



**TESINA PARA OPTAR POR EL GRADO DE
LICENCIADO EN CIENCIAS BIOLÓGICAS**

**Variaciones paleoceanográficas en el Atlántico Sudoccidental (Zona de
Convergencia de las Corrientes Brasil - Malvinas): un enfoque geoquímico**

Carolina Fernández

Orientadora: Dra. Leticia Burone, Grupo CINCYTEMA, IECA, Facultad de Ciencias,
Udelar

Co-orientador: Dr. Rubens Figueira, Departamento de Oceanografía Física, Química e
Geológica, Instituto Oceanográfico (IO-USP), S.P. Brasil

Tribunal: Dr. Sandro Petró, Dra. Paula Franco Fraguas y Dra. Leticia Burone

Montevideo, Uruguay

Abril ,2019

AGRADECIMIENTOS

Primero que nada, me gustaría agradecerle a Leti, mi orientadora, por todo el apoyo, esfuerzo, guía, PACIENCIA y tutoría que me dio desde que nos conocimos a través de mi pasantía por Geociencias. Gracias Leti por todo este tiempo, de verdad! Además, me gustaría agradecerle al tribunal: Paula y Sandro por la voluntad y el tiempo a dedicarle a mi trabajo.

Quiero agradecerle a Rubens Figueira, mi co-orientador por abrirme las puertas al laboratorio de Sao Paulo en la IO-USP para poder realizar todos los análisis. También agradecerle a Michel Mahiques por abrirme las puertas en el laboratorio y ayudarme con la parte de la granulometría. Especialmente agradecerle a Edilson por explicarme las técnicas y acompañarme en mi trabajo en el laboratorio sumado al tiempo que me dedicaron. Además, agradecerle a Marcia por el análisis de los isótopos y adelantar lo que podría haber sido una larga espera.

Por otra parte, gracias a Yamandú por colaborar con las gestiones en la obtención de todo el material para CINCYTEMA y claramente una parte de eso se traduce en mi trabajo de tesis. Así, agradecer también a TOTAL y ANCAP por la donación y obtención del material.

Desde la parte más afectiva, gracias a mis padres, por brindarme el sostén continuo en toda la carrera y SIEMPRE apoyarme en mi gusto por la biología. Por darme todas las herramientas para que cierre este ciclo y que NUNCA hayan sido algún tipo de traba.

A mis hermosas amigas: Agus, Jose, Iva, Pau, Pauli (las que conocí en este ciclo), a Agus Córdoba (uno de mis cables a Tierra) y a: La piba piola (mis amigas de toda la vida) que me bancaron incontables veces los altibajos y se bancaron que postergue todo para: “después de la tesis...”

Y a Nacho, por esta última etapa donde fui imbankable y sus palabras de aliento.

Índice

AGRADECIMIENTOS	2
GLOSARIO	4
RESUMEN	5
1. INTRODUCCIÓN	6
1.1 Proxies de origen de materia orgánica.....	7
1.2 Proxies de aporte terrígeno vs marino del sedimento	8
1.3 Proxies de paleoproduktividad y transporte.....	9
1.4 Granulometría.....	10
1.5 Hipótesis de trabajo.....	10
1.6 Objetivos	11
1.7 Área de estudio.....	11
1.7.1 Hidrodinámica	11
1.7.2 Contexto geomorfológico y sedimentario	13
2. MATERIALES Y MÉTODOS	15
2.1 Análisis granulométrico	16
2.2 Análisis de Carbono Orgánico y Nitrógeno Total	16
2.3 Análisis de Elementos.....	17
2.4 Análisis Estadísticos	17
2.5 Comparativas con estudios anteriores en la región.....	18
3. RESULTADOS	19
3.1 Cronología.....	19
3.2 Descripción in visu del testigo.....	19
3.2.1 Período I.....	19
3.2.2 Zona de Contacto.....	19
3.2.3 Período II.....	19
3.3 Resultados laboratorio	21
3.3.1 Período I.....	21
3.3.2 Zona de Contacto.....	26
3.3.3 Período II.....	26
3.4 Análisis de componentes principales (ACP).....	27
4 DISCUSIÓN	28
5 CONCLUSIONES	36

6	PERSPECTIVAS DE TRABAJO	36
7	BIBLIOGRAFÍA	37

GLOSARIO

MCU	Margen Continental uruguayo
UMG	Último Máximo Glacial
MAS	Margen Atlántico Sudoccidental (South Atlantic margin)
ZEE	Zona Económica Exclusiva
ACP	Agua Circumpolar Profunda (Circumpolar Deep water)
ACPS	Agua Circumpolar Profunda Superior (Upper circumpolar deep water)
ACPI	Agua Circumpolar Profunda Inferior (Lower circumpolar deep water)
ASA	Aguas SubAntárticas
AIA	Agua Intermedia Antártica (Antarctic intermediate water) AAIW
APA	Aguas Profundas Antárticas (Antarctic bottom water) AABW
APAN	Aguas Profundas del Atlántico Norte (North Atlantic Deep water) NADW
AT	Agua Tropical (Tropical waters)
CM	Corriente de Malvinas (Malvinas current)
CB	Corriente de Brasil (Brasil current)
CBM	Convergencia Brasil Malvinas
FPST	Frente de Plataforma Subtropical (Subtropical shelf front)
ASTP	Aguas Subtropicales de la Plataforma (Subtropical shelf waters) STSW
ASAP	Aguas Subantárticas de la plataforma SASW
ACAS	Aguas Centrales del Atlántico Sur (South Atlantic central Waters) SACW
SDC	Sistema Deposicional Contornítico

RESUMEN

Las reconstrucciones temporales de la distribución de los sedimentos marinos juegan un rol importante en la comprensión y reconstrucción de condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas. El Margen Atlántico Sudoccidental (MAS) se caracteriza por una hidrografía compleja y es reconocido como una de las regiones más productivas y energéticas en el mundo. El sistema está dominado por la confluencia de corrientes con propiedades termohalinas contrastantes, hacia el sur fluye la corriente de Brasil (BC) y la corriente de Malvinas (MC) fluye hacia el norte; además, la desembocadura del Río de la Plata (RdIP) descarga agua dulce de la segunda cuenca hidrográfica más grande de América del Sur. El presente trabajo buscó identificar cambios paleoceanográficos ocurridos en el Atlántico Sudoccidental (Margen Continental Uruguayo; MCU) durante el Cuaternario (Pleistoceno tardío, Último Máximo Glacial (UMG) y Holoceno). Para ello se utilizó un testigo de sedimento de 372 cm de recuperación localizado en el talud inferior del MCU el cual fue datado con radiocarbono. Se realizaron análisis granulométricos, análisis de carbono orgánico total, nitrógeno total, isótopos estables de carbono y nitrógeno, carbonato de calcio y análisis de elementos mayores y trazo. Fue posible identificar tres períodos: Período I (corresponde al intervalo del Pleistoceno-UMG); Zona de Contacto (*hiatus* erosivo) dando inicio al Holoceno y el Período II (Holoceno medio y tardío) a lo largo del testigo. Los diferentes períodos mostraron diferencias marcadas en la productividad primaria (PP) marina vinculados a la migración de la CBM desde su posición más septentrional (menor PP) hasta su posición actual (mayor PP). Estos cambios se vieron reflejados en los indicadores geoquímicos analizados. Fue posible diferenciar cambios en la fuente de sedimento predominando contribución continental durante el Período I (Pleistoceno) en una situación de nivel del mar bajo. Dicha contribución se relaciona al mayor aporte del RdIP debido a que su desembocadura estaba a la altura del quiebre de plataforma (Cone de Rio Grade). Por otro lado, se infiere también aporte de sedimento del sur dada la mayor influencia de aguas antárticas en la región en este período. Durante el Período II (Holoceno) se infiere mayor aporte transversal y contribución pelágica asociada a la mayor productividad marina. Asimismo, se estima que existe contribución actual del RdIP en la región, aunque aún no se comprende el mecanismo.

Palabras clave: *Proxies*, Margen Atlántico Sudoccidental, Margen Continental Uruguayo, Paleoceanografía.

1. INTRODUCCIÓN

Los sedimentos marinos proveen información valiosa sobre las condiciones ambientales en el momento de su sedimentación, tanto en escalas de tiempo modernas como pretéritas. Dicha información es muy importante para la comprensión de los cambios ambientales dado que también reflejan cambios en procesos a escalas espaciales diferentes (por ejemplo: local, regional y/o global) (Burone *et al.*, 2013; Franco-Fraguas *et al.*, 2016). De esta forma, las reconstrucciones temporales de la distribución de los sedimentos marinos juegan un rol importante en la comprensión y reconstrucción de condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas (Haug *et al.*, 2001; Leduc *et al.*, 2010, entre otros).

En las reconstrucciones paleoceanográficas se entiende como *proxies* a los descriptores medibles que sustituyen las variables deseables, pero no observables (también conocidas como parámetros objetivo), tales como temperatura, salinidad, concentración de nutrientes, entre otros (Wefer *et al.*, 1999). Debido a la complejidad de la impronta sedimentaria es necesario el análisis con un enfoque *multiproxy* (Véneç-Peyré & Caulet, 2000; Martins *et al.*, 2007; Burone *et al.*, 2013, entre otros). Así, las reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas basadas en *proxies* ambientales de registros de alta resolución son herramientas fundamentales para entender la respuesta climática a forzantes naturales y antropogénicas actuales (Villalba *et al.*, 2009).

Entre los *proxies* más utilizados en reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas se encuentran los elementos mayores (Si, Ti, Fe, Al, K, Mn, Ca, P y Mg) y trazos (Ba); isótopos estables de materia orgánica ($\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{13}\text{C}$); elementos como C_{org} , N_{tot} , porcentajes de CaCO_3 ; y el tamaño de grano (Burone *et al.*, 2013; Franco-Fraguas *et al.*, 2014, 2016).

El contenido y la distribución de los elementos trazos y mayores proporcionan información con respecto a ambientes sedimentarios marinos (Martin & Meybeck, 1979; Murray *et al.*, 1995; Shumilin *et al.*, 2002, Lim *et al.*, 2006; Yang & Youn, 2007; Burone *et al.*, 2013; Franco-Fraguas *et al.*, 2016), incluyendo tanto los aspectos cualitativos y cuantitativos de la producción biológica y, en particular, la mineralogía y las características texturales de las partículas de sedimento (Franco-Fraguas *et al.*, 2016). Sin embargo, las concentraciones de los elementos están influenciadas por numerosos factores tales como el contenido de agua y densidad de sedimentos, contenido de materia orgánica, tamaño de grano, contribuciones biogénicas y disolución de carbonato (Weltje & Tjallingii, 2008; Petró *et al.*, 2018). Por lo mencionado anteriormente, es conveniente utilizar las razones de elementos para normalizar los datos en lugar de utilizar las concentraciones directas de los mismos (Weltje & Tjallingii, 2008; Francus *et al.*, 2009; Govin *et al.*, 2012; Perez *et al.*, 2016).

1.1 Proxies de origen de materia orgánica

El contenido de carbono orgánico total (C_{org}), nitrógeno total (N_{tot}) y de isótopos estables de carbono ($\delta^{13}C$) y nitrógeno ($\delta^{15}N$), permiten la identificación de períodos de mayor o menor productividad, así como la determinación de la naturaleza de la materia orgánica (Mix, 1989). Para esto último también ha sido empleada la razón C/N (Prahl *et al.*, 1980, 1994; Ishiwatari & Uzaki, 1987; Jasper & Gagosian, 1990; Silliman *et al.*, 1996). Las variaciones del contenido de C_{org} y de su tasa de acumulación en el sedimento se aplican en las reconstrucciones de paleoproductividad oceánica debido a que el carbono orgánico es el principal constituyente de los compuestos biológicos. La razón C/N, tiene como base el hecho de que organismos diferentes producen materia orgánica con contenidos de C y N distintos (Stein, 1991). De acuerdo con Meyers (1997) la materia orgánica de origen marino presenta valores en torno a 6 para la razón C/N, mientras que valores próximos a 20 serían indicativos de origen continental de la materia orgánica. Esta diferencia ocurre debido a la ausencia de celulosa en algas (menor cantidad de C) y su abundancia en plantas vasculares, y debido a la abundancia de proteínas en las algas (mayor cantidad de nitrógeno). El origen de la materia orgánica en los sedimentos marinos también puede ser identificado por su composición isotópica ($\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$). Esta técnica se basa en las diferentes “improntas” de estos isótopos en plantas C_3 (árboles y arbustos) y C_4 (gramíneas), organismos bentónicos, fitoplancton y zooplancton (Meyers, 1997; Mahiques *et al.*, 1999; Lourenço, 2007). Las plantas terrestres asimilan carbono en forma de CO_2 atmosférico ($\delta^{13}C$ [PDB] = -7 ‰) y en las plantas marinas el carbono se asimila en forma de HCO_3 ($\delta^{13}C$ [PDB] aprox 0 ‰). Esto hace que las plantas terrestres presenten valores menores de $\delta^{13}C$ (-26 ‰) que la mayor parte del fitoplancton marino (-20 ‰) (Roy, 2003; Tyson, 1995).

La razón isotópica del nitrógeno estable ($\delta^{15}N$) de la materia orgánica sedimentaria puede utilizarse de forma similar al isótopo de carbono. La utilización de este *proxie* permite el reconocimiento de fuentes de nutrientes ya que los organismos asimilan nitrógeno y producen biomasa. De esta manera el contenido de la fuente de nitrógeno queda registrado en la materia orgánica depositada en el sedimento (Robinson *et al.*, 2012). Así, los valores de $\delta^{15}N$ disuelto varían entre +7‰ y +10‰, mientras que los valores de N_2 atmosférico son próximos a 0‰ (Meyers, 1997). El nitrato disuelto derivado de las plantas vasculares varía entre -5‰ y 22‰ con un promedio de 3‰, mientras que los valores marinos varían entre 3‰ y 12‰ con un promedio de 6‰ (Tyson, 1995; Hu *et al.*, 2006).

De esta forma, las características de la materia orgánica que se deposita en el sedimento superficial contribuyen con la interpretación de los procesos oceanográficos que puedan haber ocurrido en el local (i. e. productividad marina, aporte terrígeno, dinámica de las masas de agua y potenciales factores de reducción de las tasas de

sedimentación) (Müller & Suess, 1979; Stein, 1991; Faganeli *et al.*, 1994; Meyers, 1997; Burone *et al.*, 2013; Franco-Fraguas *et al.*, 2016).

1.2 Proxies de aporte terrígeno vs marino del sedimento

La concentración de los elementos químicos como el hierro (Fe), calcio (Ca), titanio (Ti), potasio (K) y aluminio (Al) ha sido utilizada en la definición de la fuente del sedimento, así como para desvendar los mecanismos de depositación de este (Pattan *et al.*, 1995). Muchos estudios en el registro sedimentario marino han utilizado las razones Fe/Ca y Ti/Ca como *proxies* del aporte terrígeno (Arz *et al.*, 1998; Haug *et al.*, 2001; Mahiques *et al.*, 2009; Nagai, 2009; Govin *et al.*, 2012; Pérez *et al.*, 2016). Esto se basa en el hecho de que el Ca presente en el sedimento es un componente de la calcita y aragonita y refleja el contenido de carbonato marino, así como está asociado con la productividad marina local (Haug *et al.*, 2001; Salazar *et al.*, 2004; Gonzalez-Mora & Sierro, 2007; Pérez *et al.*, 2016).

De acuerdo con Arz *et al.*, (1998) contenidos elevados de Ca estarían relacionados con bajos contenidos de Ti y Fe; pues, estos elementos, juntos con Al están relacionados a componentes siliciclásticos y especialmente minerales arcillosos transportados desde el continente como productos de intemperie y, a través de las descargas de los ríos, ingresan al océano (Goldberg & Arrhenius, 1958; Jansen *et al.*, 1998; Yarincik *et al.*, 2000). Por lo tanto, estos elementos varían con la porción terrígena en sedimentos marinos (Martins *et al.*, 2007; Burone *et al.*, 2013; Perez *et al.*, 2016).

En los sedimentos marinos, las fracciones de sedimentos gruesos están enriquecidas en Ti (Schütz & Rahn, 1982; Shiller, 1982), mientras que Al se asocia principalmente con minerales de arcilla de partículas finas (Biscaye, 1965; Schütz & Rahn, 1982; Shiller, 1982). El hecho de que algunos minerales se encuentren asociados con sedimento de diferente granulometría determina la importancia de trabajar con razones (utilizando un elemento normalizador).

La mayoría del K en el sedimento marino también está asociado con materiales terrígenos (Goldberg & Arrhenius, 1958), y ocurre principalmente en regiones completamente áridas donde las tasas de meteorización química son más bajas (Wefer *et al.*, 1999; Govin *et al.*, 2012; Perez *et al.*, 2016).

