

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



RECONSTRUCCIÓN DE LA ESTRUCTURA TÉRMICA DE LA
COLUMNA DE AGUA DEL OCÉANO PACÍFICO TROPICAL
NORORIENTAL MEDIANTE TÉCNICAS ISOTÓPICAS EN
FORAMINÍFEROS

T E S I S

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

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

ANGEL NAHIR MOLINA GUADARRAMA

Ensenada, Baja California, México. Junio 2022

Resumen de la tesis que presenta ANGEL NAHIR MOLINA GUADARRAMA como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Costera.

“Reconstrucción de la estructura térmica de la columna de agua del océano pacífico tropical nororiental mediante técnicas isotópicas en foraminíferos”

Resumen

En este estudio se reconstruye la variabilidad térmica de la columna de agua de la región de la Cuenca Soledad durante los últimos 1529 años (E.C.). Para este propósito, se utilizó un núcleo compuesto (RR18 SOL MC2 y KM19 SOL GC, secc. I-III) que fue colectado a una profundidad de ~500 m en la Cuenca Soledad (25°10' N, 112° 50' W). Se midieron los isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de cuatro especies de foraminíferos planctónicos: *G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. bulloides* y *N. dutertrei*. Con base en la hidrografía de la cuenca se determinaron las profundidades medias de calcificación de las cuatro especies de foraminíferos. Estos resultados muestran que las especies *G. ruber* y *G. sacculifer* calcifican en la capa de mezcla, a 0 y 6 m de profundidad, respectivamente; mientras que, las especies *G. bulloides* y *N. dutertrei* calcifican a lo largo de la termoclina, a 79 y 94 m de profundidad, respectivamente. La reconstrucción de la variabilidad climática de Cuenca Soledad se examinó principalmente para tres eventos climáticos de escala global: la Anomalía Cálida Medieval (ACM), la Pequeña Edad de Hielo (PEH) y el Antropoceno (ANT). Para ello se realizaron análisis espectrales y de wavelet (ondículas) de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de los foraminíferos. En particular, se examinaron los análisis de las especies *G. ruber* y *N. dutertrei*. Estos análisis revelaron periodicidades significativas (95%) de ~21, ~34, y de ~40-70 años, los cuales capturaron las periodicidades de la PDO en los tres eventos climáticos. Este estudio revela que, durante la ACM, la cuenca estuvo sujeta a condiciones climáticas secas e influenciada por un cambio de régimen de la PDO, de negativo a positivo. Durante la PEH, la cuenca se encontró dominada por forzantes naturales, con la disminución de la irradiancia solar y el aumento de la actividad volcánica, las cuales que

generaron condiciones climáticas frías y secas. Además, los vientos alisios se fortalecieron y promovieron fuertes eventos de surgencias costeras debido a la fase positiva de la PDO. En cuanto al ANT, Cuenca Soledad ha estado influenciada tanto por forzantes naturales (vulcanismo e irradiancia solar) como antropogénicos (gases de efecto invernadero), siendo estos últimos los más dominantes. Durante este evento, la cuenca se caracteriza por el calentamiento anómalo de sus aguas superficiales, que puede atribuirse también a la influencia de la fase positiva de la PDO. Para este periodo, la suma de los forzantes naturales y antropogénicos han provocado una fuerte estratificación de la columna de agua y la consecuente supresión de las surgencias costeras.

Abstract of the thesis presented by ANGEL NAHIR MOLINA GUADARRAMA as a partial requirement for obtaining the degree of Master of Science in Coastal Oceanography.

“Thermal reconstruction of water column from northeastern tropical Pacific Ocean through isotopic techniques in foraminifera”

Abstract

In this study, the thermal variability of the water column from Cuenca Soledad region during the last 1529 years (C.E.) is reconstructed. For this purpose, the sedimentary record of a composite core (RR18 SOL MC2 and KM19 SOL GC, sect. I-III) was used, which was collected at a depth of ~500 m in Cuenca Soledad (25°10' N, 112° 50 'W). Stable oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) of four species of planktonic foraminifera were measured: *G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. bulloides* and *N. dutertrei*. Based on the hydrography of the basin, the mean calcification depths of foraminifera were determined. From this it was obtained that *G. ruber* and *G. sacculifer* calcify in the mixed layer, at 0 and 6 m depth, respectively; while *G. bulloides* and *N. dutertrei* calcify along the thermocline, at depths of 79 and 94 m, respectively. Reconstruction of climate variability was examined for three global-scale climate events: Medieval Warm Anomaly (MCA), Little Ice Age (LPA), and Anthropocene (ANT). Spectral and wavelet analyzes of $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ of foraminifera were carried out. In particular, analyzes of *G. ruber* and *N. dutertrei* species were examined. These analyzes revealed significant periodicities (95%) of ~21, ~34, and ~40-70 years, which capture the PDO periodicities in the three climatic events. This study reveals that, during ACM, Cuenca Soledad was subject to dry climatic conditions and influenced by a change in the PDO regime, from negative to positive. During PEH, this basin was dominated by natural forcing, with decreased solar irradiance and increased volcanic activity, which generated cold and dry climatic conditions. In addition, the intensified trade winds promoted strong coastal upwelling events due to the positive phase of the PDO. Regarding ANT, Cuenca Soledad has been influenced by both natural (volcanism and solar irradiance) and anthropogenic forcing (greenhouse gases), the latter being the most dominant. During this event, this basin is characterized by the anomalous heating of its surface waters, which can also be attributed to the influence of the positive phase of the PDO. For this event, the sum of the natural and anthropogenic forcings have caused a strong stratification of the water column and the consequent suppression of coastal upwelling.

