



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

Reconstrucción de las variaciones climáticas y del nivel del mar ocurridas durante el Holoceno mediante el estudio de indicadores múltiples en sedimentos del estuario de Bahía Blanca, Plataforma Continental adyacente y zonas aledañas.

Lic. Carbonella Julieta Cecilia

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2019

PREFACIO

Esta Tesis es presentada como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor en Geología, de la Universidad Nacional del Sur (UNS) y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otras. En la misma se analizan testigos extraídos por el Instituto Argentino de Oceanografía (IADO, CONICET-UNS). La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del laboratorio de Geología y sala de microscopia del IADO durante el período comprendido entre Marzo de 2010 y Diciembre de 2018, bajo la dirección conjunta del Dr. Eduardo A. Gómez, Investigador Independiente del Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET-UNS) y Profesor del Dpto. de Ingeniería de la Universidad Tecnológica Nacional (UTN FRBB), y Dr. Rubén J. Lara, Investigador Superior del Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET-UNS).

Fecha: Julio de 2019

Carbonella Julieta Cecilia



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

Secretaría General de Posgrado y Educación continua

La presente tesis ha sido aprobada el/...../.....,

mereciendo la calificación de(.....)

“No siempre todo lo obvio, resulta tan obvio”

“Algún día diré no fue fácil, pero lo logre”

Dedicado a mi compañero de vida Martin y a mis dos motorcitos que me llenan el alma Lucio y desde la panza Vera que ha tenido que soportarme por días sentada, comprimiéndola

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a las personas que hicieron posible el desarrollo de esta tesis:

En particular agradecer a mis directores, Dr. Eduardo Gómez por su incansable insistencia para llegar a estas páginas, y que lamentablemente al momento de presentar esta tesis en la biblioteca para que sea de alcance público, ya no está entre nosotros, al Dr. Rubén Lara, al Dr. Facundo Barrera, Dra. Marcela Borel y, a todos ellos por su dedicación, paciencia, criterio y aliento para seguir adelante, al Dr. Oscar Romero que me recibió en España y me introdujo en el desconocido mundo, para mí de las diatomeas.

A la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT), y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por el marco institucional y el financiamiento económico mediante la beca de doctorado durante el período 2010 /2015.

En especial al Instituto Argentino de Oceanografía (IADO) por brindarme el lugar de trabajo y el equipamiento necesario para desarrollar esta tesis, al personal en general, administrativos (Pili y Gabi), investigadores, personal de apoyo y becarios con el que comparto día a día y sobre todo porque allí encontré a “los ++ el IADO”, ¡6 GRANDES AMIGOS!! Conocidas desde la época de estudiante como Coty y Marta y a los biólogos que fui conociendo desde ese primer día de febrero de 2010, Andre, Facu, Geor y Maju que mediante almuerzos, mates, cenas y muchas y diversas charlas forjamos esta linda amistad.

A Romi por haber realizado juntas muestreros maratónicos de los testigos y junto con Diana por intercambiar información de lo que daban sus resultados con otras herramientas de las mismas muestras.

A Marce y Andre por la contribución de las muestras para realizar los estudios análogos.

A mi mama, hermanos, cuñados y sobrinos, en especial a mi papucho que estará por siempre en mi corazón, y a mi familia política.

RESUMEN

En esta Tesis se reconstruyeron los cambios paleoambientales ocurridos durante gran parte del Holoceno, en el estuario de Bahía Blanca, áreas adyacentes de la Plataforma Continental Argentina y cuerpos de agua continentales vecinos. Ello se vincula con los cambios climáticos y las consecuentes fluctuaciones del nivel medio del mar (NMM), en base a los resultados obtenidos mediante el estudio de indicadores (proxies) de diverso origen. Se analizó la geocronología, la sedimentología, el contenido diatomológico y geoquímica de cuatro testigos recuperados, uno en el Lago Chasicó, LCH2 (38°36'57,98" S / 63° 6'38,86" O) y tres dispuestos en un gradiente de distancia desde la cabecera del Estuario de Bahía Blanca hacia la Plataforma Continental: el primero en el Canal Tres Brazas, TB (38°53'51,64" S / 62°14'44,72" O), el segundo en el sector exterior a las islas del estuario, KP60BIS (39°08'34,87" S / 61°46'10,03" O) y el tercero en la plataforma interior, PD24 (39°19'40,68" S / 61°29'43,74" O).

Los análisis sedimentológicos y diatomológicos fósiles fueron comparados con datos obtenidos en muestras actuales del estuario de Bahía Blanca: Puerto Cuatros (PC), Canal del Medio (CM), Canal Tres Brazas (TBAC), Villa del Mar (VM), y Puerto Rosales (PR); y en dos sitios del área de El Rincón (PD11 y PD34).

En conjunto, las tres secuencias fósiles obtenidas en el ambiente marino cubren gran parte del período temporal comprendido entre los cal. 8.319 años AP y los cal. 1720 años AP, mientras que la base del testigo recuperado en el lago Chasicó presentó una edad máxima de cal. 650-581 años AP.

Si bien los resultados del análisis de las muestras obtenidas en el ambiente estuarial actual reflejaron con bastante certeza sus condiciones generales, la variabilidad propia de los procesos

involucrados, sumada a la constante removilización de sedimentos desde depósitos antiguos, fundamenta la necesidad de ser cautos al momento de interpretar las condiciones pasadas de los diversos subambientes que en conjunto forman el ambiente estuarial.

El análisis de las muestras superficiales actuales obtenidas en la zona de El Rincón demuestra que, debido a la energía ambiental actual, los indicadores presentes en los sedimentos de este sector de la plataforma no reflejan la situación de la columna de agua suprayacente, sino que representan condiciones ocurridas en el pasado geológico.

Mediante los estudios efectuados sobre las secuencias fósiles obtenidas en el mar se pudieron identificar paleoambientales intermareales, submareales y supramareales, en secuencias compatibles con las variaciones del NMM causadas por cambios climáticos de escala global, los que a su vez responderían a un ciclo de la actividad solar de 2.400 años de período; mientras que la fase de baja actividad solar más reciente dentro de este ciclo, conocida como Pequeña Edad de Hielo fue identificada en el testigo recuperado en el lago Chasicó.

ABSTRACT

This thesis reconstructs the paleoenvironmental changes occurred during most of the Holocene, at the Bahía Blanca estuary, adjacent areas of the Argentine Continental Shelf and neighboring continental water bodies. Based on the results obtained through the study of proxies of different origins, these changes are linked to climate changes and the consequent fluctuations of the mean sea level (MSL). The geochronology, sedimentology, diatomological content and geochemistry of four cores were analyzed, one recovered in the Chasicó Lake, LCH2 (38°36'57.98" S/ 63° 6'38.86" W) and three on a gradient of increasing distance from the head of the Bahía Blanca estuary towards the Continental Shelf: at Tres Brazas channel, TB (38° 53'51.64" S / 62° 14'44.72" W), at the estuary islands external sector, KP60BIS (39° 08'34.87" S / 61° 46'10.03" W) and a third one on the inner Continental Shelf, PD24 (39°19'40.68" S / 61°29'43.74" W).

The sedimentological and diatomological fossil analyses were compared with data obtained from samples of the modern Bahía Blanca estuary: Puerto Cuatrerros (PC), Canal del Medio (CM), Canal Tres Brazas (TBAc), Villa del Mar (VM), and Puerto Rosales (PR); and in two sites at the El Rincón area (PD 11 and PD 34).

Together, the three fossil sequences obtained in the marine environment cover much of the time interval between cal. 8.319 years B.P. and cal. 1720 years B.P., while the base of the core recovered at Chasicó Lake exhibited a maximum age of cal. 650 - 581 years B.P.

Although the results of the analyses of the samples obtained in the current estuarine environment certainly reflects its general conditions, the inherent variability of the involved processes, apart from the constant remobilization of sediments from ancient deposits, indicate the need to be

cautious at the moment of interpreting past conditions of the various subambientes that together form the estuarine environment.

The analyses of the surface samples obtained in the area of El Rincón shows that due to the current energy of the environment, the proxies present in the sediments of this sector of the shelf do not reflect the situation of the overlying water column, but represent conditions that have occurred in the geological past.

By means of the studies carried out on the fossil sequences obtained at the sea, intertidal, subtidal and supratidal paleoenvironments were identified, in compatible sequences to the variations of the NMM caused by climatic changes of global scale, which in turn would respond to a cycle in solar activity of 2,400 years period; while the most recent low solar activity phase within this cycle, known as the Little Ice Age, was identified in the core recovered at Chasicó Lake.

CONTENIDO

| | |
|---|----|
| PREFACIO..... | 2 |
| AGRADECIMIENTOS..... | 4 |
| RESUMEN | 6 |
| ABSTRACT | 8 |
| NOMENCLATURA UTILIZADA..... | 14 |
| INTRODUCCIÓN..... | 18 |
| Relevancia del problema bajo estudio e Hipótesis de trabajo | 18 |
| Área bajo Estudio y Dinámica de los Materiales Sedimentarios..... | 20 |
| Clima terrestre y Nivel Medio del Mar durante el Período Cuaternario..... | 25 |
| Actividad solar durante el Holoceno | 28 |
| Evolución del NMM luego del Último Máximo Glacial (UMG)..... | 30 |
| Hipótesis y objetivos | 35 |
| Objetivo general | 35 |
| Objetivos específicos..... | 36 |
| MATERIALES Y MÉTODOS..... | 38 |
| 1 Etapa de campo..... | 38 |
| 1.1 Muestreo superficial actual..... | 38 |
| 1.2 Muestreo de secuencias fósiles..... | 40 |
| 2 Etapa de laboratorio..... | 44 |
| 2.1 Sedimentología..... | 45 |
| 2.2 Diatomeas | 46 |
| 2.3 Análisis geoquímicos..... | 47 |
| 2.4 Dataciones radiocarbónicas (¹⁴ C) | 48 |
| 2.4.1 Fraccionamiento Isotópico | 49 |
| 2.4.2 Edad Radiocarbónica Calibrada o Edad Sideral..... | 50 |

| | |
|---|----|
| 2.4.3 Efecto de reservorio..... | 51 |
| 2.4.4 Bioturbación y removilización de barros orgánicos | 53 |
| 2.4.5 Consideraciones finales relativas al fechado radiocarbónico: | 54 |
| 2.4.6 Fechado radiocarbónico en el presente estudio: | 54 |
| Tabla 2: Dataciones radiocarbónicas del presente trabajo. MO (materia orgánica), CONCH (conchillas), MO Rep (materia orgánica replica) | 55 |
| 3 Etapa de Gabinete | 55 |
| 3.1 Sedimentología | 55 |
| 3.2 Diatomeas | 56 |
| 3.2 a) Hábitat | 59 |
| 3.2 b) Salinidad: | 60 |
| 3.3 Dataciones ^{14}C | 61 |
| Incertidumbre en la representatividad de los indicadores micropaleontológicos y geoquímicos..... | 61 |
| Sedimentos superficiales actuales | 64 |
| Puertos Cuatros..... | 67 |
| Canal del Medio..... | 71 |
| Canal Tres Brazas | 74 |
| Villa del Mar..... | 79 |
| Área Puerto Rosales..... | 82 |
| El Rincón | 85 |
| PD 11 | 86 |
| PD 34:..... | 86 |
| TESTIGO TRES BRAZAS (TB) | 91 |
| Introducción..... | 91 |
| Descripción litológica:..... | 93 |
| Descripción geocronológica | 99 |

| | |
|--|-----|
| Descripción de diatomeas | 100 |
| Descripción geoquímica: | 107 |
| Interpretación paleoambiental | 111 |
| TESTIGO KP60BIS | 116 |
| Introducción..... | 116 |
| Descripción litológica..... | 117 |
| Descripción geocronológica | 120 |
| Descripción de diatomeas | 121 |
| Interpretación paleoambiental | 125 |
| TESTIGO PD24..... | 129 |
| Introducción..... | 129 |
| Descripción litológica..... | 130 |
| Descripción geocronológica | 134 |
| Descripción de diatomeas | 135 |
| Descripción geoquímica | 141 |
| Interpretación paleoambiental | 145 |
| TESTIGO LAGO CHASICÓ (LCH2) | 149 |
| Introducción..... | 149 |
| Descripción litológica..... | 150 |
| Descripción geocronológica | 156 |
| Descripción geoquímica | 162 |
| Interpretación paleoambiental | 167 |
| DISCUSIÓN GENERAL..... | 173 |
| Consideraciones sobre la distribución sedimentológica y de diatomeas actuales. | 173 |
| Reconstrucción de los cambios paleoambientales y de las variaciones del nivel del mar..... | 177 |
| Holoceno temprano..... | 181 |

| | |
|---------------------------|-----|
| Holoceno medio..... | 183 |
| Holoceno tardío | 188 |
| CONCLUSIONES | 196 |
| Análogos modernos | 196 |
| Holoceno Marino..... | 196 |
| Holoceno Continental..... | 199 |
| BIBLIOGRAFÍA..... | 201 |

NOMENCLATURA UTILIZADA

| | |
|----------|---|
| A.P. | Antes del Presente |
| AA | Colegio de Ciencias de la Universidad de Arizona E.E.U.U. |
| AMS | (Accelerator Mass Espectrometry) Espectrometría de Masas con Acelerador |
| Beta | <i>Beta Analytic</i> |
| B.P. | <i>Before Present</i> |
| BOPD | Buque Oceanográfico Puerto Deseado |
| ca | <i>circa</i> |
| cal. | Edad Calibrada |
| CM | Canal del Medio |
| CONICET | Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas |
| ENSO | El Niño <i>Southern Oscillation</i> |
| ER | Efecto Reservorio |
| Gra | Centrum voor Isotopen Onderzoek, University of Groningen, Holanda |
| IACT | Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Granada España |
| IADO | Instituto Argentino de Oceanografía |
| IPCC | Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático |
| IUGS | Unión Internacional de Ciencias Geológicas |
| KIA | Centro <i>Leibniz</i> Centro de Ecología Tropical, Bremen Alemania |
| KP60BIS | Nombre de Testigo KP60Bis |
| KP60BISL | Nombre de Testigo (Litología) |
| LCH2 | Nombre de Testigo Laguna Chásico |
| LCH2Is | Nombre de Testigo Laguna Chásico (Isótopos) |

| | |
|----------|--|
| LCH2L | Nombre de Testigo Laguna Chásico (Litología) |
| MINDEF | Ministerio de Defensa |
| MO | Matería Orgánica |
| NMM | Nivel Medio del Mar |
| PC | Puerto Cuatrerros |
| PD11 | Muestra superficial Puerto Deseado estación 11 |
| PD34 | Muestra superficial Puerto Deseado estación 34 |
| PD24 | Nombre de Testigo Puerto Deseado |
| PD24D | Nombre de Testigo Puerto Deseado (Diatomeas) |
| PD24L | Nombre de Testigo Puerto Deseado (Litología) |
| PD24Is | Nombre de Testigo Puerto Deseado (Isótopos) |
| PLAPIQUI | Planta Piloto de Ingeniería Química |
| PNA | Prefectura Naval Argentina |
| PR | Puerto Rosales |
| PS2 | Nombre de Testigo |
| TB | Nombre de Testigo Tres Brazas |
| TBAc | Muestras Tres Brazas Actual |
| TBD | Nombre de Testigo Tres Brazas (Diatomeas) |
| TBIs | Nombre de Testigo Tres Brazas (Isótopos) |
| TBL | Nombre de Testigo Tres Brazas (Litología) |
| UMG | Ultimo Máximo Glaciar |
| UNS | Universidad Nacional del Sur |
| VM | Villa del Mar |

| | |
|------|--|
| Vol. | Volúmenes |
| ZMT | Centro de Ecología Tropical, Bremen Alemania |

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

INTRODUCCIÓN

Relevancia del problema bajo estudio e Hipótesis de trabajo

Los estudios relacionados con las variaciones ocurridas durante el Holoceno, tanto climáticas como del nivel medio del mar (NMM) y sus causales, tienen una importancia fundamental ya que estos estudios brindan algunas de las evidencias objetivas que permitirían prever cuales podrían llegar a ser las consecuencias del cambio climático global que se está experimentando actualmente.

A partir de los informes elaborados por el Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC), los estudios sobre la evolución paleoceanográfica y paleoclimática luego del Último Máximo Glaciar (UMG) pasaron a tener particular importancia. En todos los informes del IPCC se menciona que, a fin de poder validar los resultados de las simulaciones numéricas relativas al clima global, es necesario contar primero con buenos datos de gran resolución sobre la variabilidad climática y su impacto sobre el nivel medio del mar (NMM) durante los últimos miles de años. Sin embargo, las reconstrucciones paleoclimáticas y sus efectos sobre el NMM, en el hemisferio sur en general y en el Mar Argentino en particular, aún son escasas y de muy baja resolución. Ello obedece principalmente a las dificultades propias en la obtención de información en el medio marino.

En Argentina hasta el presente, todas las investigaciones relacionadas con la variación del NMM durante el Holoceno indican que el máximo transgresivo Holoceno alcanzó alturas por encima del NMM actual en forma aproximadamente coincidente con el denominado Optimo Climático ocurrido entre los 6.000 y 5.000 años A.P. (*ca.* 7.000 y 6.000 cal. años A.P.), disminuyendo luego en forma más o menos progresiva hasta su situación actual. En el Estuario de Bahía Blanca se han efectuado numerosas investigaciones sobre los depósitos holocenos situados por encima del NMM actual, ya que se encuentran varios depósitos marinos subsuperficiales en

lugares cercanos a la línea de costa actual (González *et al.*, 1983; Gonzalez, 1989; Aliotta *et al.*, 1987; Farinati y Aliotta, 1987; Aliotta y Farinati, 1990; Farinati *et al.*, 1992); y la última transgresión holocena también produjo una serie de depósitos de disposición subparalela a la costa actual, conformados por bioclastos y arena (Farinati, 1985; Aliotta y Farinati, 1990) entre los 8 y 10 m por encima del NMM actual. Algo similar, aunque con valores dispares ocurre a lo largo de toda la costa argentina, desde Tierra del Fuego (Rabassa *et al.*, 2000; Bujalesky y González Bonorino, 1990), costas bonaerenses (Fasano *et al.*, 1982; Schnack *et al.*, 1982; Isla *et al.*, 1996), hasta el Río de la Plata (Cavallotto *et al.* 2004; Violante y Parker, 2004), por citar sólo algunos.

Sin embargo, sobre esta tendencia general, y basándose en relevamientos sedimentológicos y geomorfológicos submarinos y análisis sedimentológicos, geocronológicos, micropaleontológicos de testigos submarinos obtenidos en el área de El Rincón, Gómez (2004) y Gómez *et al.* (2000, 2005a y c, 2006) aportan evidencia que indica que durante el Holoceno ocurrieron variaciones climáticas globales desencadenadas por fluctuaciones de la actividad solar, las que se presentan agrupadas de manera tal que conjuntamente conforman un ciclo de aproximadamente 2.400 años, y que habrían sido suficientes como para modificar de manera apreciable la posición relativa del NMM.

Es así que la hipótesis que se plantea en el presente trabajo es que durante el Holoceno ocurrieron oscilaciones del NMM que habrían sido consecuencia de variaciones climáticas periódicas de escala global. Mediante el análisis de indicadores presentes en los depósitos sedimentarios, el desarrollo del presente estudio tiene como objetivo principal la obtención de mayor evidencia que posibilite, ya sea sustentar o refutar, la hipótesis planteada precedentemente.

Área bajo Estudio y Dinámica de los Materiales Sedimentarios

En el extremo sur de la provincia de Buenos Aires, sobre la Plataforma Continental interna Argentina, se localiza un área marina que debido a la forma de los sectores costeros localizados hacia el N y O, se denomina “El Rincón”. Este sector se ubica sobre la Cuenca Sedimentaria denominada del Colorado porque sobre ella fluye durante casi 1.000 km, desde los Andes hasta desembocar en el Océano Atlántico el río Colorado, donde también lo hace el Río Negro. Sobre la esquina NO de este sector se localiza el estuario de Bahía Blanca donde se emplaza el sistema portuario de aguas profundas más importante de la Argentina.

Al contrario de lo que ocurre con un episodio transgresivo marino, la preservación de depósitos marinos regresivos es muy dificultosa ya que son erosionados durante el proceso transgresivo subsiguiente. El área de El Rincón, y en particular los ambientes costeros restringidos como lo es el Estuario de Bahía Blanca (figura 1) y Bahía Anegada presenta ciertas características que la tornan particularmente apta para efectuar estudios sobre las variaciones del nivel del mar ocurridas durante el Holoceno. Debido a su disposición, la región de El Rincón es una de las áreas costeras y marinas más protegidas de la Plataforma Continental Argentina, por lo que es el sitio donde los depósitos de los antiguos deltas de los ríos Colorado y Negro han tenido mayores posibilidades de ser preservados de la acción erosiva marina ocurrida durante el hemicycle transgresivo del Holoceno.

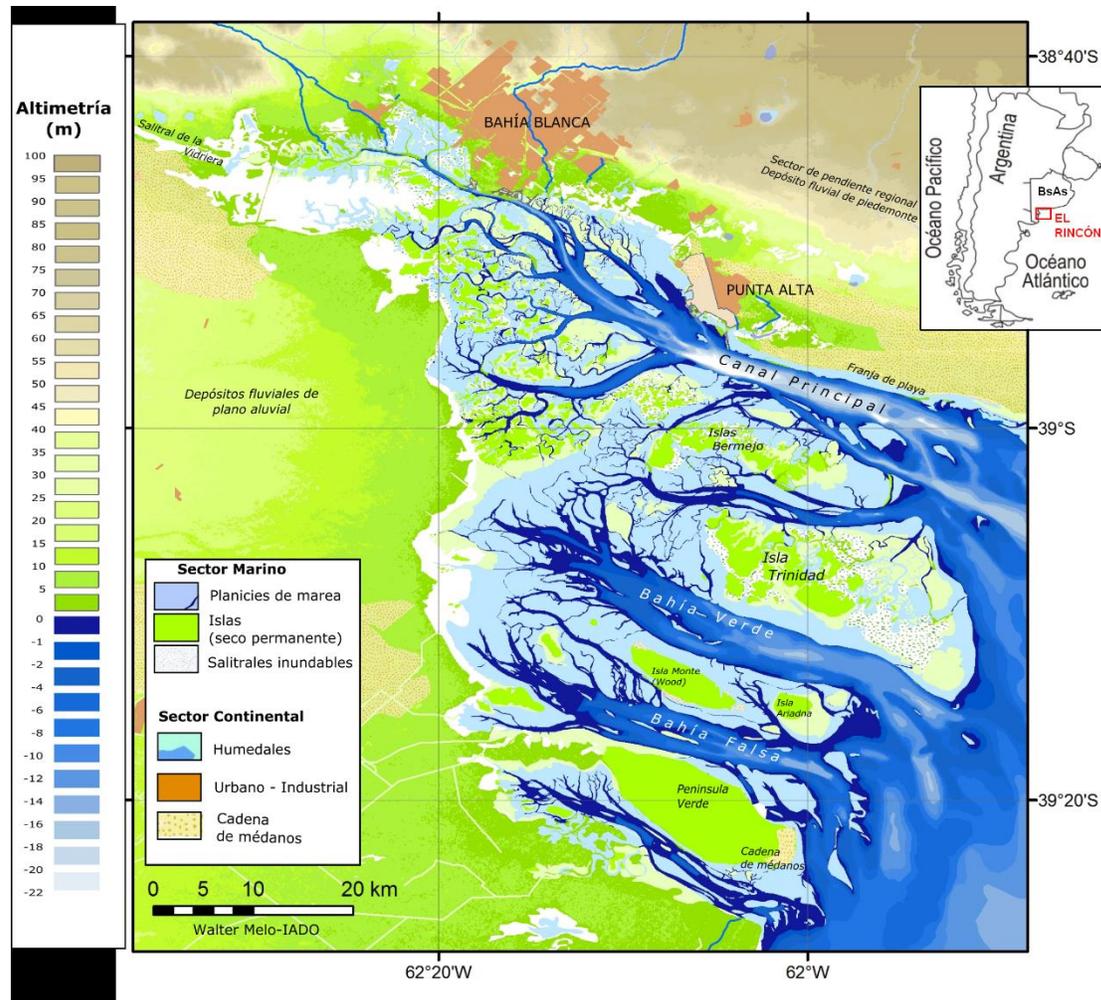


Fig. 1: Estuario de Bahía Blanca y zona de El Rincón en la Plataforma Continental Argentina.

En primer lugar, se presentan importantes depósitos marino - marginales de los cambios ocurridos en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires durante los últimos 10.000 años. Particularmente, el aporte sedimentario de origen fluvial aquí es escaso actualmente y no ha sido importante al menos durante los últimos 5.000 años, por lo que las secuencias sedimentarias del área resultan muy adecuadas para efectuar estudios sobre las variaciones del nivel medio del mar (NMM) durante el último evento transgresivo - regresivo. En este ambiente, la distribución de los diversos materiales sedimentarios (grava, arena y limo - arcilla) obedece exclusivamente a la redistribución de los mismos por acción de las corrientes de marea, las olas y el viento. Es así que

donde las corrientes de marea se encauzan (canales) el material presente predominante es arena y grava, que por la asimetría en la velocidad de las corrientes de marea es transportado como carga de fondo en una dirección neta hacia el exterior del estuario, conformando depósitos intermareal y submareales de arena en la desembocadura de los canales y deltas de reflujo sobre el sector exterior al estuario.

Si bien los materiales cohesivos (limo - arcilla) pueden sedimentarse durante los períodos de marea quieta (estoa), los mismos no pueden permanecer depositados durante la ocurrencia de las máximas velocidades de corrientes de marea (media creciente y media bajante) ya que son entonces re-erosionados. Este material cohesivo una vez erosionado es transportado en suspensión dentro de la masa de agua y puede depositarse y permanecer depositado sólo en aquellos lugares con muy baja energía ambiental persistente (Cuadrado *et al.*, 2004). En este tipo de ambiente ello sólo ocurre en forma natural en el área intermareal interior, conformando las denominadas planicies de marea de barro (mud flats), que en el caso del estuario de Bahía Blanca llegan a superar incluso el 70 % del área total del estuario (Gómez *et al.*, 2008; Grecco *et al.*, 2011). Por el contrario, en los sectores más expuestos, donde los vientos locales presentan suficiente frecuencia, duración y provienen desde el mar (fetch importante), la zona intermareal está compuesta por sedimentos principalmente arenosos. Aquí, por la acción del oleaje de tormentas se producen depósitos areno - conchilíferos en forma de cordones litorales.

Por los motivos descritos previamente, los depósitos antiguos conformados por material cohesivo reflejan no sólo un paleoambiente de baja energía, sino también un sector intermareal ya que no es posible que este tipo de material permanezca depositado en algún otro sector afectado por las corrientes de marea. Por el contrario, los cordones areno - conchilíferos evidencian no sólo una alta energía ambiental dada principalmente por oleaje de tormenta, sino también niveles

antiguos de pleamares de tormenta. Es así que la presencia de depósitos correspondientes a planicies de marea fangosas constituye en primera instancia una evidencia clara de niveles del mar ocurridos en el pasado. A pesar de las claras limitaciones de estos rasgos morfológicos, los cordones areno - conchilíferos, ya sea por la fácil identificación, accesibilidad y por encontrarse expuestos, han sido los elementos más frecuentemente usados en el estuario de Bahía Blanca para la determinación de antiguos NMM durante el Holoceno (Farinati, 1985; González, 1989; Aliotta y Farinati, 1990; Spagnuolo, 2005).

Los vientos característicos de la región provienen del noroeste y norte y, en menor medida, del sur y suroeste. Los primeros son de mayor frecuencia e intensidad, corriendo paralelos a los canales mayores afectando la circulación y la mezcla vertical de las aguas. Las olas oceánicas, salvo situaciones de fuertes sudestadas, no penetran en la parte interior del estuario y sólo tienen influencia en las costas y bancos de la zona exterior (Piccolo *et al.*, 1987).

El mapa de isohietas de Argentina evidencia una diagonal árida que cruza el territorio desde el noroeste montañoso hasta la costa atlántica, en forma de una estrecha banda con precipitaciones inferiores a los 250 mm/año. La misma está situada entre dos sistemas diferentes de circulación atmosférica dadas por el océano Atlántico y el Pacífico (Bruniard, 1982) y constituye la zona de contacto entre el régimen de lluvia de verano Atlántico y el régimen de lluvia de invierno del Pacífico, siendo éste el eje de inversión de la temperatura media anual (Capitanelli, 1972). La región que se estudia en la presente investigación se encuentra localizada en la denominada diagonal árida.

Desde el punto de vista oceanográfico, el sector interior conocido como “El Rincón”, está controlado por dos sistemas frontales: uno originado por el encuentro entre aguas costeras diluidas, por efecto de los aportes fluviales de los ríos Colorado y Negro, con aguas de salinidades altas

provenientes del Golfo San Matías y el otro, más externo, ubicado entre estas aguas de alta salinidad y las de la plataforma media de salinidad marina normal. El frente salino costero, de orientación N - S, es altamente sensible a cambios de caudal fluvial ligados al desplazamiento de la Diagonal Árida, producidos por fenómenos de escala global, originados por causas astrofísicas, tales como la denominada Pequeña Edad de Hielo, o por impactos diferenciales de El Niño (ENSO: El Niño *Southern Oscillation*) en la zona costera o cordillerana.

Es por ello que los depósitos sedimentarios localizados en “El Rincón”, además de estar relativamente protegidos de la acción erosiva del mar, tienen grandes posibilidades de evidenciar con mayor claridad los cambios climáticos ocurridos en el pasado, ya sea a nivel regional como global, que en otros sectores o regiones con tipos climáticos menos contrastantes. Si bien estos ambientes presentan características importantes en lo relativo a la pureza de la señal y preservación de los rasgos dejados por las oscilaciones del nivel del mar, la dinámica propia de los mismos (olas, corrientes, amplitud de marea, variabilidad ambiental, etc.) torna muy dificultoso su empleo como archivos climáticos. Con el fin de poder visualizar las fluctuaciones climáticas ocurridas en la región de manera más clara, se procedió a muestrear el Lago Chasicó, el cual se encuentra ubicado a 50 km hacia el NO del estuario de Bahía Blanca, ubicado entre dos zonas climáticas (Diagonal Árida) y posee un drenaje endorreico, ya que su cota es de más de 20 m por debajo del nivel del mar actual. Estas características tornan especialmente interesante a este sector para que en sus sedimentos hayan quedado registradas las fluctuaciones climáticas ocurridas en la región, razón por la que sería posible efectuar una correlación directa con lo registrado en los depósitos intermareales vecinos del estuario de Bahía Blanca.

Por todo lo anteriormente expuesto, es claro que la región al ser una zona ecotonal, es muy sensible a los cambios climáticos y a las fluctuaciones del NMM, lo que la vuelve particularmente

interesante para poder investigar las respuestas ambientales a dichas variaciones durante el Holoceno. Sin embargo, existen pocos estudios sustentados en datos cronológicos, sedimentológicos, micropaleontológicos y biogeoquímicos que expliquen la evolución del área del estuario de Bahía Blanca y Plataforma interior adyacente.

Clima terrestre y Nivel Medio del Mar durante el Período Cuaternario

Si bien el presente trabajo se centra en los cambios en el nivel del mar ocurridos durante el Holoceno, con el fin de tener una adecuada perspectiva de la magnitud y escalas temporales de los fenómenos que aquí se analizan, es necesario ver que ocurrió durante los últimos millones de años.

Al menos durante todo el período Cuaternario, la distribución y ubicación de las masas continentales de la tierra ha sido muy similar a la actual, y por lo tanto también lo fue, en rasgos generales, la circulación oceánica y atmosférica. Durante este Período ocurrieron variaciones más o menos cíclicas profundas en el clima terrestre, atravesando el planeta por períodos alternativos de glaciaciones, donde espesores inmensos de hielo cubrían las altas latitudes; y períodos cálidos en los que incluso se llegaron a derretir extensamente los hielos polares. Debido a estos cambios, el nivel medio de los océanos llegó a modificarse más de 100 m (Gibbard y Lewin, 2016). Estas variaciones casi periódicas y profundas a nivel planetario parecen estar íntimamente relacionadas con las denominadas Variaciones Orbitales o Ciclos de Milankovitch, los cuales comprenden a la Excentricidad de la Órbita terrestre (período aprox. 100.000 años), a la Oblicuidad del Eje de rotación de la tierra (período aproximado de 40.000 años), a la Precesión Axial o giro del eje de rotación de la tierra (período aproximado de 26.000 años) y a la Precesión Apsidal (período aproximado de 112.000 años) que fue descubierta con posteridad. Según esta teoría, cuando los

ciclos coinciden en dar la menor insolación en el hemisferio N y el mayor contraste estacional, se desencadenarían las glaciaciones con una frecuencia aproximada de 100.000 años.

En 2003 fue realizada en la base antártica Vostok, la perforación más profunda en hielo continental efectuada hasta ese momento (Petit *et al.*, 1999), la cual alcanzó 3.769 m de profundidad. En esta perforación están representados los últimos 420.000 años, pudiéndose medir el contenido de dióxido de carbono (CO₂) y de metano (CH₄) en forma directa, y la temperatura en forma indirecta mediante las relaciones de los isótopos estables del O₂ y el H (¹⁸O y Deuterio), lo que reveló la ocurrencia de cuatro períodos glaciares en los 420.000 años representados por este testigo (figura 2).

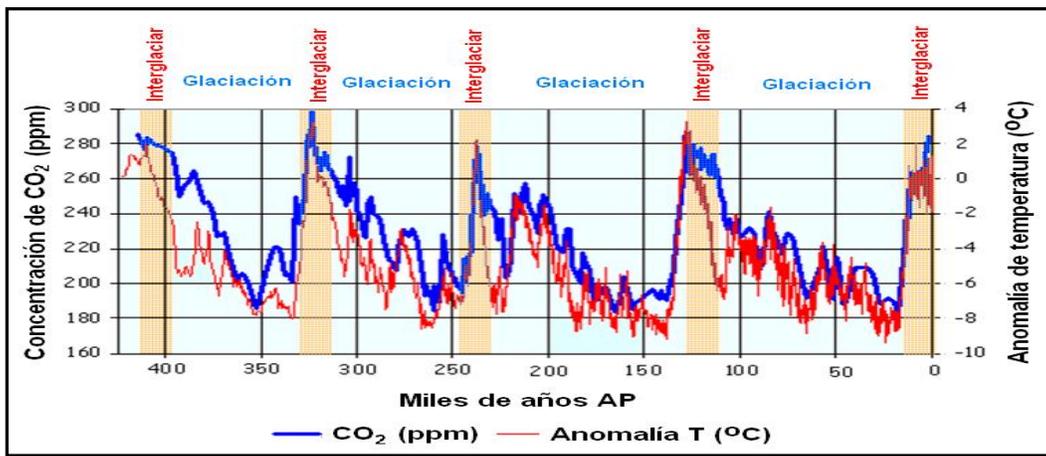


Fig 2: Variación de la anomalía de temperatura y concentración atmosférica de CO₂ en el testigo de hielo obtenido en la base antártica Vostok, (modificada de Petit *et al.*, 1999).

Como se puede apreciar claramente en la figura 2, los denominados períodos de glaciares han tenido una duración de varias decenas de miles de años, incluso superando algunas los 100.000 años, mientras que la duración de los interglaciares oscila entre 10.000 y 15.000 años aproximadamente. El último máximo glacial (UMG) tuvo lugar hace aproximadamente 18.000 años A.P., momento a partir del cual comenzó la desglaciación con el consecuente aumento rápido

del nivel medio del mar (NMM), el cual tuvo lugar en general en forma suave, pero con algunos pulsos rápidos y detenciones. Actualmente nos encontramos en el interglaciar denominado Holoceno, cuyo comienzo se relaciona con el fin del enfriamiento que tuvo lugar entre 12.700 y 11.500 años AP conocido como Dryas Reciente (*Younger Dryas*), a partir del cual las temperaturas globales se hicieron más benignas y relativamente más estables, y consecuentemente lo fue la variación del NMM.

Se debe hacer notar que al verse modificada la posición del NMM en más de 100 m entre glaciaciones e interglaciares, la circulación oceánica entre ambas situaciones se modifica de forma muy importante, ya que la emersión de tierras en algunos sectores del planeta interrumpe la circulación de las masas oceánicas, y por lo tanto se modifica la regulación climática que ésta produce a nivel global (Ponce y Rabassa, 2011).

Las variaciones climáticas que ocurren durante el transcurso de los interglaciares son mucho más suaves que las que tienen lugar durante las glaciaciones, y lo mismo ocurre en general con las variaciones del NMM. Sin embargo, se debe tener en cuenta que la ubicación relativa del NMM durante los interglaciares es consecuencia además del clima global, de la velocidad de acenso postglaciar de los continentes, por compensación isostática al verse los continentes liberados de la presión ejercida por el hielo durante las glaciaciones. Si bien se estima que las variaciones glacioeustáticas en Argentina pueden descartarse porque habría habido suficiente tiempo para la recuperación isostática total (Mörner, 1990; Bujalesky y Gonzalez Bonorino, 1990, Guilderson et al., 2000), se determinó que existe una velocidad de acenso continental general causada por procesos neotectónicos que es variable, y que de acuerdo a Codignotto *et al.* (1992), es del orden de 1 cm/1.000 años en las cuencas sedimentarias como en la Cuenca del Colorado,

incrementándose hasta 1m/1.000 años en zonas de intercuencas del SE de la provincia de Buenos Aires.

Actividad solar durante el Holoceno

Si bien de mucha menor magnitud que lo que ocurre entre glaciaciones e interglaciares, durante el Holoceno han ocurrido importantes cambios climáticos de escala global que fueron registrados incluso en tiempos históricos como Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo. Estos cambios están desencadenados por variaciones en la actividad solar.

Solanki *et al.* (2004) realizaron la reconstrucción del número de manchas solares hasta hace 11.000 años, basándose primariamente en archivos sobre la concentración de la actividad del isótopo cosmogénico ^{14}C obtenida de muestras representando períodos de 10 años provenientes de cronologías hechas en anillos de árboles de latitudes medias, incluyendo también algunas comparaciones con el contenido de ^{10}Be en testigos de hielo de la Antártida y Groenlandia de los últimos 850 años.

La velocidad de producción o generación de ^{14}C en la atmósfera terrestre es influenciada por la actividad solar mediante la modulación del flujo de los rayos cósmicos que ingresan a la atmósfera y atraviesan el campo magnético terrestre (Muscheler *et al.*, 2005). De esta forma, la medición de la actividad o contenido de ^{14}C de las dendrocronologías obtenidas de secuías, abetos y robles hasta 12.000 A.P., es una forma indirecta de medir la actividad solar en el pasado.

El ^{14}C es el isótopo inestable del C y se produce por la acción de los rayos cósmicos (neutrones) sobre el N atmosférico. El ingreso de los rayos cósmicos en la atmósfera, y en consecuencia la producción de ^{14}C , depende de la variación del campo magnético terrestre que llega a tener período de varios miles de años y que es alterado por el viento solar, el cual a su vez es consecuencia de la

actividad solar con ciclos de frecuencias mucho más altas, siendo el más conocido el de aproximadamente 11 años (figura 3).

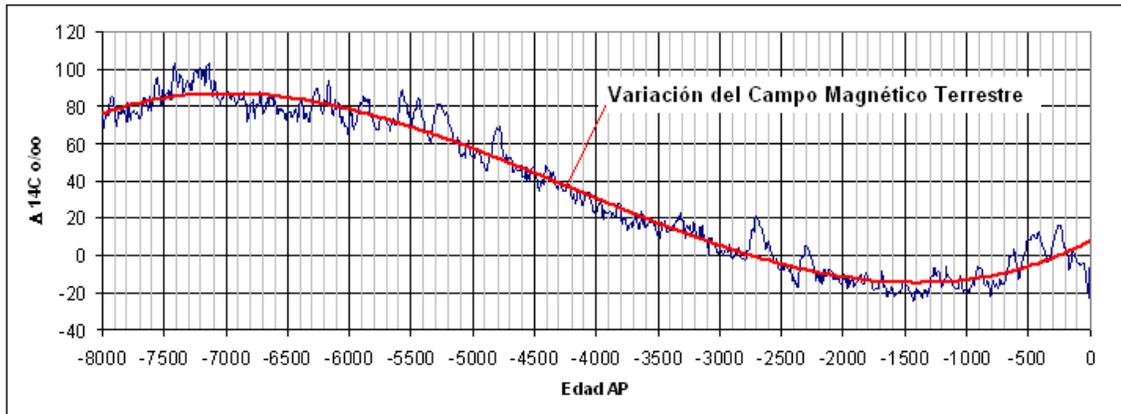


Fig. 3: $\Delta^{14}\text{C}$ debida a la variación de la combinación del campo magnético terrestre (rojo) y la actividad solar (azul), modificado de van der Plicht, 2007.

Al sustraer estadísticamente la variación del campo magnético terrestre se obtiene la anomalía residual del ^{14}C (Stuiver *et al.*, 1998), que en definitiva representa la variación en la actividad solar (figura 4).

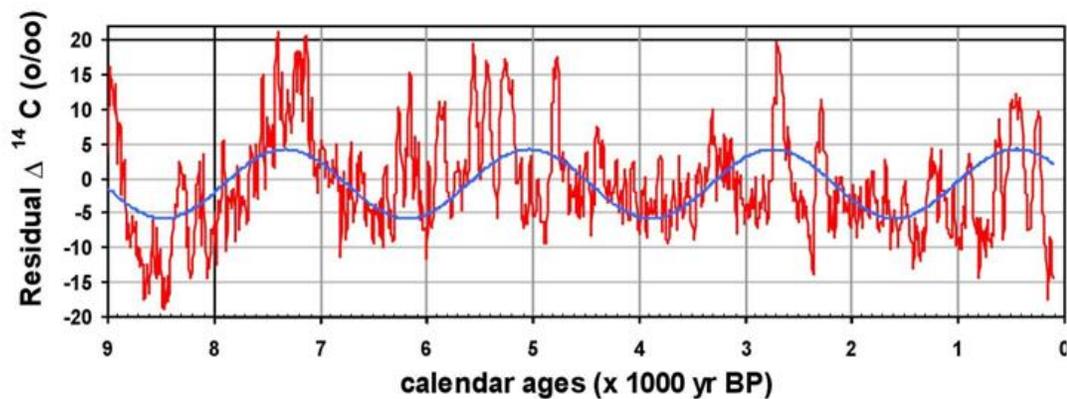


Fig. 4: $\Delta^{14}\text{C}$ residual, evidenciando las variaciones debidas a la actividad solar (rojo). La curva azul representa un ciclo en la actividad solar de aproximadamente 2.400 años de período (modificado de Gómez, 2004)

El análisis espectral de esta serie de tiempo evidencia dos ciclos de largo plazo, uno de aproximadamente 200 años (160 - 210) y otro de aproximadamente 2.400 años (2.200 - 2.600) descriptos y analizados por Suess (1980), Sonett y Finney (1990), Damon y Linick (1986), Damon *et al.* (1989), Damon y Sonett (1990), Hood and Jirikowic (1991), etc. El ciclo que más fácilmente se evidencia de la gráfica de esta serie de tiempo, incluso a simple vista, es el ciclo de 2.400 años ya que se aprecia en general un aumento de la variabilidad e intensidad solar con esa periodicidad (sinusoide azul en figura 4). De acuerdo a Charvátová (2000), este ciclo obedecería al movimiento inercial del sol causado por las variaciones en el alineamiento del centro de gravedad del sistema sol-Júpiter.

Numerosos estudios paleoclimáticos mediante el empleo de diversos indicadores han encontrado evidencia de cambios climáticos a nivel global en gran parte coincidentes con este ciclo de 2.400 años, Van Geel *et al.* (1998) entre otros para los 2.700 años AP, Chapron *et al.* (2005) determinan fluctuaciones de los glaciares del Mont Blanc para todos los picos de baja actividad solar de este ciclo (aprox. 7.300, 5.000, 2.700, 500 años AP), correspondiéndose el más cercano en el tiempo con la ocurrencia de la Pequeña Edad de Hielo.

Evolución del NMM luego del Último Máximo Glacial (UMG)

El evento transgresivo que tuvo lugar a partir de la desglaciación posterior al UMG modificó sustancialmente la posición de la costa atlántica sudamericana. Durante el UMG (18.000 años A.P.), el NMM se situaba en la Plataforma Continental Argentina aproximadamente - 120 m a partir de donde su ascenso se produjo en forma relativamente rápida, a un ritmo aproximado de 11 m cada 1.000 años. Al comienzo del Holoceno (10.000 años A.P.) de acuerdo al estudio realizado por Guilderson *et al.* (2000), el NMM había ascendido hasta alcanzar los -30 m (figura 5).

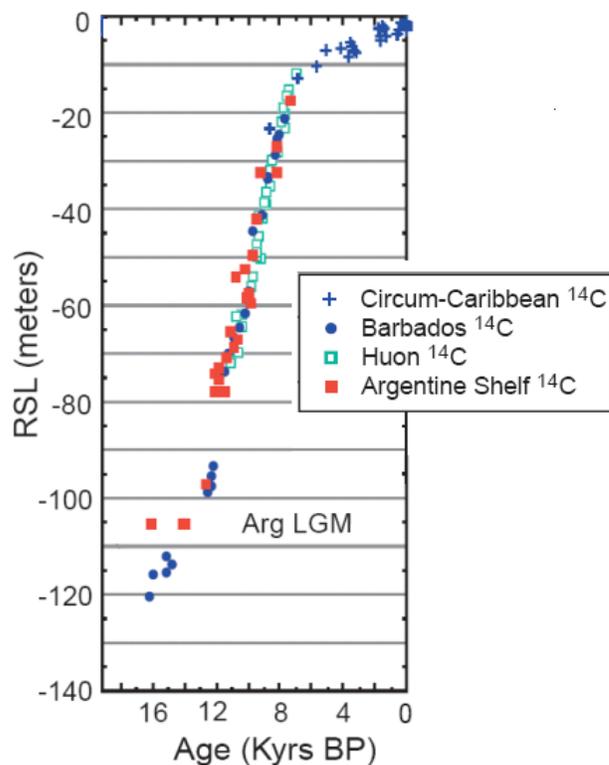


Fig 5: Evolución del NMM luego del UMG (modificado de Guilderson *et al.*, 2000).

Durante el Holoceno, el NMM habría seguido aumentando llegando a sobrepasar su actual posición en algunos metros cerca de los 6.500 años ¹⁴C A.P. para luego descender de manera más o menos progresiva hasta su posición actual. Las curvas postglaciales de ascenso y descenso del NMM propuestas para la costa bonaerense presentan algunas diferencias, no existiendo consenso fundamentalmente en lo que respecta a la altura máxima alcanzada y a la existencia o no de fluctuaciones durante el descenso sobre este patrón general (Aguirre y Whatley, 1995; Isla y Espinosa, 1998; Cavallotto *et al.*, 2004; Gómez *et al.*, 2005 a y b y referencias allí citadas; Laprida *et al.*, 2006; Prieto *et al.*, 2016).

Sin embargo, el principal impedimento al momento de determinar en detalle la evolución del NMM durante el Holoceno responde a que la geología de los depósitos submarinos es escasamente conocida debido principalmente a las dificultades propias que presenta la obtención de información

en el ambiente subacuático. En el área de El Rincón, en particular en el Estuario de Bahía Blanca, sólo Nedeco - Arconsult (1983), Aliotta *et al.* (1991, 1992, 1996), Gómez y Perillo (1991), Gómez *et al.* (1992, 2000, 2005a, 2006) y Guerstein *et al.* (1992) han realizado algunos avances en este tema.

Mediante el estudio sedimentológico y micropaleontológico de testigos obtenidos en el Estuario de Bahía Blanca, Aliotta *et al.* (1991, 1996) y Gómez y Perillo (1991) han sugerido la presencia de materiales cohesivos por debajo del NMM actual como planicies de marea que hipotéticamente se habrían depositado durante la transgresión holocena a *ca.* 7.000 ¹⁴C años AP. Sin embargo, esta explicación resultó una hipótesis sin confirmar ya que no se contaba con dataciones radiométricas de los materiales sumergidos.

Los estudios realizados en el litoral brasileño (Martín *et al.*, 1987, 2003; Martín y Suguio, 1992) indican que la ingresión holocena en Brasil alcanzó un máximo de 4 - 5 m por encima del NMM actual a los 5.100 años AP, disminuyendo luego gradualmente hasta su posición actual. Sin embargo, la información publicada por estos autores sugiere la existencia de dos rápidas oscilaciones negativas del nivel del mar (aproximadamente entre los 4.000 y 3.600 años AP, y entre los 3.000 y 2.500 ¹⁴C años AP, edad radioc. conv.). Dado que estos estudios se basan sólo en el análisis de indicios emergidos, no es posible la verificación cabal ni determinar la magnitud de tales oscilaciones por debajo del NMM actual. Tampoco estos autores evaluaron las posibles causas que habrían dado origen a tales oscilaciones.

Basándose en numerosas dataciones radiocarbónicas de restos biogénicos marinos obtenidos por encima del NMM actual, trabajos realizados recientemente en Brasil (Angulo y Lessa, 1997; Angulo *et al.*, 1999; 2006), parecerían indicar que las oscilaciones negativas descritas precedentemente no habrían ocurrido. Sin embargo, Gómez *et al.* (2009a, b, 2011) demostraron

que tal evidencia es inválida a fin de descartar las oscilaciones negativas por debajo del NMM actual. Ello se debe a que al ser calibradas las edades radiocarbónicas presentadas por Angulo *et al.* (2006), el intervalo de incertidumbre temporal se amplifica extendiéndose a valores que llegan a superar los 1.000 años (figura 6).

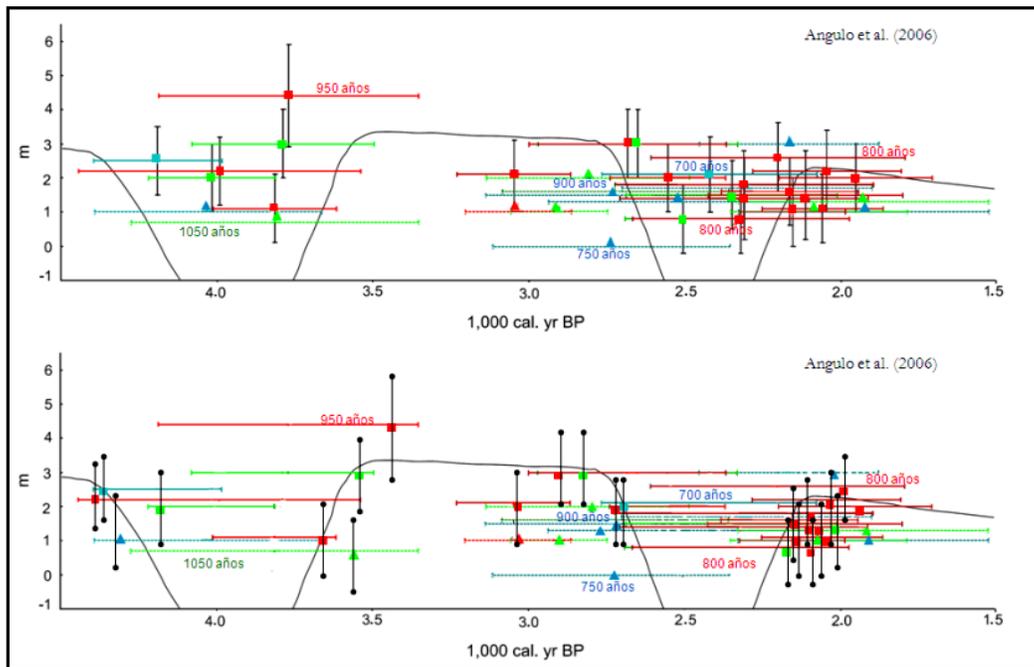


Fig 6: Al calibrar las edades radiocarbónicas obtenidas en las costas de Brasil, la incertidumbre temporal se amplifica superando incluso los 1000 años, razón que prueba no es válido emplear estos valores a fin de descartar la ocurrencia de oscilaciones del NMM (modificado de Fig. 17 en Angulo *et al.*, 2006)

Gómez *et al.* (2000, 2005a y c 2006), mediante el estudio de afloramientos submarinos en el sector exterior del Estuario de Bahía Blanca y testigos representativos de los mismos, determinaron que los materiales cohesivos que lo componen se depositaron en ambientes intermareales. Las dataciones por espectrometría de masas con acelerador (AMS) ^{14}C de la sección inferior de este testigo efectuadas sobre barro orgánico arrojaron edades convencionales de entre 6.000 y 6.300 años A.P. (cal. 7.000 – 7.300 años A.P.), mientras que las dataciones del barro orgánico de su

porción media arrojaron una edad radiocarbónica convencional del orden de los 2500 años A.P. Ambas oscilaciones del NMM fueron reconocidas en la costa Patagónica por Schellmann y Radtke (2010), mientras que la oscilación más reciente explicaría la incisión del canal del arroyo Claromecó en la provincia de Buenos Aires (Vilanova *et al.*, 2010).