Al, Ti y K resultan poco afectados por las variaciones biológicas y redox, mientras que el Fe puede sufrir alteraciones considerables por procesos redox (Jansen *et al.*, 1998; Yarincik *et al.*, 2000; Löwemark *et al.*, 2011).

Las razones Ti/Ca y Fe/Ca son ampliamente utilizadas para reconstruir la influencia continental frente a la marina (Chiessi *et al.*, 2009; Mahiques *et al.*, 2009; Govin *et al.*, 2012; Bender *et al.*, 2013, Burone *et al.*, 2013). Por otro lado, las relaciones Fe/K y Ti/Al

reflejan el grado de meteorización química en áreas sin aportes eólicos importantes como es el caso del Atlántico Sudoccidental (Govin *et al.*, 2012; Razik *et al.*, 2015), como el caso del RdIP (Mahowald *et al.*, 2006; Perez *et al.*, 2016)

Estas razones, además, pueden ser utilizadas para representar las variaciones del tamaño de grano y, por lo tanto, las fluctuaciones en la intensidad de los vientos (Boyle, 1983; Zabel *et al.*, 1999; Yarincik *et al.*, 2000; Jullien *et al.*, 2007; Tisserand *et al.*, 2009). La razón Fe/K refleja condiciones climáticas de las rocas madres provenientes del continente (Weltje & Tjallingii, 2008). Esto se debe a que la meteorización química más acentuada en trópicos y subtropicos se refleja en altos valores de Fe/K, de otra forma, si la meteorización química es débil (y predomina la meteorización física) la razón presentará valores bajos. Razik *et al.*, (2013) plantean valores para rocas madres de origen de la pluma del RdIP (2,42), de la plataforma pampeana (1,26) y del talud pampeano (1,82).

Debido a las diferentes densidades del Ti y el Al, la razón Ti/Al es un indicador de cambios ambientales y las áreas de depósito (*sink areas*) se caracterizan por bajos valores de dicha razón (Lim *et al.*, 2006; Mahiques *et al.*, 2009). Las razones mencionadas son utilizadas entonces como *proxies* regionales para la señal de entrada fluvial en la plataforma continental uruguaya interna.

1.3 Proxies de paleoproductividad y transporte

La productividad marina puede ser definida como la absorción de carbono inorgánico disuelto y su subsecuente secuestro en forma de compuestos orgánicos por productores primarios marinos (Paytan, 2006). Así, variaciones en la productividad marina pueden alterar concentraciones de dióxido de carbono atmosférico (CO₂ atm), influenciando consecuentemente el clima. Mix (1989) atribuye el aumento de la productividad biológica en los océanos durante períodos glaciales, como la principal forzante de los cambios en las concentraciones de CO₂ atm, observadas en testigos de hielo durante períodos glaciales e interglaciales. La reconstrucción de la paleoproductividad funciona como herramienta en la comprensión de la historia de la circulación oceánica y del clima (Wefer *et al.*, 1999; Herguera, 2000). Como indicadores ambientales utilizados en estudios de paleoproductividad pueden ser citados, además del C_{org}, N_{tot} y la concentración del CaCO₃ (predominantemente caparazones de foraminíferos y cocolitofóridos), los indicadores geoquímicos (i.e Ca, Ba, y razón Al/Ti; Goldberg & Arrhenius, 1958; Broecker, 1982; Dymond *et al.*, 1992; Paytan *et al.*, 1993; Paytan & Kasner, 1996; Wefer *et al.*, 1999; Zabel *et al.*, 1999; Mahiques *et al.*, 2009).

Ba es uno de los *proxies* más ampliamente utilizados para estimar la producción paterna marina. La barita marina (BaSO₄), el principal compuesto que contiene Ba en la columna de agua está relacionada al flujo de carbono (Zabel *et al.*, 1999; Paytan, 2006).

El Ba encontrado en el sedimento marino puede presentarse bajo dos formas: como silicato, proveniente de aporte continental, y bajo la forma de barita, asociada al material orgánico. De esta forma, para que este indicador sea usado en estimaciones de paleoproductividad, es necesario distinguir el Ba biogénico del Ba proveniente del continente en el sedimento. Debido a que no hay un valor de Ba de fondo regional, se consideraron los valores de Ba totales (bario biogénico + bario terrígeno). De acuerdo con Mahiques *et al.* (2009) las razones Ba/Ca y Ba/Ti pueden ser utilizadas como *proxies* de paleoproductividad para la región. Sin embargo, su utilización aún se encuentra bajo discusión (Mahiques *et al.*, 2009) y presenta como principales limitaciones el aporte de Ba terrígeno y su posible removilización diagenética (Moreno *et al.*, 2004).

1.4 Granulometría

Para conocer el contexto sedimentológico local son extremadamente útiles los análisis de las propiedades físicas, litológicas y mineralógicas del sedimento (Mahiques *et al.*, 2004; Nittrouer *et al.*, 2007; Malinverno *et al.*, 2010; Bozzano *et al.*, 2010; Burone *et al.*, 2013; Franco-Fraguas *et al.* 2014). Estas propiedades permiten conocer la energía del ambiente, identificar las fuentes y transporte de sedimentos, inferir procesos sedimentarios locales y tasas de sedimentación.

La estrecha relación entre el flujo de carbono y partículas desde la superficie al fondo marino, la sedimentación, la hidrodinámica y la morfología del local hacen evidente la importancia de utilizar un enfoque holístico, tomando en cuenta todos estos aspectos, para la correcta interpretación de la productividad y paleoproductividad. Este tipo de estudio es considerado clave en los estudios de modelos climáticos (Nittrouer *et al.*, 2007; Malinverno *et al.*, 2010).

Por lo tanto, el análisis conjunto de los *proxies* mencionados anteriormente son una herramienta clave para la evaluación de los procesos de sedimentación a lo largo del tiempo, lo que permite tanto la mejora de las reconstrucciones paleoceanográficas y la previsión de las condiciones futuras.

1.5 Hipótesis de trabajo

Las condiciones hidrodinámicas pasadas y actuales dejan su impronta en el sedimento. Existen estudios que describen las características climáticas y oceanográficas durante la época glacial (Pleistoceno – UMG) donde las masas antárticas tenían mayor influencia en la región comparado con el presente. Además, la CBM migró hacia la posición más septentrional que coincidió con el nivel más bajo del mar seguido de transgresiones hasta alcanzar el nivel actual del mar. Considerando lo anteriormente mencionado, esperamos observar las características de estos cambios hidrodinámicos desde las

condiciones más frías a las actuales reflejado en el sedimento a lo largo del testigo en estudio.

1.6 Objetivos

El objetivo general del presente trabajo es identificar cambios paleoceanográficos y paleoclimáticos ocurridos en el Atlántico Sudoccidental (Margen Continental Uruguayo; MCU) durante el Cuaternario (Pleistoceno tardío, UMG y Holoceno) a partir de la integración de diversos *proxies*.

Respecto a los objetivos específicos se plantea:

Evaluar posibles migraciones de la confluencia Brasil-Malvinas.

Analizar los posibles cambios de la fuente de sedimentos (continentales vs marino).

Como consecuencia, se contribuirá con el conocimiento de la Zona Económica Exclusiva (ZEE) uruguaya mediante la caracterización del ambiente sedimentario e hidrológico. Los resultados aquí obtenidos se utilizarán para alimentar los modelos conceptuales que el grupo Ciencia y Tecnología Marina (CINCYTEMA) viene desarrollando para el MCU.

1.7 Área de estudio

1.7.1 Hidrodinámica

Desde el punto de vista de la hidrodinámica, el Margen Atlántico Sudoccidental (MAS) se caracteriza por una hidrografía compleja. Además, el MAS es reconocido como una de las regiones más productivas y energéticas en el mundo. El sistema está dominado por la confluencia de corrientes con propiedades termohalinas contrastantes, a saber, hacia el sur fluye la Corriente de Brasil (CB), la corriente de Malvinas fluye hacia el norte (CM; Schmid & Garzoli, 2009), y la desembocadura del Río de la Plata (RdIP), que descarga agua dulce de la segunda cuenca hidrográfica más grande en América del Sur (valor medio de 22.000 m³/s; Framiñán & Brown, 1996) (Figura 1). La convergencia Brasil Malvinas (CBM) presenta variabilidad estacional e interanual dependiendo del régimen del viento. En este sentido, la CBM ocurre próximo de los 39° S en invierno y cerca de los 36° S en verano con una posición media alrededor de los 38° S (Schmid & Garzoli, 2009; Tomczak & Goldfrey 2003).

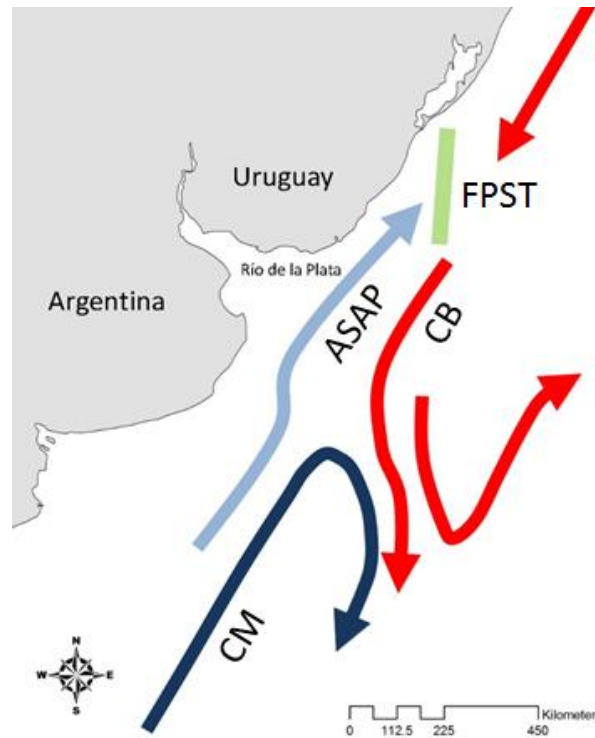


Figura 1. Representación de la circulación regional de la plataforma y talud continental del Atlántico Sudoccidental. ASAP: Aguas Sud-Antárticas de la Plataforma; FPST: Frente de plataforma Subtropical; CBM: Confluencia Brasil-Malvinas. Imagen obtenida de Matano *et al.* (2010).

La CB, es una corriente con límite baroclínico que concentra su flujo principal hasta 500 metros de profundidad, transportando las aguas tropicales (AT; Emilson, 1961; Piola & Matano, 2001; Palma *et al.*, 2008; Franco-Fraguas *et al.*, 2014) en la superficie y debajo de esta, transporta Aguas Centrales del Atlántico Sur (ACAS; Emilson, 1961; Thomsen, 1962; Franco-Fraguas *et al.*, 2014). La CM es una corriente con un fuerte límite barotrópico que transporta horizontalmente Aguas Sub-Antárticas (ASA; Thomsen, 1962; en la superficie, y por debajo Aguas Intermedias Atlánticas (AIA; Tomczak & Godfrey, 1994; Piola *et al.*, 2000; Matano *et al.*, 2010). El AIA fluye hacia el norte, pero también fluye hacia los polos por debajo de la CB, como consecuencia de la recirculación de esta masa de agua en el Giro Subtropical (Boebel *et al.*, 1999; Nuñez-Riboni *et al.*, 2005; Franco-Fraguas *et al.*, 2014). Más profundamente, las Aguas Profundas del Atlántico Norte fluyen hacia el sur (APAN; Sverdrup *et al.*, 1942; Piola *et al.*, 2000; Matano *et al.*, 2010) y constituyen la principal fuente de ventilación del océano por debajo de la termoclina (Silveira *et al.*, 2000; Piola & Matano, 2001).

La extensión de la CBM sobre la plataforma es conocida como el Frente de Plataforma Subtropical (FPST; Figura1), que separa las aguas subantárticas y subtropicales (Piola *et al.*, 2000). A lo largo de la plataforma continental las Aguas Subtropicales (ASTP) y

Aguas Subantárticas (ASAP) se desplazan hacia el sur y hacia el norte, respectivamente, y se diluyen por la contribución continental del RdIP y la Laguna de los Patos. Esta confluencia de masas de agua en el FSTP, presumiblemente se separan en alta mar (Piola *et al.*, 2000; Franco-Fraguas *et al.*, 2014). En consecuencia, el FSTP se considera un componente crítico del proceso oceanográfico que conecta la plataforma del sudoeste del Atlántico al océano profundo (Piola *et al.*, 2000; Matano *et al.*, 2010).

De acuerdo con Piola *et al.* (2000) y Möller Jr. *et al.* (2008) el FSTP parece permanecer en latitud estable durante todo el año, y se extiende entre los 32° S, a una profundidad en la columna de agua de 50 metros y 36° S sobre el borde de la plataforma. No obstante, un estudio realizado recientemente por Rabellino (2016) demuestra que el frente puede presentar momentos de discontinuidad a lo largo del año y resultar permeable para el pasaje de larvas de peces. En el océano abierto y en el CBM, la CB se separa del margen continental y converge con CM, mientras que las masas de agua se desplazan en alta mar y fluyen como parte del Giro Subtropical Atlántico Sur (Piola *et al.*, 2000; Schmid & Garzoli, 2009; Matano *et al.*, 2010; Franco-Fraguas *et al.*, 2016).

Por otra parte, el sistema de circulación regional experimenta un cambio latitudinal estacional en respuesta a los regímenes del viento (Piola *et al.*, 2005, 2008; Möller Jr. *et al.*, 2008; Schmid & Garzoli, 2009). En la superficie, la baja salinidad de la pluma del RdIP se desplaza hacia el norte a lo largo del interior de la plataforma continental uruguaya durante el invierno austral, pero durante el verano y eventos del Niño la misma se extiende a lo largo de todo el margen superior continental (Piola *et al.*, 2000, 2005; Möller Jr. *et al.*, 2008; De Mello *et al.*, 2014; Franco-Fraguas *et al.*, 2014; 2016).

1.7.2 Contexto geomorfológico y sedimentario

El Margen Atlántico Sudoccidental comprende tres dominios fisiográficos: una extensa plataforma continental que se ensancha hacia el margen argentino (aproximadamente 200 kilómetros; Urien & Ewing, 1974), un talud con una pendiente pronunciada y una extensa elevación continental (Ewing *et al.*, 1963; Urien & Ewing, 1974; Violante *et al.*, 2010; Franco-Fraguas *et al.*, 2014; Burone *et al.*, 2018). La plataforma continental está dominada por una cobertura de arena relictas que se ha depositado en ambientes litorales, de barrera y de estuarios y vuelto a depositar durante los varios eventos transgresivos-regresivos del Cenozoico (Urien *et al.*, 1980; Franco-Fraguas *et al.*, 2014; Burone *et al.*, 2018). La distribución del sedimento está estrechamente asociada a la circulación regional. Los sedimentos de origen Pampeano-Patagónicos se distribuyen a lo largo del margen argentino hasta la desembocadura del RdIP y son transportados hacia el norte por la CM (Etchichury & Remiro, 1963; Mahiques *et al.*, 2008; Franco-Fraguas *et al.*, 2014). Franco-Fraguas *et al.* (2014) describieron la configuración morfológica general y el patrón sedimentológico en la superficie del talud del Margen Continental Uruguayo (MCU). Los autores destacan procesos sedimentarios complejos

los cuales fueron configurados en tiempos glaciales e interglaciales y que se caracterizan por un ambiente sedimentario altamente heterogéneo en la superficie. Este ambiente sedimentario estaría controlado tanto por la hidrología moderna, así como por la configuración del talud; además de un gran sistema de cañones submarinos.

Una característica distintiva del MCU, son los Sistemas de Cañones Submarinos (SCS_s) que fueron descritos primeramente por Lonardi & Ewin (1971) entre los 35° y 38° S. Un Sistema Deposicional Contornítico (SDC) bien desarrollado que exhibe características erosivas (terrazas y canales) y depositacionales (*drifts*) asociadas con la acción de diferentes masas de agua subantárticas y sus interfaces. Estos procesos longitudinales dejan su impronta en la sedimentación superficial (Frenz *et al.*, 2003; Bozzano *et al.*, 2011; Franco-Fraguas *et al.*, 2016) y subsuperficial (Frenz *et al.*, 2003; Bozzano *et al.*, 2011). Utilizando datos batimétricos y perfiles de reflexión sísmica 2D y 3D, Hernández-Molina *et al.* (2016), proporcionaron recientemente una descripción detallada de la configuración del MCU (mapa morfosedimentario), lo que demuestra que existen, procesos erosivos, depositacionales, procesos longitudinales (depósitos de gravedad) y paralelos (depósitos contorníticos). Estos procesos vienen modelando el margen continental a través del desplazamiento de masas de agua desde el Eoceno hasta el presente. De acuerdo con estos autores, las características contorníticas presentan buena prolongación con el SDC del Margen del Atlántico Sudoccidental y se desvanecen hacia el norte en respuesta a la acción de las corrientes del fondo durante la migración de la CBM en la época glacial.