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

**RECONSTRUCCIÓN DE LA ESTRUCTURA TÉRMICA DE LA
COLUMNA DE AGUA DEL OCÉANO PACÍFICO TROPICAL
NORORIENTAL MEDIANTE TÉCNICAS ISOTÓPICAS EN
FORAMINÍFEROS**

T E S I S

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

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

ANGEL NAHIR MOLINA GUADARRAMA

Aprobada por:



Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán
Director de tesis



Dr. Julio Alberto Villaescusa Celaya
Sinodal



Dr. Loic Jean Baptiste Barbara
Sinodal

Dedicatoria

*A quel raga che mi fa impazzire,
che sembra scolpito da Buonarroti,
che prende vita e che riesce a trovarmi.*

Agradecimientos

Principalmente agradezco al Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán, mi director de tesis, por darme la oportunidad de desarrollar mi intelecto en el campo del Cambio Climático a través de la Paleoceanografía, así como el apoyo y la mentoría brindada durante el desarrollo de este trabajo de investigación. ¡Muchas gracias!

Mis agradecimientos también van dirigidos a mis sinodales: el Dr. Julio Alberto Villaescusa Celaya y el Dr. Loïc Jean-Baptiste Barbara. Muchas gracias por sus valiosos comentarios y sugerencias hechos a este trabajo de investigación que, sin duda, han ayudado a mejorarlo.

Al M.C. Pedro Germán Castro Castro por su apoyo continuo durante toda la etapa de laboratorio, por su instrucción en el uso de equipos y en la facilitación de materiales para desarrollar adecuadamente mi trabajo de laboratorio.

A la M.C. Christina Verónica Treinen Crespo por su generosa guía durante la etapa de laboratorio y su apoyo constante en la obtención de resultados y análisis de datos.

Agradezco también al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el financiamiento al proyecto otorgado a JDCB (proyecto PN-2016/2916 “Impactos del Cambio Climático sobre las surgencias costeras del Pacífico Nororiental de México: Antropoceno vs últimos dos milenios”) y por la beca que me fue otorgada para realizar mis estudios de maestría.

Mis agradecimientos son también para mi madre, il mio fidanzato y demás familia. Gracias por todo su apoyo y los ánimos brindados durante la etapa de pandemia.

A mis amistades, quienes hicieron amena mi estadía en la UABC.

TABLA DE CONTENIDO

Resumen.....	i
<i>Abstract</i>	iii
Aprobación por el comité de tesis.....	iv
Agradecimientos	v
Lista de tablas.....	ix
Lista de figuras.....	xi
 Capítulo 01. Introducción	 16
 Capítulo 02. Área de estudio	 22
2.1 Cuenca Soledad	22
a. <i>Características hidrográficas</i>	22
b. <i>Estacionalidad de las masas de agua</i>	24
c. <i>Surgencias costeras</i>	26
d. <i>Productividad primaria</i>	26
2.2 Perfiles de salinidad y temperatura.....	28

Capítulo 03. Materiales y métodos	31
3.1 Muestreo y tratamiento de sedimentos marinos	31
3.2 Foraminíferos planctónicos	32
3.3 Isótopos de oxígeno en foraminíferos planctónicos	33
3.4 Estimación de las profundidades de calcificación de los foraminíferos planctónicos	34
3.5 Estratificación y gradientes térmicos de la columna de agua	34
3.6 Análisis espectrales y wavelet	35
3.7 Correlaciones lineales entre la temperatura oceánica superficial de la Cuenca Soledad con otros estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos	36
3.8 Modelo de edad.....	37
 Capítulo 04. Resultados	 39
4.1 Profundidades de calcificación de los foraminíferos planctónicos	39
4.2 Reconstrucción de la estructura térmica de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad en los últimos 1529 años E.C.....	41
4.3 Reconstrucción de la estratificación y gradiente térmico vertical de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad en los últimos 1529 años E.C.....	47
4.4 Análisis espectrales de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$	51

4.5 Análisis wavelet de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$	52
4.6 Comparación de la temperatura oceánica superficial de la Cuenca Soledad con otros estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos	54
Capítulo 05. Discusiones	62
5.1 Estructura térmica de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad	62
5.2 Profundidades de calcificación de los foraminíferos planctónicos	62
5.3 Periodicidades con base en análisis espectrales y de wavelet	64
5.4 Correlaciones de la temperatura oceánica superficial de la Cuenca Soledad ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) con otros estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos	65
a. <i>Anomalía Cálida Medieval (ACM)</i>	65
b. <i>Pequeña Edad de Hielo (PEH)</i>	66
c. <i>Antropoceno (ANT)</i>	67
Capítulo 06. Conclusiones	69
Referencias	71