Basándose principalmente en 25 fechados radiocarbónicos realizados en briozoarios, moluscos, materia orgánica y en una muestra de madera obtenidos en la Patagonia Norte, Isla (2013) presentó una curva de variación del nivel del mar para esta región. En esta contribución se indica que, durante su ascenso, el nivel del mar sobrepasó el nivel actual un poco antes de los 6.000 años AP, alcanzando una altura máxima de + 6 m a partir de la cual luego disminuyó hacia su posición actual. La información geocronológica - altimétrica presentada en la figura 3 de esta contribución exhibe variaciones notables de altura que indican un comportamiento del NMM oscilante durante gran parte del Holoceno, las cuales podrían tener relación con la hipótesis sobre la que se trabaja en el presente estudio.

Basándose en dataciones efectuadas por Farinati (1985), Gómez *et al.*, (2006) señalan que la ocurrencia de la oscilación negativa detectada en Brasil a los 5.000 años AP aproximadamente también habría tenido lugar en Argentina, al menos reconocible en el área de Bahía Blanca, y que la misma habría alcanzado también profundidades por debajo del NMM actual, pero con una menor magnitud que la oscilación posterior. Información obtenida en el área de Bahía Blanca (Gómez *et al.*, 2011), confirma la ocurrencia de esta oscilación negativa intermedia de escasa magnitud, con edades entre los 4.040 y los 5.090 años AP (cal. 5.899 - 4.441 años A.P.).

Los fechados radiocarbónicos, adolecen de incertidumbres muy importantes que son intrínsecas del método. Es así que al momento de poder evaluar correctamente la validez y significado de un fechado radiocarbónico determinado, resulta imprescindible tener en cuenta sus

alcances y limitaciones al realizar una interpretación paleoambiental y geocronológica adecuada de los resultados obtenidos. Los resultados de dataciones radiocarbónicas nunca se deberían tomar como una medición precisa de la edad, sino más bien como un indicador temporal que puede modificarse con el avance del conocimiento en la disciplina.

Por ello, en el presente estudio se da una breve explicación sobre los problemas que se presentan al momento de aplicar este método, en el punto metodología - dataciones radiocarbónicas.

Hipótesis y objetivos

La hipótesis general que se plantea en la presente tesis es que variaciones de la radiación solar que ocurrieron a intervalos regulares durante el Holoceno, habrían conducido a enfriamientos de escala global de tal magnitud que en algunos casos indujeron oscilaciones apreciables del nivel medio del mar. A fin de contrastarla, en el presente estudio se analizará en particular la sedimentología, contenido de diatomeas, geocronología y geoquímica sobre sedimentos marinos costeros, lo que posibilitaría confirmar la ubicación relativa y variaciones que habría sufrido el nivel medio del mar (NMM) durante el Holoceno.

Objetivo general

Reconocer fluctuaciones del nivel del mar y ambientales ocurridas en el estuario de Bahía Blanca durante el Holoceno sobre la base del análisis de registros sedimentológico, geocronológico, diatómológico y geoquímico recuperados en el área de estudio.

Objetivos específicos

- a) Analizar la variabilidad de la litología presente en muestras actuales y del Holoceno.
- b) Reconocer y clasificar según la salinidad y hábitat de diatomeas en ambientes actuales y fósiles.
- c) Determinar las edades geológicas de los depósitos cohesivos mediante dataciones radiocarbónicas (^{14}C) por Espectrometría de Aceleración de Masas (AMS, por sus siglas en inglés).
- d) Reconstruir cambios paleoambientales a partir del estudio micropaleontológico, sedimentológico, geoquímico y dataciones radiocarbónicas de los depósitos sedimentarios marinos y lagunares del Holoceno.
- e) Establecer correlaciones biocronoestratigráficas locales y regionales para evaluar cronológicamente las variaciones climáticas y del nivel del mar durante el Holoceno.

CAPITULO II

METODOLOGÍA

MATERIALES Y MÉTODOS

Las tareas involucradas para llevar adelante el presente trabajo abarcaron tres etapas: 1) campo, 2) laboratorio y 3) gabinete, tanto para el material superficial actual, como para el material recolectado en los testigos.

1 Etapa de campo: Consiste en la recolección de material superficial actual y extracción de las columnas sedimentarias antiguas.

1.1 Muestreo superficial actual

Para poder hacer un estudio comparativo de los ambientes actuales con los ambientes del pasado, se decidió recolectar en cinco zonas diferentes del estuario de Bahía Blanca, abarcando desde el submareal hasta el intermareal alto y en dos sectores del área de El Rincón, desde la parte más interna a la más externa son: 1^{era}) Puerto Cuatrerros en la localidad de Gral. D. Cerri, 2^{da}) Canal del Medio, 3^{era}) Canal Tres Brazas y 4^{ta}) Villa del Mar, a los cuatro sitios se accedió a pie, realizando transectas de aproximadamente de 500 metros, mientras el 5^{to}) sitio, Puerto Rosales, se realizó una transecta de 900 m desde un gomón simi rígido, perteneciente a la Prefectura Naval Argentina (PNA). Aquí las muestras se obtuvieron desde unos minis testigos que se encontraban fijos al lecho del Canal Principal y eran recolectados mensualmente, por la Lic. Cuesta Andrea para el estudio de su tesis. Tanto Villa del Mar, como Puerto Rosales, se encuentran en cercanías a la localidad de Punta Alta.

En el sector de El Rincón, a bordo del buque oceanográfico Puerto Deseado se obtuvieron las muestras con dragas Van Veen y Shipek en dos áreas diferentes, la primera se localiza aproximadamente a 200 km hacia el SE de Bahía Blanca, y la segunda frente a la desembocadura del río Negro (tabla 1, figura 7).

| Sitio de muestro | Identificación | Latitud | Longitud | Geoforma |
|--------------------------|-----------------|----------------|---------------|---|
| Puerto Cuatrero | PC cangrejos | 38°44'49.812"S | 62°23'0,888"O | Planicie de marea con bioturbación de cangrejos |
| Puerto Cuatrero | PC mata | 38°44'49.812"S | 62°23'0,888"O | Planicie de marea alta |
| Puerto Cuatrero | Cerri muelle | 38°45'3.43"S | 62°22'48,96"O | Planicie de marea media |
| Puerto Cuatrero | Cerri submareal | 38°45'3.82"S | 62°22'49,06"O | Submareal |
| Canal del medio | CM I | 38°50'25"S | 62°16'57,00"O | Marisma media con <i>Spartina alterniflora</i> . |
| Canal del medio | CM II | 38°50'25"S | 62°16'57,00"O | Marisma media |
| Canal del medio | CM III | 38°50'25"S | 62°16'57,00"O | Marisma media |
| Canal del medio | CM IV | 38°50'25"S | 62°16'57,00"O | Marisma media |
| Canal Tres Brazas | TE | 38°53'53"S | 62°15'03,00"O | Planicie de marea baja (borde del canal), con <i>Tagelus plebeius</i> . |
| Canal Tres Brazas | TD | 38°53'53"S | 62°14'59,00"O | Planicie de marea baja sin vegetación. |
| Canal Tres Brazas | TC | 38°53'53"S | 62°14'59,00"O | Planicie de marea media sin vegetación. |
| Canal Tres Brazas | TB | 38°53'54"S | 62°14'56,00"O | Planicie de marea media sin vegetación. |
| Canal Tres Brazas | TA | 38°53'55"S | 62°14'53,00"O | Marisma media con <i>Spartina alterniflora</i> (sólo cubierta en marea alta). |
| Villa del Mar | VM I | 38°51'27"S | 62°06'58,32"O | Marisma media con <i>Spartina alterniflora</i> . |
| Villa del Mar | VM IV | 38°51'27"S | 62°06'58,32"O | Marisma media |
| Puerto Rosales | PR E5 | 38°55'25.30"S | 62°03'33,00"O | Marisma media alta con <i>Spartina alterniflora</i> |
| Puerto Rosales | PR E3 | 38°55'35.6"S | 62°03'00,30"O | Intermareal medio |
| Puerto Rosales | PR E1 | 38°55'52.2"S | 62°03'49,80"O | Submareal |
| Buque PD | PD est 11 | 39°28'53.02"S | 59°57'40,33"O | Superficie del fondo marino |
| Buque PD | PD est 34 | 40°36'12.01"S | 62°07'07,62"O | Superficie del fondo marino |

Tabla 1: Identificación, ubicación y descripción de los muestreos actuales

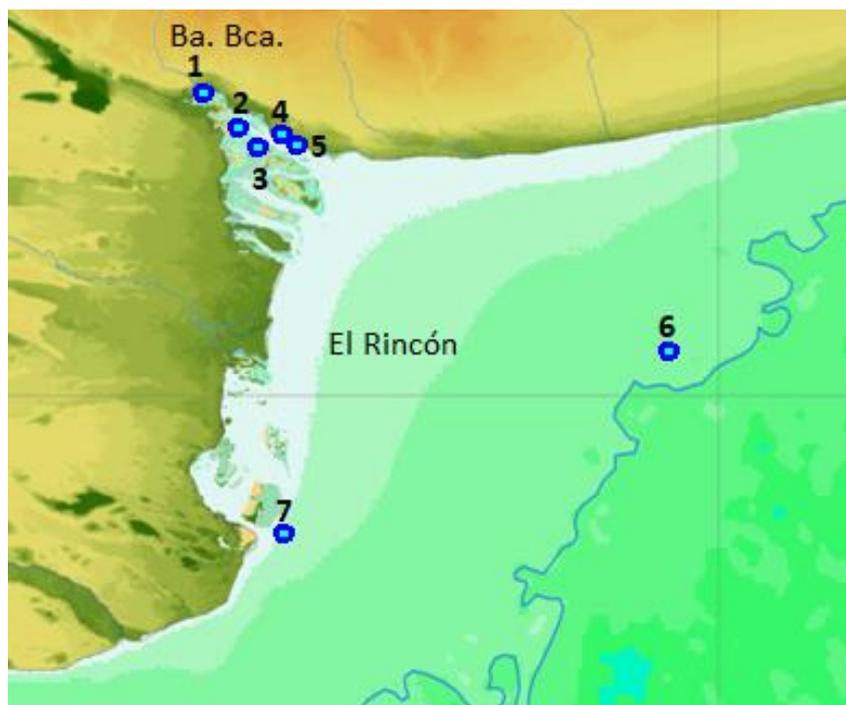


Fig. 7: Ubicación de los sitios de muestreo actuales en zonas del estuario de Bahía Blanca 1) Puertos Cuatreros, 2) Canal del Medio, 3) Canal Tres Brazas, 4) Villa del Mar, 5) Puertos Rosales, y en el área de El Rincón, 6) PD11 y 7) PD34.

1.2 Muestreo de secuencias fósiles

Con el objetivo de poder reconstruir la historia geológica holocena del estuario de Bahía Blanca y área de El Rincón, se analizaron cuatro testigos obtenidos, en el continente como en el ambiente marino y con metodologías diversas, en los que se está representado el último evento transgresivo/regresivo ocurrido durante el Holoceno. En el ambiente marino, los testigos fueron obtenidos en tres sitios diferentes a lo largo de un gradiente de distancia a la costa y a profundidad creciente (figura 8).



Fig 8: Ubicación de los 4 testigos fósiles estudiados en esta tesis.

- Desde la zona más cercana a la costa actual, uno de los sitios se ubica en la parte media del estuario, en la ribera del canal denominado Tres Brazas “TB” $38^{\circ}53'51,78''S$ / $62^{\circ}14'44,64''O$ (figura 8). Sobre el flanco erosivo del canal de mareas Tierra Firme, tributario del Canal Tres Brazas, se obtuvo el testigo mediante un sacatestigos del tipo vibrocorer de propiedad del IADO con caños de aluminio, estando el techo de este testigo ubicado levemente por debajo del nivel de la pleamar, con una penetración de aproximadamente 5 m, sobrepasándose los depósitos sedimentarios en más de un metro por debajo del nivel de las bajamares más bajas, que es el nivel de reducción de las cartas náuticas (figura 9).



Fig. 9: Vista panorámica y detalle del flanco erosivo del canal en el sitio de extracción del testigo TB en el Canal Tres Brazas.

- El segundo sitio corresponde a una ubicación exterior al estuario de Bahía Blanca (KP60 Bis) $39^{\circ}8'51,54''S$ / $61^{\circ}46'10,03''O$ (figura 8). Sobre el canal de acceso al sistema portuario en el km 60 (el punto de origen 0 (cero) se ubica en el puerto de Ingeniero White, en donde la empresa Voskalis con participación del IADO, obtuvieron varios testigos con vibrocorer con caños de PVC operado desde una plataforma, con motivo de los estudios que se efectuaban para el dragado de profundización del canal de acceso a los puertos de Bahía Blanca en 1990. El techo del mismo se ubico a 11,4 m por debajo del nivel de reducción alcanzándose una penetración de 4 m.
- El tercer sitio corresponde a un lugar distante a 36 km al sur de la localidad balnearia de Pehuén Co, en la plataforma continental interior, conocida como área de El Rincón, aquí se extrajo un testigo denominado PD24 $39^{\circ}18'44,88''S$ / $61^{\circ}29'26,46''O$ (figura 8). Mediante sacatestigos de tipo gravedad - pistón de 900 kg operado desde el Buque Oceanográfico Puerto Deseado por personal de la Armada Argentina. ((MINDEF – CONICET) durante la Campaña Oceanográfica realizada en octubre de 2010 (figura 10).

El techo de este testigo se encuentra a 16,30 m de profundidad, habiéndose alcanzado una penetración de 2,49 m.



Fig 10: PD24. Extracción del testigo PD24 mediante sacatestigos gravedad - pistón.

- A fin de poder identificar eventuales fluctuaciones climáticas ocurridas en la región de manera más clara, sin la interferencia que se incorpora por la acción del oleaje, corrientes, amplitud de marea y la variabilidad de subambientes, se seleccionó un cuarto sitio donde la señal paleoclimática pudiera haber sido preservada sin tales interferencias. Para ello se eligió al lago Chasicó, ubicado a 70 km al Noroeste de Bahía Blanca, por ser una cuenca endorreica con profundidad de cota superior incluso a los 20 m por debajo del NMM actual y estar ubicada entre zonas climáticas muy contrastantes. Para ello con la embarcación IADO IV se realizó un relevamiento batimétrico con sonda ecográfica con frecuencia de 50 kHz a fin de poder ubicar los sectores más profundos y con mayor espesor de sedimento. Posteriormente en 2011, se procedió a extraer un testigo denominado LCH2 ($38^{\circ}36'51,54''S$ / $63^{\circ} 6'24,07'' O$) (figura 8) mediante un sacatestigos de gravedad - percusión propiedad del IADO desde una plataforma construida *ex profeso* para esta ocasión, montadas sobre dos lanchas una propiedad del instituto (IADO IV) y la otra rentada en el lugar, de esta forma se navegó a velocidad

constante de 2 nudos hasta el interior del lago (figura 11), recuperándose un testigo con una penetración de 1,45 m.



Fig 11: Plataforma y sistema contruidos a fin de poder obtener un testigo en el lago Chasicó.

2 Etapa de laboratorio

Todas las columnas sedimentarias a excepción del KP60BIS fueron fraccionadas y conservadas en la cámara de frío que cuenta el IADO a una temperatura promedio de 4° C hasta el momento de su apertura para realizar el muestreo. A posteriori los mismos fueron abiertos, realizando una observación visual, fotografiados y a continuación se procedió al muestreo propiamente dicho cada 5 cm, obteniendo secciones de un centímetro de espesor para la realización de estudios sedimentológicos, diatomológicos, isotópicos y geocronológicos.

Para una mejor conservación del material destinado al estudio isotópico (ver 2.3), en la Planta Piloto de Ingeniería Química (PLAPIQUI) Bahía Blanca, se liofilizaron con el objetivo de extraer la humedad a - 80° C con un liofilizador Rificor L-A-B3-C.

2.1 Sedimentología

La totalidad de los análisis de sedimentología fueron llevados a cabo en instalaciones del laboratorio de geología marina del Instituto Argentino de Oceanografía (IADO).

Los testigos TB, KP60BIS y LCH2 han sido analizados con un analizador de partículas por difracción de rayos laser Master Sizer Hydro 2000 Mu, siendo este utilizado para la caracterización granulométrica del sedimento, por lo que se requiere de una pequeña cantidad de material (2 o 3 g) y unas gotas de agua destilada para realizar una pasta homogénea, luego se coloca en un medio dispersante (1 litro de agua destilada), haciendo previamente una medición de referencia (blanco), para dar comienzo a la lectura. Por cada muestra el software realiza tres lecturas y un promedio. Una característica importante a tener en cuenta es que el Master Sizer, no cuenta partículas de sedimento, sino que mide la distribución del tamaño de grano, y la unidad de medida es en % de volumen. El software arroja datos estadísticos básicos como la media, mediana y moda, además de graficar la distribución de sedimento % vol. versus mn, grado phi, etc. Previamente las muestras fueron tratadas con agua oxigenada 130 % volúmenes en placa caliente y bajo campana para eliminar todo resto de materia orgánica.

En cambio, en el testigo PD24, como contenía un porcentaje elevado de restos de conchillas y arena gruesa, se utilizó el método de tamizado por un término de 5 minutos, utilizando la tamizadora sónica ATM Sonic Sifter, ya que se contaba con pequeñas cantidades de material (5 - 6 g) y luego lo retenido en cada tamiz fue pesado en una balanza Scientech SA 210 (210*0.001g).

La descripción sedimentológica de los testigos se realizó de acuerdo a la clasificación textural de los sedimentos propuesta por Folk (1974).

2.2 Diatomeas

El preparado de las muestras diatomológicas fue realizado una parte en instalaciones del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT) Granada, España, bajo supervisión del Dr. Romero Oscar y otra parte en el laboratorio de geología marina del IADO, siguiendo la metodología establecida por Schrader y Gersonde, (1978). Se procedió a pesar aproximadamente entre 0,50 y 0,60 g de sedimento por muestra, se colocó cada muestra en vasos de precipitado de 400 ml debidamente rotulados. Para la eliminación de la materia orgánica se disolvió una cucharada de peróxido de sodio (Na_2O_2) en agua oxigenada (H_2O_2) al 30% vol, vertiendo 100 ml esa mezcla a cada muestra, en una placa caliente a 200 °C por un lapso de 20 minutos, cuando la ebullición fue muy fuerte, la misma se redujo con alcohol etílico. Finalizado el tiempo se lleno con agua destilada cada recipiente, dejando decantar por 8 hs. Luego con un extractor se sacó el líquido con sumo cuidado evitando la remoción de material, se volvió a llenar de agua, 24 hs después nuevamente se extrajo el agua y se procedió a eliminar los carbonatos de calcio colocando en cada muestra entre 3 a 5 ml de ácido clorhídrico (HCl) al 100%, también dejándolo actuar por 20 minutos a 200 °C. Se vuelven a llenar los vasos con agua destilada, repitiendo el proceso de extracción y llenado dos veces al día al menos durante una semana, o hasta neutralizar el pH. Transcurrido los sucesivos lavados, se retiró el sobrenadante por última vez y se guardó 40 ml en botellas de vidrio debidamente rotulados, a continuación se recolectó una alícuota estándar de 10 ml y se virtió en cajitas de petri que contenían dos cubreobjetos (18 mm) por muestra, se dejó decantar y al cabo de tres horas se colocó papel secante para eliminar el líquido restante, quedando la concentración de diatomeas en los cubreobjetos, luego fueron montadas en portaobjetos y fijados con resina Naphrax® (índice de refracción 1,74) sobre placa caliente. Todo el desarrollo de los preparados se ha realizado bajo campana.

2.3 Análisis geoquímicos

La totalidad de estos análisis se llevaron a cabo en el Centro de Ecología Tropical (ZMT), Bremen, Alemania. El contenido de carbono (C) y nitrógeno (N) se obtuvieron en un analizador elemental (Fisons, NA 2100). El estándar de referencia 1515 fue utilizado para la calibración y como norma de calidad. El C orgánico (C_{org}) se determinó mediante la eliminación de C inorgánico (C_{inorg}) por acidificación con ácido clorhídrico, HCL 1N (12 h a 50 °C).

El análisis del isótopo estable ¹³C se llevó a cabo con un espectrómetro de masas Thermo Finnigan Delta Plus acoplado a un analizador elemental flash EA 1112. Los resultados se normalizaron con los estándares de Pee Dee Belemnite y N₂ atmosférico. Se calcularon las relaciones isotópicas como el ‰ de la desviación del valor estándar ($\delta^{13}\text{C}$) (Lara *et al.* 2010).

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

Los isótopos estables de carbono (¹³C) y nitrógeno (¹⁵N) de la materia orgánica particulada (POM) y de cada una de las fracciones de seston (microplanctón, nanoplanctón y POM) fueron analizados con un espectrómetro de masas Thermo Finnigan Delta Plus acoplado a un analizador elemental Flash EA 1112, siguiendo lo descrito en Verado *et al.*, (1990). Los filtros homogenizados fueron colocados también en viales de plata, acidificados con HCL 0,1N, secados por 12 hs a 50 °C y completamente oxidados en un analizador elemental por combustión relámpago a

temperaturas superiores de 1.000 °C bajo oxígeno puro. La composición isotópica del N₂ y el CO₂ fue detectada por espectrometría de masas.

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

Los resultados fueron normalizados con los estándares: Pee Dee Belemnite (Fry y Sherr, 1984) y nitrógeno atmosférico, calculando las siguientes relaciones isotópicas:

$$R = \frac{{}^{13}\text{C}}{12\text{C}} \text{ o } \frac{{}^{15}\text{N}}{14\text{N}} \text{ y,} \quad \delta X(\text{‰}) = \left[\left(\frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{estandar}}} \right) - 1 \right] * 1000$$

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

2.4 Dataciones radiocarbónicas (¹⁴C)

La datación por radiocarbono es, básicamente, un método diseñado para medir la radioactividad residual. Al conocer la cantidad de ¹⁴C remanente en una muestra, puede conocerse la fecha de la muerte del material datado. El ¹⁴C se forma continuamente en la atmósfera superior por el efecto de los neutrones de rayos cósmicos sobre los átomos

de ^{14}N , oxidándose rápidamente en el aire para formar dióxido de carbono y entrar en el ciclo global del carbono.

Las plantas y los animales asimilan el ^{14}C a partir del dióxido de carbono durante toda su vida. Cuando mueren, dejan de intercambiar carbono con la biósfera y su contenido relativo de ^{14}C empieza a disminuir a una tasa determinada por la ley del decaimiento radioactivo (vida media de 5.730 años).

Es decir, dado que las proporciones relativas entre los diferentes isótopos del C en la atmósfera se mantienen aproximadamente constantes en el tiempo, los organismos mientras están vivos reflejan esa relación. Una vez que el organismo muere, la relación entre los isótopos estables del C y el ^{14}C deja de ser constante ya que la cantidad de este último disminuye por desintegración con el transcurso del tiempo. Es así que el fechado radiocarbónico básicamente consiste en medir la relación entre el isótopo inestable, ^{14}C y el estable, ^{12}C , ya que la proporción relativa de ^{14}C es menor mientras mayor sea la edad. Esta edad radiocarbónica surge de asumir que la producción de ^{14}C fue siempre constante e igual a la actual. Sin embargo, ello no fue así, existiendo además varios otros elementos que es necesario tener en cuenta a fin de corregir y tratar de obtener una edad lo más representativa y fiable posible.

2.4.1 Fraccionamiento Isotópico: Debido a que no todos los organismos asimilan los isótopos del C en la misma proporción, se debe efectuar una corrección que se denomina “fraccionamiento isotópico” la cual está en relación al isótopo estable ^{13}C y que es propia de cada organismo o material derivado. Cuando se miden todos los isótopos del C, como ocurre con el método de AMS, esta corrección se mide y es entregada en el informe que da el laboratorio; mientras que por los otros métodos de determinación esta corrección se estima de los valores típicos para cada material u organismo. A este valor se lo denomina *Edad Radiocarbónica Convencional Normalizada*.

2.4.2 Edad Radiocarbónica Calibrada o Edad Sideral: Debido principalmente a variaciones del campo magnético terrestre, la concentración relativa de ^{14}C atmosférico durante el Holoceno temprano y medio fue mayor que en la actualidad. Es por ello que las edades que se obtienen a través de la medición de la proporción de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ (edades radiocarbónicas) presentan valores que suelen ser menores que la edad real o sideral (figura 12).

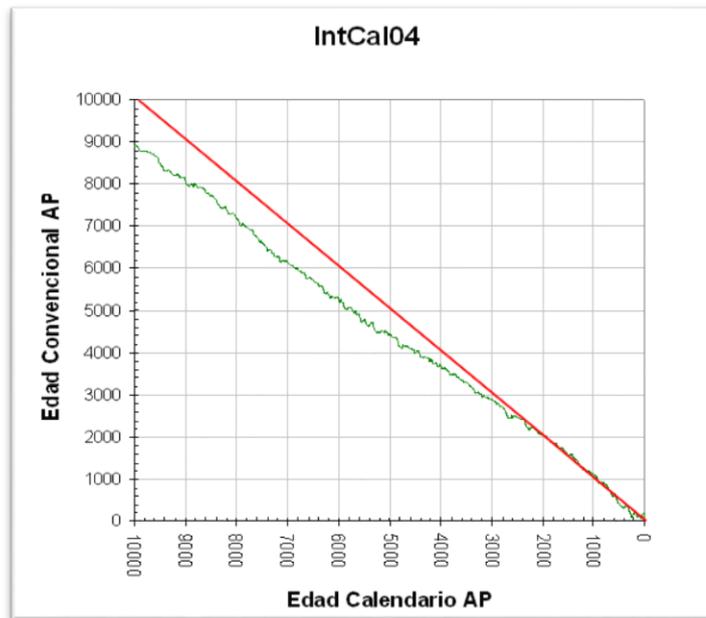


Fig. 12: Distorsión de la Edad Convencional respecto a la Edad Calendario, modificado de IntCal04, (Reimer et. al., 2004).

La conversión o calibración de las edades radiocarbónicas convencionales a edades calibradas se realiza mediante la curva de calibración obtenida mediante el estudio de las concentraciones de ^{14}C proveniente de estudios dendrocronológicos del Holoceno. Sin embargo, sobre esta variación del campo magnético terrestre, que es de ciclo largo (miles de años) existen oscilaciones de alta frecuencia (de decenas a pocos cientos de años) de la actividad solar. Las variaciones en el viento solar, el cual interactúan con el campo magnético terrestre, modulando la producción de ^{14}C en la atmósfera.

Si bien se conoce la concentración de ^{14}C en la atmósfera con bastante precisión para los últimos 11.000 años, la sucesión rápida de picos de baja y alta actividad solar, que se traduce en variaciones rápidas de la producción de ^{14}C , magnifica la incertidumbre temporal al llevarse los fechados radiocarbónicos convencionales a edades siderales. Es así que al calibrar por ejemplo una datación convencional de 2.550 ± 40 años AP, la incertidumbre temporal a 2σ pasa de aproximadamente 160 años a casi 400 años (figura 13).

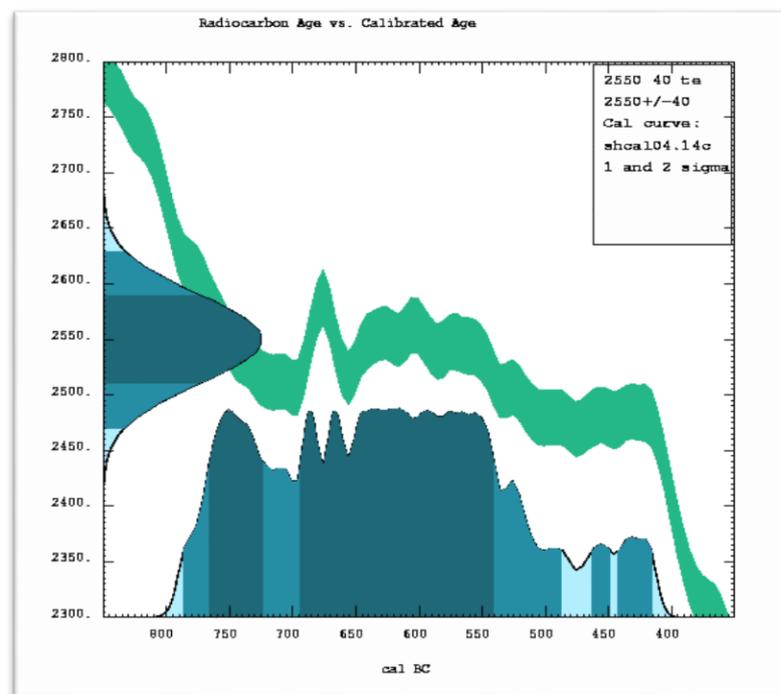


Fig. 13: Ampliación de la incertidumbre temporal al calibrar las edades radiocarbónicas convencionales.

Imagen obtenida de Calib 7.1

2.4.3 Efecto de reservorio: Las dataciones ^{14}C efectuadas sobre organismos que obtienen su C desde el agua (bivalvos, gastrópodos, crustáceos, foraminíferos, plantas acuáticas sumergidas, etc.) suelen presentar un envejecimiento aparente denominado Efecto del Reservorio (ER) el cual se debe a que el reservorio en el que viven (mar, lago, río) presenta menor proporción de ^{14}C que la atmósfera. En el mar ello generalmente ocurre por un lado por el retraso que sufre la difusión del CO_2 atmosférico en el medio líquido,

que es del orden de 400 años. A ello se suman las modificaciones causadas por la circulación oceánica, que puede conducir a tener valores de envejecimiento aparente del orden de los 1.000 años, como ocurre en las aguas vecinas a la Antártida. A su vez puede haber modificaciones sustanciales de estos valores por disolución de carbonatos antiguos, por lo que los organismos que obtienen el C del agua pueden presentar envejecimientos aparentes aún mayores.

En Argentina son muy pocos los trabajos que abordan esta temática. La primera contribución realizada por Cordero *et al.* (2003) se efectuó sobre organismos recolectados vivos en la Patagonia, razón por la que deben tomarse sus valores como un indicador ya que es posible que hayan sido afectados por la incorporación de ^{14}C generados en la era nuclear.

Estudios efectuados en conchillas de individuos de los géneros *Pitar*, *Brachidontes*, *Macta*, *Tagelus* y *Littoridina* recolectados vivos con anterioridad a la era nuclear en la costa de la Provincia de Buenos Aires (Gómez *et al.*, 2008) determinaron que el aporte costero de aguas duras superficiales y subsuperficiales da como consecuencia una incertidumbre temporal en las dataciones ^{14}C de hasta 2.800 años en el área de Mar del Plata y Quequén. Ello significa que salvo algunas excepciones y al menos para esta región, las determinaciones efectuadas sobre conchillas no resultan adecuadas para elaborar geocronologías del Holoceno. Por el contrario, debido a que la fotosíntesis en las planicies de marea tiene lugar durante la bajamar, el C que se incorpora en la zona intermareal es de origen principalmente atmosférico. La alta concentración de sedimento en suspensión en el agua, que finalmente dará lugar a los depósitos sedimentarios bajo estudio, sólo permite que las microalgas bentónicas y cianobacterias responsables de la mayor productividad primaria de este ambiente (Grecco *et al.*, 2011), puedan fotosintetizar durante el período de bajamar (Calvo Marcilese *et al.*, 2011). Por tal motivo

es de esperar que las planicies de marea cohesivas que no han sufrido bioturbación presenten un muy bajo valor de ER, con lo cual las dataciones radiométricas efectuadas sobre el barro orgánico de estos ambientes deberían representar una vez calibradas, las edades reales de los depósitos.

Los estudios más recientes sobre el ER fueron realizados en la costa del golfo San Matías por Favier Dubois y Timothy Jull (2018) mediante el análisis de restos arqueológicos correspondientes a los últimos 5.000 años, obteniendo un valor de ER marino medio de 266 ± 51 años.

2.4.4 Bioturbación y removilización de barros orgánicos: Si bien las edades medidas sobre materia orgánica de depositación intermareal en sí mismo no presentan grandes inconvenientes relacionados al bajo contenido de ^{14}C del agua por Efecto de Reservorio o por Efecto de Aguas Duras, en estos ambientes, desde el norte del estado de Río de Janeiro, Brasil, hasta el golfo San José, Argentina, viven animales como el cangrejo *Neohelice granulata* que al ser cavador construye cuevas y galerías de más de un metro de profundidad movilizandando materiales antiguos hacia la superficie. La densidad de cuevas que construyen estos cangrejos en el ambiente del estuario de Bahía Blanca varía entre 172 cuevas por m^2 en planicies de mareas interiores del estuario hasta 88 cuevas por m^2 en marismas altas de sectores más externos (Angeletti y Cervellini, 2019). Estos cangrejos en las planicies de fango remueven, entrapan y erosionan más sedimentos desde sus cuevas por unidad de área que aquellos que viven en las marismas (Angeletti et al., 2018). Es así que tales materiales al mezclarse con los superficiales “diluyen” la concentración de ^{14}C , pudiendo dar en consecuencia un envejecimiento aparente en los depósitos que no es posible corregir. Algo similar ocurre con la removilización de materia orgánica antigua causada por erosión de ríos, olas y corrientes de marea y su posterior depositación, razón por la que es común encontrar barros en depósitos intermareales que

presentan edades anormalmente altas o inversiones en las edades en una misma secuencia sedimentaria.

2.4.5 Consideraciones finales relativas al fechado radiocarbónico: Aún tomando todas las precauciones del caso, es claro que existen muchos problemas y limitaciones en el método de fechado radiocarbónico, que generan incertidumbres temporales de hasta muchos cientos de años. Sin embargo, ello no significa que los valores obtenidos estén necesariamente errados ya que, aunque aún no se conozca, siempre existirá una razón para que ello ocurra, y el poder llegar a conocerla en el futuro puede llevar a un avance en la temática que se está investigando. Por tal motivo, desde el punto de vista científico resulta adecuado y recomendable citar todas las dataciones obtenidas, sin descartar u ocultar aquellas que aparentan no coincidir con los resultados esperados. Por las incertidumbres propias del método que aquí se han descrito, los resultados de dataciones radiocarbónicas nunca se deberían tomar como una medición precisa de la edad, sino más bien como un indicador temporal que puede modificarse con el avance del conocimiento en la disciplina.

2.4.6 Fechado radiocarbónico en el presente estudio: Sobre los testigos obtenidos, se realizaron varios fechados radiocarbónicos mediante el método de Espectrometría por Aceleración de Masas (AMS) sobre fango orgánico sedimentario en el Laboratorio *Beta Analytic* de Estados Unidos, en el Laboratorio del Colegio de Ciencias de la Universidad de Arizona (AA), en el Centro Leibniz de Ecología Marina Tropical de Bremen, Alemania (KIA) y en el Centrum voor Isotopen Onderzoek, University of Groningen, Holanda (Gra) (tabla 2).

| Testigo | Prof (cm) | Nº muestra | Material | Lab- País | Edad ¹⁴ C | Edad Calibrada |
|----------------|-----------|--------------------|----------|----------------------|----------------------|----------------|
| TB | 71.04 | AA104475 – X28019 | MO | ARIZONA EEUU | 3188 ± 64 | 3176 - 3553 |
| TB | 128.76 | AA104478 – X28022 | MO | ARIZONA EEUU | 6369 ± 33 | 7165 - 7411 |
| TB | 230.88 | KIA42949 | MO | ZMT ALEMANIA | 4040 ± 70 | 4240 - 4808 |
| TB | 279.72 | Beta 282198 | MO | BETA EEUU | 4760 ± 40 | 5322 - 5583 |
| TB | 357.42 | AA104476 – X28020 | MO | ARIZONA EEUU | 4260 ± 30 | 4626 - 4854 |
| TB | 488.4 | Beta 282197 | MO | BETA EEUU | 5090 ± 40 | 5662 - 5907 |
| KP60BIS | 77 – 80 | GrA27126 | MO | GRONINGEN HOLANDA | 2220 ± 60 | 2019 - 2332 |
| KP60BIS | 162-165 | GrA27127 | MO | GRONINGEN HOLANDA | 1950 ± 60 | 1720 - 1997 |
| KP60BIS | 163 – 170 | Beta 21677 | MO | BETA EEUU | 1900 ± 40 | 1708 - 1887 |
| KP60BIS | 310 | AA104482 | MO | ARIZONA EEUU | 6130 ± 33 | 6800 - 7156 |
| KP60BIS | 337-340 | GrA27128 | MO | GRONINGEN HOLANDA | 5980 ± 70 | 6566 - 6952 |
| PD 24 | 15 | AA110194 - B10848 | CONCH | ARIZONA EEUU | 672 ± 22 | 557 – 651 |
| PD 24 | 31 | AA110193 - B10847 | CONCH | ARIZONA EEUU | 1789 ± 25 | 1589 - 1715 |
| PD 24 | 81 | AA110192 - B10846 | CONCH | ARIZONA EEUU | 5663 ± 27 | 6311 - 6471 |
| PD 24 | 107 | KIA44146 | MO | ZMT ALEMANIA | 6935 ± 45 | 7623 - 7836 |
| PD 24 | 249 | KIA44145 | MO | ZMT ALEMANIA | 7410 ± 40 | 8045 - 8319 |
| LCH2 | 23 | AA104481R – 28025A | MO Rep | ARIZONA EEUU | 729 ± 37 | 622 – 681 |
| LCH2 | 23 | AA104481 – 28025A | MO | ARIZONA EEUU | 1005 ± 24 | 801 – 925 |
| LCH2 | 72 | AA104479 | MO | ARIZONA EEUU | 867 ± 23 | 682 – 770 |
| LCH2 | 125 | AA104480R X28024A | MO Rep | ARIZONA EEUU | 867 ± 38 | 675 – 793 |
| LCH2 | 125 | AA104480 X28024A | MO | ARIZONA EEUU | 929 ± 28 | 730 - 904 |
| LCH2 | 125 | AA97841 | Ramita | ARIZONA EEUU | 641 ± 35 | 581 – 650 |

Tabla 2: Dataciones radiocarbónicas del presente trabajo. MO (materia orgánica), CONCH (conchillas), MO Rep (materia orgánica replica)

3 Etapa de Gabinete

3.1 Sedimentología

Los datos obtenidos tanto con el analizador de partículas Master Sizer hidro 2000 como los obtenidos por la Tamizadora ultrasónica se volcaron en el programa informático GRADISTAT V8, para la clasificación de la granulometría, y luego con el Corel Draw 12 y TILLIA GRAPH

1.7.16 se realizaron los perfiles litológicos correspondientes y análisis de agrupamiento de las muestras.

3.2 Diatomeas

Las diatomeas (Bacillariophyceae), son algas eucariotas unicelulares fotosintéticas. Se encuentran en casi todas partes, en aguas dulces, entre los musgos, sobre las cortezas de los árboles, en el néctar de las flores e incluso en algunos de nuestros órganos, de forma aislada o en colonias.

El aspecto más destacable y estudiado de las células diatómicas es su pared celular. Los componentes de la pared constituyen un esqueleto externo o frústulo cuyo tamaño varía entre 2 a 500 micrones. El frústulo consiste en dos tecas o valvas esculpidas, unidas como en una caja con su tapa. La teca más grande del frústulo recibe el nombre de epiteca y la más chica se denomina hipoteca y están sostenidas por un cinturón formado por varias estructuras cingulares o cingulo (banda conectivas). En el caso de las diatomeas fósiles, las tecas suelen hallarse sueltas en los sedimentos, ya que el cingulo tiende a separarse (Gutiérrez Téllez, 2007). Las valvas son esencialmente un sistema de costillas radiales, que se forman a partir de vesículas que depositan sílice. La depositación de sílice sigue un patrón alargado (pennadas) o circular (céntricas) lo que permite clasificarlas en diatomeas pennadas con simetría axial y diatomeas céntricas con simetría radial (Gutiérrez Téllez, 2007), (figura 14).

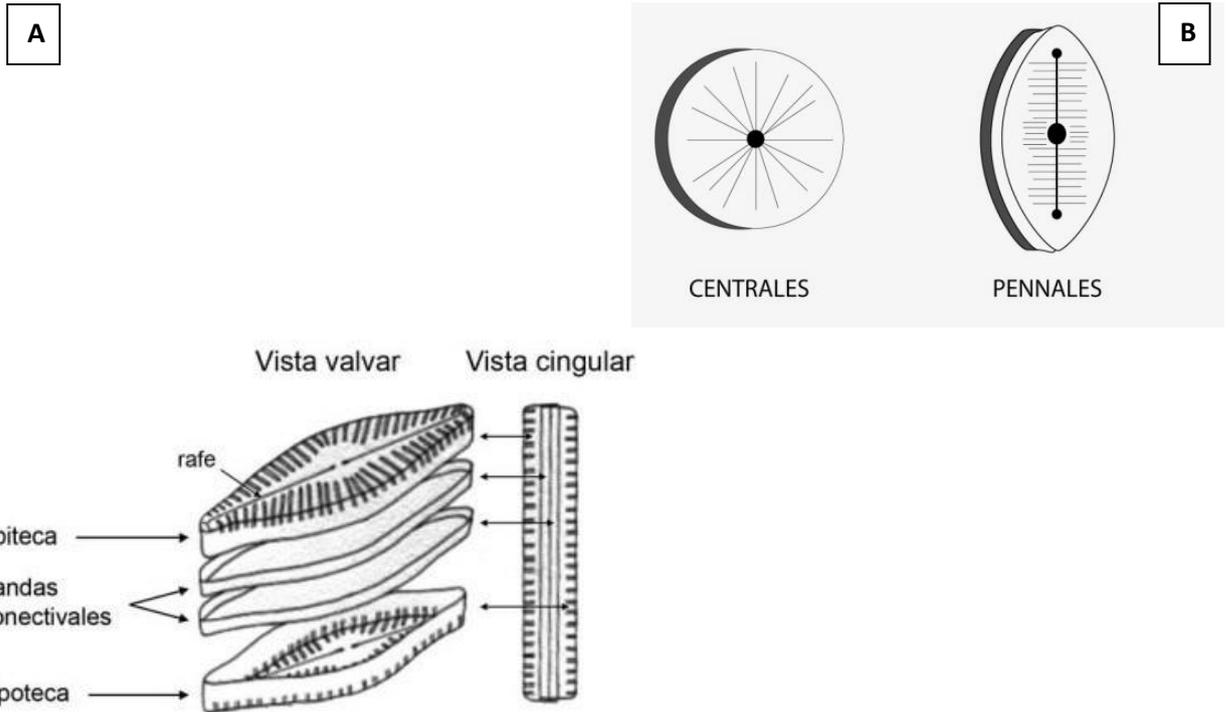


Fig. 14: A: Estructura, B: clasificación de las diatomeas. Imagen obtenida de la web.

Las diatomeas, son muy utilizadas como indicadores ambientales, debido a su amplia distribución geográfica, su elevado número de especies, su habilidad para colonizar diferentes medios y su capacidad de respuesta a cambios en su entorno, son una valiosa herramienta para realizar inferencias paleoclimáticas debido a su sensibilidad a variables, indicadoras de cambios ambientales, como por ejemplo profundidad del agua, temperatura, salinidad y pH (Round *et al.*, 1990).

Las diatomeas son componentes importantes de las asociaciones bentónicas microalgales en estuarios y ambientes costeros de poca profundidad (Sullivan, 1999). Por su gran abundancia en sedimentos y debido a que estos organismos responden rápidamente a cambios ambientales, son utilizadas para reconstrucciones paleoambientales (Cooper, 1995). En este sentido, los estudios paleoecológicos basados en diatomeas han demostrado ser una técnica muy valiosa (Denys y De Wolf, 1999).

Sin embargo, no hay que dejar de tener presente que las diatomeas al tener el tamaño de un grano desde una arena a una arcilla pueden ser transportadas muy fácilmente, favorecidas por una serie de mecanismos de dispersión como ser la circulación atmosférica, las corrientes oceánicas, las aves, los peces, los mamíferos marinos y el ser humano (Broady y Smith 1994; Broady 1996, Maidana *et al.*, 2005). Vincent (2000), señala que tales mecanismos de dispersión serían particularmente importantes durante períodos de cambios climáticos.

En la sala de microscopía del IADO se procedió a realizar el conteo de al menos 400 valvas por muestra bajo un microscopio Trinocular tipo Nikon eclipse 80i, con objetivo de inmersión 100x (Scharader y Gersonde, 1978). El material bibliográfico consultado para la identificación de las especies fue Round *et al.* 1990, Hendeby (1964) y Vos y De Wolf, 1993 y páginas web como AlgaeBase y WoRMS.

Una vez finalizados los conteos, continuando con los trabajos de gabinete se calculó la cantidad expresada en porcentaje (%) de diatomeas contenidas por gramo de sedimento en un área aplicando el siguiente cálculo:

$$X = ((A/a) * (V/v) * (1/\text{gr usados para la muestra}) * n)$$

Donde:

X= concentración (%) de diatomeas por gramo de sedimento en un área

A= Diámetro caja de petri contenedora de los cubreobjetos

a= área de cubreobjetos

V= Volumen de dilución (botella de vidrio 50 ml)

v= volumen utilizado en la muestra expresado en ml

gr= gramos de sedimento seco

n= Numero de valvas correspondiente a la especie en particular

Una vez obtenidas las concentraciones de diatomeas en cada una de las muestras, se analizaron las características ecológicas, volcando los datos en el programa Tillia y Tillia graph 1.7.16 (Grimm, 2004), se han realizado planillas y gráficos representativos para cada una de las columnas sedimentarias, efectuando un análisis de agrupamiento respetando el orden estratigráfico de las muestras con el objetivo de dividir la secuencia en zonas y subzonas.

Para poder a reconstruir los ambientes donde se desarrollaron los depósitos tanto de muestras actuales como fósiles analizadas, se ha tenido en cuenta la forma del hábitat de cada especie de diatomeas.

Para poder lograr el objetivo de esta tesis se va a hacer hincapié en aquellas especies de hábitat bentónico, los registros de estas en el sedimento marino pueden aportar evidencias del desplazamiento de material en aguas someras o, cuando las diatomeas son autóctonas, puede indicar profundidad del fondo del mar en el momento de depositación del sedimento (Martínez López *et al.* 2004).

3.2 a) Hábitat: Según De Wolf (1982) y Vos y De Wolf (1993) el espectro de hábitat comprende

- Formas Planctónicas: Generalmente son las diatomeas céntricas
 - ✓ Planctónicas *sensu stricto* (s.s): Son aquellas que solo viven en el plancton, metabolizan y se reproducen en la columna de agua.
 - ✓ Ticoplanctónica: Aparecen frecuentemente en el plancton, aunque también se encuentra relacionada con otra forma de hábitat (Bentónicas / epifitas).
- Formas Bentónicas: Son aquellas especies que viven adheridas a un sustrato de fondo, generalmente son las diatomeas pennadas. Tipo de sustrato:
 - ✓ Epilíticas: Viven adheridas a rocas.

- ✓ Epífitas: Viven adheridas a plantas, sin parasitarlas.
- ✓ Epipsamíticas: Son inmóviles y viven adheridas firmemente a granos de arena.
- ✓ Epipelíticas: Son móviles y viven entre granos de arcilla, por lo tanto, migran activamente a través del sedimento.
- Formas Aerófilas: Son las que viven más o menos expuestas al aire, flotando en la interfase tierra – agua o sobre sustratos húmedos

3.2 b) Salinidad: De acuerdo a la salinidad del medio, Kolbe (1927) y Hustedt (1957) realizaron la siguiente clasificación:

- Oligohalobias: Distribuidas principalmente en aguas dulces con un contenido de sal menor al 5 ‰.
 - ✓ Oligohalobia indiferentes: Propias de agua dulce, toleran pequeñas cantidades de sal y se adaptan fácilmente a un medio de fuerte presión osmótica por su gran permeabilidad celular.
 - ✓ Oligohalobias halófilas: Distribuidas principalmente en agua dulce, requieren pequeñas cantidades de sal por lo tanto se desarrollan en aguas levemente salobres.
- Mesohalobias: Aguas salobres, distribuidas en aguas con un contenido de sal entre 5 y 30 ‰.
- Euhalobias: Son las diatomeas marinas que soportan un contenido de sal de 30 a 40 ‰.
- Polihalobias: Viven en concentraciones de sal que superan los 40 ‰.

3.3 Dataciones ^{14}C

Las edades radiocarbónicas convencionales (conv. o ^{14}C) fueron calibradas a edades siderales o calibradas (cal.) empleando el método de la curva de calibración Calib. 7.1 (<http://calib.org/calib/calib.html>). Debido al ambiente depositacional que se determinara más adelante, para la calibración de los barros orgánicos con edades radiocarbónicas se empleó el conjunto de datos atmosféricos para el hemisferio sur, SHcal13 a 2σ (Hogg *et al.*, 2013). Ello obedeció a que el carbono (C) que se incorpora en el ambiente intermareal del estuario de Bahía Blanca es primariamente de origen atmosférico (Calvo Marcilese *et al.*, 2011).

Incertidumbre en la representatividad de los indicadores micropaleontológicos y geoquímicos.

Una vez que los microorganismos mueren, sus restos pasan a formar parte de los sedimentos, teniendo un comportamiento dinámico acorde a sus características hidráulicas, como ser tamaño, densidad y rugosidad de su superficie. Es así que el análisis del indicador micropaleontológico en forma independiente y aislada del resto de indicadores no resulta adecuado a fin de poder dilucidar las características paleoambientales de un depósito sedimentario. Ello es particularmente cierto cuando no es posible determinar al menos con suficiente certeza que el indicador bajo análisis no haya sufrido transporte, en muchos casos muy importante como suele ocurrir con los frústulos y/o valvas de diatomeas planctónicas y ticoplanctónicas. Aún en el caso de tratarse de organismos bentónicos, donde es esperable que sus restos permanezcan en cercanías del ambiente donde vivieron, los depósitos que los contienen pueden ser afectados por procesos erosivos y luego redepositarse, o ser movilizados por bioturbación dentro de la columna sedimentaria como ocurre con la actividad en el ambiente

intermareal del decápodo *Neohelice granulata*, no representando o al menos dificultando seriamente la identificación de las características paleoambientales del depósito bajo análisis.

Lo planteado previamente es, en mayor o menor medida y dependiendo de las particularidades propias del indicador en estudio como tamaño, composición, etc., válido para todos los microorganismos que se emplean en micropaleontología, así también como con los parámetros geoquímicos que se emplean como indicadores ambientales. Por lo expuesto, queda claro que a fin de poder determinar con la mayor certeza posible las condiciones paleoambientales que dieron lugar a un depósito sedimentario es necesario tener en cuenta la mayor cantidad de indicadores posibles evaluando y correlacionando los resultados obtenidos con las condiciones paleodinámicas evidenciadas por la composición y distribución del tamaño de los sedimentos y estructuras sedimentarias de los depósitos bajo estudio.

CAPITULO III

RESULTADOS

SEDIMENTOS SUPERFICIALES ACTUALES

Sedimentos superficiales actuales

Con el fin de poder contar con análogos modernos que representen la variabilidad de los subambientes, principalmente intermareales, se precedió a tomar muestras superficiales actuales representativas en cinco sitios del estuario de Bahía Blanca. Desde la parte más interna a la más externa los sectores fueron: Puerto Cuatros (PC), Canal del Medio (CM), Canal Tres Brazas (TBAc), Villa del Mar (VM), y Puerto Rosales (PR). A los primeros cuatros se accedió caminando, mientras que al sector Puerto Rosales (Punta Alta), se accedió navegando por el Canal Principal en una embarcación semirrígida de la Prefectura Naval Argentina. Además de este muestreo en zonas intermareales actuales, se estudiaron dos muestras recolectadas con el Buque Oceanográfico “Puerto Deseado” en el área de El Rincón durante la campaña oceanográfica desarrollada en 2010 (PD 11 y PD 34), figura 15.





Fig 15: A: Ubicación general con los distintos sitios de muestreos en el Estuario de Bahía Blanca y B: zona del Rincón, imagen obtenida de Google Earth.

