S. Grassmann, H. Pelliza y P.R. Dos Santos. (2008). The structure of the lower crust at the Argentine continental margin, South Atlantic at 44°S. *Tectonophys.* 454, 14–22.

Scholle, P.A. (1996). Oceanography 1: Origins, History, Structure and Plate Tectonics, Margins, Basins, and Sediments. Tulsa, SEPM Photo CD-3, 678 pp.

Schott, W. (1935). Die Foraminiferen aus dem aequatorialen Teil des Atlantischen Ozeans. *Deutsch Atlanta Expeditie “Meteor” 1925–1927*, 3, 34–134.

Schümann, T.K, (2002). The hydrocarbon potential of the deep offshore along the Argentina Volcanic rifted margin: a numerical simulation. PhD. Thesis, Univ. Hamburgo (Alemania), 244 pp.

Siccha, M., y M. Kucera (2017). ForCenS, a curated database of planktonic foraminifera census counts in marine surface sediment samples. *Sci Data*, 4170109.

Siccha, M., G. Trommer, H. Schulz, C. Hemleben, y M. Kucera (2009). Factors controlling the distribution of planktonic foraminifera in the Red Sea and implications for paleoenvironmental reconstructions by transfer functions, *Mar. Micropal.* 72, 146–156.

Siddall, M., E. J. Rohling, A. Almogi-Labin, C. Hemleben, D. Meischner, I. Schmelzer, y D. A. Smeed (2003). Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nat.* 423, 853–858. doi:10.1038/nature01690.

Siddall, M., E.J. Rohling., W.G. Thompson., y C. Waelbroeck (2008), Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook. *Rev. Geophys.* 46, RG4003, doi:10.1029/2007RG000226.

Siedlecki, S. A., D. E. Archer, and A. Mahadevan (2011). Nutrient exchange and ventilation of benthic gases across the continental shelf break. *J. Geophys. Res.* 116, C06023. doi:10.1029/2010JC006365

Sigman, D. M., y M. P. Hain (2012) The Biological Productivity of the Ocean. *Nat. Ed. Knowledge* 3(10), 21.

Signorini, S. R., V. M. T. Garcia, A. R. Piola, C. A. E. Garcia, M. M. Mata, y C. R. McClain (2006). Seasonal and interannual variability of calcite in the vicinity of the Patagonian shelf break (38°S–52°S). *Geophys. Res. Lett.* 33, L16610. doi:10.1029/2006GL026592.

Signorini, S. R., V. M. T. Garcia, A. R. Piola, H. Evangelista, C. R. McClain, C. A. E. Garcia, y M. M. Mata (2009). Further studies on the physical and biogeochemical causes for large interannual changes in the Patagonian shelf spring–summer phytoplankton bloom biomass, NASA Tech. Memo. NASA/TM-2009-214176, NASA, Greenbelt, Md.

Sijp, W. P y M. H. England. (2008). The effect of a northward shift in the Southern Hemisphere westerlies on the global ocean. *Prog. Oceanogr.* 79, 1–19.

Silió-Calzada, A., A. Bricaud, J. Uitz, y B. Gentili (2008). Estimation of new primary production in the Benguela upwelling area, using ENVISAT satellite data and a model dependent on the phytoplankton community size structure, *J. Geophys. Res.* 113, C11023. doi:10.1029/2007JC004588.

Simpson, G. L. (2012). Analogue Methods in Palaeolimnology. *Develop. Paleoenvir. Res.*, 495–522. doi:10.1007/978-94-007-2745-8_15

Souto, D., D. Lessa., A, Albuquerque., A, Sifeddine., B, Turcq., C, Barbosa. (2011). Marine sediments from southeastern Brazilian continental shelf: A 1200year record of upwelling productivity. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.* 299, 49-55. 10.1016/j.palaeo.2010.10.032.

Spetter, C. V., J.E, Garzón-Cardona., A.M, Martinez., D.M, Villagran., M, Fernandez Severini., R.J, Lara R. J., y J.E, Marcovecchio. (2017). Distribución de Macronutrientes y Clorofila-a en la Zona Bonaerense de El Rincón (Argentina). Congreso Aguas, Ambiente y Energía, Mendoza, Argentina.

Sprenk, D., M.E, Weber., G, Kuhn., P, Rosén., M, Molina-Kescher., V, Liebetrau., y H.G, Röhling. (2013). Southern Ocean bioproductivity during the last glacial cycle--new detection method and decadal-scale insight from the Scotia Sea / M. Hambrey, P. Barker, P. Barrett, V. Bowman, B. Davies, J. Smellie and M. Tranter (editors), Antarctic Palaeoenvironments and Earth-Surface Processes (Geological Society, London, Special Publications), 381, pp. 245-261. doi: 10.1144/SP381.17

Steinacher, M., F, Joos., T.L, Frölicher., G.K, Plattner., y S.C, Doney. (2009). Imminent ocean acidification in the Arctic projected with the NCAR global coupled carbon cycle-climate model. *Biogeosci. 6*, 515–533.