LISTA DE TABLAS

Tabla I	24
Temperatura, salinidad y rango aproximado de profundidad media de las masas de agua que influyen en el extremo sur del Sistema de la Corriente de California (modificado de Durazo, 2015 y Portela <i>et al.</i> , 2016).	
Tabla II	38
Edades estimadas de los núcleos RR18 SOL MC2 y KM19 SOL GC (secc. I-III) con base en el modelo de edad-profundidad de Treinen-Crespo <i>et al.</i> , (2021). MC: multicore, GC: gravity core.	
Tabla III	41
Valores medios de $\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$, profundidades y temperaturas aproximadas de calcificación de las cuatro especies de foraminíferos planctónicos (<i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i> , <i>G. bulloides</i> y <i>N. dutertrei</i>) para la región de la Cuenca Soledad (1999-2019 E.C.).	
Tabla IV	43
Valores de temperatura a distintas profundidades de la columna de agua con base en las profundidades de calcificación de las cuatro especies de foraminíferos planctónicos para la región de la Cuenca Soledad durante los últimos 1529 años (E.C.)	
Tabla V	44
Valores de temperatura a distintas profundidades de la columna de agua con base en las profundidades de calcificación de las cuatro especies de foraminíferos planctónicos para la región de la Cuenca Soledad durante los tres eventos climáticos: Anomalía Cálida Medieval (ACM, 950 – 1250 E.C.), Pequeña Edad de Hielo (PEH, 1400 – 1700 E.C.) y Antropoceno (ANT, 1784 E.C. – presente).	
Tabla VI	51
Niveles de confianza (NC) y periodicidades (<i>T</i>) a partir de los análisis espectrales de $\delta^{18}\text{O}_{\text{C}}$ de las cuatro especies de foraminíferos planctónicos: <i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i> , <i>G. bulloides</i> y <i>N. dutertrei</i> .	

Tabla VII..... 54

Periodicidades aproximadas (en años) y sus respectivas edades (en años E.C.) de las potencias significativas (NC 95%) de la señal $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ a partir de los análisis espectrales wavelet de la figura 11. Estas periodicidades se resumen para los tres eventos climáticos importantes: ACM, PEH y ANT.

Tabla VIII 56

Correlaciones lineales (r Pearson) entre la serie de tiempo de temperatura ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de *G. ruber* versus las reconstrucciones de otras variables paleoclimáticas y paleoceanográficas de diversas regiones del mundo para los tres eventos climáticos: Anomalía Climática Medieval (ACM), Pequeña Edad de Hielo (PEH) y el Antropoceno (ANT). También se consideran los intervalos temporales pre-Antropoceno (<1850 E.C.) y Antropoceno (≥ 1850 E.C.) de acuerdo con Crowley (2000). Previamente, las reconstrucciones fueron suavizadas a 11 puntos con respecto a sus medias para mostrar la escala decadal y eliminar el ruido o irregularidades de estas. Se incluyen los coeficientes de correlación (r), el valor p y el número de muestras (n) utilizadas de las series de tiempo comparadas. Las correlaciones significativas se resaltan en negritas ($p \leq 0.05$) y en cursiva las correlaciones moderadas ($0.05 < p \leq 0.10$). Además, se incluyen los proxies utilizados y la región geográfica de cada referencia citada. PDO, Oscilación Decadal del Pacífico. TOS, Temperatura Oceánica Superficial. AMO, Oscilación Multidecadal del Atlántico.

Tabla IX 59

Correlaciones lineales (r Pearson) entre la serie de tiempo de temperatura oceánica superficial ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de *G. ruber* (este estudio) versus registros instrumentales de anomalías térmicas oceánicas superficiales (aTOS), continentales (aTSC) y combinadas (aTOC) de diversas regiones del planeta. En negritas se resaltan las correlaciones significativas ($p \leq 0.05$).

Tabla X..... 60

Correlaciones lineales (r Pearson) entre la serie de tiempo de temperatura oceánica superficial ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de *G. ruber* (este estudio) los índices de la PDO, NOI y SOI para el siglo XX y principios del s. XXI. En negritas se resaltan las correlaciones significativas ($p \leq 0.05$).

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 23

Área de estudio. **A)** Localización de la Cuenca Soledad (estrella blanca) en el margen continental al suroeste de la Península de Baja California, México. **B)** Ubicación de la Cuenca Soledad al sur del Golfo de Ulloa y distribución geográfica de los núcleos utilizados en este estudio: RR18 SOL MC2 (círculo verde) y KM19 SOL GC (círculo amarillo) que fueron colectados a una profundidad de ~500 m. Fuente: General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), NOAA, National Centers for Environmental Information (NCEI), 2020.