La acción de numerosos factores físicos tales como la descarga de ríos, la acción de las mareas, la composición de los sedimentos, la energía de las olas y los vientos, juegan un rol primordial en los estuarios, contribuyendo a la complejidad de los mismos. Las mareas representan, en general, la principal fuente de energía en estos ambientes. Originan fenómenos de turbulencia y de mezcla, participan activamente en el movimiento del material disuelto y particulado, todo ello ocasiona importantes variaciones en las propiedades físicas y químicas de estos sistemas (Mao *et al.*, 2004). Al mismo tiempo, la geoforma y el transporte de sedimentos en ambientes estuarinos son el resultado de la interacción de procesos físicos con los procesos biológicos. La actividad biológica tiene importantes efectos en la estructura de los sedimentos terrestres, marinos e intermareales, ya que la misma puede estabilizar o desestabilizar estos ambientes. Los organismos bentónicos tienen relación directa con el sustrato y pueden promover la desestabilización de sedimentos cohesivos, que directamente afectan la porosidad y

permeabilidad de los mismos (Angeletti *et al.*, 2014). La principal especie bioturbadora de las áreas intermareales de los estuarios del Atlántico Sudoccidental, es el cangrejo cavador *Neohelice granulata* (Dana, 1851) (= *Chasmagnathus granulatus*), dicho cangrejo construye cuevas muy elaboradas y estables en el intermareal, de hasta 10 cm de diámetro y 1 metro de profundidad, que pueden llegar hasta la napa freática (Iribarne *et al.*, 1997; Bortolus e Iribarne, 1999).

En el intermareal alto del sector de Puertos Cuatrerros, se muestreó en una zona propicia para la colonización por matas microbianas, las que consisten en el desarrollo de una capa cohesiva que estabiliza la superficie sedimentaria generando consecuentemente una mayor resistencia a la acción erosiva (Paterson, 1994, Cuadrado y Blasi, 2017). La presencia de las capas microbianas es una condición para que precipite CaCO_3 , yeso y halita, ya que permite la retención del agua y su consecuente evaporación debido a la impermeabilidad que estos consorcios de microorganismos le confieren a la superficie sedimentaria, razón por la que las matas microbianas son un factor biológico que afecta la estabilidad y desarrollo de un ambiente evaporítico (Perillo *et al.*, 2019).

En función de la variabilidad de los factores descriptos precedentemente, y en virtud de que lo que se busca identificar o reconocer en los sedimentos no actuales, es la ubicación relativa del nivel medio del mar (NMM), es que fueron seleccionados los cinco sectores de muestreo para poder tipificar los subambientes actuales análogos a los que se pueden visualizar en secuencias fósiles. De esta forma se pretende tener una visión más clara y para poder llegar a interpretar y comprender con un mayor grado de certeza un paleoambiente particular, sin dejar de lado la variabilidad propia del mismo que en muchos casos puede llevar a interpretaciones equivocadas.

Puertos Cuatrerros

Se encuentra ubicado en la localidad de General Daniel Cerri, a 15 km al Oeste de Bahía Blanca, representando la zona más interna del estuario homónimo.

Aquí se recolectaron un total de cuatro muestras (figura 16), una perteneciente al submareal ($38^{\circ}45'3,89''\text{S}$ / $62^{\circ}22'48,76''\text{O}$) (PC submareal), una al intermareal ($38^{\circ}45'3,43''\text{S}$ / $62^{\circ}22'48,96''\text{O}$), (PC muelle) y a 400 metros de allí se tomaron dos muestras pertenecientes al intermareal alto, y sin vegetación alrededor, una de ellos donde las condiciones para el desarrollo de matas microbianas es muy favorable (PC mata) ($38^{\circ}44'50,21''\text{S}$ / $62^{\circ}22'59,43''\text{O}$) y el otro, a unos pocos metros, una zona que se encontraba disturbada por la presencia de los cangrejos *Neohelice granulata* (PC cangrejos) ($38^{\circ}44'50,64''\text{S}$ / $62^{\circ}22'58,68''\text{O}$) figura 17. En la actualidad existe una pequeña descarga de agua dulce en cercanías de donde se tomaron las muestras.



Fig 16: Ubicación general de Puerto Cuatrerros y sitios de muestreos, imagen obtenida del Google Earth.

Los análisis sedimentológicos de las 4 muestras en estudio (figura 18) se puede ver que tres de ellas (PC submareal, PC muelle y PC Mata) están conformadas por un material homogéneo, clasificándolo como limo arcilloso, la muestra que fue removida por la actividad biológica del cangrejo (PC cangrejo), se la puede clasificar como limo arenoso, en donde la proporción de las arenas se duplica llegando a 40 %, en comparación con las otras muestras de Puerto Cuatrerros.

Al estudiar las diatomeas, (figura 18) se puede ver que tanto el submareal como el intermareal medio predomina *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, en más del 60 %, clasificada por Vos y De Wolf, 1993 como especie marina, y en proporciones inferiores al 5% las especies acompañantes, *Cymatosira belgica* Grunow, *Rhaphoneis ampiceros* (Ehrenberg) Ehrenberg, todas ellas de aguas marinas, así como también especie como *Tryblionella granulata* (Grunow) D. G. Mann, marina / salobre, además también se registraron especies de *Stephanodiscus hantzschii* Grunow, que se encuentran presentes en aguas salobre / dulce, esta última ha alcanzando un 15 % de abundancia en el intermareal medio. Las muestras PC cangrejo y PC mata resultaron similares, con poca diversidad de especies y concentraciones muy altas de *Nitzschia sigma* (Kützing) W. Smith y *Navicula cincta* (Ehrenberg) Ralfs. Las dos especies son de aguas marinas / salobres y de hábitat bentónico epipelíticas, es decir que viven entre granos de arcilla, por lo tanto, migran activamente a través del sedimento. Asociadas a estas se encuentran en muy baja proporción *C. belgica*, *P. sulcata*, y *Cyclotella meneghiniana* Kützing (salobre / dulce).



Fig. 17: Intermareal alto de Puerto Cuatrerros, A: Matas microbianas, B: Sedimentos disturbados por el cangrejo

Neohelice granulata.

La salinidad promedio para Puerto Cuatrerros es 31.7 ‰ (Menéndez *et al.*, 2007). Las mayores salinidades pueden asociarse, por un lado, a períodos caracterizados por condiciones de escasa descarga de ríos. Perillo *et al.* (1987) señalan al invierno como la estación característica de tales condiciones para este estuario e indican que la escasa precipitación, asociada a vientos continentales secos, genera un proceso de evaporación concentrado en las marismas que bordean al Canal Principal.

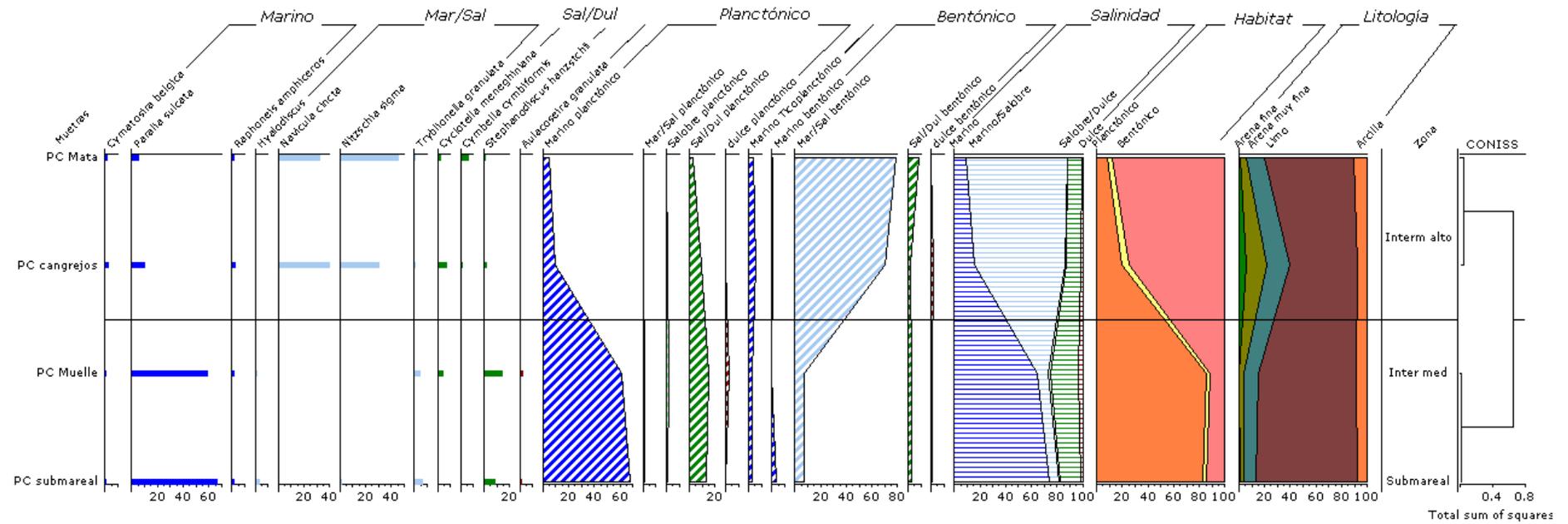


Fig.18: Composición litológica y distribución de las distintas especies de diatomeas que se encuentran actualmente en Puerto Cuatros.

Canal del Medio

Ubicado en la zona media del estuario (figura 19), no presenta descarga de agua dulce y la salinidad promedio es de 30 ‰, texturalmente se encuentran tamaños de grano comprendidos entre limos arcillosos y limos arenosos. Se realizó una transecta de 400 metros sobre el flanco depositacional, obteniéndose cuatro muestras, desde la planicie de marea hacia la marisma con presencia de *Spartina alterniflora*, (figura 20).



Fig. 19: Ubicación general del Canal del Medio y sitios de muestreos, imagen obtenida de Google Earth.

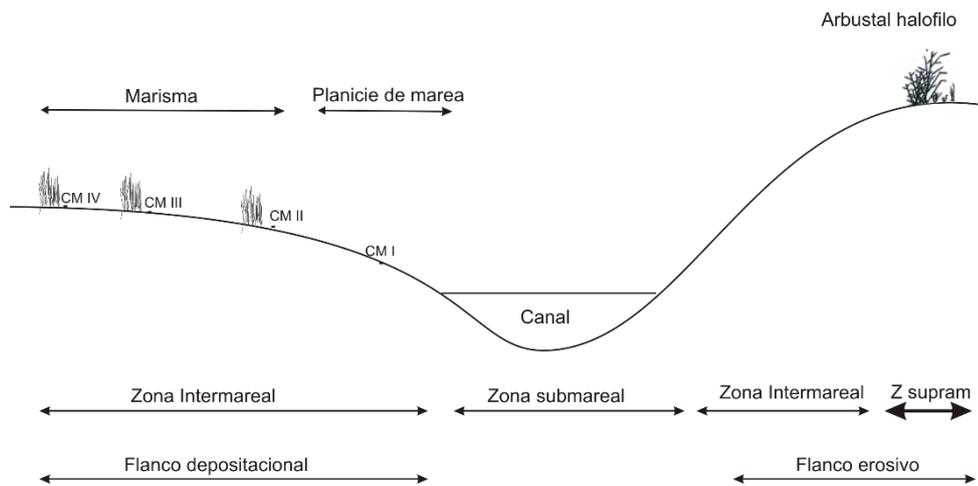


Fig. 20: Representación esquemática de la transecta de 400 m de longitud realizada en la zona intermareal.

Al analizar sedimentológicamente las muestras se puede apreciar que a lo largo de toda la transecta el material es homogéneo correspondiendo a un limo arenoso con bajo contenido de arcillas (9 %). Dentro de las fracciones de las arenas, la más abundante es la muy fina, variando desde 13 % en el intermareal alto y hasta 22 % en el intermareal medio, seguido por arenas finas (figura 21).

Esta estabilidad en cuanto a los sedimentos también se puede ver en las diatomeas que habitan actualmente en estos barros, con un promedio de 600 valvas contadas por muestras, se pueden observar una importante diversidad de especies, llegando a reconocer más de 40, y aumentando esta cantidad hacia las marismas altas, aunque solamente las especies con una abundancia por encima del 2 %, fue una pequeña porción de tan solo 8 especies, siendo *Paralia sulcata* (marina planctónica) la diatomea de mayor concentración, con valores por encima del 60 % por gramo de sedimento, asociada en menor medida se reconoció a *Tryblionella granulata* y *Stephanodiscus hantzschii* (figura 21).

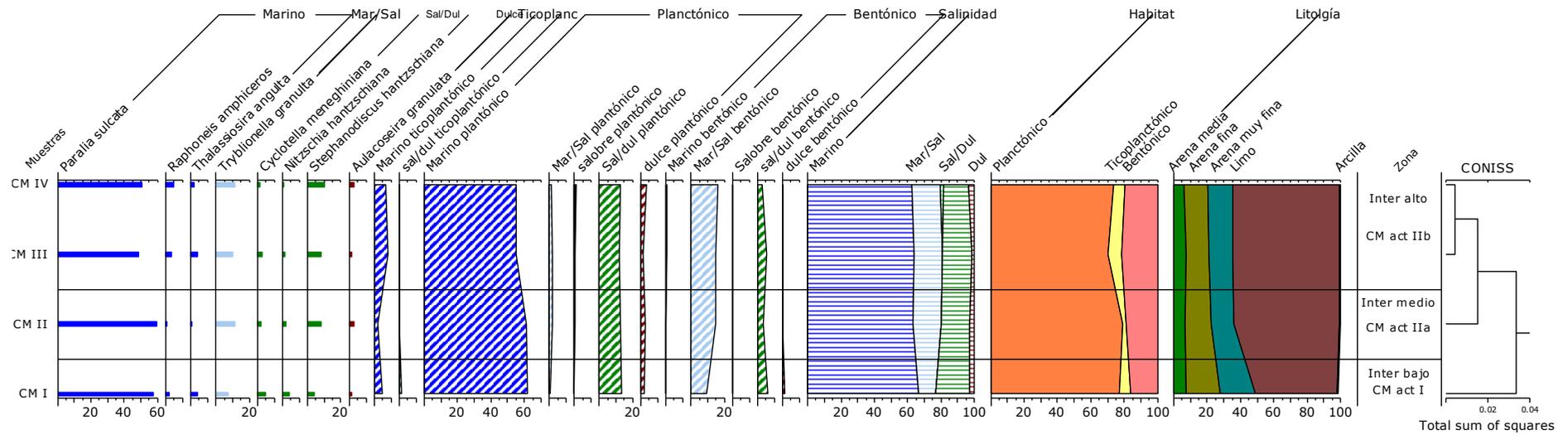


Fig. 21: Composición litológica y distribución de las distintas especies de diatomeas que se encuentran actualmente en el Canal del Medio

Canal Tres Brazas

El canal Tres Brazas es uno de los canales más largos que desemboca en el Canal Principal. El mismo, al igual que el Canal del Medio, no recibe descarga de agua dulce con excepción de los aportes pluviales eventuales y su circulación es totalmente mareal. Se caracteriza por ser altamente sinuoso y por poseer numerosos canales tributarios que drenan las planicies de marea; entre ellos está el canal Tierra Firme, y es aquí donde se recolectaron 5 muestras de sedimento. El muestreo se realizó a lo largo de una transecta (TA, TB, TC, TD, TE) con una longitud aproximada de 300 m, ubicada sobre el flanco acrecional de un meandro de dicho canal (figura 22).

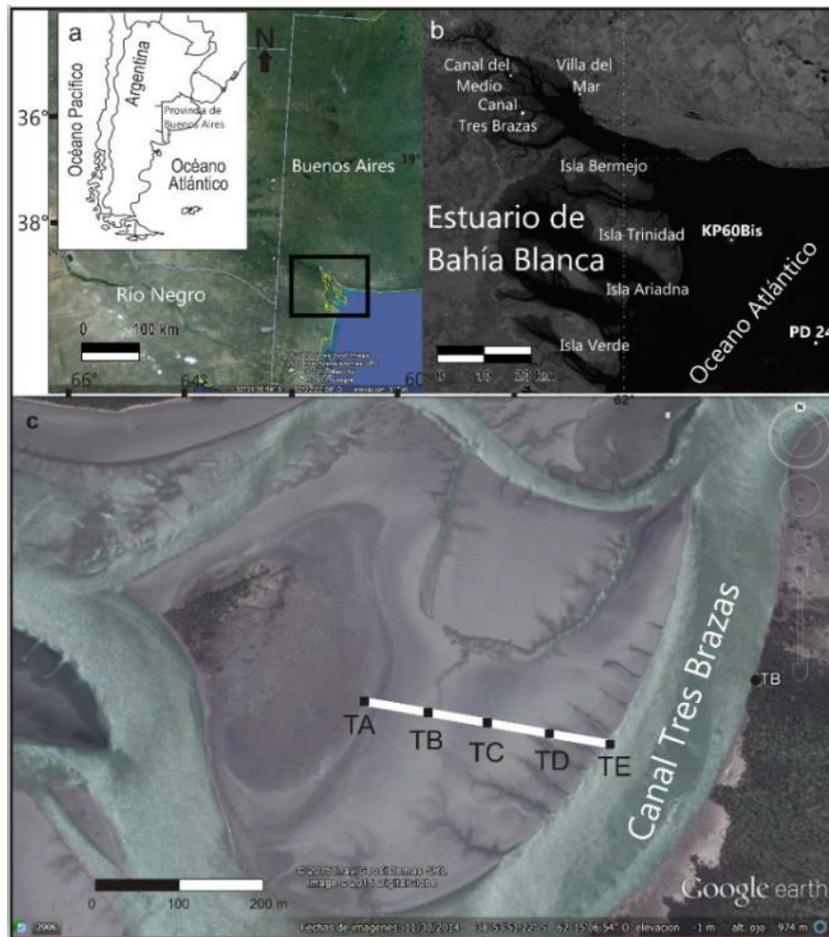


Fig. 22: Ubicación del Canal Tres Brazas en el estuario de Bahía Blanca, donde se realizó la transecta TA, TB, TC, TD, TE. Imagen Obtenida de Tesis Doctoral Franco Arias, 2018.

Desde la parte más elevada hacia la más baja (canal) se distinguen 4 subambientes: marisma alta con *Sarcocornia perennis*, marisma media alta con *Spartina alterniflora* (TA), planicie de marea media (TB, TC) y planicie de marea baja (TD y TE), (figura 23).

Las planicies de marea media y baja no están vegetadas y constituyen el ambiente más extenso dentro de la franja intermareal.

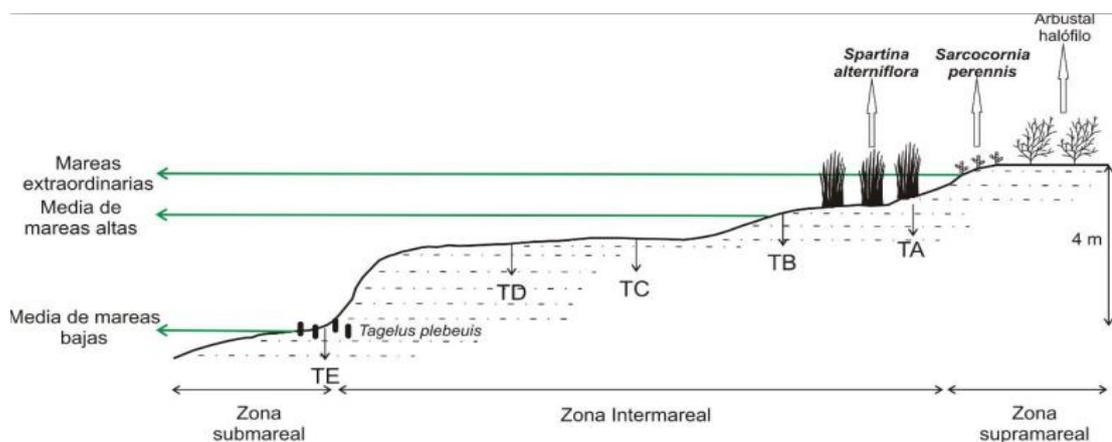


Fig. 23: Representación esquemática de la transecta realizada. Imagen obtenida de tesis doctoral Franco Arias, 2018.

En comparación con la transecta realizada en el Canal del Medio, se percibe una mayor cantidad de todas las clasificaciones de las arenas. Las muestras de planicie de marea baja (TE y TD), se las puede clasificar como limo arenoso muy fino a fino con bajo contenido de arcillas. Continuando la transecta hacia la parte más alta, la planicie de marea media representada por las muestras TB y TC y la muestra tomada en la marisma media alta (TA), si bien son limo arenoso muy fino, contienen una mayor concentración de arcillas. Al compararlo con la columna sedimentaria fósil TB (desarrollada en el siguiente capítulo, página 110), en la actualidad se aprecia un leve ascenso de la energía del ambiente depositacional, lo que dificulta e incluso impide depositación y permanencia del material fino.

En cuanto a las diatomeas, se puede ver una gran diversidad de especies, en las cuales 18 han superado el 2 % de abundancia, pese a dicha diversidad, es notorio la baja concentración de valvas que se contabilizó en cada muestra, promediando escasamente las 400 valvas necesarias, para ser estadísticamente aceptables. Al hacer una comparación de las muestras actuales con las muestras fósiles Tres Brazas (TB), solamente 9 especies se encontraron en abundancia en ambos muestreos, la falta de registro de las restantes no implica su ausencia en los sedimentos del Holoceno, si no, que en las muestras actuales éstas, se presentan con concentraciones superiores. A lo largo de la transecta, se puede ver que las diatomeas que predominan son aquellas que toleran concentraciones de sales por encima de los 30 ‰, como *Cymatosira belgica*, *Minidiscus chilensis* Rivera, *Paralia sulcata*, *Thalassiosira angulata* (W. Gregory) Hasle, *Rhaphoneis amphiceros* y *Psammodiscus nitidus* (Gregory) Round and Mann, asociadas a estas se pudo observar en el intermareal bajo a medio (TD, TC y TB), la presencia de especies dulceacuícolas, como *Achnanthes hauckiana* Grunow y *Nitzschia palea* (Kützing) W. Smith. Como se mencionó anteriormente, actualmente este sector no recibe aporte fluvial alguno, por lo que se puede interpretar que su presencia responde a aportes pluviales eventuales, los que formarían pequeños cuerpos de agua dulce temporales sobre las extensas planicies de marea y/o por aporte del sector supramareal. En el intermareal medio alto (TA), se percibe una leve disminución de las sales disueltas y enriquecimiento en nutrientes, favoreciendo el desarrollo de especies marinas / salobres, bentónicas epifitas como *Navicula cincta* y *Tryblionella granulata* y aquellas diatomeas salobres / dulces como *Amphora veneta* Kützing, y *Cocconeis placentula* var. *lineata* (Ehrenberg) Van Heurck, ambas bentónicas epifitas, además de *Cyclotella ocellata* Pantocsek y *Cyclotella meneghiniana*. Probablemente por la baja hasta casi nula inclinación del terreno, las diatomeas que se desarrollan en aguas dulces tiendan a acumularse en las zonas más deprimidas del intermareal. El aumento en la granulometría descrito anteriormente causado probablemente por un ascenso en la energía ambiental (olas

por vientos locales), también se vio reflejado al observar las muestras al microscopio, debido a que visualizo una gran cantidad de valvas rotas; *Paralia sulcata* que se la suele ver formando largas cadenas y en abundancia, aquí solamente se han podido contabilizar unas pocas y cortas. Como se puede ver en la figura 24 la presencia de especies bentónicas va desde 27 % en el intermareal bajo llegando a mas de 33 % en el intermareal alto, coincidiendo esto con la parte superior del testigo TB estudiado en este area.

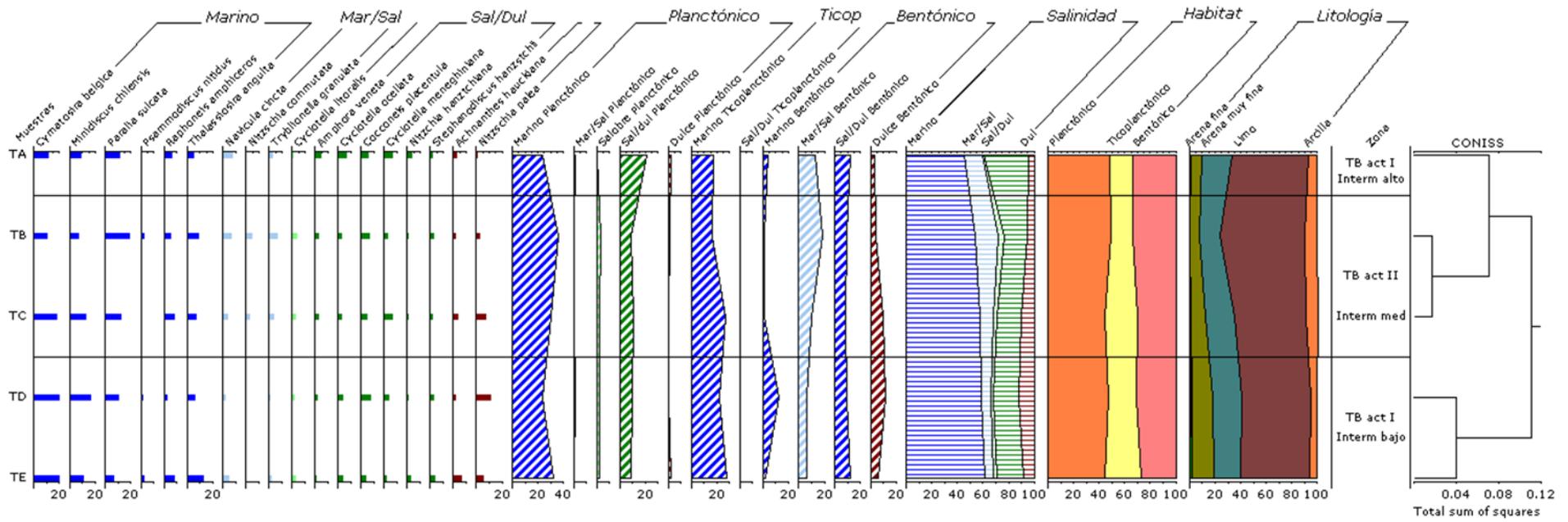


Fig. 24: Composición litológica y distribución de las distintas diatomeas que se encuentran actualmente en el Canal Tres Brazas.

Villa del Mar

El balneario de Villa del Mar está ubicado sobre la costa norte, en la porción intermedia del Canal Principal. En esta zona balnearia se han analizado dos muestras, VM I que pertenece a un intermareal mas bajo con vegetación de *Spartina alterniflora* y la VM IV que se ubica en el intermareal alto con vegetación de *Sarcocornia perennis* (figura 25).

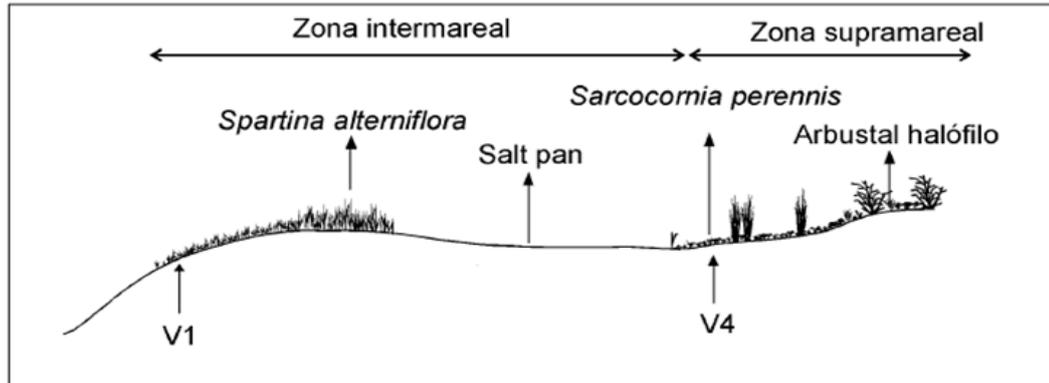


Fig. 25: Representación esquemática de la transecta realizada. Imagen obtenida y modificada de Calvo-Marcilase y Pratolongo, 2009.

Sedimentológicamente, VM I se compone de arena limosa con mayor proporción de arenas media, hacia la zona alta del intermareal la granulometría es grano decreciente, aumentando las concentraciones de finos por lo que al sedimento se lo puede clasificar como limo arenoso arcilloso.

De los resultados obtenidos mediante la identificación y el conteo de diatomeas en el microscopio, se puede interpretar que en la parte mas baja del intermareal hay una diversidad mayor de especies, dominada por *Paralia sulcata*, y se encuentra asociada a *Diploneis interrupta* (Kützing) Cleve. Cabe destacar que esta última únicamente se la ha visto en este sector del estuario, clasificada por Vos y Wolf (1993) como marina / salobre aerófila, es decir que se encuentra en contacto con el aire. La gran mayoría de las valvas que se contaron se encontraban en perfecto estado de conservación e incluso se pudieron distinguir varios frústulos.

Hacia el supramareal la abundancia de *Diploneis interrupta* presenta una disminución considerable, al igual que *P. sulcata* (valvas desarticuladas, y sin presencia de cadenas), mientras que aquellas diatomeas que habitan en aguas salobres / dulces como *Cyclotella meneghiniana*, *C. ocellata*, *Stephanodiscus astraea* (Kützing) Grunow *S. hantzschii* y dulces como *Aulacoseira granulata* (Ehrenberg) Simonsen se encuentran en mayores concentraciones, posiblemente por encharcamiento de agua de lluvia o bien como se ve en la figura 25, por el pequeño bajo denominado “salt pan” anterior al sitio de recolección de la muestra VM IV, o cubetas salinas, que son cuerpos de agua de poca profundidad formados en depresiones de los sedimentos intermareales, aquí se encuentran rodeadas por matas de *Sarcocornia perennis* que protegen a la cubeta de la desecación y, consecuentemente, producen un efecto moderador en la salinidad (Kihn, 2015), (figura 26).

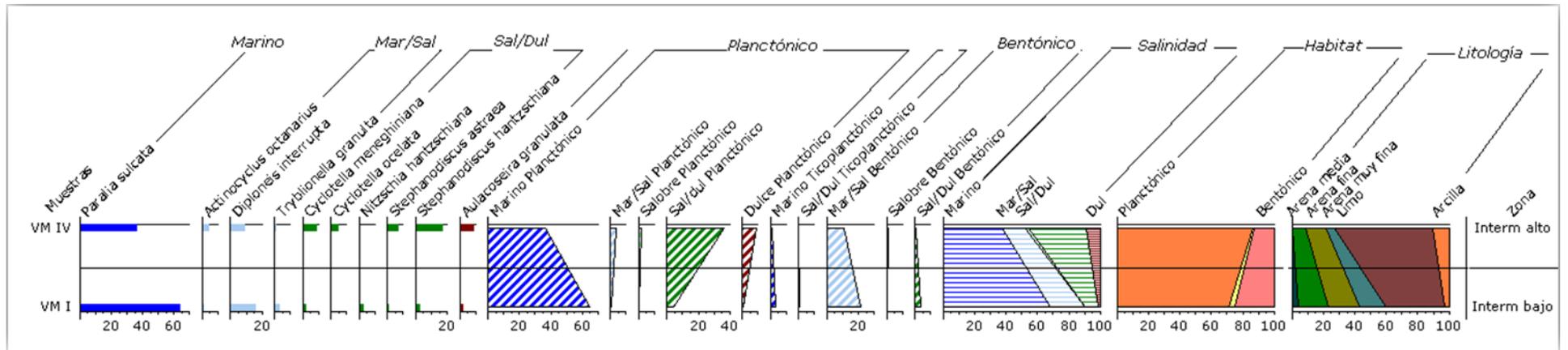


Fig. 26: Composición litológica y distribución de las distintas especies de diatomeas que se encuentran actualmente en el balneario Villa del Mar.

Área Puerto Rosales

Se encuentra ubicado sobre la costa norte del Canal Principal del estuario de Bahía Blanca, entre los 38° 40' y 39° 45' S y los 61° 45' y 62° 30' O, al SE de la provincia de Buenos Aires, Argentina, (figura 26). Este area, se halla en el sector más externo del estuario, y también vecino al puerto más exterior del complejo portuario de aguas profundas de Bahía Blanca. El muestreo se realizó en 2011 desde una embarcación de la Prefectura Naval Argentina (PNA), durante marea subiente a lo largo de una transecta de 900 m, perpendicular a la línea de marea y cercano a la empresa Oiltanking. Se establecieron 3 estaciones de muestreos (figura 27), correspondiendo la PR 1 al sector submareal, la PR3 a un intermareal bajo y la PR 5 al intermareal medio alto con presencia de *Spartina alterniflora*.



Fig. 27: Ubicación de la transecta realizada en Puerto Rosales. Imagen obtenida de Google Earth.

La litología en la estación PR 1, se ubica en el ambiente submareal, es un limo arenoso, en el que la fracción de arena fina es la que predomina. A medida que se asciende en el intermareal, en la estación PR 3 puede verse un aumento considerable de la fracción de arena muy fina. En

el intermareal medio alto, la fracción limo vuelve a ser de mayor relevancia, alcanzando hasta un 70 %.

Las observaciones de las diatomeas no dieron una diferencia significativa entre las estaciones PR 1 y PR 5, en ambas se aprecia una abundancia por encima del 60 % de *Paralia sulcata*; asociados a esta, se encuentran *Raphoneis ampiceros*, *Diploneis interrupta* y *Stephanodiscus hantzschii*, aunque en proporciones inferiores al 5 % de abundancia en PR 1, mientras que el intermareal medio alto (PR 5) llegan a un 10%, aumentado también las condiciones para un mayor desarrollo de las especies bentónicas epifitas. La estación PR 3, como se vio en la litología se comporta de manera totalmente diferente a las otras dos estaciones, aquí se puede ver una mayor diversidad de especies marinas como *Cymatosira belgica* (16 %), *Paralia sulcata* (12 %), *Raphoneis ampiceros* (10 %) y *Thalassiosira angulata* (9 %), estas están acompañadas por diatomeas que viven en aguas salobres / dulces como *Cocconeis placentula var. lineata* (13 %) y *Cyclotella meneghiniana* (3 %), las que junto a otras especies salobres / dulces suman un total de 25 %, (figura 28).

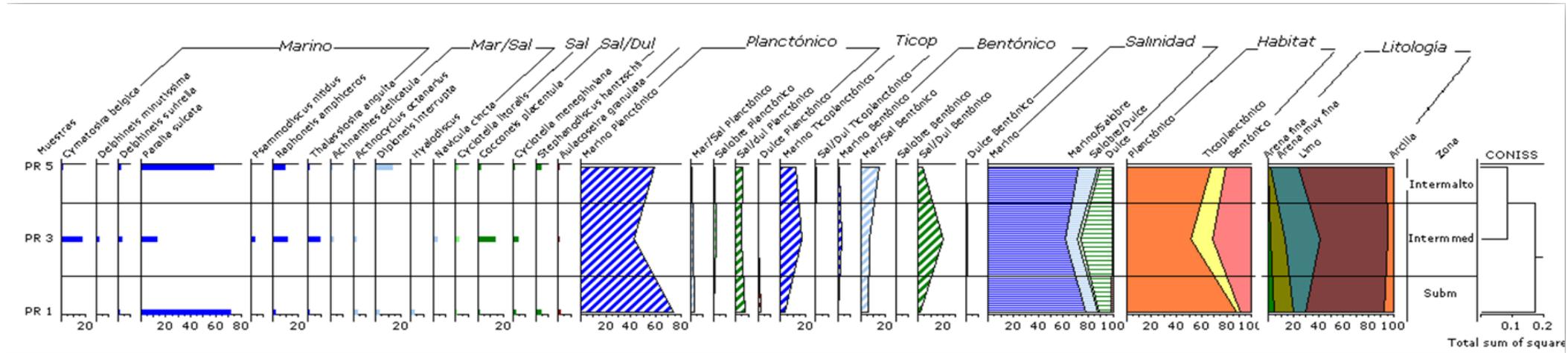


Fig. 28: Composición litológica y distribución de las distintas especies de diatomeas que se encuentran actualmente en Puerto Rosales.

El Rincón

Se han estudiado dos muestras denominadas PD 11 ($39^{\circ}28'53,02''\text{S} / 59^{\circ}57'40,33''\text{O}$) y PD 34 ($40^{\circ}36'12,01''\text{S} / 62^{\circ}7'7,62''\text{O}$), se analizaron las muestras de sedimento que corresponden al centímetro superior de los sedimentos colectados mediante draga Van Veen o Shipek durante la Campaña oceanográfica realizada con el Buque Oceanográfico Puerto Deseado (BOPD) en 2010. Debido a que son dos muestras con diferente ubicación y que representan también condiciones ambientales diferentes, se las describe por separado, (figura 29).

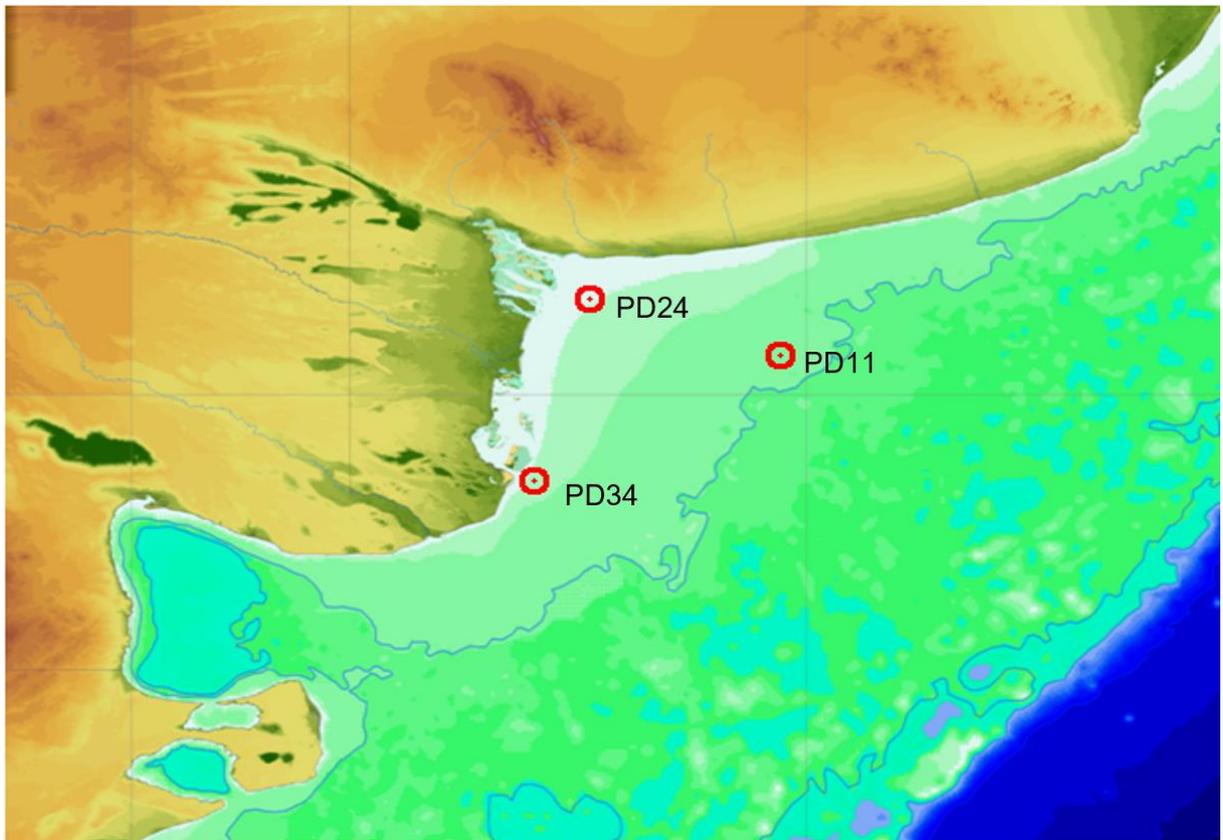


Fig. 29: Localización de las muestras superficiales actuales (PD 11 / PD 34) y el testigo del Holoceno (PD 24).

Como el sedimento es más grueso y con gran cantidad de fragmentos de conchillas y cantos rodados, el análisis granulométrico se llevó a cabo mediante el método tradicional

de tamizado, quedando retenido en el fondo de la columna la fracción limo + arcilla juntos, fracción que aquí se denomina fango.

PD 11: Esta muestra a una profundidad de 49 m, es la más externa de todas las que se han estudiado para esta tesis, se ubica en línea recta a 135 km al SE de distancia del sector donde se obtuvo el testigo sedimentario PD 24 (Capítulo IV) y a 216 km al SE de Bahía Blanca. El análisis granulométrico arroja que es una arena fina a gruesa con conchillas enteras de dos especies diferentes que no pudieron ser determinadas. En el microscopio se observó que las diatomeas que se presentan en más de un 87 % de abundancia son *Cyclotella ocellata*, *Cyclotella meneghiniana*, *Nitzschia hantzschiana* (Rabenhorst), *Stephanodiscus astraea*, las cuales en su totalidad habitan aguas salobres / dulces; mientras que las especies marinas representan tan solo 4 % del total identificado, (figura 31).

PD 34: Esta muestra se obtuvo en cercanía de la costa, en un sector próximo a la descarga del Río Negro, a una profundidad de 15 m. El material sedimentario que se obtuvo aquí es diferente a PD11, donde predomina la arena gruesa a fina, y un 5% de fango, con cantos rodados y fragmentos de conchillas. La conservación y abundancia de las diatomeas es muy buena. La especie que predomina es la tico-planctónica marina *Rhaphoneis amphiceros*, con las valvas en su gran mayoría en excelente preservación y de gran tamaño, alcanzando los 40 μm , se la encuentra asociada a *Cymatosira belgica* y *Paralia sulcata*. La presencia de dichas diatomeas marinas se corresponde con las salinidades promedio de $33,85 \pm 0,37 \text{ ‰}$ con mínimos de 32,17 ‰ para la zona costera y máximos de 34,19 ‰ en la región del frente propiamente dicho (Barrera, 2015), (figura 30)

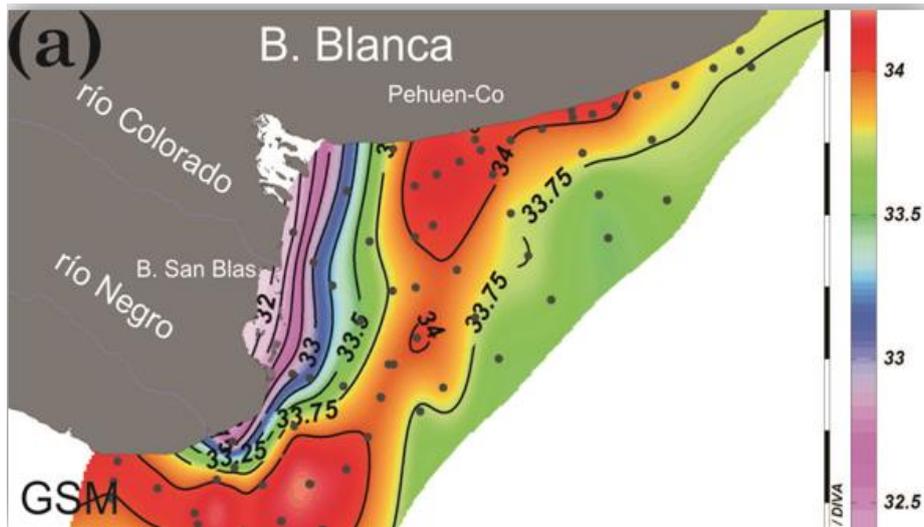


Fig. 30: Distribución horizontal de la salinidad durante la campaña PD-10/2010, obtenido de la Tesis doctoral de Barrera, 2015.

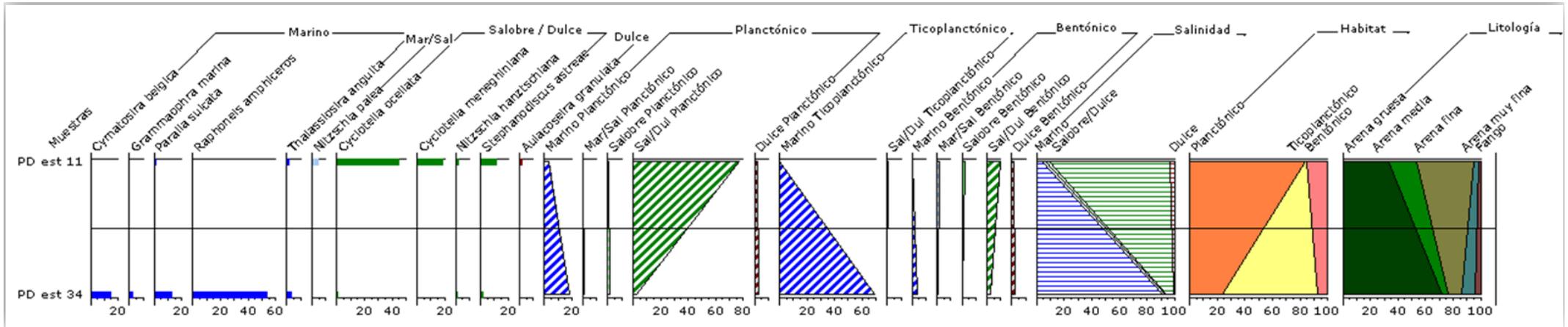


Fig. 31: Composición litológica y distribución de las distintas especies de diatomeas en dos sectores de la zona El Rincón.

Como se ha podido ver a lo largo del estuario, el estudio diatomológico en ambientes actuales es variable a lo largo del estuario de Bahía Blanca, principalmente estas diferencias en las salinidades en donde se desarrollan las diatomeas son más marcadas en el intermareal medio a alto. Estas variaciones producto de la acción de las mareas, la composición de los sedimentos, la energía de las olas, los vientos y las precipitaciones pluviales, sumado a la actividad biológica de los cangrejos, contribuyen a la complejidad de dicho estuario, por lo que la comparación de las muestras actuales con lo sucedido en el pasado hay que realizarla con cautela.

El punto más distal de la zona del Rincón, claramente está indicando que hoy en día no existe depositación de sedimentos o si la hay, la tasa es muy baja. Debido a la gran distancia desde la costa y a la gran profundidad del fondo marino a la que se tomó la muestra, es claro que la gran abundancia de especies de aguas salobres/dulces y la prácticamente ausencia de especies marinas no puede responder a ningún aporte fluvial actual, razón por la que estos sedimentos no están representando las condiciones ambientales actuales, sino más bien que podrían corresponder a depósitos de arena antiguos formados en un ambiente emergido. La granulometría gruesa de estos materiales y la prácticamente nula presencia de material fino, indican que las condiciones energéticas de este ambiente no posibilitan la depositación y persistencia de la fracción fina, de la cual forman parte los frústulos de diatomeas y demás microorganismos que viven en la columna de agua.

CAPITULO IV

RESULTADOS

SEDIMENTOS DEL HOLOCENO

TESTIGO TRES BRAZAS (TB)

Introducción

El canal Tres Brazas es uno de los canales más largos que desemboca en el canal Principal del estuario de Bahía Blanca, (figura 32). El mismo no presenta descarga de agua dulce y su circulación es totalmente mareal dominante. Se caracteriza por ser altamente sinuoso y por poseer numerosos canales tributarios que drenan las planicies de marea; entre ellos está Tierra Firme que se une al canal Tres Brazas, aproximadamente a 2,5 km de su desembocadura (Ginsberg y Perillo, 1990).



Fig. 32: Ubicación geográfica del canal Principal y sus tributarios, entre ellos el Tres Brazas, indicado por triángulo rojo.

El Testigo Tres Brazas (TB) fue extraído sobre el flanco erosivo del canal de mareas Tierra Firme ($38^{\circ} 53,863'S - 62^{\circ} 14,744'O$), con un vibrocoring, (figura 33 y 34) operando sobre un caño de aluminio de 6 cm de diámetro. Debido a esta técnica de extracción el sedimento sufrió una compresión de 50 cm, recuperándose unos 450 cm del testigo comprimido, es decir que el factor de compresión es 1,1111 ($50/450$), este valor que luego se emplea para obtener las profundidades reales en el terreno. Ya en el laboratorio el testigo fue fraccionado cada 5 cm, haciendo un total de 90 muestras. Los indicadores que fueron analizados para el desarrollo de este testigo son: análisis sedimentológicos, dataciones ^{14}C en barro orgánico, diatomeas, Nitrógeno total (Ntot), Carbón orgánico (Corg), Carbón inorgánico (Cinorg) relación C/N, $\delta^{15}N$ y $\delta^{13}C$.



Fig. 33: Vista del flanco erosivo en el sitio donde se extrajo el testigo Tres Brazas.



Fig. 34: Hincado con vibrocoring.

Descripción litológica:

Se realizó una apertura transversal del testigo (denominando las muestras como TBL), seccionándose el material recuperado en forma transversal a fin de provocar el menor disturbio posible y evitando la mezcla vertical de materiales. Si bien el muestreo del testigo se efectuó cada 5 cm, dada la variabilidad vertical del mismo se decidió realizar los análisis en las muestras obtenidas cada 10 cm, estudiándose entonces un total de 44 muestras. Debido a que el sedimento de la base se utilizó para realizar las dataciones de ^{14}C correspondientes, se dispuso comenzar los muestreos a los 488 cm. Al realizar las primeras observaciones se pudo visualizar a lo largo de toda la columna sedimentaria un predominio de la fracción fina, menor a $63\ \mu\text{m}$ tanto en la base como en el techo de la

misma. En la base del testigo se aprecia un estrato que está caracterizado por una alternancia de limo arcilloso y arena limosa, este sedimento de color gris se encuentra dispuesto en sucesivas láminas, con espesores que varían entre 0,5 y 20 mm. Este tipo de disposición de la sedimentación es típico de un ambiente de llanura de marea mixta, donde la superficie se encuentra sumergida y expuesta durante períodos de tiempos similares, siendo la sedimentación tanto por carga de fondo como ocurre con las arenas como por decantación en el caso del fango. Continuando con la descripción, se pudo visualizar un cambio brusco en la sedimentación a los 280 cm de profundidad, la misma se caracteriza por un aumento en la abundancia de las arenas, sin ningún tipo de estructura visible y con fragmentos de conchillas. Esta discordancia, podría deberse a una posible profundización del ambiente por acenso del nivel medio del mar, pasando a comportarse como un ambiente submareal donde la acción periódica de las corrientes de marea no permite la preservación del material fino depositado durante la estoa, y sólo se aprecia material granular transportado como carga de fondo. Además, se pudieron observar pequeños restos vegetales, los cuales no se tuvieron en cuenta para ser datados, en primer lugar, por ser demasiado chicos y segundo por no tener la certeza de que correspondan a esas profundidades, además en los niveles 172 y 138 cm de profundidad se registraron dos pequeñas laminaciones de limo arcilloso, lo que indica una disminución considerable de la energía que posibilitó la decantación y permanencia de dicho material fangoso. Hacia el techo, los últimos 60 cm de la columna sedimentaria, y continuando con la descripción visual se percibe que la cantidad y características del sedimento se ve nuevamente afectada disminuyendo la energía depositacional. Este nivel presenta una granulometría sensiblemente más fina y por lo tanto con una cohesividad mayor, siendo el material predominante una arena muy fina a limosa, con una baja proporción de arcilla. El sedimento forma un bloque homogéneo de coloración rojiza y sin ningún tipo de

estratificación a excepción de los 80 cm de profundidad donde se percibieron unas pequeñas intercalaciones de limo arcilloso, (figura 35).