Stevenson, A.C, S, Juggins., H.J.B, Birks., D.S, Anderson., N.J, Anderson., R.W, Battarbee, F, Berge., R.B, Davis., R.J, Flower., E.Y, Haworth., V.J, Jones., J.C, Kingston., A.M, Kreiser., J.M, Line., M.A.R,

- Munro. I, Renberg. (1991) The surface waters acidification project palaeolimnology programme: modern diatom/lake-water chemistry data-set. ENSIS Publishing, London
- Stramma, L., y R. G. Peterson (1990). The South Atlantic Current. *J. Phys. Oceano.* 20, 846–859.
- Swart, S., S. J. Thomalla, y P. M. S. Monteiro (2015). The seasonal cycle of mixed layer dynamics and phytoplankton biomass in the Sub-Antarctic Zone: A high-resolution glider experiment, *J. Mar. Syst.* 147, 103–115. doi:10.1016/j.jmarsys.2014.06.002.
- Talley, L.D. (1996). Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. En G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler y D.J. Webb (Eds.), *The South Atlantic: Present and past circulation*. Springer, Berlín: 219-238.
- Tegen I. y I. Fung (1994) Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness. *J. Geophys. Res.* 99, 22897–22914.
- ter Braak, C.J.F. (1986). Canonical correspondence analysis: a new eigenvector technique for multivariate direct gradient analysis. *Ecol.* 67 (5), 1167-1179
- ter Braak, C.J.F. (1995). Ordination. In: Jongman, R.H., ter Braak, C.J.F., van Tongeren, O.F.R. (Eds.), *Data Analysis in Community and Landscape Ecology*, Center for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, The Netherlands, pp. 91–169.
- ter Braak, C.J. y I.C. Prentice (1988). A theory of gradient analysis. *Advances Ecol. Res.* 18, 271–317.
- ter Braak, C.J.F., y S. Juggins (1993). Weighted averaging partial least squares regression (WA-PLS): an improved method for reconstructing environmental variables from species assemblages. *Hydrobiol.* 269 (270), 485–502.
- ter Braak, C.J.F., y P. Šmilauer (2012). CANOCO reference manual and user's guide: software for ordination, version 5.0, 496 p. Microcomputer Power, Ithaca.
- Toggweiler, J. R., y B. Samuels (1995). Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation. *Deep Sea Res. Part I* 42(4), 477–500. doi:10.1016/0967-0637(95)00012-U.
- Toggweiler J.R, J.L, Russell., S.R, Carson. (2006) Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂ and climate change during the ice ages. *Paleoceanogr.* 21. doi:10.1029/2005PA001154

Tolderlund, D., y A.W.H. Bé. (1971). Seasonal Distribution of Planktonic Foraminifera in the Western North Atlantic. *Micropal.* 17(3), 297-329.

Torres, A.I., F.E. Paparazzo, G.N. Williams, A.L. Rivas, M.E. Solís, and J.L. Esteves. (2018). Dynamics of macronutrients in the San Jorge Gulf during spring and summer. *Oceano.* 31(4):25–32. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.407>.

Tschumi, T., F. Joos, y P. Parekh (2008). How important are Southern Hemisphere wind changes for low glacial carbon dioxide? A model study. *Paleocean.* 23, PA4208. doi:10.1029/2008PA001592.

Tsuchiya, M., L. D. Talley, y M. S. McCartney. (1994). Water mass distributions in the western South Atlantic: A section from South Georgia Island (54S) northward across the equator. *J. Mar. Res.* 52, 55–81.

Tyrrell, T. (1999). The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production. *Nat.* 400, 525–531 <https://doi.org/10.1038/22941>

Ufkes, E., F.J.H. Jansen., G.J.A, Brummer. (1998). Living planktonic foraminifera in the eastern South Atlantic during spring: indicators of water masses, upwelling and the Congo (Zaire) River plume. *Mar. Micropal.* 33, 27-53.

Upton, G. y I. Cook (2006). *Oxford Dictionary of Statistics.* Oxford University Press, New York

Valla, D., y A. Piola (2015). Evidence of upwelling events at the northern Patagonian shelf break. *J. Geophy. Res.: Oceans.* n/a-n/a. 10.1002/2015JC011002.

Valla, D., A.R, Piola, C.S, Meinen y E, Campos. (2018). Strong mixing and recirculation in the northwestern Argentine Basin. *Jour., Geophys., Res.: Oceans,* 123, 4624– 4648.

van Sebille, E., P, Scussolini., J.V, Durgadoo., F.J.C, Peeters., A, Biastoch., W, Weijer., C, Turney., C.B, Paris., y R, Zahn. (2015) Ocean currents generate large footprints in marine palaeoclimate proxies. *Nat. Comm.* 6, 6521.

