

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**ESTRUCTURA TÉRMICA DE LA COLUMNA DE AGUA SUPERFICIAL DEL
PACÍFICO NORORIENTAL MEXICANO: DEL ÚLTIMO GLACIAL MÁXIMO
AL PRESENTE**

T E S I S

**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA OBTENER
EL GRADO DE**

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

M. en C. CHRISTINA VERÓNICA TREINEN CRESPO

Dr. José D. Carriquiry Beltrán

Dr. Julio A. Villaescusa Celaya

Dr. Loic Jean Baptiste Barbara

Dr. Reginaldo Durazo Arvizu

Dr. Saúl Álvarez Borrego

Ensenada, Baja California, México

Junio, 2022

**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA**

**ESTRUCTURA TÉRMICA DE LA COLUMNA DE AGUA SUPERFICIAL DEL
PACÍFICO NORORIENTAL MEXICANO: DEL ÚLTIMO GLACIAL MÁXIMO AL
PRESENTE**

T E S I S

**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE**

DOCTORA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

CHRISTINA VERÓNICA TREINEN CRESPO

Aprobada por:



Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán
Director de tesis



Dr. Julio Alberto Villaescusa Celaya
Sinodal



Dr. Jean Baptiste Barbara
Sinodal



Dr. Reginaldo Durazo Arvizu
Sinodal



Dr. Saúl Álvarez Borrego
Sinodal

AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mi profundo y sincero agradecimiento a todas las personas que contribuyeron de alguna forma al desarrollo de este proyecto doctoral. Especialmente al excelente comité de tesis dirigido por el Dr. José Carriquiry, por todo el apoyo, sugerencias y consejos durante casi cinco años. Particularmente al Dr. José, por todo el apoyo y la confianza depositada para realizar este proyecto doctoral. Así como sus acertados comentarios, consejos y por supuesto, por toda la paciencia. Al Dr. Julio Villaescusa por el invaluable apoyo y disposición para resolver imprevistos grandes y pequeños. Gracias al Dr. Loic Barbara por todo el apoyo y ánimos. Estoy muy agradecida por los comentarios y cuestionamientos realizados por parte del Dr. Saúl Álvarez y el Dr. Reginaldo Durazo; así como por todo su apoyo y disposición para sacar adelante este proyecto. Nuevamente agradezco a todo el comité por formar parte de este proyecto y toda la disposición a pesar de la pandemia.

Extiendo un agradecimiento enorme al maestro Pedro Castro por siempre estar pendiente en todos los aspectos del laboratorio, procurando que no faltara ni una septa para cumplir con los objetivos de mi tesis y los de muchos estudiantes que han pasado por el laboratorio de Paleoceanografía. Este proyecto doctoral no hubiera sido lo mismo sin el apoyo y aprendizaje que me dejaron mis compañeros de laboratorio: Tere Tavera, Édgar Cortés, Albert Salazar, Mónica Luna, Nahir Molina, Erika Lee, Edith Carriquiry. Agradecimiento especial al equipo de voluntarios del laboratorio de Paleoceanografía: Alejandra y Arturo.

Agradezco a los directores del proyecto “Dimensions: Diversity, assembly and function of microbial communities on suspended and sinking particles in a marine Oxygen Deficient Zone” por la colecta de los núcleos en los cruceros oceanográficos: SKQ1617, RR18 y KM19, así como a los participantes de estos cruceros por su disposición y colaboración en la colecta y el muestreo.

Mi agradecimiento infinito a mi mamá, mis hermanos, mi familia y amigos por toda la paciencia, el amor y los ánimos a lo largo de estos cinco años.

ÍNDICE

Votos aprobatorios	1
Agradecimientos	2
Lista de figuras	6
Lista de tablas	10
Introducción General	11
CHAPTER I: Revisiting the marine reservoir age in Baja California continental margin sediments using ^{14}C and ^{210}Pb dating	17
Abstract	19
1. Introduction	19
1.1. Sampling site and local ΔR values	22
3. Materials and methods	24
3.1. Sediment cores: collection and characteristics	24
3.2. Lead-210 and radiocarbon dating	25
4. Results and Discussion	27
4.1. Modern sediment and mass accumulation rates	27
4.2. Regional marine ΔR estimation	30
4.3. Soledad Basin Age-Depth model	34
4.4 Age-depth model offset	34
4.5. Paleoceanographic implications	37
5. Conclusion	39
6. Acknowledgements	40
7. References	41

Supporting Information	48
CHAPTER II: Apparent Calcification Depth of Planktonic Foraminifera	51
Abstract	52
1. Introduction	52
2. Methods	54
2.1. Hydrographic data	54
2.2. $\delta^{18}\text{O}_c$ measurements from contemporaneous sediment samples	55
2.3. Predicted $\delta^{18}\text{O}$ calcite in equilibrium profile calculations and ACD	57
3. Results and discussion	58
3.1. Hydrological conditions: Temperature and Salinity	58
3.2. Predicted $\delta^{18}\text{O}_c$ calcite in equilibrium for the Soledad basin region	59
3.3. Apparent calcification depth of species of interest for paleoceanographic reconstructions.	60
3.3.1. <i>G. ruber</i> and <i>T. sacculifer</i> : Mixed Layer Depth thermographers	60
3.3.2. <i>G. bulloides</i> and <i>N. dutertrei</i> : upwelling and thermocline	63
3.4. ACD of planktonic foraminifera and its paleoceanographic meaning	65
4. Conclusions	65
5. Hydrographic data and core collection acknowledgments	65
6. References	67
7. Supplementary material	72
CAPÍTULO III Estructura térmica de la columna de agua superficial en Cuenca Soledad, Baja California sur: del Último Glacial Máximo al Holoceno	74
1. Introducción	75
1.1. Configuración hidrográfica y la profundidad aparente de calcificación	77

1.1.1.	Hidrografía regional: Pacífico noroccidental-Cuenca Soledad	77
1.1.2.	Determinación de la profundidad aparente de calcificación	80
2.	Métodos	81
2.1.	Área de estudio y colecta de núcleos	81
2.2.	Cronología del núcleo MD02-2507	81
2.3.	Muestreo de alta resolución por ventanas	84
2.4.	Productividad marina	84
2.4.1.	Carbono orgánico total	84
2.4.2.	Clorinas	85
2.5.	Estructura térmica de la columna de agua superficial: $\delta^{18}\text{O}$ foraminíferos planctónicos	85
3.	Resultados y discusión	87
3.1.	Paleoproductividad en el Pacífico nororiental	87
3.1.1.	Reorganización atmosférica como conductor de cambios en la productividad marina durante el Último Glacial Máximo-Holoceno	89
3.2.	Reconstrucción de la estructura térmica de la columna de agua	90
3.2.1.	Isótopos estables de oxígeno en foraminíferos planctónicos	90
3.2.2.	Capa de mezcla superficial de la columna de agua	91
3.2.3.	Termoclina	94
3.2.4.	Reconstrucción de la estructura térmica de la columna de agua superficial	96
4.	Conclusiones	100
5.	Referencias	101
	Conclusiones generales	105

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I. Revisiting the marine reservoir age in Baja California continental margin sediments using ^{14}C and ^{210}Pb dating

Figure 1: (A) Map of the Baja California Peninsula, Mexico, showing the study area and the position of local reservoir ages obtained in the Marine Reservoir Database and published in Berger et al., 1966 (white diamonds): 1- Cedros Island, $\Delta R=155 \pm 51$ yr; 2- Magdalena Bay, $\Delta R=201 \pm 53$ yr; 3- Cabo San Lucas, $\Delta R=329 \pm 45$ yr. (B) Inset map of Soledad Basin region with bathymetry, showing the location of the nearest meteorological station in the mainland (C); the marine sediment composite core RR18-SOL-MC1/SD6-MC/GC2 (green star, this study); the ΔR values used in nearby cores cited in this paper (4- van Geen et al., 2003; 5- Abella-Gutiérrez and Herguera, 2016; 6- O'Mara et al., 2019; 7- Abella-Gutiérrez et al., 2020). (C) Histogram of mean monthly precipitation; the mean annual precipitation (red line) corresponds to 10 mm. This figure was partly produced with Ocean Data View (Schlitzer, 2015) and QGIS (<https://www.qgis.org>)

Figure 2: (A) Integrated mass profile of $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (grey circles) and $^{228}\text{Th}_{\text{xs}}$ (red circles) activities in core RR18-SOL-MC1 and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity in core SD-6-GC (black triangles) with one sigma error bars; (B) ^{137}Cs activity profile and ^{210}Pb derived age model against sediment depth.

Figure 3: Conventional ^{14}C age of mixed planktonic foraminifera (black diamonds) and bulk organic matter (white circles) plotted versus core composite depth. Also, Bacon output plot relating depth assignment to calendar years B.P., applying the local reservoir $\Delta R_{\text{foram}}=206 \pm 32$ yr and $\Delta R_{\text{OM}}=706 \pm 42$ yr assessed in this study. The ^{210}Pb model chronology is depicted in blue-green, while calibrated radiocarbon dates are presented as purple vertical shading. Possible depth-age relationships are shown in black and grey (95% C.I.), with red representing the mean age model realization. Top panels depict model parameters (green) versus data (grey) as determined by the Bacon software (Blaauw and Christen, 2011).

Figure 4: Bacon output plots relating depth assignment to calendar years B.P. for composite core RR18-SOL-MC1/SD-6-MC/GC applying the different ΔR values published for Soledad Basin and reviewed in this study. The offset respect to the age model established in this study is depicted below each graph (dotted horizontal line). The dashed line indicates the minimum and the maximum age (B. P.) estimated with Bacon software

Figure 5: Comparison between Total Organic Carbon (black line) and Pacific Decadal Oscillation (gray line; index from Macdonald and Case, 2005). Both series were filtered with a lowpass filter of 20 years. A) TOC versus PDO using the ΔR from this study; B) Table showing the coefficient correlation between TOC and PDO for each ΔR reviewed in this article. All correlations were statistically significant (p value < 0.001).

Figure S1: Stratigraphic correlation of RR18-SOL-MC1 and SD-6-MC/GC2 using TOC content variations.

Figure S2: Integrated mass profile of $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activities in core RR18-SOL-MC1 with one sigma error bars.

CAPÍTULO II: Apparent Calcification Depth of Planktonic Foraminifera

Figure 1. Simplified map of conservative sea surface temperature for southernmost part of the California Current. Soledad basin is indicated by the red circle. Black dots show the IMECOCAL line used in this study (Line 137 .25 to .40). The figure was generated using Ocean Data View software (ODV; Schlitzer, 2022; odv.awi.de), and annual sea surface temperature data from World Ocean Database 2013 (Boyer et al., 2013).

Figure 2. Mean thermohaline properties of the water column for the Soledad basin area. (2a) Annual mean conservative temperature (green) and absolute salinity (orange) (114 cast were used to estimate the annual mean). Graphs 2b and 2c, as in 2a but for the cold (February to July; n= 72 casts) and warm (August-January; n= 32 casts)) periods. 2d Fluorescence profile from CTD measured during cruises SKQ17, RR18, KM19.

Figure 3. Time evolution of: (a) conservative temperature; and (b) $\delta^{18}\text{O}_e$ of calcite in equilibrium with water. Profiles were calculated using mean values for each depth and month from selected CTD casts from the Soledad Basin area. *The absence of January and March profiles is due to the lack of data these months.*

Figure 4. Planktonic foraminifera apparent calcification depth (ACD). (a) annual mean, and (b) the cold (February-July) and (c) warm (August-January) periods. Colored boxes are mean values of the $\delta^{18}\text{O}_e$ measurements for each species. Error bar in symbols is ± 1 S.D (Table 1). Abbreviations: *Gr* *Globigerinoides ruber*; *Ts* *Trilobatus sacculifer*; *Gb* *Globigerina bulloides*; *Nd* *Neogloboquadrina dutertrei*.

Figure S1. Mixed Layer Depth (MLD) defined by sigma-theta for the Gulf of Ulloa area. Red line shows the annual mean MLD. Data marked with a red circle correspond to the Dec-Jan-Feb period (1997-1998). Time series were obtained from the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS), using data from the GLORYS12V1 Global Reanalysis "PHY-001-030", available from: <https://www.st.nmfs.noaa.gov/copepod/about/about-copepodite.html>.

Fig. S2. Box and whisker plot of temperature derived from the oxygen isotopic ratios recorded in calcitic tests of *G. ruber* and *T. sacculifer*, sampled from core RR18SOL-MC2, compared to sea surface temperature data from HadSST available for the quadrant that encompasses the Soledad basin area. Boxes represent 1 S. D. while whiskers represent maximum and minimum values. Symbols (circles) correspond to the data used to construct the plot. The number next to the box is the mean temperature value of each foraminifera group.

CAPÍTULO III Estructura térmica de la columna de agua superficial en Cuenca Soledad, Baja California sur: del Último Glacial Máximo al Holoceno

Fig. 1. 1a. Temperatura superficial anual y mapa simplificado de las principales corrientes sobre la región del Pacífico subtropical (Línea blanca continua representa la dirección de la corriente de California; línea punteada gris corresponde a la contracorriente de California (CCC)). La posición del núcleo MD02-2507 está indicado por el hexágono negro. **1b.** Profundidad aparente de calcificación estimada a partir de la ubicación del $\delta^{18}\text{O}_c$ medido en los foraminíferos planctónicos sobre la curva predicha de $\delta^{18}\text{O}_e$ calculada a partir de perfiles de temperatura y salinidad tomados de IMECOCAL (detalles en capítulo III). Línea continua corresponde al promedio anual mientras que las líneas punteadas corresponden al promedio en meses considerados como de surgencias débiles (agosto - enero) y surgencias fuertes (febrero - julio). Símbolos cuadrados indican la profundidad promedio de la capa de mezcla para el área de estudio (símbolo rojo) y la profundidad promedio de la termoclina (símbolo azul) así como la profundidad máxima de la capa de mezcla asociada al evento El Niño de 1998 (diamante color rojo; Base de datos de *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* CMEMS).

Fig. 2. a. Edades convencionales de radiocarbono contra profundidad del núcleo MD02-2507 y **b.** modelo de edad-profundidad estimado con el software *rBacon* (Blaauw and Christen, 2011). En la figura **2b.** las curvas de distribución en color azul representan cada uno de los fechados utilizados para construir el modelo de edad. Líneas punteadas en gris indican las proyecciones estimadas por el modelo; la línea roja representa el mejor ajuste obtenido con el modelo bayesiano que corresponde a la edad promedio en años antes del presente (BP) valor promedio.

Fig. 3. Paleoproduktividad marina reconstruida a partir de la concentración de clorinas (línea verde) y el carbono orgánico total (símbolos color naranja) en el núcleo MD02-2507. Abreviaciones: *LGM Last Glacial Maximum (Último Glacial Máximo)*; *BA Bolling-Alerod*; *YD Younger Dryas (Dryas reciente)*; *EH Early Holocene (Holoceno temprano)*; *MH Mid Holocene (Holoceno medio)*; *LH Late Holocene (Holoceno tardío)*.

Fig. 4 Isótopos de oxígeno del núcleo MD02-2507 colectado en Cuenca Soledad. $\delta^{18}\text{O}_c$ de cada especie de foraminífero planctónico analizada para el periodo del Último Glacial Máximo al Holoceno en intervalos discretos de muestreo (eje de la ordenada invertido). En números romanos se indica el número de ventana correspondiente. *LGM Last Glacial Maximum (Último Glacial Máximo)*; *BA Bolling-Alerod*; *YD Younger Dryas (Dryas reciente)*; *EH Early Holocene (Holoceno temprano)*; *MH Mid Holocene (Holoceno medio)*; *LH Late Holocene (Holoceno tardío)*.

Fig. 5. Diagrama de caja y bigotes expresando el $\delta^{18}\text{O}_c$ de las especies analizadas en el núcleo MD02-2507 para cada una de las ventanas de muestreo. Las cajas representan la media y una desviación estándar, mientras que las barras corresponden a los valores mínimos y máximos medidos. En la parte superior se indican los periodos que representa cada ventana de muestreo, mientras que en el eje inferior se muestra la edad calibrada media de cada ventana analizada. *LGM Last Glacial Maximum (Último Glacial Máximo)*; *BA Bolling-Alerod*; *YD Younger Dryas (Dryas reciente)*; *EH Early Holocene (Holoceno temprano)*; *MH Mid Holocene (Holoceno medio)*; *LH Late Holocene (Holoceno tardío)*

Fig. 6. Comparación entre el $\delta^{18}\text{O}_c$ medido en el núcleo MD02-2507 (este estudio) y MD02-2505 (Rodríguez-Sanz et al., 2013). *LGM Last Glacial Maximum (Último Glacial*

Máximo); *BA* Bolling-Allerod; *YD* Younger Dryas (*Dryas reciente*); *EH* Early Holocene (*Holoceno temprano*); *MH* Mid Holocene (*Holoceno medio*); *LH* Late Holocene (*Holoceno tardío*).

Fig.7. a. Diagrama de cajas y bigotes comparando el registro isotópico de oxígeno de *G. ruber* y *N. dutertrei* reconstruido en el núcleo MD02-2507 en las ventanas de muestreo analizadas **b.** Índice de estratificación ($\Delta^{18}\text{O}_{Nd-Gr}$) estimado a partir de la diferencia en $\delta^{18}\text{O}$ entre *N. dutertrei* y *G. ruber*. Línea punteada roja y azul indica la diferencia actual en $\delta^{18}\text{O}$ entre la capa de mezcla (10 m) y la termoclina (70 m) para el periodo cálido y el frío, respectivamente y estimado a partir de perfiles de temperatura y salinidad para el área de estudio

Lista de tablas

CAPÍTULO I. Revisiting the marine reservoir age in Baja California continental margin sediments using ^{14}C and ^{210}Pb dating

Table 1: AMS radiocarbon measurements for cores SD-6-MC and GC, and $\delta^{13}\text{C}$ data on carbonate removed bulk organic matter samples. Abbreviations: UCIAMS: UC-Irvine Keck Carbon Cycle AMS facility; NOSAMS: US NSF National Ocean Sciences AMS facility at Woods Hole Oceanographic Institution; bulk-OM: bulk organic matter; Plk. Foram.: mixed planktonic foraminifera; N/A: Not available.

Table 2: ^{14}C dates of modern pre-bomb samples in SD-6-MC and their reservoir ages (ΔR) with their standard deviation of the 95% confidence ranges calculated from their $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ derived calendar ages using the *Deltar* application (Reimer and Reimer, 2017). Abbreviations: bulk-OM: bulk organic matter; Plk. Foram.: mixed planktonic foraminifera.

CAPÍTULO II: Apparent Calcification Depth of Planktonic Foraminifera

Table 1. RR18SOL-MC2 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ planktonic foraminifera measurements and estimated ACD for each species and season.

CAPÍTULO III Estructura térmica de la columna de agua superficial en Cuenca Soledad, Baja California sur: del Último Glacial Máximo al Holoceno

Tabla 1. Fechados de radiocarbono en AMS para el núcleo MD02-2507. Todas las muestras analizadas son una mezcla de foraminíferos planctónicos. *Abreviaciones: BP Before Present, por sus siglas en inglés*

Tabla 2. Distribución de las ventanas de muestreo a lo largo del núcleo MD02-2507. Ventanas de I a IX la resolución de muestreo fue cada 1 cm. *Resolución de muestreo cambió a cada 5cm

INTRODUCCIÓN GENERAL

Los últimos 25 mil años comprenden un periodo de la historia climática del planeta de alta relevancia para la época actual. En este intervalo se han registrado importantes eventos de cambio climático tales como el Último Glacial Máximo (LGM, *por sus siglas en inglés*), el cual transicionó de un estado frío hacia uno más cálido (desglaciación). Pasando por eventos de cambio climático abrupto como el “Bölling/Allerød” o el “Dryas reciente”. Alrededor de los 11.5 ka inicia un periodo climático históricamente considerado como estable, el Holoceno (11500 años-presente), sin embargo, esfuerzos recientes sugieren que, aunque de menor magnitud, en este periodo ocurren varios intervalos de cambio climático importante (Mayewski et al., 2004). Por lo que comprender cada uno de los mecanismos y forzamientos de tal variabilidad climática es necesario para entender los diferentes escenarios de cambio climático futuro.

Último Glacial Máximo (UGM, 26.5-19 ka) y desglaciación (19-10 ka)

El UGM se considera el último intervalo en la historia del planeta en el que las capas de hielo a nivel global alcanzaron su mayor extensión y volumen (Mix et al., 2001) entre los 26.5 y 19 ka (*ka, kilo años*). Dicho incremento se asocia a una disminución en la insolación de verano en el hemisferio norte, temperaturas superficiales del océano en el Pacífico tropical y variación en el CO₂ atmosférico (~80 ppm menos que en el periodo pre-industrial) (Clark et al., 2009; Shakun y Carlson, 2010). El enfriamiento global durante el UGM se ha estimado entre 4.9°C (Shakun y Carlson, 2010) y 7°C (Osman et al., 2021). Entre el UGM y el inicio del Holoceno, un incremento en la insolación de verano (~50 W m⁻²) dio lugar al periodo de desglaciación (Rahmstorf y Feulner, 2013), generando un incremento en el nivel del mar de alrededor de 120m (Gowan et al., 2021) y el incremento en las temperaturas a nivel global. Recientemente se ha sugerido que tanto los gases invernadero como el albedo generado por las capas de hielo son los responsables en gran medida

de los cambios en la temperatura global durante la desglaciación (Osman et al., 2021). Marcot et al. (2014) sugiere que el incremento en el CO₂ durante la desglaciación ocurrió en dos modos: 1) lento, de escala millenial de origen oceánico y 2) rápido de escala centenal controlado por la circulación meridional de retorno (AMOC, por sus siglas en inglés) y las teleconexiones climáticas derivadas. Dentro de la desglaciación (~19-10ka) se han registrado eventos importantes de cambio climático abrupto de escala milenial; periodos estadiales (fríos) e interestadiales (cálidos) como el Heinrich 1 (Estadial H1), “Bölling/Allerød” (BA) o el “Dryas reciente” (YD). Los cuales marcaron periodos de reversión hacia temperaturas más frías (H1 o YD) en la tendencia marcada de calentamiento. Mientras que el BA representa un calentamiento abrupto, por arriba de la tendencia global.

Estos eventos, observados inicialmente en núcleos de hielo en latitudes altas (Grootes y Stuvier, 1997) han sido sujeto de amplia discusión sobre la repercusión en el clima global. En el Pacífico Norte Oriental se han observado en el registro sedimentario marino la presencia de estos eventos de escala milenial (Kennett e Ingram, 1995; Behl y Kennett, 1996; Ortiz et al., 2004; Cartapanis et al., 2011). Se reportó por primera vez para la cuenca del Pacífico en Santa Barbara por Kennett e Ingram (1995) y Behl y Kennett (1996) y su descubrimiento contribuyó a establecer un precedente para proponer un efecto global y sincrónico de estos eventos mileniales, particularmente para entender la dinámica del clima global y la oceanografía de la región.

Holoceno (11.5 ka-Presente)

Este caracteriza por ser un periodo cálido y con relativamente poca variabilidad climática comparado con el UGM o la desglaciación (Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2011), Recientemente que la variabilidad observada durante este periodo responde a una combinación de procesos dinámicos como la actividad solar, erupciones volcánicas, fluctuaciones en la circulación

termohalina, operando a diferentes escalas de variabilidad que van de la milenial, multicentennial a multidecadal (Wanner et al., 2011). En escalas centenales, decadales e incluso interanuales, forzamientos como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)/El Niño Oscilación del Sur (ENSO) pudieran modular el patrón de variabilidad de gran parte del Holoceno, al paso que el forzamiento de la insolación de verano fue disminuyendo (Metcalfe et al., 2015).

Bajo los diferentes escenarios de cambio climático propuestos (IPCC, 2022), es relevante entender la respuesta del clima y los océanos ante cambios significativos en el pasado. Recientemente, se ha discutido la relevancia que tendrán las zonas de surgencias con el cambio climático. Bakun (1990) hipotetizó que el calentamiento global generado por efecto de gases invernadero pudiera intensificar el estrés del viento a lo largo de la costa sobre la superficie del océano, resultando en la aceleración de las surgencias costeras. Aun cuando esta hipótesis continúa siendo debatible (Sydeman et al., 2014; Wang et al., 2015; García-Reyes et al., 2015), es relevante mencionar que independientemente de los escenarios a futuro, el cambio climático tendrá efectos importantes sobre uno de los sistemas más productivos de los océanos que, aunque cubren menos del 1% de superficie oceánica, soportan cerca del 20% de las pesquerías (Pauly y Christensen, 1995). Por ejemplo, en escenarios de surgencia débiles, pudiera limitar el enriquecimiento de nutrientes hacia la zona eufótica, limitando la productividad primaria. En el escenario opuesto, de intensificación, pudiera incrementar el aporte de nutrientes, mayor productividad, con consecuencias para la acidificación y la desoxigenación (mayor materia orgánica exportada, mayor remineralización que implica consumo de O₂ y producción de CO₂) (Bonino et al., 2019).

Tales escenarios de cambio climático propuestos requieren de un buen entendimiento sobre cómo han respondido estos sistemas a eventos de cambio climático pasado. Por lo que en este trabajo doctoral se plantearon los siguientes objetivos:

Objetivos del proyecto doctoral

- a. Establecer una nueva edad reservorio para Cuenca Soledad, construida a partir de edades radiocarbono y ^{210}Pb .
- b. Reconstruir cambios en la estructura térmica de la columna de agua superficial en Cuenca Soledad, así como la evolución de la estratificación en ventanas de tiempo de alta resolución que cubren periodos climáticos contrastantes entre el UGM y Holoceno. Así como la respuesta de la productividad marina a la variación en la estratificación.

Capítulos en esta tesis

- 3.1. Capítulo I: *Revisiting the marine reservoir age in Baja California continental margin sediments using ^{14}C and ^{210}Pb dating*
- 3.2. Capítulo II: *Apparent Calcification Depth of Planktonic Foraminifera*
- 3.3. Capítulo III: *Estructura térmica de la columna de agua superficial en Cuenca Soledad, Baja California sur: del Último Glacial Máximo al Holoceno*

Referencias

- Bakun, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247(4939), 198-201.
- Behl, R. J., & Kennett, J. P. (1996). Brief interstadial events in the Santa Barbara Basin, NE Pacific, during the past 60 kyr. *Nature*, 379(6562), 243-246.
- Bonino, G., Di Lorenzo, E., Masina, S., & Iovino, D. (2019). Interannual to decadal variability within and across the major Eastern Boundary Upwelling Systems. *Scientific reports*, 9(1), 1-14.
- Cartapanis, O., Tachikawa, K., & Bard, E. (2011). Northeastern Pacific oxygen minimum zone variability over the past 70 kyr: Impact of biological production and oceanic ventilation. *Paleoceanography*, 26(4).
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., ... & McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *science*, 325(5941), 710-714.
- García-Reyes, M., Sydeman, W. J., Schoeman, D. S., Rykaczewski, R. R., Black, B. A., Smit, A. J., & Bograd, S. J. (2015). Under pressure: Climate change, upwelling, and eastern boundary upwelling ecosystems. *Frontiers in Marine Science*, 2, 109.
- Gowan, E. J., Zhang, X., Khosravi, S., Rovere, A., Stocchi, P., Hughes, A. L., ... & Lohmann, G. (2021). A new global ice sheet reconstruction for the past 80 000 years. *Nature communications*, 12(1), 1-9.
- Grootes, M. Stuiver. 1997. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10-3 to 10-5-year time resolution. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C12), 26455-26470. doi: 10.1029/97JC00880
- IPCC, 2022: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
- Kennett, J. P., & Ingram, B. L. (1995). A 20,000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara basin. *Nature*, 377(6549), 510-514.
- Marcott, S. A., Bauska, T. K., Buizert, C., Steig, E. J., Rosen, J. L., Cuffey, K. M., ... & Brook, E. J. (2014). Centennial-scale changes in the global carbon cycle during the last deglaciation. *nature*, 514(7524), 616-619.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., ... & Steig, E. J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary research*, 62(3), 243-255.