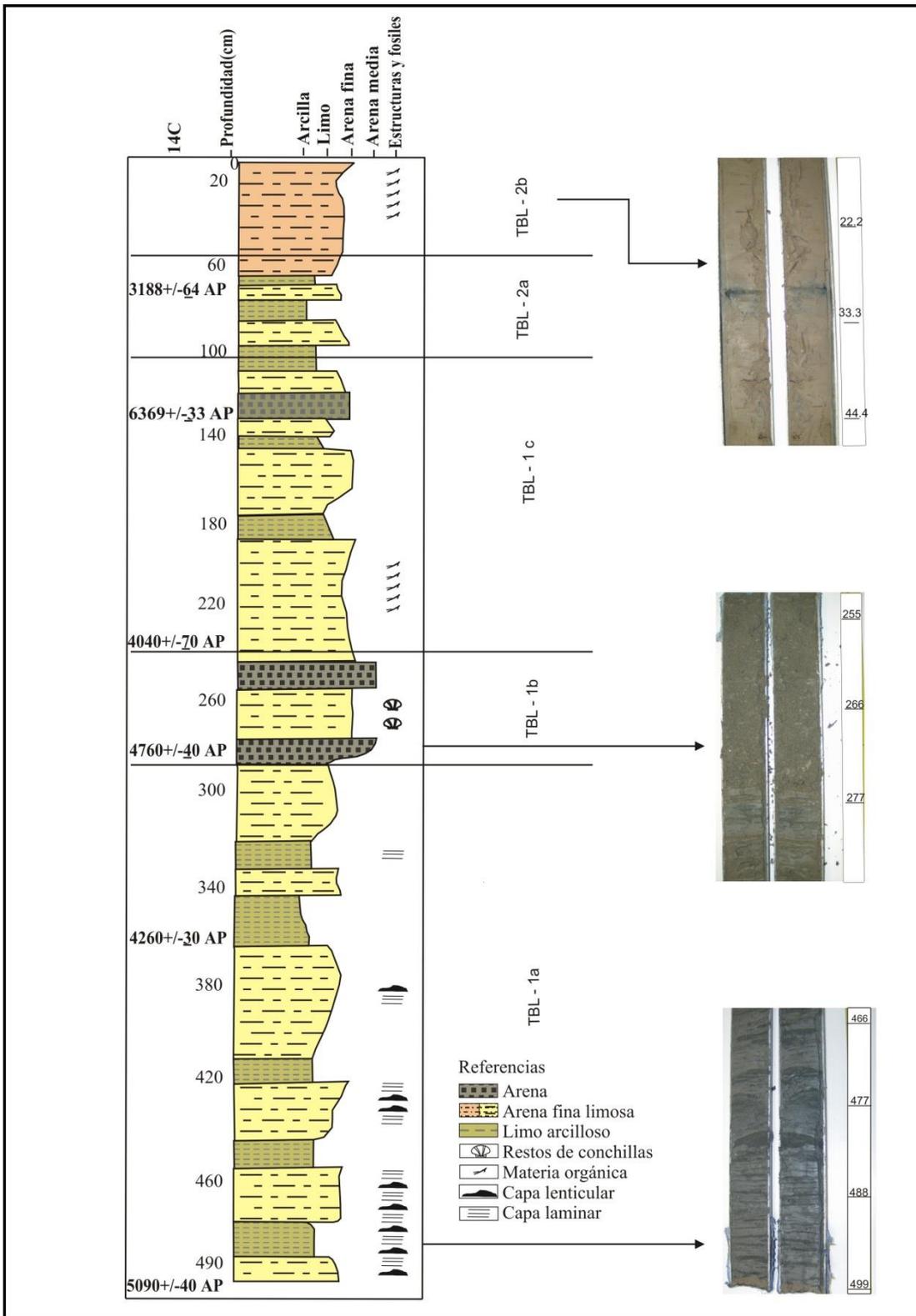


Fig. 35: Perfil litológico y fotos del testigo al momento de su apertura.

Los datos sedimentológicos fueron volcados en los programas informáticos GRADISTAT V8, TGVIEW y TILLIA GRAPH versión 1.7.16, en base a esos gráficos y con la distribución de los porcentajes de cada fracción se construyó un clúster, delimitando dos zonas y cinco subzonas sedimentarias, como se puede ver en la figura 36.

Zona TBL - 1 (488 - 100 cm): Se determinaron tres subzonas TBL - 1a, TBL - 1b y TBL - 1c.

- *Subzona TBL - 1a (488 - 280 cm):* Esta subzona se caracteriza por tener una alternancia de estratos típico de un ambiente de llanura de marea constituidos por limos arcillosos y arenas limosas muy marcados, en donde la fracción limo es la más abundante, variando su proporción entre 19 y 50 %, seguido por las fracciones más finas de las arenas variando entre 7 y 34 %, mientras que la arcilla, si bien esta en proporciones menores, es bastante homogénea su abundancia varía entre 3 y 10 %, el porcentaje menor de esta fracción, se puede observar en los 366 cm de profundidad, coincidiendo con un estrato de una granulometría mayor, caracterizado por arena fina a media.
- *Subzona TBL - 1b (280 - 240 cm):* Esta subzona presenta un cambio brusco en cuanto a la energía del ambiente, siendo esta de mayor intensidad, reflejándose en la sedimentación, aumentando la abundancia de las fracciones más gruesas y presencia de fragmentos de conchillas, en comparación con la unidad anterior, no se distinguen estratos marcados, salvo a los 266 cm con una pequeña laminación de arena limosa. La distribución de la granulometría queda de la siguiente manera AG (2 y 16%), AM (24 y 41%), AF es el tamaño más homogéneo y varía entre 30 y 36 %, AMF (2 y 11%), limo (4 y 22%) y arcilla (0 y 2 %).
- *Subzona TBL - 1c (240 - 100 cm):* En esta tercer subzona, si bien las distintas fracciones de las arenas continúan predominando, en líneas generales se percibe una

leve disminución de las mismas, es decir que se caracteriza por ser grano decreciente hacia el techo de la columna sedimentaria. La oscilación en la energía del agua, favoreció a la depositación alternada de fracciones gruesas y finas, además de la depositación de restos vegetales. La distribución de la litología es la siguiente: AG (0 y 15 %), AM (1 y 30 %), AF a diferencia de la subzona adyacente es la más heterogénea variando entre 10 y 56 %, AMF (6 y 24 %), limo (4 y 48 %) y arcilla (0 y 8 %).

Zona TBL - 2 (100 - 0 cm): Esta nueva unidad litológica, se encuentra dividida en dos subzonas TBL - 2a y TBL - 2b.

- *Subzona TBL - 2a (100 - 55 cm):* El limo presenta una abundancia entre 33 y 63 %, este pico máximo sumado a un 11 % de arcilla, conforman un pequeño estrato limo arcilloso muy marcado a los 77 cm de profundidad, además se puede apreciar dos estratos más de limo arcilloso arenoso, es decir con mayor abundancia de arenas muy finas.
- *Subzona TBL - 2b (55 - 0 cm):* Culminando con la columna sedimentaria, se pudo observar un alto porcentaje de sedimento fino, con una muy buena cohesividad y coloración rojiza. La sedimentación de la AMF fue favorecida, registrando los valores máximos de abundancia (para todo el testigo), por encima de los 42%, para la fracción limo si bien continúan con una abundante sedimentación, se encuentra en proporciones menores que la AMF, pudiendo denominar a la unidad como arena limosa. La AG y AM se encuentra en proporciones iguales entre 0 y 3 %, mientras que la abundancia de la arcilla apenas alcanza un 3 %.

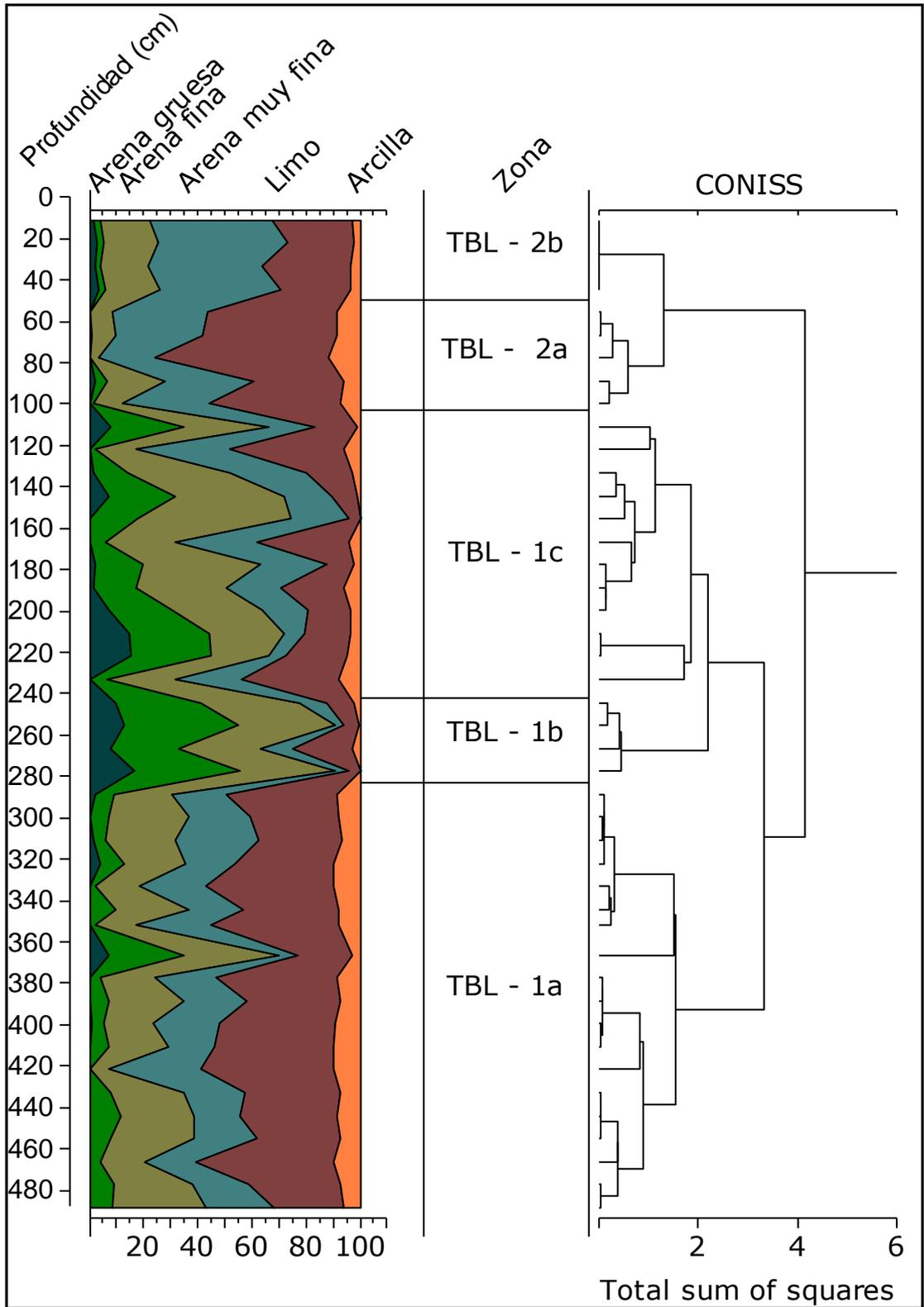


Fig. 36: Distribución acumulativa expresada en porcentaje (%).

Descripción geocronológica

Se realizaron un total de 6 dataciones (tabla 3) radiocarbónicas en aquellos niveles que presentaron un mayor contenido de sedimentos finos (limo + arcilla), ya que este tipo de material es el que indica condiciones depositacionales de baja energía y que a la vez presentan mayor contenido de materia orgánica (MO) y, por lo tanto, mayor cantidad de C, para su datación. Las determinaciones se realizaron a las profundidades de 488, 357, 279, 231, 128 y 71 cm, obteniéndose los resultados que se presentan en la tabla 3, donde se aprecia a grandes rasgos que este testigo cubre un rango de edades radiocarbónicas que va desde los 5090 ± 40 años A.P. (cal. 5662-5693 años A.P.) desde la base (488 cm) hasta un valor de 3.188 ± 64 años A.P. (cal. 3.176 - 3.493 años A.P.) a los 71 cm del techo, aunque se aprecia al menos dos niveles (128 y 279 cm) con valores que no siguen una secuencia creciente con la profundidad, y que se discutirán en breve.

A los 128 cm arrojó un valor excesivamente alto (6.369 ± 33 años A.P., cal. 7.165 – 7.327 años A.P.), razón por la que se estima que este nivel corresponde a material con materia orgánica retrabajada proveniente desde otra área y, por lo tanto, no debe ser tomada en cuenta al analizar la cronología de esta secuencia. Por otro lado, a los 279 cm se obtuvo una edad radiocarbónica (4.760 ± 40 años A.P., cal. 5.322 – 5.419 años A.P.), se encuentra ubicado entre dos niveles (488 y 231cm) de menor edad. Este nivel de edad anómala también puede ser interpretado por retrabajo o removilización de sedimentos con materia orgánica más antigua. En este caso, y dada la diferencia de edad medida y las distancias verticales a los niveles con fechados radiocarbónicos subyacentes, es posible interpretar que este valor anómalo a los 279 cm es una consecuencia de la actividad cavadora del decápodo *N. granulata*, razón por la que no sería posible emplear la datación de este nivel como una edad válida de este testigo.

| <i>Profundidad (cm)</i> | <i>Material</i> | <i>Laboratorio</i> | <i>Código</i> | <i>País</i> | <i>Edad ¹⁴C</i> | <i>Edad Calibrada</i> |
|-------------------------|-----------------|--------------------|-------------------|-------------|----------------------------|-----------------------|
| 71 | MO | ARIZONA | AA104475 – X28019 | E.E.U.U | 3.188 ± 64 | 3.176 – 3.493 |
| 128 | MO | ARIZONA | AA104478 – X28022 | E.E.U.U | 6.369 ± 33 | 7.165 – 7.327 |
| 231 | MO | ZFMT | KIA42949 | ALEMANIA | 4.040 ± 70 | 4.240 – 4.651 |
| 279 | MO | BETA | Beta 282198 | E.E.U.U | 4.760 ± 40 | 5.322 – 5.419 |
| 357 | MO | ARIZONA | AA104476 – X28020 | E.E.U.U | 4.260 ± 30 | 4.626 – 4.763 |
| 488 | MO | BETA | Beta 282197 | E.E.U.U | 5.090 ± 40 | 5.662 – 5.693 |

Tabla 3: Detalle técnico de las dataciones realizadas, las resaltadas en verde son las que se van a considerar como válidas en este trabajo.

Descripción de diatomeas

De un total de 33 géneros se reconocieron 66 especies, de las cuales 26 son plantónicas, 7 ticoplanctónicas, y 33 bentónicas, para el análisis de abundancia fueron consideradas aquellas que superan el 3 % en al menos una de las muestras, eso establece el análisis de 14 géneros y 21 especies. Las muestras de diatomeas fueron analizadas cada 10 cm, de las cuales cinco muestras (255, 244, 210, 177 y 144 cm de profundidad), fueron consideradas estériles por no llegar al mínimo de 400 valvas necesarias para que sean estadísticamente representativas, estas se encuentran representadas con líneas punteadas de color rojo en la figura 35, mientras que a las profundidades 188, 155, 122, 111 y 88 cm no ha sido posible realizar los muestreos correspondientes por escasez de material, las mismas se encuentran en líneas continuas de color rojo en la figura 35, debido a esto los resultados se basaron en un total de 36 muestras analizadas.

A lo largo de la columna sedimentaria se han identificado especies de diatomeas tanto de origen marino, salobre como dulceacuícola. Al realizar un análisis de agrupamiento, este permitió

dividir el testigo en dos zonas denominadas TBD y seis subzonas. Cabe destacar que tanto las muestras estériles como las faltantes se encuentran ubicadas en las subzonas diatomológica denominadas TBD - Id y TBD - IIa, además la litología correspondiente concuerda con las subzonas TBL - 1b y TBL - 1c que son las unidades que mayor concentración de arenas presenta.

Para realizar un análisis que permita revelar las características paleoambientales se ha confeccionado un gráfico en donde incluye abundancia de cada una de las especies presentes en más del 3 %, en cambio la salinidad y el hábitat de las diatomeas, se realizaron con el total de los individuos que han sido contabilizados en cada nivel para tener una mejor visualización del ambiente en estudio (figura 37).

Zona TBD - I (488 - 155 cm): Se encuentra compuesta por cuatro zonas (TBD - Ia, Ib, Ic y Id).

- *Subzona TBD - Ia (488 - 460 cm):* La especie de mayor abundancia presente es *Cymatosira belgica*, de ambiente marino ticoplantónico y varía entre un 23 y 27 %, esta se encuentra asociadas a las especies *Skeletonema costatum* (Greville) Cleve (7 y 14 %), *Minidiscus chilensis* (5 y 13 %) y *Paralia sulcata* (5 y 6 %), todas ellas marinas planctónicas. Además, se pudo observar en muy bajas proporciones (menos del 3 %) a *Cocconeis placentula var. lineata* salobre / dulce y a *Nitzschia palea*, de aguas dulces y ambas de hábitat bentónicas epifitas.

Al analizar la totalidad de las especies contabilizadas en cada nivel y trasladar los resultados a un gráfico acumulativo uno de salinidad y otro de hábitat (figura 35), podemos observar que las especies de aguas marinas, es decir aquellas que toleran salinidades por encima de los 30 ‰ se encuentran entre un 77 y 86 % de abundancia, las marinas / salobres entre 5 y 7 %, las especies salobres (0.5 y 1%) las salobres / dulces,

es decir aquellas que toleran entre un 5 y 30 % de sales disueltas en el agua, se encuentran en concentraciones entre 5 y 10 % y especies de agua dulce que toleran hasta un 5 % de sal están presentes entre 1 y 3 % de abundancia, por lo que se podría llegar a pensar que habría un pequeño aporte de aguas pluviales y/o fluviales. En cuanto al hábitat aquellas especies planctónicas que permanecen flotando en la columna de agua alcanzaron valores entre 42 y 49 %, las especies ticoplanctónicas que son aquellas que se encuentran frecuentemente en el planctón, aunque también pueden estar relacionadas con otra forma de hábitat (bentónico / epifito), están presentes entre un 36 y 40 %, y por último aquellas especies bentónicas, es decir que se encuentran adheridas a algún tipo de sustrato, generalmente a plantas (epifitas) están presentes entre 11 y 21 %, por lo que se podría deducir que la columna de agua no sería de grandes profundidades.

- *Subzona TBD - Ib (460 - 360 cm):* *Cymatosira belgica* continúa siendo la especie prioritaria, llegando a un 32 % de su abundancia, seguida por *Delphineis minutissima* (Hustedt) Simonsen, que comenzó a ser significativa, siendo su ecología marina ticoplanctónica, con una abundancia entre 5 y 20 % a los 400 cm de profundidad, tanto *Minidiscus chilensis* como *Paralia sulcata* se encuentran con un pequeño aumento en sus concentraciones entre 7 y 14 % y 1 y 13 % respectivamente. A diferencia de la subzona anterior se observó, aunque en bajas concentraciones una mayor diversidad de especies salobres / dulces como *Cyclotella meneghiniana*, *Cyclotella ocellata*, ambas planctónicas y especies de aguas dulces como *Achnanthes hauckiana* y *Achnanthes lanceolata var. elliptica* Cleve.

La distribución de la salinidad no presenta una gran diferencia con la subzona anterior, salvo en las concentraciones de diatomeas de aguas dulces, alcanzando un 6 %, reafirmando la idea de que hubo aportes pluviales y/o fluviales. En cuanto al hábitat, aquellas diatomeas ticoplanctónicas se encuentran en ascenso variando sus

concentraciones entre 36 y 62 %, mientras que con las planctónicas se podría percibir un sutil descenso.

- *Subzona TBD - Ic (360 - 260 cm)*: La presencia de *Cymatosira belgica*, continúa siendo la especie más abundante, llegando a más de 39 % a los 322 cm de profundidad, esta alga sigue estando acompañada por las diatomeas marinas planctónicas y micoplanctónicas como se viene describiendo con anterioridad, tanto *Delphineis minutissima* como *Minidiscus chilensis*, continúan con las mismas proporciones de abundancia, sin embargo no se puede decir lo mismo para *Paralia sulcata* que ha tenido una pequeña disminución en sus concentraciones (0.5 y 9 %), en contraposición *Cyclotella ocellata* (salobre / dulce), *Achnanthes hauckiana*, y *Achnanthes lanceolata var. elliptica* ambas de aguas que toleran poca salinidad y de hábitat bentónica presentan un leve aumento en sus concentraciones.

Al igual que TBD - Ib no se observan cambios muy notorios respecto a la salinidad, a excepción de las especies dulces que continúan en un paulatino aumento.

- *Subzona TBD - Id (260 - 155 cm)*: Esta subzona, se la puede considerar en términos de concentraciones de diatomeas, como escasa debido a que un total de 10 muestras que conforman esta unidad, dos de ellas (188 y 155 cm) no se pudieron realizar por escases de sedimento (línea roja continua) y 4 muestras (255, 244, 210 y 177 cm de profundidad) apenas se llegó a contabilizar aproximadamente unas 200 valvas por cada una de ellas, cuando el valor mínimo para que sean estadísticamente representativos tiene que ser superior a 400 valvas (línea punteada roja), por lo expresado esta subzona solo cuenta con 4 niveles estudiados, (figura 35), *Cymatosira belgica* continúa predominando, *Delphineis minutissima* y *Minidiscus chilensis* se observa una pequeña disminución. Inversamente proporcional a lo que sucedió en la subzona anterior *Paralia sulcata*

registra un leve aumento, mientras que aquellas especies como las del género *Cyclotella* (salobre / dulce) y del género *Achnanthes* (dulce bentónico) han disminuido.

Hacia el techo de la zona I se comienza a visualizar una disminución ínfima de las especies marinas, mientras que las especies marinas / salobres, salobres / dulce y dulce comienzan a tener un leve aumento. Ya si en la última subzona, se ve un cambio en la columna de agua, debido al aumento de la forma de vida bentónica logrando concentraciones máximas por encima del 25 %, 58 % para aquellas ticoplanctónicas y tan solo un 36 % para las planctónicas.

Zona TBD - II (155 - 0 cm): Se encuentra compuesta por dos zonas (TBD - IIa, IIb)

- *Subzona TBD - IIa (155 - 60 cm):* Como sucedió en la unidad anterior, de un total de 9 muestras solamente se han podido estudiar 5, de las 4 restantes una fue escasa de contenido de diatomeas y las otras tres de sedimento. Como se viene notando *Cymatosira belgica* continua con los mayores porcentajes de abundancia, alcanzando los valores más altos de concentración (61 %) hacia el techo de esta unidad, el resto de las especies marinas en líneas generales se encuentran en un estadio de retroceso. Mientras que *Achnanthes delicatula* (Kutzing) Grunow (marino / salobre, bentónico), presenta un aumento significativo (3 y 13 %), así como también las especies salobres / dulces *Cocconeis placentula* var. *lineata*, (bentónica epifita), *Cyclotella meneghiniana* y *Cyclotella ocellata* y las de agua dulce como *Achnanthes hauckiana*, *Achnanthes lanceolata* var. *elliptica* y *Cymbella* sp también se encuentra en un mínimo aumento hacia el techo.

La base de la subzona comienza con un descenso importante de las diatomeas marinas, por ende, una mayor concentración del resto de las especies y a medida que se asciende hacia el techo las especies marinas vuelven a estar en muy altas concentraciones.

- *Subzona TBD - Iib (60 - 0 cm)*: Culminando la secuencia sedimentaria, se puede observar una baja considerable en la salinidad del agua, viéndose esto reflejado en la ausencia o disminución de las especies marinas, salvo *Cymatosira belgica* que se mantuvo a lo largo de todo el testigo con valores por encima del 25 % de abundancia por gramo de sedimento. Como venía sucediendo en los niveles inferiores continúa en alza aquellas especies que toleran bajas concentraciones de sales disueltas en el agua. Los últimos 60 cm hay una nueva tendencia a mayores concentraciones de especies salobres / dulces y dulces, así como también aquellas especies planctónicas han quedado relegadas a valores por debajo del 12 %, mientras que las diatomeas bentónicas alcanzaron los valores máximos de todo el testigo 47 %, por lo que se estaría en presencia de aguas muy someras pudiendo indicar una llanura de marea media a alta.

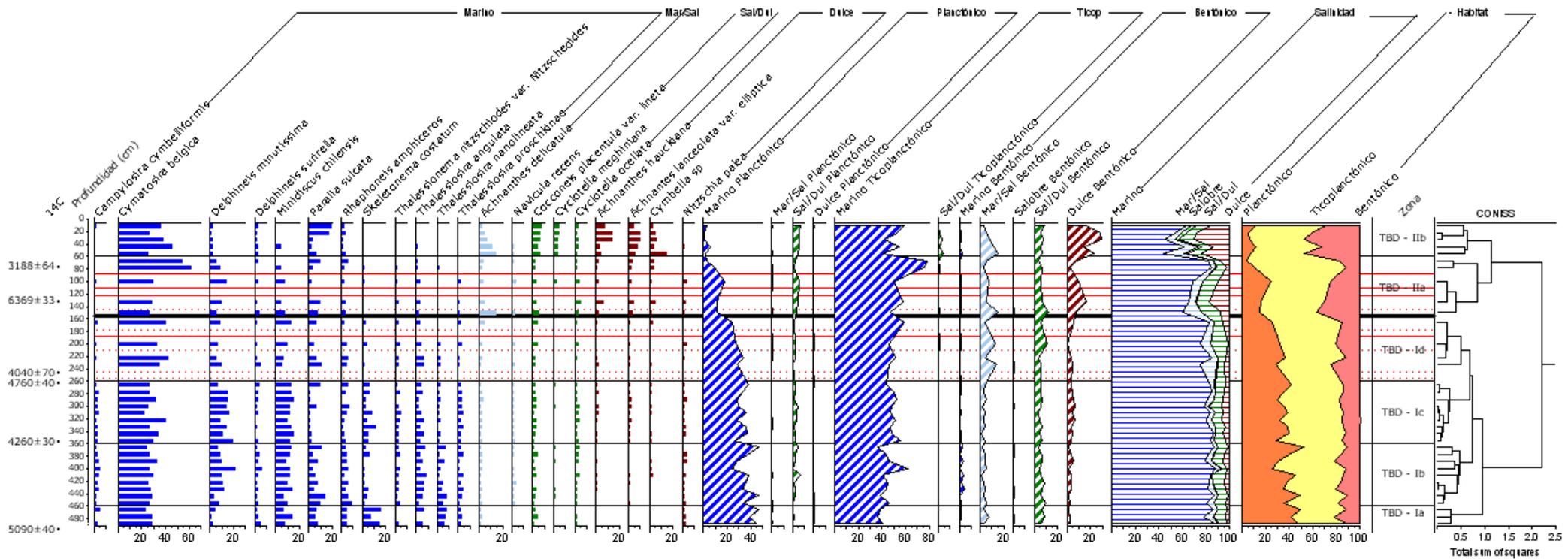


Fig. 37: Distribución de las especies de diatomeas, salinidad y hábitat que representan, al Testigo Tres Brazas. Líneas rojas punteadas muestras estériles y líneas rojas continuas muestras con escasez de material sedimentario.

Descripción geoquímica:

Para el estudio de isótopos estables de Corg, Cinorg, Ntot, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ y C/N se han analizados 83 muestras, recolectadas cada 5 cm. Tal como sucedió con la granulometría, por la gran variabilidad y a modo de una mejor visualización se graficaron cada 10 cm. Al realizar un análisis de agrupamiento, este permitió dividir el testigo en dos zonas denominadas TBIs - A y TBIs - B y cuatro subzonas (tabla 4 y figura 38).

Zona TBIs - A (488 - 94 cm): Se determinaron tres subzonas

- *Subzona TBIs - A₁ (488 - 266cm):* El % de Corg el valor mínimo es de 0,08 y el máximo es de 0,37 %, la media es de $0,21 \pm 0,07$ %, para el Cinorg esos valores varían entre 0,28 y 0,65 %, siendo su promedio de $0,49 \pm 0,47$, el N arroja valores muy bajos variando entre 0,01 y 0,04 % y su media es de $0,02 \pm 0,009$ %. El $\delta^{13}\text{C}$ presenta un mínimo de -21,46 ‰ y un pico máximo de -19,32 ‰, el valor medio es de $-20,41 \pm 0,47$ ‰, para $\delta^{15}\text{N}$ los valores varían entre 7,04 y 9,16 ‰. Mientras que para la relación C/N el mínimo es de 8.19 y el máximo de 12.06, el promedio es de $9,95 \pm 0,63$. Esta subzona agrupa las tres primeras subzonas determinadas por el análisis de diatomeas es decir las denominadas TBD - Ia, Ib, Ic
- *Subzona TBIs - A₂ (266 - 244 cm):* El % mínimo de Corg es de 0,03 % y el máximo se da a los 260 cm siendo de 0,11 %. El Cinorg varía entre 0,22 y 0,27 %, el N no presenta variación siendo el mínimo y máximo exactamente el mismo valor de 0,01 %. El $\delta^{13}\text{C}$ el valor mínimo se registro a los 255 cm (-21.56 ‰), mientras que el valor máximo es de -20,10 ‰, su media es de $-20,95 \pm 0,76$ ‰. Para el $\delta^{15}\text{N}$ el valor mínimo es de 5.65 ‰, en tanto el máximo es de 7.47 ‰, promediando los $9,46 \pm 0,79$ ‰. La relación C/N varía entre 7,08 y 11,07, el valor medio es de $8,87 \pm 1,70$.

- *Subzona TBIs - A₃ (244 - 94 cm)*: El % de Corg y Cinorg varían entre 0,01 / 0,24 % y 0,14 / 0,65 % respectivamente, siendo sus medias $0,09 \pm 0,06$ % y $0,35 \pm 0,13$ %. El N_{tot} continúa siendo bajo, entre 0 y 0,02 %. Para el $\delta^{13}\text{C}$ los valores mínimos se registraron a los 94 cm de profundidad llegando a -24,93 ‰, y los valores máximos se dio a los 199 cm llegando a -19,55 ‰, el promedio es de $-21,35 \pm 1,33$, el $\delta^{15}\text{N}$ el valor mínimo es de 4,08 ‰ y el máximo de 8,51 ‰, la media resulto ser de $9,83 \pm 1,20$ ‰, por último, para la relación isotópica C/N el valor mínimo es de 5,55 mientras que el máximo es 13,95, y su promedio es de $9,87 \pm 2,28$.

Zona TBIs - B (94 - 0 cm):

Culminando la secuencia sedimentaria los valores arrojados para el Corg son 0,13 y 0,33 % con una media de $0,19 \pm 0,5$ %, el Cinorg con valores similares varía entre 0,05 y 0,33 % su promedio fue $0,12 \pm 0,07$ %. El N_{tot} prácticamente no presenta variación con respecto a la subzona anterior, siendo sus valores de 0,01 y 0,03 % y su valor promedio es de $0,02 \pm 0,005$ %. Los valores mínimos y máximos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ son -22,17 / -20,60 ‰ y 6,98 / 13,50 ‰ respectivamente, y sus valores medios son $-21,34 \pm 0,80$ y $7,69 \pm 0,42$. Para el C/N los valores resultaron ser 8,82 / 12,24 y el promedio de $10,43 \pm 1,07$.

| | Corg (%) | Cinorg (%) | $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | Ntot (%) | $\delta^{15}\text{N}$ (‰) | C/N |
|---|-----------------|-------------------|---|-----------------|---|------------|
| <i>TBIs - B</i> <i>(94 - 0 cm)</i> | | | | | | |
| Mín | 0,13 | 0,05 | -22,17 | 0,01 | 6,98 | 8,82 |
| Máx | 0,33 | 0,33 | -20,60 | 0,03 | 13,50 | 12,24 |
| Media | 0,19 | 0,12 | -21,34 | 0,02 | 7,69 | 10,43 |
| σ | 0,05 | 0,07 | 0,80 | 0,005 | 0,42 | 1,07 |
| <i>TBIs - A₃</i> <i>(244 - 94 cm)</i> | | | | | | |
| Mín | 0,01 | 0,14 | -24,93 | 0,00 | 4,08 | 5,55 |
| Máx | 0,24 | 0,65 | -19,55 | 0,02 | 8,51 | 13,95 |
| Media | 0,09 | 0,35 | -21,35 | 0,01 | 9,83 | 9,87 |
| σ | 0,06 | 0,13 | 1,33 | 0,005 | 1,20 | 2,28 |
| <i>TBIs - A₂</i> <i>(266 - 244 cm):</i> | | | | | | |
| Mín | 0,03 | 0,22 | -21,56 | 0,01 | 5,65 | 7,08 |
| Máx | 0,11 | 0,27 | -20,10 | 0,01 | 7,47 | 11,07 |
| Media | 0,06 | 0,26 | -20,95 | 0,01 | 9,46 | 8,87 |
| σ | 0,03 | 0,02 | 0,76 | 0,003 | 0,79 | 1,70 |
| <i>TBIs - A₁</i> <i>(488 - 266cm):</i> | | | | | | |
| Mín | 0,08 | 0,28 | -21,46 | 0,01 | 7,04 | 8,19 |
| Máx | 0,37 | 0,65 | -19,32 | 0,04 | 9,16 | 12,06 |
| Media | 0,21 | 0,49 | -20,41 | 0,02 | 8,32 | |
| σ | 0,07 | 0,09 | 0,47 | 0,009 | 0,60 | 0,63 |

Tabla 4: Valores máximo (Max), mínimos (Min), medias, desvío estándar (σ), carbón orgánico (Corg (%)), carbón inorgánico (Cinorg (%)), $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$, nitrógeno total (Ntot (%)), y relación carbono/nitrógeno (C/N) para cada subzona del testigo Tres Brazas.

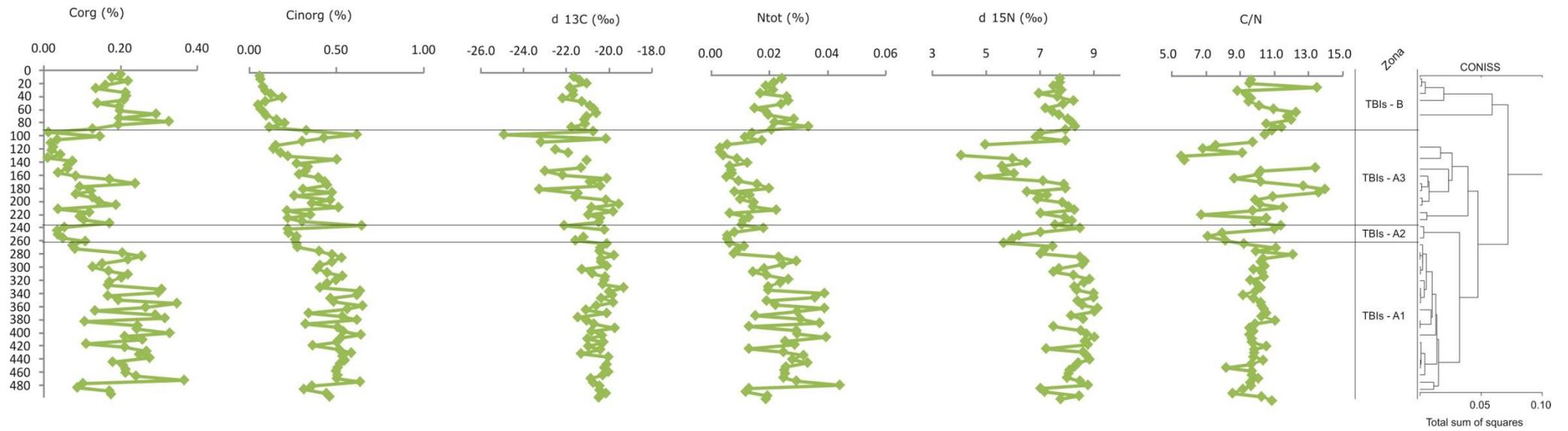


Fig. 38: Distribución geoquímica de carbono orgánico, c inorgánico, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$, nitrógeno total y relación C/N analizado en el testigo Tres Brazas.

Interpretación paleoambiental

Desde la base hasta los 280 cm de profundidad se puede ver una sedimentación alternada de limo arcilloso y limo arenoso, dando origen a pequeñas estratificaciones. Para las diatomeas el taxón de mayor predominancia a lo largo de todo el testigo claramente es *Cymatosira belgica*, esta especie clasificada por Vos y De Wolf 1993 como marina ticoplanctónica, se la suele encontrar en zonas litorales a una profundidad entre 3 y 10 m, ampliamente representado en canales de marea y rías (Vos y De Wolf, 1988).

La otra especie marina planctónica que abunda en el material de estudio es *Paralia sulcata*, este es uno de los taxones más utilizados en reconstrucciones paleoambientales de ambientes costeros, ya que es muy abundante en los sedimentos, se encuentra ampliamente distribuida y es muy resistente a la disolución (Mc Quoid y Nordberg, 2003). Por otro lado, Ryu *et al.* (2005) señalaron que la presencia de este taxón está relacionada con una mayor disponibilidad de nutrientes, e indicaría una alta productividad primaria causada tanto por una fuerte circulación vertical como por la descarga de nutrientes de los ríos en ambientes estuarinos. La presencia, en el Holoceno medio del Hemisferio Norte, de niveles con abundante *P. sulcata* ha sido relacionada con el aumento del nivel del mar, que habría generado la formación de marismas y áreas litorales propicias para el desarrollo de esta especie (Mc Quoid y Hobson, 1998). La asociación de *C. belgica* y *P. sulcata* ha sido encontrada actualmente viviendo en salinidades entre 10 y 25 ‰ en el estuario del río Quequén Salado (Hassan *et al.*, 2009) como así también en secuencias holocenas del sur de la provincia de Buenos Aires interpretadas como la colmatación de canales de mareas (Espinosa, 2008) y además se la considera como indicadora de ambientes fuertemente influenciados por el mar (Vos y De Wolf, 1994).

En coincidencia con lo expuesto, se puede interpretar como el desarrollo de una marisma dentro de un ambiente intermareal, con pequeños aportes de agua pluviales en donde se puede

ver la abundancia de *Cymatosira belgica* y *Paralia sulcata* y poca presencia de especies dulceacuícolas. Para el indicador geoquímico la variabilidad que se puede observar en los análisis isotópicos exceden al marco propuesto para el desarrollo de esta tesis, por lo que se los ha analizado de una forma más generalizada, pudiendo observar una coherencia con la variabilidad estratigráfica y diaotomística, siendo consistente con los eventos más importantes que se desarrollaron a lo largo de los casi 5 metros de la columna sedimentaria.

En la parte inferior del testigo (480 – 260 cm), se puede ver una relación de C/N con una tendencia homogénea con un promedio de 9,95, indicando aporte marino, hacia el techo de esta subzona se puede ver que la concentración de C/N y Corg presentan un descenso considerable marcando una variación de la calidad de la materia orgánica en términos de mayor contribución de la proporción de biomasa algal, por lo que se estaría en presencia de aguas ricas en nutrientes, desde el punto de vista isotópico y la relación C/N reafirmarían que nos encontraríamos en un ambiente intermareal rico en nutrientes con alto contenido de diatomeas y un aumento de gran importancia de la energía hacia los 260 cm de profundidad.

Para la subzona siguiente, es decir TBL - 1_b (280 - 240 cm), se aprecia un cambio radical en la energía del agua, dando lugar a una discordancia en donde se ve afectada la sedimentación, posiblemente allí sido producto de una transgresión depositando mayor cantidad de la fracción AM y AG. En lo que respecta al indicador algal (260 – 160 cm) de las muestras analizadas no presenta una gran diferencia con la unidad anterior, a excepción que se registrase un leve aumento de las especies bentónicas, además se pudo observar ausencias y/o poca concentración de diatomeas, habiendo resultado estériles los niveles 255, 244, 210 y 177 cm, coincidiendo con la poca disponibilidad de material fino, debido a esto se puede decir que nos encontramos en un momento de aumento de la energía, con escasez de diatomeas.

Para la Subzona TBL - 1c (240 - 100 cm), la energía del ambiente es oscilante permitiendo la sedimentación de pequeños niveles limo arcilloso arenoso. La subzona diatomológica TBD - IIa (160 - 60 cm), Se puede ver una disminución leve en cuanto a la salinidad del agua, viéndose reflejado la disminución en la diversidad de especies marinas, aunque la asociación *Cymatosira belgica* / *Paralia sulcata* continúan siendo las especies dominantes, como lo fue a lo largo de toda la columna sedimentaria Tres Brazas. Hay un aumento de las especies salobres /dulces y dulces, así como también aquellas especies de hábitat bentónica, por lo que podrían estar indicando un ambiente intermareal medio con mayor influencia de aportes pluviales, esto mismo se pudo observar en el estudio de sedimentos actuales, en donde actualmente no existen aportes por descarga de cursos de agua.

La geoquímica para la sección media se ve una disminución del Corg siendo muy notoria con respecto a la subzona adyacente en donde su media desciende de 0.21 ± 0.07 % a 0.09 ± 0.06 %, coincidiendo con el aumento de energía en el ambiente y consigo el de granulometría, lo que respecta a la relación C/N se ve una oscilación importante que indicaría una mayor variabilidad en el origen de las fuentes de materia orgánica, con alternancia de fuentes autóctonas y aloctonas, y en general menor deposición de carbono orgánico.

Ya hacia el techo, los últimos centímetros desde el punto de vista sedimentológico, el material cohesivo de coloración rojiza (posiblemente los aportes provengan del río Colorado), han dado lugar a la formación de un ambiente somero. En lo que respecta a las diatomeas, se pudo observar una menor concentración de *P. sulcata*, acompañado de un leve aumento de diatomeas dulces bentónicas epifitas que viven adheridas a plantas y son características de entornos de baja dinámica que son permanentemente sumergidos, como por ejemplo zanjas, estanques, lagos y lagunas (Vos y De Wolf, 1988), como sucede con *Achnanthes lanceolata* y *hauckiana* y dulces plantónicos *Cyclotella ocellata*, según Sancetta, 1982. *Paralia sulcata* es considerada como un buen marcador de descenso de la salinidad por aporte de agua dulce, mientras que en

América del Norte (Chesapeake Bay) la baja en la abundancia de dicha especie ha sido asociada con un incremento en el flujo de agua dulce y disminución de la salinidad (Cooper, 1995; Weiss *et al.*, 1978).

Por todo lo expuesto es posible interpretar como una marisma media a alta con aportes de agua dulce, posiblemente el origen sea por aportes pluviales, como se ha visto en los sedimentos actuales homónimos o bien que el aporte provenga del río Colorado, como se estima en función del sedimento de coloración rojiza.

En canto a la geoquímica comienza un aumento de Corg, indicando un cambio en la fuente de la que proviene y con un descenso lento y consistente de Cinorg, entre los 60 y 40 cm de profundidad, coincidiendo esto con el comienzo del estrato homogéneo de coloración rojiza. Se aprecia un aumento en la concentración del mismo pudiendo estar indicando un cambio del origen de donde proviene dicho carbón, esta disminución es acompañado por la relación C/N, que también aumenta hacia el techo, correspondiendo a un incremento de la contribución de biomasa lignocelulosica proveniente de *salicornia* y/o *sarcocornia*, estos resultados están apoyando que la parte final del testigo podrían estar correspondiendo al desarrollo de una marisma media a alta con un cambio de la proveniencia de los aportes sedimentarios (Tabla 5).

| Prof | 14 C | Calibrada | Sedimentología | Diatomeas | Geoquímica |
|------|----------|-------------|---|--|--|
| 60 | 3188+-64 | 3176 / 3553 | Condiciones de menor energía y mas estable, sed rojo. | Marisma media a alta mayor aportes pluviales y/o del río Colorado somerización | Cambio de fuente con aumento de lignocelulosa indicando marisma media a alta |
| 71 | | | Intermareal medio con laminaciones limo arcilloso | | |
| 85 | 6369+-33 | 7165 / 7411 | Condiciones de mayor energía, posiciones mas profundas en el estuario | Intermareal medio con aporte pluvial, y aguas con poca profundidad | Aumento de energía Mayor variabilidad en la fuente de la materia orgánica |
| 128 | | | | Poca concentración o escasez de diatomeas bajo contenido de nutrientes | |
| 150 | | | | Aumento de energía. Arenas medias a gruesas | |
| 230 | 4040+-70 | 4240 / 4808 | Llanura de marea Condiciones de energía oscilante | Intermareal rico en nutrientes y alta concentración de diatomeas, pequeños aportes de especies de agua dulce | Intermareal rico en nutrientes con aumento de energía hacia el techo |
| 260 | 4760+-40 | 5322 / 5583 | | Intermareal rico en nutrientes | |
| 290 | | | Intermareal rico en nutrientes | | |
| 357 | 4260+-30 | 4626 / 4854 | Llanura de marea Condiciones de energía oscilante | Intermareal rico en nutrientes | Intermareal rico en nutrientes con aumento de energía hacia el techo |
| 460 | 5090+-40 | 5662/5907 | | Intermareal rico en nutrientes | |
| 488 | | | Intermareal rico en nutrientes | | |

Tabla 5: Resumen de la interpretación paleoambiental del testigo Canal Tres Brazas.

TESTIGO KP60BIS

Introducción

El Testigo KP60BIS fue obtenido en el canal de acceso del estuario de Bahía Blanca a 60 km del Puerto de Ingeniero White ($39^{\circ}08'34,8689''$ S / $61^{\circ}46'10,0278''$ O) y tan solo a 8 km de la Isla Trinidad. El mismo fue obtenido a una profundidad de 11,3 m mediante un vibrocoring operado desde una plataforma denominada Río Napostá por la compañía holandesa Boskalis Internacional en junio de 1989, dentro del proyecto del dragado de profundización del Canal de Acceso a los puertos de Bahía Blanca. Su secuencia representa depósitos submarinos estratificados con una extensión regional como lo muestran los estudios batimétricos y con sonar de barrido lateral realizados por Gómez (1989) y Gómez y Perrillo (1995). Estos depósitos afloran en todo el sector interior y exterior del estuario de Bahía Blanca que se encuentran actualmente sometidos a procesos erosivos (figura 39).

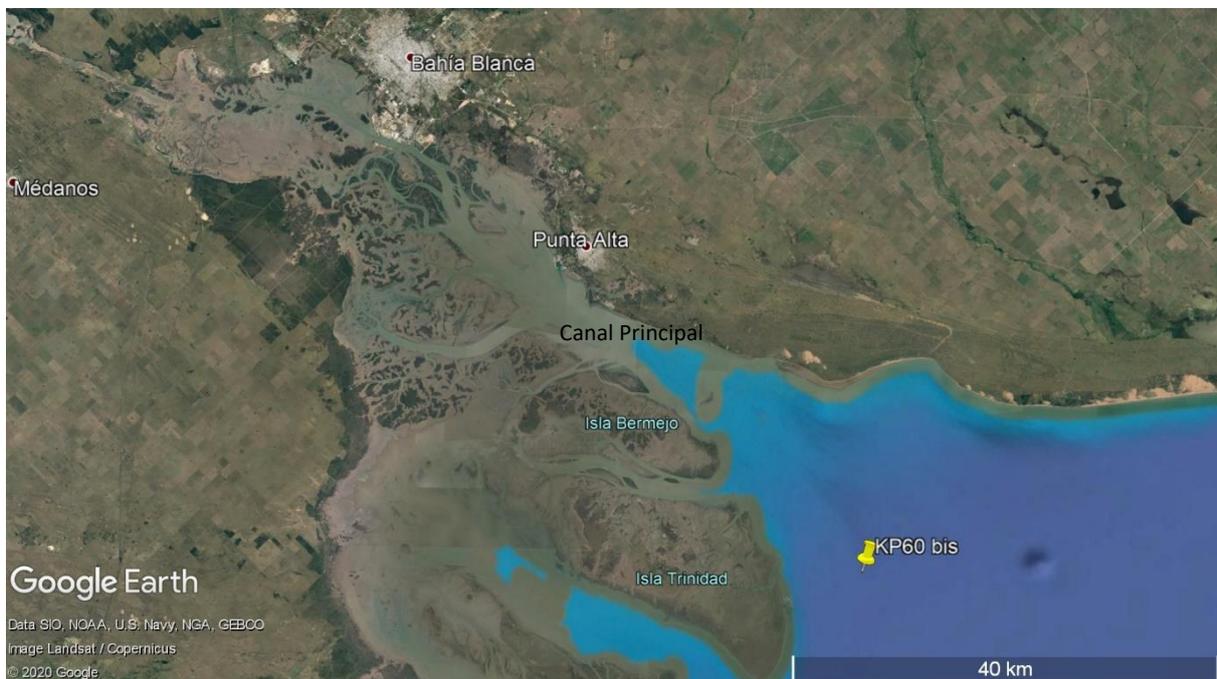


Fig.39: Ubicación del testigo de KP60BIS. Imagen obtenida de Google Earth.

El largo total de la columna sedimentaria recuperada fue de 400 cm. Al mismo tiempo, el muestreo que se realizó en aquel momento (década del 90) no presenta un patrón estandarizado, aunque la mayoría de las muestras se hicieron cada 10 cm, y existe un lapsus entre los 270 y los 280 cm y a los 210 cm, con el que no se contó con material sedimentario. Además, no se tenía noción de indicadores de isótopos por lo que no fueron conservados en cámara de frío, por tal motivo no se hicieron análisis geoquímicos de este testigo. La cantidad de muestras que se han considerado para el estudio de dicho testigo hacen un total de 36.

Descripción litológica

Como se mencionó anteriormente esta columna sedimentaria fue muestreada con anterioridad al desarrollo de esta tesis, por lo que no se cuenta con una descripción visual. En estas circunstancias los análisis sedimentarios denominados KP60L fueron procesados en el analizador de partículas Master Sizer Hidro 2000, y luego los datos fueron volcados en el software TILLIA GRAPH, obteniendo un gráfico con la distribución de los porcentajes de cada fracción y su respectivo clúster, delimitando dos zonas y dos subzonas sedimentarias figura 40 y figura 41.

Zona KP60L - A (400 - 275 cm): Se divide en dos subzonas:

- *KP60L - A1 (400 - 390):* La base se inicia con una arena fina a media limosa, de una coloración verde claro, totalmente diferente al resto de la columna sedimentaria, sin ningún tipo de estructura visible.
- *KP60L - A2 (390 - 275 cm):* Esta subzona se caracteriza por presentar un material predominantemente fino, inferior a 0.063 mm. Al analizar los porcentajes de cada fracción, el limo (L) supera ampliamente el 60 %, seguido de arena muy fina en un 20 % por lo que se puede decir que es un sedimento limo arenoso, alternado con algunas

laminaciones de arena fina limosa de color marón oscuro y de niveles de pocos centímetros de espesor con fragmentos de conchillas de moluscos de aproximadamente de 2 a 3 mm de longitud.

Zona KP60L - B (275 - 0 cm):

- *KP60L - B1 (275 - 75 cm)*: Esta subzona se diferencia de la anterior por un aumento notable en el tamaño del grano, aunque continúe siendo un limo arenoso de color marrón, hay una mayor concentración de las arenas finas y medias. La base de la misma se inicia con la presencia de un nivel que contiene valvas de *Tagelus plebeius*.
- *KP60L - B2 (75 - 0 cm)*: Hacia el techo continúa la tendencia de grano creciente iniciada anteriormente, caracterizándose como una arena fina a media limosa, intercalada con unas pequeñas laminaciones de limo arenoso.

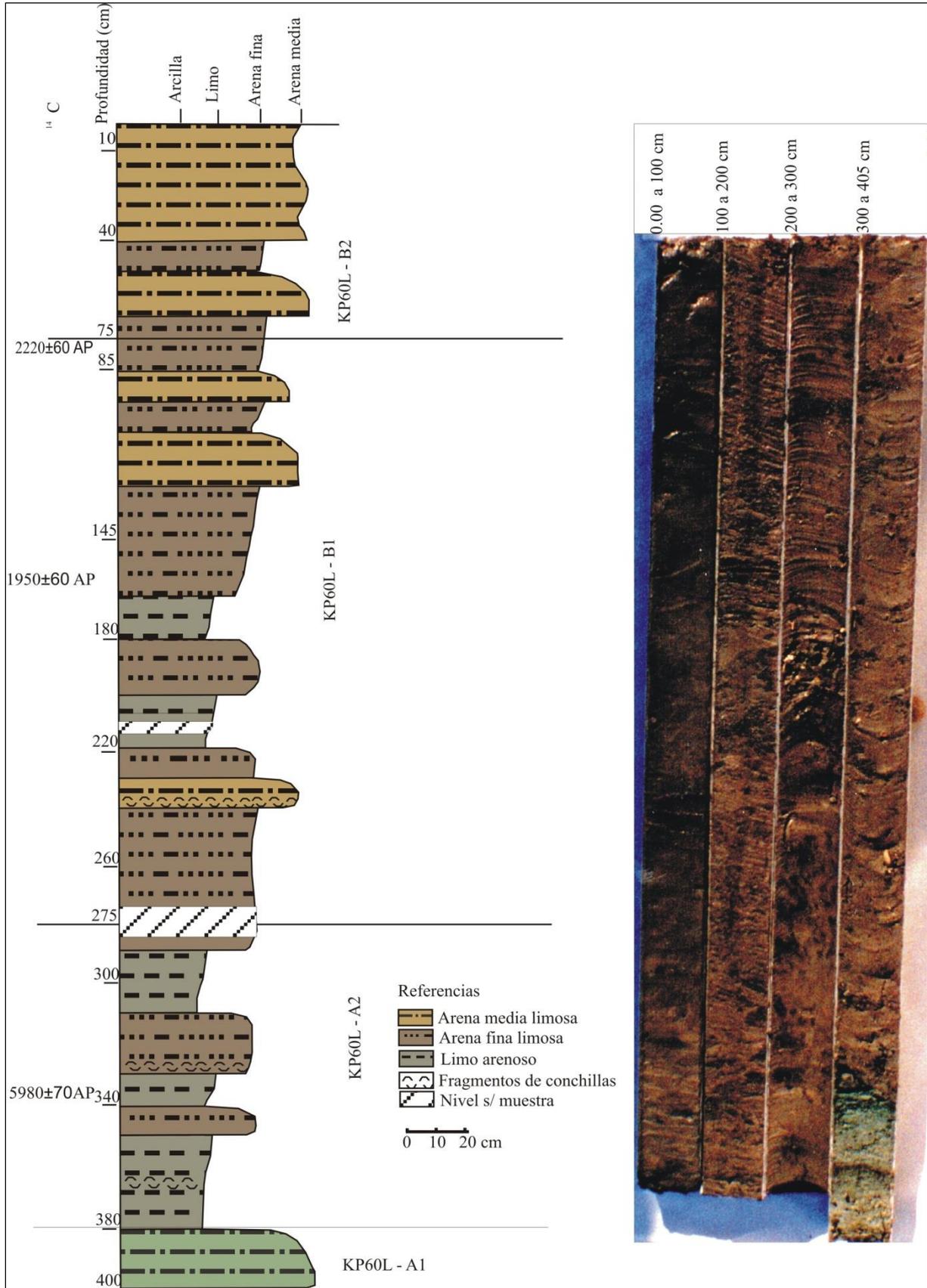


Fig. 40: Perfil litológico KP60BIS.