Las terrazas de contorno son las características morfológicas principales que se desarrollan durante las fases de depositación y erosión a largo plazo del margen y tienen una sutil inclinación hacia el mar que aumenta su ángulo distalmente. Se identifican cinco terrazas que fueron formadas en asociación con interfases de masas de agua más o menos lateralmente continuas a diferentes intervalos de profundidad a lo largo del talud que son referidas de T0 a T4. En el talud superior se encuentran la T0 y T1 con aproximadamente 0,25 y entre 0,5 y 0,6 km de ancho respectivamente, la T2 entre 1,2 y 1,5 km de ancho aproximadamente en el talud medio, la T3 en el talud inferior con aproximadamente 2,5 km de ancho, y en la base el talud la T4 con aproximadamente 3,5 km de ancho. La T4 es la terraza más profunda y muestra una continuidad lateral a lo largo de la base del talud, excepto cuando está cortada por depósitos de transporte de sedimentos (DTS). Dado que los DTS son dominantes en el sector norte, la terraza T4 es más evidente en el sector sur. La terraza T4 parece representar una extensión de una terraza identificada a lo largo del margen argentino que se conoce como la Terraza de Necochea (Preu *et al.*, 2013; Hernández-Molina *et al.*, 2016). En dicha terraza, se ha descrito un campo de socavación combinado y grandes *furrors* individuales paralelos al margen, que alcanzan los 400 m de largo y 250

m de ancho (Thompson *et al.*, 2015; Hernández-Molina *et al.*, 2016). La T4 coincide con el rango de profundidad propuesto de la interfaz ACPI-APA durante las épocas glaciales anteriores (Preu *et al.*, 2013; Hernández-Molina *et al.*, 2016). Estos autores sugieren así, que esta terraza se formó principalmente durante los períodos glaciales.

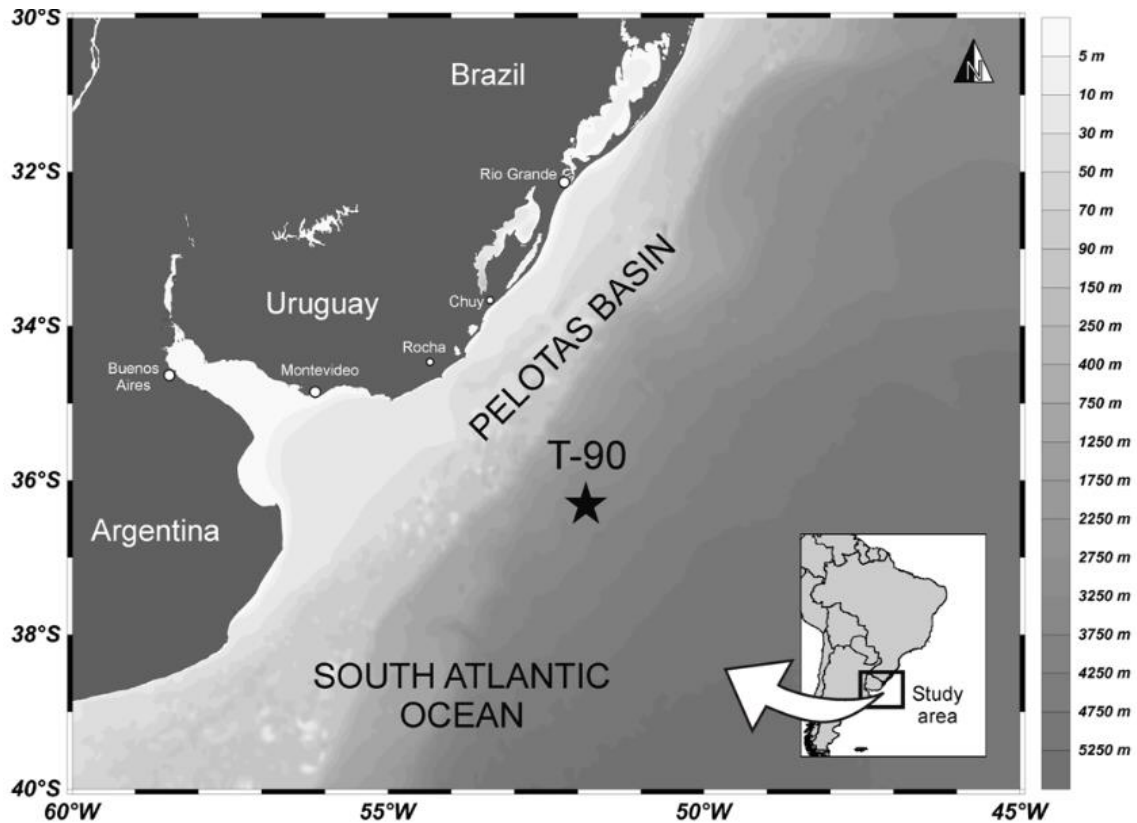


Figura 2. Área de estudio ubicada en la Zona Económica Exclusiva del Uruguay (ZEE) mostrando ubicación del testigo T90.

Por todo lo expuesto anteriormente, el MCU es una región clave en términos de circulación regional, especialmente para entender el control oceanográfico en dicho margen. A pesar de la importancia de este complejo sistema hidrológico regional, los procesos dinámicos que rigen la circulación del MCU y la sedimentación son aún poco conocidos (Matano *et al.*, 2010; Franco-Fraguas *et al.*, 2014; Burone *et al.*, 2018).

2. MATERIALES Y MÉTODOS

El material de estudio consta de un testigo de sedimento de 372 cm de recuperación extraído con un *gravity corer* por la petrolera TOTAL en el año 2014. El mismo se localiza en el talud inferior del MCU (T90: 51°86'74" W - 36°31'25" S, profundidad 3,237 m de lámina de agua) (Figura 2).

En primer lugar, se realizó la descripción *in visu* del testigo. El testigo fue submuestreado cada 10 centímetros de profundidad. No se trabajó con el intervalo de 130 a 170 centímetros por razones vinculadas a problemas durante el submuestreo. La cantidad de muestras utilizadas en este trabajo fue de 36 muestras. Las muestras fueron inmediatamente congeladas y luego secadas en estufa a 40° C.

Para determinar la cronología se realizaron dataciones radiométricas por AMS ^{14}C en materia orgánica. Se utilizaron aproximadamente 7 grs de sedimento y las muestras utilizadas correspondieron a los 2,5, 82 y 101 cm de profundidad. Dichos análisis fueron realizados en el laboratorio Beta Analytic Inc. (Miami/EUA). La calibración de las edades del radiocarbono se realizó con el programa BetaCal 3.21 y el método SHCal13 (Hogg *et al.*, 2013). Se aplicó una corrección para un efecto de reservorio regional de $\Delta R = 82.0 \pm 46$. El resto del testigo no fue datado aún por falta de recursos para cubrir dichos análisis.

2.1 Análisis granulométrico

El análisis granulométrico se realizó en el Laboratorio de Sedimentación en Márgenes Continentales (LAMA) del Instituto Oceanográfico (IO-USP) de la Universidad de Sao Paulo.

En principio, se separaron de cada muestra 1,5 gramos de sedimento los cuales fueron atacados con peróxido de hidrogeno (H_2O_2) para eliminar la materia orgánica. Luego de aproximadamente 24 horas, se retiró el sobrenadante de las muestras con el fin de adicionar una solución 1M de ácido clorhídrico (HCl) para decarbonatar las submuestras. Luego de 24 horas, se retiró el sobrenadante de la solución de HCl y las submuestras fueron lavadas tres veces con agua de-ionizada. Por último, el análisis granulométrico y elemental de la materia orgánica se efectuó con auxilio de un sedimentómetro láser Malvern Mastersizer 2000. Las fracciones de tamaño de las partículas se analizaron según la escala Wentworth (Wentworth, 1922 *in* Suguio, 2003).

2.2 Análisis de Carbono Orgánico y Nitrógeno Total

Los porcentajes de C_{org} , N_{tot} y los isótopos estables de la materia orgánica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$) presentes en el sedimento se determinaron utilizando un equipo Finnigan Delta V Plus acoplado con un *Costech Elemental Analyser*. Específicamente para la lectura del $\delta^{13}\text{C}$ y del % C_{org} , se eliminó de las muestras el CaCO_3 usando HCl. El CaCO_3 fue cuantificado posteriormente por diferencia de masa (pré y pos-ataque del material).

Para analizar el carbono orgánico total y la relación isotópica del carbono orgánico, se utilizaron aproximadamente 10 mg de sedimento libres de CaCO_3 . Dicho material fue colocado en cartuchos de estaño y sometido a análisis elemental e isotópico con un analizador elemental *Costech Instruments Elemental Combustion System* acoplado al

detector de espectrometría de masas de relaciones isotópicas *Thermo Scientific Delta V Advantage Isotope Ratio MS* (EA-IRMS). Para la determinación de nitrógeno total y su relación isotópica, se repitió el procedimiento anterior, pero utilizando sedimento sin la eliminación de CaCO_3 . Dichos análisis se realizaron en el Laboratorio de Química Orgánica Marina (LabQOM) Instituto Oceanográfico de la USP.

El carbono orgánico y el nitrógeno total se expresaron en porcentaje. Esta relación se obtiene de la siguiente expresión:

$\% \text{ muestra} = (\% \text{ estándar} \times \text{masa estándar} / \text{área estándar}) \times \text{área de la muestra}$

Las relaciones isotópicas se expresan en $\delta (\text{‰}) = [(R \text{ muestra} / R \text{ estándar})^{-1}] \times 1000$

donde:

R muestra: isotópica relación medida en la muestra

R estándar: relación isotópica medida en la norma de referencia.

La calibración para el análisis isotópico se realizó con los estándares USGS-40 y certificado IAEA-600.

2.3 Análisis de Elementos

El análisis de elementos Al, Ba, Ca, Fe, Ti, y K fue realizado a través de la técnica ICP-OES en el Laboratorio de Química Inorgánica Marina (LAQIMAR) del IO-USP. Para ello aproximadamente 1 g de sedimento seco fue sometido a la digestión con 10 mL de HNO_3 (1:1) a 95°C por 15 minutos. Después del enfriamiento, se añadieron más 5 mL de HNO_3 concentrado y la solución fue calentada por 30 minutos. Esta segunda etapa fue repetida hasta que la digestión de la muestra estaba completa. Cerca de 2 mL de agua y 3 mL de H_2O_2 (30%) fueron añadidos durante el calentamiento hasta que la materia orgánica fuera totalmente eliminada. La solución fue filtrada con un filtro Whatman 41, y 10mL de HCl concentrado fueron adicionados. Finalmente, la solución fue filtrada nuevamente usando un filtro Whatman 41 y el filtrado fue recogido en un frasco volumétrico de 100 mL. La solución resultante fue analizada en un equipo *Perkin Elmer Model 2100 DV ICP-OES*.

2.4 Análisis Estadísticos

Para ordenar espacialmente las muestras en función de las variables se realizó un Análisis de Componentes Principales (ACP). Previamente se construyó una matriz con los parámetros analizados y las profundidades que incluyen, además, los primeros 10 centímetros del testigo. La matriz fue normalizada y centralizada. El programa utilizado fue el *Paleontological Statistics Version 3.23*.

2.5 Comparativas con estudios anteriores en la región

Se compararon los resultados con estudios en el MCU del Río de la Plata y el Talud medio y superior por Burone *et al.* (2013) y Franco Fraguas *et al.* (2014), respectivamente. Se realizaron dos tablas comparativas con el fin de sintetizar los resultados.

Tabla 1. Tabla comparativa de resultados del Río de la Plata y del Talud superior y medio para el Margen Continental Uruguayo para *proxies* de origen de la materia orgánica.

<i>Proxies</i> origen de materia orgánica	Resultados de Burone <i>et al.</i> (2013) (RdLP)	Resultados de Franco-Fraguas <i>et al.</i> (2014) (Talud superior y medio)
$\delta^{13}\text{C}$	-23,7 a -21,1	-20,0 a -22,9
$\delta^{15}\text{N}$	2,9 a 5,6	3,0 a 7,1
C/N	6,0 a 8,0	2,3 a 10,4

Tabla 2. Tabla comparativa de resultados del Río de la Plata y del Talud superior y medio para el Margen Continental Uruguayo para *proxies* de paleoproduktividad.

<i>Proxies</i> origen de materia orgánica	Resultados de Burone <i>et al.</i> (2013) (RdLP)	Resultados de Franco-Fraguas <i>et al.</i> (2014) (Talud superior y medio)
CaCO_3	5,8 a 22,8	3,66 a 32,86
C_{org}	0,05 a 1,20	0,46 a 5,93
N_{tot}	0,02 a 0,16	0,13 a 0,62
Ba	387 a 483	313 a 438

Además, se compararon los resultados con estudios de Razik *et al.*, 2015 para la región.

Tabla 3. Tabla comparativa de resultados de Razik *et al.*, 2015 para la región de la razón Fe/K como *Proxie* de origen de los aportes del sedimento.

<i>Proxie</i>	Pluma del Plata	Plataforma Pampeana	Talud Pampeano
Fe/K	2,42	1,26	1,82

3. RESULTADOS

3.1 Cronología

Los datos obtenidos a través de la datación radiométrica por ^{14}C revelan que el sedimento a los 100 cm de profundidad presenta una edad de aproximadamente 14240 (± 40) años cal AP correspondiendo al Pleistoceno tardío. El centímetro 80 presenta una edad de aproximadamente 7640 (± 40) años cal AP correspondiendo al Holoceno medio.

En esta primera etapa de trabajo (y hasta no contar con el total de las dataciones previstas para un futuro próximo) se divide al testigo en tres grandes intervalos, siendo dos períodos con características paleoceanográficas diferentes (Período I y Período II), separados por una Zona de Contacto (C). El primero (Período I) está definido desde la base hasta los 100 cm. Luego se define una Zona de Contacto entre el centímetro 100 y el 80, con las profundidades 90 cm y 80 cm; y por último se define al Período II desde 70 cm hasta el tope del testigo.

3.2 Descripción *in visu* del testigo

3.2.1 Período I

En esta porción del testigo se observa material limoso. Entre el centímetro 372 y el 240 el material se presenta como fango compacto y se observan lentes negras de materia orgánica. Desde el centímetro 227 hacia el 175 se observa material limoso mezclado con arena media e intercalación de lentes oscuros de materia orgánica y huecos que podrían relacionarse a escapes de gas. Hacia el tope se observa material oscuro que entre los centímetros 140 y 110 se presenta en laminaciones plano-paralelas. En el centímetro 100 se observan restos de CaCO_3 (Figura 3).

3.2.2 Zona de Contacto

Entre los centímetros 100 y 80 se observa un cambio en el sedimento el cual pasa a estar representado por arena media a lo largo de este período. Restos de CaCO_3 se intercalan a los 85 centímetros (Figura 3).

3.2.3 Período II

El material se torna nuevamente limoso y se intercala arena media hasta el tope del testigo. En el centímetro 74 se observa un contacto que podría relacionarse con sedimento limoso compactado de color oscuro. Además, a los 54 centímetros se registra la presencia de lentes oscuros (Figura 3).