Figura 2 29

Perfiles de temperatura y salinidad de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad. Se muestran los promedios anuales de temperatura (línea sólida roja) y salinidad (línea sólida azul) con sus respectivas desviaciones estándar ($\pm 1\sigma$; zonas sombreadas). Los perfiles comprenden un intervalo de profundidad que van desde los 0 m hasta los 200 m, con profundidades discretas cada 5 m. Los datos fueron obtenidos de la base de datos hidrográficos del World Ocean Atlas (<https://www.ncei.noaa.gov/access/world-ocean-atlas-2018/>) del periodo 2005-2017 E.C. Se muestra también la división de la estructura térmica de la columna de agua delimitada a partir de los gradientes térmicos verticales anuales (G en $^{\circ}\text{C}/\text{m}$) que fueron estimados en este estudio ($G = \Delta T/\Delta Z$).

Figura 3 32

Ejemplares de las conchas de carbonato de calcio (CaCO_3) de foraminíferos planctónicos utilizados en este estudio. **A)** *Globigerinoides ruber*. Variedad blanca con dos morfotipos: sensu stricto (ss) y sensu lato (sl). **B)** *Globigerinoides sacculifer*. Con dos morfotipos: con forma de saco (cfs) y sin forma de saco (sfs) en su última cámara. **C)** *Globigerina bulloides*. **D)** *Neogloboquadrina dutertrei*. Las barras indican una escala de 150 μm .

Figura 4 40

Perfil de los valores medios anuales de la calcita en equilibrio isotópico con el agua de mar ($\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$; línea sólida púrpura) para la región de la Cuenca Soledad en el

periodo 1999-2019 E.C. (Dr. José Carriquiry, comunicación personal, 2022). Sobre el perfil $\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$ se indican las profundidades medias de calcificación para las cuatro especies de foraminíferos: *G. ruber*-0 m (círculo rojo), *G. sacculifer*-6 m (triángulo verde), *G. bulloides*-79 m (rombo azul) y *N. dutertrei*-94 m (cuadrado dorado). Las barras de error horizontales y verticales indican las desviaciones estándar ($\pm 1\sigma$) de $\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$ y de la profundidad, respectivamente. Además, en el perfil se muestran las capas térmicas de la columna de agua propuestas en este estudio para la Cuenca Soledad.

Figura 5 42

Reconstrucción térmica a distintas profundidades de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad durante los últimos 1529 años (E.C.). Cada serie de tiempo corresponde a una especie de foraminífero de acuerdo con su profundidad media de calcificación: **A.** *G. ruber* – 0 m (línea roja). **B.** *G. sacculifer* – 6 m (línea verde). **C.** *G. bulloides* – 79 m (línea azul), y **D.** *N. dutertrei* – 94 m (línea dorada). En el eje X se indica la edad calendario en años de la era común (E.C.). En el eje Y se indica el valor de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$). El valor medio se indica con una línea sólida horizontal en negro y las desviaciones estándar ($\pm 1\sigma$) se representan con líneas segmentadas horizontales. Las franjas verticales de colores en el fondo delimitan los intervalos de edad para cada uno de los eventos climáticos: rosa para la Anomalía Climática Medieval (ACM: 950 – 1250 E.C.), morado para la Pequeña Edad de Hielo (PEH: 1400 – 1700 E.C.) y anaranjado para el Antropoceno (ANT: 1784 E.C. – presente).

Figura 6 46

Gráfica de cajas y bigotes que muestra la distribución de las temperaturas (en cuartiles) registradas por cuatro especies de foraminíferos planctónicos a distintas profundidades en la columna de agua de la Cuenca Soledad: *G. ruber* – 0 m, *G. sacculifer* – 6 m, *G. bulloides* – 79 m y *N. dutertrei* – 94 m. A su vez, esta figura contrasta las temperaturas entre los tres eventos climáticos que se diferencian por colores: en rosa para la Anomalía Cálida Medieval (ACM, 950–1250 E.C.), en morado para la Pequeña Edad de Hielo (PEH, 1400 – 1700 E.C.) y en anaranjado para el Antropoceno (ANT, 1784 – 2016 E.C.). En el eje X se indican las cuatro especies de foraminíferos planctónicos por profundidad y para cada evento climático. En el eje Y se indica la temperatura ($^{\circ}\text{C}$). Las cajas están conformadas por los cuartiles del Q1 (25%) al Q3 (75%). Estas cajas presentan una muesca cerca de su centro (Q2) que coincide con la mediana de los datos (línea horizontal). El cuadrado negro en el interior de las cajas indica la media de los valores de temperatura. Los bigotes que se extienden verticalmente representan 1.5 veces el

Rango Intercuartil ($RIC=Q3-Q1$) y sus extremos se relacionan con los valores mínimos y máximos de temperatura. Los valores atípicos se representan con puntos grises por debajo o por encima de los extremos de los bigotes.

Figura 7 48

Reconstrucción de la dinámica térmica entre la capa de mezcla y la termoclina de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad en los últimos 1529 años E.C.