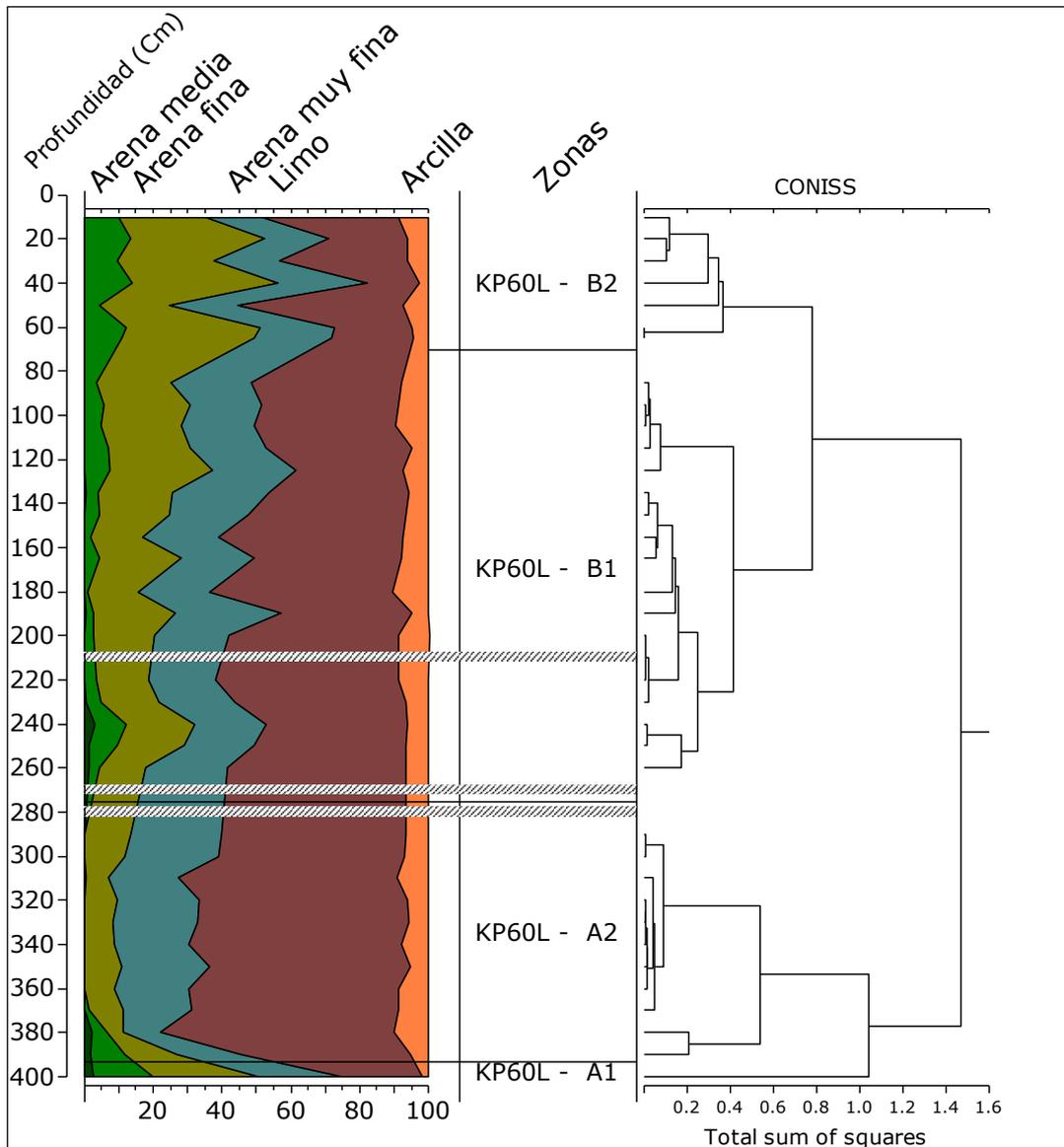


Fig. 41: Gráfico acumulado de la distribución sedimentológica y análisis de agrupamiento del KP60BIS. Los niveles sin material sedimentario están indicados con líneas oblicuas.

Descripción geocronológica

Este testigo cuenta con cinco dataciones radiocarbónicas, todas ellas sobre barro orgánico y realizadas en tres laboratorios diferentes de Estados Unidos y Holanda, (tabla 6), las mismas fueron calibradas por el programa informático Calib ^{14}C (Radiocarbon Calibration), versión 7.1. La parte inferior cuenta con dataciones entre los 340 y 337 cm profundidad su edad es de 5.980 ± 70 años A.P. (cal. 6.566 – 6.952 años A.P.), la segunda fue a los 310 cm de profundidad, siendo 6.130 ± 33 años A.P. (cal. 6.800 – 7.156 años

A.P.), las secciones medias de la columna sedimentaria arrojaron edades de 1.900 ± 40 años A.P. (1708 - 1887 años A.P.) y de 1.950 ± 60 años A.P. (cal. 1.720 – 1.997 años A.P.) obtenidas entre los 162 y 170 cm de profundidad. Hacia el techo la última datación es entre los 80 y 77 cm, siendo de 2.220 ± 60 años A.P. (cal. 2019 - 2332 años A.P.).

| <i>Profundidad (cm)</i> | <i>Código</i> | <i>Material</i> | <i>Laboratorio-País</i> | <i>Edad ¹⁴C</i> | <i>Edad Calibrada</i> |
|-------------------------|---------------|-----------------|-------------------------|----------------------------|-----------------------|
| 77 – 80 | GrA27126 | MO | GRONINGEN HOLANDA | 2.220 ± 60 | 2.019 – 2.332 |
| 162-165 | GrA27127 | MO | GRONINGEN HOLANDA | 1.950 ± 60 | 1.720 – 1.997 |
| 163-170 | Beta 21677 | MO | BETA EEUU | 1.900 ± 40 | 1.708 – 1.887 |
| 310 | AA104482 | MO | ARIZONA EEUU | 6.130 ± 33 | 6.800 – 7.156 |
| 337-340 | GrA27128 | MO | GRONINGEN HOLANDA | 5.980 ± 70 | 6.566 – 6.952 |

Tabla 6: Dataciones radiocarbónicas para el testigo KP60BIS.

Descripción de diatomeas

Con lo que respecta al estudio diatomológico, se han contabilizado 20 muestras, de las cuales se han tenido en cuenta aquellas que superan el dos por ciento de abundancia representando un total de 13 géneros y 17 especies. Al plotear los resultados obtenidos en el TILIA GRAPH, este permitió realizar un análisis de agrupamiento, pudiéndose diferenciar dos zonas y 4 subzonas, denominadas KP60 - A y KP60 - B1, B2, B3 y B4, figura 42.

Zona KP60 - A (400 - 390 cm):

El testigo comienza con una muy alta concentración de especies salobres / dulces, destacándose *Cyclotella ocellata*, acompañada por *Stephanodiscus astreae* y *Stephanodiscus hantzschii* y de agua dulce bentónica encontramos a *Nitzschia palea*, de forma escasa aparecen diatomeas marinas como *Cymatosira belgica* y *Paralia sulcata*, por lo que la baja salinidad de la columna

de agua, (menor a 30 ‰) es lo que caracteriza a esta zona, superando el 80 % de especies salobres, cabe aclarar que esta zona coincide con la zona litológica KP60L - A1, siendo una arena fina a media de coloración verde clara totalmente diferente al resto de la sección sedimentaria.

Zona KP60 - B (390 - 0 cm): Acá se pueden ver 4 subzonas, y se las va a describir a continuación.

- *Subzona kP60 - B1 (390 - 250 cm)*: Totalmente diferente a la zona anterior, las diatomeas marinas como *Cymatosira belgica*, *Delphineis minutissima*, *Rhaphoneis amphiceros*, *Paralia sulcata* como sucede en el testigo Tres Brazas, son mayoritarias, mientras que *Cyclotella ocellata* disminuye su concentración considerablemente, alcanzando como pico máximo para la subzona un 18 % a los 380 cm y de forma esporádica se aprecian unos pequeños registros de agua dulce con *Nitzschia palea*.

Al analizar la totalidad de las valvas contadas, se puede ver claramente un aumentó radical de la salinidad del ambiente, en donde las diatomeas marinas varían su concentración entre 63 y 87 %, por ende, las especies que toleran baja salinidad se las encuentra como valor máximo en un 17 %, mientras que las de agua dulce apenas superan un 4 % de abundancia.

- *Subzona KP60 - B₂ (250 - 130 cm)*: La parte inferior de la secuencia comienza con una disolución del agua, permitiendo así el desarrollo de *Cyclotella ocellata*, *Cyclotella meneghiniana* y *Nitzschia palea*, si bien las especies marinas ya mencionadas continúan siendo mayoritarias, su concentración en comparación con la zona anterior es levemente menor. Esta misma tendencia se puede visualizar en la salinidad, ya que hay mas presencia de diatomeas salobres / dulces. Con lo respecta al hábitat, las especies planctónicas se han visto mas más favorecidas para su desarrollo.

- *Subzona KP60 - B₃ (130 - 50 cm)*: Se distingue un aporte continental, permitiendo la disolución del agua, generando esto un ambiente propicio para el desarrollo de *Cyclotella ocellata*, *Cyclotella meneghiniana*, y *Stephanodiscus astreae*. Por lo dicho se puede interpretar como un ingreso importante de aguas pluviales y/o fluviales, diluyendo así la concentración de sales disueltas permitiendo que diatomeas salobres / dulces de hábitat planctónicas puedan vivir en esas condiciones ambientales.
- *Subzona KP60 - B₄ (50 - 0 cm)*: En este último tramo, no hay grandes diferencias con las subzona B₃, *Cymatosira belgica* (marina) y *Cyclotella ocellata* (salobre / dulce) continúan siendo las dos especies más abundantes. Respecto a la salinidad, se podría decir que son aguas de mezcla, ya que hay casi en partes iguales especies tolerantes a altas y medianas concentraciones de sales.

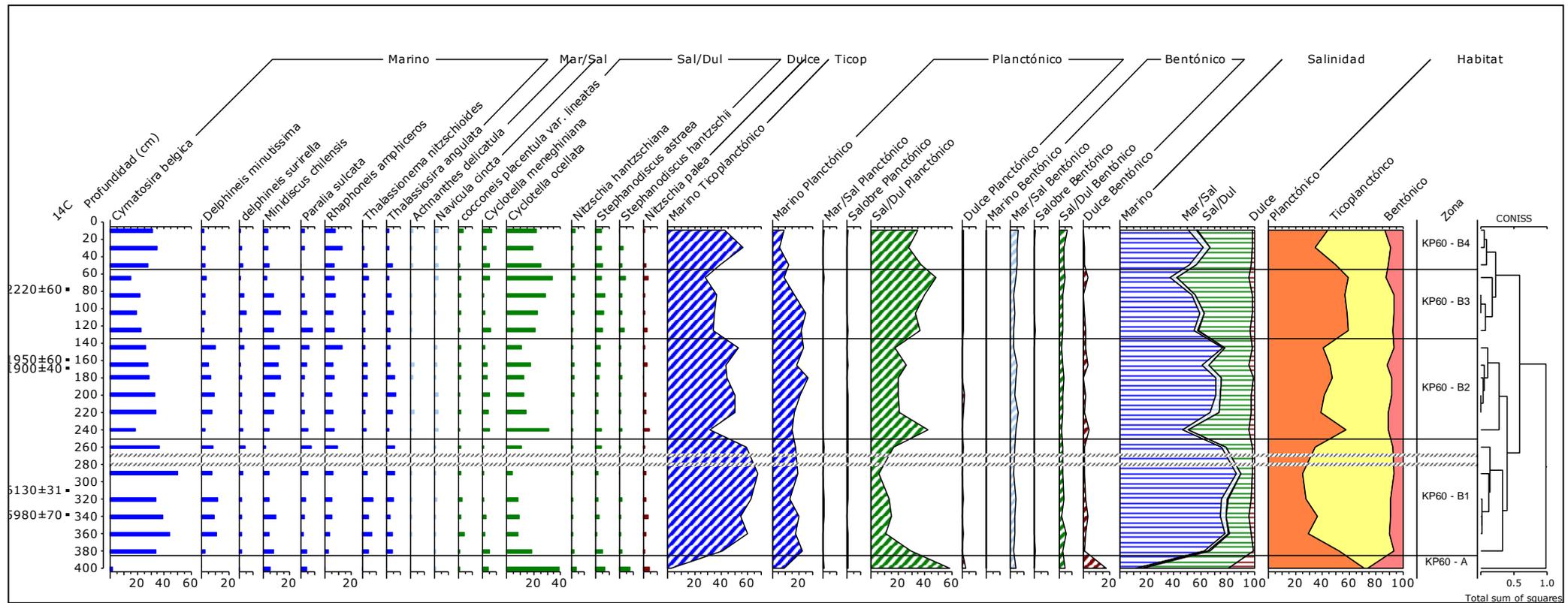


Fig. 42: Distribución de las diatomeas en más del 2 % vista en el testigo KP60BIS. Los niveles sin material sedimentario están indicados con líneas oblicuas.

Interpretación paleoambiental

Como se ha descrito los primeros 10 cm de la sección inferior es una arena fina a media de coloración verde clara, que se encuentra constituida casi en un 85 % por *Cyclotella ocellata*, asociado a *Cyclotella meneghiniana*, *Stephanodiscus astreae*, *Stephanodiscus hantzschii* y *Nitzschia palea* que habitan en aguas de baja salinidad, el resto del 15 % está dado por especies marinas. Debido a que se cuenta con un solo nivel para el estudio de diatomeas no se puede sacar una conclusión de como sería el ambiente en esa época, pudiendo decirse solamente que es un cuerpo de aguas poco profundas.

A partir de los 390 cm, hasta los 260 cm se puede ver que el material sedimentario presenta intercalaciones de limo arenosa a arena fina limosa, en donde se ha encontrado un nivel de *Tagelus plebeius*, la presencia de este bivalvo infaunal común en planicies de marea de estuarios de Argentina, tolerante a un amplio rango de salinidad es indicador de ambiente intermareal y aguas moderadamente someras. Los antecedentes regionales (Gómez, 2004 y Gómez *et al.*, 2005 a y b) indican que a 2.5 km hacia el SE de distancia del testigo bajo estudio en esta tesis y a una profundidad de 12.5 m, se estudio otro testigo, denominado PS2 en donde se pueden correlacionar tanto las edades radiocarbónicas como la litología, los autores han descrito la sección inferior de esta columna sedimentaria como sedimentos depositados en un ambiente intermareal restringido como una laguna costera o la parte alta de extensas planicies de marea vegetadas, y una edad cal. 6350 años A.P..

En cuanto a las diatomeas se identifica un contexto diferente, ya que se produce una inversión de las especies predominantes, esta sección inferior hasta los 250 cm de profundidad, cuenta con una datación de cal. 6.556 – 6.952 años A.P. Desde el punto de vista diatomológico, presenta características similares al perfil del Tres Brazas, aunque con aguas menos saladas. La especie predominante es *Cymatosira belgica*, acompañada

por *Delphineis minutissima*, *Minidiscus chilensis* y *Paralia sulcata* todas ellas marinas planctónicas y ticoplanctónicas, y en conjunto todas las especies marinas están presentes en más de un 80 %, el 20 % restantes esta dado por *Cyclotella ocellata*, asociado a *Cyclotella meneghiniana* (ha sido hallada en ambientes estuarinos con salinidades de hasta 13 ‰, Hassan *et al.*, 2009), *Stephanodiscus astreae*, *Stephanodiscus hantzschii* y *Nitzschia palea*.

Por todo lo antes mencionado se podría interpretar la zona inferior del KP60BIS como un ambiente intermareal restringido, de aguas poco profundas y con aportes de agua de lluvia que permitirían la disolución del agua de mar.

La zona media del testigo (250 - 70 cm), litológicamente se encuentra conformado por limo arenoso, con intercalaciones de arenas finas limosas y arenas medias, indicando períodos de oscilaciones en la energía depositacional. Al comparar con el testigo PS2 la sedimentación de la sección media muestra estar más influenciada por la acción de corrientes de marea como ocurre actualmente en las planicies de marea estrechamente relacionadas con un sistema de canales. El KP60BIS cuenta con tres dataciones radiocarbónicas, dos de ellas entre los 170 y 162 cm, arrojaron edades de cal. 1.793 años A.P. y de cal. 1.852 años A.P respectivamente. y la tercera se encuentra entre los 80 y 77 cm de profundidad presenta una edad calibrada de cal. 2.191 años A.P., al igual que sucede en la zona anterior estas edades calibradas coinciden con la sección media del testigo vecino PS2. En cuanto a las diatomeas, continúan siendo de importancia las especies marinas ya mencionadas anteriormente, aunque se puede ver una pequeña y paulatina disminución de estas, y consigo un aumento de las especies salobre / dulce y dulce, siendo en la parte más baja, una relación promedio de 70/30 %, mientras que en el techo de la zona la proporción es de 60/40 %, alcanzando un pico máximo de 50/50 %, indicando una disolución del agua considerable. Tanto el estudio de ostrácodos (Kihn,

2015) como el de dinoflagelados y polen (Franco Arias, 2018) realizado para el KP60BIS indican aumento en la densidad y diversidad de los mismos, concluyendo que hay una mayor disponibilidad de nutrientes y posible influencia de aguas continentales, por lo dicho se puede decir que la zona media del testigo KP60BIS se puede definir como un ambiente intermareal de baja salinidad e influenciado por las corrientes de marea.

Hacia el techo del testigo, en sus últimos 70 cm, el aumento de la arena en general, y la poca depositación de material fino, estarían indicando un aumento de la energía; coincidiendo con lo que se vio en el PS2, la sección superior del testigo exhibe el pasaje gradual hacia las condiciones actuales, donde la arena es transportada como carga de fondo por la acción de fuertes corrientes de marea (Gómez *et al.*, 2005 a, b y c). Las diatomeas no presentan variaciones significativas con las zonas anteriores, el estudio del polen (Franco Arias, 2018), indica influencia de vegetación de comunidades halófilas, del bosque xerofíticos y de algas, esporas y tipos hidrófilos, concluyendo un incremento de la humedad en la región con posible descarga fluvial próxima. Por lo que se podría decir que representa un ambiente costero, somero y húmedo con oscilaciones en la energía (tabla 7).

| Prof | 14 C | Edad Calibrada | Sedimentología | Diatomeas |
|-------------|-------------------|-----------------------|---|--|
| 75 | | | Aumento de energía y granulometría | Ambiente costero somero |
| | 2220+/-60 | 2019/2332 | | |
| 130 | | | Energía depositacional oscilante | Intermareal de baja salinidad influenciado por corrientes de marea |
| | 1950+/-60 | 1.720/1.997 | | |
| 170 | 1900+/-40 | 1.708/1.887 | | |
| 250 | | | | |
| 275 | | | Intermareal restringido con energía oscilante | Intermareal restringido poco profundo aporte pluvial |
| 310 | 6.130+/-33 | 6800/7156 | | |
| 340 | 5980 +/-70 | 6.566 / 6.952 | | |
| 380 | | | | |
| 400 | | | Arena fina verde | Sin conclusion |

Tabla 7: Resumen de la interpretación paleoambiental del testigo KP60BIS.

TESTIGO PD24

Introducción

El testigo de 249 cm de largo denominado PD24, fue recolectado desde el buque oceanográfico Puerto Deseado en octubre del 2010 en la zona interna de la Plataforma Continental Argentina, a una profundidad de 16,3 m, en el sistema estuarino denominado El Rincón, frente a la Isla Verde (39°18,748'S / 61°29,441'O), dicho sector de la Plataforma presenta una suave pendiente en dirección noroeste – sudeste (figura 43).

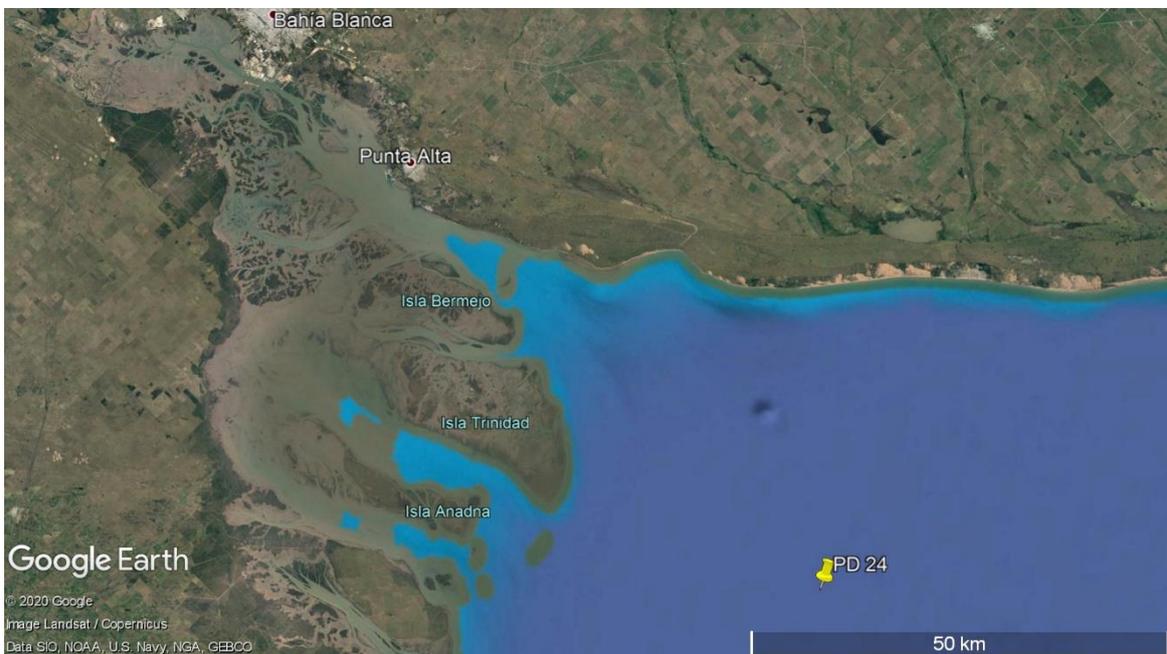


Fig. 43: Ubicación del testigo PD 24, en el área del Rincón.

Para una mejor conservación y traslado del mismo, se seccionaron en tres tramos, estando a bordo, (figura 44).



Fig. 44: A) Momento de la extracción, y B) Fraccionamiento para mejor un almacenamiento posterior del testigo PD24

Descripción litológica

Una vez realizada la apertura de cada tramo, en primer lugar, se hizo una inspección ocular de cada uno de ellos. En los primeros 30 cm correspondientes a la sección inferior se puede ver un material algo cohesivo y la presencia de arena fina con intercalaciones muy pequeñas de material fangoso, con un importante contenido de conchillas enteras en estadio juvenil y medio, pudiéndose ver en ocasiones valvas articuladas, así como también contenido de fragmentos de conchillas, en la sección media a partir de los 150 cm, posiblemente haya habido una disminución en la energía, viéndose reflejado en la sedimentación un predominio de arena fina limosa, además se pudo apreciar una cierta laminación paralela, aunque también se percibe una mayor cantidad de fragmentos de conchillas. En cambio, el tramo superior se pudo ver estratos de unos dos cm de espesor de conchillas enteras medianas, arena fina a media y menor cantidad de fango.

Cabe aclarar que debido a la abundancia de arenas y conchillas que presento este testigo se decidió analizar el sedimento de forma tradicional es decir pasar los sedimentos secos por una columna de tamices, en el cual se pudo comprobar que la fracción retenida en el fondo de limo + arcilla (fango) a lo largo de toda la columna sedimentaria era en menor proporción de lo que se percibía al tacto, luego se volcaron los datos expresados en porcentaje (%) en el programa de computación GRADISTAT y TILLIA Graph, para realizar un análisis de agrupamiento (CONNIS), delimitando 2 zonas litológicas y 6 subzonas.

Otra consideración a tener en cuenta, que los muestreos fueron realizados cada 5 cm, el largo total del testigo es de 249 cm, habiéndose dejado los primeros cm para dataciones, por lo que el muestreo propiamente dicho se ha comenzado a partir de los 244 cm, (figuras 45 y 46).

Zona PD24L - A (244 - 104 cm): Se determinaron 2 subzonas

- *Subzona PD24L - A1 (244 - 184 cm):* La secuencia comienza con una granulometría de arena media a fina (AM), la primera de ellas se encuentra en más de un 45 %, alternando con arena fina (AF) en un 30%, seguido por arena muy fina (AMF) en un 20% y los 5 % restantes corresponde al fango. Se pueden apreciar dos pequeñas laminaciones a los 214 y entre los 204 y 199 cm en donde una posible disminución de la energía permitió que se depositaran arenas finas a muy fina, esta fracción sedimentaria estaba acompañada por conchillas enteras en estadio juvenil de *Corbula patagónica?* así como también de fragmentos.
- *Subzona PD24L - A2 (184 - 104cm):* Esta subzona está caracterizada por la alternancia en la sedimentación entre arenas medias y arenas muy finas, presentando tres niveles muy marcados a los 179 cm (50 %), 149 (38 %) y entre

los 139 y 134 (37%) cm, en donde predominan las AMF a AF, con muy poco contenido de fango, promediando el 6%. Los valores intermedios a las profundidades recientemente mencionadas, se invierten las proporciones siendo AF a AMF, hacia los 144 cm, se ve claramente un pico de AM y una disminución notoria del limo + arcilla con valores por debajo del 1% de abundancia. Esta subzona, se distingue claramente la alternancia de estratos con una granulometría de muy fina a fina y de fina a media, además de la presencia de fragmentos de conchillas.

Zona PD24L - B (104 - 0 cm): Esta nueva zona se caracteriza, por tener una energía y una sedimentación más homogénea en cuanto al tamaño del grano, siendo la arena fina la más abundante.

- *Subzona PD24L - B1 (104 - 34 cm):* En toda la subzona predomina la AF, con un ascenso notorio en su abundancia (42 y 58 %), en comparación con la zona A la arena media varía entre 14 y 45 %, alcanzando el pico mínimo a los 79 cm de profundidad, la AMF se ve cómo va disminuyendo paulatinamente hacia el techo, al igual que el sedimento más fino, esto podría estar indicando un aumento en la energía depositacional, además hay presencia de fragmentos de conchillas, así como también valvas enteras posiblemente de estadio juvenil de *Corbula patagónica?*.
- *Subzona PD24L - B2 (34 - 0 cm):* Para culminar la secuencia sedimentaria la AF continúa aumentando su abundancia alcanzando picos máximos en más del 64%, la AM varía entre 25 y 35 %, mientras que la arena muy fina y fango continúan con la tendencia general a la disminución en sus porcentajes de abundancia.

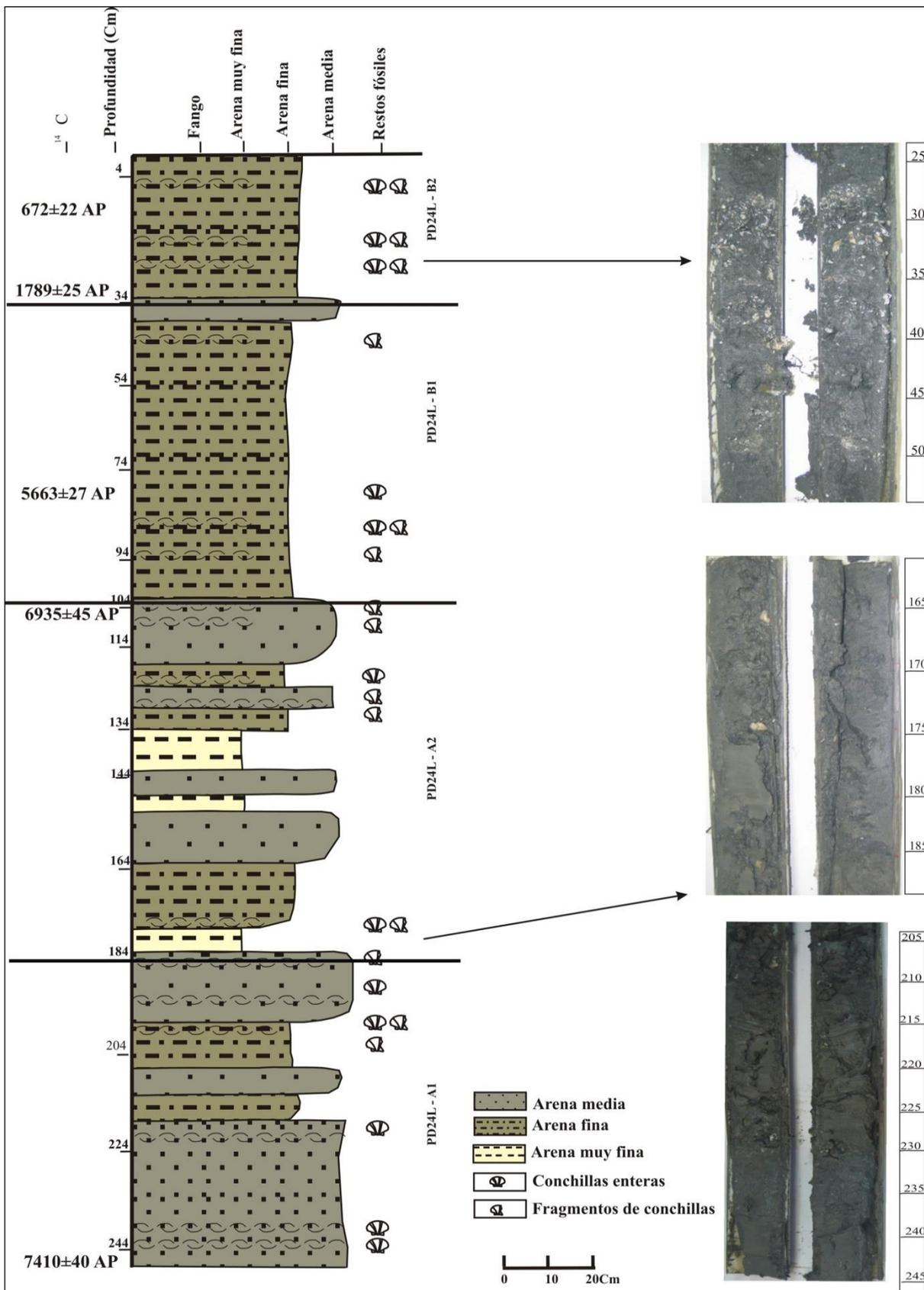


Fig. 45: Perfil litológico PD24.

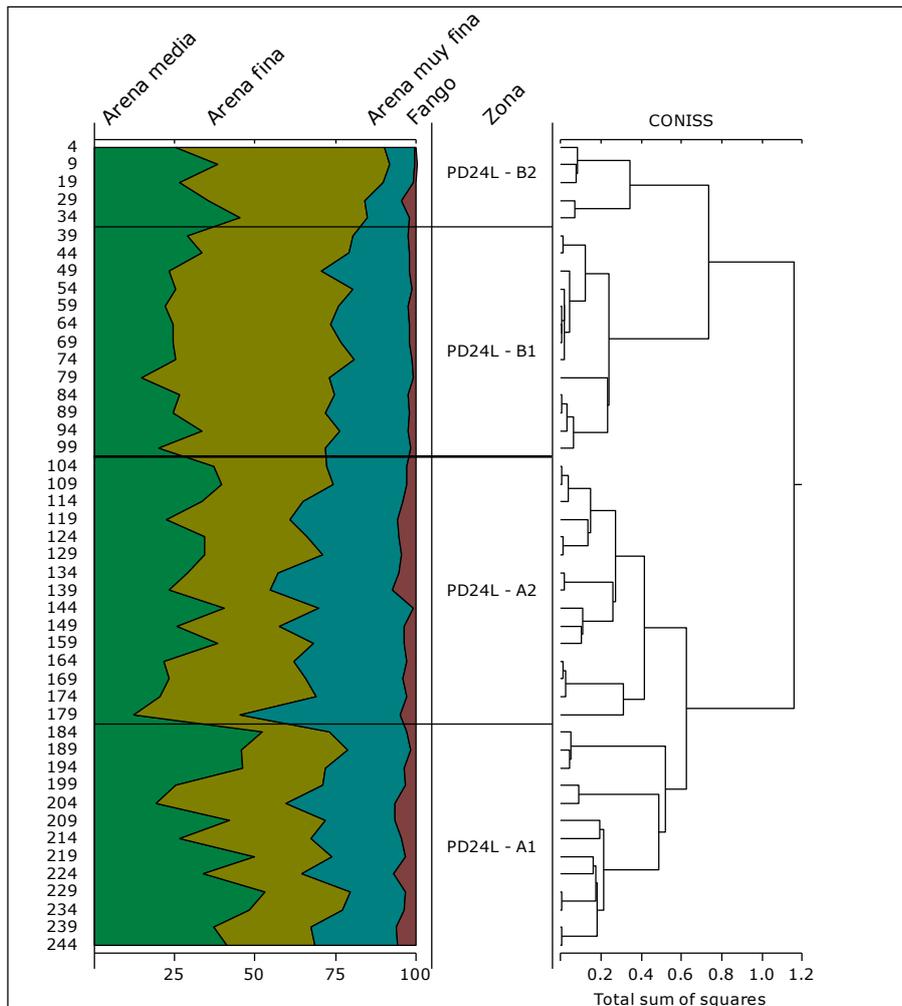


Fig. 46: Gráfico acumulativo y agrupamiento de la distribución granulométrica del PD24

Descripción geocronológica

Se han realizado cinco dataciones, las dos que están ubicadas en la sección inferior de la columna sedimentaria fueron analizadas sobre barro orgánico en Alemania, mientras que las tres restantes se han realizado en la sección superior del testigo sobre conchillas de *Pitar rostratus* en Estados Unidos. A pesar de saber que las dataciones sobre este tipo de materiales no es el adecuado, por ser organismos excavadores que remobilizan el sedimento, y no encontrarse en perfecto estado de conservación de las valvas se decidió datarlas de todos modos, debido que la parte superior del testigo no presentaba nivel de barro orgánico alguno, con los resultados obtenidos se pudo confirmar lo que se estimaba.

Por tal motivo las dataciones que se van a considerar como válidas serán solamente las que se hicieron sobre materia orgánica a los 249 y 107 cm., (tabla 7).

| <i>Profundidad (cm)</i> | <i>Laboratorio</i> | <i>Código</i> | <i>Material</i> | <i>País</i> | <i>Edad ¹⁴C</i> | <i>Edad Calibrada</i> |
|-------------------------|--------------------|-------------------|-----------------|-------------|----------------------------|-----------------------|
| 15 | ARIZONA | AA110194 - B10848 | CONH | EEUU | 672 ± 22 | 557 - 651 |
| 31 | ARIZONA | AA110193 - B10847 | CONCH | EEUU | 1.789 ± 25 | 1.589 – 1.715 |
| 81 | ARIZONA | AA110192 - B10846 | CONCH | EEUU | 5.663 ± 27 | 6.311 – 6.471 |
| 107 | ZMT | KIA44146 | MO | ALEMANIA | 6.935 ± 45 | 7623 - 7836 |
| 249 | ZMT | KIA44145 | MO | ALEMANIA | 7.410 ± 40 | 8.045 – 8.319 |

Tabla 7: Detalle técnico de las dataciones realizadas al testigo PD24. Resaltado en verde oscuro son las dataciones consideradas como representativas.

Descripción de diatomeas

El muestreo diatomológico se realizó cada 5 cm haciendo un total de 49 muestras, de las cuales tres de ellas (154, 24 y 14 cm) no se pudo realizar el muestreo correspondiente, en la primera de ellas por no haber sedimento y las dos restantes por ser niveles con una alta concentración de fragmentos de conchillas y escasos de sedimento (líneas oblicuas en negro), (figura 47), de las 46 muestras restantes se identificaron un total de 39 géneros y 66 especies, solamente se han tenido en cuenta las especies que se encontraron por encima de un 2% de abundancia, reduciendo a 12 géneros y 18 especies.

Una vez finalizado los conteos se procedió a volcar los datos en Tillia y Tillia Graph y de esa forma poder analizar el análisis de agrupamiento, de dicho análisis surgen dos zonas PD24-A y PD24 - B y dentro de esta última se identificaron dos y tres subzonas respectivamente PD24 - A₁, PD24 - A₂, PD24-B₁, PD24-B₂, PD24 - B₃.

Zona PD24D-A (244- 122cm): El análisis de agrupamiento arroja en dos subzonas.

- *Subzona PD24D - A₁ (244 - 144 cm):* La especie predominante está representada por *Paralia sulcata*, marina planctónica (varia entre 25 y 68 % de abundancia) es, acompañada por *Cymatosira belgica*, marina ticoplanctónica (1 y 37 %), es notorio en ambas diatomeas la disparidad que se observa en sus concentraciones, junto a esta asociación, en menores proporciones y abundancia mas homogéneas aparecen *Delphineis minutissima* (1 y 9 %), *Delphineis surirella* (0 y 2 %) y *Rhaphoneis amphiceros* (0 y 17 %), todas ellas marinas ticoplanctónicas así como también *Thalassiosira angulata* (0 y 3 %), *Thalassiosira nanolineata* (0 y 5 %) y *Thalassiosira oestrupii* (0 y 3 %), y como representantes de especies bentónicas se observo a *Tryblionella granulata* (0 y 4 %) y *Diploneis sp?* (1 y 5 %), a su vez también están presentes especies salobres dulceacuícolas como *Cyclotella ocellata* (5 y 27 %) y *Aulacoseira granulata* (2 y 12 %).
- *Subzona PD24D - A₂ (144 - 124 cm):* Si bien esta subzona no presenta grandes diferencias con la subzona antecesora, a partir de los 144 cm se puede ver un pequeño aumento en la abundancia de *P sulcata* (37 a 48 %) y una leve disminución en las concentraciones de *C belgica* (14 a 5 %). Se observan cambios tanto en la granulometría como en las condiciones geoquímicas (explicado más adelante) que podría indicar cambios en el origen y/o disponibilidad de nutrientes.

Al analizar la totalidad de las diatomeas contadas en cada muestra se pudo determinar que la salinidad predominante en toda la zona está caracterizada en primer lugar por especies marinas, éstas se encuentran entre un 60 y 80 % de abundancia, en segundo lugar se encuentran aquellas especies que toleran una menor salinidad, es decir, clasificadas

como salobre / dulce, promediando un 20 % y con picos que superan ampliamente el 30 % de presencia de estas diatomeas y en tercer lugar se han contabilizado especies que toleran menos de un 5 % de salinidad, por lo que posiblemente se podría interpretar como una descarga fluvial de importancia próxima al lugar de donde se obtuvo el testigo en estudio, (figura 47).

En cuanto a lo que respecta al hábitat más del 60 % de valvas contadas corresponden a especies planctónicas, a lo largo de toda la zona aquellas especies ticoplanctónicas han fluctuado considerablemente entre 6 y 44 %. En cuanto a las diatomeas bentónicas los primeros 35 cm han oscilado entre 8 y un pico máximo de 16 % a los 209 cm de profundidad, mientras que a los 5 cm siguientes la concentración baja a un 3 %.

Zona PD24D - B (124 - 4 cm): Cuenta con tres subzonas PD24D - B₁, PD24D - B₂, PD24D - B₃.

- *Subzona PD24D - B₁(124 - 69 cm):* El inicio de esta subzona está condicionado por un cambio brusco en la salinidad del agua, tornándose menos salina y esto conlleva a un cambio rotundo en cuanto al predominio de la especies, siendo ahora *Cyclotella ocellata* característica de aguas salobre/dulce la de mayor abundancia (24 y 62 %), ese encuentra acompañada por *Cyclotella meneghiniana* (1 y 8 %) y *Stephanodiscus astreae* (1 y 9 %) todas ellas características de aguas salobre/dulceacuícolas, y de hábitat planctónicas, como se mencionó con anterioridad las especies marinas se han visto reducidas en sus abundancia por gramos de sedimento, *P. sulcata* (6 y 27 %) y *C. belgica* (1 y 25 %), así como también las demás diatomeas marinas acompañantes.
- *Subzona PD24D - B₂ (69 - 15 cm):* La dilución del agua continúa en ascenso, a tal punto que a excepción de *P. sulcata* que continua en descenso (0 y 9 %) el

resto de las especies marinas o bien son muy escasas y de forma intermitente o han llegado a su extinción por completo, estas nuevas condiciones del agua ha favorecido el desarrollo de *C. ocellata* alcanzando un pico máximo de 72 % de abundancia a los 19 cm de profundidad, esta se encuentra acompañada por *C. meneghiniana* (8 y 18 %), *S. astreae* (5 y 11 %), todas ellas salobre / dulces y por *A. granulata* (1 y 7 %) de aguas dulces.

- *Subzona PD24D - B₃(15 - 4 cm)*: En estos últimos cm de la columna sedimentaria, las especies salobre/dulce dominantes continúan casi en proporciones iguales, mientras que aquellas que toleran altas concentraciones de sal logran estar presentes nuevamente, aunque sus concentraciones siguen siendo débiles.

En cuanto a la salinidad, como ya se ha mencionado anteriormente para esta zona de la columna sedimentaria (PD24D – A), estaría indicando que este area del estuario, pudo haber estado sometido a un aporte importante de aguas pluviales y/o fluviales, provocando una fuerte dilución en la concentración de esas aguas. Entre los 124 y 69 cm de profundidad entre un 20 y un 80 % del total de valvas contadas habitan en aguas salobres dulce y entre un 12 y un 70 % sobreviven en altas concentraciones de sal, a partir de los 64 cm y hacia el techo las especies salobres/dulces llegan a estar entre 88 y 97 % del total de individuos contados y tan solo 0 y 7 % corresponde a especies marinas. En cuanto a las especies dulces se ven levemente disminuida su presencia hacia el techo.

Al comparar dicho testigo, con la muestra superficial actual, obtenida a mas de 100 km de distancia hacia el Este, no se ha encontrado diferencias alguna, ya que también la muestra actual presenta un alto contenido de *Cyclotella ocellata* (salobre/dulce), por lo que se descarta totalmente la posibilidad de que estén habiendo aportes fluviales en la actualidad, haciéndonos replantear que hoy en día la depositación de material

sedimentario y/o biológico postmortem en el fondo del mar, en la zona estudiada es escasa a nula.

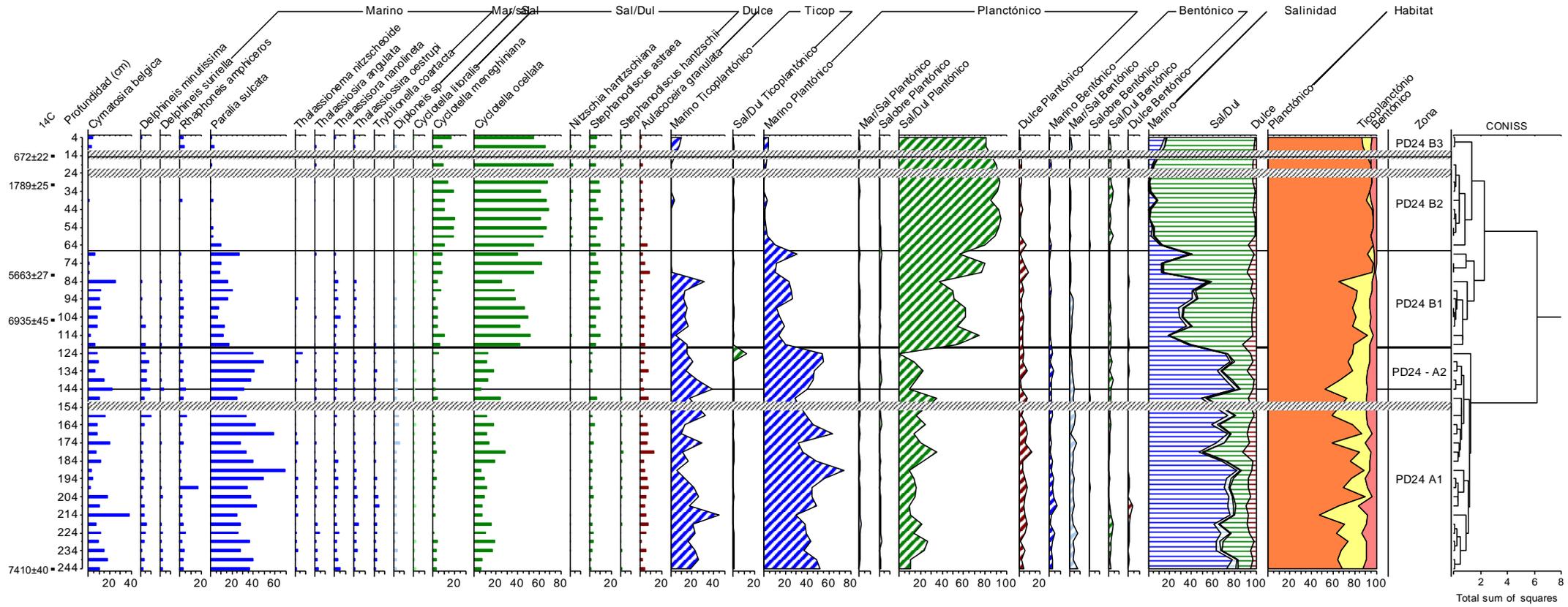


Fig 47: Distribucion ecologica, de salinidad y habitat de las especies de diatomeas estudiadas en el PD24. Las líneas con trazas oblicuas negras estan marcando las muestras que no pudieron ser analizadas.

Descripción geoquímica

Análisis geoquímicos a lo largo del testigo fueron realizados para la determinación de Corg, Ntot, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ y la relación C/N. Se han analizados 46 muestras recolectadas cada 5 cm. Al realizar un análisis de agrupamiento, este permitió dividir el testigo en dos zonas denominadas PD24Is- A y PD24Is - B y cinco subzonas, (figura 48, tabla 8).

Zona PD24Is - A (244 -114 cm): Presenta dos subzonas PD24Is - A₁ y PD24Is - A₂

- *Subzona PD24Is - A₁ (244 - 159 cm):* La base del testigo comienza con oscilaciones de Corg, alcanzando el valor más alto 0,08 % a los 244 cm, para luego ir disminuyendo y tornándose más estable, con algunos picos mínimos muy marcados, el mínimo de ellos se da a los 149 cm 0,25 % con una media de $0,16 \pm 0,05$ % Corg. El Ntot parece seguir la misma tendencia donde se observaron valores mayores en la base llegando a 0,03 %, para luego ir disminuyendo hacia el techo de la subzona hasta alcanzar tan solo 0,01 %, con un promedio de 0,02 %. La signatura isotópica para Corg ($\delta^{13}\text{C}$) para la subzona tuvo valores promedio de $-21,31 \pm 0,4$ ‰ con mínimos y máximo de $-22,14$ ‰ y $-20,59$ ‰ respectivamente. En cuando al $\delta^{15}\text{N}$ la señal promedio fue de $9,42 \pm 0,4$ ‰ con mininos y máximos de 8,79 y 10,25 ‰. La relación C/N, en general es homogénea, variando entre 7,45 y 12,59, con un promedio de $10,92 \pm 1,22$.
- *Subzona PD24Is - A₂ (159 - 119 cm):* Esta subzona se caracteriza por tener el valor máximo más alto de Corg, a los 139 cm de profundidad, siendo 0,26 % y el mínimo de 0,08 % y su media de $0,18 \pm 0,06$ %, en cuanto al Ntot no hay variación respecto a la subzona anterior 0,01 y 0,03 % con una media de $0,02 \pm 0,01$ %. El $\delta^{13}\text{C}$ la variación se da entre $-22,21$ y $-20,53$ ‰, y su promedio es de $-21,22 \pm 0,56$ ‰, para el $\delta^{15}\text{N}$ esa variación se da entre 8,18 y 10,58, la media es de $9,68 \pm 0,94$ ‰. La variación de la relación C/N es prácticamente nula al compararla con la subzona anterior, 9,74 a los

119 cm para el mínimo, y 11,38 a los 149 cm de profundidad para el máximo, promediando 10.33 ± 0.51 .

Zona PD24Is - B (119cm - 0 cm): Esta nueva zona está dividida en tres subzonas PD24Is - B₁, PD24Is - B₂ y PD24Is - B₃.

- *Subzona PD24Is - B₁ (119 - 59 cm):* Los valores mínimos y máximos del Corg son 0,08 y 0,22 % respectivamente, y su media es de $0,04 \pm 0,13$ %, mientras que para el Ntot la oscilación es prácticamente nula y va desde los 0,01 y 0,02 %. El $\delta^{13}\text{C}$ el valor mínimo se registro a los 79 cm con -21,34 ‰ y el pico máximo a los 69 cm de profundidad con -20,56 ‰, y su valor medio $-20,94 \pm 0,22$ ‰, para el $\delta^{15}\text{N}$ su variación fue entre 9,2 ‰ y 10,43 ‰ y el promedio es de $9,61 \pm 0,42$ ‰. La relación C/N vario entre 9,84 y 11,88, el valor medio fue de $10,82 \pm 0,65$.
- *Subzona PD24Is - B₂ (59 - 19 cm):* Estos últimos cm del testigo, se ve una estabilización tanto del Corg como del Ntot, variando entre 0,09 y 0,13 % y de 0,01 y 0,02 % respectivamente, la media para el C es de $0,11 \pm 0,02$ %. El valor mínimo de $\delta^{13}\text{C}$ es a los 49 cm de -21,69 ‰, mientras que el máximo se da a los 34 cm con -20,26 ‰, su media es $-20,83 \pm 0,5$ ‰. Por último, C/N varía entre 8,31 y 12,37, su promedio es de $10,68 \pm 1,61$.
- *Subzona PD24Is - B₃ (19 - 0 cm):* Culminando la secuencia sedimentaria el valor de Corg presenta una escasa variación variación escasa es de 0,09 y 0,11, su media es de $0,10 \pm 0,01$, el Ntot no presenta variación, siendo 0,01 %, el $\delta^{13}\text{C}$ varió entre -20,64 ‰ y -20,36 ‰, para el $\delta^{15}\text{N}$ la oscilación fue entre 8,92 ‰ y 9,96 ‰, el promedio es de $9,44 \pm 0,74$ ‰, mientras que la relación C/N fue de 8,84 y 9,14 y la media de $8,99 \pm 0,22$.

| | (Corg) % | Ntot (%) | $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | $\delta^{15}\text{N}$ (‰) | C/N |
|---------------------------------------|-------------|-------------|------------------------------|---------------------------|-------|
| <i>Subzona PD24Is - A₁</i> | | | | | |
| Mín | 0,08 | 0,01 | -22,14 | 8,79 | 7,45 |
| Máx | 0,25 | 0,03 | -20,59 | 10,25 | 12,59 |
| Media | 0,16 | 0,02 | -21,31 | 9,42 | 10,92 |
| Σ | 0,05 | 0,00 | 0,40 | 0,40 | 1,22 |
| <i>Subzona PD24Is - A₂</i> | | | | | |
| Mín | 0,08 | 0,01 | -22,21 | 8,18 | 9,74 |
| Máx | 0,60 | 0,03 | -20,53 | 10,58 | 11,38 |
| Media | 0,18 | 0,02 | -21,22 | 9,68 | 10,33 |
| Σ | 0,06 | 0,01 | 0,56 | 0,94 | 0,51 |
| <i>Subzona PD24Is - B₁</i> | | | | | |
| Mín | 0,08 | 0,01 | -21,34 | 9,03 | 9,84 |
| Máx | 0,22 | 0,02 | -20,56 | 10,43 | 11,88 |
| Media | 0,04 | 0,00 | -20,94 | 9,61 | 10,82 |
| Σ | 0,13 | 0,01 | 0,22 | 0,42 | 0,65 |
| <i>Subzona PD24Is - B₂</i> | | | | | |
| Mín | 0,09 | 0,01 | -21,69 | 9,21 | 8,31 |
| Máx | 0,13 | 0,02 | -20,26 | 11,13 | 12,37 |
| Media | 0,11 | 0,01 | -20,83 | 10,12 | 10,68 |
| Σ | 0,02 | 0,00 | 0,50 | 0,69 | 1,61 |
| <i>Subzona PD24Is - B₃</i> | | | | | |
| Mín | 0,09 | 0,01 | -20,64 | 8,92 | 8,84 |
| Máx | 0,11 | 0,01 | -20,36 | 9,96 | 9,14 |
| Media | 0,10 | 0,01 | -20,50 | 9,44 | 8,99 |
| Σ | 0,01 | 0,00 | 0,20 | 0,74 | 0,22 |

Tabla 8: Resumen de los valores Máximo (Max), mínimos (Min), medias, desvío estándar (σ), carbón orgánico

(Corg (%)), carbón inorgánico (Cinorg (%)), $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$, nitrógeno total (Ntot (%)), y relación

carbono/nitrógeno (C/N) para cada subzona del testigo PD24.