Violante, R.A., C.M. Paterlini, F.J. Hernández-Molina, P. Marshall, M. de Isasi, L. Somoza, I.P. Costa, L. Segovia, V. Spieß y T. Bickert. (2008). Los rasgos erosivos y depositacionales del sector norte del talud continental argentino. En: A. Tripaldi y G. Veiga (Eds.), XII Reunión Argentina de Sedimentología, Buenos Aires, Resúmenes: 187.

Violante, R.A., C.M. Paterlini, I.P. Costa, F.J. Hernández Molina, L.M. Segovia, J.L. Cavallotto, S. Marcolini, G. Bozzano, C. Laprida, N. García Chaporí, T. Bickert y V. Spieß. (2010). Sismoestratigrafía y evolución geomorfológica del talud continental adyacente al litoral del este bonaerense, Argentina. LAJSBA 17, 33-62.

Violante, R., J. Cavallotto., G. Bozzano., y D. Spoltore. (2017). Sedimentación marina profunda en el margen Continental Argentino: revisión y estado del conocimiento. LAJSBA 24, 7-29.

Voigt, I., C. M. Chiessi, M. Prange, S. Mulitza, J. Groeneveld, V. Varma, y R. Henrich (2015). Holocene shifts of the southern westerlies across the South Atlantic. Paleoceanography. 30, 39–51. doi:10.1002/2014PA002677

Völker, C., y P. Köhler (2013). Responses of ocean circulation and carbon cycle to changes in the position of the Southern Hemisphere westerlies at Last Glacial Maximum. Paleoceanography. 28, 726-739. doi:10.1002/2013PA002556.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Duplessy, J., Guiot, J., Labracherie, M., Leclaire, H., y Duprat, J. (1998). Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic fossil faunas. Paleoceanography. 13, 272-283.

Waelbroeck, C., L. Labeyrie, E. Michel, J. C. Duplessy, J. F. McManus, K. Lambeck, E. Balbon, y M. Labracherie (2002). Sea-level and deep-water temperature changes derived from benthonic foraminifera isotopic records. Quat. Sci. Rev. 21, 295–305. doi:10.1016/S0277-3791(01)00101-9.

Walsh, J. J. (1991). Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. Nat. 350, 53–55.

Weinkauf, M., T, Moller., M, Koch., y M, Kucera. (2013). Calcification intensity in planktonic Foraminifera reflects ambient conditions irrespective of environmental stress. Biogeosci. 10, 6639–6655.

West, S., J.H.F. Jansen., y J.B. Stuut. (2004). Surface waterconditions in the Northern Benguela Region (SE Atlantic) during the last 450 ky reconstructed from assemblages of planktonic foraminifera. Mar. Micropal. 51, 321–344.

Whitt, D. B., y J. R. Taylor (2017). Energetic submesoscales maintain strong mixed layer stratification during an autumn storm. J. Phys. Oceano. 47(10), 2419–2427.

- Wickham, H. (2016). *ggplot2 elegant graphics for data analysis*, Springer, New York.
- Wildeboer Schut, E. y G. Uenzelmann-Neben, (2005). Cenozoic bottom current sedimentation in the Cape Basin, South Atlantic. *Geophy., Jour., Int.* 161:325-333.
- Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, y K. Billups. (2001). *Sci.* 292, 686–693.
- Zachos, J., G. Dickens y R. Zeebe. (2008). An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451, 279–283. <https://doi.org/10.1038/nature06588>
- Ziveri, P., K:H, Baumann., B, Böckel., J, Bollmann., y J.R, Young. (2004) Biogeography of selected Holocene coccoliths in the Atlantic Ocean. *Coccolithophores - From Molecular Processes to Global Impact* (ed. by H.R. Thierstein and J.R. Young), pp. 403-428. Springer Berlin Heidelberg.
- Zuur, A.F., E.N, Ieno y G.M, Smith. (2007) *Analysing Ecological Data*. Springer, New York.



Srta. Paula Albarracín



Dra. Natalia García Chaporí



Dra. Cecilia Laprida

APÉNDICE

En este Anexo se incluyen la sistemática y las descripciones taxonómicas de las 9 especies de foraminíferos planctónicos que se han utilizado en este estudio.

El esquema clasificatorio utilizado en este estudio a nivel Grupo, Supergrupo, Phylum y Clase es el propuesto en la revisión de los eucariotas realizada por Adl *et al.* (2019). A nivel superfamilia y categorías taxonómicas inferiores, se sigue el esquema propuesto en Kemle-von Mücke y Hemleben (1999) y Schiebel y Hemleben (2017). Para la distribución geográfica y bioestratigráfica se siguió la propuesta presentada en la base de datos Mikrotax.org (www.mikrotax.org/pforams/index.html, última visita 08/02/2021).

La identificación de cada especie se basó en la composición y estructura de la pared, las características morfológicas externas incluyendo la forma de la conchilla, la disposición de las cámaras, la forma de las cámaras, las características del margen periférico, la posición y forma de la abertura, la ornamentación de la pared y la presencia de modificaciones aperturales o umbilicales.