- Metcalfe, S. E., Barron, J. A., & Davies, S. J. (2015). The Holocene history of the North American Monsoon: 'known knowns' and 'known unknowns' in understanding its spatial and temporal complexity. *Quaternary Science Reviews*, 120, 1-27.
- Ortiz, J. D., O'Connell, S. B., DelViscio, J., Dean, W., Carriquiry, J. D., Marchitto, T., ... & Van Geen, A. (2004). Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 ky. *Geology*, 32(6), 521-524.
- Osman, M. B., Tierney, J. E., Zhu, J., Tardif, R., Hakim, G. J., King, J., & Poulsen, C. J. (2021). Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum. *Nature*, 599(7884), 239-244.
- Pauly, D., & Christensen, V. (1995). Primary production required to sustain global fisheries. *Nature*, 374(6519), 255-257.
- Rahmstorf, S., & Feulner, G. (2013). *Ocean Circulation and Climate: Chapter 2. Paleoclimatic Ocean Circulation and Sea-Level Changes* (Vol. 103). Elsevier Inc. Chapters.
- Shakun, J. D., & Carlson, A. E. (2010). A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 29(15-16), 1801-1816.
- Sydeman, W. J., García-Reyes, M., Schoeman, D. S., Rykaczewski, R. R., Thompson, S. A., Black, B. A., & Bograd, S. J. (2014). Climate change and wind intensification in coastal upwelling ecosystems. *Science*, 345(6192), 77-80.
- Wang, D., Gouhier, T. C., Menge, B. A., & Ganguly, A. R. (2015). Intensification and spatial homogenization of coastal upwelling under climate change. *Nature*, 518(7539), 390-394.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S. P., & Jetel, M. (2011). Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30(21-22), 3109-3123.

CHAPTER I

Revisiting the marine reservoir age in Baja California continental margin sediments using ^{14}C and ^{210}Pb dating

This chapter is already published in Quaternary Geochronology, Volume 66, October 2021, 101178.

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2021.101178>

CHAPTER I

Revisiting the marine reservoir age in Baja California continental margin sediments using ^{14}C and ^{210}Pb dating

Christina Treinen-Crespo¹, Loïc Barbara¹, Julio A. Villaescusa¹, Sabine Schmidt², Ann Pearson³,
José D. Carriquiry¹, &

¹ Environmental Geosciences Group, Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, Mexico

² Université de Bordeaux, CNRS, UMR 5805 Environnements Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC), Pessac, 33615, France.

³ Department of Earth & Planetary Sciences, Harvard University, 26 Oxford Street, Cambridge, MA, USA

Corresponding Author:

& José D. Carriquiry

Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Carretera Ensenada-Tijuana No. 3917, Fraccionamiento Playitas, C.P. 22860 en Ensenada, Baja California, México.

Email: carriquiry@uabc.edu.mx

This chapter is already published in Quaternary Geochronology, Volume 66, October 2021, 101178.

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2021.101178>

Abstract

Knowledge of the Marine Reservoir Effect (MRE) correction is fundamental in palaeoceanographic research to establish an accurate age-depth model for marine sedimentary records. However, during the last decades different MRE corrections have been applied in inconsistent ways for the same locality and same sediment cores, at Soledad Basin, Baja California, Mexico, creating confusion about the proper correction value of the marine reservoir effect (ΔR) to be applied. In contrast with the empirical approach previously used for assessing the ΔR value in Soledad Basin, in this study we applied an analytical approach based on the concurrent application of AMS- ^{14}C and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ dating techniques made on sedimentary total organic carbon and foraminifera to determine new regional ΔR values from newly collected sediment cores from this site. Our results show that there is a difference of up to 150 years between the ΔR value determined in this study and those previously assessed for Soledad Basin. These differences can shift core chronologies by several decades and thus yield significant errors in palaeoceanographic reconstructions, which will be important to remedy in future work.

Keywords: Marine reservoir effect; Late Holocene; Soledad Basin

1. Introduction

Marine sediment cores are among the most commonly used paleoclimate archives. During the last decades, the methodological approaches to study them have become highly diversified, enabling advances in reconstructing physical and chemical processes that have occurred during recent Earth history (Hillaire-Marcel and de Vernal, 2007). The information extracted from these records is highly relevant for future climate projections. In particular, sedimentary archives of the last two

millennia have provided insights into natural variability of climatic states occurring on multi-decadal time scales which are not adequately represented by the instrumental record that extends back to about 1850 (Masson-Delmotte et al., 2013; PAGES2K consortium, 2017, Turney et al., 2019). One of the essential prerequisites for comparing high-resolution palaeoceanographic reconstructions of the Common Era (CE) is the need to convert sediment depths into ages through the establishment of robust and precise chronostratigraphies. Radiocarbon dating is the most employed method for developing age models of Holocene marine sedimentary records. Nevertheless, this method requires the precise correction of ^{14}C dates to obtain an accurate age-depth model.

In the ocean, the ^{14}C ages of materials produced in the surface are older than ^{14}C ages of contemporaneous terrestrial materials, as the result of mixing the upper water column with older, deeper water (Broecker, 1991; Stuiver and Braziunas, 1993). This difference is referred to as the marine “reservoir age” (R) (Stuiver and Polach, 1977; Stuiver et al., 1986; Stuiver and Braziunas, 1993), and for the pre-nuclear weapons testing era is “globally” assumed to be ~ 400 yr by convention (Reimer et al., 2013). This discrepancy can be corrected by subtracting R from the conventional marine ^{14}C ages measured in marine samples. However, the ocean is heterogeneous and surface mixing rates vary in space and time, especially in upwelling regions, leading to deviations of local ^{14}C ages from the average global reservoir value (e.g., Kennett et al., 1997; Bondevik et al., 2006; Ortlieb et al., 2011). The regional deviation, known as ΔR or the marine reservoir effect (MRE), is, therefore, the difference between the radiocarbon age measured in a marine sample and the global marine reservoir age (Stuiver et al., 1986; Stuiver and Braziunas, 1993). Consequently, to achieve precise chronostratigraphy of marine sedimentary records, it is essential to have an accurate knowledge of the regional ΔR .

Commonly, the ΔR value for a specific site is obtained from the Marine Reservoir Database (Reimer and Reimer, 2001; <http://calib.org/marine/>), and when not available, ΔR values from a nearby region have been used, in spite of the potential errors that would result if the oceanographic characteristics of the site are distinct (Hinojosa et al., 2015). This presents challenges with regard to the choice of ΔR value used, especially when various published studies at the same site have used different ΔR values to establish their respective age models. This is the case for Soledad Basin (also known as San Lázaro Basin) located at the Baja California's continental margin where, recently, two high-resolution palaeoceanographic studies spanning the last 2 millennia were published using two independent reconstructions of sea-surface conditions for the same marine sediment core: 1) alkenones (O'Mara et al., 2019) and 2) Mg/Ca of planktic foraminifera (Abella-Gutiérrez et al., 2020). These authors used the same ^{14}C results but ΔR values that differed by approximately 100 years. This choice has profound implications for the interpretations of both palaeoceanographic studies, especially since it has been shown that a difference of 100 yr in ΔR corrections applied to the same conventional ^{14}C age affects the calibrated age by several decades (Alves et al., 2018). Therefore, care must be taken when developing an age model because improper choice of the ΔR value may create a time-shift in the reconstructions of environmental conditions, and thus a misinterpretation of paleorecords, especially at decadal to multi-decadal time scales.

To date, the publication record for Soledad Basin has used four different ΔR values, yielding inconsistent reconstructed histories of environmental variability. Thus, this study aims to (1) determine an accurate local reservoir age using an alternative dating method ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) and, (2) establish a reliable chronology on newly collected sediment cores from Soledad Basin to compare with published regional ΔR values.

2. Sampling site and local ΔR values

Soledad Basin is located in the Eastern Tropical North Pacific, on the Mexican continental slope off Southern Baja California, 50 km off the coast (Figure 1). The basin is a NW-SE elongated bathymetric depression with a maximum depth of 550 m. This semi-closed basin, with a sill depth of 290 m, limits the advection of deeper water masses, thus restraining the oxygenation of the basin and creating sub-oxic to anoxic conditions, inhibiting bioturbation and allowing the preservation of coarse laminated sediments (van Geen et al., 2003). Terrestrial influence is considered unimportant in the region mainly due to the absence of rivers and the very low precipitation inland, characterized by a mean annual precipitation of ~ 10 mm (Figure 1; data from clicom-mex.cicese.mx). Studies on surface sediments have shown that the organic material exported into Soledad Basin is mainly of marine origin (Carriquiry et al., 2003).

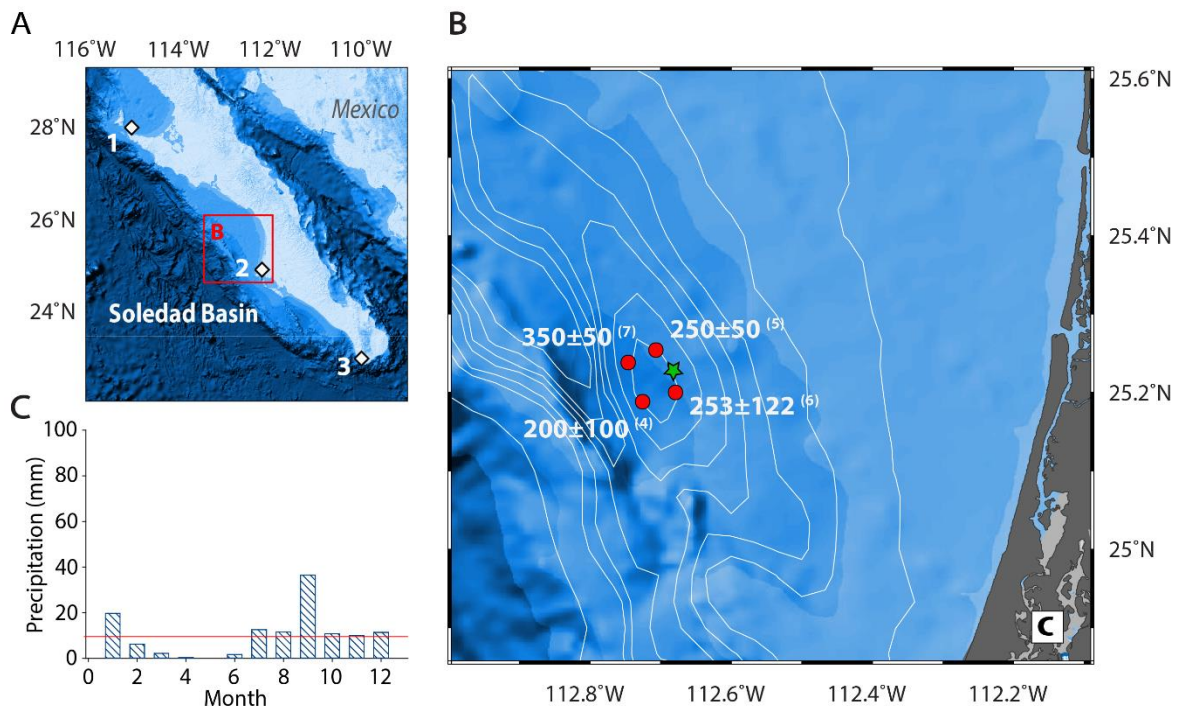


Figure 1: (A) Map of the Baja California Peninsula, Mexico, showing the study area and the position of local reservoir ages obtained in the Marine Reservoir Database and published in Berger

et al., 1966 (white diamonds): 1- Cedros Island, $\Delta R=155 \pm 51$ yr; 2- Magdalena Bay, $\Delta R=201 \pm 53$ yr; 3- Cabo San Lucas, $\Delta R=329 \pm 45$ yr. (B) Inset map of Soledad Basin region with bathymetry, showing the location of the nearest meteorological station in the mainland (C); the marine sediment composite core RR18-SOL-MC1/SD6-MC/GC2 (green star, this study); the ΔR values used in nearby cores cited in this paper (4- van Geen et al., 2003; 5- Abella-Gutiérrez and Herguera, 2016; 6- O'Mara et al., 2019; 7- Abella-Gutiérrez et al., 2020). (C) Histogram of mean monthly precipitation; the mean annual precipitation (red line) corresponds to 10 mm. This figure was partly produced with Ocean Data View (Schlitzer, 2015) and QGIS (<https://www.qgis.org>).

The hydrography of the study area is controlled by the influence of cold and well-oxygenated sub-Arctic surface water flowing equatorward during winter-spring (California Current: 0-200 m), and warmer, saltier and less-oxygenated subsurface waters (California Undercurrent: 100-300m) flowing poleward from summer to autumn (Durazo, 2015). The seasonality is driven by the strengthening of the northwesterly winds, promoting upwelling in the region (Zaytsev et al., 2003). This southern limb component of the California Current System is thus characterized by a season of strong upwelling with high productivity from February to July, and a second faint and/or warm season of low productivity from August to January (Cervantes-Duarte et al., 2015).

Upwelled deep water is depleted in ^{14}C content, explaining the significant deviation of the regional marine reservoir signature from the global marine reservoir age (Berger et al., 1966; Ingram and Southon, 1996). Berger et al. (1966) originally estimated a ΔR of 201 ± 53 yr based on ^{14}C measurement of a known-age mollusk shell collected in Magdalena Bay, located 102 km from Soledad (Figure 1). This ΔR value was modified then by Stuiver and Braziunas (1993) to 235 ± 35 for the coast of California. Later palaeoceanographic studies on sediment cores collected in Soledad Basin (our study site) have applied different ΔR values to establish chronostratigraphy for

their records. For example, van Geen et al. (2003) used a ΔR value of 200 ± 100 yr, but recently O'Mara et al. (2019) used a ΔR of 253 ± 122 by averaging the ΔR of Cedros Island and Cabo San Lucas (which had been determined by Berger et al., 1966). The most recent chronostratigraphy from this site, however, used a ΔR value of 350 ± 50 (Abella-Gutiérrez et al., 2020), a result of increasing by 100 years the reservoir age of 650 years presented in Abella-Gutiérrez and Herguera (2016).

3. Materials and methods

3.1. Sediment cores: collection and characteristics

Three sediment cores were collected at the same location from the Soledad Basin (Figure 1), on the continental shelf off southwest Baja California ($25^{\circ}11.99'N$; $112^{\circ}43.99'W$; 550m water depth) in 2012 on the R/V Thomas G. Thompson (multicore SD-6-MC and gravity core SD-6-GC2) and in 2018 on the R/V Roger Revelle (multicore RR18-SOL-MC1). The multicores were collected to overlap with gravity core SD-6-GC2, providing intact, undisturbed core tops that otherwise could be disturbed during gravity coring. The use of a multicorer ensures the recovery of undisturbed surface sediment (Barnett et al., 1984).

After a visual inspection to check that there is no sediment resuspension, multicore RR18-SOL-MC1 was carefully sliced on board at 0.3 cm intervals immediately after retrieval, while sediment cores SD-6-MC and SD-6GC2 were sampled in the laboratory at 0.25 cm intervals. Dry bulk density (DBD) and porosity were measured on RR18-SOL-MC1 by determining the weight after freeze-drying of a known volume of wet sediment.

Generally, unconsolidated surface sediments suffer physical compaction caused by transport and sampling. This induces a vertical displacement of the cored sediments with respect to their natural

position, resulting in underestimated sedimentation rates (Morton and White, 1997). Since multicore RR18-SOL-MC1 was sampled immediately after retrieval, we explicitly assume its top stratigraphic structure is better suited than SD-6-MC and SD-6-GC2 sediment cores for establishing more precise chronologies. Cores SD-6-MC and SD-6-GC2 were ^{14}C -dated and Total Organic Carbon (TOC) (%) was measured. TOC content in both cores SD-6-MC/GC2 was compared and used to adjust their stratigraphic structure based on the chronology of the TOC measured in multicore RR18-SOL-MC1. TOC content was determined by acid treatment of freeze-dried sediment samples, in order to remove inorganic carbon (e.g., CaCO_3), and was analyzed in an Thermo Fisher Flash 2000HT elemental analyzer. The internal reproducibility of the measurements was assessed by using calibrated internal laboratory standards and the precision was better than $\pm 0.3\%$. Afterward, a correction of depth displacement of sediment in both cores SD-6-MC/GC2 was obtained by graphically correlating TOC content variations in both cores (i.e., tie-points) with that of core RR18-SOL-MC1 (Figure S1), aided by the QAnalySeries Software (Kotov and Pălike, 2018).

3.2. Lead-210 and radiocarbon dating

An age-depth model for the composite depth scale was developed using a combination of radiometric methods: $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity profiles on RR18-SOL-MC1 and SD-6-GC2 as well as AMS radiocarbon dating of planktonic foraminifera and bulk organic matter on SD-6-MC/GC2.

Activities of ^{210}Pb , $^{226/228}\text{Ra}$, ^{228}Th and ^{137}Cs were measured in core RR18-MC1 on dry sediments by non-destructive gamma spectrometry using a low background, high efficiency, well-shaped detector (CANBERRA) (Schmidt et al., 2014) at the University of Bordeaux. Calibration of the detector was achieved using certified reference material (IAEA-RGU-1, -RGTh-1, and -135). Activities are expressed in mBq.g^{-1} and errors are based on 1 standard deviation counting statistics.

Excess ^{210}Pb and ^{228}Th ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$; $^{228}\text{Th}_{\text{xs}}$) were calculated by subtracting the activity supported by their respective parent isotopes, ^{226}Ra and ^{228}Ra , from the total ^{210}Pb and ^{228}Th activities in the sediment. Errors in $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and $^{228}\text{Th}_{\text{xs}}$ were calculated by propagation of errors in the corresponding pair (^{210}Pb and ^{226}Ra ; ^{228}Th and ^{228}Ra). The $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity was also measured in the core top of SD-6-GC2 and compared with $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ of the multicore RR18-MC1.

The AMS radiocarbon dates on both SD-6-MC and SD-6-GC2 cores were measured at two laboratories, the Keck Carbon Cycle AMS Facility, Earth System Science department at University of California, Irvine, USA (KCCAMS/UCI); as well as the US National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry (NOSAMS) facility at the Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI; MA, USA). The results were corrected for isotopic fractionation with $\delta^{13}\text{C}$ analyses of the samples, according to the conventions of Stuiver and Polach (1977) (Table 1). The AMS ^{14}C dates were obtained on 6 samples of mixed planktonic foraminifera and 7 samples of bulk organic matter (bulk-OM) when the sediment did not contain sufficient foraminifera (Table 1).

Table 1: AMS radiocarbon measurements for cores SD-6-MC and GC, and $\delta^{13}\text{C}$ data on carbonate removed bulk organic matter samples. Abbreviations: UCIAMS: UC-Irvine Keck Carbon Cycle AMS facility; NOSAMS: US NSF National Ocean Sciences AMS facility at Woods Hole Oceanographic Institution; bulk-OM: bulk organic matter; Plk. Foram.: mixed planktonic foraminifera; N/A: Not available.

Laboratory code	Sample name	Core name	Material	Composite depth (cm)	Conventional radiocarbon age (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
UCIAMS-140895	ST-6_SD-MC-10	SD-6-MC	bulk-OM	15.4	1170 $\pm$ 20	-21.12
NOSAMS 135345	SD6-MC2-15.5	SD-6-MC	Plk. Foram.	21.7	660 $\pm$ 15	N/A

NOSAMS 135340	SD6-MC2-19.5	SD-6-MC	Plk. Foram.	26.7	710 ±15	N/A
UCIAMS- 140896	ST-6_SD-MC- 30	SD-6-MC	bulk-OM	39.6	1240 ±20	-21.37
NOSAMS 135342	SD6-MC2-30.5	SD-6-MC	Plk. Foram.	39.6	745 ±20	N/A
NOSAMS 135343	SD6-MC2-34.5	SD-6-MC	Plk. Foram.	44.0	770 ±15	N/A
NOSAMS 135344	SD6-MC2-39.5	SD-6-MC	Plk. Foram.	49.4	885 ±15	N/A
UCIAMS- 140900	ST6GC-51	SD-6-GC	bulk-OM	51.8	1360 ±20	-21.0
UCIAMS- 140901	SOL2T-40	SD-6-GC	bulk-OM	101.5	1915 ±20	-21.3
UCIAMS- 140902	SOL2T-90	SD-6-GC	bulk-OM	136.5	2380 ±20	-21.0
UCIAMS- 140903	SOL2B-125	SD-6-GC	bulk-OM	181.5	2870 ±20	-21.1
UCIAMS- 140904	SOL2B-170	SD-6-GC	bulk-OM	226.5	3510 ±20	-21.0
UCIAMS- 114696	Sol2BS-7	SD-6-GC	Plk. Foram.	296.0	4665 ±15	N/A

4. Results and Discussion

4.1. Modern sediment and mass accumulation rates

Occurrence of $^{228}\text{Th}_{\text{xs}}$ ($T_{1/2}=1.9$ years) in the uppermost horizons of core RR18-MC1, and its rapid disappearance within the first centimeter, demonstrates the presence of freshly deposited material at the core top and a very low bioturbation rate (Figure 2A). The longer-term $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ($T_{1/2}=22.3$ years) presents a more deeper penetration in the sedimentary column, with detectable activity at depths deeper than 30 cm.

Several models exist to calculate age from $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ according to the hypothesis formulated on $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ concentration in sediment, its flux to the sediment surface and mass accumulation rate (Appleby and Oldfield, 1978; Robbins, 1978, Sánchez-Cabeza and Ruiz-Fernández, 2012). The $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$

profile in core RR18-SOL-MC1 displays a regular exponential decrease with integrated dry mass (Figure 2A; determination coefficient of 0.98), allowing the assumption that ^{210}Pb activity of freshly-deposited sediment is constant over time and thus correctly applying the Constant Flux Constant Sedimentation model. In practice, Mass Accumulation Rate was estimated from the decrease of $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ versus integrated dry mass (Figure S2). The calculated Mass Accumulation Rate (MAR) is $60 \pm 6 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{yr}^{-1}$, in agreement with the MAR estimated in a previous study on a sediment multicore collected in the same area ($77 \pm 11 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{yr}^{-1}$; Deutsch et al., 2014). The deposition time of each sediment layer was obtained by dividing the cumulated dry mass per unit area by the MAR. The deposition year was subsequently calculated assuming the age of the top core to be 2018, the year of the core collection. The ^{210}Pb chronology indicates that the multicore RR18-SOL-MC1 spans beyond the last 150 years. The onset of ^{137}Cs activity between 10 and 13.5 cm in the core corresponds to the beginning of its production during nuclear bomb testing (1950's), in agreement with our ^{210}Pb dating model (Figure 2B).

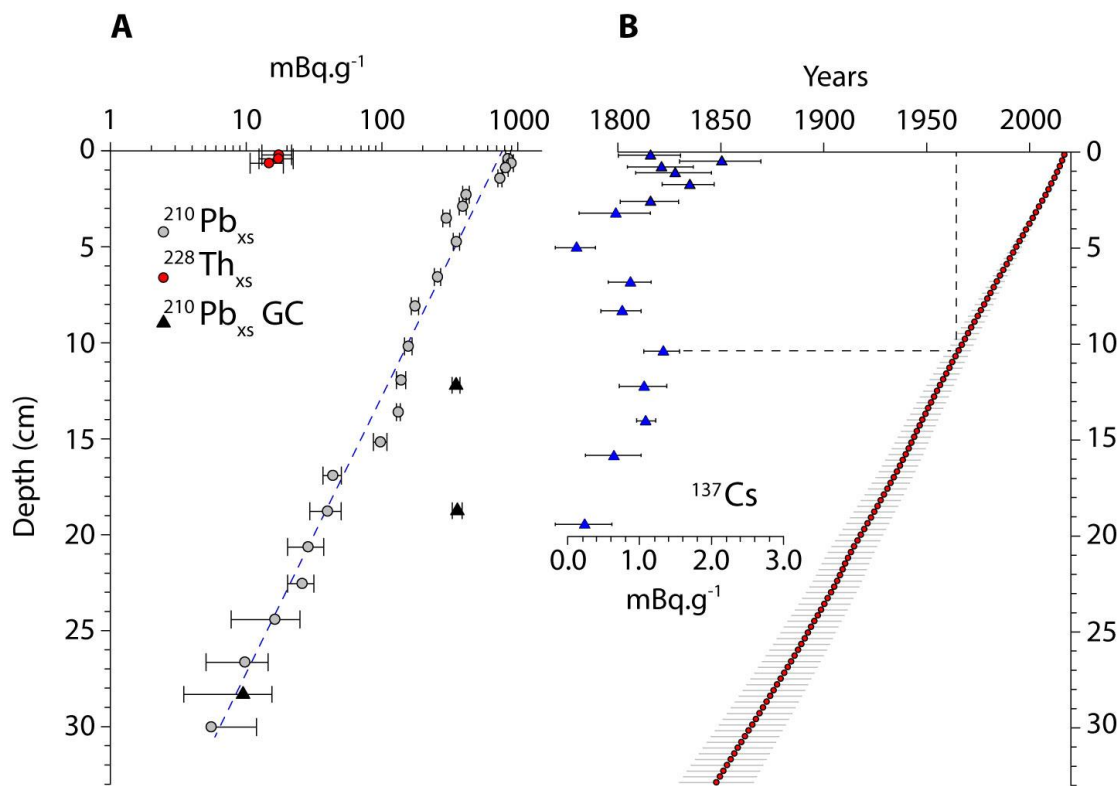


Figure 2: (A) Integrated mass profile of ²¹⁰Pb_{xs} (grey circles) and ²²⁸Th_{xs} (red circles) activities in core RR18-SOL-MC1 and ²¹⁰Pb_{xs} activity in core SD-6-GC (black triangles) with one sigma error bars; (B) ¹³⁷Cs activity profile and ²¹⁰Pb derived age model against sediment depth.

In order to determine how much of the upper sediments of core SD-6-GC2 were conserved during the coring procedure, the ²¹⁰Pb_{xs} activity of the gravity core was compared with ²¹⁰Pb_{xs} of the multicore RR18-MC1 (Figure 2A). Although the ²¹⁰Pb_{xs} profile of the gravity core shows at least a 10 cm section with uniform activity, corresponding certainly to mixing of the upper layers during core retrieval, the ²¹⁰Pb_{xs} activity at 16 cm from SD-6-GC2 core coincides well with that of the RR18-SOL-MC1 at around 28cm, indicating that the top ~12cm of gravity core SD-6-GC2 was lost through coring. This result is consistent with an estimated loss of ~11 cm from the top of the SD-6-GC2 when comparing its TOC profile with that of core RR18-SOL-MC1 (Figure S1).