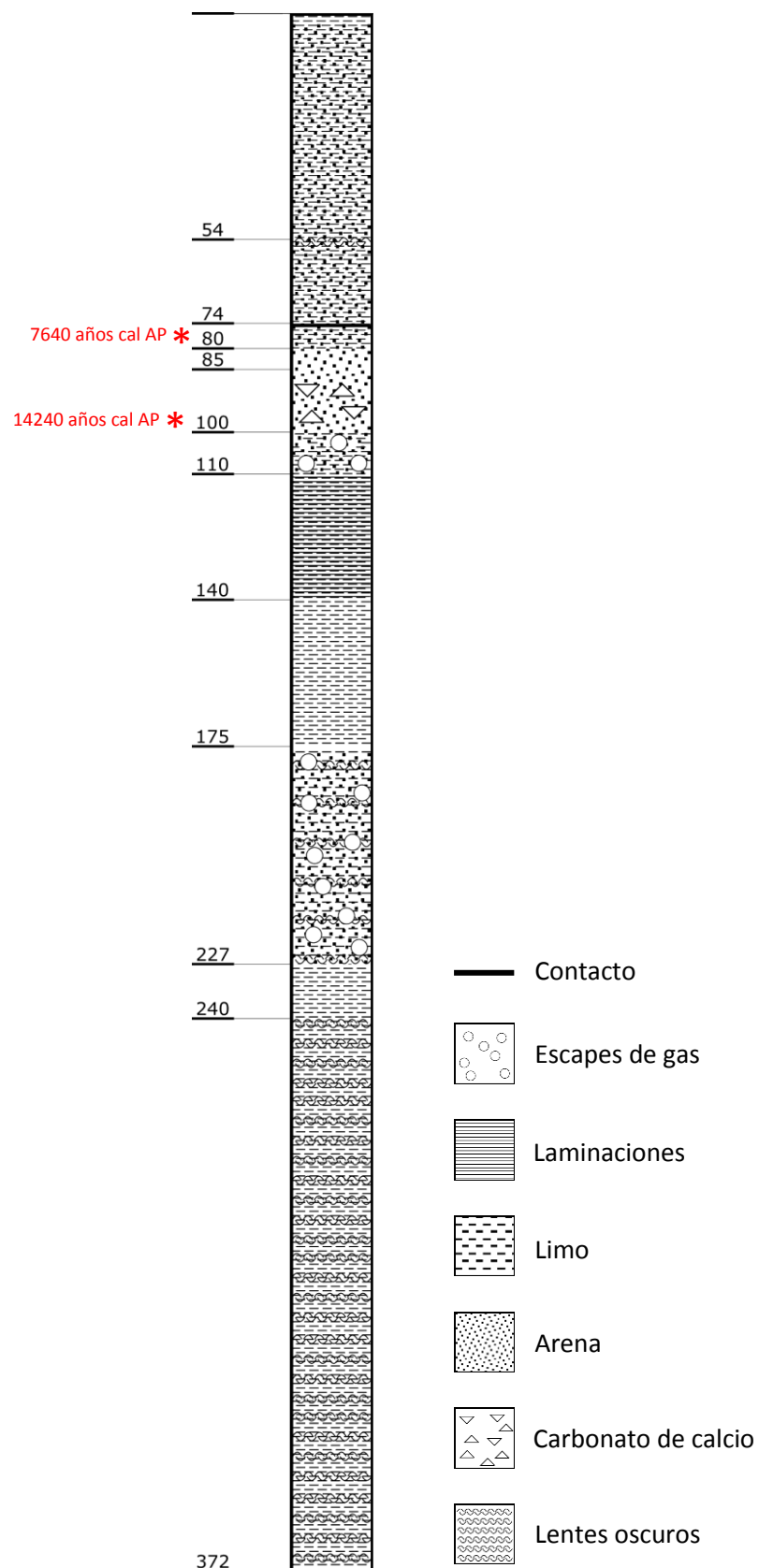


Figura 3. Representación *in visu* del testigo T90. Los asteriscos rojos representan los centímetros que fueron datados con los años correspondientes.

3.3 Resultados laboratorio

3.3.1 Período I

Durante este período como ya fue descrito en el ítem anterior el sedimento es de color oscuro y compactado. El porcentaje de limo es la fracción predominante en el sedimento (valores entre 67,15 y 78,81%), seguido de la arcilla (12,9 y 27,9%) y arena (0,96 y 19,14%) (Figura 4I).

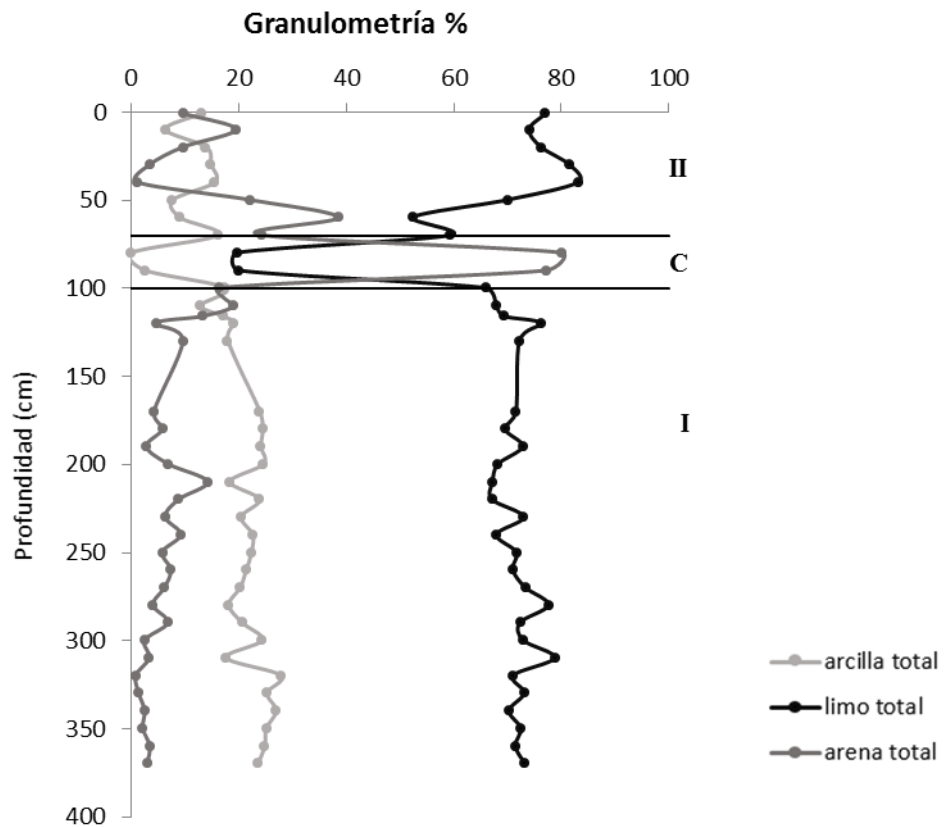


Figura 4. Granulometría vs profundidad del T90 separada por períodos uno (I), Zona de Contacto (C) y dos (II) .

La razón C/N muestra valores indicativos de ambientes marinos (3,17 y 7,55) con excepción del centímetro 240 que presentó un valor de 17,41 (Figura 5aI). También los valores del isótopo estable de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) indican origen marino de la materia orgánica (entre -22,93 y -20,36) y nuevamente el centímetro 240 presenta un valor indicativo de influencia continental (-28,68) (Figura 5bI). Por su parte los isótopos de nitrógeno ($\delta^{15}\text{N}$) presentan valores que tienden a ser terrestres (entre 2,16 y 5,22) comparado con los valores del Período II que más adelante se presentarán (Figura 5cI).

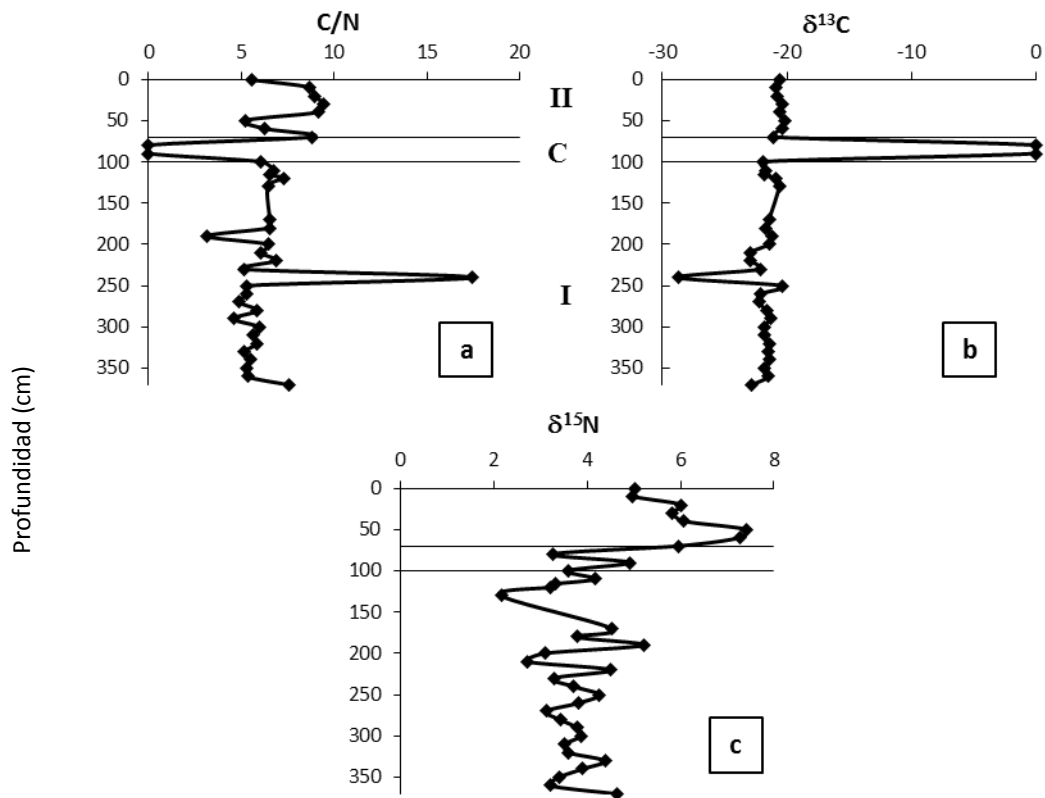


Figura 5. *Proxies* del origen de la materia orgánica vs profundidad para el T90 separados por Períodos uno (I), Zona de contacto (C) y Período dos (II) .

En general todos los *proxies* de aporte terrígeno vs marino del sedimento como las razones Fe/Ca (entre 1,98 y 3,72) (Figura 6cI), Ti/Ca (entre 0,21 y 0,37) (Figura 6dI), y las tendencias en las concentraciones de los elementos Ti (con valores entre 1712,08 y 2636,74 mg/Kg) (Figura 6bI) y Fe (15616,9 y 25283,5 mg/Kg) (Figura 6aI) indican aportes de origen terrígeno para este intervalo.

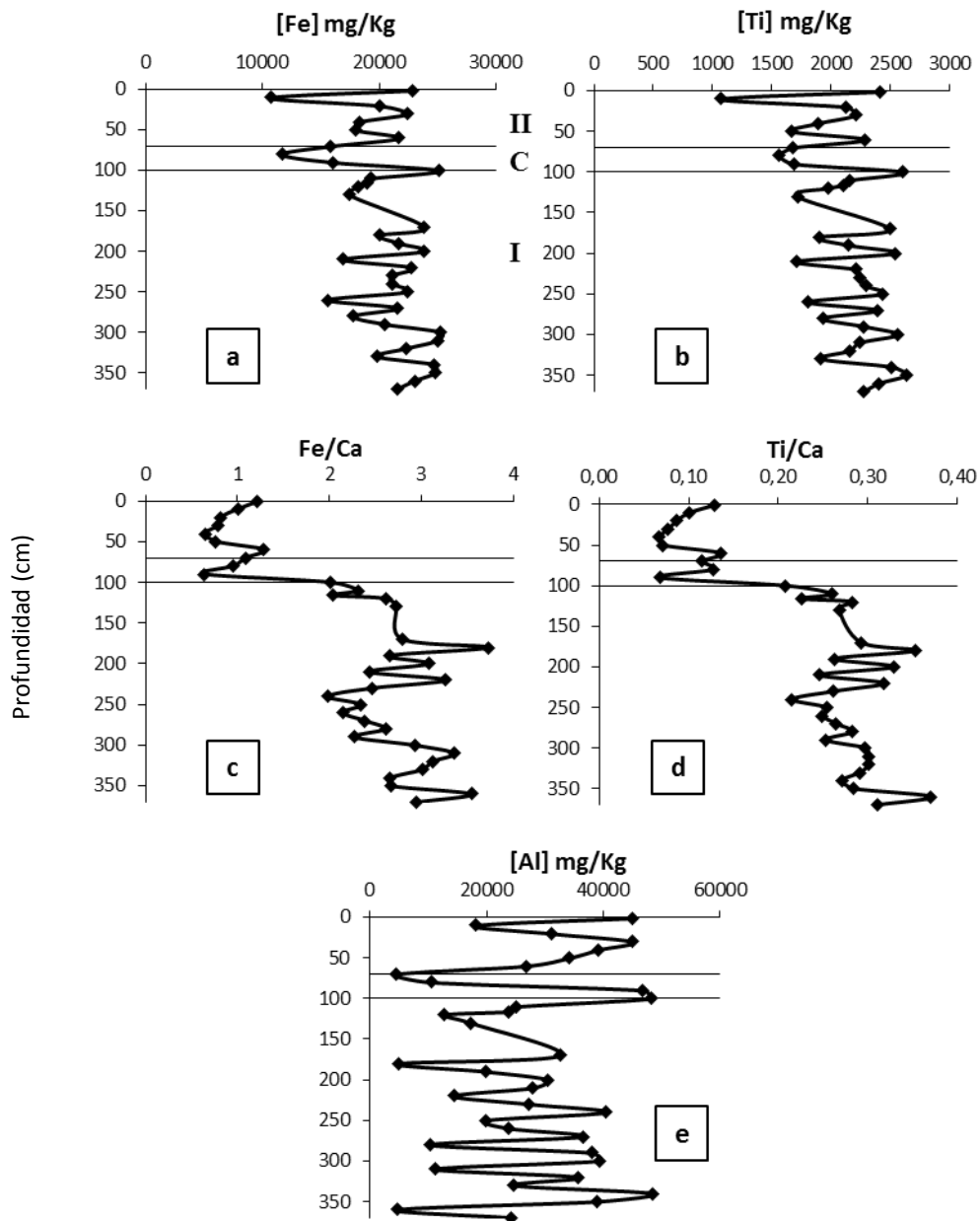


Figura 6. Proxies de aporte terrígeno vs marino del sedimento vs profundidad para el T90 separados por Período uno (I), Zona de Contacto (C) y Período dos (II) .

Por otro lado, el Al (Figura 6eI) y la razón Ti/Al (Figura 7bI) no presentan una clara tendencia. Por su parte la razón Fe/K presenta valores entre 2,13 y 3,34 (Figura 7aI).

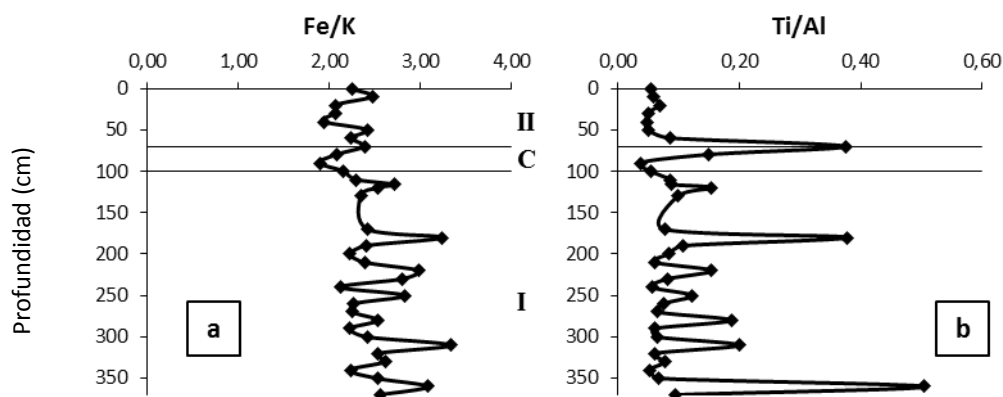


Figura 7. Proxies identificación del origen del sedimento vs profundidad para el T90 separados por Período uno (I), Zona de Contacto (C) y Período dos (II) .

La distribución de los indicadores geoquímicos de paleoproduktividad con valores para Ba (entre 173,30 y 338,26 mg/Kg) (Figura 8aI), Ca (entre 5382,75 y 12518,5 mg/Kg) (Figura 8bI), CaCO_3 (entre 6,72 y 12,12%) (Figura 8cI), C_{org} (entre 0,36 y 1,26%) (Figura 8dI), N_{tot} (entre 0,07 y 0,16%) (Figura 8eI) y la razón Ba/Ti (entre 0,08 y 0,15) (Figura 8fI) resultan menores a los observados durante el Período II y serán presentados más adelante. Por el contrario, la distribución razón Ba/Ca (entre 0,020 y 0,044) (Figura 8gI) resulta mayor a la observada en el Período I. El C_{org} y el N_{tot} presentan un patrón de distribución similar. El porcentaje de CaCO_3 tiene una tendencia semejante a la distribución presentada por el C_{org} y el N_{tot} aunque muestra un aumento en la base del testigo entre los centímetros 370 y 330 con valores entre 8,11% y 12,12%. Por otra parte, la razón Al/Ti no muestran una tendencia clara (Figura 8hI).