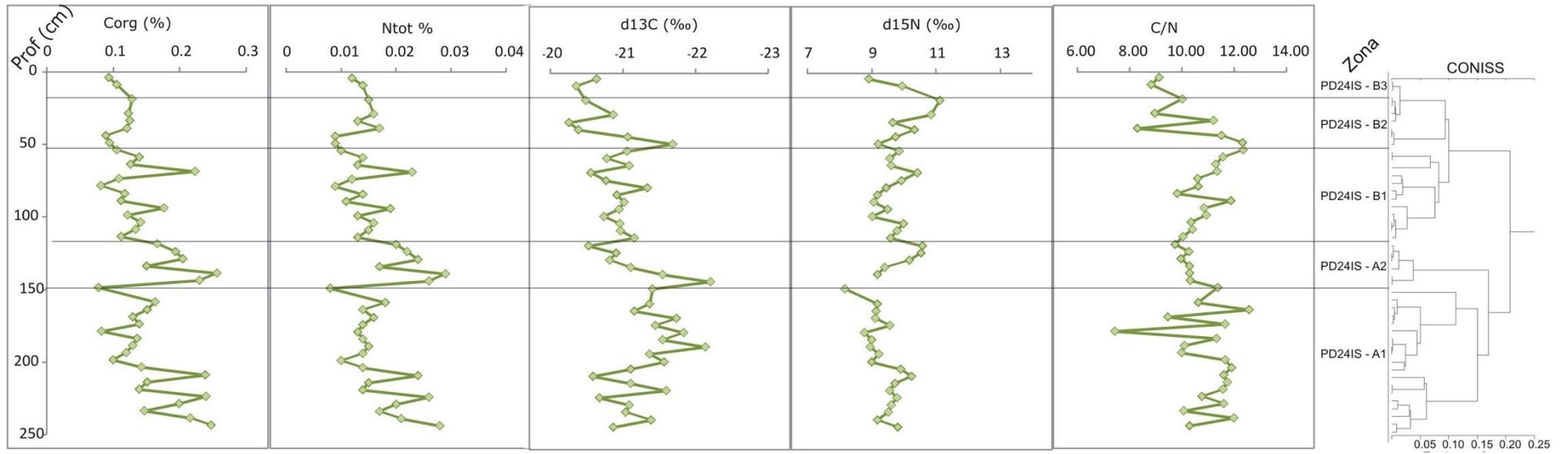


Fig. 48: Corg, Ntot, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ y C/N en función de la profundidad para el testigo PD24.

Interpretación paleoambiental

Desde la base hasta los 104 cm, comienza con una arena media con pequeñas intercalaciones de arena fina con niveles de conchillas enteras en estadio juvenil y fragmentos, por lo que estaría indicando una energía moderada, la misma va disminuyendo permitiendo así la depositación intercalada con una granulometría más fina.

Desde el punto de vista de la concentración de diatomeas, se puede ver que la columna sedimentaria representa claramente dos ambientes totalmente diferentes, desde la base hasta los 104 cm las especies que se encuentran en abundancia son las ya conocidas *Paralia sulcata*, seguida por *Cymatosira belgica*, como se ha mencionado con anterioridad, la primera de ellas se encuentra relacionada con una mayor disponibilidad de nutrientes, e indicaría una alta productividad primaria causada tanto por una fuerte circulación vertical como por la descarga de nutrientes de los ríos en ambientes estuarinos y se la suele relacionar, con la formación de marismas y áreas litorales. Además, se han encontrado especies salobre / dulce y dulce, lo que estaría indicando un ambiente intermareal.

La segunda mitad hacia el techo del testigo la granulometría se vuelve más estable, en donde se puede ver un aumento gradual de la arena fina, disminuyendo proporcionalmente el resto de las arenas, al igual que la proporción de limo/arcilla. Lo que respecta a las diatomeas se puede ver un cambio radical en cuanto a la salinidad del agua, y por ende las especies predominantes, el alga de mayor abundancia es *Cyclotella ocellata*, acompañada por *Cyclotella meneghiniana* y *Stephanodiscus astreare*, siendo todas especies salobre / dulce y por *Aulacoseira granulata* dulceacuícola, mientras que las especies marinas tienden a disminuir y muchas de ellas hasta extinguirse por completo, este aumento radical posiblemente este dado por un importante período de intensas

precipitaciones en la región, permitiendo la disolución del agua. La presencia de *Cyclotella ocellata* sería una evidencia de cuerpos lagunares de interduna con depositación laminar de los sedimentos y cercanía del borde litoral (Caballero *et al.*, 2015), además junto con bivalvos y ostrácodos, indicaría un ambiente de agua salobre a dulce con influencia eólica, de tipo arenosa (Caballero *et al.*, 2015). Por lo expuesto esta sección se podría interpretar como un ambiente lagunar efímero costero con momentos de influencia marina.

Los estuarios reciben aportes de sedimentos de ríos y del mar (, por lo tanto, sus facies están influenciadas por procesos intermareales, de oleaje y fluviales. La variabilidad de los contenidos de materia orgánica con la profundidad es típica de los entornos de depósitos de alta energía. En nuestro testigo, los contenidos de Corg y NT fueron bajos y decreciendo desde la base hacia el techo. Sin embargo, se observan cambios significativos en el % de materia orgánica desde la base hacia la mitad del testigo, con descenso sostenido, seguido por un aumento y posterior caída. Esto probablemente, este apoyando la hipótesis propuesta en cuanto a un cambio en la productividad primaria del sistema, producto de un cambio de hábitat.

A lo largo del testigo la relación de C/N fue 10,68. Los resultados en este estudio mostraron una correlación significativa y positiva ($R^2 = 0,92$) entre Corg y NT con una desviación estándar muy baja (0,04). Este resultado intermedio de la relación C/N refleja las características de las áreas marinas que están influenciadas por áreas continentales.

La pendiente de la relación C/N es 8,8, un valor más alto a la estequiometría encontrada en la relación de Redfield tradicional (ca. 6.6 [Redfiel 1934]). Estos resultados obtenidos para los sedimentos del PD24 reflejan las características de las áreas de marismas que están influenciadas por áreas continentales (es decir, intermareales o lagunas costeras).

Para sostener estas hipótesis, es esperable que, si los ambientes cambian, la señal isotópica cambie al igual que las proporciones de materia orgánica donde el ambiente intermareal está más empobrecido en señal isotópica en comparación con un ambiente lagunar costero donde de alguna manera la columna de agua es más homogénea y constante.

Por otra parte, la relación $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ vs $\delta^{15}\text{N}$, debería reflejar los cambios propuestos si las fuentes de nitrógeno cambiaran. A pesar de que la señal isotópica del Corg se enriquece la señal isotópica del N parece constante con excepción de la parte media superior del testigo que la señal se hace más pesada y enriquecida, (tabla 9).

| Prof | 14 C | Edad Calibrada | Sedimentología | Diatomeas | Geoquímica |
|------|-------------------|--------------------|--|---|---|
| 15 | 672 +- 22 | 557 / 61 | Condiciones de energía estable | Periodo húmedo, ambiente costero lagunar costero con influencia marina y baja salinidad | Ambiente laguna costero con columna de agua homogénea |
| 31 | 1789 +- 25 | 1589 / 1715 | | | |
| 69 | | | | | |
| 81 | 5663 +- 27 | 6311 / 6471 | Ambiente costero con descarga fluvial cercana y aporte de limos y arcillas | Intermareal con pequeños aportes fluviales, rico en nutrientes | Áreas marinas que están influenciadas por áreas continentales |
| 107 | 6935 +- 45 | 7623 / 7836 | | | |
| 120 | | | | | |
| 134 | | | | | |
| 144 | | | | | |
| 159 | | | | | |
| 184 | | | | | |
| 249 | 7410 +- 40 | 8045 / 8319 | | | |

Tabla 9: Resumen de la interpretación paleoambiental del testigo PD24. Resaltado en verde son las dataciones consideradas como válidas.

TESTIGO LAGO CHASICÓ (LCH2)

Introducción

Chasicó es un lago ubicado en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina a unos 80 km de Bahía Blanca en una zona de transición entre la región Pampeana y la Patagonia ($38^{\circ}37,380'S / 63^{\circ}4,735'O$) (figura 49) y forma parte de los denominados “Bajos sin Salida”. Hay varias hipótesis propuestas para el origen de estas depresiones, Martínez et al., 2012, consideran que tengan su origen en el evento post glacial a la “Gran Glaciación” ocurrida hace 1,2 Ma.

Es un de agua léntico con menor elevación respecto del nivel del mar (-20 m) de Sudamérica y pertenece a un sistema endorreico con un solo afluente, el arroyo Chasicó, y presenta ciclos de sequías e inundaciones. Muestra variaciones significativas de salinidad / conductividad y de superficie, que están relacionadas a las precipitaciones locales y probablemente a fenómenos a escala global (NIÑO-NIÑA) aunque esto último no está del todo claro (Kopprio *et al.*, 2010). El tamaño del espejo de agua en el año 1963 cubría 31 km² y una salinidad cercana a 100 g/l, mientras que, en el 1980, durante los períodos con un balance hidrológico positivo se incrementó su superficie hasta alcanzar 120 km² y reduciendo su salinidad a 20 g/l. Ya en el 2003 - 2004 disminuyó su superficie a 85 km² con una constante disminución hasta los 50.3 km² (Remes Lenicov y Colautti, 2003), reflejando las variaciones producidas por los períodos de inundación y sequías. En la actualidad, se ha observado una disminución de la superficie del cuerpo de agua a menos de 7000 ha y una salinidad aproximada de 27 g/l. La variabilidad temporal en la precipitación y la descarga de sus afluentes ha producido fluctuaciones dramáticas en el nivel del lago, haciendo de la laguna un indicador climático sensible.

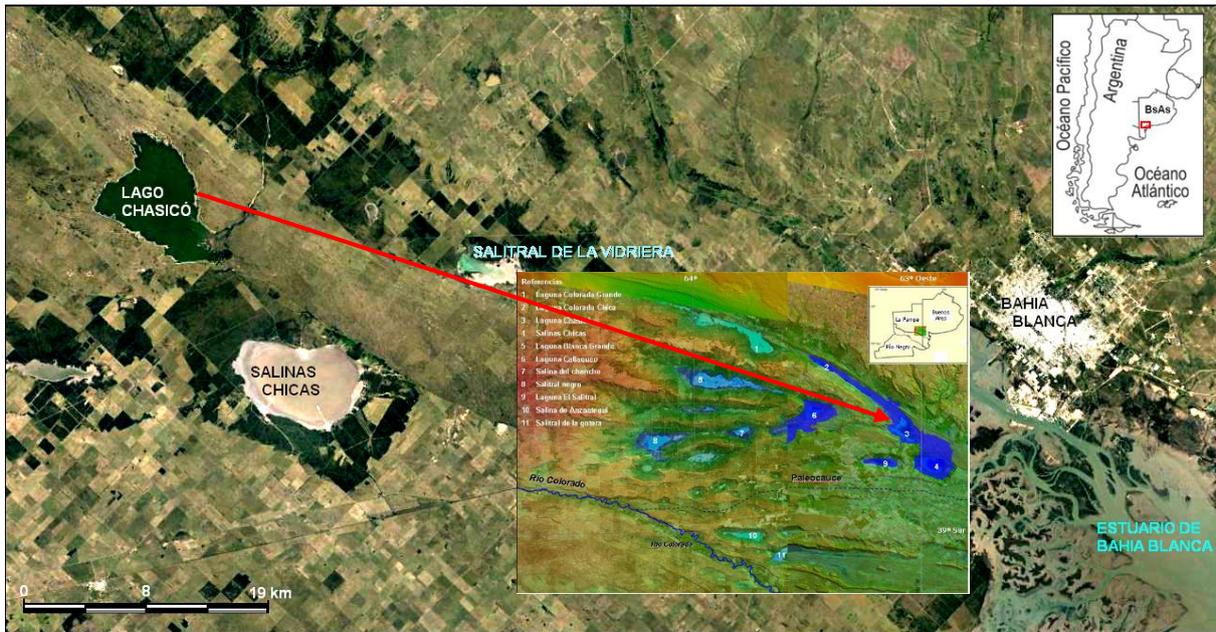


Fig. 49: Ubicación Lago Chasicó. Imagen obtenida de Google Earth y distribución de los bajos sin salida en el área de estudio sobre un producto de fusión: Imagen LANSAT y el modelo digital de elevación (SRTM) Martínez et al., 2012.

Descripción litológica

Con la apertura de este testigo de 142 cm de longitud, como primer medida se procedió a hacer el análisis visual del mismo, observando que en los dos primeros centímetros el material sedimentario era demasiado escaso a nulo por lo que no se pudo hacer el muestreo correspondiente, por lo tanto se toma como base a los 140 cm, desde allí, hasta los 100 cm se pudo distinguir cristales translucidos de thenardita de 3 a 4 cm y con un buen grado de formación, observando que estos fueron removidos de sus posiciones originales, generando desplazamiento y cavidades en el sedimento, (figura 50), tal movimiento pudo haber ocurrido por hincamiento en el momento de la extracción y/o por el corte transversal que se realizó para su apertura. En cuanto al sedimento se ve una arena limosa a limo arenoso.

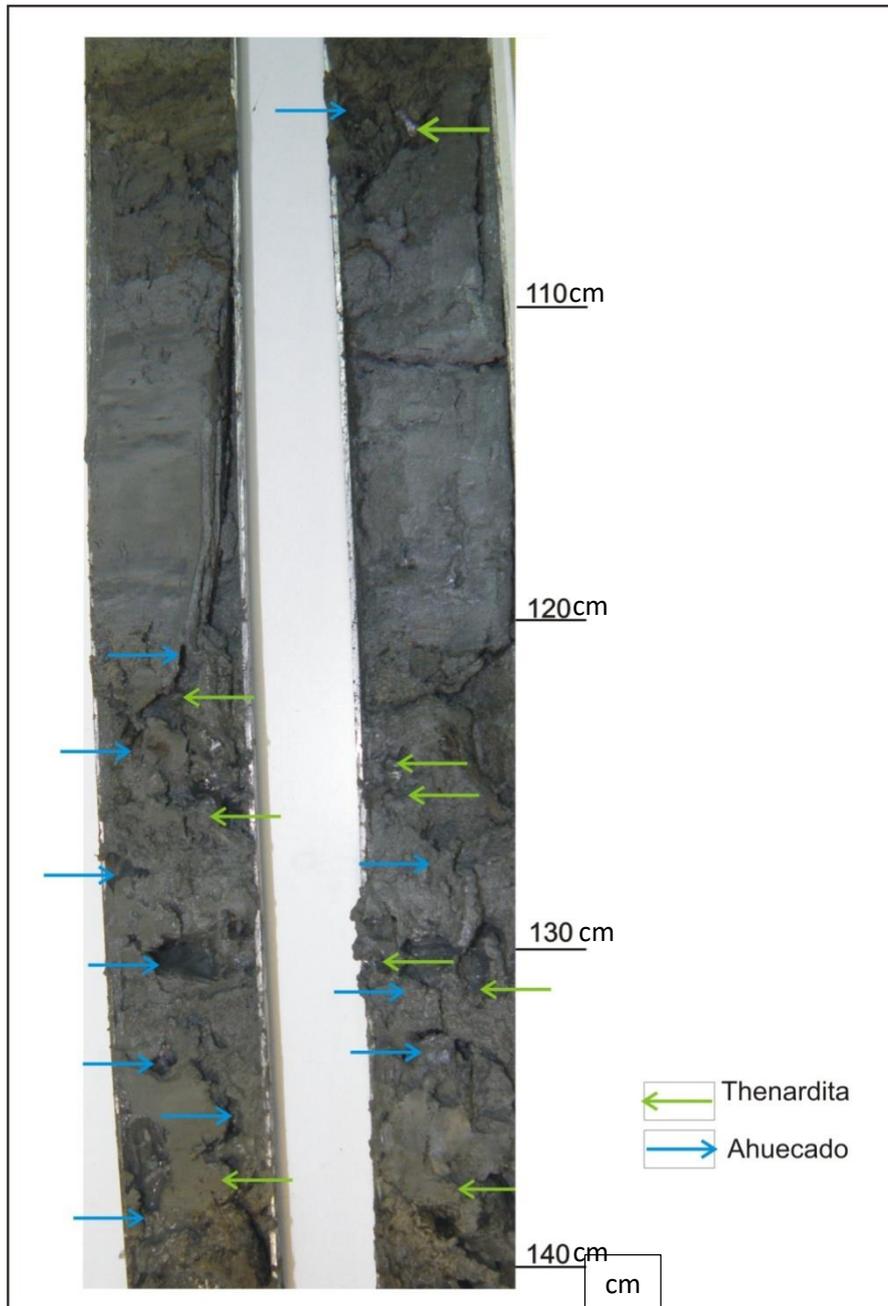


Fig. 50: Las flechas verdes están indicando la posición de los cristales de thenardita de 3 / 4 cm mientras que las flechas azules indican las cavidades producida por el movimiento de los mismos para el testigo LCH2.

A los 125 cm se halló la presencia de un fragmento de resto vegetal, que fue utilizado para realizarle una datación de ^{14}C .

A los 90 cm de profundidad hasta los 75 cm se distinguió un estrato compacto de pequeños cristales de thenardita y con un desarrollo de cristalización más rápido que el nivel anterior, no

siendo su tamaño mayor a 0.5 mm aproximadamente y sin sedimentación asociada, por lo que no se han podido tomar muestras de allí. (Figura 51)

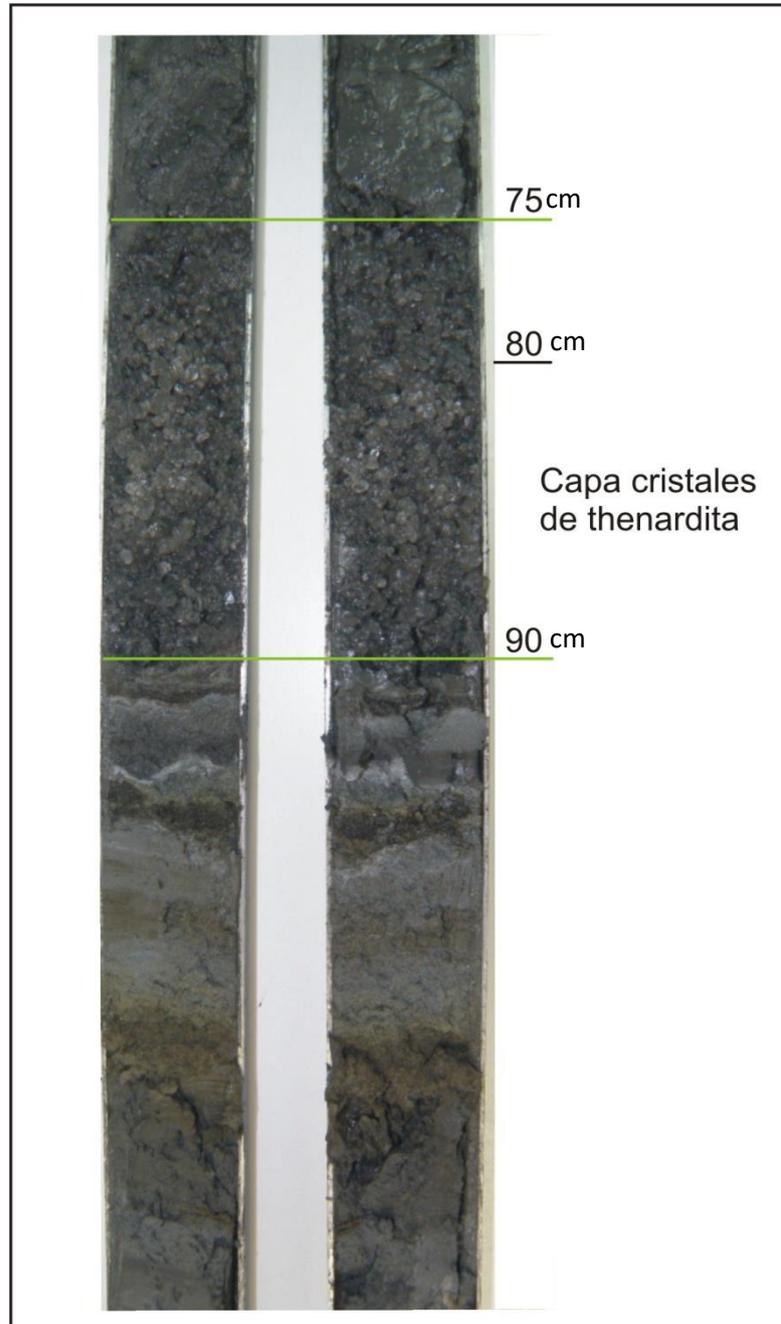


Fig. 51: Estrato compacto de 15 cm de cristales de thenardita sin sedimentación visible para el testigo LCH2.

A partir de los 75 cm comienza una nueva sedimentación, esta vez se ve un grano más fino y se puede apreciar un mayor contenido de humedad, entre los 50 y los 25 cm se visualizan alternancias de capas sedimentarias de coloración gris y capas de coloración negra con alto

contenido de materia orgánica, pudiendo estar indicando ambientes anóxicos, (figura 52), culminado la secuencia se ve un limo arcillo homogéneo.

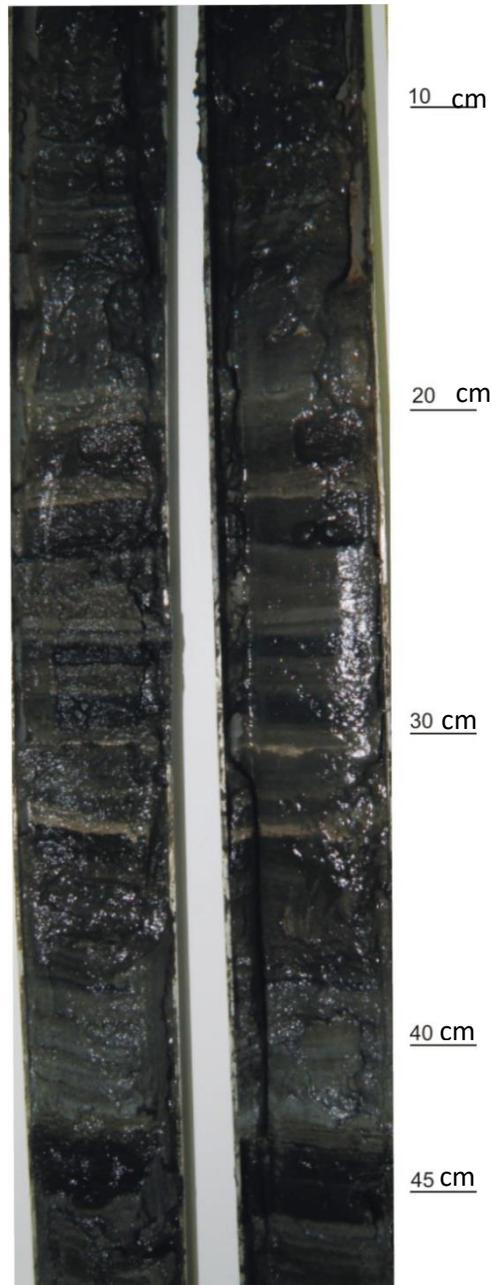


Fig. 52: Alternancia de capas sedimentarias y capas de materia orgánica de posible ambiente anóxico, para el testigo LCH2.

Se han analizado 27 muestras sedimentarias, cada 5 cm, como ya se menciona con anterioridad entre las profundidades 90 y 75 cm, fue imposible poder muestrear. En el Departamento de

Geología de la Universidad Nacional del Sur (UNS), se realizaron análisis mineralógico de rayos X pudiendo determinar que son cristales de thenardita (Na_2SO_4), (figura 53 y 54).

Al volcar los datos a TILLIA GRAPH, el análisis de agrupamiento arrojó dos zonas denominadas LCH2L - I y LCH2L - II, con dos subzonas cada una. Se puede observar que a lo largo de todo el testigo la depositación sedimentaria presenta una variabilidad importante.

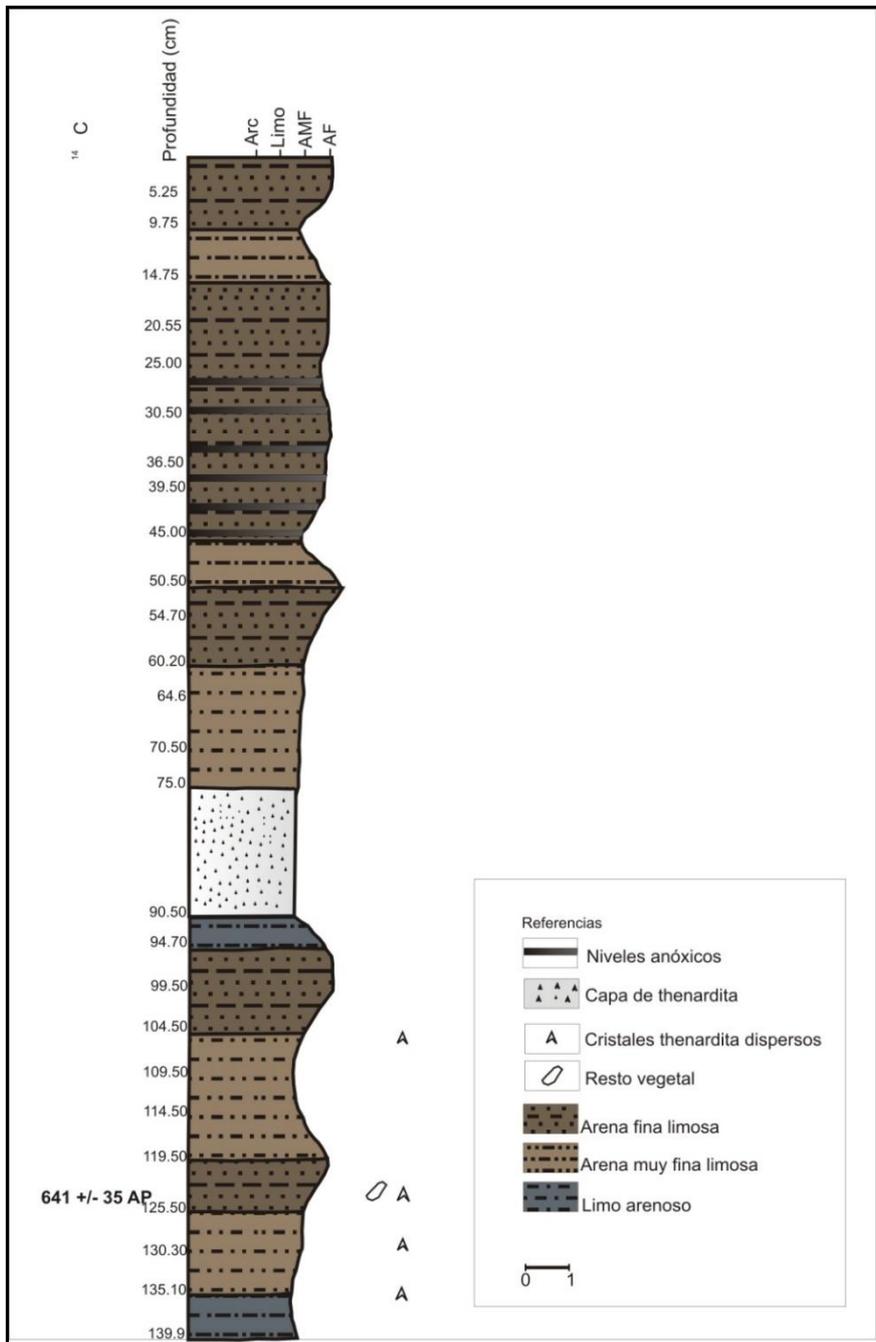


Fig. 53: Perfil litológico del testigo LCH2.

Zona LCH2L - I (140 - 58 cm):

- *Subzona LCH2L - I (140 -107 cm):* La secuencia comienza con un nivel de arenas gruesas (AG y AM) alcanzando más de 25 %, y en proporciones similares se encuentran las arenas más finas (AF y AM). Por lo que se lo puede caracterizar como una arena limosa, alternando con niveles limoarcilloso arenoso. Estos sedientos se encuentran intercalados con los cristales de thenardita que se encuentran dispersos en el sedimento.
- *Subzona LCH2L - Ib (107 - 58 cm):* Entre los 90 y 75 cm de profundidad, un estrato con gran cantidad de pequeños cristales de thenardita y nulo contenido de sedimento, imposibilitó el muestreo correspondiente. Hasta el comienzo de dicho nivel, la depositación fue mayoritariamente de las diferentes arenas. Continuando hacia el techo de la subzona se puede ver que tanto el nivel adyacente inferior como el superior inmediato a la capa de thenardita, el contenido limo arenoso se encuentra por encima del 51 y 46 % respectivamente. Hacia la parte más alta de esta unidad, se percibe un cambio en cuanto al contenido de humedad y de materia orgánica en comparación con la base, aumentando la concentración de AMF por encima de 30%.

Zona LCH2L - II (58 - 0 cm):

- *Subzona LCH2L - IIa (58 - 24 cm):* En líneas generales en esta subzona, se ve un pequeño aumento de abundancias en los diferentes tamaños de arenas, aunque también continúa en ascenso el contenido de humedad y de materia orgánica, permitiendo una estratificación muy marcada entre 0.5 y 2 cm de espesor, alternando arena fina limosa y limo arcilla arenosa, (figura capas negras).
- *Subzona LCH2L - IIb (24 - 0 cm):*
El tramo final, predomina las AF y AMF, es una depositación más homogénea, sin distinguirse laminaciones como la subzona anterior.

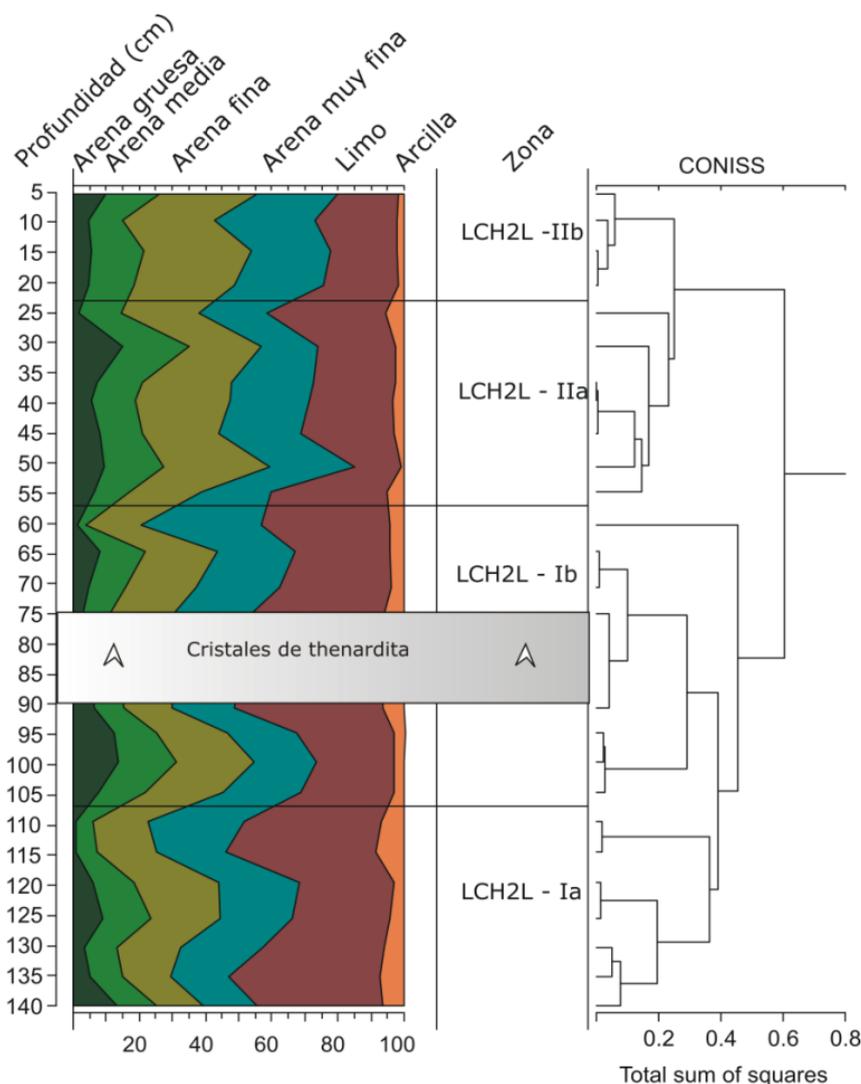


Fig. 54: Distribución acumulativa expresada en porcentaje (%) de la secuencia sedimentaria LCH2.

Descripción geocronológica

Se realizó un total de cuatro dataciones y dos replicas mediante ^{14}C en 3 niveles del testigo, sobre el barro orgánico fueron realizadas tres dataciones (125, 72 y 23 cm) y una sobre un resto vegetal ubicado a los 125 cm de profundidad, (tabla 10). Los valores obtenidos muestran una gran disparidad que llegan incluso a la inversión temporal. Teniendo en cuenta las distorsiones y errores que presenta el método de datación por ^{14}C (detallados en metodología), se decidió tomar como valor más representativo el obtenido sobre el único resto vegetal recuperado ya que éste material no presenta las distorsiones e incertidumbres que suelen tener en barro orgánico, no teniéndose en cuenta los restantes fechados radiocarbónicos. Todos los fechados ^{14}C

realizados en este testigo sobre barro orgánico fueron superiores al obtenido en el resto vegetal (*cal* 540 - 650 BP), incluso el obtenido en el mismo nivel (*cal* 730 - 904). Ello seguramente obedece al envejecimiento aparente por incorporación de C viejo, en lo que se conoce como Efecto de Aguas Duras, de manera muy similar a lo que se determinó para gran parte de las costas de la provincia de Buenos Aires (Gómez *et al.*, 2008) ya que el agua que desagua en el lago a través del río Chasicó es agua dura (Bonorino *et al.*, 2001), es decir con alto contenido de bicarbonatos que provienen mayormente de la disolución de carbonatos (tosca).

De todas maneras, las edades obtenidas son menores a los 1.000 años AP, razón por la que este testigo lamentablemente no puede ser empleado para los fines por los cual se extrajo originalmente, que era poder llegar a visualizar las modificaciones en los depósitos sedimentarios inducidas por cambios en el clima, para luego asociarlos con los resultados obtenidos en los testigos extraídos en el ambiente marino.

Sin embargo, si resulta este testigo adecuado para visualizar los efectos en la región de los cambios climáticos ocurridos hacia finales del Holoceno, período temporal que no es cubierto por los otros testigos analizados en la presente investigación.

| Testigo | Prof. (cm) | N° muestra | Material | Lab- País | Edad ¹⁴ C | Edad Calibrada |
|---------|------------|--------------------|--------------------------|--------------|----------------------|----------------|
| LCH2 | 23 | AA104481R – 28025A | Materia orgánica replica | ARIZONA EEUU | 729 ± 37 | 622 – 681 |
| LCH2 | 23 | AA104481 – 28025A | Materia orgánica | ARIZONA EEUU | 1005 ±24 | 801 – 925 |
| LCH2 | 72 | AA104479 | Materia orgánica | ARIZONA EEUU | 867 ± 23 | 682 – 770 |
| LCH2 | 125 | AA104480R X28024A | Materia orgánica replica | ARIZONA EEUU | 867 ± 38 | 675 – 793 |
| LCH2 | 125 | AA104480 X28024A | Materia orgánica | ARIZONA EEUU | 929 ± 28 | 730 - 904 |
| LCH2 | 125 | AA97841 | Resto vegetal | ARIZONA EEUU | 641 ± 35 | 581 - 650 |

Tabla 10: Profundidades, edades y laboratorios en donde se realizaron las dataciones al testigo LCH2. Resultado

en verde oscuro es la datación que se toma como válida.

Descripción de diatomeas

Se han contabilizado un total de 27 muestras, de las cuales dos a los 130 y 15 cm de profundidad resultaron estériles. Se reconocieron 13 géneros y 33 especies en donde 21 especies han alcanzado al menos el 2 % de abundancia en una de las muestras.

El análisis diatomológico de agrupamiento identifico dos zonas y tres subzonas a las cuales se las ha nombrado como LCH2 - A_{1, 2 y 3} y LCH2 - B, (figura 55).

Zona LCH2 - Ia (140 - 8 cm):

- *Subzona LCH2-Ia (140 -102 cm):* La secuencia es dominada por *Cyclotella ocellata*, clasificada como plantónica oligohalobia halófila (requieren pequeñas cantidades de sal, desarrollándose en aguas levemente salobres), y se encuentra presente en concentraciones altas entre 20 y 50 % de abundancia, secundariamente esta asociación está acompañada por *Cyclotella meneghiniana* con porcentajes entre 2 y 13 %, *Stephanodiscus hantzschii* está presente con valores que van desde los 5 a los 15 % y menos del 5 % se encuentra *Stephanodiscus astreae* y *Aulacoseira granulata* clasificadas por Vos y Wolf, 1993 como especie oligohalobias indiferentes (propias de agua dulce que toleran menos del 5 ‰ de sales) y de hábitat plantónico.

Si bien la especie *Grammatophora marina* (Lyngbye) Kützing, polihalobia (aquellas que toleran mas del 40 ‰ de concentración de sales) bentónica epifita *Grammatophora marina* (Lyngbye) Kützing, no siempre estuvo presente, cabe mencionarla por tener una alta abundancia en dos niveles a los 140 y 105 cm de profundidad con un 30 y 46 %, respectivamente, coincidentemente en ambos niveles se observo la presencia de grandes cristales translucidos de thenardita. Las siguientes especies *Achnanthes delicatula*, *Actynocyclus octanarius*, *Diploneis smithii*, *Navicula cincta*, *Rophalodia gibberula*,

Synedra tabulata todas ellas toleran salinidades entre 5 y 30 ‰ (mesohalobia), encontrándose en concentraciones menores a 3 %.

En cuanto a la salinidad, aquellas diatomeas clasificadas como oligohalobias, se encuentran en concentraciones muy elevadas (90 %), salvo en la base y techo de la subzona (140 y 105 cm), que la presencia de diatomeas polihalobias llegan a concentraciones promedio de 40 %.

- *Subzona LCH2 - A₂ (102 - 52 cm)*: Al inicio de esta sección se comienza a percibir que la concentración de la salinidad está aumentando, posiblemente por una alta evaporación de la laguna, favoreciendo la presencia de especies mesohalobias, como *Rophalodia gibberula* y *Synedra tabulata*, aunque aquellas que toleran aguas menos saladas continúan estando presentes, como es el caso de *C. ocellata* que sigue siendo la de mayor abundancia, a los 90 y a los 60 cm de profundidad se dan los máximos de 28 % de abundancia, mientras que las capas sucesivas a los niveles de thenardita, su abundancia desciende a 13 %, *S hantzschii* a los 90 cm alcanza el pico máximo de apariencia llegando a un 21 %, para luego disminuir sus valores entre 5 y 13 %, *Nitzschia hantzschiana* y *Aulacoseira granulata* se han mantenido constantes; casi exclusivamente de esta subzona aparece *Cymatopluera elliptica?* (Brebisson) Smith, clasificada por Vos y Wolf 1993, como bentónica epifita oligohalobia indiferente entre un 4 y un 16 % de abundancia, especies como *Cocconeis placentula var. lineata* oligohalobia, halófila, bentónica y epifita, fue favorecida para su desarrollo entre 3 y 14 %.

En esta subzona se ve un aumento considerable de las concentraciones de salinidad, posiblemente debido a la formación de un estrato evaporítico no marino, favoreciendo esto el desarrollo de diatomeas mesohalobias bentónicas.

- *Subzona LCH2 - A₃ (52 - 8 cm)*: Esta subzona de características similares a la subzona LCH2 - A₁ en lo que respecta a la diversidad y concentración de especies, a los 55 cm

de profundidad hay un cambio brusco en el género *Nitzschia* logrando el 67 % de abundancia del total de la muestra, en tan solo dos especies *N hantzschiana* (46 %) y *N palea* (21%), mientras que *C ocellata* para el mismo nivel llego a 16 %, alcanzando el 48 % hacia el techo de la subzona.

Si bien las especies mesohalobias, continúan estando presente, su abundancia es inferior en comparación con la unidad anterior, por ende, aquellas que toleran bajas concentraciones de sales disueltas han aumentado, como así también las especies planctónicas.

- Subzona LCH2 – B (8 - 0 cm): Estos últimos centímetros representados por dos muestras, se puede ver nuevamente como *Grammatophora marina*, vuelve a ser muy abundante a los 10 cm alcanzando más del 43 %, en cambio las especies mesohalobias se encuentra reducidas a proporciones menores al 2 %, acompañando a *Cyclotella ocellata*, que si bien no fue tan abundante como la subzona adyacente continuó con valores elevados, estos últimos centímetros han favorecido al desarrollo de *Cyclotella litoralis*, tolerando aguas salobres, mientras que para *Cyclotella meneghiniana* no ha ocurrido lo mismo, como tampoco para *S. hantzschii*, *A. granulata* y *N palea*.

Si bien no se ha visualizo ningún cristal que indique condiciones de evaporación del cuerpo de agua, como se dijo recientemente un nuevo nivel con concentraciones de diatomeas que toleran una salinidad por encima de los 40 ‰, vuelve a ser de importancia.

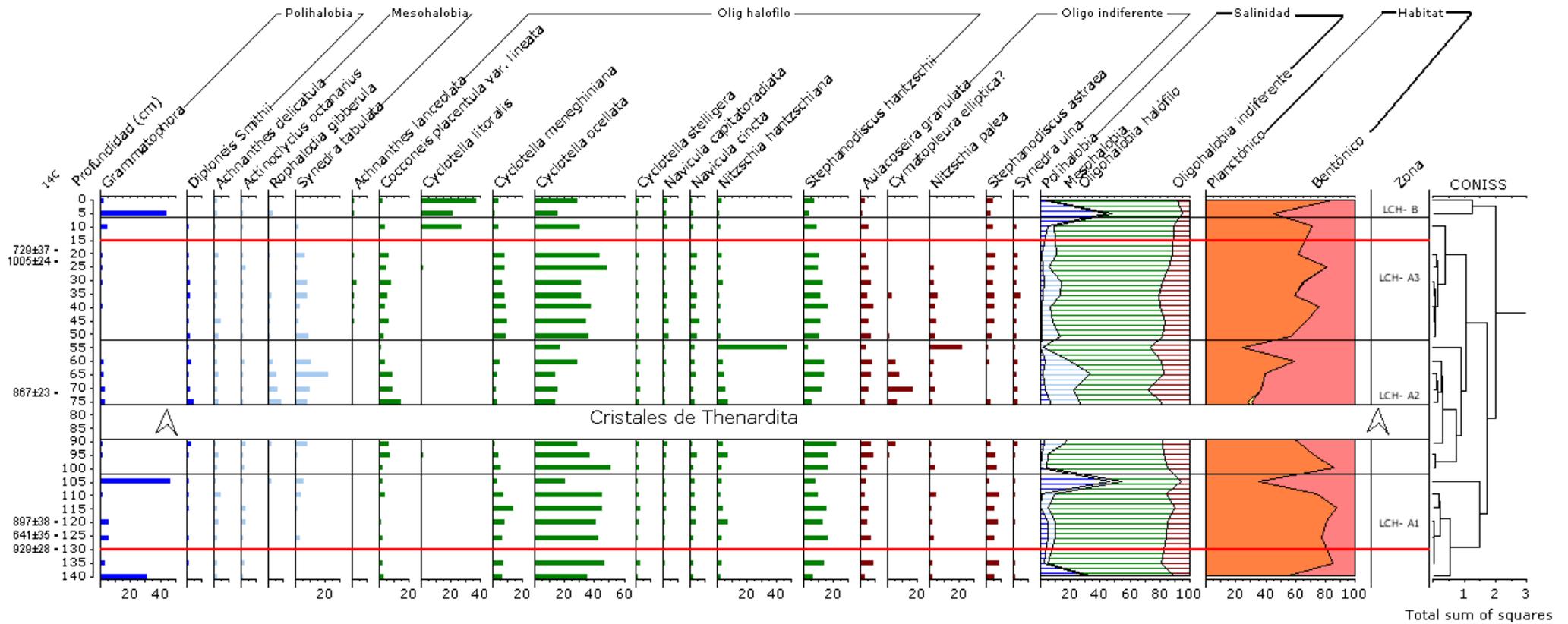


Fig. 55: Distribución de especies de diatomeas del testigo LCH2. La línea roja indica niveles estériles.

Descripción geoquímica

Para el estudio de isotopos estables de ^{13}C , ^{15}N , $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ se han analizados 27 muestras, recolectadas cada 5 cm. Al realizar un análisis de agrupamiento, este permitió dividir el testigo en dos zonas denominadas LCH2Is - A y LCH2Is - B y siete subzonas, (figura 56, tabla 11).

Zona LCH2Is - A (139 - 38 cm): En base al agrupamiento de datos, esta zona quedo dividida en 5 subzonas LCH2Is - A₁, A₂, A₃, A₄ y A₅.

- *Subzona LCH2Is- A₁ (139 - 132 cm)*: El Corg % el mínimo valor es de 4,04 % y el máximo es de 5,04 %, con una media de $4,54 \pm 0,70$ %, el Cinorg varía entre 2,07 y 2,86 % con una media de $2,46 \pm 0,56$ %, el Ntot el mínimo esta dado por 0,18 % y el máximo de 0,22 %, con un promedio de $0,20 \pm 0,032$ %. Para el $\delta^{13}\text{C}$ los valores mínimos y máximos son (-23,54 / -20,02 ‰) respectivamente, con una media de $-21,78 \pm 2,48$ ‰, $\delta^{15}\text{N}$ esos valores son de 5,84 ‰ para el mínimo y un máximo de 8,21 ‰, con un promedio de $7,03 \pm 1,67$ %. La relación isotópica C/N no presenta variación en sus datos, arrojando un promedio de $18,80 \pm 0,026$.
- *Subzona LCH2Is - A₂ (132 - 106 cm)*: El Corg el valor mínimo se dio a los 119 cm de profundidad, y fue de 2,80 %, mientras que el valor máximo fue de 3,85 %, el promedio es de $3,55 \pm 0,40$ %, el Cinorg el valor mínimo es de 2,60 % y el máximo a los 125 cm de donde se obtuvo el resto vegetal, para hacer la datación es de 3,07 % y su promedio de $2,93 \pm 0,20$ %. El Ntot arrojó valores de 0,12 % y 0,19 %, para el mínimo y el máximo respectivamente, la media es de $0,16 \pm 0,03$ %. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son de -19,12 ‰ como mínimo y de -18,62 ‰ como máximo, la media es de $-18,76 \pm 0,27$ ‰. Los valores de $\delta^{15}\text{N}$

en comparación con la subzona anterior se han incrementado siendo 7,54 ‰ el mínimo a los 114 cm de profundidad y de 10,45 ‰ como máximo, el promedio es de $9,13 \pm 1,03$ ‰. La relación C/N también es mayor que la subzona adyacente variando entre 15,26 y 26,07, con un promedio de $19,07 \pm 4,5$ ‰.

- *Subzona LCH2Is- A₃ (106 - 58 cm)*: Cabe recordar que en esta unidad desde los 90 cm a los 75, se encuentra el nivel que contiene los cristales de thenardita. El mínimo valor de Corg se lo puede ver justo después finalizado dicho nivel, siendo este 2,08 ‰ y el máximo es de 5,91 ‰, la media es de $3,40 \pm 1,27$ ‰, el Cinorg varía entre 2,19 ‰ y 3,12 ‰, con un promedio de $2,72 \pm 0,36$ ‰, el Ntot su oscilación es entre 0,12 y 0,29 ‰ promediando los $2,72 \pm 0,36$ ‰. Para el $\delta^{13}\text{C}$ los valores varían entre -20,89 ‰ y -19,04 ‰, con un promedio de $-19,60 \pm 0,66$ ‰, los valores de $\delta^{15}\text{N}$ son de 6,80 ‰ como mínimo a los 104 cm de profundidad, mientras que el máximo se dio a los 64 cm y alcanzó los 9,91 ‰, el promedio es de $8,70 \pm 1,21$ ‰. Por último, la relación isotópica C/N varía entre 11,64 y 20,81, siendo su media de $15,65 \pm 3,11$.
- *Subzona LCH2Is - A₄ (58 - 50 cm)*: Los máximos y mínimos para el % Corg y % Ntot varían entre (4,07 / 5,35 ‰) y (0,30 / 0,33 ‰) respectivamente, siendo sus medias $4,71 \pm 0,90$ ‰ y $0,31 \pm 0,01$ ‰, en cambio el Cinorg vario entre 2,16 / 2,82 ‰ con un promedio de $2,49 \pm 0,47$ ‰. El $\delta^{13}\text{C}$, presenta poca variación (-20,72 ‰ y -20,18 ‰), el $\delta^{15}\text{N}$ los valores son 5,51 ‰ y 7,30 ‰ como mínimo y máximo su media es de $6,41 \pm 1,26$ ‰. C/N varía entre (10,70 y 15,13), y el promedio es de $12,92 \pm 3,13$.
- *Subzona LCH2Is - A₅ (50 - 35 cm)*: Para la última subzona de la unidad A, se puede ver que el Corg arrojó un valor mínimo de 3,59 ‰ y un máximo de 5,18 ‰, y la media fue $4,33 \pm 0,8$ ‰, el Cinorg mantiene los valores de la subzona anterior con un mínimo de 2,10 ‰ y un máximo de 2,74 ‰, siendo la media de $2,44 \pm 0,32$ ‰, para el Ntot es muy poca la

variación entre 0,21 y 0,30 %, con un promedio de $0,26 \pm 0,04$ %. El $\delta^{13}\text{C}$ se encuentra entre -19,90 ‰ y -19,16 ‰, con una media de $-19,53 \pm 0,53$ ‰, el $\delta^{15}\text{N}$ el mínimo es de 5,25 ‰, mientras que el máximo es de 8,96 ‰ y la media de $5,25 \pm 2,62$ ‰. La relación isotópica de C/N varía entre (10,26 y 21,02) y su promedio es de $15,09 \pm 5,46$.