Finally, the ^{210}Pb age-chronology of RR18-SOL-MC1 was transferred to the upper part of the composite sequence (SD-6-MC and SD-6-GC2) by matching the TOC variations in all cores.

4.2. Regional marine ΔR estimation

The depth distribution of conventional ^{14}C ages shows a linear pattern according to the type of the material dated: the ^{14}C ages derived from marine bulk-OM samples exhibit a consistent ^{14}C age offset of ~ 500 yr relative to carbonate material (Figure 3). AMS ^{14}C dating of organic carbon of marine origin is often needed in highly productive regions where there is scarce or poor preservation of the carbonate fraction, especially in suboxic or reducing anoxic settings such as Soledad basin (e.g., Pichevin et al., 2010). Age offsets between OM and carbonate are observed in Holocene sediments from various continental margins and have been described to be relatively constant over time (Mollenhauer et al., 2003; 2005; Ausín et al., 2019b). The ~ 500 yr observed age offset indicates the addition of older organic material from other processes such as advection, re-suspension, and/or fluvial discharge of pre-aged OM. The carbon contained in Soledad Basin sediment originates mostly from marine phytoplankton as seen in the $\delta^{13}\text{C}$ signature in Table 1, and confirmed by isotopic composition of the settling material in a sediment trap located in Soledad Basin (Silverberg et al., 2004). Thus, fluvial discharge of pre-aged terrestrial OM is discarded as a potential process leading to age discrepancies between OM and carbonates at this locality (Raymond and Bauer, 2001). Since the adjacent land also consists of a desert biome region lacking any rivers or streams, lateral transport of resuspended marine material likely is responsible for supplying older OM to the sampling site, controlled mainly by physical interactions between deep water currents, sediment grains, and seafloor morphology (Mollenhauer et al., 2005). It is thus assumed in this study that the ^{14}C -age offset between OM and carbonates in Soledad Basin sediments has been constant over time, thereby allowing the estimation of a regional marine

reservoir effect for each type of marine materials dated (i.e., ΔR_{foram} and ΔR_{OM}). This is supported by the relatively parallel, but constantly offset, trajectories of the OM and carbonate ^{14}C ages (Figure 3).

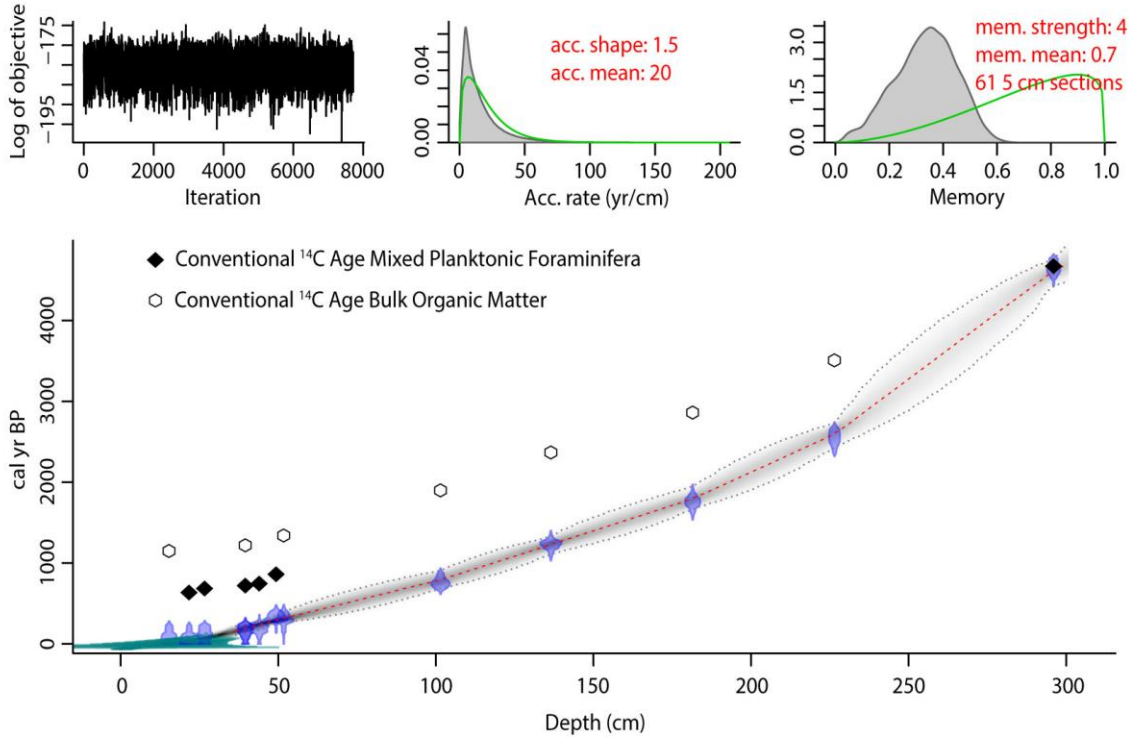


Figure 3: Conventional ^{14}C age of mixed planktonic foraminifera (black diamonds) and bulk organic matter (white circles) plotted versus core composite depth. Also, Bacon output plot relating depth assignment to calendar years B.P., applying the local reservoir $\Delta R_{\text{foram}} = 206 \pm 32$ yr and $\Delta R_{\text{OM}} = 706 \pm 42$ yr assessed in this study. The ^{210}Pb model chronology is depicted in blue-green, while calibrated radiocarbon dates are presented as purple vertical shading. Possible depth-age relationships are shown in black and grey (95% C.I.), with red representing the mean age model realization. Top panels depict model parameters (green) versus data (grey) as determined by the Bacon software (Blaauw and Christen, 2011).

Regional differences in the marine reservoir effect are generally determined through three different methods (see review in Alves et al., 2018): (1) Direct radiocarbon dating of organisms collected before 1950 CE (pre-bomb) whose death date also is known (Known Age Marine Material method); (2) Radiocarbon dating on marine organisms (e.g., shells) and terrestrial material (e.g., charcoal), both assumed to be contemporaneous (Paired Marine/Terrestrial Samples method); and (3) Radiocarbon dating on marine samples that can also be dated with an alternative dating method (e.g., U/Th, or tephrochronology; Paired Radiocarbon/Alternative Dating method). In this study, the last method was applied by comparing ^{14}C values (of OM and foraminifera samples) with ages also derived from the ^{210}Pb -based chronology determined at the same composite depths (Figure 2B and Table 2). The ^{14}C age of OM at composite depth 15.4 cm is 1170 ± 20 ^{14}C yr, while the calendar date is estimated at 1942 ± 8 yr CE measured by ^{210}Pb chronology. The ^{14}C age of foraminifera at composite depth 21.7 cm is 660 ± 15 ^{14}C yr, which corresponds to a calendar date of 1909 ± 12 CE. Using these tie points and the online application *deltar* (Reimer and Reimer, 2017; <http://calib.org/deltar/>), ΔR_{OM} and ΔR_{foram} values were calculated to determine the ^{14}C age offsets for from OM and foraminifera samples respectively (Table 2). While previous studies have used classical intercept methods that often underestimate the ΔR uncertainty (Sabatier et al., 2010; Russell et al., 2011), *deltar* calculates ΔR as well as the accurate uncertainty for single samples by using full probability distribution functions. In summary, the application *deltar* establishes a normal distribution with the mean and the standard deviation of the derived ^{210}Pb -derived age (converted to calendar age BP); it then reverse-calibrates discrete points on that distribution using the Marine13 calibration curve (Reimer et al., 2013) and uses a convolution integral to determine a confidence interval for the age offset between the ^{14}C -dated marine sample and the uncalibrated probability density function of the derived ^{210}Pb -derived age.

Table 2: ^{14}C dates of modern pre-bomb samples in SD-6-MC and their reservoir ages (ΔR) with their standard deviation of the 95% confidence ranges calculated from their $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ derived calendar ages using the *Deltar* application (Reimer and Reimer, 2017). Abbreviations: bulk-OM: bulk organic matter; Plk. Foram.: mixed planktonic foraminifera.

Sample name	Composite depth (cm)	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ age (Year CE)	Conventional radiocarbon age (BP)	ΔR (year)
ST6-SD-MC-10	15.4	1942 $\pm$ 8	1170 $\pm$ 20 (<i>bulk-OM</i>)	706 $\pm$ 42
SD6-MC2-15.5	21.7	1909 $\pm$ 12	660 $\pm$ 15 (<i>Plk. Foram.</i>)	206 $\pm$ 32

The ΔR values were thus estimated in Soledad Basin to be 706 $\pm$ 42 yr and 206 $\pm$ 32 yr for OM and foraminifera samples, respectively (Table 2). The local MRE calculated here for the OM fraction is the first reported for this region and confirms the constant Holocene age offset relative to foraminifera of $\sim$ 500 yr (Mollenhauer et al., 2003; 2005; Ausín et al., 2019b). The ΔR_{foram} estimated in this study is consistent with the first study published for this region (Figure 1; ΔR =201 $\pm$ 53 yr; Berger et al., 1966), as well with that of van Geen et al., (2003), but it is significantly different from that reported recently by O'Mara et al., 2019 (ΔR_{foram} = 250 $\pm$ 100 yr) and that of Abella-Gutiérrez et al., 2020 (ΔR_{foram} = 350 yr).

Collectively, these records establish an age model for the composite core RR18-MC1/SD-6-MC/SD-6-GC2; the potential causes and implications of these discrepancies between ΔR values published for Soledad Basin are discussed next.

4.3. Soledad Basin Age-Depth model

The chronology of the composite multicore/gravity core was built using Bacon Software v2.4 (Blaauw and Christen, 2011) on ^{210}Pb -derived chronology and ^{14}C conventional ages and applying the ΔR values determined above (Figure 3 and Table 2). The model is based on Bayesian statistics and determines the accumulation rate for each interval or section using several Markov Chain Monte Carlo (MCMC) iterations. This approach allows us to better constrain the uncertainties in the development of the age-depth model (Trachsel and Telford, 2017). According to the age model obtained, the sediment composite record covers the past 3,500 years with an accumulation rate ranging between 0.03 and 0.3 cm.yr^{-1} and a mean value of 0.08 cm.yr^{-1} (Figure 3).

To explore the significance of the chosen ΔR values on the resulting age model, models using our new ΔR values were compared to previous sediment chronologies from Soledad Basin (van Geen et al., 2003; Abella-Gutiérrez and Herguera., 2016; O'Mara et al., 2019; Abella-Gutiérrez et al., 2020).

4.4 Age-depth model offset

The ^{210}Pb derived chronology, radiocarbon ages, and depths were used to build the age model of the composite core RR18-SOL-MC1/SD6-MC/SD-6-GC2. To test the accuracy of age models obtained with different ΔR values, we generated age-depth models based on each ΔR value reported so far (Figure 4). An age offset was estimated from the difference between the modeled mean age (years BP) achieved using our ΔR value, minus the resulting modeled mean age (years BP) applying the ΔR values used previously in this region. Likewise ^{14}C AMS dates made on sediment OM were also included in the age model, based on the established constant difference

between them and carbonates (see section 4.2 of this study and Mollenhauer et al., 2003; 2005; Ausín et al., 2019b), by adding a 500 yr correction to the OM values.

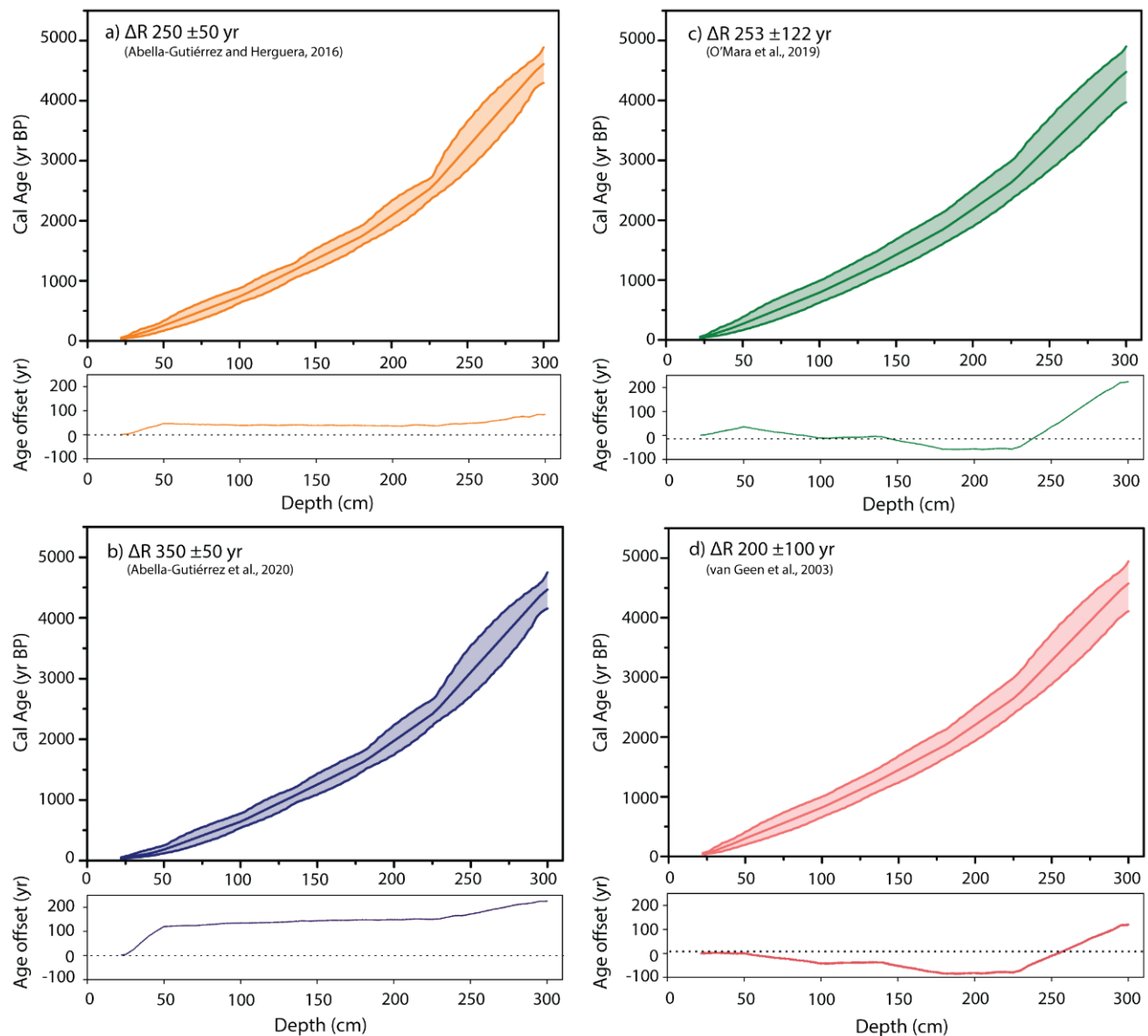


Figure 4: Bacon output plots relating depth assignment to calendar years B.P. for composite core RR18-SOL-MC1/SD-6-MC/GC applying the different ΔR values published for Soledad Basin and reviewed in this study. The offset respect to the age model established in this study is depicted below each graph (dotted horizontal line). The dashed line indicates the minimum and the maximum age (B. P.) estimated with Bacon software.

The Bacon output age-depth models depicted in Figure 4 show significant differences when different ΔR values are applied. Small discrepancies are observed at the top (younger part) of the record. However, depending on the choice of ΔR value, the age offset increases with depth in the core (offset varies between -80 to 220 years). The greatest differences were observed when a ΔR value of 350 ± 50 yr (Figure 4b) was used: in this scenario, at 50 cm there is already an age offset of 100 years that remains constant until 250 cm where it reaches a maximum offset of 218 years. Additionally, the uncertainty involved in the Marine Reservoir Effect (MRE) also affects the age model: the age offset is constant around 50 years when applying a $\Delta R = 250 \pm 50$ yr (Figure 4a), whereas it becomes highly variable using a $\Delta R = 253 \pm 122$ yr (Figure 4c). The same is true for $\Delta R = 200 \pm 100$ yr (Figure 4d). Even though this value is similar to the MRE determined in this study (i.e., $\Delta R = 206 \pm 32$ yr), the former displays age offsets oscillating around -100 to 100 years. These results highlight the impact of the ΔR values and their uncertainties, and how these choices affect the sediment age-depth model. In a decadal context and with a short record ($\sim 2,000$ years), an inaccurate ΔR value can lead to erroneous interpretations when comparing climatic time series from instrumental data (absolute ages) with reconstructed proxy records from sediments (model ages).

The MRE presented in this study was analytically assessed by complementing the radiocarbon model with an alternative dating method (^{210}Pb), whereas MRE estimates used in previous studies were determined more empirically. For instance, the $\Delta R = 350 \pm 50$ yr value used by Abella-Gutierrez et al. (2020) was devised to accommodate a ^{210}Pb chronology to the radiocarbon ages, by adding 100 years to the reservoir age for the area (a previous assessment of $\Delta R = 250 \pm 50$ yr by Abella-Gutierrez and Herguera, 2016), without pondering the consequences of undesirable age offsets in their climatic reconstructions (Figure 4b). The MRE of 200 ± 100 yr (van Geen et al.,

2003; fig. 4d) was determined by rounding to fewer significant figures and increasing the uncertainty of other published values (Stuiver and Braziunas, 1993; ΔR 225 ± 25 years; and Ingram and Southon, 1996; 233 ± 60 years), considering that there might be differences between the waters in which foraminifera and mollusks are calcifying (van Geen et al., 2003). Finally, in the scenario of Figure 4c, the $\Delta R = 253 \pm 122$ was calculated by using the weighted average of two nearby ΔR values (O'Mara et al., 2019), disregarding the nearest ΔR value (Figure 1A; Magdalena Bay; 201 ± 53) by claiming that mollusk shells at that site might have incorporated a non-trivial supply of terrigenous carbon from nearby mangroves, confounding radiocarbon measurements. It is pertinent to point out, however, that the ΔR value of Magdalena Bay was obtained from direct radiocarbon dating on *Anadara tuberculosa* (Berger et al., 1966; former *Arca tuberculosa*), a mollusk that lives buried in muddy sediments associated to mangroves roots (Felix-Pico et al., 2009). The fallibility of the assumption that its feeding habits might be integrating a signal different to the one expected for marine species was explained elsewhere: there are no significant differences between food habits and ecological niches in measured ^{14}C ages of mollusk shells across a variety of habitats (Ascough et al., 2005). The ΔR value calculated in the present study using an independent dating method is similar to the ΔR values assessed by Berger et al., (1966) for Magdalena Bay, confirming that this new ΔR is the most accurate for the Soledad Basin region, and consistent with the premise that the mollusk should have recorded a valid signal.

4.5. Paleoceanographic implications

One of the multiple challenges in paleoceanography is to have a reliable age model to enable confident interpretations about the past. In addition to analytical considerations (e.g., careful ^{14}C protocols), assessment of accurate ΔR corrections is of high relevance. This is especially true when

working at decadal to multidecadal timescales. In this regard, recent studies in Soledad Basin have concluded that the Pacific Decadal Oscillation (PDO) is an important driver of multidecadal variability of sea surface temperature (O'Mara et al., 2019) and marine productivity (Abella-Gutiérrez and Herguera, 2016, Abella-Gutiérrez et al., 2020). Since PDO is apparently responsible for marking the tempo of productivity and SST variability in this region, we carried out a correlation analysis between the PDO index (MacDonald and Case, 2005) and our marine primary productivity proxy (TOC) to test the statistical significance of the different ΔR values used in Soledad Basin. For this, both series were resampled to a resolution of two years and a lowpass filter equivalent to 20 years was subsequently applied (Figure 5a). Moreover, since the time series presented here did not fulfill the main assumptions of parametric statistics, a Spearman correlation was performed between the TOC and PDO data. An identical correlation was performed for each of the four age models obtained using the different ΔR values from prior reports and this work (Figure 5b). This approach was carried out only to test the accuracy of the reconstructed chronologies generated by the different ΔR values with respect to the timing of PDO; it is out of the scope of this study to discuss the mechanisms and palaeoceanographic implications of the relationship between PDO and TOC, which will be the subject of a future paper (in progress). Our approach reveals there is a significant positive correlation between TOC and PDO (0.524 $p < 0.001$). Although all correlations produced statistically significant values, our new assessment of the ΔR value for Soledad Basin produced the highest correlation with PDO (Figure 5b).

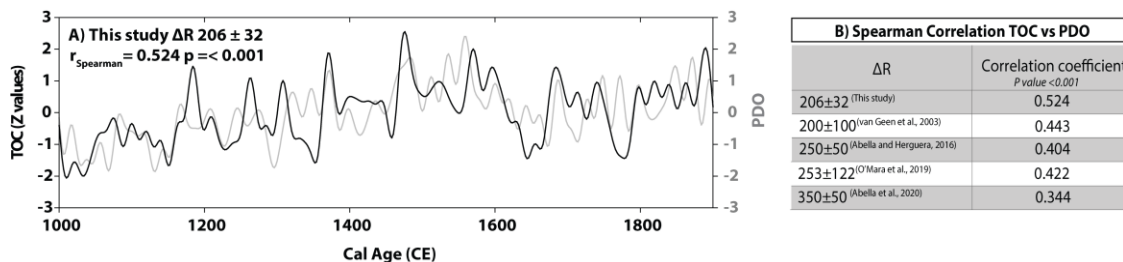


Figure 5: Comparison between Total Organic Carbon (black line) and Pacific Decadal Oscillation (gray line; index from Macdonald and Case, 2005). Both series were filtered with a lowpass filter of 20 years. A) TOC versus PDO using the ΔR from this study; B) Table showing the coefficient correlation between TOC and PDO for each ΔR reviewed in this article. All correlations were statistically significant (p value < 0.001).

Even though the ΔR value estimated here is used as a constant during the last 2,000 years, it is essential to be aware that the MRE in an upwelling zone is not time-independent, and thus there might be some variability during late Holocene (Kennett et al., 1997; Ortlieb et al., 2011; Carré et al., 2016). Considering the age limit of the ^{210}Pb method, a different approach, as the application of the long-lived radionuclide ^{230}Th ($T_{1/2} = 75,380$ years; Geibert et al., 2019) should be used to confirm or offer a more suitable ΔR value for periods longer than the Holocene (i.e., deglaciation-glaciation), when significant changes in reservoir age took place (Lindsay et al., 2015).

5. Conclusion

A robust marine sediment core chronology requires proper estimation of the regional reservoir age correction (ΔR). In this study, we used the Paired Radiocarbon/Alternative Dating method by comparing the radiocarbon ages with the chronologies established with the $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ method to effectively estimate the local MRE correction for dating Late Holocene sediments in Soledad Basin. This approach allowed us to estimate a ΔR value of 206 ± 32 yr for foraminiferal samples, and to assess the first ΔR value for the OM fraction in this region, which shows a constant age offset of ~ 500 yr relative to the dates derived from foraminifera samples (i.e., $\Delta R_{\text{OM}} = 706$ yrs). When compared to the literature, the local MRE estimated in this study is similar to the first referenced value for this region, which was then disregarded by more recently published palaeoceanographic studies. Additionally, when testing the different ΔR values previously used in

Soledad Basin against our estimated radiocarbon ages, we show that the age-depth models of the former display age offsets of up to 218 yr for chronological reconstructions, which significantly impacts interpretation of climate proxy records. Correlation analysis shows that the chronology obtained with our ΔR assessment is the one that correlates most robustly with the timing of PDO.

Acknowledgements

We thank Conacyt (Mexico) for funding support (project PN-2018/2916) to the corresponding author (JDC). We also thank Conacyt (Mexico) for a sabbatical scholarship as well as support from the Fulbright-Garcia Robles Foundation (USA-Mexico) for supporting a Research Professor Fellowship at Harvard University to the corresponding author (JDC). We thank Pedro Castro for lab support. Finally, we are grateful to Dr. Ann McNichol from the US-NSF National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry (NOSAMS) facility at the Woods Hole Oceanographic Institution, as well to Dr. Julie Ferguson and Ellen Druffel from the Keck Carbon Cycle AMS Facility, Earth System Science department at University of California, Irvine, USA (KCCAMS/UCI) for AMS-14C measurements. Special thanks to Dr. Rick Keil from School of Oceanography at Washington University and the crew from the R/V Roger Revelle for their support during the core collection.

References

- Abella-Gutiérrez, J., & Herguera, J. C., 2016. Sensitivity of carbon paleoproductivity in the Southern California Current System on different time scales for the last 2ka. *Paleoceanography*, 31, 1–18.
- Abella-Gutiérrez, J., Herguera, J.C., Mortyn, P.G., Kelly, C.S. and Martínez-Botí, M.A., 2020. Multidecadal climate variability in the southern region of the California Current System during the last 1800 years. *Paleoceanography and Paleoclimatology*. Accepted Author Manuscript. doi:10.1029/2019PA003825
- Alves, E., Macario, K., Ascough, P., Bronk Ramsey, C., 2018. The worldwide marine radiocarbon reservoir effect: definitions, mechanisms, and prospects. *Rev. Geophys.* 56 (1-28).
- Appleby, P.G., Oldfield, F., 1978. The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena* 5, 1–8.
- Ascough, P. L., Cook, G. T., Dugmore, A. J., Scott, E. M., & Freeman, S. P. 2005. Influence of mollusk species on marine ΔR determinations. *Radiocarbon*, 47(3), 433-440.
- Ausín, B., Magill, C., Haghipour, N., Fernandez, A., Wacker, L., Hodell, D., Baumann, K.-H., Eglinton, T.I., 2019b. (In)coherent multiproxy signals in marine sediments: implications for high-resolution paleoclimate reconstruction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 515, 38-46.
- Berger, R., Taylor, R. E., & Libby, W. F., 1966. Radiocarbon content of marine shells from the California and Mexican West Coast. *Science*, 153(3738), 864–866.
- Blaauw, M., & Christen, J. A. 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian analysis*, 6(3), 457-474.

- Bondevik, S., Mangerud, J., Birks, H., Gulliksen, S., Reimer, P., 2006. Changes in North Atlantic Radiocarbon Reservoir Ages during the Allerod and Younger Dryas. *Science* 312, 1514-1517
- Broecker, W., 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4(2), 79–89.
- Carriquiry JD, Sánchez, A., Castro-Castro P., Ortiz, J.D., van Geen, A., Marchitto, T., Zheng, Y., Dean, W. (2003). Biogenic (C,N,P,Si) sedimentation and productivity changes in the oxygen minimum zone off Baja California during the last 50,000 years. Chapman Conference. American Geophysical Union. Paros, Greece. 22-26 September, 2003
- Cervantes-Duarte, R., Prego, R., Gaxiola-Castro, G., López-López, S., Aguirre-Bahena, F., & Murillo-Murillo, I. 2015. Intra-annual upwelling patterns and its linkage with primary production in the euphotic zone (24.5 N) of Southern Baja California coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 157, 51-58.
- Deutsch, C., Berelson, W., Thunell, R., Weber, T., Tems, C., McManus, J., Crusius, J., Ito, T., Baumgartner, T., Ferreira, V., Mey, J., van Geen, A., 2014. Centennial changes in North Pacific anoxia linked to tropical trade winds. *Science* 345, 665–668.
- Durazo, R. 2015. Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(2), 1173-1196.
- Félix-Pico, E. F., Ramírez-Rodríguez, M., & Holguín-Quñones, O. 2009. Growth and fisheries of the black ark *Anadara tuberculosa*, a bivalve mollusk, in Bahía Magdalena, Baja California Sur, Mexico. *North American Journal of Fisheries Management*, 29(1), 231-236.
- Geibert, W., Stimac, I., Rutgers van der Loeff, M.M. and Kuhn, G. 2019. Dating Deep-Sea Sediments With ^{230}Th Excess Using a Constant Rate of Supply Model. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34: 1895-1912. doi:10.1029/2019PA003663.

- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., 2007. Methods in Late Cenozoic Paleoceanography: Introduction, in: Proxies in Late Cenozoic paleoceanography, edited by: C. Hillaire-Marcel, & A. Vernal. *Developments in Marine Geology*, 1, pp. 1-15.
- Hinojosa, J. L., Moy, C. M., Prior, C. A., Eglinton, T. I., McIntyre, C. P., Stirling, C. H., & Wilson, G. S., 2015. Investigating the influence of regional climate and oceanography on marine radiocarbon reservoir ages in southwest New Zealand. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 167, 526–539.
- Ingram, B. L., & Southon, J. R. 1996. Reservoir ages in eastern Pacific coastal and estuarine waters. *Radiocarbon*, 38(3), 573-582.
- Kennett, D., Ingram, B., Erlandson, J., Walker, P., 1997. Evidence for temporal fluctuations in marine radiocarbon reservoir ages in the Santa Barbara channel, southern California. *J. Archaeol. Sci.* 24, 1051-1059.
- Kotov S., Pälike H., 2018. QAnalySeries – a cross-plat-form time series tuning and analysis tool, AGU.
- Lindsay, C. M., Lehman, S. J., Marchitto, T. M., & Ortiz, J. D. (2015). The surface expression of radiocarbon anomalies near Baja California during deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters* 422, 67-74.
- MacDonald, G. M., & Case, R. A. (2005). Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophysical Research Letters* 32(8).
- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., González Rouco, J. F., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X., and Timmermann, A., 2013. Information from paleoclimate archives, in: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution*

- of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 383–464.
- Mollenhauer, G., T. I. Eglinton, N. Ohkouchi, R. R. Schneider, P. J. Müller, P. M. Grootes, and J. Rullkötter, 2003. Asynchronous alkenone and foraminifera records from the Benguela Upwelling System, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67(12), 2157– 2171.
- Mollenhauer, G., Kienast, M., Lamy, F., Meggers, H., Schneider, R.R., Hayes, J.M., Eglinton, T.I., 2005. An evaluation of ^{14}C age relationships between co-occurring foraminifera, alkenones, and total organic carbon in continental margin sediments. *Paleoceanography*, 20, PA1016.
- Morton, R., & White, W., 1997. Characteristics of and Corrections for Core Shortening in Unconsolidated Sediments. *Journal of Coastal Research*, 13(3), 761-769.
- O'Mara, N. A., Cheung, A. H., Kelly, C. S., Sandwick, S., Herbert, T. D., Russell, J. M., et al., 2019. Subtropical pacific ocean temperature fluctuations in the common era: multidecadal variability and its relationship with Southwestern North American Megadroughts. *Geophysical Research Letters*, 46.
- Ortlieb, L., Vargas, G., Saliege, J.F., 2011. Marine radiocarbon reservoir effect along the northern Chile-southern Peru coast (14-24S) throughout the Holocene. *Quat. Res.* 75 (1), 91-103.
- PAGES2k Consortium, 2017. A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era, *Scientific Data*, 4, 170088.

- Petchey, F., Ulm, S., David, B. O., McNiven, I. J., Asmussen, B., Tomkins, H., ... & Stanisic, J. 2012. ^{14}C marine reservoir variability in herbivores and deposit-feeding gastropods from an open coastline, Papua New Guinea.
- Raymond, P.A., Bauer, J.E., 2001. Riverine export of aged terrestrial organic matter to the North Atlantic Ocean. *Nature* 409, 497.
- Reimer, P., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffman, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, J., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0- 50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55 (4), 1869-1887.
- Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2001. A marine reservoir correction database and on-line interface. *Radiocarbon* 43 (2A), 461-463.
- Reimer, RW, Reimer, PJ., 2017. An online application for ΔR calculation. *Radiocarbon* 59(5), 1623–1627.
- Robbins, J.A., 1978. Geochemical and geophysical applications of radioactive lead isotopes. In: Nriagu, J.O. (Ed.), *Biochemistry of Lead*. Elsevier, Amsterdam, 85–393.
- Russell N, Cook GT, Ascough PL, Scott EM, Dugmore AJ., 2011. Examining the inherent variability in ΔR : new methods of presenting ΔR values and implications for MRE studies. *Radiocarbon* 53(2), 277–88.
- Sabatier P, Dezileau L, Blanchemanche P, Siani G, Condomines M, Bentaleb I, Piquès G., 2010. Holocene variations of radiocarbon reservoir ages in a Mediterranean lagoonal system. *Radiocarbon* 52(1), 91–102.

- Sánchez, A., B. E. López-Ortiz, S. Aguíñiga-García, and E. Balart, 2013. Distribution and composition of organic matter in sediments of the oxygen minimum zone of the northeastern Mexican Pacific: Paleoceanographic implications, *J. Iber. Geol.*, 39(1), 111–120.
- Sanchez-Cabeza, J.A., Ruiz-Fernández, A.C., 2012. ^{210}Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models. *Geochim. Cosmochim. Acta* 82, 183–200.
- Schlitzer R., 2015. Ocean Data View (<http://odv.awi.de>).
- Schmidt, S., Howa, H., Diallo, A., Martín, J., Cremer, M., Duros, P., Fontanier, C., Deflandre, B., Metzger, E., Mulder, T., 2014. Recent sediment transport and deposition in the Cap-Ferret Canyon, South-East margin of Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Top Stud. Oceanogr.* 104, 134–144.
- Silverberg, N., Martinez, A., Aguíñiga, S., Carriquiry, J.D., Romero, N., Choumiline, E., Soledad Cota, S., 2004. Contrasts in sedimentation flux below the southern California Current between late 1996 and during the El Niño event of 1997-98. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 59, 575-587.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., 1993. Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon* 35 (1), 137-189.
- Stuiver, M., Pearson, G., Braziunas, T., 1986. Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal yr BP. *Radiocarbon* 28 (2B), 980-1021.
- Stuiver, M., Polach, H.A., 1977. Discussion: reporting of C-14 data. *Radiocarbon* 19, 355-363.
- Trachsel, M., & Telford, R. J. 2017. All age–depth models are wrong, but are getting better. *The Holocene*, 27(6), 860-869.

- Turney, C. S. M., McGregor, H. V., Francus, P., Abram, N., Evans, M. N., Goosse, H., von Gunten, L., Kaufman, D., Linderholm, H., Loutre, M.-F., and Neukom, R., 2019. Introduction to the special issue “Climate of the past 2000 years: regional and trans-regional syntheses”, *Clim. Past*, 15, 611–615.
- van Geen, A., Zheng, Y., Bernhard, J. M., Cannariato, K. G., Carriquiry, J., Dean, W. E., et al., 2003. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography*, 18(4), 1098.
- Zaytsev, O., Cervantes-Duarte, R., Montante, O., & Gallegos-Garcia, A. 2003. Coastal upwelling activity on the Pacific shelf of the Baja California Peninsula. *Journal of oceanography*, 59(4), 489-502.

Supporting Information for:

**Revisiting the marine reservoir age in Baja California continental margin sediments using
 ^{14}C and ^{210}Pb dating**

Christina Treinen-Crespo ¹, Loïc Barbara ¹, Julio A. Villaescusa ¹, Sabine Schmidt ², Ann Pearson³,
José D. Carriquiry ^{1, &}.

¹ Environmental Geosciences Group, Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, Mexico

² Université de Bordeaux, CNRS, UMR 5805 Environnements Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC), Pessac, 33615, France.

³ Department of Earth & Planetary Sciences, Harvard University, 26 Oxford Street, Cambridge, MA, USA.

Contents of this file:

Figures S1 and S2

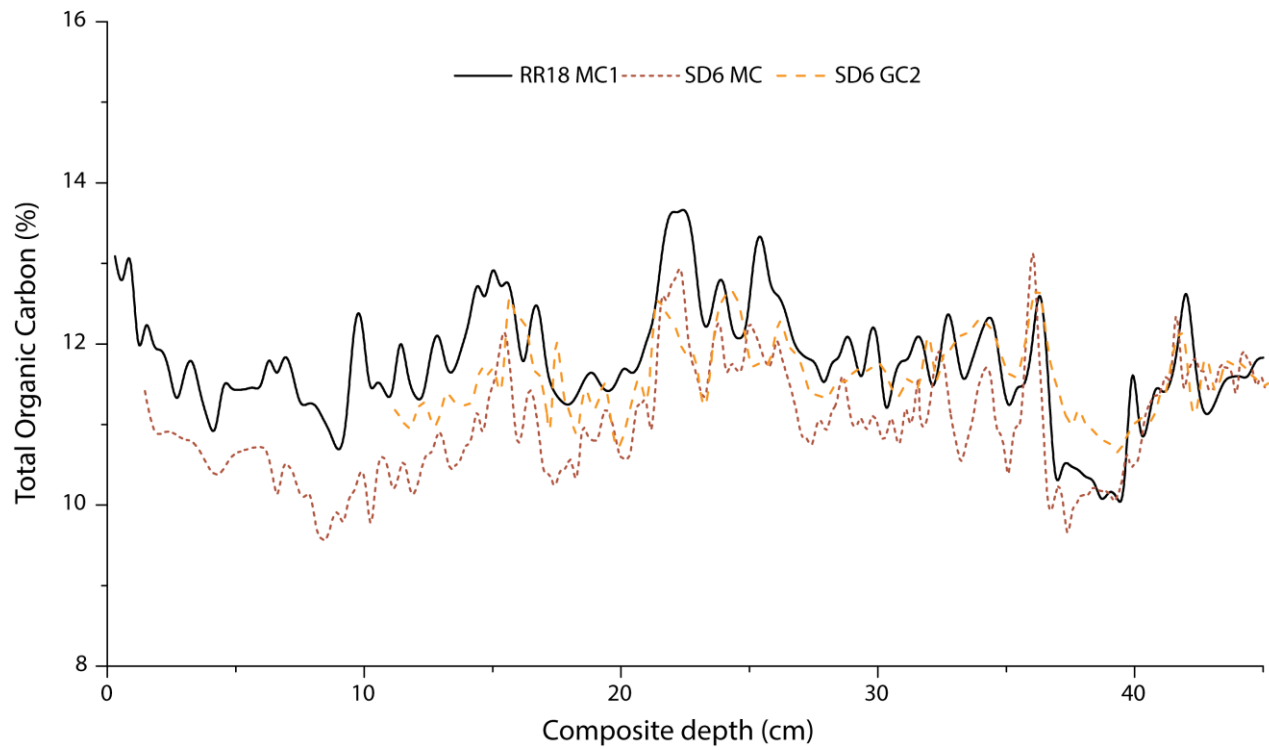


Figure S1: Stratigraphic correlation of RR18-SOL-MC1 and SD-6-MC/GC2 using TOC content variations.

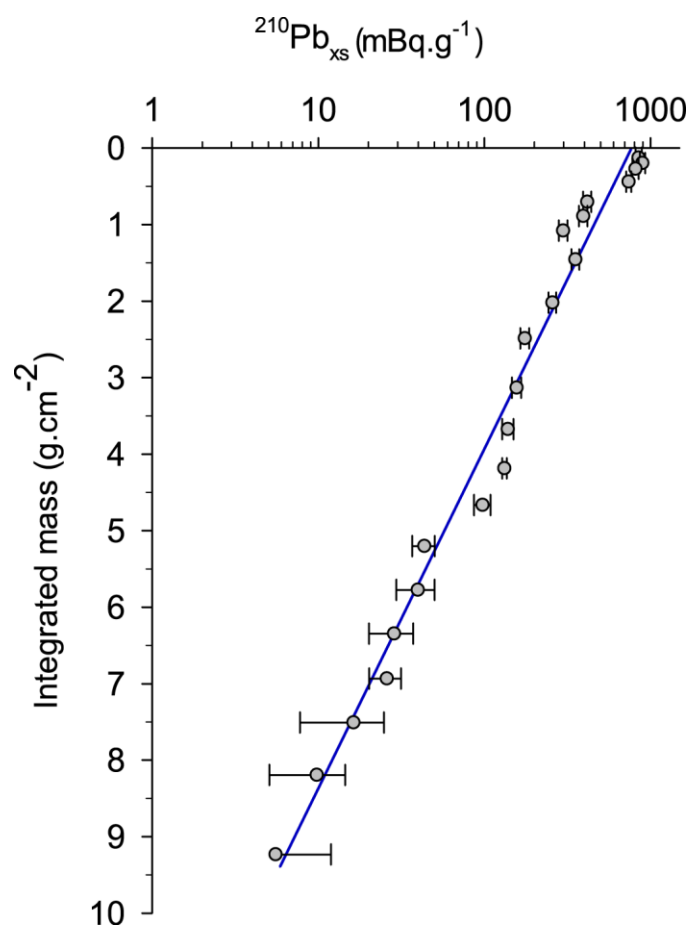


Figure S2: Integrated mass profile of $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activities in core RR18-SOL-MC1 with one sigma error bars.

CHAPTER II

Apparent Calcification Depth of Planktonic Foraminifera

CHAPTER II

Apparent Calcification Depth of Planktonic Foraminifera

Abstract

Planktonic foraminifera are widely used as temperature tracers of their habitat and, for such reason, have been previously used as tracers of the upper ocean's thermal structure. However, in order to be able to accomplish such a feat, it is essential to reliably assess the depths at which those foraminifera live, and thus, calcify. In this study, we assessed the apparent calcification depths (ACD) of four planktonic species by matching the measured oxygen isotopic ratios in foraminifera tests ($\delta^{18}\text{O}_c$) against the isotopic ratios of the predicted calcite in equilibrium with seawater ($\delta^{18}\text{O}_e$) at different depths in the water column. Our findings show that *Globigerinoides ruber* and *Trilobatus sacculifer* ACDs are good tracers of mixed layer temperatures (0-30m), while *Globigerina bulloides* seems to follow the isotherm related to the chlorophyll maximum and it is a sensitive tracer of cold/upwelling periods (60-90m). Likewise, it was found that *Neogloboquadrina dutertrei* is a good temperature tracer of the thermocline (~60 m) in the Soledad basin area. Using several species of planktonic foraminifera with differentiated depth-habitats offer a reliable approach to adequately infer changes in the past upper water column's thermal structure and its oceanographic and climatic implications.

1. Introduction

Planktonic foraminifera dwell over a wide range of depths in the upper part of the water column. Each foraminifera species shows a particular depth preference that can be defined by its ecology, season of growth, life stage, and local hydrographic conditions (Hemleben et al., 1989). Foraminifera have been widely known to record temperature, as the oxygen isotopic ratios of their

calcium carbonate tests (hereafter refer to as $\delta^{18}\text{O}_c$) are a function of the calcification temperature and the surrounding seawater oxygen isotopic composition (hereafter refer to as $\delta^{18}\text{O}_w$). The $\delta^{18}\text{O}_w$ is also controlled by the local salinity, which, in turn, is affected by changes in the hydrological cycle (i.e., evaporation and precipitation balance) (Rohling 2013). Although the $\delta^{18}\text{O}_w$ effects can exert considerable control in the $\delta^{18}\text{O}_c$ at glacial-interglacial scale (Fairbanks 1989; Rohling 2013), these effects are of a lesser extent in subtropical regions where there is no significant input of freshwater at seasonal or interannual scales. Because of the latter, planktonic foraminifera $\delta^{18}\text{O}_c$ largely reflect the temperature of their habitat depth (Williams et al., 1981; Deusser et al., 1981; Williams et al., 1979).

By analyzing the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera that calcify in the surface mixed layer and those that calcify deeper, it is possible to reconstruct the thermocline depth and the upper water column stratification. Before this, it is necessary to assess the apparent calcification depth (ACD) of the analyzed foraminifera as it will allow us to confidently interpret temperature variations at the depth at which these foraminifera species inhabit, and thus study past changes in the thermal structure of the upper water column (0-100 m depth). The planktonic foraminifera species selected in this study were intended to record the temperature changes in the upper ocean, from the top of the mixed layer to the bottom of the seasonal thermocline, the latter is defined as the depth of the major vertical temperature gradient (Kim and Miller, 2007).

Foraminiferal $\delta^{18}\text{O}_c$ values were used to estimate their apparent calcification depths by matching their measured $\delta^{18}\text{O}$ values to the predicted $\delta^{18}\text{O}$ profile of carbonates in thermodynamic equilibrium with seawater (hereafter refer to as $\delta^{18}\text{O}_e$), calculated from modern salinity and temperature data.

2. Methods

2.1. Hydrographic data

The predicted $\delta^{18}\text{O}$ depth-profile of calcite in equilibrium with seawater ($\delta^{18}\text{O}_e$) was calculated using available hydrographic data from CTD casts in the Gulf of Ulloa. The database was obtained from the program "Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California" (IMECOCAL, <https://imecocal.cicese.mx/>; from 1999 to 2015 Line 137.25-40 ⁽¹⁾ (Fig.1)). In addition to the IMECOCAL data, we also included the CTD profiles from two different cruises (RR18 and KM19 ⁽²⁾) carried out within the study area. Temperature and salinity data were converted to conservative temperature Θ ($^{\circ}\text{C}$) and absolute salinity (S_A g kg^{-1}) following the TEOS-10 guidelines and calculated using the software Ocean Data View (ODV; Schlitzer, 2022; odv.awi.de). Following the thermohaline classification of Cervantes-Duarte et al. (2015) for the Gulf of Ulloa, where Soledad basin is located, the seasonal conditions were classified into two periods: (a) A cold period from February to July, with minimal surface temperatures ($\sim 18\text{-}16^{\circ}\text{C}$ in the upper 25m) and relatively fresher waters ($< 34.0 \text{ g kg}^{-1}$) that correspond to subarctic water carried by the California Current; and (b) a warm period between August to January, characterized by warmer surface waters ($\sim 22\text{-}24^{\circ}\text{C}$) and higher salinities ($> 34.4 \text{ g kg}^{-1}$) indicators of Tropical Surface Water Mass (TSW). Thus, the salinity and temperature profiles were characterized as annual average, cold-season (February to July), and warm-season (August to January) (Figs. 2a-c), considering that seasonality in the Soledad region is driven by changes in the upwelling intensity (Zaytsev et al., 2003; Espinosa-Carreón et al., 2004; Gonzalez-Rodríguez et al., 2012). Averaged annual data turned out to be a good representative of the hydrography of the study site.

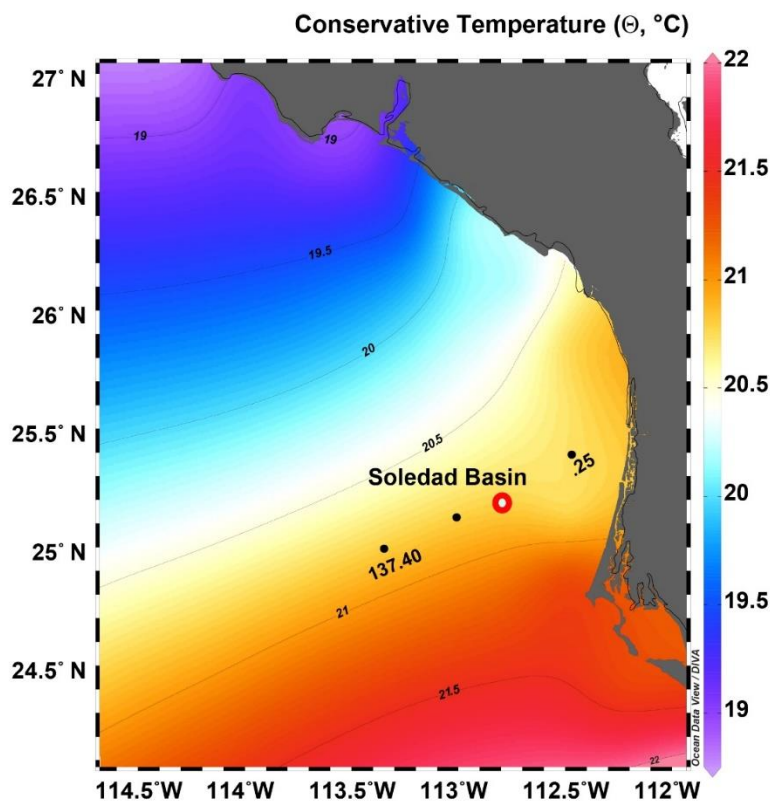


Figure 1. Simplified map of conservative sea surface temperature for southernmost part of the California Current. Soledad basin is indicated by the red circle. Black dots show the IMECOCAL line used in this study (Line 137 .25 to .40). The figure was generated using Ocean Data View software (ODV; Schlitzer, 2022; odv.awi.de), and annual sea surface temperature data from World Ocean Database 2013 (Boyer et al., 2013).

2.2. $\delta^{18}\text{O}_c$ measurements from contemporaneous sediment samples

Sediment samples used for picking of foraminifera to measure stable isotope were obtained from sediment cores were collected in Soledad Basin in 2018, on the R/V Roger Revelle (multicore RR18-SOL-MC1 and MC2; Fig. 1), in the continental shelf off southwestern Baja California (25°11.99'N; 112°43.99'W; 550m water depth). Sediment samples from the multicore MC2 were taken at 3mm intervals. Target foraminifera species were picked from each interval and analyzed for $\delta^{18}\text{O}$ to infer their corresponding habitat depth (i.e., ACD). The age model for the MC1 was

built using more than 20 ^{210}Pb radiometric measurements. The age model for the MC2 was established by correlating dry bulk density (DBD) variations of both cores, using tie-points assisted by the QAnalySeries Software (Kotov and Pălike, 2018). The base period used for calibrating the $\delta^{18}\text{O}$ of foraminifera with the local hydrography corresponds to approximately the last 30 years (~1990-2016). This means that we only used the planktonic foraminifera found in the core-depth intervals corresponding to the 1990-2016 period for which we have good hydrographic information to carry out the calibration and to assess the ACD (for further detail about the DBD and age model for the MC1, see chapter I).

Sediment samples used to pick foraminifera were obtained from eight intervals in the top 7 cm of multicore MC2. Approximately 2-3 g of freeze-dried sediment was washed using deionized water, sifted through different mesh-sized sieves (63 and 150 μm), and oven-dried overnight at 60°C. Dried samples were divided into four discrete size fractions (<150, 150-250, 250-355, and >355 μm). Planktonic foraminifera for isotopic analyses were selected from the 250-355 μm fraction. To remove any organic carbon residues from the foraminiferal tests, samples were calcinated at 350°C for one hour and placed in a desiccator cabinet until analysis.

Four species of planktonic foraminifera that are generally known to calcify at different water depths (Kretschmer et al., 2018) were picked (from the sediments) to be used as proxies of upper water column temperature changes: *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839), *Trilobatus sacculifer* (Brady, 1877) -former *Globigerinoides sacculifer*-, *Globigerina bulloides* (d'Orbigny, 1826) and *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny, 1839).

Since foraminifera were scarce in some parts of the core, we have adopted the analytical method described by Breitenbach and Bernasconi (2011) to obtain reliable stable isotopes measurements using samples of low weight (30 to 80 μg ; 3-10 individuals). Samples were placed in 4.5 mL

borosilicate tubes (Labco exetainers) and purged with grade 5.0 Helium. Phosphoric acid (density close to 1.92 g cm⁻³) was manually added to each vial; samples were placed in a heat block at 72°C until CO₂-equilibration was achieved. Once the reaction was completed, the CO₂ produced was analyzed using an on-line gas preparation and introduction system (GasBench II), coupled to a continuous flow Isotopic Ratio Mass Spectrometer (IRMS) Delta V Advantage. Several internal carbonate standards (SIIO) were placed every five samples obtaining a precision better than 0.1‰ (n= 20). It is relevant to mention that, in order to estimate the ACD, foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ analyses were performed using modern-day samples (the cores mentioned above) from the study of Molina-Guadarrama (2022).

2.3. Predicted $\delta^{18}\text{O}$ calcite in equilibrium profile calculations and ACD

Since there are no studies to establish the habitat depths of different foraminifera species in the water column over the continental shelf of southwestern Baja California, it has become necessary to assess the ACD using the foraminifera $\delta^{18}\text{O}_c$ signature created by the thermal conditions in which they are adapted to live and thrive. To constrain the ACD of selected planktonic foraminifera species, the measured $\delta^{18}\text{O}_c$ was compared against the $\delta^{18}\text{O}_e$ profile. At water depths where $\delta^{18}\text{O}_c$ matches $\delta^{18}\text{O}_e$ (in the equilibrium profile), the ACD of each species of foraminifera analyzed was taken. $\Delta^{18}\text{O}_e$ water column profile can be predicted from conservative temperature (Θ °C) and absolute salinity (S_A g kg⁻¹) profiles, and a proper paleotemperature equation. For this study, we used the paleotemperature equation (1) for high-light conditions from Bemis *et al.* (1998):

$$T(^{\circ}\text{C}) = 14.9 - 4.80 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w), \quad (1)$$

where $\delta^{18}\text{O}_w$ was estimated using salinity profiles from the Soledad basin and applying the Bemis *et al.* (2002) equation as

$$\delta^{18}O_w = 0.39 * Salinity - 13.23 \quad (2)$$

$\delta^{18}O_w$ values were converted from VSMOW to VPDB by subtracting 0.27‰ as Hut (1987) proposed.

To investigate the depth at which the planktonic foraminifera live (calcify), the predicted profile of $\delta^{18}O_e$ of calcite in equilibrium was calculated by re-arranging the temperature equation (1) from Bemis et al. (1998) as follows:

$$\delta^{18}O_e = \delta^{18}O_w + \left(\frac{14.9-T}{4.80}\right) \quad (3)$$

where T is the conservative temperature (°C) from the CTD profiles. Note that, for practicality, and with the sole purpose of estimating the predicted $\delta^{18}O$ calcite in equilibrium, $\delta^{18}O_c$ in the equation (3) was changed to $\delta^{18}O_e$. $\delta^{18}O_e$ was calculated using the mean annual Θ (°C) and S_A (g kg⁻¹). Also, $\delta^{18}O_e$ was calculated for the warm/summer (August to January) and cold/upwelling (February to July) seasons in the Soledad basin area.

3. Results and discussion

3.1. Hydrological conditions: Temperature and Salinity

The mean annual temperature of the first 10 m of the water column is around 21 °C and represents a narrow upper mixed layer. Mean annual reanalysis based on sigma-theta estimations for the Soledad basin area suggests a mixed layer depth (MLD) of ~20 m (Supplementary Fig. 1). The top of the thermocline begins at ~10-20 m and ends at ~70m with a thermal difference of 5° (~20-15 °C) in that depth range (Fig. 2a). Meanwhile, the mean annual salinity fluctuates between 34.0 and 34.5 g kg⁻¹, with the lowest salinity between 30 and 100 m depth. The characterization of the water column based on the thermohaline properties pinpoints to the California Current Water mass (CCW), which are defined by temperatures between 10-21°C and salinities below 34.5 g kg⁻¹ with

a mean thickness of 150 m (Portela et al. 2016; Durazo, 2015). The depth of the chlorophyll maximum is shallow during the cold period (~20 m) as the nutricline shallows due to upwelling strengthening during those months; throughout the warm season or faint upwelling, the maximum deepens (Fig. 2d) (Cervantes-Duarte et al., 2015).