Dada la imposibilidad de obtener imágenes de microscopio electrónico de barrido, las especies ecológicamente más importante se ilustraron mediante fotografías digitales tomadas desde microscopio óptico. Las fotos fueron tomadas utilizando una lupa trinocular OLYMPUS modelo SZX16 a la que se encuentra adosada una cámara fotográfica Sony modelo Cyber-shot ExmorR 10.2mp y se muestran en la Lámina 1. En las especies ilustradas se midió el diámetro mayor de la conchilla (10 especímenes por especie) utilizando un portaobjetos micrométrico Ernst Leitz. En dicha lámina también se muestran fotos de microscopía electrónica de barrido (MEB) utilizadas como referencia para las determinaciones específicas y que corresponden a material analizado por el grupo de estudio (SACMa) del Margen Continental Argentino. Por último, en la Figura A.1. se muestran, a modo de referencia, esquemas de las especies no ilustradas.

Sistemática Paleontológica

Dominio Supergrupo SAR

Grupo Rhizaria

Retaria Cavalier Smith, 2002

Phylum Foraminifera d'Orbigny, 1826

Clase Globothalamea Pawłowski, Holzmann y Tyszka, 2013

Orden Rotaliida (Delage y Hérouard, 1896)

Suborden Globigerinida (Delage y Hérouard, 1896)

Superfamilia Globigerinoidea Carpenter, Parker y Jones, 1862

Familia Globigerinidae Carpenter, Parker y Jones, 1862

Género *Globigerina* d'Orbigny ,1826

Especie tipo: *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826

Globigerina bulloides d'Orbigny ,1826

(Lámina 1, A-C)

Descripción: Conchilla con enroscamiento trocoespiral dextrógiro o levógiro. Trocoespira baja consistente en dos ½ vueltas. Pared bilamelar, espinosa y perforada. Conchilla lobulada de margen redondeado, superficie áspera. Presente 4 cámaras esféricas en la última vuelta, levemente superpuestas, que aumentan rápidamente de diámetro. Suturas rectas y moderadamente deprimidas. Ombligo grande, abierto. Abertura umbilical grande bordeado por un anillo imperforado pudiendo presentar un arco simétrico, sin aberturas secundarias.

Dimensiones: El diámetro mayor mide 340µm (N=10).

Distribución en este estudio: En todos los niveles fértiles de AU_Geo02_GC20.

Distribución geográfica: Cosmopolita, pero más abundante en latitudes medio-altas, especialmente en aguas cálidas, disminuyendo su abundancia hacia los trópicos. Es una especie transicional hacia aguas polares, pero también ocurre en regiones frías de *upwelling* (Schiebel y Hemleben, 2017).

Distribución bioestratigráfica: Oligoceno tardío-Holoceno

Comentarios. La especie fue descripta de depósitos recientes del Mar Adriático (d'Orbigny, 1826) y es una especie muy frecuente en sedimentos neógenos. La conchilla muestra una considerable variación en el número de cámaras de la vuelta final y el tamaño de la apertura, por lo que se han erigido numerosas especies consideradas como variante genotípicas de *Globigerina bulloides* (Kennett y Srinivasan, 1983), siendo incluida en esta especie *Globigerina quadrilatera* Galloway y Wissler, 1927 (Pleistoceno de California), *Globigerina bermudezi* Seiglie, 1963 (Pleistoceno-Superior-Reciente del Caribe y ala Cuenca Cariaco), *Globigerina megastoma cariacoensis* Rögl y Bolli, 1973 (Pleistoceno-Superior-Reciente del Océano Atlántico subtropical). Se estima que su profundidad de calcificación es 30-50 m (Niebler *et al.*, 1999).

Familia Globigerinidae Carpenter, Parker y Jones, 1862

Género *Turborotalita* Blow y Banner, 1962

Especie tipo: *Truncatulina humilis* Brady, 1884

Turborotalita quinqueloba (Natland, 1938)

(Figura A, a-b)

Descripción: Conchilla pequeña, con enroscamiento trocoespiral dextrógiro o levógiro bajo. Pared bilamear, espinosa y perforada. Conchilla comprimida, margen redondeado, textura lisa a gruesa, espinas redondeadas. En vista espiral presenta de 4,5 a 5,5 cámaras moderadamente redondeada en

la última vuelta, las que aumenta gradualmente de tamaño, con suturas radiales a levemente curvas, deprimidas; conchilla biconvexa en vista lateral, lenticular. En vista umbilical, 4,5-5,5 cámaras en la última vuelta, la última cámara levemente reducida en tamaño con un “flap” umbilical. Ombligo angosto, comúnmente oscurecido por la última cámara que es ligeramente alargada y que cubre el ombligo de una manera similar a una bulla. Abertura en arco bajo umbilical a extraumbilical con labio, sin aberturas secundarias.

Dimensiones: Su diámetro mayor es de 171 μm (N=10).

Distribución en este estudio: En todos los niveles fértiles de AU_Geo02_GC20.