A. Variabilidad térmica de la superficie del mar (0 m) y de la termoclina (94 m) con base en los valores de temperatura de *G. ruber* (T_{Gr} , línea roja) y *N. dutertrei* (T_{Nd} , línea dorada), respectivamente. Esta reconstrucción muestra los valores de T_{Gr} y T_{Nd} para las mismas edades.

B. La línea sólida azul marino representa la diferencia de temperatura (ΔT) de la capa de mezcla (T_{Gr}) menos la termoclina (T_{Nd}). La línea sólida horizontal en negro representa el valor medio de ΔT (6.7 ± 2.5 °C). Un valor ΔT mayor que $+1\sigma$ (línea horizontal segmentada) indica una fuerte estratificación de la columna de agua; un valor ΔT menor que -1σ indica el rompimiento de la termoclina; mientras que un valor ΔT dentro de $\pm 1\sigma$ indica una estratificación en condiciones normales. La línea sólida en anaranjado es la línea de tendencia de un modelo de regresión lineal aplicado que muestra una pendiente positiva. Se incluye la ecuación de la recta ($y = 4.932 + 0.001x$) y el coeficiente de determinación (R^2) que explica una varianza de los datos del 6.1%.

C. La línea sólida azul claro representa el gradiente térmico vertical (G) entre la capa de mezcla y la termoclina. La línea sólida horizontal en negro representa el valor medio de G (0.07 ± 0.03 °C/m), mientras que las líneas segmentadas en paralelo representan $\pm 1\sigma$. Un valor de G mayor que $+1\sigma$, indica un mayor cambio de temperatura entre la capa de mezcla y la termoclina; un valor de G menor que -1σ sugiere un menor cambio de temperatura entre dichas capas. Un valor G dentro de $\pm 1\sigma$ indica condiciones normales de temperatura en la columna de agua. Se incluye la ecuación de la recta ($y = 0.052 + 1.4 \cdot 10^{-5}x$) y el coeficiente de determinación (R^2) que explica una varianza de los datos del 6.1%.

D. La línea sólida turquesa representa el gradiente térmico vertical a escala secular (G_{sec}), desde el siglo V hasta principios del s. XXI. La línea sólida horizontal en negro representa el valor medio de G_{sec} (0.07 ± 0.02 °C/m), mientras que las líneas segmentadas en paralelo representan $\pm 1\sigma$. Un valor de G_{sec} mayor que $+1\sigma$, indica un cambio mayor de temperatura entre la capa de mezcla y la termoclina, un valor G_{sec} menor que -1σ sugiere un cambio menor de temperatura entre dichas capas y un valor G_{sec} dentro de $\pm 1\sigma$ indicará condiciones normales de temperatura en la

columna de agua. La línea sólida en naranja es la línea de tendencia de un modelo de regresión lineal aplicado que muestra una pendiente positiva. Se incluye la ecuación de la recta ($y = 0.050 + 2 \cdot 10^{-5}x$) y el coeficiente de determinación (R^2) que explica una varianza del 4.25%.

Las franjas verticales de colores en el fondo delimitan los intervalos de edad para cada uno de los eventos climáticos: rosa para la Anomalía Climática Medieval (ACM: 950 – 1250 E.C.), morado para la Pequeña Edad de Hielo (PEH: 1400 – 1700 E.C.) y anaranjado para el Antropoceno (ANT: 1784 E.C. – presente).

Figura 8 52

Análisis espectrales de Blackman-Tukey (Howell, 2001) de **A.** $\delta^{18}O_C$ *G. ruber*, **B.** $\delta^{18}O_C$ *G. sacculifer*, **C.** $\delta^{18}O_C$ *G. bulloides* y **D.** $\delta^{18}O_C$ *N. dutertrei*. En el eje X se indica la frecuencia de la señal $\delta^{18}O_C$ por un año (1/año), mientras que en el eje Y se indica la distribución de la potencia (amplitud espectral) sobre las frecuencias. La potencia se muestra en decibeles (dB), una unidad de medida relativa que expresa la relación entre dos valores de potencias (escala logarítmica). Con base en el estadístico χ^2 se obtuvieron los niveles de confianza (NC) del 90, 95 y 99%. Los valores sobre los picos de la curva de potencia (dB) se refieren a los períodos (en años) que rebasaron alguna de las curvas del NC.

Figura 9 53

Análisis wavelet (Torrence y Compo, 1998) de **A.** $\delta^{18}O$ *G. ruber*, **B.** $\delta^{18}O$ *G. sacculifer*, **C.** $\delta^{18}O$ *G. bulloides* y **D.** $\delta^{18}O$ *N. dutertrei* de escalas decadales a centenarias. En el eje X se indica la edad calibrada (años de la era común), en el eje Y se muestra el periodo (en años) y la escala de colores indica la potencia de la señal. La potencia más alta (más fuerte) se indica en color rojo y la más baja (más débil) en color azul. El cono de influencia (COI) está delimitado por la curva continua que confina la región de confiabilidad (lado cóncavo) y contiene las frecuencias más significativas. La línea de contorno gruesa encierra áreas con un NC del 95% (χ^2) contra el ruido rojo. Los rectángulos verticales con marcos de colores representan a cada evento climático: rosa para la ACM, púrpura para la PEH y turquesa para el ANT.