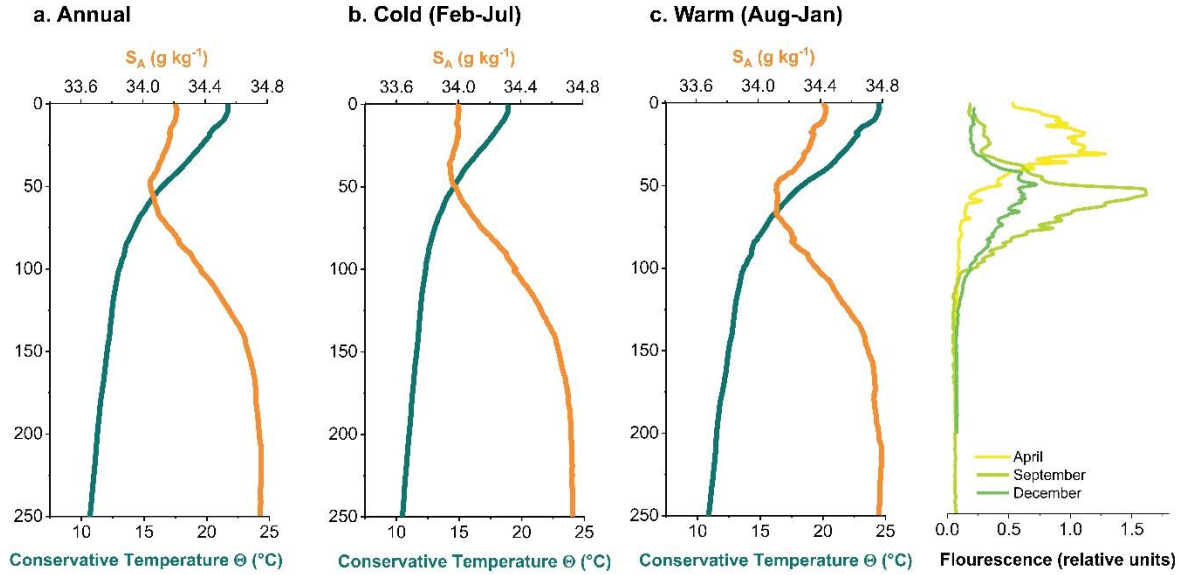


Figure 2. Mean thermohaline properties of the water column for the Soledad basin area. (2a) Annual mean conservative temperature (green) and absolute salinity (orange) (114 cast were used to estimate the annual mean). Graphs 2b and 2c, as in 2a but for the cold (February to July; n= 72 casts) and warm (August-January; n= 32 casts)) periods. 2d Fluorescence profile from CTD measured during cruises SKQ17, RR18, KM19.

3.2. Predicted $\delta^{18}O_e$ calcite in equilibrium for the Soledad basin region

The predicted profile of $\delta^{18}O_e$ was calculated using the annual mean Θ ($^{\circ}C$) and S_A ($g\ kg^{-1}$). Equivalent equilibrium profiles were also made for the cold and warm periods. Equations 2 and 3 above were used to estimate $\delta^{18}O_e$. The most remarkable differences in the $\delta^{18}O$ calcite in

equilibrium profiles are observed in the surface waters associated with the upper mixed layer (0-30 m) where values oscillate between -0.8 (February) to -2.3‰ (November) (Fig. 3). During the warm period (August-January), the deepening of the isotherms is also reflected in the predicted $\delta^{18}\text{O}_e$ reaching values of -1.50‰ at 50 m (Fig. 3b). Meanwhile, the $\delta^{18}\text{O}_e$ seasonal variability is not so marked at deeper levels (below 100 m).

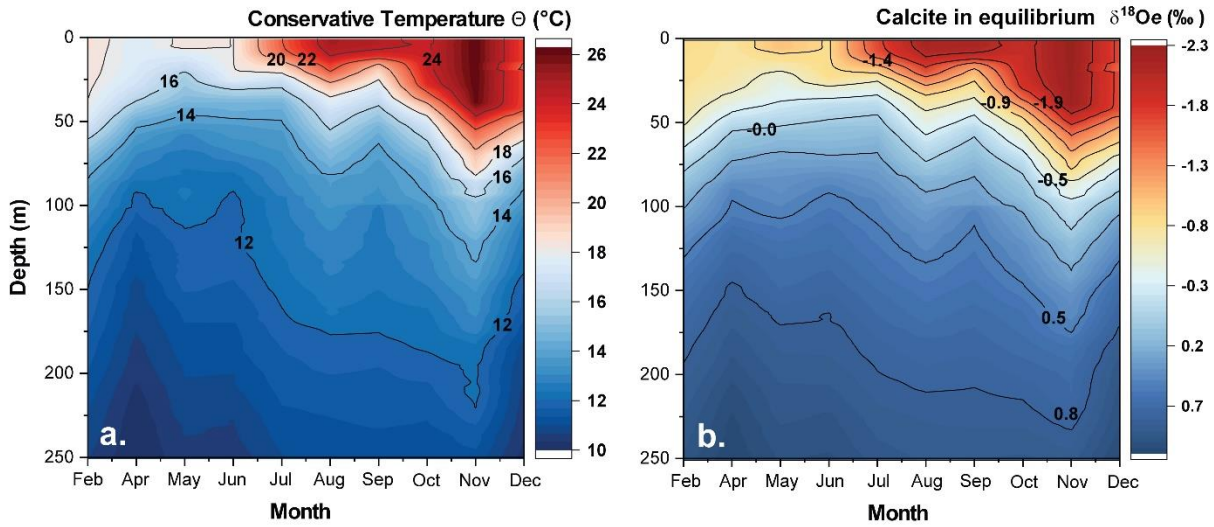


Figure 3. Time evolution of: **(a)** conservative temperature; and **(b)** $\delta^{18}\text{O}_e$ of calcite in equilibrium with water. Profiles were calculated using mean values for each depth and month from selected CTD casts from the Soledad Basin area. *The absence of January and March profiles is due to the lack of data these months.*

3.3. Apparent calcification depth of species of interest for paleoceanographic reconstructions.

3.3.1. *G. ruber* and *T. sacculifer*: Mixed Layer Depth thermographers

Spinose species, *G. ruber*, and *T. sacculifer* are surface-dwelling planktonic foraminifera frequent in tropical to subtropical waters, bearing dinoflagellate symbionts (Schiebel and Hemleben, 2017).

Estimations of the ACD for *G. ruber* and *T. sacculifer* for the Soledad basin area showed that their habitats are well constrained to the first 30m of the water column, and both species appear to calcify at the same depths (Fig. 4; Table 1). Our results are consistent with previous studies reporting calcification depths of *G. ruber* within the first 50 m of the upper water column (Field, 2004; Mohtadi et al., 2007; Jonkers and Kucera, 2015; Kretschmer et al., 2018; Yu et al., 2022; Sánchez et al., 2022;). Meanwhile, we observed that *T. sacculifer* appears to calcify between 6 and 25 m (Figs. 4a-c). There were no statistical differences in $\delta^{18}\text{O}_c$ between the two species, suggesting that these species dwell in the same habitat. Such particularity might be because both species contain algal symbionts and their abundances tend to be higher in the photic zone where light intensity is high. Also, the fact that their ACD is constrained to a thin depth interval in both species is a clear response to the very narrow upper mixed layer in this area of the northeastern Pacific (~20 m; Fig. Supplementary 1), their high affinity for the mixed layer is probably constricting both species' habitats. Nevertheless, even though temperature appears to control their habitat, it is relevant to point out that food availability also affects their habitat preferences as has been pointed out by Ortiz et al. (1995) and Kretschmer et al. (2018). As is observed by the mean depth of the chlorophyll maximum (Fig. 2d) in the Soledad basin area (Cervantes-Duarte et al., 2015).

Our ACD estimates indicate that the vertical distribution of *G. ruber* and *T. sacculifer* appears to be affected by seasonality (Fig.4c) Since a ACD becomes thicker and deeper during the warm season, reaching even 45m when matching the foraminifera $\delta^{18}\text{O}_c$ mean values to the predicted $\delta^{18}\text{O}_e$ for warm conditions (Fig. 4c). Meanwhile, during the cold season the mean value for both species does not match the predicted $\delta^{18}\text{O}_e$ curve (Fig. 4b). This seasonality behavior is consistent with the results of Ortiz and Mix (1992), who observed high *G. ruber* fluxes offshore from October

to December (warmer months) in traps located at the northern sector of the California Current. Such skewed or uneven seasonal fluxes are expected to be reflected in the oxygen isotope ratios of the foraminifera tests. *G. ruber* shows a clear temperature response, with a thermal minimum tolerance limit of $\sim 14^{\circ}\text{C}$ (Ortiz et al., 1995). When $\delta^{18}\text{O}_c$ for both species are converted to temperature (Equation 2), the resulting mean values are similar to the annual mean of sea surface temperatures (SST) obtained from HadSST.4.0 (*Hadley Centre Sea-surface temperature anomaly data set*) for the Soledad basin area (spatial resolution of $1^{\circ} \times 1^{\circ}$) (Supplementary Fig. 2). Higher dispersion (variability) in the foraminifera oxygen isotopic ratios is expected as their signal records a larger SST dispersion (internal variability) than HadSST data yields for the upper 20 m of the ocean. Thus, estimated ACDs suggest that both species are good tracers of the upper water column thermal variability, and particularly of the mixed layer depth (Figs. 4a, 4c).

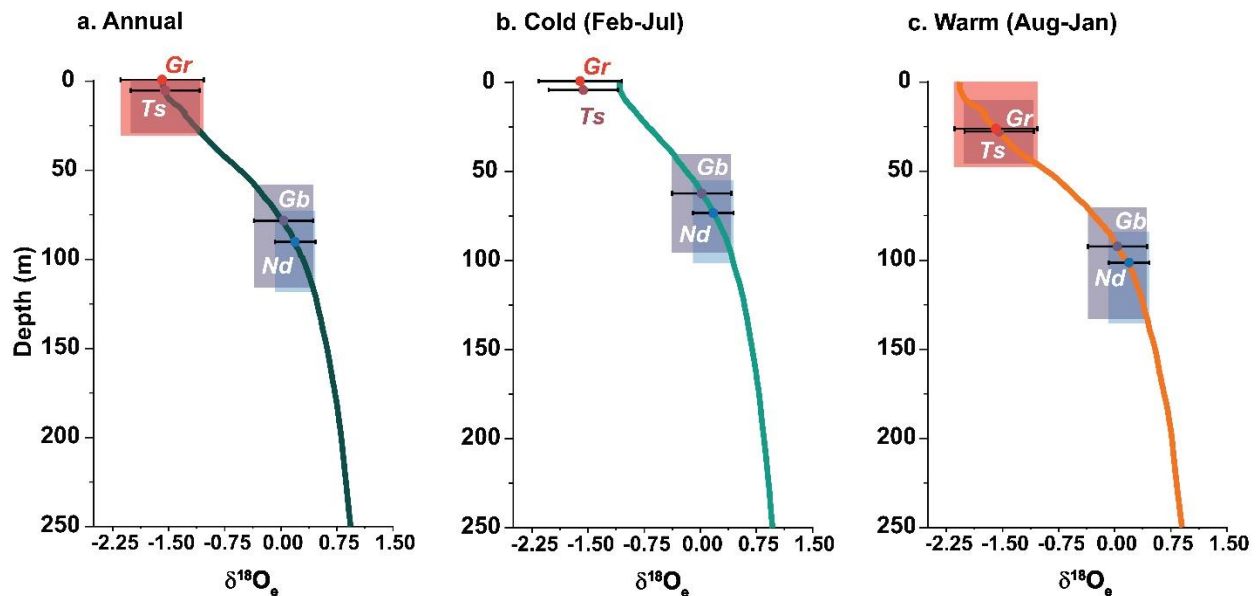


Figure 4. Planktonic foraminifera apparent calcification depth (ACD). (a) annual mean, and (b) the cold (February-July) and (c) warm (August-January) periods. Colored boxes are mean values

of the $\delta^{18}\text{O}_c$ measurements for each species. Error bar in symbols is ± 1 S.D (Table 1).
Abbreviations: Gr Globigerinoides ruber; Ts Trilobatus sacculifer; Gb Globigerina bulloides; Nd Neogloboquadrina dutertrei.

Table 1. RR18SOL-MC2 $\delta^{18}\text{O}_c$ planktonic foraminifera measurements and estimated ACD for each species and season.

$\delta^{18}\text{O}_c$ measurements in RR18-SOL-MC2 (1999-2016)				ACD (m)		
Planktonic Foraminifera	Mean $\delta^{18}\text{O}_c$	± 1 Standard deviation	N	Annual	Cold	Warm
<i>G. ruber</i>	-1.589	0.48	5	0	0	27
<i>T. sacculifer</i>	-1.547	0.41	6	6	0	28.5
<i>G. bulloides</i>	0.034	0.36	6	79	63	93
<i>N. dutertrei</i>	0.189	0.24	6	91	74	102

3.3.2. *G. bulloides* and *N. dutertrei*: upwelling and thermocline

G. bulloides is a spinous species that is considered an upwelling indicator in the Northeastern Pacific region as well as an indicator of temperate to sub-polar water masses. It inhabits above the thermocline within the first ~60 m of the water column (Ortiz and Mix, 1992; Field, 2004; Schiebel and Hemleben, 2017). According to Ortiz et al. (1995), *G. bulloides* presents an excellent depth affinity to high biomass upwelling waters (food affinity), probably associated with higher zooplankters biomass (Ortiz et al., 1995).

Using sediment traps, Sautter and Thunell (1991) observed that *G. bulloides* migrates from the thermocline to the ocean's surface at the onset of the upwelling periods, which can explain the observed variability in the measured samples (mean = $0.03 \pm 0.3\%$) Its ACD corresponds to

shallow depths during the cold period. Furthermore, our results demonstrate that based on its oxygen isotopic composition, it does not seem to extend to depths shallower than the top of the thermocline (~60-90 m; Figs. 4a-c; Table 1). Using the species specific equation from Mulitza et al. (2003), measured $\delta^{18}\text{O}_c$ of *G. bulloides* were converted to temperature, and generated mean temperature values (i.e., $13.6 \pm 1.7^\circ\text{C}$) that might suggest that this species has preference for the 12.5°C isotherm as well as the chlorophyll maximum, as has been also reported by Osborne et al. (2016).

The non-spinous species *N. dutertrei* is common in tropical to subtropical waters, this species presents facultative endosymbionts (Schiebel and Hemleben, 2017). It is classified as a thermocline dweller, usually found inhabiting within the thermocline and associated to the chlorophyll maximum (Field, 2004). The calcification depth observed within the Soledad basin suggests that *N. dutertrei* ACD is constrained to the thermocline (Fig. 4a-c; Table 1). Compared to other species analyzed, reduced data dispersion suggests a very stable habitat (Table 1) between 60-100m in depth, reflecting its habitat preference associated with the thermocline (Sautter and Thunell, 1991a; Sautter and Thunell, 1991b; Field, 2004).

Our oxygen isotopic results of the planktonic foraminifera analyzed display a clear pattern in which *G. ruber* and *T. sacculifer* calcify in the mixed layer while *N. dutertrei* calcify near the mid-bottom of the thermocline. This particular pattern has been observed by Lakhani et al. (2022) for the tropical global oceans. Furthermore, *G. bulloides* seems to follow the 12.5°C isotherm where the chlorophyll maximum occurs, in agreement with recent observations by Osborne et al. (2016).

3.4. ACD of planktonic foraminifera and its paleoceanographic meaning

Calcification depths estimated from the $\delta^{18}\text{O}_c$ are a general descriptor of the mean habitat's depth where planktonic foraminifera inhabit during their life cycle (Mulitza et al., 1997). As stated above, their depth preferences are associated with different factors such as temperature and food availability. This specific habitat preference provides information about the changes in the water column's stratification and enable us to use them as thermographers along the upper water column.

Earlier studies in Soledad basin used *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$, and Mg/Ca as tracers of summer sea surface temperature (Rodríguez-Sanz et al., 2013), while Mg/Ca of *G. bulloides* was used as a tracer of temperatures during spring (intense upwelling/cold period) (Marchitto et al., 2010). Including other planktonic foraminifera species with different habitats might help to understand in great detail the upper water column dynamics. Our study confirms the use of *G. ruber* and *T. sacculifer* as indicators of temperatures over the mixed layer depth to top of the thermocline, as their habitat appears constrained to a narrow portion (0-30 m) of the upper water column. Predicted ACD of *G. bulloides* has significant implications as a paleoceanographic tracer of the spring/upwelling season, as it might reflect cooling events of the mixed layer/surface ocean. Finally, *N. dutertrei* is relatively abundant in the sedimentary records from the Baja California margin. This study suggests its use as an indicator of thermocline temperatures. The combination of two or more species acts as a synergistic proxy to confidently infer thermal gradients in the upper water column's thermal structure, as well as oceanographic and climatic implications.

4. Conclusions

Our results have significant implications for the correct interpretation of paleoceanographic records used to reconstruct the upper ocean on centennial to millennial timescales, including

glacial to inter-glacial timescales. Our data suggest that *G. ruber* and *T. sacculifer* are good indicators of the mixed layer thermohaline environment, while *G. bulloides* is a good tracer of specific hydrographic conditions at the bottom of the chlorophyll maximum. *N. dutertrei* describes temperature in the thermocline (50-90 m). The combined use of these species is particularly valuable to confidently reconstruct the variability of the thermal structure of the upper ocean.

5. Hydrographic data and core collection acknowledgments

⁽¹⁾ Cores RR18SOL-MC1 and MC2 were collected during the scientific cruise RR18 04-05. Hydrographic data from CTD profiles used in this study were obtained on board the Research Vessels Roger Revelle 1804-5 and Kilo Moana 19-20, funded by NSF (Grant DEB-1542240) to G. Rocap, A. Devol, R. Kiel.

⁽²⁾ Hydrographic data used in this study, corresponding to line 137, were obtained from the program Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL, <https://imecocal.cicese.mx>).

6. References

- Bemis, B. E., Spero, H. J., Bijma, J., & Lea, D. W. (1998). Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic Foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography*, 13(2), 150-160.
- Bemis, B. E., Spero, H. J., & Thunell, R. C. (2002). Using species-specific paleotemperature equations with foraminifera: a case study in the Southern California Bight. *Marine Micropaleontology*, 46(3-4), 405-430.
- Breitenbach, S. F., & Bernasconi, S. M. (2011). Carbon and oxygen isotope analysis of small carbonate samples (20 to 100 Åµg) with a GasBench II preparation device. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 25(13), 1910-1914.
- Cervantes-Duarte, R., Prego, R., Gaxiola-Castro, G., López-López, S., Aguirre-Bahena, F., & Murillo-Murillo, I. (2015). Intra-annual upwelling patterns and its linkage with primary production in the euphotic zone (24.5 N) of Southern Baja California coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 157, 51-58.
- Durazo, R. (2015). Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(2), 1173-1196.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342(6250), 637-642.
- Field, D. B. (2004). Variability in vertical distributions of planktonic foraminifera in the California Current: Relationships to vertical ocean structure. *Paleoceanography*, 19(2).

- González-Rodríguez, E., Trasviña-Castro, A., Gaxiola-Castro, G., Zamudio, L., & Cervantes-Duarte, R. (2012). Net primary productivity, upwelling and coastal currents in the Gulf of Ulloa, Baja California, México. *Ocean Science*, 8(4), 703-711.
- Hemleben, Ch., Spindler, M., Anderson, O.R., 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer, Berlin, 363 pp
- Jonkers, L., & Kučera, M. (2015). Global analysis of seasonality in the shell flux of extant planktonic foraminifera. *Biogeosciences*, 12(7), 2207-2226.
- Kim, H. J., & Miller, A. J. (2007). Did the thermocline deepen in the California Current after the 1976/77 climate regime shift?. *Journal of Physical Oceanography*, 37(6), 1733-1739.
- Kotov S., Pälike H., 2018. QAnalySeries – a cross-plat-form time series tuning and analysis tool, AGU
- Kretschmer, K., Jonkers, L., Kucera, M., & Schulz, M. (2018). Modeling seasonal and vertical habitats of planktonic foraminifera on a global scale. *Biogeosciences*, 15(14), 4405-4429.
- Lakhani, K. Q., Lynch-Stieglitz, J., & Monteagudo, M. M. (2022). Constraining calcification habitat using oxygen isotope measurements in tropical planktonic foraminiferal tests from surface sediments. *Marine Micropaleontology*, 170, 102074.
- Marchitto, T. M., Muscheler, R., Ortiz, J. D., Carriquiry, J. D., & van Geen, A. (2010). Dynamical response of the tropical Pacific Ocean to solar forcing during the early Holocene. *Science*, 330(6009), 1378-1381.
- Mohtadi, M., Max, L., Hebbeln, D., Baumgart, A., Krück, N., & Jennerjahn, T. (2007). Modern environmental conditions recorded in surface sediment samples off W and SW Indonesia:

Planktonic Foraminifera and biogenic compounds analyses. *Marine Micropaleontology*, 65(1-2), 96-112.

Molina-Guadarrama N. (2022) master's degree theses

Mulitza, S., Boltovskoy, D., Donner, B., Meggers, H., Paul, A., & Wefer, G. (2003). Temperature: $\delta^{18}\text{O}$ relationships of planktonic foraminifera collected from surface waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202(1-2), 143-152

Ortiz, J. D., & Mix, A. C. (1992). The spatial distribution and seasonal succession of planktonic foraminifera in the California Current off Oregon, September 1987–September 1988. *Geological Society, London, Special Publications*, 64(1), 197-213.

Ortiz, J. D., Mix, A. C., & Collier, R. W. (1996). Environmental control of living symbiotic and asymbiotic Foraminifera of the California Current. *Oceanographic Literature Review*, 8(43), 814.

Osborne, E. B., Thunell, R. C., Marshall, B. J., Holm, J. A., Tappa, E. J., Benitez-Nelson, C., & Chen, B. (2016). Calcification of the planktonic Foraminifera *Globigerina bulloides* and carbonate ion concentration: Results from the Santa Barbara Basin. *Paleoceanography*, 31(8), 1083-1102.

Portela, E., Beier, E., Barton, E. D., Castro, R., Godínez, V., Palacios-Hernández, E., ... & Trasviña, A. (2016). Water masses and circulation in the tropical Pacific off central Mexico and surrounding areas. *Journal of Physical Oceanography*, 46(10), 3069-3081.

- Rodríguez-Sanz, L., Mortyn, P. G., Herguera, J. C., & Zahn, R. (2013). Hydrographic changes in the tropical and extratropical Pacific during the last deglaciation. *Paleoceanography*, 28(3), 529-538.
- Rohling, E. J. (2013). Oxygen isotope composition of seawater. *The Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam: Elsevier, 2, 915-922.
- Sánchez, A., Sánchez-Vargas, L., Balart, E., & Domínguez-Samalea, Y. (2022). Stable oxygen isotopes in planktonic foraminifera from surface sediments in the California Current system. *Marine Micropaleontology*, 102127.
- Sautter, L. R., & Thunell, R. C. (1991). Planktonic foraminiferal response to upwelling and seasonal hydrographic conditions; sediment trap results from San Pedro Basin, Southern California Bight. *The Journal of Foraminiferal Research*, 21(4), 347-363.
- Sautter, L. R., & Thunell, R. C. (1991). Seasonal variability in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of planktonic foraminifera from an upwelling environment: sediment trap results from the San Pedro Basin, Southern California Bight. *Paleoceanography*, 6(3), 307-334.
- Schiebel, R., & Hemleben, C. (2017). Planktic foraminifers in the modern ocean (pp. 1-358). Berlin: Springer.
- Schlitzer, R. (2015). Ocean data view.
- Williams, D. F., Bé, A. W., & Fairbanks, R. G. (1981). Seasonal stable isotopic variations in living planktonic Foraminifera from Bermuda plankton tows. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33(1-3), 71-102.

- Williams, D. F., Bé, A. W., & Fairbanks, R. G. (1979). Seasonal oxygen isotopic variations in living planktonic Foraminifera off Bermuda. *Science*, 206(4417), 447-449.
- Yu, Z., Li, B., Li, H., Zhang, J., & Chen, J. (2022). The influence of seasonal calcification depth change on the planktonic foraminiferal stable oxygen isotope signal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.

7. Supplementary material

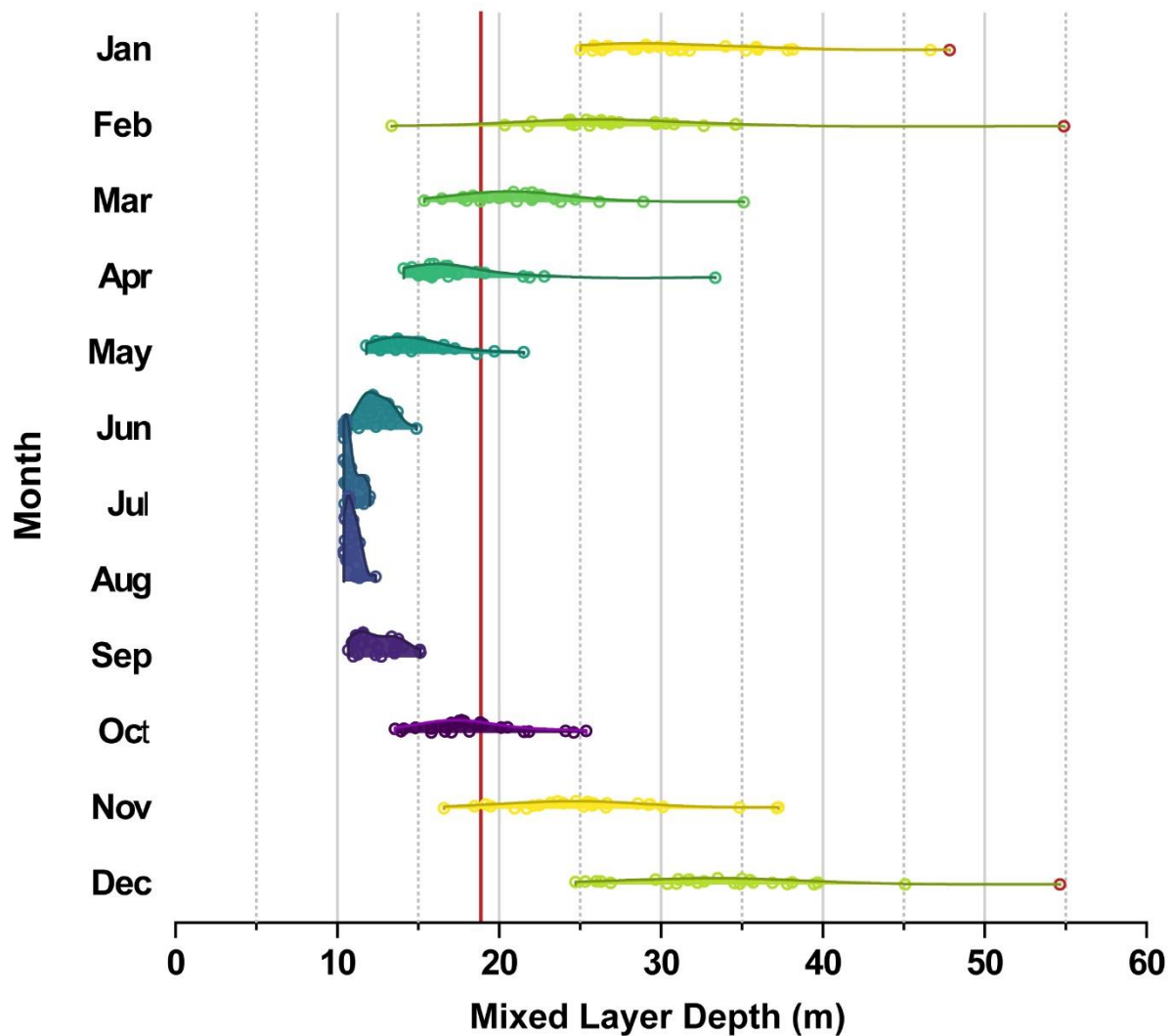


Figure S1. Mixed Layer Depth (MLD) defined by sigma-theta for the Gulf of Ulloa area. Red line shows the annual mean MLD. Data marked with a red circle correspond to the Dec-Jan-Feb period (1997-1998). Time series were obtained from the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS), using data from the GLORYS12V1 Global Reanalysis "PHY-001-030", available from: <https://www.st.nmfs.noaa.gov/copepod/about/about-copepodite.html>.