Distribución geográfica: En la actualidad tiene una distribución cosmopolita, teniendo mayor abundancia en temperaturas bajas.

Distribución bioestratigráfica: Base del Tortoniano (Mioceno - dentro de la Zona E14)-Holoceno.

Superfamilia Globorotaloidea (Cushman,1927)

Familia Globorotaliidae Blow ,1979

Género *Globoconella* Bandy, 1975

Especie tipo: *Globorotalia conomiozea* Kennett, 1966

***Globoconella inflata* (d'Orbigny, 1839)**

(Lámina1, C-D)

Descripción: Conchilla con enroscamiento trocoespiral bajo, levógiro. Conchilla de contorno muy anguloso, con 3- 3 ½ cámaras subglobosas en la vuelta final. Las cámaras son globosas, lisas con algunas pústulas de calcita. Su lado espiral es plano, con suturas curvas, deprimidas; las suturas del lado umbilical son casi radiales, deprimidas. Superficie cubierta por tubérculos redondeados y bajos. Ombligo angosto. Abertura primaria ancha, interiom marginal, extraumbilical, sin aberturas secundarias.

Dimensiones: Diámetro mayor de 300 μm (N=10).

Distribución en este estudio: En todos los niveles fértiles de AU_Geo02_GC20.

Distribución geográfica: La especie habita desde áreas subantárticas a subtropicales. En los océanos actuales es abundante en aguas templadas.

Distribución bioestratigráfica: Base del Piacenciano (dentro de la Zona PL5)-Holoceno.

Género *Globorotalia* (Cushman, 1927)

Especie tipo: *Pulvinulina menardii* (d'Orbigny) var. *tumida* Brady, 1877

***Globorotalia hirsuta* (d'Orbigny, 1839)**

(Figura A, c-d)

Descripción: Conchilla grande, con enroscamiento trocoespiral dextrógiro y espira alta. Pared bilamelar, sin espinas y perforada. Presenta 4 a 4, cámaras por vuelta. Lado espiral fuertemente convexo, lado umbilical plano o levemente cóncavo. Margen con carena y textura gruesa. Periferia ecuatorial suavemente lobulada, axial biconvexa, fuertemente túmida del lado espiral. Cuatro cámaras en la vuelta final, que aumentan fuertemente el tamaño; suturas del lado espiral fuertemente curvas, deprimidas; del lado umbilical sinuosamente radiales, deprimidas. Superficie cubierta por pústulas, principalmente en las cámaras iniciales de la última vuelta. Abertura primaria interiomarginal, extraumbilical-umbilical con labio, sin aberturas secundarias.

Dimensiones: Los individuos medidos arrojaron un diámetro mayor (promedio) de 360 μ m.

Distribución en este estudio: En los niveles a 75,85,90,100,105 y 110 cm del testigo AU_Geo02_GC20.

Distribución geográfica: Latitudes medias y bajas. En los océanos actuales, abundantes en aguas templadas.

Distribución bioestratigráfica: Pleistoceno (Subzona PT1b)-reciente.

***Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny, 1839)**

(Figura A, e-g)

Descripción: Conchilla con enroscamiento trocoespiral dextrógiro o levógiro. Pared bilamelar, sin espinas y perforada. Conchilla cónica, planoconvexa; textura lisa a gruesa. Superficie finamente perforada, con pústulas. Cámaras cónicas angulares. Periferia ecuatorial casi circular, periferia axial aguda con una carena distintiva. Presenta 5 cámaras en la vuelta fina, y de 5 a 6 cámaras por vuelta. Lado espiral plano, mostrando toda la espira que es baja (si no está incrustada por pústulas). Suturas del lado espiral rectas a levemente curvadas, muy levemente deprimidas, radiales del lado umbilical, deprimidas. Abertura primaria extraumbilical-umbilical en arco bajo con labio, sin aberturas secundarias.

Dimensiones: Su diámetro mayor (promedio) mide 400 μ m.

Distribución en este estudio: En los niveles de 0-20cm; 40-45cm, 70-75cm y 95,100 y 120 cm del testigo AU_Geo02_GC20.

Distribución geográfica: La especie habita en aguas subtropicales y cálidas, en bajas latitudes, siendo especialmente abundante en aguas templadas

Distribución bioestratigráfica: La primera aparición de *G. truncatulinoides*, cercana al tope de la Zona PL6, marca la base de la Zona N22 que es considerado el límite Plioceno-Pleistoceno. Llega al Holoceno.

Comentarios: *Globorotalia truncatulinoides* se distingue de *Globorotalia. tosaensis* por la presencia de una marcada carena y un ombligo más amplio.