Figura 10 61

Comparación de la TOS de la Cuenca Soledad (*G. ruber*) con otros estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos. Todas las series de tiempo fueron suavizadas a 11 puntos para destacar la escala decenal y eliminar la mayor cantidad de ruido o

irregularidades que estas pudieran presentar. Para su comparación visual, todas las series de tiempo fueron convertidas a la misma escala a través de la normalización. En el eje X se muestra la edad (años E.C.) y en el eje Y la escala normalizada. Las franjas verticales en el fondo representan los tres eventos climáticos de interés: en rosa la ACM, en morado la PEH y en anaranjado el ANT. La línea segmentada vertical en gris indica el año 1850 E.C. **A.** TOS *G. ruber* vs. Índices climático-oceanográficos. **B.** TOS *G. ruber* vs. TOS del hemisferio norte y a escala global. **C.** TOS *G. ruber* vs. Forzamientos naturales (irradiancia solar, vulcanismo y lluvias) y forzamientos antropogénicos (gases de efecto invernadero y aerosoles troposféricos).

01. INTRODUCCIÓN

La temperatura del océano global aumentó durante el siglo XX y se espera que continúe aumentando a un ritmo acelerado con el cambio climático (Stocker *et al.*, 2013). El océano frente a las costas de la Península de Baja California ha experimentado modificaciones en su estructura térmica debido a la influencia de procesos oceánico-atmosféricos de distintas escalas espacio-temporales (Gómez-Ocampo *et al.*, 2017).

El Sistema de la Corriente de California (SCC) se ubica en el Pacífico norte, frente a la costa oeste de América del Norte, y representa una de las regiones costeras biológicamente más productivas del océano global (Kämpf y Chapman, 2016; Pauly y Christensen, 1995). El SCC forma parte de los cuatro Sistemas de Corrientes de Borde Oriental (SCBO), tales como el sistema Humboldt en el Pacífico sur, y los sistemas Canarias/Ibérica y Benguela en el norte y sur del Atlántico, respectivamente (Chavez y Messié, 2009). Los SCBO son consideradas las principales zonas de surgencias costeras. En particular, en el SCC la diferencia de presión atmosférica entre el Alto del Pacífico Norte (desarrollado sobre el océano frío) y el Bajo Suroccidental de Norteamérica (emplazado sobre la masa continental cálida) aumenta durante la primavera (Strahler, 2013; Bakun, 1973), produciendo un fuerte gradiente de presión a nivel del mar que genera vientos intensificados a lo largo de la costa con dirección al ecuador y que, en combinación con el efecto Coriolis, trasladan las aguas superficiales hacia mar abierto (transporte de Ekman) (García-Reyes *et al.*, 2015; Checkley y Barth, 2009). Por conservación de la masa, las aguas superficiales desplazadas son continuamente reemplazadas por aguas subsuperficiales, las cuales se caracterizan por ser más frías, ricas en nutrientes, con altas concentraciones de CO₂, bajo pH y con bajas concentraciones de oxígeno disuelto (O₂), que estimulan una alta producción primaria en la capa eufótica (García-Reyes *et al.*, 2015; Huyer, 1983) y una consecuente respuesta biológica de niveles tróficos superiores (*e.g.*, zooplankton, peces, aves y mamíferos) (Kämpf y Chapman, 2016).

En las latitudes altas, la temporada de surgencias costeras muestra un marcado ciclo estacional. Esta comienza en primavera y finaliza en verano, incluso puede extenderse

hasta inicios del otoño (Wang *et al.*, 2015). La duración de la temporada de surgencias aumenta progresivamente a medida que disminuye la latitud, por lo que, en regiones tropicales y subtropicales, la temporada de surgencias se convierte en un fenómeno que dura todo el año (Wang *et al.*, 2015). Basado en datos previos a 1985, Bakun (1990) hipotetizó que al aumentar las concentraciones de gases de efecto invernadero, se elevaría más rápido la temperatura del aire superficial (TAS) sobre las masas continentales que en los océanos adyacentes durante los veranos. En consecuencia, a mayor diferencia de temperaturas tierra-mar, los gradientes de presión a nivel del mar (PNM) se fortalecerían y, por ende, los vientos favorables de surgencias (VFS) se intensificarían, acelerando la circulación de las surgencias costeras en el SCC y en los demás SCBO.

Para el caso del SCC, diversas investigaciones (*e.g.*, Brady *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2015; Rykaczewski *et al.*, 2015; García-Reyes *et al.*, 2015; Sydeman *et al.*, 2014; García-Reyes y Largier, 2010; Narayan *et al.*, 2010) han debatido sobre la Hipótesis de Bakun (HB) que, a su vez, han tratado de probarla a partir de registros de observaciones históricas y de simulaciones de modelos acoplados de circulación general océano-atmósfera (AOGCM, por sus siglas en inglés).