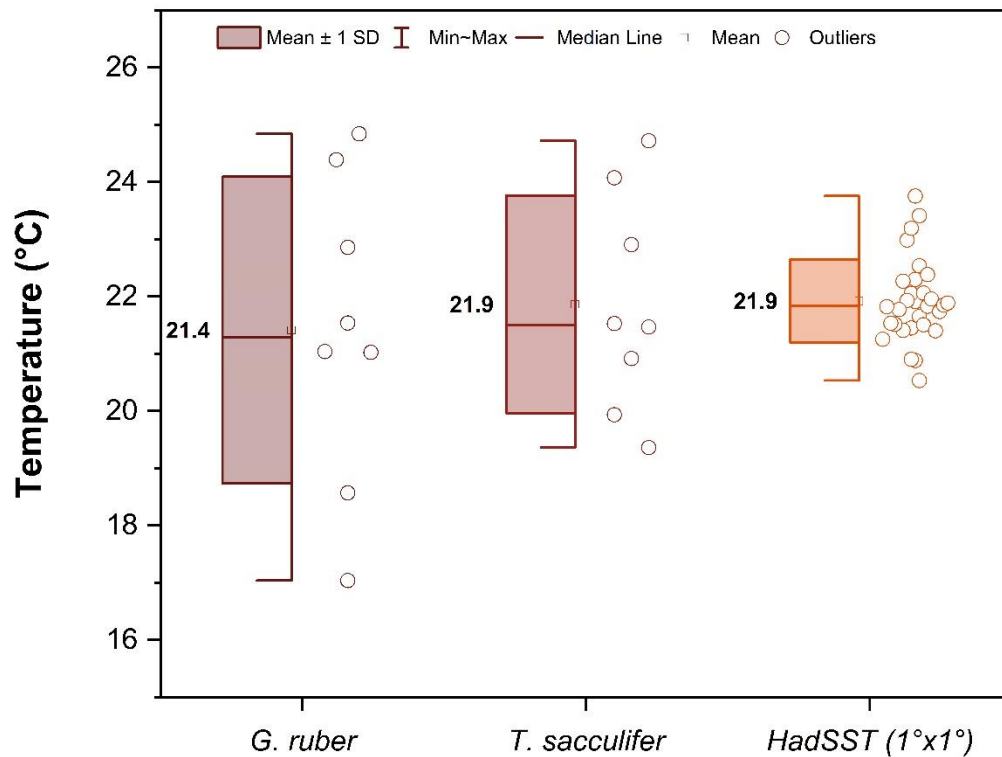


Fig. S2. Box and whisker plot of temperature derived from the oxygen isotopic ratios recorded in calcitic tests of *G. ruber* and *T. sacculifer*, sampled from core RR18SOL-MC2, compared to sea surface temperature data from HadSST available for the quadrant that encompasses the Soledad basin area. Boxes represent 1 S. D. while whiskers represent maximum and minimum values. Symbols (circles) correspond to the data used to construct the plot. The number next to the box is the mean temperature value of each foraminifera group.

CAPÍTULO III

Estructura térmica de la columna de agua superficial en Cuenca Soledad, Baja California sur: del Último Glacial Máximo al Holoceno

CAPÍTULO III

Estructura térmica de la columna de agua superficial en Cuenca Soledad, Baja California sur: del Último Glacial Máximo al Holoceno

1. Introducción

El periodo que comprende el último glacial máximo (UGM) y la desglaciación (22-11.5 ka) representa el periodo de reorganización climática de gran escala más importante de los últimos 25 mil años. Durante el UGM, la concentración de CO₂ se estima que era hasta 90 ppm menor de lo que se registra en la actualidad (Monnin et al., 2001). A la par, la capa de hielo de Norteamérica se ubicaba en su máxima extensión (Clark et al., 2009) lo que generó un nivel medio del mar de hasta 120 m por debajo del nivel actual (Gowan et al., 2021). Este periodo de cambio climático abrupto generó cambios importantes en la región del Pacífico norte oriental que se reflejó tanto en la productividad primaria marina (Ganeshram y Pedersen, 1998; Ortiz et al., 2004; Cartapanis et al., 2011; Arellano-Torres et al., 2015, Costa et al., 2017), como en la temperatura superficial del océano (Herbert et al., 2001; Rodríguez-Sanz et al., 2013).

Los mecanismos de dicha variabilidad en este margen se han atribuido a la cercana relación entre el clima del Atlántico Norte asociado al máximo crecimiento de las capas de hielo de Norteamérica que contribuyeron a una reconfiguración del sistema atmosférico (COHMAP, 1988; Ganeshram y Pedersen, 1998). Adicionalmente, otros estudios han relacionado los cambios paleoclimáticos y paleohidrográficos con cambios en la intensidad de la Corriente de California como respuesta a cambios en el patrón de los vientos (Herbert et al., 2001; Hendy et al., 2004; Rodríguez-Sanz et al., 2013).

A partir de modelos globales, se estima que la temperatura superficial del océano (SST) era hasta 7°C menos comparado con el periodo pre-industrial (1850 de la era común) (Osman et al., 2021). Aunque los mecanismos de dicho cambio han permanecido como una pregunta abierta, estudios recientes sugieren que gran parte de los cambios en la SST responde a forzamientos como: incremento en la concentración de gases invernadero, disminución en el albedo, cambios en la circulación meridional del Atlántico, así como variaciones en la insolación de verano (Tierney et al., 2020; Osman et al., 2021).

El Holoceno (11700 años BP-actualidad) se caracteriza por ser un periodo cálido y con relativamente poca variabilidad climática comparado con el UGM o la desglaciación (Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2011), mismo que fue precedido por un cambio climático abrupto caracterizado por ser un periodo relativamente frío (Dryas reciente; 11700-12900 años BP). Recientemente se ha discutido la relevancia que tiene el Holoceno en la dinámica climática actual y los mecanismos que la controlan. Se sugiere que la variabilidad observada responde a una combinación de procesos dinámicos como la actividad solar, erupciones volcánicas, fluctuaciones en la circulación termohalina, operando a diferentes escalas de variabilidad que van de la milenial, multicentennial a multidecadal (Wanner et al., 2011). En escalas centeniales, decadales e incluso interanuales, forzamientos como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)/El Niño Oscilación del Sur (ENSO) pudieran modular el patrón de variabilidad de gran parte del Holoceno, al paso que el forzamiento de la insolación de verano fue disminuyendo (Metcalf et al., 2015).

En la región del área de estudio (Cuenca Soledad, margen continental occidental de Baja California) se ha observado que, durante el Holoceno, las escalas de variabilidad milenial en la temperatura superficial del océano están dominadas por la dinámica solar (Marchitto et al., 2010). Mientras que la sucesión del fitoplancton y la productividad parece responder a una serie de

forzamientos que pueden estar relacionados entre sí como lo son cambios en la insolación, migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), surgencias de la Corriente de California, incremento en el pool de nutrientes por advección, así como fuentes de origen continental (Cartapanis et al., 2011;).

En esta región, particularmente en la zona de transición entre aguas de la Corriente de California y aguas tropicales, no existen trabajos que describan los cambios que presenta la estructura térmica de la columna de agua superficial en periodos climáticos contrastantes como el UGM, la desglaciación y el Holoceno que aporten información sobre los mecanismos y forzamientos que controlan la dinámica climática e hidrográfica. Este estudio presenta una primera aproximación a describir la evolución térmica de la columna de agua superficial del Pacífico Tropical Nororiental (PTNO) durante el UGM al Holoceno a partir de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos que habitan a distintas profundidades a lo largo de la columna de agua. Además, se presenta el primer registro de muy alta resolución (~15-20 años/cm) de productividad marina para Cuenca Soledad. Ambos registros se realizaron en varias ventanas de aproximadamente 500 años de duración que abarcan desde el último glacial máximo hasta el presente. Esta combinación de proxies contribuye al entendimiento de la dinámica oceanográfica de la región a diferentes escalas, así como a los mecanismos que la controlan.

1.1. Configuración hidrográfica y la profundidad aparente de calcificación

1.1.1. Hidrografía regional: Pacífico noroccidental-Cuenca Soledad

Cuenca Soledad yace sobre el margen continental occidental de la península de Baja California, en el Pacífico oriental nortropical (Fig. 1a). La hidrología de esta región está influenciada principalmente por el sistema de la Corriente de California que comprende la porción oriental del giro subtropical del Pacífico norte. Es una zona considerada como de transición entre aguas sub-

Árticas de la corriente de California ($10-21^{\circ}\text{C}$; $<34.6 \text{ g kg}^{-1}$; 0-150m) y aguas subtropicales subsuperficiales ($9-18^{\circ}\text{C}$; $34.6-35.1 \text{ g kg}^{-1}$; 75-400m) (límites de masas de agua definidos en Portela et al., 2016). La estacionalidad en esta región parece estar asociada a la intensidad de las surgencias (Zaytsev et al., 2003; Cervantes-Duarte et al., 2015), las cuales son el resultado de circulación oceánica generada por los vientos que circulan a lo largo de la costa. En esta región sureña de la corriente de California, las surgencias más intensas ocurren durante la primavera cuando el sistema de alta presión del Pacífico norte se encuentra fortalecido y en su posición más sureña; mientras que en los meses de verano a otoño, cuando el sistema de alta presión se ha debilitado y ha migrado mar afuera (N-NE), los vientos a lo largo de la costa son menos intensos lo que trae en consecuencia surgencias débiles o nulas (Zaytsev et al., 2003; Cervantes-Duarte et al., 2015) y una mayor advección hacia el norte de masas de agua cálidas de origen tropical (Valle-Rodríguez y Trasviña-Castro, 2017). Con la dinámica de las surgencias a lo largo del año, además de los cambios en las propiedades conservativas, también se aprecian variaciones en las propiedades biogeoquímicas como la concentración de nutrientes, la productividad marina y concentración de oxígeno. Durante periodos de surgencias fuertes se observa una menor estratificación y una termoclina más somera, mayor bombeo de nutrientes a la zona eufótica y un consecuente incremento en la biomasa del fitoplancton (Checkley y Barth, 2009).

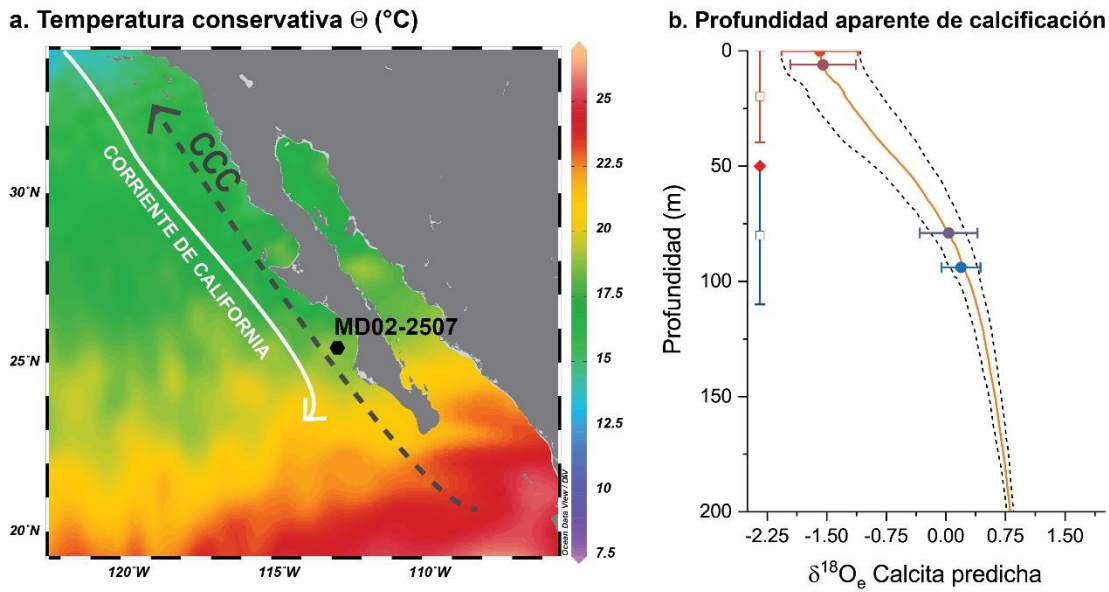


Fig. 1. **1a.** Temperatura superficial anual y mapa simplificado de las principales corrientes sobre la región del Pacífico subtropical (Línea blanca continua representa la dirección de la corriente de California; línea punteada gris corresponde a la contracorriente de California (CCC)). La posición del núcleo MD02-2507 está indicado por el hexágono negro. **1b.** Profundidad aparente de calcificación estimada a partir de la ubicación del $\delta^{18}\text{O}_c$ medido en los foraminíferos planctónicos sobre la curva predicha de $\delta^{18}\text{O}_e$ calculada a partir de perfiles de temperatura y salinidad tomados de IMECOCAL (detalles en capítulo III). Línea continua corresponde al promedio anual mientras que las líneas punteadas corresponden al promedio en meses considerados como de surgencias débiles (agosto - enero) y surgencias fuertes (febrero - julio). Símbolos cuadrados indican la profundidad promedio de la capa de mezcla para el área de estudio (símbolo rojo) y la profundidad promedio de la termoclina (símbolo azul) así como la profundidad máxima de la capa de mezcla asociada al evento El Niño de 1998 (diamante color rojo; Base de datos de *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* CMEMS).

La dinámica estacional no parece ser la única capaz de generar cambios significativos en la oceanografía de la región. A escala interanual se ha observado el efecto que tienen los eventos de

El Niño oscilación del sur (ENSO, por sus siglas en inglés) sobre la hidrografía en esta región (Bograd et al., 2001; Bograd y Lynn 2001; Durazo y Baumgartner, 2002; Lynn y Bograd, 2002; Bograd et al., 2019). Los efectos producidos por esta variabilidad interanual se considera que responden a forzamientos atmosféricos y en mayor proporción, a forzamientos oceánicos o remotos; estos últimos son consecuencia de ondas atrapadas a la costa (*coastally trapped waves*) con dirección hacia el norte que alteran la altura del nivel del mar, la estructura de la termoclina, así como el origen y la intensidad de las surgencias (Frischknecht et al., 2014).

Recientemente se ha discutido la relevancia que tienen los eventos de escala decadal a multidecadal en el clima y la oceanografía del Pacífico nororiental; particularmente la oscilación decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés) (Duteil et al., 2018; Litzow et al., 2020; Osborne et al., 2020; Sánchez-Pérez et al., 2021), la cual es la función empírica ortogonal dominante de las anomalías de la temperatura superficial del océano del Pacífico norte y sus fases positiva y negativa parece que tuvieran un efecto similar a las fases de ENSO (Mantua et al., 1997).

1.1.2. Determinación de la profundidad aparente de calcificación

El $\delta^{18}\text{O}_c$ de los foraminíferos planctónicos está controlado por la temperatura y el $\delta^{18}\text{O}$ del agua en la cual calcifican ($\delta^{18}\text{O}_{sw}$). Por lo que, para reconstruir las variaciones en la estructura térmica de la columna de agua, es necesario estimar la profundidad de calcificación de cada especie a analizar. La profundidad aparente de calcificación (ACD, por sus siglas en inglés) se derivó a partir de la comparación entre el valor promedio de $\delta^{18}\text{O}_c$ de la calcita medida en los foraminíferos planctónicos sobre la curva predicha de la calcita en equilibrio con el agua de mar ($\delta^{18}\text{O}_e$), la cual se derivó a partir de datos de CTD obtenidos del Programa IMECOCAL (para detalle de estos cálculos ver capítulo III). Las especies seleccionadas y analizadas cubren gran parte de la columna de agua superficial (capa de mezcla y termoclina), por lo que pueden ser utilizadas para

reconstrucciones paleoceanográficas de la estructura térmica. Se obtuvo que los foraminíferos *G. ruber* y *T. sacculifer* habitan en la capa de mezcla superior ~25m. Por otra parte, *G. bulloides* y *N. dutertrei* habitan entre los 60 y 100 m de profundidad, en la termoclina (Fig. 1b).

2. Métodos

2.1. Área de estudio y colecta de núcleos

El núcleo tipo calipso MD02-2507 (25°.07N 112° 72O, 495m; Fig. 1a) se colectó en Cuenca Soledad durante el crucero de investigación IMAGES VIII/MONA (*Marges Ouest Nord Americaines*). En la actualidad, esta cuenca se considera dentro de la zona deficiente de oxígeno del PTNO. Las muy bajas concentraciones de O₂, alrededor de 3-5µM (van Geen et al., 2003; Sigman et al., 2003) aunado a un umbral de cuenca ~290m de profundidad que limita el intercambio con masas de agua más profundas (van Geen et al., 2003) crean las condiciones para limitar la bioturbación de los sedimentos depositados, asegurando un registro sedimentario poco perturbado. Este núcleo está compuesto de sedimentos de tipo limo-arcillosos con presencia de nano fósiles. La coloración dominante a lo largo del núcleo va de color gris oliva, verde oliva oscuro a gris oscuro. Es común la presencia de laminaciones en los primeros seis metros; sin embargo, a mayor profundidad en el registro, las laminaciones son escasas y el sedimento es predominantemente homogéneo (Beaufort 2003, Reporte MONA).

2.2. Cronología del núcleo MD02-2507

La cronología del núcleo MD02-2507 se construyó utilizando un total de ocho fechados de radiocarbono medidos en mezclas de foraminíferos planctónicos (Tabla 1). Las muestras fueron analizadas en un espectrómetro acelerador de masas (AMS, por sus siglas en inglés) en el laboratorio Keck Carbon Cycle AMS (KCCAMS), del departamento Earth System Science en la

Universidad de California, Irvine, US. Las edades convencionales de ^{14}C se calcularon utilizando el programa *rBacon* (Blaauw and Christen, 2011), calibrándose contra la curva de calibración marina más reciente: Marine20 (Heaton et al., 2020). La calibración se realizó corrigiendo por la edad de reservorio local (ΔR) reportada para el área de Cuenca Soledad (Treinen-Crespo et al., 2021). Con la publicación de la curva Marine20 fue necesario actualizar este ΔR , obteniendo un valor de corrección de 46 ± 17 años para muestras de carbono inorgánico.

Tabla 1. Fechados de radiocarbono en AMS para el núcleo MD02-2507. Todas las muestras analizadas son una mezcla de foraminíferos planctónicos. *Abreviaciones: BP Before Present, por sus siglas en inglés.*

Núcleo	Muestra	Profundidad (cm)	$\Delta^{14}\text{C}$	erro r	^{14}C edad (años BP)	erro r
MD2-2507	Sec. I-44	45.00	- 208.1	1.3	1,875	15
MD2-2507	Sec. II-106	255.00	- 364.9	1.1	3645	15
MD2-2507	Sec. IV-48	497.00	- 621.6	0.9	7,805	20
MD2-2507	Sec. V-150	750.00	- 984.1	0.4	33,280	230
MD2-2507	Sec. VII-	783-784	- 733.5	0.8	10620	25
MD2-2507	Sec. VII-45	945.00	- 719.5	1.2	10210	40
MD2-2507	Sec. VII-103	1003.00	- 837.7	0.8	14,605	45
MD2-2507	Sec. IX-45	1245.00	- 876.5	0.7	16,805	45
MD2-2507	Sec. XI-25	1525.00	- 920.9	0.7	20,380	80
MD2-2507	Sec. XIII-135	1935.00	- 960.1	0.7	25,880	150

Las edades obtenidas para el núcleo MD02-2507 son reportadas en *años antes del presente* (años BP). El modelo de edad desarrollado comprende los últimos 30000 años (~20 m) con una tasa de sedimentación de aproximadamente 0.08 cm/año para el Holoceno y de 0.06 cm/año para el periodo que comprende la desglaciación al último glacial máximo. Para este mismo sitio, pero periodos más recientes (últimos 1000 años), se ha estimado una tasa de sedimentación de ~0.09 cm/año (Fig. 2). Este núcleo se muestreó a un intervalo de 1 cm para los primeros 10 m de longitud del núcleo, posteriormente la resolución de muestro cambió a 5 cm.

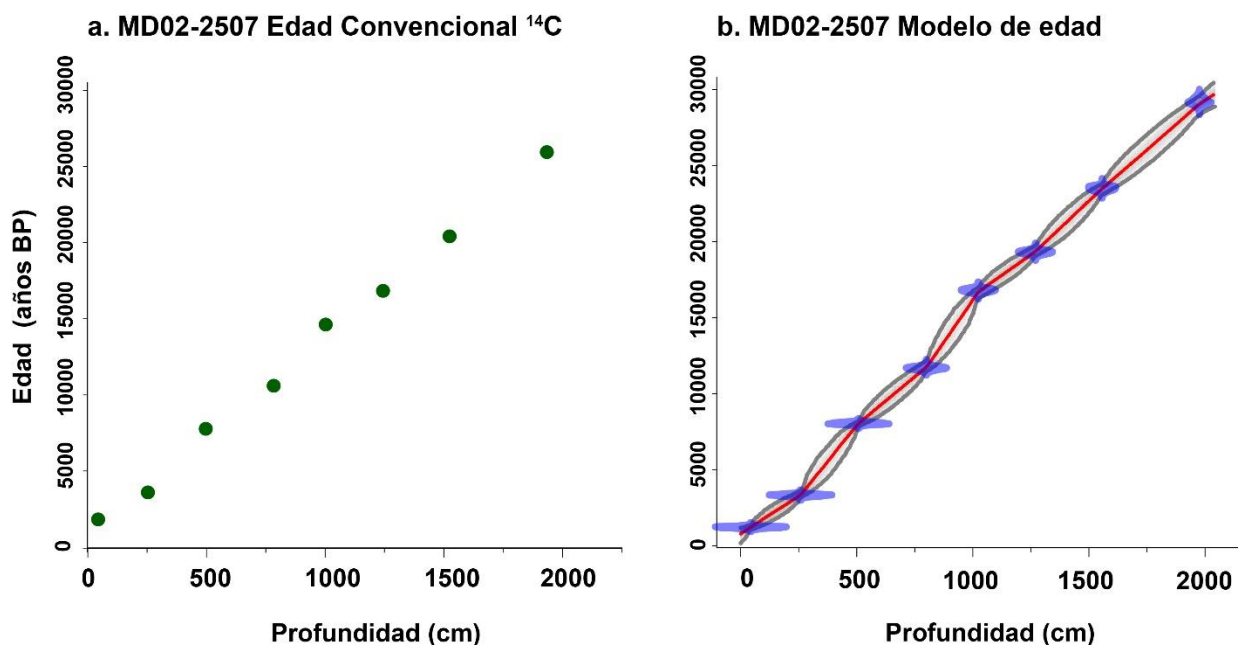


Fig. 2. a. Edades convencionales de radiocarbono contra profundidad del núcleo MD02-2507 y **b.** modelo de edad-profundidad estimado con el software *rBacon* (Blaauw and Christen, 2011). En la figura **2b**, las curvas de distribución en color azul representan cada uno de los fechados utilizados para construir el modelo de edad. Líneas punteadas en gris indican las proyecciones estimadas por el modelo; la línea roja representa el mejor ajuste obtenido con el modelo bayesiano que corresponde a la edad promedio en años antes del presente (BP) valor promedio.

2.3. Muestreo de alta resolución por ventanas

La resolución de muestreo 15 años en promedio y con el objetivo de comprender cómo ha variado la estructura vertical de la columna de agua entre el UGM-Holoceno los análisis se llevaron a cabo en 10 ventanas de muestreo a alta resolución y con una amplitud mínima de 500 años en cada una. Las cuales se distribuyeron de manera discreta a lo largo del registro sedimentario (Tabla 2).

Tabla 2. Distribución de las ventanas de muestreo a lo largo del núcleo MD02-2507. Ventanas de I a IX la resolución de muestreo fue cada 1 cm. *Resolución de muestreo cambió a cada 5cm.

Número de ventana	Profundidad en el núcleo (cm)	Edad Calibrada (años BP)	Periodo	Resolución promedio (años por intervalo de muestreo)
I	45-107	1229-1848	<i>Holoceno tardío</i>	10
II	181-230	2602-3093	<i>Holoceno tardío</i>	10
III	284-310	3885-4401	<i>Holoceno medio-Holoceno tardío</i>	19.8
IV	361-395	5384-6011	<i>Holoceno medio</i>	18.4
V	480-509	7692-8184	<i>Holoceno medio</i>	17
VI	590-619	9239-9619	<i>Holoceno temprano</i>	13
VII	665-699	10197-10631	<i>Holoceno temprano</i>	12.7
VIII	730-760	11028-11416	<i>Holoceno temprano</i>	11.7
IX	837-866	12924-13575	<i>Dryas reciente</i>	20.3
X	1205-1425	18926-22020	<i>Último Glacial Máximo</i>	100*

2.4. Productividad marina

2.4.1. Carbono orgánico total

El análisis del carbono orgánico total (TOC, por sus siglas en inglés) en horizontes de 1 cm pero a intervalos discretos de 5 cm entre muestras (~75 años entre muestra). Se pesaron alrededor de 30 mg de sedimento liofilizado y se trataron con ácido clorhídrico (HCl 1N) para eliminar el carbono inorgánico (CaCO₃) presente en la matriz de sedimento; posteriormente se enjuagaron varias veces con agua desionizada y se secaron en un horno a 60°C. La composición elemental de la muestra, así como la razón isotópica del carbono orgánico se midió en un analizador elemental Thermo

Fisher Flash 2000HT acoplado a un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas Delta V Advantage del laboratorio de Paleocanografía del Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO) de la Universidad Autónoma de Baja California (UABC). Se analizaron un total de 78 estándares internos y en general se obtuvo una precisión de 0.6 ‰ para el TOC y de 0.07‰ para el $\delta^{13}\text{C}$.