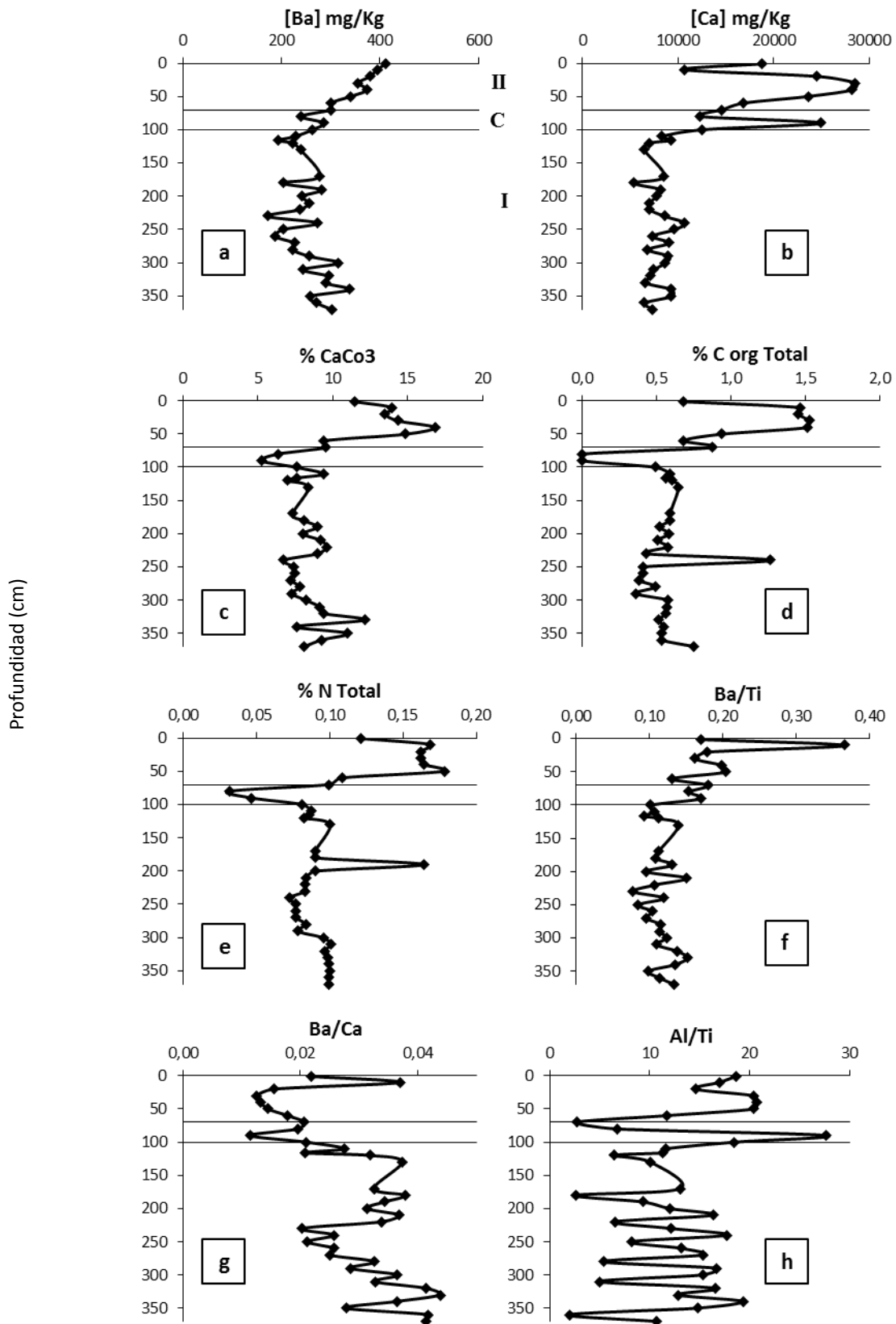


Figura 8. Proxies de paleoproduktivitat vs profunditat per al T90 separats per Período uno (I), Zona de Contacte (C) i Período dos (II).

3.3.2 Zona de Contacto

La Zona de Contacto se caracteriza por un cambio abrupto en el tamaño del sedimento y se localiza entre los centímetros 100 y 80 del testigo. La arena es el componente dominante del sedimento con valores entre 77,31% y 80,12% seguida del limo con porcentajes entre 19,88 y 20,15% y luego la arcilla con porcentajes entre 0 y 2,53% (Figura 4C). Cabe resaltar que en la descripción *in visu* se observa un patrón grano creciente ascendente entre los 110 y los 100 centímetros. Entre los 100 y 85 centímetros hay presencia de arena y restos bioclásticos (CaCO_3 con valores entre 6,33 y 7,58%).

El C_{org} no resultó detectable (Figura 8dC) y así tampoco se obtuvieron resultados de los $\delta^{13}\text{C}$ en el sedimento (Figura 5bC). Por lo tanto, la razón C/N no pudo ser calculada resultando con valores de 0 para las profundidades 80 y 90 cm (Figura 5aC). El $\delta^{15}\text{N}$, a estas profundidades resultó con los valores más bajos para el testigo con 3,26 y 4,90 para las profundidades 80 y 90, respectivamente (Figura 5cC).

Por su parte los *proxies* indicadores de paleoproduktividad como Ba, Ca y la razón Ba/Ti muestran una tendencia gradual en el aumento de la concentración desde el Período I hacia la Zona de Contacto (Figura 8 aC,bC,fC). Por el contrario, el CaCO_3 , el N_{tot} y la razón Ba/Ca muestran que la paleoproduktividad disminuye y luego aumenta hacia el Período II (Figura 8 cC,eC,gC). La razón Al/Ti no muestran una tendencia clara (Figura 8 hC).

Los valores de Ti y Fe varían entre 1565,56 a 1686,19 mg/kg y 11694,90 a 16066,70 mg/kg, respectivamente (Figura 6bC,6aC). Por su parte las razones Ti/Ca y Fe/Ca resultan en valores indicativos de aportes marinos y se muestran con la misma tendencia que Ti y Fe. El Al no muestra una tendencia clara y tampoco la razón Ti/Al (Figuras 6eC y 7bC). Respecto a la razón Fe/K se observan valores de 1,90 y 2,08 a los 90 y 80 cm respectivamente (Figura 7aC).

3.3.3 Período II

Este período se caracteriza por la predominancia de la fracción limo con valores entre 52,34 y 83,16 % seguida de la fracción arena con valores entre 1,28 y 38,59%. La arcilla presentó porcentajes que variaron entre 5,12 y 16,12% (Figura 3II) La contribución de arena es mayor que en el Período I y menor que en la Zona de Contacto.

Los valores de $\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{13}\text{C}$ resultan ser indicadores de origen marino con valores entre 4,16 a 7,41% y, -22,93 a -20,15%, respectivamente (Figura 5bII,5cII). La razón C/N varía entre 3,44 y 9,40 por lo que apunta también a un origen marino de la materia orgánica (Figura 5aII).

Las tendencias de las razones Fe/Ca (con valores entre 0,65 y 1,29) y Ti/Ca (con valores entre 0,067 y 0,14) resultan en aportes de origen marino. Los elementos Ti y Fe con valores entre 1075,68 a 2416,57 mg/Kg y 10715,3 a 22894,2 mg/Kg respectivamente, reflejan tendencias similares (Figura 6). El Al y la razón Ti/Al no resultan en una tendencia clara (Figura 6eII,7bII). Por otra parte, la razón Fe/K resulta en valores entre 1,94 y 2,74 (Figura 7aII).

Los valores para la concentración de N_{tot} oscilan entre 0,07% y 0,20% y para el C_{org} entre 0,25% y 1,86%. Las tendencias correspondientes al Ba (con valores entre 300,21 mg/Kg y 411,28 mg/Kg), Ca (con valores entre 10661 y 28515,5 mg/Kg), $CaCO_3$ (con valores entre 9,40 y 16,8%), razón Ba/Ti (con valores entre 0,13 y 0,37), C_{org} y N_{tot} muestran una productividad alta comparado con el Período I y la Zona de Contacto. Las tendencias para las razones Ba/Ca y Al/Ti no son claras (Figura 8gII,8hII).

3.4 Análisis de componentes principales (ACP)

El ACP permitió diferenciar tres grandes grupos: Grupo I, Grupo II y Grupo III (Figura 9).

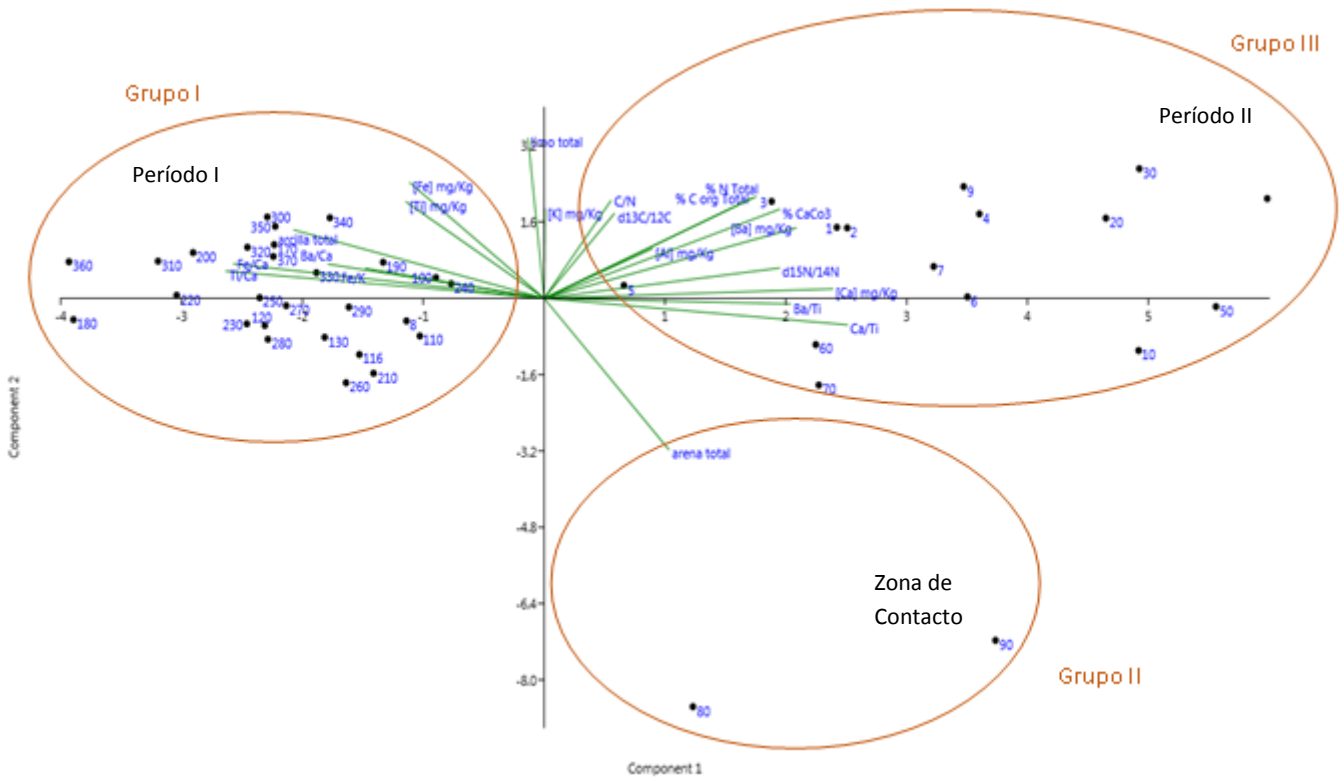


Figura 9. Análisis de componentes principales (ACP) mostrando tres grandes grupos donde cada uno está diferenciado por distintas profundidades y variables.

El Grupo I engloba las profundidades comprendidas entre la base y el centímetro 100, además del centímetro 8. Está determinado por las concentraciones de Fe, Ti, arcilla

total y las razones Fe/K, Ba/Ca, Fe/Ca, Ti/Ca. Este grupo se correspondería al Período I (Figura 9).

El Grupo II está compuesto por los centímetros 80 y 90 y la variable que lo define es el contenido de arena total. Este grupo corresponde a la Zona de Contacto definido previamente (Figura 9).

El Grupo III comprende las profundidades comprendidas entre el centímetro 70 y el tope del testigo representando el Período II. El mismo está definido por las variables N_{tot} , $\%CaCO_3$, C_{org} , Ba, Ca, $\delta^{15}N$, y las razones Ba/Ti y Ca/Ti. Se observa que la razón C/N y $\delta^{13}C$ no están directamente relacionados con las profundidades que definen a este grupo, sin embargo, al estar próximos al Grupo I, se tendrán en cuenta como influenciando este grupo (Figura 9).

Además, se observa que el limo total y el K no estarían directamente relacionados con ninguna profundidad, sin embargo, son contrarios a relacionarse con las profundidades del Grupo II (90 y 80) (Figura 9).

4 DISCUSIÓN

El análisis de datos sedimentológicos y geoquímicos permitió inferir variaciones temporales del aporte de sedimento, de la paleoproductividad y cambios en la hidrodinámica en el MCU. Así, fueron reconocidos en esta etapa del trabajo tres fases las cuales serán discutidas en función de la variabilidad climática, cambios en la hidrodinámica y en el nivel del mar.

La primera fase corresponde al Período I desde la base del testigo (370 cm; sin datar) hasta los 100 cm de profundidad con una edad de 14240 años cal AP. Durante esta fase las altas concentraciones de arcilla y limo sugieren un ambiente con bajas condiciones energéticas favorables a la depositación.

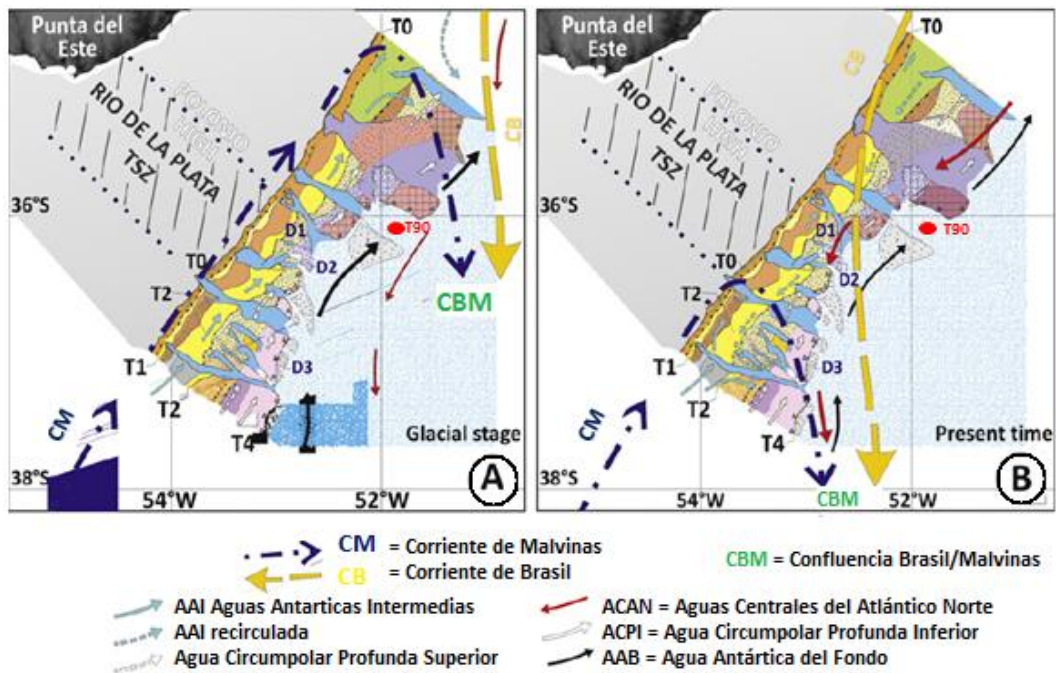


Figura 10. Figura modificada de Hernández-Molina *et al.*, 2016. A ilustra las condiciones hidrodinámicas de la época glacial (Pleistoceno) y B las del tiempo presente indicando la ubicación del testigo T90. Se indica la ubicación de masas de agua e intensidad de corrientes (según el tamaño de las flechas).

Esto puede estar correlacionado con las condiciones climáticas y oceanográficas del Pleistoceno y especialmente del UMG. De acuerdo con CLIMAP (1981) las temperaturas superficiales del agua de mar en la región durante las épocas glaciales fueron entre 2 y 4°C menores que las actuales. Esas diferencias afectaron los procesos de evaporación de las aguas marinas y la circulación oceánica.

En este sentido, la región donde se encuentra localizado el T90 fue definida por Hernández-Molina *et al.*, (2016) como una terraza contornítica (T4) que actualmente está bajo la influencia del Agua Circumpolar Profunda Inferior (ACPI) ($S < 34,8$; $O_2 < 5$ ml/l) que fluye hacia el norte. No obstante, durante épocas glaciales (Pleistoceno), las condiciones hidrodinámicas fueron diferentes y dicha región estuvo bajo la acción del Agua Profunda Antártica (APA) (AABW) menos energética que el Agua Circumpolar Profunda (ACP) (Preu *et al.*, 2013; Hernández-Molina *et al.*, 2016; Figura 10A).