Zona LCH2Is - B (35 - 0 cm): Esta zona está dividida en dos subzonas LCH2Is - B₁ y B₂

- *Subzona LCH2Is – B₁: (35 - 14 cm):* El valor de Corg varía entre 2,40 y 4,12 % con un promedio de $3,02 \pm 0,49$ %, el Cinorg el mínimo es de 2,12 % y el máximo es de 2,68 %, el promedio es de $2,30 \pm 0,26$ %, para el Ntot el mínimo es de 0,25 % y el máximo es de 0,48 %, la media es de $0,29 \pm 0,05$ %. Para los $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$, los mínimos son -19,90 ‰ y 5,25 ‰ y los máximos son -19,16 ‰ y 8,96 ‰, y las medias son $-20,20 \pm 0,60$ ‰ y $7,31 \pm 1,17$ ‰, respectivamente. La relación C/N el mínimo es de 7,29 y el máximo de 10,63, el promedio es de $8,95 \pm 1,2$.
- *Subzona LCH2Is - B₂ (14 - 0 cm):* El valor mínimo de Corg es de 4,12 % y el máximo de 5,23 % la media es de $4,70 \pm 0,56$ %, el Cinorg la variación tal como se viene dando en toda la columna sedimentaria es entre 2,37 y 2,90 %, con una media de $2,55 \pm 0,30$, para el Ntot la variación fue entre 0,48 % y 0,62 %, el promedio es de $0,56 \pm 0,07$ %. El $\delta^{13}\text{C}$ la oscilación es entre -24,46 ‰ y -23,99 ‰, la media es de $-23,67 \pm 0,99$ ‰, para el $\delta^{15}\text{N}$ prácticamente no hay diferencias entre el mínimo y el máximo (7,65 / 8,00 ‰), siendo su promedio de $8,00 \pm 0,35$ ‰. La relación C/N es de 6,95 para el mínimo, y el 7,21 para el máximo, y su promedio es de $7,15 \pm 0,18$.

| | Corg (%) | Cinog (%) | Ntot (%) | $\delta^{13}\text{Corg}$ (‰) | $\delta^{15}\text{N}$ (‰) | C/N |
|---------------------------------------|-----------------|------------------|-----------------|--|---|------------|
| <i>Subzona LCH2Is-A₁</i> | | | | | | |
| Mín | 4,05 | 2,07 | 0,18 | -23,54 | 5,85 | 18,86 |
| Máx | 5,05 | 2,86 | 0,23 | -20,03 | 8,22 | 18,90 |
| Media | 4,55 | 2,46 | 0,21 | -21,79 | 7,03 | 18,88 |
| σ | 0,71 | 0,56 | 0,03 | 2,49 | 1,67 | 0,03 |
| <i>Subzona LCH2Is-A₂</i> | | | | | | |
| Mín | 2,80 | 2,60 | 0,12 | -19,12 | 7,55 | 15,26 |
| Máx | 3,85 | 3,07 | 0,19 | -18,62 | 10,46 | 26,08 |
| Media | 3,55 | 2,93 | 0,17 | -18,77 | 9,13 | 19,07 |
| σ | 0,40 | 0,20 | 0,04 | 0,27 | 1,09 | 4,50 |
| <i>Subzona LCH2Is-A₃</i> | | | | | | |
| Mín | 2,08 | 2,19 | 0,12 | -20,89 | 6,80 | 11,64 |
| Máx | 5,92 | 3,12 | 0,29 | -19,04 | 9,91 | 20,82 |
| Media | 3,41 | 2,72 | 0,19 | -19,60 | 8,70 | 15,65 |
| σ | 1,28 | 0,36 | 0,06 | 0,66 | 1,21 | 3,12 |
| <i>Subzona LCH2Is - A₄</i> | | | | | | |
| Mín | 4,07 | 2,16 | 0,30 | -20,73 | 5,52 | 10,71 |
| Máx | 5,35 | 2,82 | 0,33 | -20,19 | 7,30 | 15,14 |
| Media | 4,71 | 2,49 | 0,31 | -20,46 | 6,41 | 12,92 |
| σ | 0,90 | 0,47 | 0,02 | 0,38 | 1,26 | 3,13 |
| <i>Subzona LCH2Is - A₅</i> | | | | | | |
| Mín | 3,59 | 2,10 | 0,21 | -19,90 | 5,25 | 10,26 |
| Máx | 5,18 | 2,74 | 0,30 | -19,16 | 8,96 | 21,02 |
| Media | 4,33 | 2,44 | 0,26 | -19,53 | 5,25 | 15,09 |
| σ | 0,80 | 0,32 | 0,04 | 0,53 | 2,62 | 5,46 |
| <i>Subzona LCH2Is - B₁</i> | | | | | | |
| Mín | 2,40 | 2,12 | 0,25 | -20,60 | 8,84 | 7,29 |
| Máx | 4,12 | 2,68 | 0,48 | -19,30 | 6,00 | 10,63 |
| Media | 3,02 | 2,30 | 0,29 | -20,20 | 7,31 | 8,95 |
| σ | 0,49 | 0,26 | 0,05 | 0,60 | 1,17 | 1,25 |
| <i>Subzona LCH2Is - B₂</i> | | | | | | |
| Mín | 4,12 | 2,37 | 0,48 | -24,46 | 7,65 | 6,95 |
| Máx | 5,23 | 2,90 | 0,62 | -23,99 | 8,00 | 7,21 |
| Media | 4,70 | 2,55 | 0,56 | -23,67 | 8,00 | 7,15 |
| σ | 0,56 | 0,30 | 0,07 | 0,99 | 0,35 | 0,18 |

Tabla 11: Valores mínimos, máximos, media y desvío estándar para cada subzona del testigo LCH2.

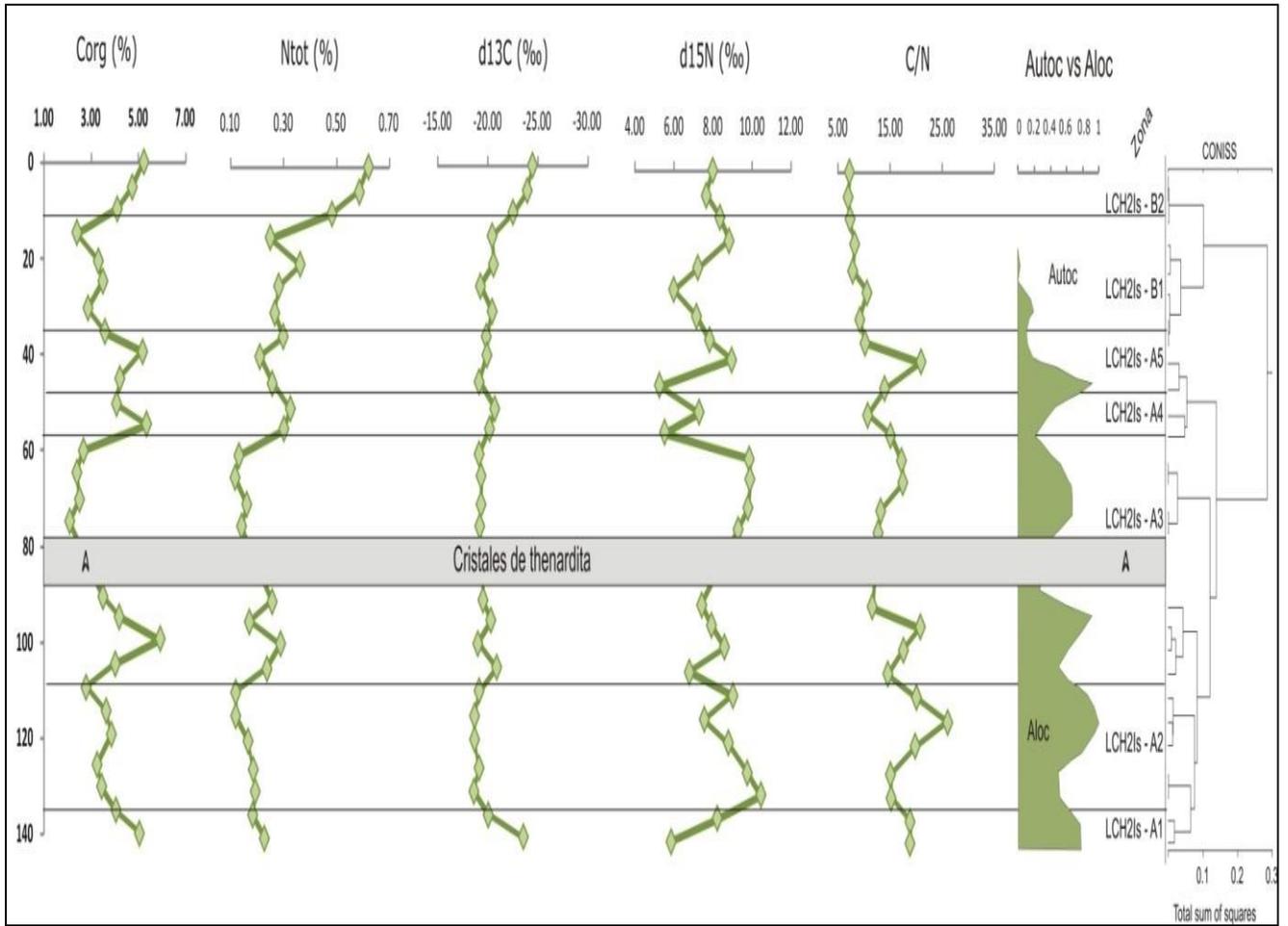


Fig. 56: Corg, Ntot, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ y C/N en función de la profundidad para el testigo LCH2.

Interpretación paleoambiental

Desde la base de la secuencia sedimentaria hasta los 100 cm aproximadamente se puede ver una alternancia de limo arenosa a arena muy fina limosa, con el desarrollo de cristales translucidos de 3 a 4 cm, sin inclusiones apreciables de sedimento. Cuyo análisis mineralógico por difracción de rayos X indico que su composición era thenardita (Na_2SO_4), mineral que se encuentra en depósitos evaporíticos no marinos en climas áridos (Chamley, 1990), es decir que no proviene de la evaporación del agua del mar. A diferencia del yeso, la thenardita es un mineral muy soluble, por lo que su precipitación o cristalización ocurre a altas concentraciones salinas (Alpers *et al.*, 2000).

Es importante mencionar que, debido al gran tamaño de los cristales de thenardita en esta sección, tanto en el momento de hincamiento como durante el corte transversal para su apertura, el sector se vio fuertemente disturbado por el arrastre de estos cristales, situación que debe necesariamente ser tomada en cuenta al momento de realizar la interpretación de la secuencia.

Entre los 90 y los 75 cm de profundidad, no hay sedimento, encontrándose en su lugar una capa compacta, homogénea de cristales de thenardita, posiblemente indicando períodos extensos en el tiempo de una gran sequía. Por encima de dicha capa y hacia el techo, por unos 35 cm, se ve alternancia de niveles de espesores variable, con tonalidades muy contrastantes y alto contenido de humedad, lo que indicaría una alternancia relativamente cíclica en el ambiente depositacional entre condiciones anóxica y óxica.

Si bien por falta de sedimento y dos niveles estériles no se pudieron hacer conteos en todo el testigo, los dos niveles con 30 y 45 % de abundancia de *Grammathophora marina*, especie que tolera salinidades por encima de 40 ‰ y sumado a la presencia de grandes cristales translucidos, podemos decir que se condicen con un período de sequía.

La gran concentración de especies que toleran salinidades bajas, presentes a lo largo de toda la columna sedimentaria, podrían provenir de períodos anteriores de abundantes lluvias en la zona serrana, siendo transportadas y depositadas en la laguna por la descarga del arroyo Chasicó y sumado a la remoción vertical y transversal que ha sufrido el material en estudio, provocado por el arrastre de los cristales, la interpretación de las diatomeas principalmente en el sector inferior, no sería totalmente representativo del ambiente, donde hay claras evidencias de que hubo una gran sequía, por lo que las interpretaciones se deben realizar con cuidado.

La zona de estudio se caracteriza por ser muy vulnerable a los cambios climáticos, por lo que sus recursos se ven constantemente afectados y la recurrencia de períodos húmedos y secos contribuye a modificar el tenor salino (Gómez, 2015). Por encima del estrato evaporítico, continua su abundancia *Cyclotella ocellata* oligohalobia (salinidad no mayor a 5 ‰), y eutrófica (rica en materia orgánica y nutrientes), asociada a *Aulacoseira granulata*, fue descrita por Caballero *et al.*, 2015, en la Formación Río Negro, provincia de Río Negro evidenciando cuerpos lagunares de interduna con depositación laminar de los sedimentos y cercanía del borde litoral, e indicarían un ambiente con influencia de agua salobre a dulce, confirmando que las lagunas tenían un mayor caudal, debido al aporte hídrico proveniente de la conjunción de procesos como aumento de lluvias, ascenso del nivel freático y aporte de canales fluviales. Desde los 58 cm hasta los 15 cm de profundidad, la abundancia de las especies recientemente mencionadas, sumado a los niveles de coloración negra, (probablemente condiciones reductoras) y a la ausencia de cristales evaporíticos, podría estar indicando que la salinidad del lago no sería elevada.

A los 15 cm la muestra no se pudo llegar a contar un mínimo de 400 valvas, por lo que se la ha considerado estéril, y según Hassan *et al.*, 2011 la ausencia de diatomeas en algunos niveles podría deberse a momentos de disminución del tamaño del cuerpo de agua o desecación relacionados con el balance evaporación - precipitación, durante los cuales parte del ambiente

habría sufrido exposición aérea y subsecuente re suspensión, escurrentía y erosión. Esta disminución probablemente se deba a un nuevo período de sequía (posiblemente coincida con la última sequía actual), aunque de menor magnitud que el período anterior.

Los cambios entre períodos secos y húmedos, deberían reflejarse en el cambio en el cociente C/N debido a que la materia orgánica depositada en el lago Chasicó tiene dos fuentes principales: el fitoplancton acuático que vive en el lago y de aporte de material terrestre desde la cuenca (Kopprio *et al.*, 2010). La mayor dispersión en los datos de C/N se dio en la parte inferior del testigo, es decir por debajo de los 100 cm, siendo la media de $19,07 \pm 4,50$ %, indicando que los aportes podrían ser de origen terrestres, predominantemente eólico, esto coincidiría con los picos de mayor granulometría y con el momento de sequía que estaba atravesando la laguna.

Por encima del nivel evaporítico continental y hacia el techo se puede ver una tendencia a la disminución de la relación C/N, con un marcado aumento a los 40 cm, para luego seguir disminuyendo, hasta volverse casi constante en donde la media es de $7,15 \pm 0,18$, valor cercano al coeficiente de Redfield y por tanto indicativo de una dominancia de biomasa planctónica en la composición de la materia orgánica.

Cuanto mayor es la columna de agua de la laguna, es decir que ésta recibe una significativa descarga fluvial, el C/N tiende a disminuir y llegar a sus valores bajos debido a la predominancia de la biomasa planctónica como principal fuente de carbono orgánico. Esto ocurre en la parte superior del testigo por encima de los 30 cm. Sin embargo, en este tramo, en el que es C/N es predominantemente bajo y constante, el $\delta^{13}\text{C}$ presenta un amplio rango de variación. Esta variabilidad puede deberse a dos causas no mutuamente excluyentes. Por un lado, es incierta la proporción de la biomasa fitoplanctónica es aportada por el río (con una signature isotópica propia) en relación a la presente en la laguna. Por otro lado, el aporte fluvial puede implicar una

entrada de cantidades desconocidas de carbono inorgánico terrestre con una característica isotópica diferente a la del CO₂ atmosférico, que, al ser captado por el fitoplancton, e incorporado a su biomasa mediante la fotosíntesis, se refleja en una signatura isotópica variable de la materia orgánica. La relevancia del aporte de C inorgánico terrestre por vía fluvial en esta fase podría develarse a través de una estimación de la paleosalinidad en base a una reconstrucción del volumen del lago en este período, particularmente en el último siglo, para el cual se cuenta con registros pluviales. Al tratarse de una cuenca endorreica, la masa de sal del lago puede considerarse constante y con los valores de precipitación, las salinidades contemporáneas y la geometría de la laguna, se podría calcular las variaciones de su volumen y consecuentemente del aporte fluvial.

La materia orgánica que trae el río puede ser de importancia, cuando la laguna está casi seca, sin embargo, una vez que existe una columna de agua lagunar significativa y estable, su elevada productividad debería generar Corg predominantemente fitoplanctónico y característico de aguas salobres, (tabla 12).

| Prof | 14 C | Edad Calibrada | Sedimentología | Diatomeas | Geoquímica |
|------------|--|--|---|--|---|
| <u>14</u> | 729 +- 37 | 622 - 681 | Sedimentación compacta con alto contenido de humedad | Período seco, aumento de salinidad | La MO traída por el río puede ser de importancia cuando es baja la columna de agua, pero cuando esta es estable y significativa, la elevada productividad debería generar Corg predominantemente fitoplanctónico y característicos de agua salobre. |
| <u>23</u> | 1005 +- 24 | 801 - 925 | | Período húmedo, rico en nutrientes | |
| <u>35</u> | | Laminación marcada por momentos anóxicos con alto contenido de materia orgánica y momentos óxicos. Alto contenido de humedad | | | |
| <u>50</u> | | | | | |
| <u>57</u> | | | | | |
| <u>72</u> | 867 +- 23 | 982 - 770 | Sedimento homogéneo con mayor contenido de humedad con una pequeña laminación | Aporte continental, rico en nutrientes | |
| <u>75</u> | | | | | |
| <u>90</u> |  Cristales de thenardita, sin sedimentación  | | | | |
| <u>100</u> | | | Sedimentación compacta, bajo contenido de humedad | Comienza períodos de evaporación | C/N alto indicarían aportes continentales, predominantemente eólico, coincidiendo con la sequía |
| <u>106</u> | | | | Intercalación de niveles con alta concentración de sales y niveles con aportes de aguas salobres/ dulce. | |
| <u>110</u> | | | | | |
| <u>125</u> | 929 +- 28 | 730 904 | Sedimentación compacta, cristales thenardita limpios 3 cm de espesor, mezclados con el sedimento. | | |
| <u>132</u> | 641 +- 35 | 581 - 650 | | | |
| <u>139</u> | 867 +- 38 | 675 -793 | | | |

Tabla 12: Síntesis del testigo Laguna Chasicó LCH2.

CAPITULO V

DISCUSIÓN

DISCUSIÓN GENERAL

Consideraciones sobre la distribución sedimentológica y de diatomeas actuales.

A fin de poder evaluar con mayor precisión la validez de las reconstrucciones ambientales de eventos ocurridos durante el Holoceno, se realizó un estudio de la distribución de las asociaciones de diatomeas y la composición sedimentológica en distintos ambientes mareales y submareales actuales. El estudio de ambientes modernos analógicos en posiciones diversas dentro del estuario de Bahía Blanca y en dos posiciones de la Plataforma Continental posibilitó arribar a las consideraciones que se detallan a continuación.

En **Puerto Cuatrerros**, sector ubicado en la cabecera del estuario, tanto en el submareal como en el intermareal medio están caracterizados por un limo arcilloso, el primero presenta una pequeña descarga de agua dulce vecina de carácter permanente. Aquí, las diatomeas marinas planctónicas son las que prevalecen (85 %), mientras que el remanente corresponde a especies salobre/dulces. Hacia el intermareal alto, no vegetado y compuesto por material fino y sin aporte cercano de agua dulce, abundaron las diatomeas marinas/salobre bentónicas adheridas a granos de arcilla, con presencia baja de especies marinas y salobre/dulce.

En el sector muestreado en el **Canal del Medio**, localizado solo unos 15 km hacia el exterior del estuario de Puerto Cuatrerros y sin descarga de agua fluvial, desde el intermareal bajo sin vegetación hasta el intermareal alto vegetado con *Spartina alterniflora*, no se observaron variaciones significativas en la sedimentología ni en la distribución de las diatomeas. El material litológico de esta área es un limo arenoso con bajo contenido de arcilla, abundando las diatomeas marinas planctónicas típicas de ambientes intermareales, seguidas por especies que toleran salinidades más bien bajas, en su mayoría planctónicas, aunque se puede ver un grupo selecto de diatomeas bentónicas epipélicas y epífitas, lo que podría atribuirse a la dilución del agua de mar por descargas pluviales eventuales y/o al transporte de individuos desde otras locaciones. Las especies de agua dulce se encontraron en concentraciones similares a las de Puerto Cuatrerros, es decir en menos del 3 %.

El muestreo realizado sobre la planicie activa en el flanco acrecional del **Canal Tres Brazas**, ubicado unos 8 km hacia el exterior del estuario, también cubrió desde el sector intermareal bajo hasta el intermareal alto. Al igual que en el canal del Medio, este sector no recibe descarga de agua dulce con la excepción de aportes pluviales eventuales y su circulación es totalmente mareal dominante. Comparando con el sector anterior, se percibe una mayor cantidad de las arenas con un incremento de las arcillas hacia el intermareal alto, lo cual se condice con la menor energía ambiental típica de este subambiente. En el sector intermareal bajo predominan las diatomeas marinas planctónicas, disminuyendo levemente hacia los sectores más altos, ocurriendo lo contrario con las especies que toleran aguas marinas/salobres y dulces. Tal como se mencionó previamente, en este sector al igual que en el resto de la costa sur del canal Principal de estuario no existen descargas fluviales, razón por la que la presencia aquí de especies de diatomeas de agua dulce y salobre podría interpretarse como el resultado de su rápida proliferación luego de eventos pluviales y/o por el transporte o removilización de los sedimentos que las contienen.

En lo que respecta al hábitat de las diatomeas, prevalece las planctónicas (45 %), seguido por las ticoplanctónicas (35 %), y un 20 % de especies bentónicas, en su mayoría epifitas y epipélicas. La mayor abundancia en el intermareal bajo, de la especie *Nitzschia palea*, entre otros, de agua dulce y de hábitat aerófila, sumada a la variabilidad del ambiente estuarino, reafirma la noción de que la distribución de especies en los depósitos sedimentarios en muchos casos obedece en gran medida a la removilización y transporte de los sedimentos.

En el sector intermareal vegetado del veril norte del sector medio del estuario de Bahía Blanca, en la localidad denominada **Villa del Mar**, predominaron en la porción baja las especies marinas planctónicas, seguidas por especies marinas / salobres aerófila con excelente estado de conservación. En cambio, en el intermareal alto la abundancia de diatomeas marinas descendió considerablemente para dar lugar a las de aguas salobres / dulces y dulces y a frústulos de especies planctónicas. Las características y el buen estado de conservación de los especímenes

identificados en este sector posiblemente respondan a que es un ambiente mucho más protegido que el del canal Tres Brazas, con presencia de cubetas salinas rodeadas por matas de *Sarcocornia perenni*, que las protegen de la desecación y producen consecuentemente un efecto moderador en la salinidad (Kihn, 2015).

El sector más externo analizado como análogo moderno dentro del estuario de Bahía Blanca fue el área intermareal vegetada por *Spartina alterniflora* de **Puerto Rosales**, sobre la costa norte del Canal Principal. De todos los sitios analizados previamente, este es el que se encuentra más expuesto a la acción del oleaje y recibe en su vecindad un aporte permanente de agua dulce (arroyo Parejas). Tanto el sector submareal como el intermareal alto están conformados por limo arenoso, predominando las especies marinas planctónicas. El área intermareal medio está compuesta por arena limosa y presenta el doble de concentración de especies salobres / dulces bentónicas epifitas que las otras dos áreas de la transecta. Ello probablemente obedezca a que aquí el área intermareal media se encuentra levemente deprimida, razón por la que es posible que el agua fluvial que se descarga en la vecindad, presente aquí una mayor persistencia durante la baja mar.

Si bien a grandes rasgos el análisis diatomológico del ambiente estuarial refleja con bastante certeza las condiciones generales del mismo, la gran variabilidad de las comunidades determinadas precedentemente para diversas locaciones dentro del mismo ambiente, dadas por la variabilidad dinámica y geomorfológica propia de este estuario que está dominado por mareas, con aportes escasos y variables de agua dulce y diverso grado de exposición a la acción de corrientes de marea y oleaje; evidencia y fundamenta claramente la necesidad de ser extremadamente cauteloso al momento de interpretar las condiciones paleoambientales particulares de un sitio determinado basándose exclusivamente en un solo indicador.

Las últimas muestras analizadas en calidad de análogos modernos fueron los sedimentos superficiales provenientes del área de El Rincón, obtenidos a una profundidad de 15 m frente a

la desembocadura del río Negro (PD34) y a 49 m de profundidad a aproximadamente 190 km hacia el E-SE de la boca del estuario de Bahía Blanca (PD11).

La muestra **PD34** está conformada por arenas y algo de fango, además de rodados y fragmentos de conchilla, evidenciando tal distribución granulométrica una gran variabilidad del ambiente depositacional, donde es de esperar se entremezclen condiciones de costa expuesta con el aporte fluvial del río Negro. Si bien la presencia, abundancia y el buen grado de conservación de las diatomeas ticoplanctónicas marinas es consistente con el rango de salinidades actuales de este sector marino; la ausencia de aporte actual de diatomeas fluviales por parte del río Negro posiblemente esté indicando la imposibilidad de que los materiales aportados por este río puedan llegar y quedar registrados en los sedimentos del lecho debido a la gran energía ambiental actual de este sector costero. Por tal motivo, es posible pensar que los registros diatomológicos determinados en esta muestra PD34 no representan en realidad condiciones actuales, sino una situación del pasado geológico.

La muestra más distal en el área de El Rincón (**PD11**) está conformada por arenas gruesas a finas. Aquí el estudio diatomológico arrojó un 87 % de diatomeas de ambiente salobre/dulce (*Cyclotella ocellata*), un 3 % de especies de agua dulce, y solo el 10 % por especies marinas y marinas / salobres, con 85 % de especies planctónicas y el remanente por especies bentónicas epifitas, epipelicas y aerófilas. Esta observación es muy importante ya que demuestra sin lugar a dudas que los indicadores presentes en los sedimentos superficiales de esta región de la Plataforma Continental no representan las condiciones ambientales del presente. Ello ocurriría porque la energía del ambiente en la actualidad no permite la depositación y persistencia de los depósitos de la fracción fina de sedimentos, de la cual forman parte los frústulos de diatomeas y demás microorganismos que viven en la columna de agua o que son transportados en forma aérea hacia esta región, como es el caso del polen. Se debe mencionar que a la misma conclusión se arriba con los resultados obtenidos del análisis de los sedimentos del techo del Testigo PD24.

Reconstrucción de los cambios paleoambientales y de las variaciones del nivel del mar

Para establecer los cambios ocurridos durante el Holoceno en el Nivel Medio del Mar y sus posibles causales, se obtuvieron varios testigos a distancias crecientes desde la costa actual y en un lago vecino. En éstos se analizó la sedimentología, la geocronología, los registros de diatomeas y la geoquímica de los depósitos preservados a fin de poder determinar los ambientes particulares de sedimentación.

Con el fin original de evaluar la señal climática sin la interferencia y variabilidad que naturalmente ocurre en los ambientes marinos por causas dinámicas propias del ambiente, se obtuvo un testigo en el sector más profundo (13 m) del Lago Chasicó. Los otros testigos fueron recolectados en ambiente marino, uno en el sector interior-medio del estuario de Bahía Blanca (Testigo TB), otro en un sector externo inmediato al ambiente estuarial (Testigo KP60BIS) y el tercero en una posición nerítica-litoral de la Plataforma interior del sector denominado El Rincón (Testigo PD24). Estos análisis y su relación con información obtenida en forma previa en el área costera y marina, posibilitaron reconstruir las condiciones paleoambientales y la posición relativa del NMM de gran parte del Holoceno, cubriéndose en total el período de tiempo que va desde los cal. 8.319 años A.P. hasta el presente, como se sintetiza en la figura 57. Las edades radiocarbónicas volcadas en este esquema son los valores extremos de los intervalos resultantes de la calibración a 2 desvíos estándar, lo que significa que hay un 95,5 % de probabilidad de que el valor de edad medido esté realmente dentro de ese intervalo.

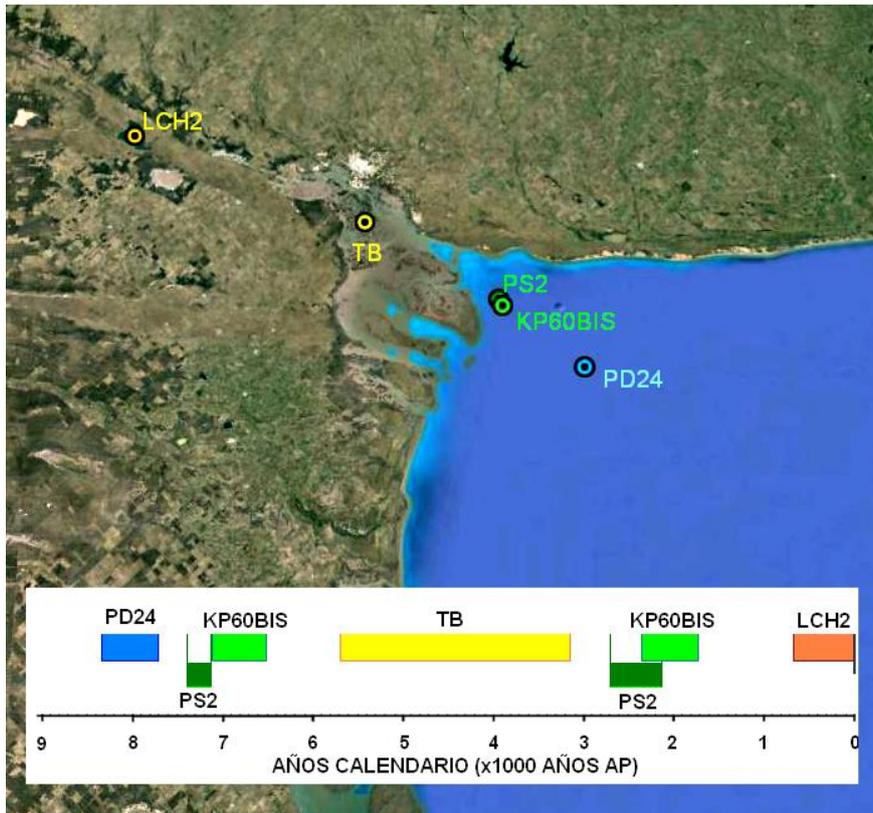


Fig. 57: Ubicación de los testigos obtenidos en el área y rango temporal calibrado que ellos representan.

Como ya fue expuesto, con posterioridad al último máximo glaciar el NMM ascendió desde profundidades mayores a los 100 m hasta alcanzar las máximas alturas por encima del NMM actual aproximadamente 6.000 años A.P., para luego descender paulatinamente sin fluctuaciones de gran importancia hasta su posición actual (Farinati, 1985; Aguirre y Whatley, 1995; Cavallotto *et al.*, 2004; Isla, 2013; entre otros). Sin embargo, es muy posible que estos estudios no hayan podido detectar aquellas fluctuaciones, en particular las ocurridas por debajo del NMM actual, debido al hecho de que la mayor parte de la evidencia recolectada hasta el presente ha sido obtenida en depósitos altiméricamente ubicados por sobre el NMM actual (Gómez *et al.*, 2000, 2005 a, 2006). Por la misma razón, resulta absolutamente incorrecto descartar la posibilidad de ocurrencia de oscilaciones del NMM por debajo de su posición actual basándose sólo en información recolectada por encima del NMM actual, tal como fuera realizado en Brasil por Angulo *et al.*, 2006.

A ello habría que sumarle la gran incertidumbre temporal que presentan en general las dataciones radiocarbónicas, si bien aquellos valores que presentaron anomalías notables no fueron tenidos en cuenta al momento de ubicar temporalmente a los depósitos aquí estudiados, debe necesariamente tenerse en cuenta que como se explicó en el punto **2.4 (metodología)**, existen numerosas incertidumbres de índole diverso en el fechado mediante el método del ^{14}C . Tales incertidumbres pueden, en muchos casos, producir una distorsión apareciendo en consecuencia desplazados temporalmente los eventos que se está intentando fechar, razón por la que las edades obtenidas deben ser tomadas necesariamente como un indicador más que como edades absolutas.

Sin embargo, en la mayor parte de los estudios realizados en el Holoceno en ambientes costeros de la Argentina no se han tenido en cuenta el denominado Efecto de Reservorio o el Efecto de Aguas Duras, en general por desconocerse los valores, que como se explicó en el punto **2.4.3** pueden hacer que una muestra de la costa bonaerense presente un envejecimiento aparente de hasta 2.800 años (Gómez *et al.*, 2008). Incluso en muchos trabajos realizados tiempo atrás ni siquiera se tenía en cuenta la corrección por fraccionamiento isotópico, cuyos valores varían y dependen principalmente del tipo de material que se está fechando. Tales correcciones son absolutamente necesarias al momento de poder corregir o calibrar las edades radiocarbónicas medidas en el laboratorio a edades calibradas o siderales a fin de poder comparar eventos sobre una base temporal común a nivel mundial. Incluso, y aún en el caso que tales correcciones se hayan efectuado, o que sus valores fueran bajos, la no calibración de las edades radiocarbónicas da como consecuencia una subvaloración incluso superior a los 1.000 años para el Holoceno temprano y medio por la variación del campo magnético terrestre (figura 11, pag 47). Por lo antedicho, en la discusión de los resultados obtenidos en la presente investigación no se incluyen contribuciones que puedan presentar algún tipo de duda respecto al empleo de la técnica de fechado por medio de ^{14}C .

Gómez *et al.* (2005 a y b, 2006) propusieron la ocurrencia de oscilaciones del NMM ocurridas durante el Holoceno, las que a su vez responderían a cambios climáticos de escala global relacionados con un ciclo de la actividad solar de aproximadamente 2.400 años de período (Gómez, 2004, Gómez *et al.* 2005 a y b). En la figura 58 se presenta en rojo la variación del $\Delta^{14}\text{C}$ Residual para los últimos 9.000 años AP (Reimer *et al.*, 2004), cuya variación es inversamente proporcional a la actividad solar; y en colores el intervalo temporal cubierto por cada uno de los testigos analizados en el presente estudio (PD24, KP60BIS, TB y LCH2) y del testigo PS2, cercano al KP60BIS, estudiado por Gómez *et al.* (2005 a, b y c, 2006).

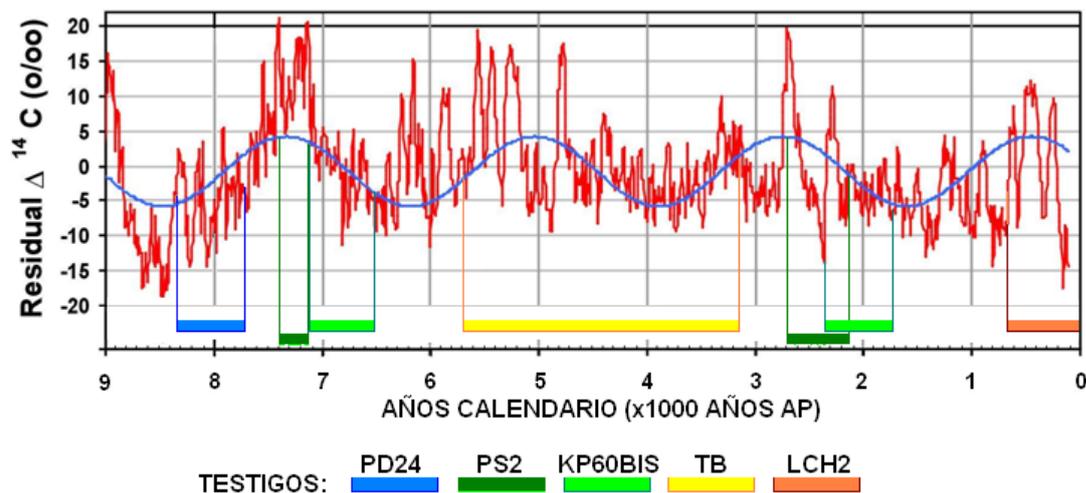


Fig. 58: Variación del $\Delta^{14}\text{C}$ Residual para los últimos 9.000 años AP., intervalo temporal abarcado por los testigos analizados. La sinusoide azul representa el ciclo solar de 2.400 años de período extraído de la variación del $\Delta^{14}\text{C}$ Residual.

A simple vista puede apreciarse que los períodos temporales abarcados por estos testigos cubren en gran parte los sectores donde la actividad solar fue menor, a veces con gran variabilidad, y que esquemáticamente se representa en la figura 62 por una sinusoide de color azul con 2.400 años de período.

Recientemente, según sus siglas en inglés la International Union of Geological Sciences (IUGS) ha aceptado las subdivisiones formales para el Holoceno propuestas por Walker *et al.* (2012), denominadas Groenlandiense para el Holoceno Temprano (cal. 11.700-8.326 años A.P.), Norgripiense para el Holoceno Medio (cal. 8.326-4.250 años A.P. y Megalayense para el Holoceno Tardío (4.250-0 años A.P.). Sin embargo, a fin de poder expresar la secuencia temporal de las secciones analizadas con una mayor claridad, el rango temporal aquí abarcado se expresa como Holoceno temprano hasta los cal. 7.000 años A.P., Holoceno medio para el intervalo cal. 7.000 - 3.500 años A.P., y Holoceno tardío desde los aprox. cal. 3.500 años A.P. hasta el presente.

Holoceno temprano

La única información sobre la reconstrucción del ascenso del NMM para un intervalo de tiempo anterior al aquí analizado es la brindada por Guilderson *et al.* (2000) abarcando desde los 53.000 hasta los *ca.* 8.000 ^{14}C años A.P., cuando el NMM habría alcanzado una profundidad de 25 m por debajo del NMM actual, en el extremo suroriental del área de El Rincón. Si bien además de único este es un trabajo muy completo en el que se estudia un gran número de testigos, se debe tener en cuenta que algunos de los fechados radiocarbónicos de los mismos fueron realizados sobre los restos calcáreos de moluscos, razón por la que los valores obtenidos es posible que contengan ciertas distorsiones como las mencionadas en el punto **2.4.3 (metodología)**. Sin embargo, a grandes rasgos la información obtenida en el testigo PD24 resulta concordante con la obtenida por este autor.

En el Testigo PD24, el rango fechado por ^{14}C (cal. 8.319-7.635 años A.P.) corresponde sólo a los 144 cm inferiores del testigo, ya que poseía suficiente cantidad de material fino con MO como para poder fechar por este método. Por las razones previamente expuestas, los 104 cm superiores de este testigo no pudieron fecharse adecuadamente, razón por la que no es posible representarla en la escala de tiempo de la figura 62. Si bien este testigo es en general arenoso,

se pueden diferenciar básicamente en dos zonas. En la zona inferior, que es la que contiene los fechados radiocarbónicos válidos y que abarca desde los 249 a los 104 cm; los indicadores analizados en este trabajo así también como las asociaciones de ostrácodos estudiadas por Kihn (2015) y la abundancia de dinoquistes heterotróficos, que indican un importante aporte de nutrientes (Franco Arias, 2018), sugieren fuertemente la presencia de un ambiente intermareal con marismas, con una relativa exposición al mar abierto evidenciada por la abundancia de la fracción arena. En los 104 cm superiores de este testigo las condiciones ambientales se hacen más estables, aumentando la concentración de la fracción arena fina y la selección del tamaño de grano. La gran abundancia de las diatomeas de aguas salobres/dulces y dulces, y la escasa presencia e incluso ausencia de especies de diatomeas marinas y de ostrácodos (Khin, 2015), sumada la escasez de dinoquistes de origen marino (Franco Arias, 2018) sugieren que este sector del testigo, puede interpretarse como un ambiente efímero pluvial, quizás de interdunas, con posibles aportes eventuales desde el ambiente marino vecino. Cuando las condiciones ambientales son las adecuadas, el desarrollo de las comunidades de diatomeas es extremadamente más rápido que el que puede llegar a tener el desarrollo del zooplancton. La colonización por parte de las comunidades de cianobacterias y diatomeas que conforman los biofilms y matas microbianas en las depresiones interdunales otorga a la superficie arenosa un alto grado de impermeabilidad (Perillo *et al.*, 2019), lo que posibilitaría la persistencia del agua de lluvia en ese ambiente arenoso durante el tiempo suficiente como para permitir el desarrollo de las comunidades de diatomeas de agua dulce, pero no el suficiente como para que lo pueda hacer el zooplancton.

En síntesis, el análisis de la evolución paleoambiental de la porción inferior de este testigo indicaría que el NMM estaba ubicado a más de 17 m por debajo de su posición actual, mientras que la sección superior indicaría que el NMM luego habría descendido.

Esta interpretación es en gran medida concordante con el resultado que podría esperarse por la evolución de la actividad solar durante este intervalo temporal, ya que la parte inferior (fecha)

de este testigo abarca un período en el que la actividad solar era intermedia, entre el máximo y el mínimo ocurrido entre los cal. 8.500 y los 7.300 años A.P., respectivamente. Posteriormente el NMM habría descendido (porción superior del testigo PD24) en forma concordante con la disminución de la actividad solar cuyo mínimo se encuentra a los cal. 7.300 años A.P. Se debe mencionar que el punto de máxima actividad solar (mínima producción de ^{14}C) de esta parte del ciclo solar de 2.400 años de período, es coincidente con el cambio climático globalmente detectado y empleado por la **IUGS** para fijar formalmente el límite temporal entre el Holoceno Temprano y el Medio (Walker *et al.*, 2012).

Holoceno medio

En Holoceno medio se encuentra representado tanto en la sección inferior del testigo KP60BIS como en el testigo TB. Los 10 cm inferiores del testigo KP60BIS con sedimentos de coloración verde claro, inusual en los ambientes del estuario, están constituidos aproximadamente por un 85 % de especies de diatomeas que habitan aguas de baja salinidad. Lamentablemente no se pudo obtener un fechado radiocarbónico de estos materiales, razón por la que no se tendrá en cuenta en la interpretación del resto de la columna sedimentaria. El sector que continúa a este material verde claro hasta los 275 cm se caracteriza por tener una textura más bien limosa con algunas intercalaciones de arena y restos de conchillas y un nivel de *Tagelus plebeius*, con una edad del orden de los cal. 7.156 – 6.566 años A.P. Se debe mencionar que, en este testigo, tanto en su porción inferior como en la superior, los fechados radiocarbónicos están levemente invertidos, presentando diferencias inferiores a los 200 años, los que podría ser el resultado de la bioturbación. Sin embargo, dado la escasa magnitud de este valor, se estima que a grandes rasgos los fechados reflejan la edad real del depósito en forma bastante fiable.

La textura sedimentaria relativamente fina junto con la presencia del nivel de *T. plebeius*, así como las asociaciones de ostrácodos (Kihn, 2015), representan un ambiente cercano al intermareal, por lo que indican una antigua posición relativa del NMM.

El desarrollo de un ambiente litoral a la profundidad correspondiente a la sección inferior del testigo KP60BIS puede correlacionarse con los ambientes registrados en la sección inferior del Testigo PS2 datada en cal. 7.156-7.413 años A.P. Este testigo fue extraído también desde depósitos submarinos estratificados a 12,5 m de profundidad y a sólo 2,5 km hacia el noroeste del KP60BIS y presenta el registro de dos ventanas temporales similares y también la existencia de un hiato entre esas dos ventanas superior a los 4.000 años.

Cabe destacar, que el paleoambiente reconstruido para la sección inferior del KP60BIS en base de los espectros palinológicos, y en particular en función de los ensambles de dinoquistes (Franco Arias, 2018), indica condiciones menos restringidas que las que se reconstruyeron para la sección inferior del PS2. Esta diferencia también se ve reflejada en la sedimentología del PS2 que muestra laminaciones propias de ambientes intermareales, mientras los sedimentos del KP60BIS más arenosos y con mayor contenido de fragmentos de conchillas son indicadores de una mayor energía. Además, se debe mencionar que la sección inferior del Testigo PS2 es levemente más antigua que la sección inferior del Testigo KP60BIS.

Si bien debe tenerse en cuenta que las profundidades a las que se encuentran las secuencias de los testigos KP60BIS y PS2 no pueden convertirse directamente a niveles originales de sedimentación, por factores tales como la gran compactación que sufren con el tiempo los materiales finos y por la incertidumbre en el rango de mareas que afectaba esa locación en aquel momento, el cual depende de la geomorfología de la cuenca y que en la actualidad va desde los 2,5 m en el sector exterior a las islas hasta incluso llegar a superar los 5 m en la cabecera del estuario, los resultados paleoambientales obtenidos para ambos testigos son controversiales. Esta controversia resulta al tenerse en cuenta que la mayoría de los estudios realizados en zonas costeras próximas, entre los 33° y los 38° S, están indicando que el NMM se encontraba en ese tiempo por encima del actual NMM y en ascenso, y que habría alcanzado su máximo alrededor de los cal. 6.800 – 6.127 años A.P. (González y Weiler, 1983; Cavalloto *et al.*, 2004; Cavalloto, 2002; Vilanova y Prieto, 2012). Sin embargo, Schellmann y Radtke (2010) para el área costera

norte y centro de Patagonia, indican que luego de alcanzar un nivel máximo, el NMM habría descendido entre aproximadamente los cal. 7.170 y los 6.670. Gómez *et al.* (2005 a y b, 2006) propusieron la existencia de una oscilación por debajo del NMM actual de amplitud incierta y de corta duración que explicaría la formación de estos depósitos estratificados en paleoambientes estuarinos a litorales, que se extienden regionalmente en toda la zona exterior al estuario de Bahía Blanca (Gómez, 1989). La porción inferior del testigo KP60BIS, y en particular la correspondiente al testigo PS2, es coincidente con el pico de baja actividad solar ocurrido a los cal. 7.300 años A.P. (figura 2), situación que es afín con una disminución del NMM.

Para el Holoceno medio, entre los cal. 5.907 - 4.626 años A.P., la secuencia sedimentológica del testigo TB cuya base fue obtenida a unos 4 m por debajo del NMM actual, evidencia que la depositación de los sedimentos ocurrió en un ambiente intermareal con condiciones de energía oscilante debidas a la acción cíclica de las mareas, por lo que exhibe depósitos de depositación claramente intermareal hasta incluso un metro por debajo del nivel más bajos que alcanzan actualmente las bajamares de sicigia en el sector. Las asociaciones de diatomeas encontradas en esta investigación, junto con las asociaciones de ostrácodos fitales y parafitales determinadas por Kihn (2015) sumado a los espectros polínicos determinados por Franco Arias (2018), indican un ambiente costero mareal con marismas bien desarrolladas con desarrollo de la vegetación halófila típica de una marisma media a alta.

Si bien el NMM en las zonas costeras del sur de la provincia de Buenos Aires de acuerdo a Aramayo *et al.*, 2005, y Blasi *et al.*, 2013, entre otros se encontraría en su fase regresiva luego de haber alcanzado el máximo transgresivo del Holoceno, la parte inferior del testigo TB sugiere la ocurrencia de una oscilación del NMM por debajo de su posición media. Esta oscilación negativa del NMM aproximadamente coincide temporalmente con un período de

gran varianza y de relativa baja actividad solar, el cual forma parte del ciclo con 2.400 años de período, denotado con la senoide azul en la figura 59.

Este sector luego da lugar hacia arriba a una zona conformado por arenas medianas a gruesas con fragmentos de conchilla y gastrópodos (*Litoridina australis*) con escasa presencia de ostrácodos (Kihn, 2015), lo que es indicador de un aumento de la energía ambiental por corrientes de marea. Ello indicaría una profundización del ambiente como consecuencia de un ascenso del NMM que se habría extendido hasta aproximadamente los cal. 4.808 - 4.240 años A.P.

Esta secuencia continúa hacia arriba con una leve disminución de la granulometría, escases de diatomeas y bajo contenido de nutrientes. Tal secuencia podría estar indicando una profundización del ambiente depositacional como consecuencia del ascenso del NMM, lo cual es concordante con el pico de relativa alta actividad solar (baja producción de ^{14}C) ocurrido a los cal. 4.000 años A.P., aproximadamente, dentro del ciclo de actividad solar de 2.400 años de período (senoide azul en figura 59).

Hacia aproximadamente los 60 cm de profundidad (cal. 3.176 - 3.553 años A.P.), se presentan variaciones sedimentológicas con laminaciones limo-arcillosas que de acuerdo con las comunidades de diatomeas aquí determinadas que indican cierto aporte pluvial, junto a las asociaciones de ostrácodos determinadas por Kihn (2015) y los ensambles de dinoquistes (Franco Arias, 2018) para esta sección señalan que la secuencia se habría depositado en un ambiente estuarino, con características de intermareal medio, indicando una mayor estabilidad energética y una somerización del ambiente.

Esta secuencia de este testigo es correlacionable sedimentológicamente y cronológicamente con la secuencia obtenida en el testigo RMP (Pratolongo *et al.*, 2016) en el margen oeste del estuario de Bahía Blanca a unos 10 km al noroeste del TB. En el Canal del Medio, a unos 5 km al norte del TB, se registra un depósito de unos 3 m de espesor de sedimentos correspondientes a

ambientes intermareales fechados en cal. 3.500 ^{14}C años A.P. (Borel y Gómez, 2006). Asimismo, en cercanías de la desembocadura del arroyo Napostá en el estuario interno, también se produjo una sedimentación fina entre los ca. 5.100 y los 3.500 ^{14}C años A.P. que originó un depósito de unos 2 m de espesor (Quattrocchio *et al.*, 2008, Borel *et al.*, 2011). Una progradación importante como consecuencia del descenso gradual del NMM durante la fase regresiva y de la disponibilidad de sedimentos finos, produjo la depositación de estas secuencias originadas durante el Holoceno medio en un intervalo previo a los aproximadamente cal. 3.200 años A. P.

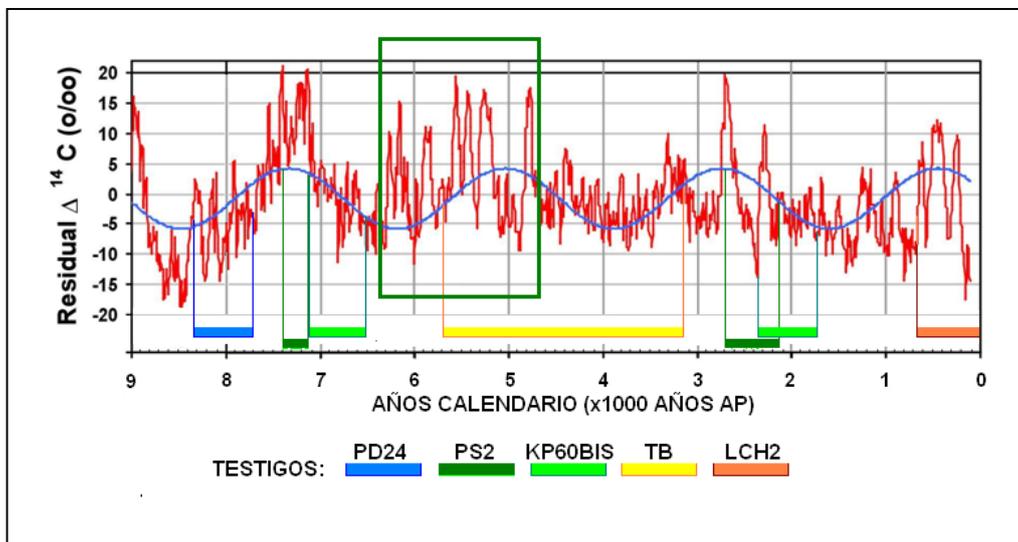


Fig. 59: En el recuadro de color verde se denota el período donde la actividad solar, determinada por la producción del ^{14}C , presentó la mayor varianza de los últimos 9.000 años.

Al analizar las condiciones climáticas y del NMM para esta porción del Holoceno, se debe tener muy en cuenta que entre los cal. 6.400 y los 4.700 años A.P., fue cuando la actividad solar, determinada por la producción del ^{14}C , presentó la mayor varianza de los últimos 9.000 años (recuadro verde en figura 59). Ello significa que durante este intervalo temporal hubo una gran variabilidad climática global, lo que simultáneamente se traduce en una gran y variable incertidumbre al momento de fechar los depósitos por el método del ^{14}C . Tal situación explicaría los resultados en muchos casos contradictorios que se obtienen cuando se trata de

determinar las condiciones paleoclimáticas y el fechado de eventos dentro de este intervalo temporal.

Holoceno tardío

En el ambiente marino del presente estudio, el Holoceno tardío está representado por la sección media y superior del Testigo KP60BIS y por los últimos 60 cm del Testigo TB.

Los fechados radiocarbónicos de la sección media y superior del Testigo KP60 BIS barren un rango temporal que abarca un período superior a los cal. 2332 - 1720 años A.P.

La porción media de este testigo (250 - 70 cm) presenta una granulometría granocreciente, con intercalaciones de arenas finas limosas y arenas medias, lo que indica oscilaciones en la energía depositacional, situación consistente con un ambiente intermareal medio a bajo afectado en consecuencia por corrientes de marea. Diatomológicamente, se aprecia la importancia de las especies marinas, aunque se observa un aumento paulatino de las especies de ambiente salobre/dulce y dulce hacia el techo, indicando una disolución del agua marina considerable. Tanto el estudio de ostrácodos (Kihn, 2015) como el de dinoflagelados y de ensamblajes polínicos (Franco Arias, 2018) realizado para esta porción del Testigo KP60 BIS, exhiben un aumento de la densidad y diversidad indicando ello que hay una mayor disponibilidad de nutrientes, quizás por una mayor influencia de aguas continentales. Los últimos 70 cm de este testigo exhiben un claro aumento de la fracción arena, lo que desde el punto de vista dinámico indica un aumento de la energía ambiental que puede ser compatibilizado con una profundización del ambiente depositacional.