En concordancia con la HB, frente a la costa del centro de California, entre marzo-julio durante 1982-2008, los vientos formadores de surgencias (VFS) se intensificaron y promovieron una mayor frecuencia de días de surgencias (García-Reyes y Lagier, 2010). Además, la duración de las surgencias se prolongó, desde la primavera hasta el otoño, en respuesta al fortalecimiento de los campos de PNM atribuido al cambio climático (García-Reyes y Lagier, 2010). Otro estudio (Narayan *et al.*, 2010) encontró que, entre 1960 y 2001, los VFS se intensificaron a lo largo de la costa de California, mientras que la temperatura oceánica superficial (TOS) experimentó una disminución asociada al incremento de las surgencias costeras debido al cambio climático antropogénico. Un ejercicio de meta-análisis (22 estudios publicados entre 1990-2012) puso a prueba la HB en el SCC (y en otros SCBO) para el periodo 1940s-2000s (Sydeman *et al.*, 2014) y encontró una concordancia significativa con la HB, con la intensificación de los VFS en latitudes altas durante verano.

Por otro lado, dos estudios (Wang *et al.*, 2015; Rykaczewski *et al.*, 2015) se enfocaron en investigar las tendencias inducidas por el cambio climático (alto forzamiento radiativo) en los SCBO a través de modelos AOGCM y obtuvieron resultados distintos. El primer estudio reveló que hacia finales del s. XXI, la temporada de surgencias comenzará antes, terminará más tarde y se volverá más intensa en latitudes altas, pero no en las bajas, lo cual es coherente con la HB (Wang *et al.*, 2015). El segundo estudio proyecta un ligero aumento de los VFS (abril-mayo) en las zonas hacia el polo del SCC, mientras que hacia el ecuador se proyecta un debilitamiento (verano). Este estudio sugiere que la TAS no presenta una influencia dominante en los gradientes de PNM ni en los VFS, en desacuerdo con la HB (Rykaczewski *et al.*, 2015). En cambio, dicho estudio propone un desplazamiento hacia los polos de los campos de PNM con cambios en la magnitud, duración y ubicación de los VFS como respuesta al incremento de las concentraciones de gases de efecto invernadero (Rykaczewski *et al.*, 2015).

Un estudio más reciente también empleó simulaciones con modelos climáticos para investigar los cambios en las surgencias costeras del SCC con el cambio climático antropogénico y encontró que las surgencias en el SCC serán más fuertes en primavera y débiles en verano (1920-2100), principalmente en la segunda mitad del s. XXI (Brady *et al.*, 2017).

La intensificación de las surgencias costeras podría beneficiar a las poblaciones marinas al aumentar el aporte continuo de nutrientes a la capa eufótica de la columna de agua e incrementar la producción primaria (Sydeman *et al.*, 2014). Pero esta intensificación también podría tener efectos adversos en la vida marina, como el aumento de la acidez en los océanos y una mayor frecuencia de eventos hipóxicos; la primera afectaría directamente a los organismos marinos con estructuras carbonatadas (*e.g.*, disolución de cochas de foraminíferos y de estructuras coralinas), mientras que la segunda causaría muertes masivas debido a la mayor remineralización de materia orgánica en zonas costeras (Bakun *et al.*, 2015; Rykaczewski *et al.*, 2015; Gruber *et al.*, 2012; Chan *et al.*, 2008, Grantham *et al.*, 2004).

Por otro lado, el calentamiento de la superficie oceánica podría contrarrestar las surgencias costeras debido a una mayor difusión de calor hacia la profundidad, incrementando la estratificación térmica y profundizando la termoclina (Wang *et al.*, 2015; Chhak y Di Lorenzo, 2007; McGowan *et al.*, 1998). Este proceso limitaría el suministro de nutrientes hacia la capa eufótica, lo que pondría en peligro el funcionamiento de los ecosistemas marinos (Wang *et al.*, 2015; Chhak y Di Lorenzo, 2007).

Además de los efectos esperados por el cambio global, los modos de variabilidad climática a escalas interanuales y decadales influyen de manera significativa en la intensidad de las surgencias y en las condiciones del océano a escala de cuenca (Bakun *et al.*, 2015). En el océano Pacífico, frente a las costas de la península de Baja California, los modos de variabilidad climática como El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) de escala interanual (*e.g.*, Philander, 1990), y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés) de escala decadal (Di Lorenzo *et al.*, 2008; Mantua *et al.*, 1997) imponen una variabilidad significativa en la TOS, así como en la estructura y dinámica del océano (*e.g.*, García-Reyes y Largier, 2010; Di Lorenzo *et al.*, 2008; Mantua *et al.*, 1997; Philander, 1990).

En el SCC, la disminución del pH en las aguas de márgenes continentales está asociada a surgencias intensas de escala interanual, mientras que, a escala decenal, las masas de agua han experimentado una reducción en la ventilación, disminuyendo las concentraciones de oxígeno disuelto y promoviendo la formación de zonas de mínimo oxígeno (García-Reyes *et al.*, 2015). A escala centenaria, el aumento de la estratificación oceánica asociado con el aumento de la TOS puede reducir aún más la ventilación de las masas de agua subsuperficiales, con disminuciones en la concentración de oxígeno y pH, así como el aumento de nutrientes en las aguas de surgencias (García-Reyes *et al.*, 2015).