En este contexto, el nivel del mar estaba aproximadamente 200 m por debajo de la línea actual (Urien *et al.*, 1980) dejando expuesta la plataforma continental. El RdIP alcanzó en estas condiciones su posición más septentrional desembocando en el Cono del Río Grande do Sul (RGC) a la altura del quiebre de la plataforma generando un delta (Urien *et al.*, 1980; Cavallotto & Violante, 2005). La mayor proximidad de la desembocadura del RdIP durante condiciones glaciales sumada a las altas tasas de

sedimentación (aproximadamente 250 cm ka^{-1}) indican un suministro directo y alto de sedimentos finos platenses al RGC (Lantzsch *et al.*, 2014) que puede haber actuado como fuente para la región en estudio. Asimismo, el hecho de que el testigo T90 se encuentre localizado en la misma línea que el cañón José Pedro Varela SCS (Hernández-Molina *et al.*, 2016) pudo haber facilitado el ingreso de sedimentos terrígenos a la región. Asimismo, Berger & Wefer (1996) postularon para la última época glacial una intensificación en la circulación y un aumento en la distribución vertical de las masas de agua de origen Antártico en relación con las masas de agua del Atlántico Norte que alcanzan la región. A esto se debe sumar el desplazamiento de la zona de convergencia (CBM) hacia el norte migrando desde la latitud actual (38°) hasta los ($36,5^\circ$) (Laprida *et al.*, 2007, Groeneveld & Chiessi 2011; Preu *et al.*, 2013; Hernández-Molina *et al.*, 2015). Al mismo tiempo que la CBM se localizaba en su posición más septentrional también se encontraba desplazada hacia el *offshore* (Voigt *et al.*, 2015; Hernández-Molina *et al.*, 2015). Esta posición al norte y hacia el *offshore* de la CBM determinó condiciones menos energéticas que las actuales lo que puede haber favorecido el transporte de sedimentos finos del margen argentino (por la mayor influencia de aguas antárticas) pero también el aporte de sedimentos fluviales que provenían del RdIP ya que su desembocadura estaba próxima de la región.

Lo mencionado anteriormente podría explicar que en general todos los *proxies* de aporte terrígeno vs marino del sedimento (Fe/Ca; Ti/Ca; Ti y Fe; Adegbie *et al.*, 2003; Martins *et al.*, 2007; Jaeschke *et al.*, 2007; Govin *et al.*, 2012) indican aportes de origen terrígeno para este intervalo. Estos valores fueron contrastados con aquellos obtenidos por Burone *et al.*, (2013) para el RdIP y Franco-Fraguas *et al.*, (2016) para el talud del MCU y se mostraron próximos a los valores registrados para el RdIP (resultados no presentados).

Estas condiciones ambientales se reflejan también en los *proxies* que indican el origen de la materia orgánica. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre $-22,93$ y $-20,36$ y de las razones C/N entre $3,17$ y $7,55$ indican un origen predominante marino de la materia orgánica (Hayes, 1993; Meyers, 1994, 1997). Comparado con los valores registrados por Burone *et al.*, (2013) en el interior del RdIP y aquellos observados por Franco-Fraguas *et al.*, (2016) en el talud superior y medio del MCU, los valores para el T90 de estos dos *proxies* no podrían atribuirse a un origen dado. Sin embargo, los valores del $\delta^{15}\text{N}$ entre $2,16$ y $5,22$ para el T90 indican un origen terrígeno de la materia orgánica, y comparados con los estudios del MCU nombrados, se muestran próximos a los valores del RdIP encontrados por Burone *et al.* (2013) (Tabla 1).

Los indicadores de paleoproductividad (CaCO_3 , C_{org} , N_{tot} y Ba) sugieren baja productividad en comparación con el resto del testigo. Asimismo, una vez más comparados con los datos obtenidos por Burone *et al.*, (2013) que caracterizan al RdIP

y aquellos obtenidos por Franco-Fraguas *et al.*, (2016) para el talud uruguayo vemos que los datos del Período I del T90 son semejantes a los del RdIP (Tabla 2).

Si bien se sugieren aumentos de productividad marina durante los períodos glaciales (Mix, 1989) el hecho de estar en un momento de nivel de mar bajo con aporte de materia orgánica más refractaria aportada por el RdIP puede condicionar menor productividad. Vale resaltar que este período también se caracteriza por la ausencia de foraminíferos planctónicos (Petró & Burone, 2018) y foraminíferos bentónicos (Centurión *et al.*, 2018). Los primeros autores lo asocian con una posible disolución del CaCO_3 el cual es un proceso común en estas profundidades (incluso considerando que la profundidad fuera un poco menor a la actual de 3273 m).

El balance entre la disolución y la no disolución del CaCO_3 está relacionado con algunos factores, especialmente la presencia de CO_2 en las aguas oceánicas. Esto también puede ser identificado por la concentración del ion carbonato ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$), ya que en ambientes sub-saturados, existe una tendencia a la disolución del carbonato (Broecker & Takahashi, 1978; Petró & Burone, 2018). Esta diferencia de concentración del ion carbonato es observada entre las masas de agua del sur (APA y ACP) y la masa de agua del norte (APAN), siendo ésta última más saturada que la APA y la ACP. De acuerdo con Petró & Burone (2018) durante el Período I bajo mayor influencia de la APA la lisoclina estaría en una posición menos profunda que durante el Holoceno.

La razón Fe/K muestra valores (entre 2,1 y 3,3) próximos a los registrados por Razik *et al.*, (2015) para la pluma del RdIP (Tabla 3). Esto estaría de acuerdo con la configuración oceanográfica planteada anteriormente (nivel del mar bajo y RdIP desembocando en el Cone de Rio Grande do Sur).

Cabe resaltar que durante el análisis *in visu* del testigo se detectaron huellas de escape de gas intercaladas con lentes oscuras de materia orgánica. El sedimento asociado a estos posibles escapes mostró la presencia de arena mezclada con sedimentos finos. La arena aumenta la permeabilidad y porosidad facilitando la transmisibilidad de este fluido. El gas natural es un recurso natural considerado un combustible fósil cuyo componente principal es metano y puede estar o no asociado con el petróleo. Se presenta como una mezcla de gases como el metano, etano, propano, butano, dióxido de carbono, azufre y nitrógeno. En la evolución de la materia orgánica a hidrocarburos se dan tres estados importantes procesos: diagénesis, catagénesis y metagénesis. La diagénesis se inicia una vez que la materia orgánica es enterrada. Su producto final es el kerógeno y el único hidrocarburo que se produce es el metano biogénico. Si los kerógenos son sometidos a temperaturas y presiones más altas, se alcanza la catagénesis, en donde se genera el petróleo y el gas natural de interés comercial

(Machado, 2009). En este caso, dadas las condiciones ambientales y profundidad de la columna de sedimento asumimos que se trata de gas de origen biogénico.

Los resultados son apoyados por el Análisis de Componentes Principales (APC), donde el Grupo I justifica la relación entre las profundidades del Período I y el contenido total de arcilla. El contenido total de limo y el K no guardan relación directa con el Grupo I ni con el Grupo II, sin embargo, están relacionados con el Grupo I ya que el limo se encuentra a lo largo de todo el Período I.

En lo que respecta a la Zona de Contacto, se deduce que corresponde al final del UMG y comienzo del Holoceno ya que el centímetro 100 data en aproximadamente 14240 años cal AP y el centímetro 80 data en aproximadamente 7640 años cal AP. La Zona de Contacto es un período de transición entre el Período I y el Período II donde el mar parte de su nivel más bajo (200 m) y comienza su transgresión dando inicio al período interglacial Holoceno (~ 11.7 ka; Steffensen *et al.*, 2008; Walker *et al.*, 2009). Sin dudas se trata de un *hiatus* o período erosivo ya que en 20 cm de columna de sedimento (entre la profundidad 100 y 80 cm) tenemos 6600 años y luego hacia el tope del testigo (entre los 80 cm y el tercer centímetro o sea en un intervalo de 77cm) se registran 4950 años. Curvas regionales como la de Correa (1996) y locales Martínez & Rojas (2013) muestran la transgresión holocénica. De acuerdo con el primer autor existen *hiatus* durante los cuales el nivel medio del mar decrece así como períodos durante los cuales la velocidad de subida decrece con respecto a la sedimentación permitiendo el depósito y el acumulo de sedimento. Ya para los segundos autores el nivel del mar decrece de forma constante especialmente durante los últimos 6000 años cal AP.

El efecto más relevante asociado a las transgresiones y regresiones marinas es la migración de la línea de costa (retrogradación y progradación costera, respectivamente) en respuesta a las variaciones en el volumen de agua de los océanos, regulada por el aumento o la disminución de la temperatura global (Suguio, 2003; Abreu, 2010). Los sedimentos que caracterizan el margen continental se depositaron durante la última regresión pleistocénica, hace aproximadamente 120.000 años AP, y los mismos se distribuyeron y retrabajaron a partir del inicio de la transgresión marina subsecuente. Se estima que, a partir del último máximo regresivo, durante el cual el nivel del mar se encontraba 150-200 m por debajo del nivel actual (y con esto, la plataforma estaba expuesta en su totalidad), el clima fue volviéndose más ameno, desencadenando la expansión de los casquetes polares y una ulterior transgresión marina hace aproximadamente 17500 años AP, ya en el Pleistoceno tardío (Correa, 1996).

Este período se caracteriza por presentar los mayores porcentajes de arena (77,31% y 80,12%) reflejando un cambio considerable en las velocidades de corrientes (aumento)

con respecto al período anterior. Este puede responder al hecho de que el T90 está ubicado en la terraza contornítica (T4, Hernández-Molina *et al.*, 2015) y con el inicio de la transgresión holocénica la interfaz APCI-APA haya afectado y erosionado dicha región. Cabe resaltar que la sedimentación al sur del mega cañón (Figura 10) está asociada con las estructuras de contorno y al norte de éste está relacionada con un talud progresivo que se asocia a la posición glacial de la CBM (Franco-Fraguas *et al.*, 2016).

Además, estudios de Lantzsch *et al.*, (2014) infieren que existió una contribución significativa de material arenoso del margen argentino hasta aproximadamente 5000 años cal AP. Asimismo, el desplazamiento hacia el continente de la línea de costa durante el aumento del nivel del mar se refleja en una tasa de sedimentación drásticamente decreciente que se observa como mencionado arriba en los resultados (datación_{100cm}=14240 años cal AP; datación_{80cm}=7640 años cal AP).

No fue posible obtener datos de C_{org} y consecuentemente de la razón C/N, y $\delta^{13}C$; lo cual puede estar asociado al tipo de sedimento, a la erosión y alta energía antes mencionada. Esto se relaciona con la baja tasa de sedimentación que podría explicar que la materia orgánica no haya sido sedimentada o tal vez removida por corrientes de contorno. Asimismo, los demás *proxies* podrían estar afectados. En este sentido no podemos inferir datos sobre la paleoproduktividad de la región durante este período. No obstante, Petró & Burone (2018) registran la presencia de especies de foraminíferos planctónicos característicos de zonas transicionales (*Globorotalia inflata* y *Globigerina bulloides*) y la especie (*Neogloboquadrina incompta*) indicadora de zona subpolar. Esto confirma la influencia de aguas frías en la región sumado al inicio de la migración de la CBM hacia el sur.

Además, lo mencionado anteriormente se relaciona con $\delta^{15}N$ que muestran origen marino de la materia orgánica. Igualmente, todos los *proxies* indicadores del aporte de sedimentos resultan en origen marino para la Zona de Contacto.

Los resultados son apoyados por el análisis de componentes principales donde el Grupo II justifica la relación entre las profundidades de la Zona de Contacto y el contenido total de arena.

El Período II corresponde aproximadamente al comienzo del Holoceno medio hasta el Holoceno tardío ya que el centímetro 80 data en 7640 años cal AP. Según los registros de Elmore *et al.*, 2015, el Holoceno medio, abarcaría entre ~ 8.2 a 4.2 ka. Con la transgresión y el aumento de la profundidad, hubo una reducción en la energía de los procesos costeros, de forma que la planicie costera pleistocénica se fue inundando y cubriendo por un manto de arenas y lodos transgresivos (Abreu, 2010). Se estima que

hace aproximadamente 7000 años AP en el sur de Brasil, el Nivel Medio Relativo del mar (NRM) alcanzó el nivel actual, el cual fue superado durante el máximo transgresivo del Holoceno, 5800 años AP, donde se calcula que se elevó entre 2–4 m antes de comenzar a retirarse (Angulo & Suguio, 1995; Correa, 1996; Abreu, 2010). Los datos más antiguos en el área del MCU donde el NRM alcanzó el nivel actual obtenidos por Martínez & Rojas (2013) son 6264-6387 años calibrados AP. Además, muestran una altura máxima del nivel del mar a 5000 años cal AP a 3,75 m en promedio, y los datos corregidos de Bracco & Ures (1998) muestran una altura máxima de 4,75 m en aproximadamente 5500 años cal AP. Igualmente, estudios de Gyllencreutz *et al.* (2010) sugieren que la máxima inundación del estuario del Plata ocurrió a mediados del Holoceno a 6500 años cal AP aproximadamente.

El contenido total de arena durante este período disminuye nuevamente con respecto al período de la Zona de Contacto, siendo los porcentajes de arcilla inferiores a los registrados para el Período I. El contenido de limo es la fracción dominante (con promedio de 71,7%) indicando una velocidad de corriente relativamente baja asociada a la subida del nivel del mar y depositación de sedimento aumentando la tasa de sedimentación. Durante este período la CBM estaría alcanzando su posición actual y la región del T90 estaría siendo afectada por la ACPI siendo esta más energética que la APA y explicando la disminución de porcentajes de arcilla con respecto al Período I (Preu *et al.*, 2013; Hernández-Molina *et al.*, 2016).

En general todos los *proxies* de aporte terrígeno vs marino del sedimento (Fe/Ca; Ti/Ca; Ti y Fe) apuntan a ambientes marinos con valores próximos a los observados en muestras de sedimento superficial del talud uruguayo por Franco-Fraguas *et al.*, (2016) para el Período II. Si bien los indicadores de aporte del origen de la materia orgánica ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ y C/N) indican origen marino cabe resaltar que, en un estudio realizado por de Araujo (2015) con marcadores orgánicos, utilizando los 10 primeros centímetros del testigo T90 encuentra el mismo resultado con los indicadores aquí utilizados, pero observan aporte terrígeno intermitente asociados con la presencia de n-alcanos. Según la autora la existencia de n-alcanos de cadenas largas e impares no deja dudas de la influencia de aporte terrígeno en el talud uruguayo. Dichos aportes son intermitentes en el registro y fueron relacionados con el RdIP y la dinámica de su pluma. El desplazamiento de la pluma del RdIP se da hacia el norte durante el invierno y hacia el *offshore* durante el verano (Piola *et al.*, 2005). Asimismo, la extensión y el área que cubre sobre el océano durante el verano puede sufrir variaciones interanuales dependiendo del balance entre la descarga del RdIP y la tensión de cizalladura del viento (Piola *et al.*, 2005).

Siguiendo con el Período II, los indicadores de paleoproductividad (CaCO_3 , C_{org} , N_{tot} y Ba) sugieren aumento de la productividad marina en comparación con el resto del

testigo. Los porcentajes del C_{org} y N_{tot} son superiores a los observados durante el Período I, aunque con valores inferiores a los registrados para el talud superior y medio (de Mello *et al.*, 2014; Cibils, 2016; Franco-Fraguas *et al.*, 2016) lo cual está de acuerdo con la mayor profundidad de este local. Es sabido que del total de la productividad primaria (PP) generada en superficie, solamente una pequeña fracción alcanza el sedimento en el océano profundo. En este sentido, se ha estimado que entre un 2 y un 20 % de la PP es transportada verticalmente y sobrepasa la termoclina. De esta fracción entre un 6 y un 25 % sobrepasaría los 1000 m de profundidad debido a procesos de respiración, consumo y transporte lateral del material orgánico (Boyd & Trull, 2007).

Los valores de $CaCO_3$ son similares a los registrados por de Mello *et al.* (2014) y Franco-Fraguas *et al.* (2016) en el talud uruguayo. Estos datos son típicos de regiones con altas productividades marinas (Zonas de upwelling; $250 \text{ g } C_{org} \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$; Stein, 1991). Por su parte, Centurión *et al.* (2018) observan la presencia de altas densidades de especies de foraminíferos bentónicos indicadoras de ambientes productivos (i.e. *Uvigerina peregrina*, *Epistominella exigua*, *Bulimina marginata*, *Bolivina spp.*) Estas especies también fueron registradas en la región de estudio (talud superior y medio) por de Mello *et al.* (2014) y Cibils (2015) y asociadas a altos valores de clorofila a y productividad primaria superficial. Se ha reconocido una relación cuantitativa entre la densidad de foraminíferos bentónicos y la productividad superficial del océano, la cual constituye uno de los mejores indicadores del flujo de carbono (Jz) en el lecho marino utilizado en paleo-oceanografía (Altenbach, 1985, 1988, 1992; Altenbach & Sarnthein, 1989; Herguera & Berguer, 1991; Kaminski & Kunt, 1995; Loubere, 1996; Fariduddin & Loubere, 1997; Altenbach & Struck, 2001; Fontanier *et al.*, 2003). Este aumento en la PP puede estar relacionado con la migración de la CBM (desde su posición más septentrional durante períodos glaciales) hasta su posición actual. Es posible determinar contribución de sedimentación hemipelágica durante este período y características menos corrosivas de la masa de agua ACPI dominante en este período comparadas con el Período I que estuvo bajo la influencia de la APA.