Género *Neogloboquadrina* Bandy, Frerichs y Vincent, 1967

Especie tipo: *Globigerina dutertrei* d'Orbigny 1839

***Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny, 1839)**

(Figura A, h-i)

Descripción: Especímenes con enroscamiento trocoespíral, dextrógiro. Pared bilamelar, sin espinas y perforada. Conchilla lobular, igualmente biconvexa, margen redondeado, textura gruesa y perforada. Cámaras semiesféricas, 4.5 a 7 cámaras por vuelta y 5-6 cámaras globosas en la última vuelta. Suturas del lado espíral casi radiales a levemente curvas. Deprimidas; del lado umbilical, radiales, deprimidas. Ultima cámara normalmente más ancha que las anteriores. Abertura primaria umbilical a extraumbilical con diente, sin abertura secundaria. Ombligo abierto, ancho y profundo, pudiendo presentar placas umbilicales.

Dimensiones: El diámetro mayor mide 280 μ m (N=10).

Distribución en este estudio: En todos los niveles fértiles de AU_Geo02_GC20 excepto a los 0,10 y 80 cm.

Distribución geográfica: La especie habita aguas trópicas y subtropicales, típica de bajas latitudes; a profundidades superficiales y subsuperficiales.

Distribución bioestratigráfica: Base del Zancleano (Zona N19)- Reciente.

***Neogloboquadrina incompta* (Cifelli, 1961)**

(Lámina 1, F-H)

Descripción: Conchilla pequeña, con enroscamiento trocoespiral bajo, dextrógiro, levemente convexo del lado espíral. Pared bilamelar, sin espinas y macroperforada. Conchilla de forma lobada, margen periférico ampliamente redondeado, textura lisa a gruesa. Cámaras esféricas a ovaladas, entre 4-4,5 cámaras en la vuelta final. Abertura primaria umbilical-extraumbilical con labio grueso, sin aberturas secundarias. Suturas espaciales levemente deprimidas, umbilicales moderadamente deprimidas.

Dimensiones: El diámetro mayor mide 199 μ m (N=10).

Distribución en este estudio: En todos los niveles fértiles de AU_Geo02_GC20.

Distribución geográfica: Se encuentra presente en todos los océanos siendo muy abundante en aguas frías.

Distribución bioestratigráfica: Base del Tortoniano (Mioceno - Zona N16) – Reciente.

Comentarios. Las formas dextra y sinistra de *N. pachyderma* fueron consideradas ecofenotipos durante un largo tiempo, pero observaciones directas y datos genéticos han permitido discriminarlas como especies diferentes. *N. pachyderma* es la forma sinistra mientras que la forma dextra, de aguas algo menos frías, es ahora llamada *N. incompta*, siguiendo la recomendación de Darling *et al.* (2006). Se diferencia entonces de *Neogloboquadrina pachyderma* por el sentido de su enroscamiento, por las suturas más incisivas y por no construir una costra de calcita. Adicionalmente tiene un enroscamiento más abierto y un ombligo también más abierto que *N. pachyderma*.

***Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861)**

(Lámina 1, I-J)

Descripción: Conchillas con enroscamiento trocoespiral levógiro. Pared bilamelar, sin espinas. Conchilla compacta a casi cuadrangular, margen redondeado, superficie con textura lisa a cristalina, generalmente cubierta por una costra de calcita. Cámaras esféricas a ovaladas, 4 cámaras por vuelta. Abertura primaria extraumbilical estrecha con labio, sin abertura secundarias.

Dimensiones: El diámetro mayor mide 151 μm (N=10).

Distribución en este estudio: En todos los niveles fértiles de AU_Geo02_GC20.

Distribución geográfica: Se encuentra presente en todos los océanos desde ambientes polares a subtropicales pero es especialmente abundante en aguas polares, en donde suele presentar ensambles monoespecíficos.

Distribución bioestratigráfica: Base del Tortoniano (Mioceno - Zona N16) – Reciente.

Comentarios. Esta especie exhibe una gran variación de formas, tamaño de la última cámara, posición de la abertura y espesor de la pared. De acuerdo a Kennett (1986), el morfotipo con 4 cámaras en la última vuelta domina en las altas latitudes, pudiendo presentar 4,5 cámaras en latitudes subantárticas.

Superfamilia Heterohelicoidea (Cushman, 1927)

Familia Globigerinitidae Bermúdez, 1961 (emm. Li, 1987)

Género *Globigerinita* Brönnimann, 1951

Especie tipo: *Globigerinita naparimaensis* Brönnimann, 1951

***Globigerinita glutinata* (Egger, 1893)**

(Figura A, j-k)

Descripción: Conchilla pequeña a mediana con enroscamiento trocoespiral dextrógiro o levógiro. Espira baja a mediana. Pared bilamelar, sin espinas y microperforada. Conchilla lobular, margen redondeado, superficie con textura lisa. Presenta pequeñas pústulas en toda su superficie que pueden ser blanquecinas o translúcidas. Cámaras esféricas, con 4 cámaras por vuelta y 3-3 ½ cámaras en la última vuelta. Suturas umbilicales radiales, incisas; suturas espirales deprimidas, radiales o levemente curvas. Abertura primaria umbilical o intraumbilical-extraumbilical, usualmente como un arco bajo y ancho con un labio fino de espesor constante generalmente cubierta con una bulla, sin aberturas secundarias.