2.4.2. Clorinas

La concentración de las clorinas se utilizó como un biomarcador de la productividad primaria marina. Se analizaron las muestras en ventanas de muestreo distribuidas a lo largo del núcleo a una resolución de 1 cm (~15 años) en los primeros 10 m del núcleo, posteriormente la resolución cambió a 5 cm (70-100 años). Se utilizó el método de extracción ultrasónica modificado de Kornilova y Rosell-Melé (2003); se utilizaron entre 100 y 250 mg de sedimento liofilizado y homogenizado para la extracción secuencial con una mezcla solventes orgánicos en un baño ultrasónico. El extracto obtenido se evaporó y se concentró con acetona para su posterior análisis. Para el análisis de las clorinas, se utilizó el detector UV de un cromatógrafo fase líquida de alta resolución (HPLC, por sus siglas en inglés). El contenido de clorinas en las muestras se estimó mediante la absorbancia de los extractos en la banda Soret (410 nm) y utilizando una curva de calibración externa analizada en cada lote. En cada lote analizado además del blanco de procedimiento, también se incluyó un estándar interno de sedimento marino y se obtuvo una precisión de ~5 µg/g (n=90).

2.5. Estructura térmica de la columna de agua superficial: $\delta^{18}\text{O}$ foraminíferos planctónicos

La razón entre los isótopos estables de oxígeno de las conchas de los foraminíferos planctónicos ($\delta^{18}\text{O}_\text{c}$) se midió a resolución de 1 cm (cada ~15 años, entre muestra y muestra) y con el objetivo

de comprender cómo ha variado la estructura vertical de la columna de agua superficial entre el último glacial máximo-desglaciación-Holoceno, la selección de los foraminíferos se realizó sobre 10 ventanas de muestreo de alta resolución de alrededor de 500 años de ancho; distribuidas a lo largo del Holoceno-UGM. Las muestras previamente liofilizadas se cuartearon hasta obtener el peso deseado (1.5-2.5 g) y se tamizaron en húmedo en dos fracciones (63 y 150 μM). Para eliminar cualquier residuo de carbono orgánico sobre la matriz de carbonato, las muestras se quemaron en una mufla a 350°C durante 1 hora. Las fracciones obtenidas se tamizaron en seco en cuatro fracciones discretas (<150, 150-250, 250-355 y >355 μm), la selección de foraminíferos se realizó sobre la fracción 250-355 μM , restringiendo así cualquier efecto generado por el desarrollo ontogénico de cada especie analizada. Las especies analizadas en este estudio se seleccionaron tomando en cuenta su nicho en la columna de agua superficial, así como su abundancia a lo largo del núcleo, para asegurar continuidad en la reconstrucción de la estructura térmica de la columna de agua. Como indicadores de la capa de mezcla superficial se seleccionaron las especies *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839) y *Trilobatus sacculifer* (Brady, 1877) antes *Globigerinoides sacculifer*. Mientras que *Globigerina bulloides* (d'Orbigny, 1826) y *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny, 1839) se utilizaron como indicadores de la termoclina (asociado a periodos de surgencias) y de la base de la termoclina, respectivamente.

La escasez de foraminíferos es evidente en algunos horizontes del núcleo, particularmente en los más recientes, por lo que modificó el método analítico para análisis de isótopos estables de carbonatos en sistemas de flujo continuo (Spötl y Vennemann, 2003) siguiendo la metodología propuesta por Breitenbach and Bernasconi (2011) para medir muestras con pesos entre 20 y 80 μg (3-8 individuos). Las muestras pesadas se colocaron en viales de borosilicato de 4.5 mL y se purgaron con helio ultrapuro. La digestión de las muestras de carbonatos se realizó añadiendo

ácido fosfórico con una densidad cercana a 1.92 g cm^{-3} . El CO_2 producido durante esta reacción es analizado para isótopos estables en un módulo Gasbench II acoplado a un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas (Delta V Advantage). Las muestras se normalizaron mediante el método de anclaje de un solo punto (Paul et al., 2013) utilizando un estándar interno con valor isotópico conocido; para este caso se utilizó el estándar de mármol (M-IIO). La precisión total obtenida fue de 0.05‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y 0.04‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ de un total de 420 estándares analizados. Las muestras son reportadas en ‰ respecto a Vienna Pee Dee Belemnite.

3. Resultados y discusión

3.1. Paleoproductividad en el Pacífico nororiental

Con el objetivo de tener un registro de paleo productividad lo suficientemente confiable, para este estudio se utilizaron biomarcadores orgánicos (concentración de clorinas) y el porcentaje de carbono orgánico total (TOC), ambas como proxies de exportación de la productividad primaria marina. El TOC representa el total de la materia orgánica sepultada en el sedimento, por lo que esta pudiera provenir de fuentes diferentes a la marina. En tanto que las variaciones en la concentración de clorinas representan del total de la productividad primaria marina (Harris et al., 1996). La concentración de clorinas se analizó a una resolución de cada 1 cm, mientras que el carbono orgánico total cada 5 cm (nótese el cambio de resolución de 1 cm a 5 cm a partir del periodo que comprende el último glacial máximo; Fig. 3). Ambas proxies muestran alta coherencia a lo largo de todo el registro (Fig. 3), por lo que se pueden interpretar en el mismo sentido: la producción exportada. Esta buena relación entre ambas proxies en la mayor parte del registro es un indicativo de que la materia orgánica reconstruida en el registro sedimentario es mayormente de origen marino, lo cual es también confirmado por el $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ medido en este núcleo $-21.3 \pm 0.4\text{‰}$

(n=274), que corresponde al fitoplancton marino que es de: -24 a -18‰ de acuerdo con Osmond y Fry (1993).

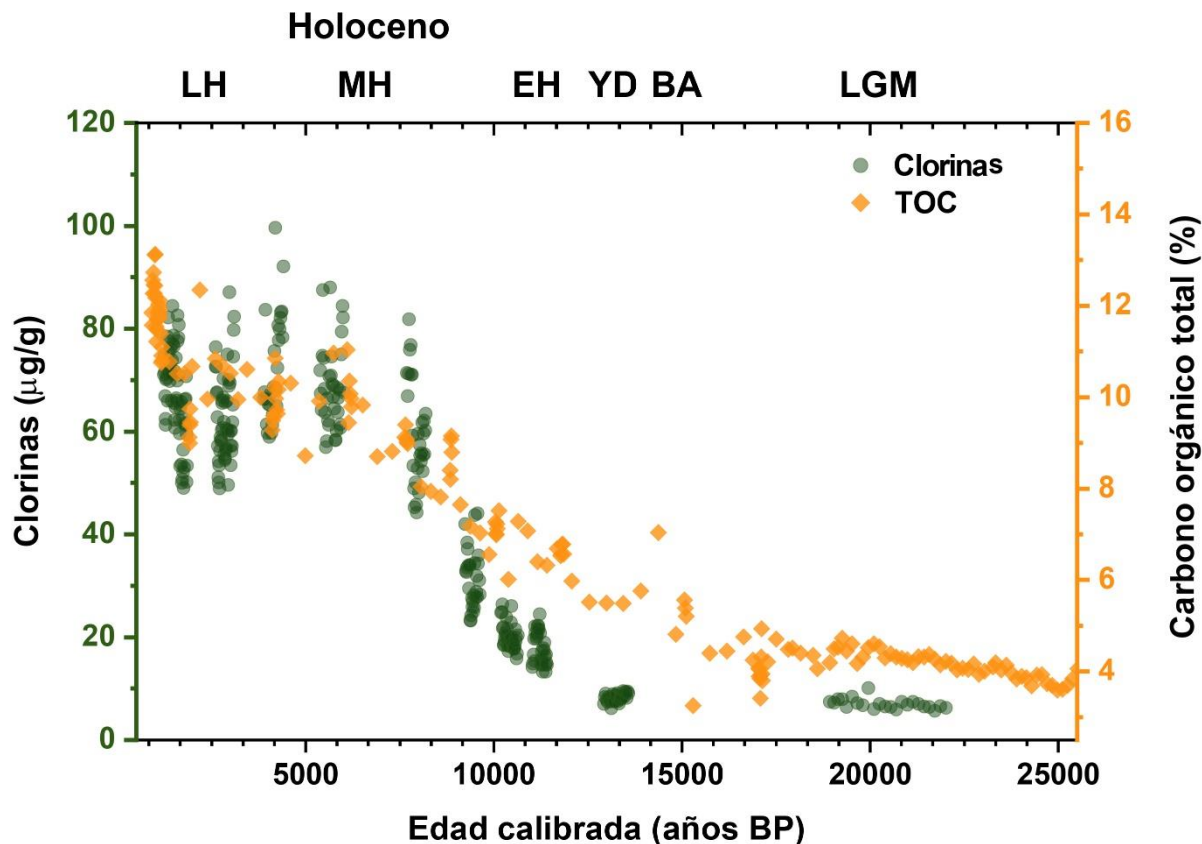


Fig. 3. Paleoproductividad marina reconstruida a partir de la concentración de clorinas (línea verde) y el carbono orgánico total (símbolos color naranja) en el núcleo MD02-2507. Abreviaciones: LGM Last Glacial Maximum (Último Glacial Máximo); BA Bolling-Alerod; YD Younger Dryas (Dryas reciente); EH Early Holocene (Holoceno temprano); MH Mid Holocene (Holoceno medio); LH Late Holocene (Holoceno tardío).

El patrón predominante de la productividad para el periodo estudiado muestra un incremento gradual desde el último glacial máximo hacia el Holoceno en ambas proxies estudiadas que van de 4 a 12% en el TOC y de 10 a ~120 µg en la concentración de clorinas (Fig. 3) Este es el patrón

típico descrito para la región del margen continental del Pacífico nororiental y durante este periodo (Ganeshram y Pedersen, 1998; Hendy et al., 2004; Cartapanis et al., 2011), donde las surgencias controlan la productividad marina (Huyer et al., 1983; Zaytsev et al., 2003). Tanto la concentración de las clorinas como el TOC sugieren que la productividad orgánica era baja durante el último glacial máximo y la desglaciación, y alta a inicios del Holoceno temprano hacia el Holoceno tardío (HT) (Fig. 3). Este esquema de baja productividad en periodos fríos y alta productividad durante periodos cálidos ha sido observado previamente en la región nororiental del Pacífico (Gardner et al., 1997; Ganeshram y Pedersen, 1998; Ortiz et al., 2004; Dean et al., 2007; Cartapanis et al., 2011; Cartapanis et al., 2014) y los mecanismos de tal modalidad en la productividad se han asociado principalmente a una reorganización del sistema atmosférico, que es el responsable de los vientos que generan cambios en la intensidad, duración y frecuencia de eventos de surgencias (Ganeshram y Pedersen, 1998; Cartapanis et al., 2014). Dichos mecanismos se discuten con más detalle en la sección 3.1.1.

3.1.1. Reorganización atmosférica como conductor de cambios en la productividad marina durante el Último Glacial Máximo-Holoceno

Aunque existen otros mecanismos que pudieron generar cambios en la productividad marina, se reconoce a la reorganización del sistema atmosférico como el principal responsable. El debilitamiento y la migración hacia fuera de la costa del sistema de alta presión del Pacífico norte (NPH, por sus siglas en inglés) en respuesta a una mayor extensión de la capa de hielo Laurentino durante los periodos fríos (p. ej. glacial) redujo el gradiente longitudinal de vientos que generan surgencias a lo largo de la costa del margen este de Norteamérica. No obstante, cuando esta capa de hielo ha desaparecido o se ha retraído (p. ej. interglacial), se re-instala el sistema atmosférico como se observa en la actualidad: un sistema de alta presión del Pacífico norte fortalecido y

cercano a la costa que favorece la generación de vientos a lo largo de la costa y, por tanto, las surgencias que originan el incremento de la productividad en esta región (Ganeshram y Pedersen, 1998; Hendy et al., 2004). Este régimen parece ser el principal mecanismo de control de la productividad a estas escalas glacial-interglacial en la región de la Corriente de California, lo que sugiere una estrecha relación con procesos de teleconexión global entre diferentes forzamientos: cambios en la Circulación meridional de retorno del Atlántico (AMOC), cambios en los gradientes térmicos entre hemisferios, cambios en la posición de la zona de convergencia intertropical y el fortalecimiento del sistema de alta presión del Pacífico Norte (Cartapanis et al., 2011).

3.2. Reconstrucción de la estructura térmica de la columna de agua

3.2.1. Isótopos estables de oxígeno en foraminíferos planctónicos

Con el objetivo de describir los cambios en la estructura térmica de la columna de agua, se utilizó el registro isotópico de oxígeno de las conchas carbonatadas de cuatro especies de foraminíferos planctónicos. En la figura 4 se muestra el $\delta^{18}\text{O}_c$ de las especies de interés para el periodo que comprende desde el último glacial máximo hasta el Holoceno tardío, para cada una de las ventanas analizadas. Donde valores más negativos corresponde a temperaturas más cálidas (y/o menor salinidad), en tanto que valores más positivos indica temperaturas más frías (y/o mayor salinidad). Una mayor estratificación de la columna de agua se expresa cuando los valores de $\delta^{18}\text{O}_c$ entre las especies de foraminíferos planctónicos divergen; mientras que una menor diferencia entre ellas se considera que los foraminíferos calcificaron bajo condiciones hidrográficas similares (Rashid y Boyel, 2007). En los últimos 22000 años, el $\delta^{18}\text{O}_c$ de los foraminíferos planctónicos analizados decrece hacia el reciente, lo que sugiere temperaturas más calientes (Fig. 4).

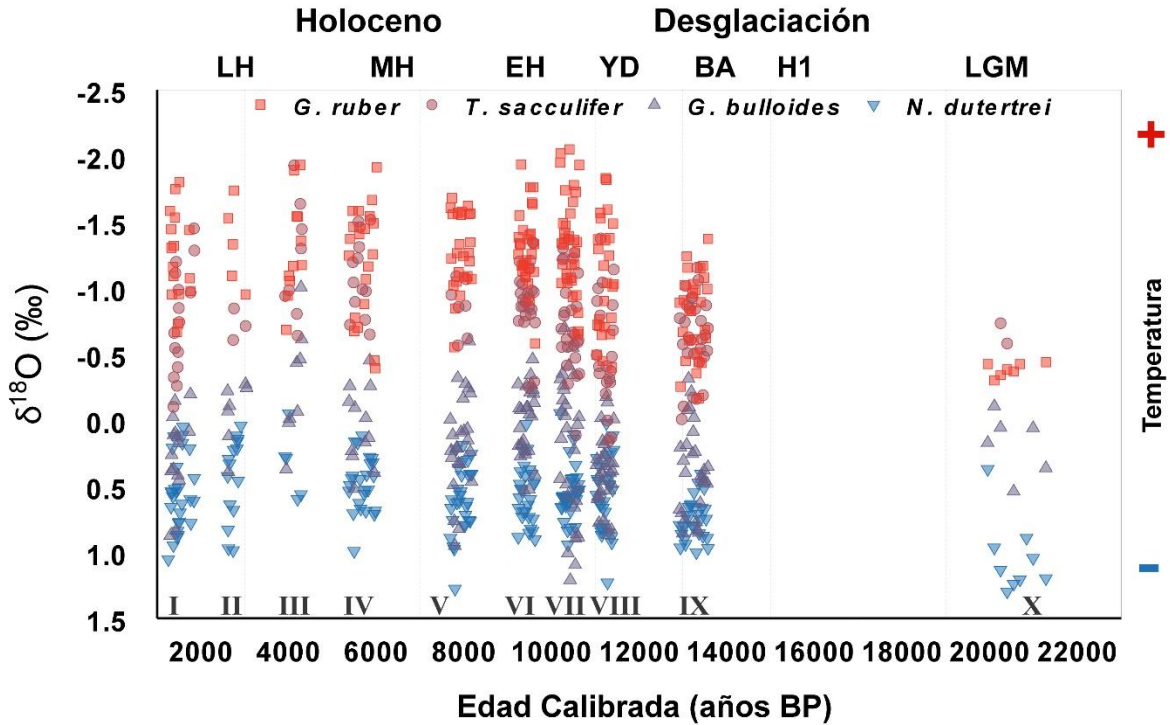


Fig. 4 Isótopos de oxígeno del núcleo MD02-2507 colectado en Cuenca Soledad. $\delta^{18}\text{O}_c$ de cada especie de foraminífero planctónico analizada para el periodo del Último Glacial Máximo al Holoceno en intervalos discretos de muestreo (eje de la ordenada invertido). En números romanos se indica el número de ventana correspondiente. *LGM* Last Glacial Maximum (Último Glacial Máximo); *BA* Bolling-Alerod; *YD* Younger Dryas (Dryas reciente); *EH* Early Holocene (Holoceno temprano); *MH* Mid Holocene (Holoceno medio); *LH* Late Holocene (Holoceno tardío).

3.2.2. Capa de mezcla superficial de la columna de agua

$\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ y $\delta^{18}\text{O}_{T.sacculifer}$ presentan los valores más negativos del registro estudiado, reflejando temperaturas más cálidas de la capa de mezcla superficial. El valor promedio de medido de $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ para el periodo del Holoceno (-1.25‰ promedio de las ventanas que comprenden al Holoceno I-VII) es hasta 1.5°C más frío comparado con el presente (~1.59‰ valor promedio entre

2016 y 1999, utilizado en capítulo III; Molina-Guadarrama y Carriquiry, *comunicación personal*), considerando que cada 0.23‰ de cambio en el $\delta^{18}\text{O}_c$ equivale 1°C (Epstein et al., 1953) (Fig. 4).

Ambas especies presentan un patrón similar de evolución de la temperatura de la capa de mezcla a lo largo del periodo estudiado con valores más positivos (fríos) durante el UGM (ventana X), seguido de un abrupto incremento entre el BA/YD (Ventana IX) y el Holoceno temprano (ventana VIII), equivalente a cerca de 2°C. Asimismo, se observa una ligera tendencia de enfriamiento durante gran parte del Holoceno medio (~8000-4000 años BP; ventanas IV, V, VI) (Fig. 4), siendo consistente con lo registrado para gran parte del Pacífico norte oriental donde se sugiere que entre el Holoceno medio e inicios del Holoceno tardío, el Pacífico ecuatorial se encontraba en una fase tipo La Niña (termoclina somera y mayor influencia de aguas sub Árticas) (Stott et al., 2004; Marchitto et al., 2010; Rodríguez-Sanz et al., 2013). Este patrón en la evolución de la temperatura es similar a lo registrado en sitios cercanos al área de estudio y reconstruidos a partir de alquenonas (Herbert et al., 2001).

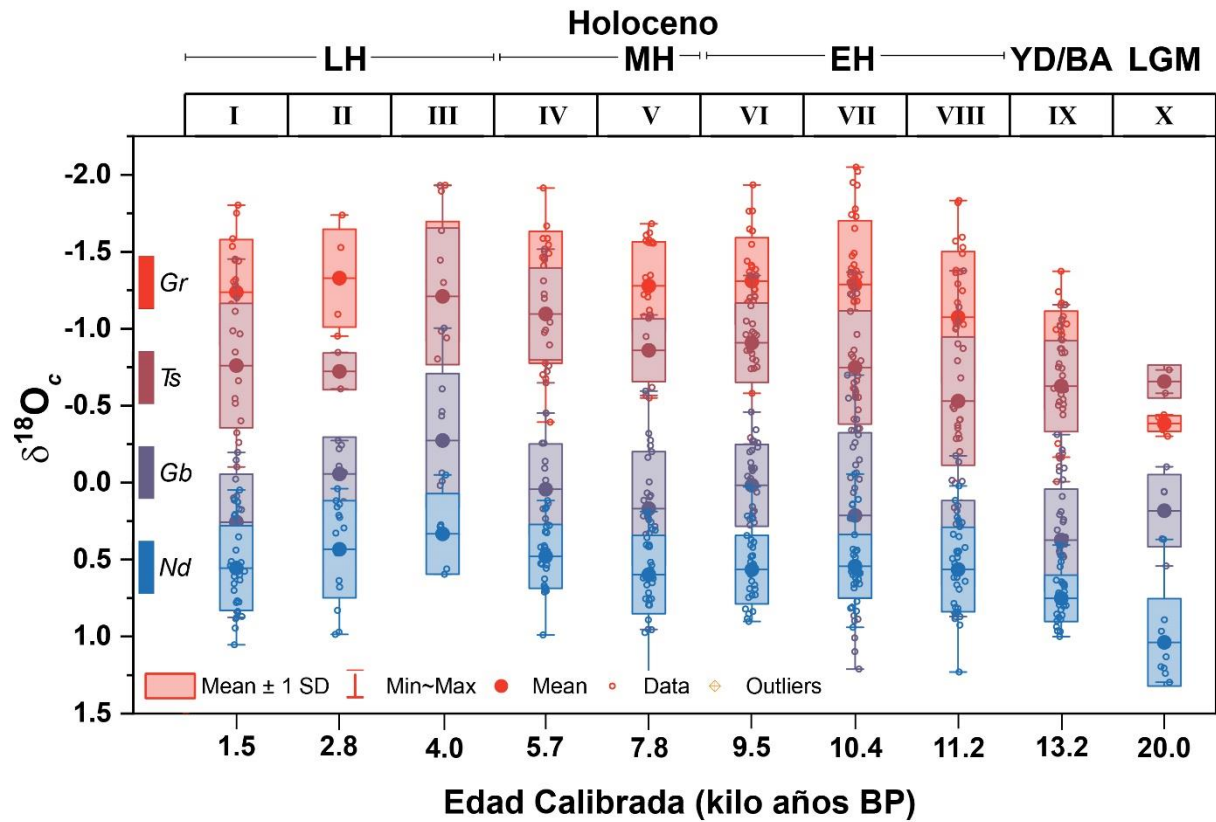


Fig. 5. Diagrama de caja y bigotes expresando el $\delta^{18}O_c$ de las especies analizadas en el núcleo MD02-2507 para cada una de las ventanas de muestreo. Las cajas representan la media y una desviación estándar, mientras que las barras corresponden a los valores mínimos y máximos medidos. En la parte superior se indican los periodos que representa cada ventana de muestreo, mientras que en el eje inferior se muestra la edad calibrada media de cada ventana analizada. *LGM* Last Glacial Maximum (Último Glacial Máximo); *BA* Bolling-Alerod; *YD* Younger Dryas (*Dryas* reciente); *EH* Early Holocene (*Holoceno temprano*); *MH* Mid Holocene (*Holoceno medio*); *LH* Late Holocene (*Holoceno tardío*).

Aun cuando los resultados obtenidos de $\delta^{18}O_{G.ruber}$ mostraron una alta variabilidad en algunos horizontes (Fig. 5; ventanas VIII y IX), la magnitud de cambio en la temperatura a largo plazo (UGM-Holoceno) es parecida a lo que encontramos con el registro de $\delta^{18}O_{G.ruber}$ reportado por

Rodríguez-Sanz et al. (2013). Los resultados $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ obtenidos en este estudio guardan buena coherencia en la magnitud y la evolución térmica con los resultados de Rodríguez-Sanz et al. (2013) para la misma especie y con un núcleo colectado en una zona cercana a MD02-2507 (Fig. 6).

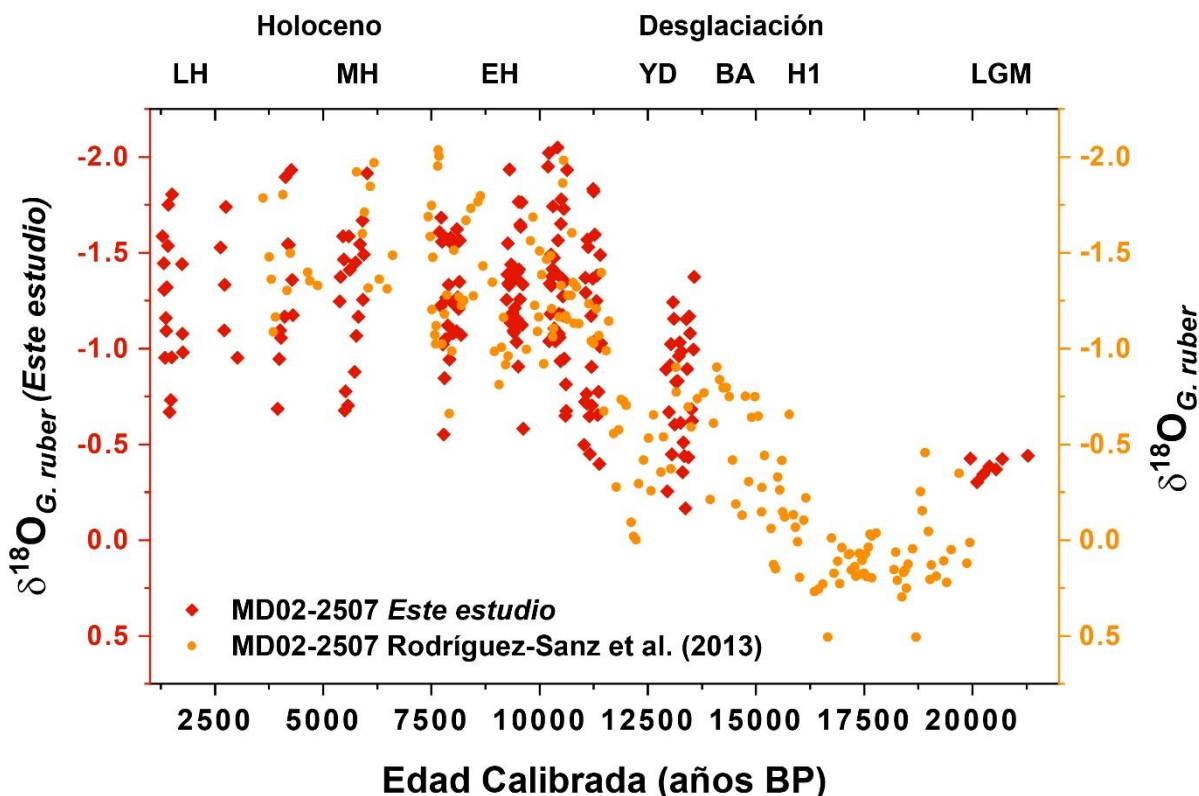


Fig. 6. Comparación entre el $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ medido en el núcleo MD02-2507 (este estudio) y MD02-2505 (Rodríguez-Sanz et al., 2013). *LGM Last Glacial Maximum (Último Glacial Máximo); BA Bolling-Allerod; YD Younger Dryas (Dryas reciente); EH Early Holocene (Holoceno temprano); MH Mid Holocene (Holoceno medio); LH Late Holocene (Holoceno tardío).*

3.2.3. Termoclina

Como era de esperarse, al habitar en zonas más profundas el $\delta^{18}\text{O}$ analizado en las conchas de *G. bulloides* y *N. dutertrei* muestra valores más positivos comparado con *G. ruber* y *T. sacculifer*

(Fig. 4 y Fig. 5), confirmando el uso de estas especies como trazadores de variabilidad térmica de la termoclina. La temperatura promedio reconstruida a partir del $\delta^{18}\text{O}_c$ para el periodo del Holoceno, confirma que los nichos de ambas especies son similares (*G. bulloides* 15.8°C y *N. dutertrei* 15.3°C). A diferencia de *G. ruber*, tanto *G. bulloides* como *N. dutertrei* tienen una menor dispersión o variabilidad de alta frecuencia en el $\delta^{18}\text{O}_c$, observado también por Friddell et al. (2003) y Field (2004). Esta característica parece reflejar temperaturas más estables a esa profundidad, comparado con la capa de mezcla que estacionalmente puede variar hasta 10°C mientras que en la profundidad de la termoclina, varía alrededor de 6°C (tomando como referencia el total de lances de CTD de la base de datos compilada para Cuenca Soledad). Se observa una menor razón de cambio entre periodos fríos como el UGM y el Holoceno (Fig. 5) que es de alrededor de 0.5°C (*G. bulloides* y *N. dutertrei*) y 2°C (*G. ruber*), respectivamente. Nuestro registro de $\delta^{18}\text{O}_{G. bulloides}$ presenta valores isotópicos para el periodo del Holoceno, similar a los observados en Cuenca Santa Barbara (Friddell et al., 2003) (Fig. suplementaria 1).