Aunque las edades de esta porción del Testigo KP60BIS aparentan ser en general levemente inferiores a las determinadas en la sección superior del Testigo PS2, los resultados obtenidos en el KP60BIS presentan una interpretación paleoambiental en todo coincidente con éste. Ello indica para la porción media del Testigo KP60BIS una posición relativa del NMM por debajo

de su situación actual, si bien por las razones previamente explicadas para la porción inferior de este testigo, no resulta posible cuantificar su valor.

Gómez *et al.*, (2005 a y b, 2006) explican esta situación como el resultado de una oscilación de corta duración del NMM por debajo de su posición actual superpuesta a la fase regresiva y que tiene origen en un desmejoramiento climático de escala global causado por la relativa baja actividad solar (alta producción de ^{14}C) ocurrida a los cal. 2.700 años A.P., aproximadamente, como parte del ciclo de 2.400 años de período en la actividad solar (recuadro en figura 60).

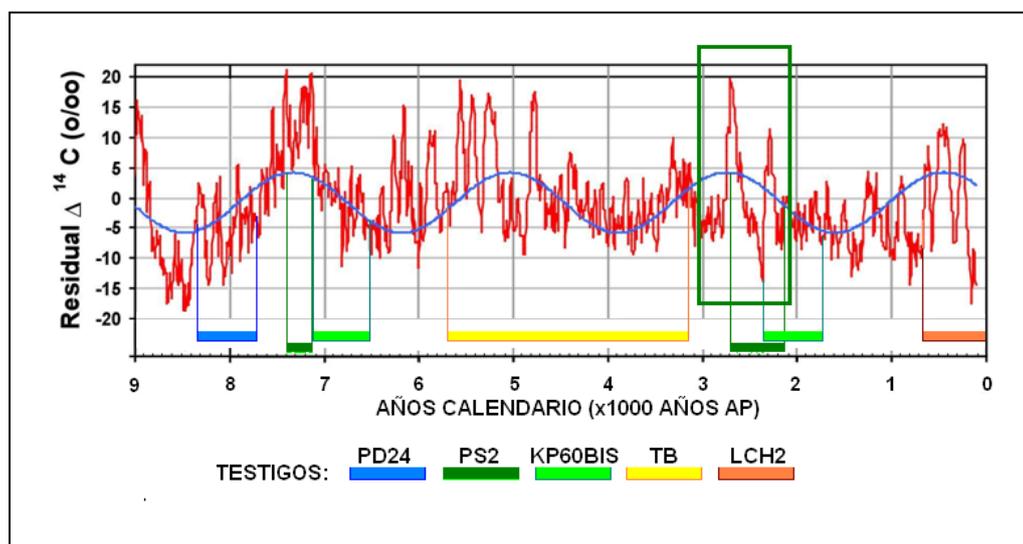


Fig. 60: El periodo de muy baja actividad solar (alta producción de ^{14}C) denotado en el recuadro verde, habría causado la oscilación negativa del NMM registrada en los testigos PS2 y KP60BIS.

La situación descrita previamente en apariencia se contraponen a las curvas del NMM propuestas para la costa bonaerense, que indican un descenso gradual desde el máximo transgresivo del Holoceno medio hasta alcanzar el presente NMM, pero siempre encontrándose por encima del NMM actual durante esta fase regresiva.

Sin embargo, mediante el estudio de depósitos aluviales de la desembocadura del arroyo Claromecó, Vilanova *et al.* (2010) determinaron en la costa sur de la provincia de Buenos Aires, a unos 300 km al este de la ubicación del KP60BIS, la ocurrencia de un notable descenso del

nivel de base del arroyo sólo explicable por un descenso del NMM que habría ocurrido a los *ca.* 2.500 años A.P. De manera similar, Schellmann y Radtke (2010), mediante estudios realizados en la Patagonia identifican un intervalo de descenso del NMM a los 2.600 - 2.400 años A.P. Siendo ambos hallazgos en consecuencia coincidentes con el evento identificado en el área del estuario de Bahía Blanca.

El notable aumento de la fracción arenosa en el techo del Testigo KP60BIS, coincidente con lo que ocurre en el Testigo PS2, está indicando un aumento de la energía ambiental, compatible con la acción de corrientes de marea y que obedecería a un ascenso del NMM.

En los últimos 60 cm del Testigo TB, por encima de la edad medida a los 71 cm cal. 3.493 – 3.176 años A.P., se presenta un sedimento fino muy cohesivo, de coloración rojiza sin estructuras internas discernibles, donde aumenta notablemente la abundancia relativa de las especies de diatomeas de ambiente salobre/dulce y dulce, presentándose aquí las mayores concentraciones de especies bentónicas de todo el Testigo TB. Las características particulares de esta sección del testigo, notablemente diferentes al resto de la secuencia, indicarían que estos materiales no se depositaron en un ambiente con influencia directa del mar. Materiales con estas características particularmente distintivas se encuentran distribuidos en una posición actual supramareal conformando dos secciones sobre una gran extensión en el interior del estuario de Bahía Blanca, incluyendo al Salitral de la Vidriera (figura 61). Aunque no se cuenta aún con evidencia respaldatoria suficiente, es posible plantear aquí la hipótesis de que estos materiales fueron traídos hacia el estuario por el río Colorado a través de algún brazo hoy inactivo y poco discernible. Si bien no fue posible realizar un fechado radiocarbónico de estos depósitos, su ubicación relativa evidenciaría una edad muy reciente, mientras que su importante potencia podría estar indicando que fueron el resultado de eventos abruptos.



Fig. 61: Depósitos de coloración rojiza que representan un ambiente de agua salobre/dulce y dulce, presentes en el techo del Testigo TB y zona interior del estuario de Bahía Blanca.

En el ambiente continental, el Holoceno tardío en este estudio está representado por el Testigo LCH2, obtenido a 13 m de profundidad en el lago Chasicó. La obtención de este testigo tuvo por objetivo original poder visualizar las fluctuaciones climáticas ocurridas en la región de manera más clara, sin la interferencia dada por la dinámica propia del ambiente marino. Al tener un drenaje endorreico y estar este lago en una zona ecotonal, se especuló que las modificaciones climáticas ocurridas deberían ser muy contrastantes y por lo tanto de fácil identificación, razón por la que se esperaba poder efectuar una correlación directa con lo registrado en los depósitos intermareales vecinos del estuario de Bahía Blanca.

Sin embargo, la edad máxima medida sobre un resto vegetal obtenido en la base de este testigo, arrojó un valor de 641 ± 35 ^{14}C años AP (cal. 650-540 años A.P.), lo que indica la ausencia de superposición temporal entre estos depósitos y los recuperados en el ambiente marino. Se debe mencionar que, si bien se efectuaron otros cuatro fechados radiocarbónicos a diferentes niveles en el testigo, en este caso sobre barro orgánico, se obtuvieron valores en todos

los casos superiores a los del resto vegetal, incluso el que se encuentra al mismo nivel. Ello se debe a que la materia orgánica depositada en el barro está fuertemente influenciada por el denominado Efecto de Aguas Duras, que en este caso se debe a que la descarga del arroyo Chasico en el lago, es de agua dura (Bonorino *et al.*, 2001), es decir con alto contenido de bicarbonatos que provienen mayormente de la disolución de carbonatos (tosca) antiguos, razón que imposibilita su empleo en el fechado. Por lo expuesto, para fechar el testigo LCH2 se tomó como válida sólo a la determinación efectuada sobre el resto vegetal.

A pesar de la ausencia de superposición temporal entre los depósitos representados por este testigo y los provenientes del área marina vecina, la secuencia resulta ser un elemento muy interesante a fin de poder evaluar las consecuencias de los cambios climáticos históricos ocurridos en la región.

Los niveles determinados en este testigo con abundante contenido del mineral evaporítico thenardita, acompañados por incrementos bruscos y notables en la abundancia relativa de especies de diatomeas que prosperan con altos niveles de salinidad, sumados al mayor aporte eólico sugerido por valores altos de C/N, coincidentes a su vez con los picos de mayor granulometría, indicarían que el lago Chasicó estuvo afectado por condiciones climáticas de aridez.

Esta situación podría haber sido el resultado de un desmejoramiento climático de escala global ya que ello en esta región conduce a un corrimiento del cinturón subtropical de altas presiones hacia el N, desplazándose consecuentemente la diagonal árida dando un predominio de condiciones de aridez a la latitud en donde se ubica el lago Chasicó y las Salinas Chicas.

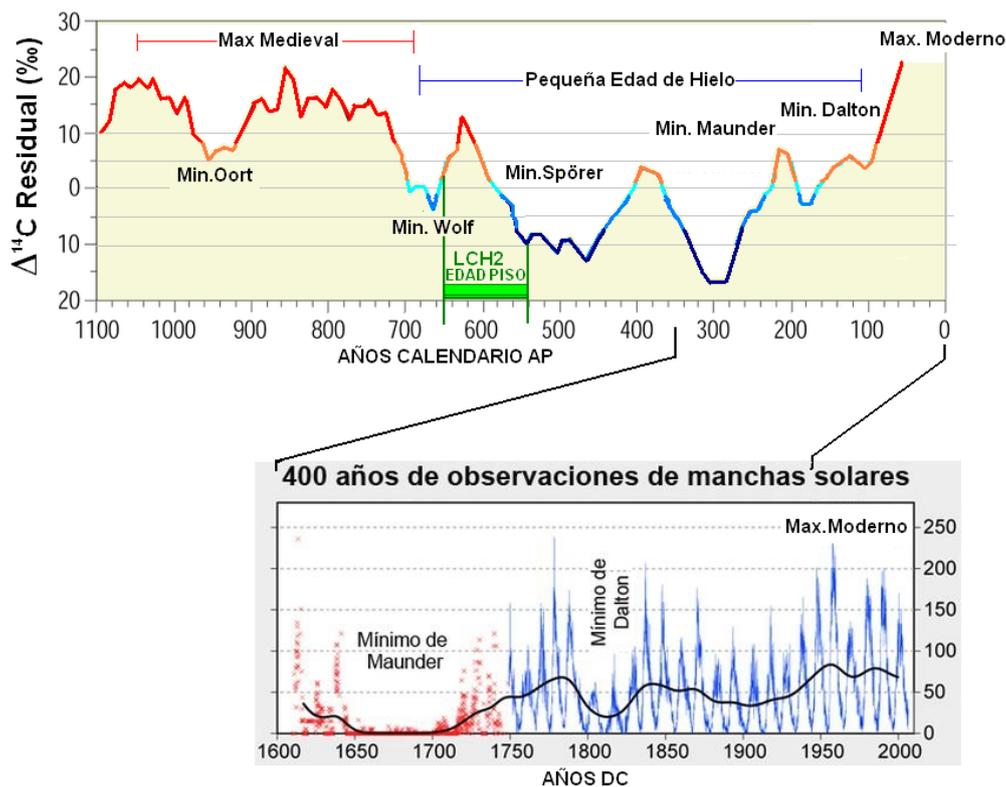


Fig. 62: Variación de la producción de ^{14}C como consecuencia de la variación en la actividad solar para los últimos 1.100 años. En verde se da la edad que tendría la base del Testigo LCH2.

La edad radiocarbónica que arrojó el resto vegetal ubicado cerca del piso del testigo (cal. 540 - 650 A.P.) indica que los sedimentos que lo componen se habrían depositado una vez finalizado el período cálido denominado Máximo Medieval u Óptimo Climático Medieval, abarcando en consecuencia la totalidad de lo que se conoce como Pequeña Edad de Hielo (PEH), que se caracterizó por períodos de muy baja actividad solar reflejada en escasa o nula presencia de manchas solares, como es el caso del Mínimo de Maunder el cual coincide con el período más profundo de la PEH. Este período se extendió hasta el año 1850 DC (100 años AP), aproximadamente, cuando terminó el mínimo de actividad solar de Dalton (figura 62). Esta situación climática se correlaciona muy bien con los depósitos evaporíticos que se aprecian en la porción inferior y media del testigo analizado.

Actualmente el lago es alimentado principalmente por el arroyo Chasicó, cuyo principal caudal proviene de la región de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, ubicada

100 km hacia el NE, atravesando unos 6 km de dunas antes de desaguar en el lago. Durante períodos de aridez prolongados, es posible que el caudal del arroyo Chasicó además de haber disminuido, se haya visto desviado por la movilización del campo de dunas que atraviesa antes de desaguar en el lago Chasicó. Al analizar las imágenes de Google Earth para esta zona, es posible apreciar con claridad la presencia de un curso abandonado del río Chasicó, que incluso presenta indicios claros de haber desaguado en las Salinas Chicas en lugar de haberlo hecho en el lago homónimo en el pasado reciente, (figura 63). Si bien ello no es más que una hipótesis que deberá ser validada con muestreos de campo y fechados radiocarbónicos, la misma es congruente con la presencia de los depósitos evaporíticos reconocidos en la sección inferior y media del testigo obtenido.



Fig. 63: Imagen Google Earth, evidenciando el desvío del cauce del arroyo Chasicó.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

Análogos modernos

El estudio de las muestras obtenidas a fin de realizar los análogos modernos permitió arribar a las siguientes conclusiones:

1. El análisis diatomológico y sedimentológico de las muestras obtenidas en ambiente estuarial actual refleja con bastante certeza las condiciones generales del mismo. Sin embargo, la variabilidad propia de los diversos procesos que actúan en este ambiente, sumado al grado incierto de redistribución y mezcla de sedimentos removilizados desde depósitos sedimentarios antiguos, fundamenta claramente la necesidad de ser extremadamente cautos al momento de interpretar las condiciones pasadas de los diversos subambientes que en conjunto forman el ambiente estuarial, en particular cuando se dispone de una escasa cantidad de indicadores.

2. La distribución granulométrica y el análisis diatomológico de las dos muestras de sedimentos superficiales estudiadas en calidad de análogos modernos de sectores distales del área de El Rincón (cercana a la costa a 15 m de profundidad, y exterior a 49 m de profundidad), sumado a los resultados obtenidos para el techo del testigo PD24, localizado en un punto intermedio a 16,3 m de profundidad; indican sin lugar a dudas que la energía ambiental de esta región de la Plataforma Continental no permite la depositación y persistencia de los depósitos de la fracción fina de sedimentos, de la cual forman parte los microorganismos que viven y se transportan en la columna de agua o que son transportados en forma aérea hacia esta región. De ello se deduce en consecuencia que los indicadores que puedan llegar a medirse en los sedimentos de este sector de la plataforma en general no reflejan la situación de la columna de agua suprayacente, sino que representan condiciones ocurridas en el pasado geológico.

Holoceno Marino

Los períodos temporales representados en los testigos obtenidos en el ambiente marino cubren gran parte del Holoceno y su análisis permitió aumentar la evidencia que respalda la hipótesis

de que la posición relativa del NMM durante el transcurso del Holoceno estuvo modulada por un ciclo de 2.400 años de período en la actividad solar.

1. El análisis de la evolución paleoambiental de la porción inferior del Testigo PD24, de edad cal. 8.319-7.635 años A.P. y ubicada a más de 17 m de profundidad, indica que su depositación tuvo lugar en un ambiente intermareal con marismas con cierta exposición al mar abierto. Por encima de esta sección intermareal, se aprecia el pasaje hacia un ambiente costero emergido, posiblemente dunas costeras, lo que evidencia claramente un descenso del NMM.

Este resultado es concordante con lo que podría esperarse por la evolución de la actividad solar durante este intervalo temporal. La parte inferior (fecha) de este testigo abarca un período en el que la actividad solar fue intermedia y descendente entre el máximo ocurrido a los cal. 8.500 años A.P. y el mínimo a los cal. 7.300 años A.P. del ciclo solar de 2.400 años de período. El descenso del NMM posterior, aunque no pudo ser fechado, es concordante con el sentido de la variación de la actividad solar, y posiblemente sea coincidente con el mínimo ocurrido a los cal. 7.300 años A.P., cambio climático de características globales empleado por la IUGS para fijar formalmente el límite temporal entre el Holoceno Temprano y el Holoceno Medio.

2. Los análisis sedimentológicos, micropaleontológicos y geoquímicos de la sección inferior del Testigo KP60BIS, evidencian claramente que la sedimentación de estos depósitos tuvo lugar en un ambiente intermareal durante un intervalo temporal aproximado de cal. 7156 -6566 años A.P. La sección inferior del Testigo PS2, de edad levemente superior (cal 7.413 -7.156 años A.P.), evidencia un ambiente depositacional similar, aunque con condiciones de mayor estabilidad, lo que indicaría una posición intermareal relativamente superior que la determinada para el Testigo KP60BIS. La profundidad a la que se encuentran estos depósitos indica que el NMM se encontraba en una posición por debajo de la actual, aunque por las incertidumbres vinculadas al grado de compactación de los sedimentos y al desconocimiento del antiguo rango de marea en esa locación, su valor real no puede estimarse. Se debe mencionar que la porción

inferior del testigo KP60BIS, y en particular la correspondiente al testigo PS2, coincide temporalmente con el pico de baja actividad solar ocurrido a los cal. 7.300 años A.P. (Fig. 4), situación que sería afín con un descenso relativo del NMM.

3. La secuencia del testigo TB, cuya base fue obtenida a unos 4 m por debajo del NMM actual, evidencia que los materiales que la componen se depositaron en un ambiente intermareal con condiciones de energía oscilante por acción de las mareas. Los depósitos de ambiente claramente intermareal hasta incluso un metro por debajo del nivel más bajos que alcanzan las bajamares de sicigia actualmente en el sector y que habría tenido lugar a edades de cal. 5693 – 4626 años A.P., indica un NMM localizado por debajo de su situación actual. Hacia el techo, a edad aproximada 4651 – 4240 años AP, se aprecia claramente el pasaje hacia un ambiente con mayor energía que puede ser explicado por un ascenso en el NMM. Esta secuencia es en gran medida concordante con los valores de menor actividad solar ocurridos aproximadamente entre los cal. 5.600 – 4.800 años A.P., y con el pico de relativa alta actividad solar subsiguiente ocurrido a los cal. 4.000 años A.P., aproximadamente, y que se dan dentro del ciclo de actividad solar de 2.400 años de período.

4. Los análisis sedimentológicos y micropaleontológicos de la sección media del Testigo KP60BIS (cal. 2332 – 1720 años A.P.) indican un ambiente de sedimentación intermareal medio a bajo, es decir con una mayor influencia de las corrientes de marea que un ambiente intermareal alto, el que hacia los últimos 70 cm exhibe un claro aumento en la energía, compatible con una profundización del ambiente depositacional. Si bien las edades de la porción superior del Testigo PS2 son levemente mayores que las del KP60BIS, la interpretación paleoambiental de ambos testigos es coincidente, indicando este ambiente intermareal una posición relativa del NMM por debajo de la actual, que luego daría lugar a una profundización. Esta situación es en un todo coincidente con el desmejoramiento climático de escala global

causado por importantes mínimos de baja actividad solar ocurridos aproximadamente a los cal. 2.700 y 2.300 años A.P. y su posterior incremento.

5. El análisis de los materiales de coloración rojiza ubicados en los últimos 60 cm del Testigo TB y que tienen una distribución amplia en el sector medio e interno del estuario de Bahía Blanca, indica que estos materiales no se depositaron en un ambiente con influencia directa del mar. Si bien no se cuenta con fechados radiocarbónicos, su posición relativa en el ambiente indica que serían de edad relativamente reciente. Se plantea aquí la hipótesis de que estos depósitos hayan sido consecuencia de eventos relativamente abruptos, posiblemente causados por cambios climáticos bruscos, y transportados hacia el área del estuario por el río Colorado a través de algún brazo hoy inactivo y poco discernible.

Holoceno Continental

El análisis sedimentológico, diatomológico y geoquímico del Testigo LCH2 obtenido en el lago Chasicó, evidenció claramente que los depósitos de los cuerpos de agua ubicados en la zona ecotonal determinada por la diagonal árida, exhiben de forma excepcionalmente buena los cambios climáticos, resultando ser un elemento muy valioso a fin de evaluar las consecuencias de los cambios climáticos históricos ocurridos en la región.

Los depósitos evaporíticos de las secciones inferior y media de este testigo, acompañados por incrementos bruscos y notables en la abundancia relativa de especies de diatomeas que prosperan con altos niveles de salinidad, sumados al mayor aporte eólico sugerido por la dispersión en los valores de C/N, coincidentes a su vez con los picos de mayor granulometría, indicarían que el lago Chasicó estuvo afectado por condiciones climáticas de aridez extrema. Éstos aparentan ser sincrónicos con los períodos de baja actividad solar de la denominada Pequeña Edad de Hielo y que representa el pico de baja actividad solar más reciente dentro del ciclo de 2.400 años de período.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, M.L. y Whatley, R.C., 1995. Late Quaternary marginal marine deposits and palaeoenvironments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: a review. *Quaternary Science Review*, 14: 223-254.
- Aliotta, S. Farinati, E. y Ginsberg, S.S., 1987. Un nivel conchilífero en el subsuelo de Ingeniero White, Provincia de Buenos Aires, Argentina. X Cong. Geol. Arg., Tucumán, Argentina. I: 123-127.
- Aliotta, S. y Farinati, E.A., 1990. Stratigraphy of Holocene sand-shell ridges in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology*, 94: 353-360.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Lizasoain, W.O, 1991. Sedimentología y paleoambientes Cuaternarios en el sector interno del Estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 18(1): 99-107.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Lizasoain, W.O., 1992. Sedimentos subsuperficiales entre Pto. Galván e Ing. White, Canal Principal del Estuario de Bahía Blanca, Argentina. 3º Jorn. Geol. Bonaerenses (La Plata, Argentina), Actas, 213-217.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Lizasoain, W.O., 1996. Facies fluvio - estuarina en el subsuelo del canal de acceso al Puerto de Ingeniero White, Bahía Blanca. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 3(2): 43-53.
- Alpers, C.N., Jambor, J.L., Nordstrom, D., 2000. Sulfate Minerals: Crystallography, Geochemistry, and Environmental Significance. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, volume 40, Short Course, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., U.S.A. and The Geochemical Society, St. Louis, Missouri, U.S.A. 608 pages.
- Angeletti, S., Lescano, L. Cervellini, P., 2014. Caracterización biosedimentológica y mineralógica de dos sectores intermareales del Estuario de Bahía Blanca. *Geoacta* 39(2):54-67

- Angeletti, S., Pierini, J.O., Cervellini, P.M., 2018. Suspended sediment contribution resulting from bioturbation in intertidal sites of a SW Atlantic mesotidal estuary: data analysis and numerical modeling. *Scientia Marina*, 82(4): 245-256.
- Angeletti, S., Cervellini, P.M., 2019. Bioingeniero del barro: el cangrejo cavador y su rol en el estuario de Bahía Blanca. *Haciendo C y T. CONICET Bahía Blanca*. 6:6-10.
- Angulo, R.J., Lessa, G.C., 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from parananguá and cananeia regions. *Marine Geology* 140, 141–166.
- Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., Suguio, K., Pessenda, L.C.R., 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology* 159, 323–339.
- Angulo, R. J.; Lessa, G.; de Souza, M. C., 2006. A critical review of mid to late Holocene sea - level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25: 486-506.
- Aramayo, S.A., Gutiérrez Téllez, B. y Schillizzi, R.A., 2005. Sedimentologic and paleontologic study of the southeast coast of Buenos Aires province, Argentina: A Late Pleistocene-Holocene paleoenvironmental reconstruction. *Journal of South American Earth Sciences*, 20: 65-71.
- Barrera, F.M. 2015. Biogeoquímica de la materia orgánica en zonas productivas del atlántico sudoccidental. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
- Blasi, A., Politis, G. y Bayón, C., 2013. Palaeoenvironmental reconstruction of La Olla, a Holocene archaeological site in the Pampean coast (Argentina). *Journal of Archaeological Science*, 40: 1554-1567.
- Borel, C.M. y Gómez, E.A., 2006. Palinología del Holoceno del Canal del Medio, estuario de Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana*, 43: 399-412.

- Borel, C. M., Martínez, D. E. y Gómez, E. A., 2011. Ambientes y cambios del nivel del mar en el área costera del estuario de Bahía Blanca (Buenos Aires, Argentina) durante el Holoceno medio. Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina y Ciclo de Conferencias “Vida y Obra de Florentino Ameghino”, Luján, Libro de Resúmenes: 20-21.
- Bortolus, A. y Iribarne, O. 1999. Effects of the burrowing crab *Chasmagnathus granulatus* on a *Spartina* salt marsh. *Marine Ecology Progress Series* 178, 78-88.
- Bonorino, A.G., Albouy, R. y Rossi, P. 2001. La influencia del sistema carbonatado sobre el quimismo del agua subterránea (Cuenca superior del arroyo Chasicó). *Revista Geoacta*, (26): 1-11.
- Broady, P. 1996. Diversity, distribution and dispersal of Antarctic terrestrial algae. *Biodiversity and Conservation* 5:1307-1335.
- Broady, P. & Smith, R. 1994. A preliminary investigation of the diversity, survivality and dispersal of algae introduced into Antarctica by human activity. *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Biology* 7:185-197.
- Bruniard, E., 1982. La diagonal árida Argentina: un límite climático real. *Revista Geográfica* 95, 5–20.
- Bujalesky, G.G., González Bonorino, G., 1990. Evidence for a stable sea level in the late holocene in San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Southernmost Argentina, *International Symposium on Quaternary Shoreline: Evolution, Processes and Future Changes* 1990 p. 9 (La Plata, Argentina).
- Byrne, R. Imgram, L. Starrat, S. Malamud-Roam, F. Collins, J. y Comrad, M. 2001. Carbon. isotope, diatom and pollen evidence for late Holocene Salinity Change in a brakish marsh in the San Francisco estuary. *Quarternary research* 55: 66-76.

- Caballero, N, Nass, Y, Gutiérrez Tellez B. 2015. Diatomeas como indicadores paleoambientales en la formación río Negro, Provincia de Río Negro, Argentina. *Revista brasilera de paleontología*. 18(3):443-454.
- Calvo Marcilese, L., y Pratolongo, P. 2009. Foraminíferos de marismas y llanuras de marea del estuario de Bahía Blanca, Argentina: distribución e implicaciones ambientales. *Revista Española de Micropaleontología*, 41 (3), 2009, pp. 315-332. Instituto Geológico y Minero de España
- Calvo Marcilese, L., Cusminsky, G.C. y Gómez, E.A. 2011. Asociaciones de foraminíferos bentónicos en secciones Holocenas del estuario de Bahía Blanca (Buenos Aires, Argentina): caracterización paleoambiental. *Ameghiniana*, 48 (1): 605-620.
- Capitanelli, R., 1972. Geomorfología y clima de la provincia de Mendoza. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica XIII Suplemento*, 15–48.
- Cavalloto, J.L., 2002. Evolución holocena de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57: 376-388.
- Cavallotto, J, L.; Violante, R.A. and Parker, G., 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina), *Quaternary International*, 114 (1): 155-165.
- Chamley, H. 1990. “Evaporites” in “Sedimentology”. Berlin, Heidelberg, Germany: Springer-Verlag.
- Chapron, B. Collard, F. Arduin, F. 2005. Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 110(7):C07008 DOI: 10.1029/2004JC002809.
- Charvátová, I.; 2000. Can origin of the 2400 - year cycle of solar activity be caused by solar inertial motion? *Ann. Geophysicae* 18, 399-405.
- Cervellini, P, y Angeletti, S., 2016. Capítulo: Importancia biológica de Villa del Mar. El humedal de Villa del Mar, un desafío turístico. Enduvio Editora.

- Codignotto, J.O., Kokot, R.R., Marcomini, S.C., 1992. Neotectonism and sea-level changes in the zone of Argentina. *Journal of Coastal Research* 8 (1), 125–133.
- Cooper, S. R. (1995). Diatoms in sediment cores from the mesohaline Chesapeake Bay, U.S.A. *Diatom Research* 10, 39–89.
- Cuadrado, D.G., Ginsberg, S.S. y Gómez, E.A., 2004. Geomorfología. En: Piccolo y Hoffmeyer (Ed.), *El ecosistema del Estuario de Bahía Blanca*. Instituto Argentino de Oceanografía. Bahía Blanca. ISBN 987-9281-96: 29-38.
- Cuadrado, D. G. y Blasi, A. 2017. Reconocimiento de actividad microbiana en ambientes silicoclásticos actuales y en paleoambientes. Estudio comparativo para el establecimiento de análogos. *Latin American journal of Sedimentology and Basin Analysis*. Publicacion de la asociacion Argentina de Sedimentología. ISBN 1851-4979
- Cordero, R. R., Panarello, H., Lanzelotti, S. y Favier Dubois, C.M. 2003. Radiocarbon age offsets between living organisms from the marine and continental reservoir in coastal localities of Patagonia (Argentina). *Radiocarbon*, 45(1):9-1.
- Damon, P. E., y T. W. Linick, 1986. Geomagnetic - heliomagnetic modulation of atmospheric radiocarbon production, *Radiocarbon*, 28, 266-278.
- Damon, P. E., S. Cheng, and T. W. Linick, 1989. Fine and hyperfine structure in the spectrum of secular variations of atmospheric ^{14}C , *Radiocarbon*, 31, 704-718.
- Damon, P. E., y C. P. Sonett, 1990. Solar and terrestrial components of the atmospheric ^{14}C variation spectrum, in: *The Sun in Time*, Eds. C. P. Sonett, M. S. Giampapa and M. S. Matthews, The University of Arizona, Tucson, 360-388.
- Denys, L. y De Wolf, H. 1999. Diatoms as indicators of coastal paleo-environments and relative sea-level change. En: E.F. Stoermer y J.P. Smol (eds.), *The diatoms: Applications for the environmental and Earth Sciences*, Cambridge University Press, London, pp. 277-297.

- De Wolf, H. 1982. Method of coding of ecological data from diatoms for computer utilization. *Geological survey of Netherlands* 36: 95-98.
- Espinosa, M.A. 2008. Diatoms of Patagonia and Tierra del Fuego. En: J. Rabassa (ed.), *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, Developments in Quaternary Sciences* 11: 383-392.
- Farinati, E., 1985. Radiocarbon dating of Holocene marine deposits in the Bahía Blanca area, Buenos Aires province, Argentina. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, 3, 197-206.
- Farinati, E. y Aliotta, S., 1987. Malacofauna holocena de un paleodepósito litoral en las proximidades de Punta Alta, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 4° Cong. Lat. de Paleontología (Santa Cruz, Bolivia), *Actas*, 574-585.
- Farinati, E., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S., 1992. Mass mortality of Holocene *Tagelus plebeius* (Mollusca, Bivalvia) population in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology*, 106, 301-308.
- Fasano, J.L., Hernández, M.A., Isla, F.I. and Schnack, E.J., 1982. Aspectos evolutivos y ambientales de la laguna Mar Chiquita (Provincia de Buenos Aires, Argentina). *Oceanologica Acta*, N° SP, *Actas Simposio Internacional sobre Lagunas Costeras, SCOR/IABO/UNESCO*, Bordeaux, Francia, 8-14 de septiembre de 1981, 285-292.
- Favier Dubois, C. M., y Timothy Jull, A. J. 2018. Marine reservoir effect values from shell-middens of San Natías gulf, northern patagonia (Argentina): A 5000-yr record. *Radiocarbon*, 60(2), 419-424.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co. Austin, US (TX): The University of Texas at Austin.
- Franco Arias, D.A., 2018. Reconstrucciones de cambios paleoambientales en el estuario de Bahía Blanca y áreas adyacentes de la plataforma durante del Holoceno a través de registros

palinológicos, sedimentológicos y geocronológicos. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.

- Fry, B., and Sherr, E.B. (1984). $\delta^{13}\text{C}$ measurements as indicators of carbon flow in marine and freshwater ecosystems. *Contribution in Marine Science*, 27: 13-47.
- Gibbard, P., Lewin, J., 2016. Partitioning the Quaternary. *Quaternary Science Reviews* 151, 127-139.
- Ginsberg, S.S. y Perillo, G.M., 1990. Channel Bank Recession in the Bahía Blanca estuary, Argentina. *Journal of Coastal Research* 6(4): 999-1009.
- Gómez, C. 2015. Revalorización y reutilización turística del Sector Norte del Partido de Villarino. Caso: Laguna Chasicó. Tesis de grado, Universidad Nacional del Sur.
- Gómez, E.A., 1989. Geomorfología y sedimentología del sector marítimo exterior al Canal Bermejo (Estuario de Bahía Blanca)". Tesis Doctoral Universidad Nacional del Sur, 200 pp.
- Gómez, E.A. y Perillo, G.M.E., 1991. Submarine outcrops underneath shoreface-connected sand ridges, outer Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, 9: 23-37.
- Gómez, E.A., Martínez, D., Cusminsky, G.C., Suárez, M.I.; Vilanova, F.R. y Guerstein, G.R., 1992. Estudio del testigo PS2, Cuaternario del Estuario de Bahía Blanca, provincia de Buenos aires, Argentina. Parte I: Sedimentología y micropaleontología. Terceras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 39-46, La Plata.
- Gómez, E.A.; Martínez, D.; Cusminsky, G.C.; Borel, C.M. y Guerstein, G. R., 2000. Submerged Tidal Flats at the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Revista Profile*, 18, 6 pp. (CD-ROM), Stuttgart, ISSN 0941-0414.
- Gómez, E.A., 2004. Sea Level Oscillations Related to Past Global Climatic Changes. *Inter - American Institute for Global Change Research, IAI News Letter* (ISSN: 1563-3225), Issue 36: 11-13.

- Gómez, E.A., Martínez, D.E. and Cusminsky, G.C., 2005a. A cycle in solar irradiance as trigger of abrupt Holocene global climatic changes and negative sea level oscillations. Holocene environmental catastrophes in South America: From the lowlands to the Andes, ICSU Dark Nature – IGCP 490, third Joint Meeting. Laguna Mar Chiquita, Córdoba, 25-26.
- Gómez, E.A., D.E. Martínez, M. Borel, G.C. Cusminsky y Guerstein, G.R., 2005b. Oscilaciones del nivel del mar con relación a cambios en la actividad solar durante el Holoceno. COLACMAR XI, XXV Congreso de Ciencias del Mar, Viña del Mar, Chile. P 147.
- Gómez, E.A., Martínez, D.E., Borel, C.M., Guerstein, G.R. y Cusminsky, G.C. 2005c. Submarine evidence of Holocene sea-level fluctuations in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* (Elsevier, ISSN: 0895-9811), 20 (1-2): 135-155.
- Gómez, E.A., Martínez, D., Borel, C.M., Guerstein, G.R. and Cusminsky, G.C., 2006. Negative sea-level oscillation at the Bahía Blanca Estuary related to a ca. 2650 yr BP global climatic change. *Journal of Coastal Research* (ISSN: 0749 - 0208) Special Issue 39, 181 - 185.
- Gómez, E.A., Borel, C.M, Aguirre, M.L. and Martínez, D.E, 2008. Radiocarbon Reservoir Ages and Hardwater Effect for the NE Coastal Waters of Argentina. *Radiocarbon*, 50 (1): 1-11.
- Gómez, E.A., Borel, C.M., Martínez, D.E. y Pierini, J.O., 2009a. Cambios climáticos globales y fluctuaciones del nivel del mar en el Holoceno. Relación con el Cambio Global actual. IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, XII Congresso da Associação Brasileira de estudos do Quaternário, II Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur. La Plata, p. 114-115.
- Gómez, E. A., Borel, C. M., Martínez, D. E., Pierini, J. O., Raniolo, L. A., 2009b. Fluctuaciones holocenas del nivel del mar y su potencial relación con el cambio climático global. VII Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, Bahía Blanca, p. 124.

- Gómez, E.A.; Kihn, R.G.; Martínez, D.E.; Borel, C.M.; Carbonella, J.C.; Raniolo, L.A.; Cuesta, A.C.; Lara, R.J. y Grecco, L.E., 2011. Oscilaciones del Nivel Medio del Mar por debajo de su posición actual durante el Holoceno medio. XIV Congreso Latino-Americano de Ciências do Mar XIV COLACMAR, Camboriú, Brasil. 3 p.
- González, M. A., 1989. Holocene levels in the Bahía Blanca estuary, Argentina Republic. *Journal of Coastal Research*, 5: 65-77.
- Grecco, L.E.; Gómez, E.A.; Botté, S.; Marcos, A.O.; Marcovecchio, J.E. y Cuadrado, D.G., 2011. Natural and anthropogenic heavy metals in estuarine cohesive sediments: geochemistry and bioavailability. *Ocean Dynamics*, 61 (2-3): 285-293.
- Grimm, E., 2004. Tilia and TGView 2.0.2. Illinois State Museum. Research and collection Center. Springfield, Illinois.
- Guerstein, G.R., Vilanova, F.R., Suárez, M.I., Kusminsky, G.C., Martínez, D. y Gómez, E.A. 1992. Estudio del testigo PS2, Cuaternario del Estuario de Bahía Blanca, provincia de Buenos aires, Argentina. Parte II: Evaluación paleoambiental. Terceras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 47-52, La Plata.
- González, M.A. y Weiler, N.E., 1983. Ciclicidad de niveles marinos holocénicos en Bahía Blanca y en el Delta del Río Colorado (Provincia de Buenos Aires), en base a edades Carbono 14. Mar del Plata: Simposio Internacional Oscilaciones del Nivel del Mar Durante el Último Hemiciclo deglacial en la Argentina, International Geological Correlation Programme Project 61.
- González, M.A. 1989. Holocene Levels in the Bhia Blanca EStuary, Argentine Republic. *Journal of Coastal Reserch* 5 1 65-77. Charlottesville, Virginia.
- Guilderson, T.P., Burckle, L., Hemming, S., Peltier, W.R., 2000. Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1 (2000G000098).

- Gutiérrez Téllez, B. 2007. Reconstrucción paleoambiental diatomológica del cuaternario de la Cuenca del Arroyo Napostá Grande, Provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
- Hassan G.S., Espinosa M.A. & Isla F.I. 2007. Dead diatom assemblages in surface sediments from a low impacted estuary: The Quequeñ Salado river, Argentina. Primary Research Paper. *Hydrobiologia* (2007) 579:257–270, DOI 10.1007/s10750-006-0407-6
- Hassan G.S., Espinosa M.A. & Isla F.I. 2009. Diatom-based inference model for paleosalinity reconstructions in estuaries along the northeastern coast of Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 275: 77–91.
- Hassan G.S., Tietze E., De Francesco C.G. & Cristini P.A. 2011. Problems and potentialities of using diatoms as paleoclimatic indicators in Central Argentina. In: *Diatoms: Ecology and life cycle* (Ed. by J.C. Compton), pp. 185–216. Nova Science Publishers, New York.
- Hendeby, I.N. 1964. An introductory account of the smaller algae of British Coastal waters. part. V. Bacillariophyceae (Diatoms). London, Fishery Investigations Service, Her Majesty's stationery office, 317 p. (Series 4).
- Hogg, A.G., Hua, Q., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Guilderson, T.P., Heaton, T.J., Niu, M., Palmer, J.G., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Turney, C.S.M., Zimmerman, S.R.H. 2013. *Radiocarbon* 55(4). DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16783.
- Hood, L. L., y J. L. Jirikowic, 1991. A probable 2400-year solar quasi-cycle in atmospheric D ¹⁴C. *Holocene*, 12, 98-105.
- Hustedt, F. 1957. Die Diatomeenflora des Fluss – systems der Weser im Gebiet der Hansestadt Bremen. *Abhandlungen herausgegeben von Naturwissenschaftlichen Verein zu Bremen* 34:181 – 440.

- Iribarne, O., Bortolus and Botto, F., 1997. Between, habitats difference in burrow characteristics and tropics modes in the Southwestern Atlantic burrowing crab *Chasmagnathus granulatus*. *Marine ecology Progress Series* 155, 132 -145.
- Isla, F.I., Cortizo, L. and Schnack, E.J. 1996. Pleistocene and Holocene beaches and estuaries along the Southern Barrier of Buenos Aires, Argentina. *Quaternary. Science Reviews*, 15, 8-9: 833-841.
- Isla, F.I. y Espinosa, M.A., 1998. Modelo sedimentario de colmatación de pequeños estuarios dominados por limos, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Reunión Argentina de Sedimentología, Salta. Actas, Libro de Resúmenes: 24-36.*
- Isla, F.I., 2013. The flooding of the San Matías Gulf: The Northern Patagonia sea - level curve. *Geomorphology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.02.013>.
- Kihn, R.G., 2015. Estudio de las asociaciones de ostrácodos (Arthropoda crustacea) en depósitos transicionales y marinos como indicadores de paleoambientes del Holoceno. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
- Kolbe, R.W.1927. Zur Ökologie, morfology und sistematik der brackwasser – diatomeen. *Pflanzenforschung* 7: 1-145.
- Kopprio, G. A., R. H., Freije, C. A. Strüssmann, G. Kattner, M. S. Hoffmeyer, C. A. Popovich y R. J. Lara. 2010. Vulnerability of pejerrey *Odontesthes bonariensis* populations to climate change in pampean lakes of Argentina. *Journal of Fish Biology*, 77: 1856-1866
- Laprida, C., Compagnucci R., Chaparro M.A.E., Sinito A.M., Valero Garcés B. y Navas A.M., 2006. 500 - year. -record multiproxy paleolimnology study of a shallow pampean lake and GCR flux. Malargüe, Mendoza, Simposio; Regional Climate Variations in South America over the late Holocene: A new PAGES initiative.
- Lara, R.J., Alder, V., Franzosi, C.A., and Kattner, G., (2010). Organic matter in surface seston from the SW Atlantic and Southern Ocean: Impact of nutrient and phytoplankton features on stable isotope signature. *Journal of Marine Systems* **79**, 199-209.

- Maidana, N. I., Izaguirre, I., Vinocur, A., Mataloni, G., & Pizarro, H. 2005. Diatomeas en una transecta patagónico – antártica. *Ecología Austral* 15:159-176. Asociación Argentina de Ecología.
- Martin, L.; Suguio, K., Flexor, J.M.; Domínguez, J.M.L. y Bittencourt, A.C., 1987. Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast. The role of relative sea-level variation and shoreline drift. *Quaternary coastal geology of West Africa and South America*, 43: 97-143.
- Martin, M. y Suguio, K., 1992. Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach –ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 119-140.
- Martin, L., Dominguez, J.M.L., y Bittencourt, A.C.S.P., 2003. Fluctuating Holocene Sea Levels in Eastern and Southeastern Brazil: Evidence from Multiple Fossil and Geometric Indicators. *Journal of Coastal Research*, 19, 1, 101:124.
- Martínez Lopez A, Siqueiros Beltrones, David A.; Silverberg, N. 2004. Transporte de diatomeas bentónicas sobre la plataforma continental en frente de la parte sur de la Península de Baja California. *Ciencias marinas versión impresa* ISSN 0185-388.
- Martínez, G.A.; Speme Marchionni, D.; Farenga, M.; Gavilán, G.; 2012. Aportes de la geomática en el análisis geomorfológico de los “bajos sin salida” del área de transición pampeano-patagónica. Congreso Argentino de Teledetección (CAT 2012)
- Mao, Q., P. Shia, K. Yina, J. Ganb and Y. Qia, 2004. Tides and tidal currents in the Pearl River Estuary. *Continental shelf research* 24 1797-1808.
- Mc Quoid, M. R., & Hobson, L. A. (1998). Assessment of paleoenvironmental conditions on southern Vancouver Island, British Columbia, Canada, using the marine tychoplankter *Paralia sulcata*. *Diatom Research* 13, 311–321.

- Mc Quoid, M.R. & Nordberg, K. 2003. The diatom *Paralia sulcata* as an environmental indicator species in coastal sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56:339-354. doi: 10.1016/S0272-7714(02)00187-7
- Menéndez, C., Vitalle, A., Piccolo, C., Hoffmeyer, M. 2007. Hidrografía de la columna de agua en Puerto Cuatrerros. *Geoacta* 32. 33-39. 2007.
- Mörner, N.A., 1990. Sea level changes in the tierra del fuego region, *International Symposium on Quaternary Shoreline: Evolution, Processes and Future Changes 1990* p. 40 (La Plata).
- Muscheler, R.; Joos, F.; Müller, S.A.; y Snowball, I.; 2005. How unusual is today's solar activity? *Nature*, 436 (7050): E3-E4.
- Nedeco-Arconsult, 1983. Estudio de dragado del Canal de Acceso al Puerto de Bahía Blanca. Inf. geotécnico, 3 Vols.
- Nigaard, G. 1949. Hidrobiological studies in some ponds and lakes. Part II. Kgl. Danske Videnskab. Selskab, Biol. Skrifter 7: 1-293.
- Paterson, 1994 *The physics of glaciers*. 3rd edition. Oxford, etc., Pergamon, 480 pp. ISBN 0-08037945 1.
- Piccolo, M.C., Perillo G. y Arango, J.M., 1987. Hidrografía del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Revista Geofísica* 26: 75-89.
- Perillo, G. Piccolo, C., Arango, J., y Sequeira, M. 1987. Hidrografía y circulación del estuario de Bahía Blanca (Argentina) de baja descarga. *Actas II Congreso latinoamericano de Ciencias del Mar*, La Molina, Perú.
- Perillo, G.M.E., 1991. Dinámica del transporte de sedimentos: una introducción. Monografía para el uso de los alumnos del curso de actualización del mismo título. Asociación Geológica Argentina, 127 pp.

- Perillo, V.L., Maisano, L., Martínez, A.M., Quijada, I.E., Cuadrado, D.G. 2019. Microbial mat contribution to the formation of an evaporitic environment in a temperate-latitude ecosystem. *Journal of Hydrology* 575:105–114.
- Petit, J. R.; Jouzel, J.; Raynaud, D.; Barkov, N. I.; Barnola, J.M.; Basile, I.; Bender, M.; Chappellaz, J.; Davisk, M.; Delaygue, G.; Delmotte, M.; Kotlyakov, V. M.; Legrand, M.; Lipenkov, V. Y.; Lorius, C.; Pépin, L.; Ritz, C.; Saltzman, E.; Stievenard M.; 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399 (6735):429-436.
- Ponce, J. F., Rabassa, J. O. 2011. Geomorfología Glacial de la Isla de los Estados, Tierra del Fuego. Argentina. XVII Congreso Geológico Argentino. Neuquén. 1241-1242.
- Pratolongo, P., Piovan, M.J., Cuadrado, D.G. y Gómez, E.A., 2016. Coastal landscape evolution on the western margin of the Bahía Blanca Estuary (Argentina) mirrors a non-uniform sea-level after the mid-Holocene highstand. *Geo-Marine Letters*, 37: 373-384.
- Prieto, A.R., Mourelle, D., Peltier, W.R., Drummond, R., Vilanova, I. y Ricci, L., 2016. Relative sea-level changes during the Holocene in the Río de la Plata, Argentina and Uruguay: a review. *Quaternary International*, 442: 1-15.
- Quattrocchio, M.E. Borromei, A.M., Deschamps, C.M., Grill, S.C. y Zabala, C.A., 2008. Landscape evolution and climate changes in the Late Pleistocene-Holocene, southern Pampa (Argentina): Evidence from palynology, mammals and sedimentology. *Quaternary International* 181:123-138.
- Rabassa, J.; Coronado, A.; Bujalesky, G.; Salemme, M.; Roig, C.; Meglioli, A.; Heusser, C.; Roig, F., Gordillo, S.; Borromei, A. and Quattrocchio, M., 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review, *Quaternary International*, 68-71, 217-240.

- Redfiel A.C. 1934. On the Proportions of Organic Derivatives in Sea Water and Their Relation to the Composition of Plankton. James Johnstone Memorial Volume, University Press of Liverpool, 176-192.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L.; Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S. Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. Residual delta ¹⁴C around 2000 year moving average of IntCal04. Radiocarbon, 46:1029-1058.
- Remes Lenicov, M. y Colautti D. 2003. Estudio de la Laguna Salada Grande (Pdos. de Gral. Madariaga y Lavalle). Campaña de relevamientos limnológicos e ictiológicos. Informe Técnico N°44, 17 p. 10/4/2003.
- Round, F.E., Crawford, R.M. & Mann, D.G. 1990. The Diatoms, biology and morphology of the genera. London, Cambridge University Press, 747 p.
- Ryu, E. Sangheon, Y. y Seong-Joo, L, 2005. Late Pleistocene-Holocene paleoenvironmental changes inferred from the diatom record of the Ulleung Basin East Sea (Sea of Japan). Marine Micropaleontology 55: 157- 182.
- Sancetta, C. 1982. Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering sea and Okhotsk seas. Micropaleontology 28:221-257.
- Schellmann, G.; Radtke, U., 2010. Timing and magnitude of Holocene sea-level changes along the middle and south Patagonian Atlantic coast derived from beach ridge systems, littoral terraces and valley-mouth terraces. Earth-Science Reviews, 103: 1-30.
- Schnack, E.J., Fasano, J.L. and Isla, F.I. 1982. The evolution of Mar Chiquita lagoon coast, Buenos Aires, Argentina. Procs., Int. Symp. on Holocene Sea-Level Changes, Magnitude and Causes, D. Colquhoun (Ed.), Columbia, S.C., USA, 1981, 143-155.

- Schrader, H. J. y Gersonde, R. 1978. Diatoms and silicoflagellates. Utrecht Micropaleontological Bull 17:129–176.
- Solanki, S.K., Uroskin, I.G., Kromez, B., Schussler, M. y Beer, J.; 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431 (7012): 1084-1087.
- Sonett, C. P., y S. A. Finney, 1990. The spectrum of radiocarbon, *Philos Trans. R. Soc. London. A* 330, 413-426.
- Spagnuolo, J.O., 2005. Evolución geológica de la región costera - marina de Punta Alta, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral. Bahía Blanca: Universidad Nacional del Sur.
- Stuiver, M., Reimer PJ, Bard E, Beck JW, Burr GS, Hughen KA, Kromer B, McCormac G, van der Plicht J, Spurk M. 1998. IntCal98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40(3):1041–83.
- Suess, H. E., 1980. The radiocarbon record in tree rings of the last 8000 years, *Radiocarbon*, 22, 200-209.
- Tuchman M.L., Theriot E. & Stoermer E.F. 1984. Effects of low level salinity concentrations on the growth of *Cyclotella meneghiniana* Kütz. (Bacillariophyta). *Archiv für Protistenkunde* 128: 319–326.
- Van der Plicht, J. 2007. Radiocarbon dating. Variations in Atmospheric ^{14}C . In: Elias, S.A., ed. *Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam, Elsevier. p. 2923-2931.
- Van Geel, B., Raspopov, O.M., van der Plicht, J., Renssen, H., 1998. Solar Forcing of Abrupt Climate Change around 850 Calendar Years BC. in: "Natural Catastrophes During Bronze Age Civilizations", BAR International Series, vol. 728, edited by B. J. Peiser, T. Palmer, M. Bailey, p. 162, Gordon House, Oxvord.

- Verado, D.J., Froelich, P.N., and McIntyre, A. (1990). Determination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using the Carlo Erba NA-1500 Analyzer. *Deep-Sea Res.*, 37: 157-165.
- Vilanova, I; Prieto, A.R., Stutz, S.; Bettis, A., 2010. Holocene vegetation changes along the southeastern coast of the Argentinean Pampa grasslands in relation to sea-level fluctuations and climatic variability: Palynological analysis of alluvial sequences from Arroyo Claromecó. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 298: 210-223.
- Vilanova y Prieto, 2012. Historia de la Vegetación de Las Llanuras Costeras de la Bahía Samborombón (~35,5°s), Argentina, Desde 7800 14 C Años. *AMEGHINIANA* 49(3):303-318 DOI: 10.5710/AMGH.v49i3(499).
- Vincent, W.F. 2000. Cyanobacterial dominance in the Polar Regions. PP. 321-340 in: BA Whitton & H Potts (eds). *The ecology of Cyanobacteria*. Kluwer Acad. Publi. Germany.
- Violante, R.A. and Parker, G., 2004. The post-last glacial maximum transgression in the de la Plata River and adjacent inner continental shelf, Argentina, *Quaternary International*, 114 (1):167-181.
- Vos, P.C. & De Wolf, H. 1988. Methodological aspects of paleoecological diatom research in coastal areas of the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 67:31-40.
- Vos, P.C. & De Wolf, H. 1993. Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands; methodological aspects. *Hydrobiologia*, 269:285-296. doi: 10.1007/BF00028027
- Vos, P.C. y De Wolf, H. 1994. Paleoenvironmental research on diatoms in early and middle Holocene deposits in central north Holland (The Netherlands). *Netherlands Journal of Aquatic Ecology* 28: 97-115.
- Walker, M. J. C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., Lowe, J. J., Newnham, R. M., Rasmussen, S. O., Weiss, H. 2012. Formal subdivision of

the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, 27(7) 649–659.

- Weiss, D., Geitzenauer, K. y Shaw, F.C. 1978. Foraminifera, diatom and bivalve distribution in recent sediments of the Hudson estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 7: 393-400.