Dimensiones: Su diámetro mayor (promedio) mide 154 μ m (N=10).

Distribución en este estudio: En todos los niveles fértiles de AU_Geo02_GC20.

Distribución geográfica: Es una especie cosmopolita.

Distribución bioestratigráfica: Oligoceno temprano (dentro de la Zona =2, Rupeliano)-Holoceno.

Comentarios. Esta es una muy abundante especie que tiene un concepto taxonómico más o menos amplio relacionado al desarrollo de la bulla. Las formas sin bulla se incluyen en el morfotipo *juvenilis*, mientras que los que tienen una bulla pequeña serán incluidos en el morfotipo *boweni*.

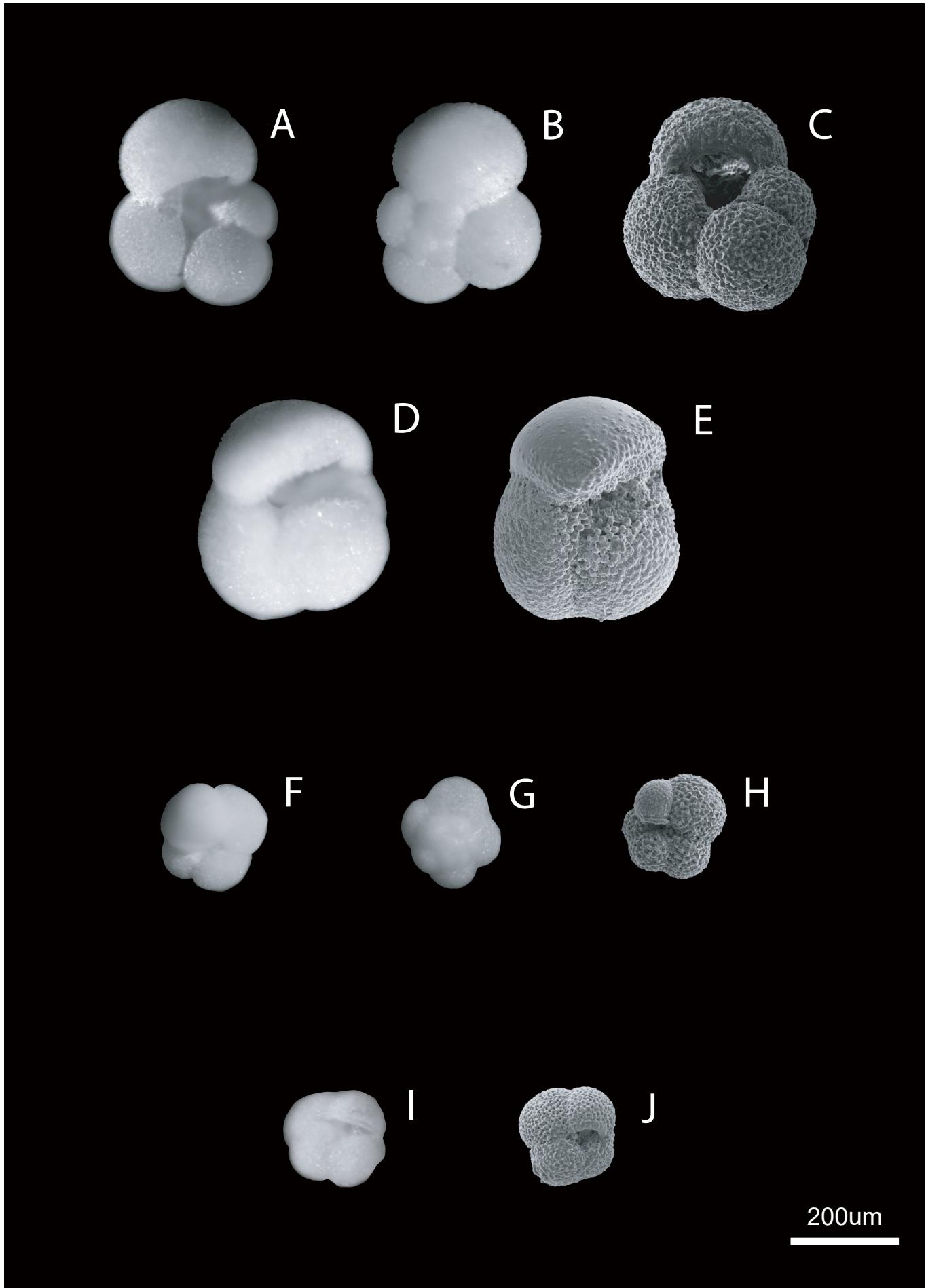


Lámina 1: A-C: *Globigerina bulloides*. A: vista umbilical; B: vista espiral; nivel 50 cm del testigo AU_Geo02_GC20. D-E: *Globoconella inflata*. D: vista umbilical; nivel 120 cm del testigo AU_Geo02_GC20. F-G: *Neogloboquadrina incompta*. F: vista umbilical; G: vista espiral; nivel 50 cm del testigo AU_Geo02_GC20. I-J: *Neogloboquadrina pachyderma*. I: vista umbilical; nivel 50 cm del testigo AU_Geo02_GC20. C, F, H, J: Imágenes de referencia de Microscopio Electrónico de Barrido (Figura 4.3; García Chaporí, 2013). Escala=200µm