La razón Fe/K con valores entre 1,94 y 2,74 muestra valores próximos a los registrados por Razik *et al.*, (2015) para el talud pampeano y la pluma del RdIP (Tabla 3). Estos valores están de acuerdo con los encontrados por Franco-Fraguas *et al.* (2016) en el talud superior y medio del MCU (Tabla 3). Cabe resaltar que el Al y el K son componentes de los granos de feldespato y éstos a su vez han sido registrados como los principales constituyentes de la suite Pampeano-Patagónica (Teruggi, 1954; Bozzano *et al.*, 2011).

En el APC el Grupo III se correspondería con este período ya que las profundidades correspondientes al tope del testigo y las variables representantes de los *proxies* de paleoproductividad están agrupadas. O sea, que se puede observar relación

directamente proporcional entre el tope del testigo y el aumento en la productividad respecto al resto del testigo.

5 CONCLUSIONES

Fue posible identificar cambios paleoceanográficos ocurridos en el Atlántico Sudoccidental (Margen Continental Uruguayo; MCU) durante el Cuaternario (Pleistoceno superior, UMG y Holoceno) que dejaron su impronta en el sedimento. En este sentido fueron diferenciados tres períodos denominados aquí: Período I (corresponde a un intervalo del Pleistoceno - UMG); Zona de Contacto (*hiatus* erosivo, transición Pleistoceno-Holoceno) dando inicio al Holoceno y el Período II (Holoceno medio y tardío).

Los diferentes períodos mostraron diferencias marcadas en la productividad primaria (PP) marina vinculados a la migración de la CBM desde su posición más septentrional (menor PP) hasta su posición actual (mayor PP). Aunque estos cambios se vieron reflejados en los indicadores geoquímicos analizados, se esperaba lo contrario. Dicha inversión puede tener relación con la disolución del CaCO_3 en un proceso post-deposicional, alterando el dato original.

Fue posible diferenciar cambios en la fuente de sedimento predominando contribución continental durante el Período I (Pleistoceno) en una situación de nivel del mar bajo. Dicha contribución se asocia al mayor aporte del RdIP debido a que su desembocadura estaba a la altura del quiebre de plataforma (Cone de Rio Grade do Sul). Por otro lado, se determina también aporte de sedimento del sur dada la mayor influencia de aguas antárticas en la región en este período. Durante el Período II (Holoceno) se infiere mayor aporte transversal y contribución pelágica asociada a la mayor productividad marina. Asimismo, se estima que existe contribución actual del RdIP en la región, aunque aún no se comprende el mecanismo.

Estos resultados aportan a una mayor comprensión de los procesos del MCU y podrán ser incorporados a los modelos conceptuales que el grupo Ciencia y Tecnología Marina (CINCYTEMA) viene desarrollando para el MCU.

6 PERSPECTIVAS DE TRABAJO

Si bien este estudio generó un nuevo aporte acerca de los cambios oceanográficos ocurridos en el MCU inferidos a través de los análisis sedimentológicos y geoquímicos, aún falta conocer con exactitud el intervalo de tiempo abarcado por el testigo T90. En ese sentido se resalta la necesidad de realizar más dataciones con radiocarbono.

Se destaca la importancia de poder comparar los datos aquí obtenidos con otros testigos (obtenidos en profundidades menores del talud) disponibles en el laboratorio para abarcar un área geográfica y un rango batimétrico mayor. Asimismo, resultará de gran importancia integrar estos datos con el resto de la información microfaunística que se está generando en estudios en andamios.

7 BIBLIOGRAFÍA

- Abreu, J.G.N. 2010. Sedimentología, sismoestratigrafía e evolução da plataforma continental interna na área sob influência dos rios Itajaí-Açu e Camboriú, litoral Centro-Norte de Santa Catarina. Tesis de doctorado. IGEO/UFRGS, Brasil.
- Adegbe, A.T., Schneider, R.R., Röhl, U., Wefer, G., 2003. Glacial millennial-scale fluctuations in central African precipitation recorded in terrigenous sediment supply and freshwater signals offshore Cameroon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 197 (323–333) 1016/S0031-0182(03)00474-7.
- Altenbach, A. V., 1985. Die Biomasse der benthischen Foraminiferen. Auswertungen von "Meteor"- Expedition im östlichen Nordatlantik. Doctorat Thesis, University of Kiel, Germany.
- Altenbach, A. V., 1988. Deep sea benthic foraminifera and flux rate of organic carbon. *Revue de Paleobiologie (special vol.)* 2:719-720.
- Altenbach, A. V., Sarnthein, M., 1989. Productivity record in benthic foraminifera. In: Berger, W.H., Smetacek, V. S., Wefer, G. (Eds.), *Productivity of the Ocean: Present and Past*. Wiley, Chichester, pp. 255– 269.
- Altenbach, A. V., Struck, U., 2001. On the coherence of organic carbon flux and benthic foraminiferal biomass. *J. Foraminiferal Res.*, 31, 79-85.
- Altenbach, A.V., 1992. Short term processes and patterns in the foraminiferal response to organic flux rates. In: van der Zwaan G. J., Jorissen F. J.; Zachariasse, W. J. (Editors). *Approaches to Paleoproductivity Reconstructions*. *Mar. Micropaleontology* 19:119-129.
- Angulo, R.J., Suguio, K. 1995. Reevaluation of the Holocene Sea-level Maxima for the State of Paraná, Brazil. *Paleoceanography, Paleoecology, Paleoclimatology*, v. 113, 385-393.
- Araujo L. 2015. Avaliação da Influência do Aporte Terrígeno no Talude ao Largo do Rio da Prata Através de Marcadores Orgânicos. Trabalho de Graduação. Instituto Oceanográfico, Oceanografia Química Marinha 36p.
- Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off north eastern Brazil. *Quaternary Research* 50,157–166.
- Bender, V., Hanebuth, T.J.J., Chiessi, C.M., 2013. Holocene shifts of the Subtropical Shelf Front off southeastern South America controlled by high and low latitude forcing. *Paleoceanography* 28 (1–10).
- Berger, W.H., Wefer, G. 1996. Expeditions in- to the past: Paleoceanographic studies in the South Atlantic. In Wefer, G. Berger, W.H., Siedler, G. y Webb, D.J. (eds.) *The South Atlantic, Present and Past Circulation*. Springer: 363-410. Berlin-Heidelberg.

- Biscaye, P., E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans, *Geol. Soc. Am. Bull.* 1965; 76(7): 803–832.
- Boebel, O., Schmid, C., Zenk, W., 1999. Kinematic elements of Antarctic Intermediate Water in the western South Atlantic. *Deep-Sea Research I* 46, 355-392.
- Boyd, P. W., Trull, T. W., 2007. Understanding the export of biogenic particles in oceanic waters: Is there consensus? *Progress in Oceanography* 72:276-312.
- Boyle, E. A. (1983), Chemical accumulation variations under the Peru current during the past 130,000 years, *J. Geophys. Res.*, 88(C12), 7667–7680, doi:10.1029/JC088iC12p07667.
- Bozzano, F., Lenti, L., Martino, S., Paciello, A., ScarasciaMugnozza, G., 2010. Evidences of landslide earthquake triggering due to self-excitation process. *International Journal of Earth Sciences*.
- Bozzano, G., Violante, R. A., Cerredo, M. E., 2011. Middle slope contourite deposits and associated sedimentary facies off NE Argentina. *Geo-Marine Letters*, 31(5–6), 495–507.
- Bracco, R., Ures, C., 1998. Las variaciones del nivel del mar y el desarrollo de las culturas prehistóricas del Uruguay. *Actas II Congr. Uruguayo Geol*, pp. 16–20.
- Broecker, W.S., Peng, T.-H., 1982. *Tracers in the Sea*. Lamont Doherty Earth Observatory, Palisades N.Y.
- Broecker, W.S., Takahashi, T., 1978. The relationship between lysocline depth and in situ carbonate ion concentration. *Deep-Sea Research* 25F, 65-95.
- Burone, L., Franco-Fraguas, P., Mahiques, M., Ortega, L., 2018. Geomorphological and sedimentological characterization of the Uruguayan Continental Margin: A review and state of art. *Journal of Sedimentary Environments*. 3 (4): 253-264.
- Burone, L., Ortega, L., Franco-Fraguas, P., Mahiques, M., García-Rodríguez, F., Venturini, N., Marin, Y., Brugnoli, E., Nagai, R., Muniz, P., Bicego, M., Figueiras, R., Salaroli, A., 2013. A multi proxy study along the transition between the Río de la Plata and the adjacent Southwestern Atlantic inner shelf to assess the sediment footprint of river vs. marine influence. *Cont.Shelf Res.* 55, 141–154.
- Cavallotto, J.L., Violante, R.A., 2005. Río de la Plata. In: de Barrio, R.E., et al. (Eds.), *Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires*. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, pp. 237–254.
- Centurión, V., Burone, L., Fernández, C., Mahiques, M., Lopes, R., Bicego, M. 2018. I Simposio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha. Rio de Janeiro, Brasil.
- Chiessi, C. M., Mulitza, S., Patzold, J., Wefer, G., and Marengo, J. A. 2009. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L21707, doi:10.1029/2009GL039914.
- Cibilis, L. 2016. Productividad marina en el el Margen Continental Uruguayo – Atlántico suroccidental: Un análisis multiproxie. Tesina de Grado. Licenciatura de Biología, opción Oceanografía 88p.
- CLIMAP (Climate: Long Range Investigation, Mapping, and Prediction Project Members) 1981. Seasonal Reconstruction of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum. Geological Society of America, Map and Chart Series, MC-36: 1-18.

- Correa, I.C.S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plateforme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology* 130, 163–178.
- De Mello, C., Burone, L., Ortega, L., Franco-Fraguas, P., Lahuerta, N., Mahiques, M., Marin, Y., 2014. Benthic foraminiferal distributions on the Uruguayan continental margin (South-western Atlantic) and controlling environmental factors. *Continental Shelf Research* 9, 120–133.
- Dymond, J.R., Suess, F., Lyle, M., 1992. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography* 7, 163–181.
- Elmore, A. C., Wright, J. D., Southon, J. 2015. Continued meltwater influence on North Atlantic Deep Water instabilities during the early Holocene. *Marine Geology*, 360, 17–24.
- Emilson, I., 1961. The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo* 11, 101–112.
- Etchichury, M.C., Remiro, J., 1963. La corriente de Malvinas y los sedimentos pampeano-patagónicos. *Rev. Museo Argentino Bernardino Rivadavia. Cs. Geológicas*. I. Hernández-Molina, F.J., Soto, M., Piola, A.R., Tomasini, J., B., P., Thompson, P., Badalini, G., Creaser, A., Violante, R.A., Morales, E., Paterlini, M., De Santa Ana, H., 2015. A contourite depositional system along the Uruguayan continental margin: Sedimentary, oceanographic and paleoceanographic implications. *Marine Geology*, DOI: 10.1016/j.margeo.2015.1010.1008.
- Ewing, M., Ludwig, W.J., Ewing, J.I., 1963. Geophysical Investigations in the Submerged Argentine Coastal Plain. *Geological Society of America Bulletin* 74, 275- 295.
- Faganeli, J., Pezdic, J., Ogorelec, B., Misic, M., Najdek, M., 1994. The origin of sedimentary organic matter in the Adriatic. *Continental Shelf Research* 14, 365-384. Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical *proxies* of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* 27, 213–250.
- Fariduddin, M., Loubere, P., 1997. The surface ocean productivity response of deeper water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology* 32:289-310.
- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Chaillou, G., David, C., Anschutz, P., Lafon, V., 2003. Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550 m depth in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research. I*, 50: 457–494.
- Framiñán, M., B., Brown, O., B. 1996. Study of the Río de La Plata turbidity front. Part I: spatial and temporal distribution. *Continental Shelf Research*. 16: 1259- 1282.
- Franco-Fraguas, P., Burone, L., Mahiques, M., Ortega, L., Carranza, A. 2016. Modern sedimentary dynamics in the Southwestern Atlantic Contouritic Depositional System: New insights from the Uruguayan margin based on a geochemical approach. *Marine Geology*. doi: 10.1016/j.margeo.2016.03.008.
- Franco-Fraguas, P., Burone, L., Mahiques, M., Ortega, L., Urien, C., Muñoz, A., López, G., Marin, Y., Carranza, A., Lahuerta, N., de Mello, C., 2014. Hydrodynamic and geomorphological controls on surface sedimentation at the Subtropical Shelf Front/ Brazil–Malvinas Confluence transition off Uruguay (Southwestern Atlantic Continental Margin). *Marine Geology* 349, 24–36.

- Francus, P., Lamb, H., Nakawaga, T., Marshall, M., and Brown, E. 2009. The potential of high-resolution X-ray fluorescence core scanning: Applications in paleolimnology, *PAGES news*, 17, 9, 93–95.
- Frenz, M., Höppner, R., Stuut, J.B.W., Wagner, T., Henrich, R., 2003. Surface Sediment Bulk Geochemistry and Grain-Size Composition Related to the Oceanic Circulation along the South American Continental Margin in the Southwest Atlantic, in: Wefer, G., Mulitza, S., Ratmeyer, V. (Eds.), *The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of Material Budgets and Current Systems*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo, pp. 347-373.
- Goldberg, E., Arrhenius, G., 1958. Chemistry of pelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 13, 153–212.
- González-Mora, B., Sierro, F. J.: Caracterización geoquímica de las capas ricas en materia orgánica registradas durante el estadio isotópico marino 7 en el Mar de Alborán (Mediterráneo occidental), *GEOGACETA*, 43, 111–114, 2007.
- Govin, A., Holzwarth, U., Heslop, D., Keeling, L.F., Zabel, M., Mulitza, S., Collins, J.A., Chiessi, C.M., 2012. Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N–49°S): imprint of terrigenous input and continental weathering. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13, Q01013.
- Groeneveld, J., C. M. Chiessi., 2011. Mg/Ca of *Globorotalia inflata* as a recorder of permanent thermocline temperatures in the South Atlantic, *Paleoceanography*, 26(2), PA2203, doi:10.1029/2010PA001940.
- Gyllencreutz, R., Mahiques, M.M., Alves, D.V.P., Wainer, I.K.C., 2010. Mid to late Holocene paleoceanographic changes on the south eastern Brazilian shelf based on grain size records. *The Holocene* 20, 863–875.
- Haug, G., Hughen, K.A., Sigman, D., Peterson, L., Rohl, U., 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 293:1304–1308.
- Hayes, J. M., 1993. Factors Controlling C-13 Contents of Sedimentary Organic-Compounds- Principles and Evidence. *Marine Geology*.; 113 (1-2): 111-125.
- Herguera, J. C., 2000. Last glacial paleoproductivity patterns in the eastern equatorial Pacific: benthic foraminifera records. *Marine Micropaleontology*, v. 40, p. 259-275.
- Herguera, J.C., Berger, W.H., 1991. Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. *Geology* 19, 1173–1176.
- Hernández-Molina, F.J., Soto, M., Piola, A.R., Tomasini, J., B., P., Thompson, P., Badalini, G., Creaser, A., Violante, R.A., Morales, E., Paterlini, M., De Santa Ana, H., 2015. A contourite depositional system along the Uruguayan continental margin: Sedimentary, oceanographic and paleoceanographic implications. *Marine Geology*, DOI: 10.1016/j.margeo.2015.1010.1008.
- Hogg, A.G., Hua, Q., Blackwell, P.G., Niu, M., Buck, C.E., Guilderson, T.P., Heaton, T.J., Palmer, J.G., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Turney, C.S.M., Zimmerman, S.R.H., 2013. SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 yearscal BP. *Radiocarbon* 55, 1889-1903.