3.2.4. Reconstrucción de la estructura térmica de la columna de agua superficial

En la actualidad, y basándonos en los perfiles de temperatura conservativa para el área de estudio, la diferencia en temperatura entre la profundidad media de la capa de mezcla (10 m) y la de la termoclina (70 m) es de 4°C para el periodo frío y 8°C para el cálido. Lo que equivaldría a una diferencia en el $\delta^{18}\text{O}$ entre 0.9 y 1.7‰ para cada periodo. Aplicando este principio a la reconstrucción de la estructura térmica de la columna de agua superficial a partir del $\delta^{18}\text{O}_c$, podemos inferir que diferencias menores en el gradiente térmico equivaldrían a periodos de surgencias activas o de lo contrario, una mayor diferencia en el gradiente se asemejaría a condiciones cálidas o de surgencias débiles. El patrón de variabilidad térmica de la termoclina, medida a partir del $\delta^{18}\text{O}_{N. dutertrei}$ sigue de manera coherente la variabilidad de la capa de mezcla

reconstruida a partir de $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$. Por lo que el uso de ambas especies nos brinda la oportunidad de establecer un índice de procesos de estratificación en nuestro registro ($\Delta^{18}\text{O}_{Nd-Gr}$) (Fig. 7).

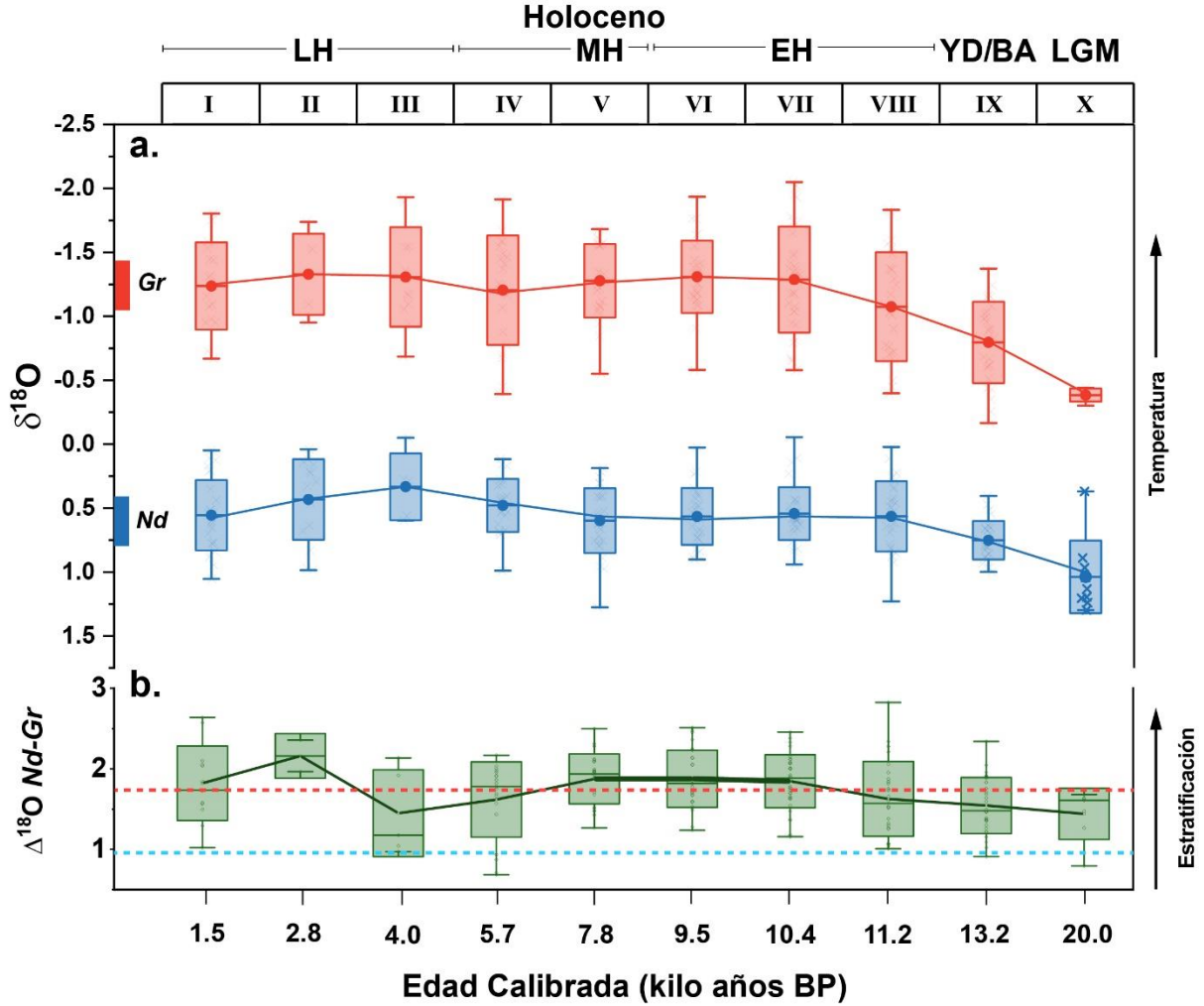


Fig.7. a. Diagrama de cajas y bigotes comparando el registro isotópico de oxígeno de *G. ruber* y *N. dutertrei* reconstruido en el núcleo MD02-2507 en las ventanas de muestreo analizadas **b.** Índice de estratificación ($\Delta^{18}\text{O}_{Nd-Gr}$) estimado a partir de la diferencia en $\delta^{18}\text{O}$ entre *N. dutertrei* y *G. ruber*. Línea punteada roja y azul indica la diferencia actual en $\delta^{18}\text{O}$ entre la capa de mezcla (10 m) y la termoclina (70 m) para el periodo cálido y el frío, respectivamente y estimado a partir de perfiles de temperatura y salinidad para el área de estudio.

Se observa una tendencia hacia al aumento de la temperatura superficial desde el Holoceno temprano hasta el inicio del Holoceno-Medio. Entre el Holoceno medio y el tardío, la temperatura superficial presenta un ligero descenso (Fig. 6a). Adicionalmente, se observa que el gradiente térmico aumenta en la misma medida, con una tendencia a disminuir ligeramente durante el Holoceno medio, para luego incrementar durante el Holoceno tardío. Lo anterior no sólo indica que la superficie oceánica del PTNO se calentó gradualmente durante el Holoceno temprano, sino que también el gradiente térmico de la columna de agua aumentó casi en la misma medida, indicando que este aumento es principalmente debido al calentamiento de la capa superficial, pues valores de $\delta^{18}\text{O}_{N. dutertrei}$, indicador de temperatura en termoclina, mostró una tendencia similar al calentamiento aunque menos marcada.

Las proxies de productividad de nuestro registro muestran un patrón similar al observado en la región sur de la Corriente de California, tanto en las reconstrucciones de la temperatura superficial (Herbert et al., 2001; Barron et al., 2003; Marchitto et al., 2010; Rodríguez-Sanz et al., 2013) como de productividad marina (Barron et al., 2003) y en el patrón de estratificación de la columna de agua superficial (Friddell et al., 2003).

El índice de estratificación estimado en este estudio sugiere que durante el UGM y la desglaciación la estratificación fue ligeramente menor o más débil comparado con el Holoceno en este mismo registro ($\sim 0.25\text{‰}$ menor durante el UGM). Esta diferencia se pudiera considerar dentro de los valores promedio actuales entre la capa de mezcla y la termoclina ($\sim 1.5\text{‰}$; Fig. 7b). Aunado a una baja productividad marina durante este periodo (Fig. 3) y temperaturas más frías (o $\delta^{18}\text{O}_w$ más alto). En la región del área de estudio, la productividad está asociada a la prevalencia de las surgencias (Huyer et al, 1983; Zaytsev et al., 2003). Las cuales esperaríamos que contribuyeran a disminuir el gradiente entre la capa de mezcla y la termoclina como sucede actualmente (Fig. 7 b,

línea punteada azul) y aunque el UGM no representa la mayor estratificación del registro, la baja productividad durante este periodo sugiere que el sistema de surgencias era débil en respuesta a la reorganización del sistema atmosférico discutido previamente en la sección 3.1.1; posiblemente como reflejo de un sistema océano-atmósfera completamente diferente a las condiciones actuales.

Menor estratificación de la columna de agua se presenta entre Holoceno medio y el principio del Holoceno tardío (ventanas IV y III), la mayor estratificación se observa a finales del Holoceno temprano y más significativamente durante el Holoceno tardío (~4000-2000 años BP) (Fig. 6b), similar a lo reportado por Friddell et al. (2003) para Cuenca Santa Bárbara en que reportan una reducción en las surgencias. En este periodo se observa una ligera disminución en el carbono orgánico y las clorinas aunque no comparable con lo observado durante el UGM donde la configuración oceanográfica y climática era completamente diferente. Dicho periodo de mayor estratificación en esta región del Pacífico coincide con PDO predominantemente en su etapa positiva o cálida (Friddell et al., 2003; Anderson et al., 2005).

Este patrón de variabilidad en la temperatura superficial, productividad marina y estratificación de la columna de agua superficial en la región sur de la Corriente de California observada en nuestras reconstrucciones bien pudiera responder a dos mecanismos propuestos previamente:

1. UGM-Desglaciación: Gradiente térmico relativamente alto, aunado a baja productividad (la más baja de todo el registro) parece responder a la reorganización del sistema atmosférico derivado de forzamientos globales (Ganeshram y Pedersen et al., 1998) y la posterior intensificación de la Corriente de California hacia el periodo de la desglaciación (Herbert et al., 2001; Hendy et al., 2004; Rodríguez-Sanz et al., 2013).
2. Holoceno: Cambios entre periodos de alta y baja estratificación y respuesta de la productividad a dichos cambios, sugiere el establecimiento y el fortalecimiento del sistema

de la Corriente de California y de las condiciones de surgencias actuales a finales del Holoceno medio, inicios del Holoceno tardío (Barron et al., 2003; Addison et al., 2017; Barron et al., 2022), asimismo, se sugiere el incremento en la variabilidad y frecuencia de eventos interanuales y decadales (Friddell et al., 2003).

4. Conclusiones

El periodo entre el último glacial máximo-desglaciación se caracterizó por la productividad más baja de todo el registro, con condiciones de estratificación promedio (comparado con las condiciones actuales) y temperaturas más bajas (y/o salinidad más alta) comparado con el Holoceno. Tales observaciones parecen estar asociadas a cambios significativos en la configuración climática durante este periodo: vientos de surgencia suprimidos o débiles como respuesta a cambios en el sistema atmosférico derivado de una mayor cobertura de las capas de hielo de Norteamérica. El establecimiento gradual de condiciones oceanográficas y climáticas similares a las actuales durante el Holoceno se refleja en las proxies tanto de productividad como de temperatura ($\delta^{18}\text{O}_c$) y de estratificación presentadas en este estudio.

Referencias

- Addison, J. A., Barron, J., Finney, B., Kusler, J., Bukry, D., Heusser, L. E., & Alexander, C. R. (2018). A Holocene record of ocean productivity and upwelling from the northern California continental slope. *Quaternary International*, 469, 96-108.
- Anderson, L., Abbott, M. B., Finney, B. P., & Burns, S. J. (2005). Regional atmospheric circulation change in the North Pacific during the Holocene inferred from lacustrine carbonate oxygen isotopes, Yukon Territory, Canada. *Quaternary Research*, 64(01), 21-35.
- Arellano-Torres, E., Ganeshram, R. S., Pichevin, L. E., & Salas-de-Leon, D. A. (2015). Persistent millennial-scale climate variability in the eastern tropical North Pacific over the last two glacial cycles, *Paleoceanography*.
- Arellano-Torres, E., Álvarez-Covelli, C., Kasper-Zubillaga, J. J., & Lozano-García, M. D. S. (2019). A 14-ka record of dust input and phytoplankton regime changes in the subtropical NE Pacific: Oceanic and terrestrial processes linked by teleconnections at suborbital scales. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34(1), 35-53.
- Barron, J. A., Heusser, L., Herbert, T., & Lyle, M. (2003). High-resolution climatic evolution of coastal northern California during the past 16,000 years. *Paleoceanography*, 18(1).
- Blaauw, M., & Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian analysis*, 6(3), 457-474.
- Bograd, S. J., Schroeder, I. D., & Jacox, M. G. (2019). A water mass history of the Southern California current system. *Geophysical Research Letters*, 46(12), 6690-6698.
- Bograd, S. J., Chereskin, T. K., & Roemmich, D. (2001). Transport of mass, heat, salt, and nutrients in the southern California Current System: Annual cycle and interannual variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C5), 9255-9275.
- Bograd, S. J., & Lynn, R. J. (2001). Physical-biological coupling in the California Current during the 1997–99 El Niño-La Niña cycle. *Geophysical Research Letters*, 28(2), 275-278.
- Breitenbach, S. F., & Bernasconi, S. M. (2011). Carbon and oxygen isotope analysis of small carbonate samples (20 to 100 Åµg) with a GasBench II preparation device. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 25(13), 1910-1914.
- Durazo, R., & Baumgartner, T. R. (2002). Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. *Progress in Oceanography*, 54(1-4), 7-31.
- Cartapanis, O., Tachikawa, K., & Bard, E. (2011). Northeastern Pacific oxygen minimum zone variability over the past 70 kyr: Impact of biological production and oceanic ventilation. *Paleoceanography*, 26(4).

- Cartapanis, O., Tachikawa, K., Romero, O. E., & Bard, É. (2014). Persistent millennial-scale link between Greenland climate and northern Pacific Oxygen Minimum Zone under interglacial conditions. *Climate of the Past*, 10(1), 405-418.
- Cervantes-Duarte, R., Prego, R., Gaxiola-Castro, G., López-López, S., Aguirre-Bahena, F., & Murillo-Murillo, I. (2015). Intra-annual upwelling patterns and its linkage with primary production in the euphotic zone (24.5 N) of Southern Baja California coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 157, 51-58.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., ... & McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *science*, 325(5941), 710-714.
- Cohmap Members. (1988). Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 241(4869), 1043-1052.
- Costa, K. M., Jacobel, A. W., McManus, J. F., Anderson, R. F., Winckler, G., & Thiagarajan, N. (2017). Productivity patterns in the equatorial Pacific over the last 30,000 years. *Global Biogeochemical Cycles*, 31(5), 850-865.
- Dean, W. E. (2007). Sediment geochemical records of productivity and oxygen depletion along the margin of western North America during the past 60,000 years: teleconnections with Greenland Ice and the Cariaco Basin. *Quaternary Science Reviews*, 26(1-2), 98-114.
- Duteil, O., Oschlies, A., & Böning, C. W. (2018). Pacific Decadal Oscillation and recent oxygen decline in the eastern tropical Pacific Ocean. *Biogeosciences*, 15(23), 7111-7126.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A., & Urey, H. C. (1953). Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, 64(11), 1315-1326.
- Friddell, J. E., Thunell, R. C., Guilderson, T. P., & Kashgarian, M. (2003). Increased northeast Pacific climatic variability during the warm middle Holocene. *Geophysical Research Letters*, 30(11).
- Field, D. B. (2004). Variability in vertical distributions of planktonic foraminifera in the California Current: Relationships to vertical ocean structure. *Paleoceanography*, 19(2).
- Ford, H. L., Ravelo, A. C., & Polissar, P. J. (2015). Reduced El Niño–Southern oscillation during the last glacial maximum. *Science*, 347(6219), 255-258.
- Frischknecht, M., Münnich, M., & Gruber, N. (2015). Remote versus local influence of ENSO on the California current system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(2), 1353-1374.
- Ganeshram, R. S., & Pedersen, T. F. (1998). Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for quaternary paleoclimate. *Paleoceanography*, 13(6), 634-645.

- Gowan, E. J., Zhang, X., Khosravi, S., Rovere, A., Stocchi, P., Hughes, A. L., ... & Lohmann, G. (2021). A new global ice sheet reconstruction for the past 80 000 years. *Nature communications*, 12(1), 1-9.
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E., ... & Skinner, L. C. (2020). Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon*, 62(4), 779-820.
- Herbert, T. D., Schuffert, J. D., Andreasen, D., Heusser, L., Lyle, M., Mix, A., ... & Herguera, J. C. (2001). Collapse of the California Current during glacial maxima linked to climate change on land. *Science*, 293(5527), 71-76.
- Huyer, A. (1983). Coastal upwelling in the California Current system. *Progress in oceanography*, 12(3), Hendy, I. L., Pedersen, T. F., Kennett, J. P., & Tada, R. (2004). Intermittent existence of a southern Californian upwelling cell during submillennial climate change of the last 60 kyr. *Paleoceanography*, 19(3).
- 259-284.
- Johnstone, J. A., & Mantua, N. J. (2014). Atmospheric controls on northeast Pacific temperature variability and change, 1900–2012. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(40), 14360-14365.
- Kornilova, O., & Rosell-Melé, A. (2003). Application of microwave-assisted extraction to the analysis of biomarker climate proxies in marine sediments. *Organic Geochemistry*, 34(11), 1517-1523.
- Litzow, M. A., Hunsicker, M. E., Bond, N. A., Burke, B. J., Cunningham, C. J., Gosselin, J. L., ... & Zador, S. G. (2020). The changing physical and ecological meanings of North Pacific Ocean climate indices. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(14), 7665-7671.
- Lynn, R. J., & Bograd, S. J. (2002). Dynamic evolution of the 1997–1999 El Niño–La Niña cycle in the southern California Current system. *Progress in Oceanography*, 54(1-4), 59-75.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., & Francis, R. C. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1069-1080.
- Marcott, S. A., Bauska, T. K., Buizert, C., Steig, E. J., Rosen, J. L., Cuffey, K. M., ... & Brook, E. J. (2014). Centennial-scale changes in the global carbon cycle during the last deglaciation. *nature*, 514(7524), 616-619.
- Marchitto, T. M., Muscheler, R., Ortiz, J. D., Carriquiry, J. D., & van Geen, A. (2010). Dynamical response of the tropical Pacific Ocean to solar forcing during the early Holocene. *Science*, 330(6009), 1378-1381.

- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., ... & Steig, E. J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary research*, 62(3), 243-255.
- Metcalfe, S. E., Barron, J. A., & Davies, S. J. (2015). The Holocene history of the North American Monsoon: 'known knowns' and 'known unknowns' in understanding its spatial and temporal complexity. *Quaternary Science Reviews*, 120, 1-27.
- Monnin, E., Indermuhle, A., Dallenbach, A., Fluckiger, J., Stauffer, B., Stocker, T. F., ... & Barnola, J. M. (2001). Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *science*, 291(5501), 112-114.
- Osborne, E. B., Umling, N. E., Bizimis, M., Buckley, W., Sadekov, A., Tappa, E., ... & Thunell, R. C. (2020). A sediment trap evaluation of B/Ca as a carbonate system proxy in asymbiotic and nondinoflagellate hosting planktonic foraminifera. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35(2), e2019PA003682.
- Ortiz, J. D., O'Connell, S. B., DelViscio, J., Dean, W., Carriquiry, J. D., Marchitto, T., ... & Van Geen, A. (2004). Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 ky. *Geology*, 32(6), 521-524.
- Osman, M. B., Tierney, J. E., Zhu, J., Tardif, R., Hakim, G. J., King, J., & Poulsen, C. J. (2021). Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum. *Nature*, 599(7884), 239-244.
- Paul, D., Skrzypek, G., & Fórizs, I. (2007). Normalization of measured stable isotopic compositions to isotope reference scales—a review. *Rapid Communications in Mass Spectrometry: An International Journal Devoted to the Rapid Dissemination of Up-to-the-Minute Research in Mass Spectrometry*, 21(18), 3006-3014.
- Portela, E., Beier, E., Barton, E. D., Castro, R., Godínez, V., Palacios-Hernández, E., ... & Trasviña, A. (2016). Water masses and circulation in the tropical Pacific off central Mexico and surrounding areas. *Journal of Physical Oceanography*, 46(10), 3069-3081.
- Rashid, H., & Boyle, E. A. (2007). Mixed-layer deepening during Heinrich events: A multi-planktonic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ approach. *Science*, 318(5849), 439-441.
- Rodríguez-Sanz, L., Mortyn, P. G., Herguera, J. C., & Zahn, R. (2013). Hydrographic changes in the tropical and extratropical Pacific during the last deglaciation. *Paleoceanography*, 28(3), 529-538.
- Sánchez-Pérez, E. D., Sánchez-Velasco, L., Ruvalcaba-Aroche, E. D., Ornelas-Vargas, A., Beier, E., Barton, E. D., ... & Contreras-Catala, F. (2021). Temperature and dissolved oxygen concentration in the Pacific Ocean at the northern region of the oxygen minimum zone off Mexico between the last two PDO cool phases. *Journal of Marine Systems*, 222, 103607.

- Sigman, D. M., Granger, J., DiFiore, P. J., Lehmann, M. M., Ho, R., Cane, G., & van Geen, A. (2005). Coupled nitrogen and oxygen isotope measurements of nitrate along the eastern North Pacific margin. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(4).
- Spötl, C., & Vennemann, T. W. (2003). Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. *Rapid communications in mass spectrometry*, 17(9), 1004-1006.
- Stott, L., Cannariato, K., Thunell, R., Haug, G. H., Koutavas, A., & Lund, S. (2004). Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch. *Nature*, 431(7004), 56-59.
- Stuiver, M., & Grootes, P. M. (2000). GISP2 oxygen isotope ratios. *Quaternary Research*, 53(3), 277-284.
- Tierney, J. E., Zhu, J., King, J., Malevich, S. B., Hakim, G. J., & Poulsen, C. J. (2020). Glacial cooling and climate sensitivity revisited. *Nature*, 584(7822), 569-573.
- Treinen-Crespo, C., Barbara, L., Villaescusa, J. A., Schmidt, S., Pearson, A., & Carriquiry, J. D. (2021). Revisiting the marine reservoir age in Baja California continental margin sediments using ¹⁴C and ²¹⁰Pb dating. *Quaternary Geochronology*, 66, 101178.
- Valle-Rodríguez, J., & Trasviña-Castro, A. (2017). Poleward currents from coastal altimetry: The west coast of Southern Baja California, Mexico. *Advances in Space Research*, 59(9), 2313-2324.
- Van Geen, A., Zheng, Y., Bernhard, J. M., Cannariato, K. G., Carriquiry, J., Dean, W. E., ... & Pike, J. (2003). On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography*, 18(4).
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S. P., & Jetel, M. (2011). Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30(21-22), 3109-3123.
- Zaytsev, O., Cervantes-Duarte, R., Montante, O., & Gallegos-Garcia, A. (2003). Coastal upwelling activity on the Pacific shelf of the Baja California Peninsula. *Journal of oceanography*, 59(4), 489-502.

1. Conclusiones generales

Se estudiaron varios aspectos relevantes de la paleoceanografía en Cuenca Soledad (25° 11.99' N; 112° 43.99' O), en la zona de transición entre aguas de origen sub-Ártico y masas de agua tropicales. Para ello se utilizaron varios registros sedimentarios que cubren desde el presente hasta los últimos 25000 años. Uno de los primeros pasos para obtener registros sedimentarios confiables es desarrollar modelos de edad completos y lo suficientemente robustos, por lo que se propuso una nueva corrección de edad de reservorio local (ΔR) adecuada para el área de estudio y el tipo de material a fechar, utilizando una combinación de fechados de radiocarbono y ^{210}Pb en los mismos horizontes sedimentarios. Se propone un $\Delta R_{\text{foram}} = 206 \pm 32$ y $\Delta R_{\text{OM}} = 706 \pm 42$ años. Es relevante mencionar que ambos valores propuestos han sido actualizados tomando en cuenta la curva de calibración marina más reciente (Marine20), por lo que los nuevos ΔR serían de 46 ± 17 y 566 ± 17 para los fechados con foraminíferos planctónicos y materia orgánica, respectivamente.

El objetivo central de este proyecto doctoral, reconstruir la estructura térmica de la columna de agua superficial en periodos climáticamente contrastantes (UGM-Holoceno), se realizó mediante la utilización del $\delta^{18}\text{O}_c$ de foraminíferos planctónicos que habitan a diferentes profundidades en la columna de agua. Para ello, primero se establecieron las profundidades aparentes de calcificación (ACD) de las especies de interés: *G. ruber*, *T. sacculifer*, *G. bulloides* y *N. dutertrei*, contrastándolas contra el $\delta^{18}\text{O}_e$ de la calcita en equilibrio con el agua de mar (estimada a partir de los perfiles de temperatura y salinidad de lances de CTD). Mediante este método empírico confirmamos que tanto *G. ruber* como *T. sacculifer* son buenos trazadores de los procesos de la capa de mezcla (0-30 m); mientras que *G. bulloides* y *N. dutertrei* de la termoclina (60-90 m). Con dicha información se analizaron alrededor de 10 ventanas de tiempo de alta resolución, distribuidas a lo largo del

Holoceno y el UGM en las cuales también se analizó la productividad marina (concentración de clorinas y carbono orgánico total) y el $\delta^{18}\text{O}_c$ de las especies mencionadas anteriormente. Nuestros resultados sugieren un incremento en la temperatura del océano superficial (capa de mezcla) desde el UGM hasta el Holoceno tardío, con una ligera disminución hacia el Holoceno medio, la cual fue más evidente en las especies que habitan en la capa de mezcla. Se desarrolló un índice de surgencias a partir de la diferencia entre $\delta^{18}\text{O}_c$ de *N. dutertrei* y *G. ruber* del cual se observan periodos de marcada estratificación y baja productividad, particularmente durante el UGM en que las condiciones de frontera eran muy diferentes a las actuales o del Holoceno, y que parecen estar asociadas a cambios importantes en la reorganización climática durante este periodo: vientos de surgencia suprimidos o débiles como respuesta a cambios en el sistema atmosférico derivado de una mayor cobertura de las capas de hielo de Norteamérica.

En contraste, durante el Holoceno la temperatura superficial (según el $\delta^{18}\text{O}$) presenta un menor cambio, aunque el índice de estratificación sugiere periodos de mayor estratificación a mediados del Holoceno, seguido de un cambio a menor estratificación a inicios del Holoceno tardío. En conjunto con la productividad, la cual incrementa de manera significativa durante el Holoceno, se sugiere un establecimiento gradual de condiciones oceanográficas y climáticas similares a las actuales durante el Holoceno. No obstante, debido al diseño de muestreo, no se puede establecer el momento exacto en el que ocurre esta transición.

Esta investigación aporta información sobre el estado de la estructura térmica de la columna de agua superior, así como los procesos que parecen haber estado afectando la temperatura, la productividad y los procesos de estratificación desde el Último Glacial Máximo, así como las implicaciones que podrían desarrollarse en escenarios de cambio climático futuro.