Figura A

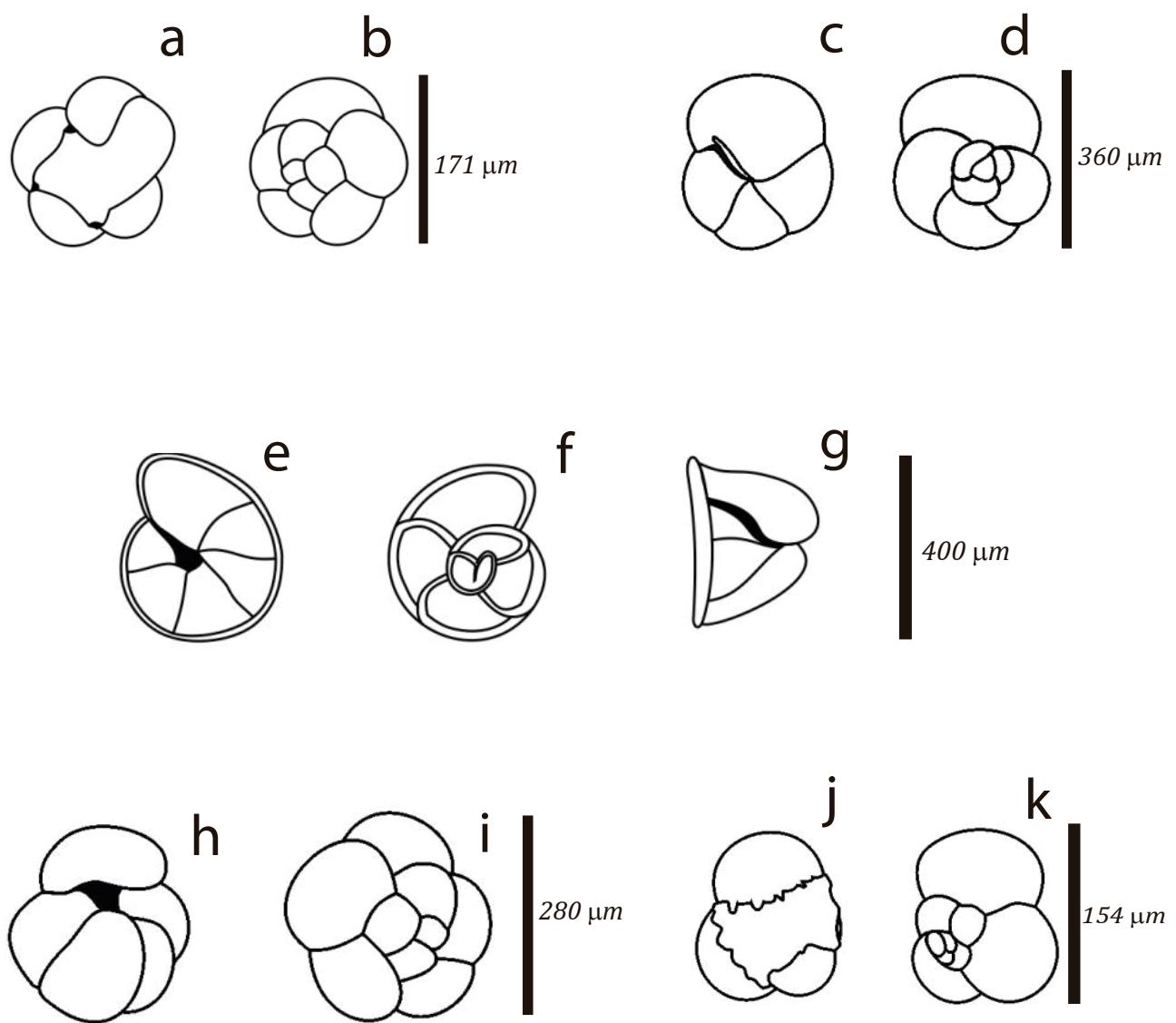


Figura A: a-b: *Turborotalita quinqueloba*. a: vista apertural, b:vista espiral. c-d: *Globorotalia hirsuta*. c: vista apertural, d: vista espiral. e-g: *Globorotalia truncatulinoides*, e: vista apertural, f: vista espiral, g: vistal lateral. h-i: *Neogloboquadrina dutertrei*, h: vista apertural, i: vista espiral. j-k: *Globigerinita glutinata*, j: vista apertural, k: vista espiral. Barra vertical: diámetro mayor de la conchilla en μm .