- Ishiwatari, R., Uzaki, M., 1987. Diagenetic changes of lignin compounds in a more than 0.6 million-year-old lacustrine sediment (Lake Biwa, Japan). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51:321-328.
- Jaeschke, A., C. Rühlemann, H. Arz, G. Heil, G. Lohmann 2007, Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period, *Paleoceanography*, 22, PA4206, doi:10.1029/2006PA001391.
- Jansen, J. H. F., Van der Gaast, S. J., Koster, B., and Vaars, A. J. 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores, *Mar. Geol.*, 151, 143–153.
- Jasper, J.P., Gagosian, R.B., 1990. The sources and deposition of organic matter in the Late Quaternary Pygmy Basin, Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 117-1132.
- Jullien, E., *et al.*, 2007. Low-latitude “dusty events” vs. high-latitude “icy Heinrich events”, *Quat. Res.*, 68(3), 379–386.2007.07.007.
- Kaminski, M. A. Kuhnt, W., 1995. Tubular agglutinated foraminifera as indicators of organic carbon flux. En: Kaminski, M. A., Geroch, S. Gasinski, M. A., Eds. *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. 1995, pp 141-144. (Grzybowski Foundation Special Publication no. 3).
- Lantzsch, H., Hanebuth, T. J. J., Chiessi, C. M., Schwenk, T., Violante, R. A. 2014. The high-supply, current-dominated continental margin of southeastern South America during the late quaternary. *Quaternary Research (United States)*. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.01.003>
- Laprida, C., Chapori, N. G., Violante, R. A., Compagnucci, R. H. 2007. Mid-Holocene evolution and paleoenvironments of the shoreface-offshore transition, northeastern Argentina: New evidence based on benthic microfauna. *Marine Geology*, 240(1–4), 43–56.
- Leduc, G, Schneider, R., Kim, J. H., & Lohmann, G. 2010. Holocene and Eemian sea surface temperature trends as revealed by alkenone and Mg/Ca paleothermometry, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 989–1004, doi: 10.1016/j.quascirev.2010.01.004, 2010.
- Lim, D.I., Jung, H.S., Choi, J.Y., Yang, S., Ahn, K.S., 2006. Geochemical compositions of river and shelf sediments in the Yellow Sea: Grain-size normalization and sediment provenance. *Continental Shelf Research* 26, 15–24.
- Lonardi, A.G., Ewing, M., 1971. Sediment Transport and Distribution in the Argentine Basin. 4. Bathymetry of the Continental Margin. *Argentine Basin and Other Related Provinces. Canyons and Sources of Sediments, Physics and Chemistry of the Earth*. Pergamon Press, Oxford, pp. 79–121
- Loubere, 1996. The surface ocean productivity and bottom water oxygen signals in deep water benthic foraminiferal assemblages. *Marine micropaleontology*, 28 (3):247- 261.
- Lourenço, R.A. 2007. Aplicação de marcadores orgânicos moleculares em estudos oceanográficos e paleoceanográficos: estudo de caso na margem continental superior do sudeste do Brasil. Tese de doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 142p.

- Löwemark, C., Chen, H., Yang, T.-N., Kylander, M., Yu, E.-F., Hsu, Y.-W., Lee, T.-Q., Song, S.-R., and Jarvis, S. 2011. Normalizing XRF scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes, *J. Asia Earth Sci.*, 40, 1250–1256.
- Mahiques, M.M., Gaeta Tassinari, C.C., Marcolini, S., Violante, R.A., Lopes Figueira, R.C., Almeida da Silveira, I.C., Burone, L., Sousa, S.H.M., 2008. Nd and Pb isotopes signatures on the southeastern southamerica upper margin: implication for sediment transport and source rocks. *Marine Geology* 250, 51-63.
- Mahiques, M.M., Mishima, Y., Rodrigues, M., 1999. Characteristics of the sedimentary organic matter on the inner and middle continental shelf between Guanabara Bay and Sao Francisco do Sul, Southeastern Brazilian Margin. *Continental Shelf Research* 18, 775-798.
- Mahiques, M.M., Tessler, M.G., Ciotti, A.M., da Silveira, C.A., de Mello e Souza, S.H., Figueira, R.C.L., Tassinari, C.C.G., Furtado, V.V., Passos, R.F., 2004. Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off south east Brazil. *Continental Shelf Research* 24, 1685–1697.
- Mahiques, M.M., Wainer, I.E.K.C., Burone, L., Sousa, S.H.M., Silveira, I.C.A., Bicego, M.C., Alves, D.P., Hammer, O., 2009. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: paleoenvironmental implications. *Quaternary International* 206, 52–61.
- Mahowald, N. M., Muhs, D. R., Levis, S., Rasch, P. J., Yoshioka, M., Zender, C. S., and Luo, C. 2006. Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates, *J. Geophys. Res.*, 111, D10202, doi:10.1029/2005JD006653.
- Malinverno, A., Erba, E., Herbert, T.D., 2010. Orbital tuning as an inverse problem: Chronology of the early Aptian oceanic anoxic event 1a (Selli Level) in the Cismonte APTICORE. *Paleoceanography*, 25, PA2203.
- Martin, J.-M., Meybeck, M., 1979 Elemental mass-balance of material carried by major world rivers. *Marine Chemistry* 7, 173-206.
- Martínez, S., Rojas, A., 2013. Relative sea level during the Holocene in Uruguay.
- Martins, V., Dubert, J., Jouanneau, J.-M., Weber, O., Ferreira da Silva, E., Patinha, C., Alverinho Dias, J.M., Rocha, F., 2007. A multi proxy approach of the Holocene evolution of shelf-slope circulation on the NW Iberian continental shelf. *Marine Geology* 239, 1–18.
- Matano, R.P., Palma, E.D., Piola, A.R., 2010. The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the Southwestern Atlantic Shelf circulation. *Ocean Science* 6, 983-995.
- Meyers, P. A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* (Vol. 114).
- Meyers, P. A., 1997. Organic geochemical *proxies* of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* 27, 213–250.
- Mix, A.C. 1989. Influence of productivity variations on long-term atmospheric CO₂. *Nature*, 337:541-544.

- Möller Jr., O.O., Piola, A.R., Freitas, A.C., Campos, E.J.D., 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research* 28, 1607–1624.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J., O., Sanchez-Vidal, A. 2004. Millennial-scale variability in the productivity signal from the Alboran Sea record, Western Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 211 (3-4): 205-219.
- Müller, P.J. & Suess, E., 1979. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans. *Organic matter preservation. Deep-Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 26, 1347-1362.
- Murray, R.W., Leinen, M., Murray, D.W., Mix, A.C., Knowlton, C.W., 1995. Terrigenous Fe input and biogenic sedimentation in the glacial and interglacial equatorial Pacific Ocean. *Global Geochemical Cycles* 9, 667-684.
- Nagai, R. H.; Sousa, S. H. M., Burone, L. & Mahiques, M. M. 2009. Paleoproductivity changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian continental margin: Benthic foraminifera and sedimentological proxies. *Quaternary International*, 206: 62-71.
- Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., Wiberg, P.L., 2007. *Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*. International Association of Sedimentologists. Blackwell Publishing Ltd.
- Núñez-Riboni, I., Boebel, O., Ollitrault, M., You, Y., Richardson, P.L., Davis, R., 2005. Lagrangian circulation of Antarctic Intermediate Water in the subtropical South Atlantic. *Deep Sea Research II* 52, 545-564. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 374, 123–131.
- Palma, E.D., Matano, R.P., A.R., P., 2008. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing. *Journal of Geophysical Research* 113, 1–22.
- Pattan, J., N., Rao Ch, M., Higgs, N., C., Colley, S., Parthiban, G. 1995. Distribution of major, trace and rare earth elements in surface sediments of the Wharton Basin, Indian Ocean; *Chem. Geol.* 121: 201–216.
- Paytan, A. 2006. Ocean Paleoproductivity. In: Gornitz, V. (ed). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Encyclopedia of Earth Science Series. Kluwer Academic Publishers. pp. 644-651.
- Paytan, A., Kastner, M., 1996. Benthic Ba fluxes in the central Equatorial Pacific, implications for the oceanic Ba cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 142, 439–450.
- Paytan, A., Kastner, M., Martin, E.E., MacDougall, J.D., Herbert, T., 1993. Marine barite as a monitor of seawater strontium isotope composition. *Nature* 366, 445–449.
- Perez, L., García-Rodríguez, F., & Hanebuth, T. J. J. 2016. Variability in terrigenous sediment supply offshore of the Río de la Plata (Uruguay) recording the continental climatic history over the past 1200 years. *Climate of the Past*.
- Petró, S.M., Da Costa, E.O., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C., 2018a. Lysocline and CCD fluctuations record in Pelotas Basin during the Late Quaternary. *Anuário do Instituto de Geociências* 41, 710-719.

- Petró, S.M. & Burone, L., 2018. Changes in water masses in the Late Quaternary recorded at Uruguayan Continental Slope (South Atlantic Ocean). *Journal of Sedimentary Environments*, 3 (4): 280-289.
- Piola, A.R., Campos, E.J.D., Moller, J.R.O.O., Charo, M., Martinez, C., 2000. Subtropical shelf front off Eastern South America. *Journal of Geophysical Research* 105, 6565-6578.
- Piola, A.R., Matano, R.P., 2001. The South Atlantic Western Boundary Currents Brazil/Falkland (Malvinas) Currents., in: Steele, J.M., Thorpe, S.A., Turekian, K.K. (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, London, UK, pp. 340-349.
- Piola, A.R., Matano, R.P., Palma, E.D., Jr., O.M., Campos, E.J.D., 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters* 32, doi:10.1029/2004GL021638.
- Piola, A.R., Möller Jr., O.O., Guerrero, R.A., Campos, E.J.D., 2008. Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: winter 2003 and summer 2004. *Continental Shelf Research* 28 (13), 1639–1648.
- Prahl, F.G., Bennett, J.T. and Carpenter, R., 1980. The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44:1967-1976.
- Prahl, F.G., Ertel, J.R., Goni, M.A., Sparrow, M.A., Eversmeyer, B., 1994. Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 3035–3048.
- Preu, B., Hernández-Molina, F.J., Violante, R., Piola, A.R., Paterlini, C.M., Schwenk, T., Voigt, I., Krastel, S., Spiess, V., 2013. Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: the interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 75, 157–174.
- Rabellino, J., 2016. El rol del frente subtropical de plataforma sobre huevos y larvas de *Engraulis anchoita* utilizando un enfoque bio-físico. Tesis Maestría Pedeciba Geociencias 151 pp.
- Razik, S., Chiessi, C.M., Romero, O.E., von Dobeneck, T., 2013. Interaction of the South American Monsoon System and the Southern Westerly Wind Belt during the last 14 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 374, 28–40.
- Razik, S., Govin, A., Chiessi, C. M., & von Dobeneck, T. 2015. Depositional provinces, dispersal, and origin of terrigenous sediments along the SE South American continental margin. *Marine Geology*, 363, 261–272.
- Robinson, R., S., Kienast, M., Luiza Albuquerque, A., Altabet, M., Contreras, S., De Pol Holz, R., Dubois, N., Francois, R., Galbraith, E., Hsu, T.- C., Ivanochko, T., Jaccard, S., Kao, S.-J., Kiefer, T., Kienast, S., Lehmann, M., Martinez, P., McCarthy, M., Möbius, J., Pedersen, T., Quan, T., M., Ryabenko, E., Schmittner, A., Schneider, R., Schneider-Mor, A., Shigemitsu, M., Sinclair, D., Somes, C., Studer, A., Thunell, R., Yang, J.-Y, 2012. A review of nitrogen isotopic alteration in marine sediments. *Paleoceanography*. 27 (4): 13pp.
- Roy, C. 2003. *Marine Geochemistry*. 2a ed. Blackwell Publishing. Malden, US. 506p.

- Salazar, A., Lizano, O. G., and Alfaro, E. J. 2004: Composición de sedimentos en las zonas costeras de Costa Rica utilizando Fluorescencia de Rayos-X (FRX), *Rev. Biol. Trop.*, 52, 0034-7744.
- Schmid, C. & Garzoli, S.L., 2009. New observations of the spreading and variability of the Antarctic Intermediate Water in the Atlantic. *Journal of Marine Research* 67, 815–843.
- Schütz, L., Rahn, K. A. 1982. Trace-element concentrations in erodible soils, *Atmos. Environ.*, 16(1), 171–176.
- Shiller, A. M., 1982. The geochemistry of particulate major elements in Santa Barbara Basin and observations on the calcium carbonate-carbon dioxide system in the ocean, PhD thesis, 197 pp., Univ. of California, San Diego.
- Shumilin, E.N., Carriquiry, J.D., Camacho-Ibar, V.F., Sapozhnikov, D., Kalmykov, S., Sanchez, A., Aguíñiga-García, S., Sapozhnikov, Y.A., 2002. Spatial and vertical distributions of elements in sediments of the Colorado River delta and Upper Gulf of California. *Marine Chemistry* 79, 113– 131.
- Silliman, J., E., Meyers, P., A., Bourbonniere, R., A. 1996. Record of postglacial organic matter delivery and burial in sediments of Lake Ontario. *Organic Geochemistry*. 24 (4): 463-472.
- Silveira, I.C.A., Schmidt, A.C.K., Campos, E.J.D., Godoy, S.S., Ikeda, Y., 2000. A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia* 48, 171-183.
- Steffensen, J.P., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S.J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Popp, T., Rasmussen, S.O., Rothlisberger, R., Ruth, U., Stuaffer, B., Siggaard-Andersen, M.-L., Sveinbjornsdottir, A.E., Svensson, A., White, J.W.C., 2008. *Science* 321 (5889), 680–684.
- Stein, R., 1991. Accumulation of organic carbon in marine sediments. Results from the deep-sea Drilling Project/Ocean Drilling Program. *Lecture Notes in Earth Sciences* 34, 217p.
- Suguio, K. 2003. *Geología sedimentar*. São Paulo: Blucher, 2003. 400pp.
- Sverdrup, H.U., Johnson, M., Fleming, R., 1942. *The Oceans. Their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice Hall, New York.
- Teruggi, M.E., 1954. El material volcánico-piroclástico en la sedimentación pampeana. *AAS Revista* 9 pp. 184–191.
- Thomsen, H., 1962. Masas de agua características del Océano Atlántico (parte Sudoeste). Buenos Aires: Servicio de Hidrografía Naval, Secretaría Marina, Publication H632, 1–27.
- Tisserand, A., B. Malaizé, E. Jullien, S. Zaragosi, K. Charlier, and F. Grousset, 2009. African monsoon enhancement during the penultimate glacial period (MIS 6.5 \pm 170 ka) and its atmospheric impact, *Paleoceanography*, 24, PA2220, doi:10.1029/2008PA001630.
- Tomczak, M., Godfrey, J.S. 1994. *Regional Oceanography: An introduction*. Pergamon Press.
- Tomczak, M., Godfrey, J.S. 2003. *Regional Oceanography: An Introduction* 2nd Ed. Pergamon, Oxford.

- Tyson, R. V. 1995. Sedimentary organic matter. Organic facies and palynofacies. London: Chapman & Hall. 615p.
- Urien, C.M., Ewing, M., 1974. Recent sediments and environment of southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires, and Rio Negro continental shelf, in: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer, New York, N.Y., pp. 157-177.
- Urien, C.M., Martins, L.R., Martins, I.R., 1980. Evolução geológica do Quaternário do litoral Atlântico Uruguaio, plataforma continental e regiões vizinhas. *Notas Técnicas*, 3, 7-43.
- Véneç-Peyré, M.-T. & Caulet, J-P, 2000. Paleoproductivity changes in the upwelling system of Socotra (Somali Basin, NW Indian Ocean) during the last 72,000 years: evidence from biological signatures. *Marine Micropaleontology* 40: 321-344.
- Villalba, R.; Grosjean, M.; Kiefer, T. 2009. Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): State of the art and perspectives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 281, n. 3-4, p. 175- 179 2009.
- Violante, R.A., Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Bozzano, G., Krastel, S., Hanebuth, T., Preu, B., Laprida, C., 2010. Contouritic Terraces on the Northern Argentina Middle Continental Slope (Southwestern Atlantic). *Geotemas* 11 pp. 183–184.
- Voigt, I., Chiessi, C. M., Prange, M., Mulitza, S., Groeneveld, J., Varma, V., & Henrich, R. (2015). Holocene shifts of the southern westerlies across the South Atlantic. *Paleoceanography*, 30(2), 39–51.
- Walker, M.J.C., Johnsen, S., Rasmussen, S.O., Popp, T., Steffensen, J.-P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L.C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D.J., Nakagawa, T., Newnham, R., Schwander, J., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science* 24 (1), 3–17.
- Wefer, G., W.H. Berger, J. Bijma, G. Fischer, 1999. Clues to ocean history: A brief overview of *proxies*, in: G. Fischer, G. Wefer (Eds.), *Use of proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*, Springer, Berlin, pp. 1-68
- Weltje, G.J., Tjallingii, R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: theory and application. *Earth Planet. Sci. Lett.* 274, 423–438.
- Yang, S., Youn, J., 2007. Geochemical compositions and provenance discrimination of the central south Yellow Sea sediments. *Marine Geology* 243, 229–241.
- Yarincik, K., Murray, M., R. W., and Peterson, L. C: Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578 000 years: Results from Al/Ti and K/Al, *Paleoceanography*, 15, 210–228, doi:10.1029/1999PA900048, 2000.
- Zabel M., Bickert, T., Dittert, L., Haese, RR, 1999. Significance of the sedimentary Al/Ti ratio as an indicator for variations in the circulation patterns of the equatorial North Atlantic. *Paleoceanography* 14: 789-799.