El registro climático global de los últimos ~1500 años, muestra dos largos intervalos de temperaturas anómalas previo al calentamiento antropogénico del siglo XX (Mann *et al.*, 2009): la “Anomalía Climática Medieval” (ACM; ~800–1350 E.C.) y la subsecuente “Pequeña Edad de Hielo” (PEH, ~1400-1900 E.C.), con efectos asincrónicos en todo el mundo (*e.g.*, Yan *et al.*, 2015; Barron *et al.*, 2015; Goosse *et al.*, 2012; Cronin *et al.*, 2010; Mann *et al.*, 2009; Lamb, 1965).

La ACM se caracterizó, en general, por un calentamiento sostenido en todo el hemisferio norte (Ahmed *et al.*, 2013), con cambios simultáneos en los patrones de circulación atmosférica, intensificación de los vientos del oeste y la migración norte-sur ($\sim 3^\circ$ en latitud) de los centros de baja presión del Atlántico norte (Lamb, 1965) y del oeste de Norteamérica (LeMarche, 1974). Esto provocó cambios hidroclimáticos y efectos en la temperatura oceánica superficial (TOS) a escala global (Bradley *et al.*, 2003). La TOS en el Pacífico central y oriental experimentaron un fuerte enfriamiento, similar a las condiciones frías de La Niña (fase negativa del ENOS), a las que se le asociaron condiciones de fuertes sequías (~ 1000 -1300 E.C.) en el occidente de América del Norte (e.g., Yan *et al.*, 2015; Barron *et al.*, 2015; Goosse *et al.*, 2012; Cronin *et al.*, 2010; Mann *et al.*, 2009; Conroy *et al.*, 2009; Graham *et al.*, 2007; LeMarche, 1974;). En contraparte, la TOS de las aguas del océano Índico tropical y Pacífico occidental experimentaron un ligero calentamiento (Graham *et al.*, 2011).

Por el contrario, la PEH se caracterizó por veranos anormalmente fríos en el hemisferio norte, que se atribuyen principalmente a la combinación de varios factores como una reducción de la radiación solar, vulcanismo y cambios en los modos internos de variabilidad del sistema océano-atmósfera (Goosse *et al.*, 2012; Miller *et al.*, 2012; Wanner *et al.*, 2011). En consecuencia, la mayoría de glaciares de regiones tropicales (latitudes bajas) hasta polares (capas de hielo del Ártico de Canadá e Islandia), alcanzaron dimensiones máximas entre ~ 1430 y 1455 E.C. (Miller *et al.*, 2012). Además, la TOS del Pacífico oriental fue más cálida durante la PEH, similar a las condiciones cálidas de El Niño (fase positiva del ENOS), con una mayor precipitación en gran parte del occidente de América del Norte (e.g., Yan *et al.*, 2015; Barron *et al.*, 2015; Goosse *et al.*, 2012; Cronin *et al.*, 2010; Mann *et al.*, 2009; Graham *et al.*, 2007; Kennet y Kennet, 2000;).

Para reconstruir la estructura térmica de la columna de agua a través del tiempo, generalmente, se ha utilizado la composición isotópica del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de las testas carbonatadas de foraminíferos planctónicos (e.g., Hollstein *et al.*, 2019; Makarova *et al.*, 2017; Carriquiry *et al.*, 2015; Birch *et al.*, 2013; Sagawa *et al.*, 2012; Mohtadi *et al.*, 2011). Los foraminíferos planctónicos son protozoos heterótrofos marinos de vida libre que

evolucionaron y se diversificaron a partir de una forma bentónica, principalmente a comienzos del Mesozoico y durante el Cenozoico (BouDagher-Fadel, 2012). Los foraminíferos planctónicos viven flotando a distintas profundidades de la columna de agua donde secretan sus testas de carbonato de calcio (CaCO_3) (BouDagher-Fadel, 2008), registrado en ellas las señales isotópicas del ambiente marino en el que viven. Por tal razón, estos organismos son considerados como trazadores importantes de procesos paleoceanográficos y paleoclimáticos (Kucera, 2007). A partir de la medición de proxies, como las proporciones de isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y carbono ($\delta^{13}\text{C}$), de las conchas carbonatadas de estos organismos es posible reconstruir la temperatura y la composición isotópica del agua marina, y con ello inferir la circulación oceánica y el flujo de nutrientes (Birch *et al.*, 2013; Kucera, 2007; Ravelo *et al.*, 2007; Mulitza, 2003).

El objetivo principal de este estudio es reconstruir la variabilidad de la estructura térmica de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad, en el Océano Pacífico tropical nororiental, durante los últimos 1529 años E.C. Aquí se presenta el resultado del análisis de isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de las conchas de cuatro especies de foraminíferos planctónicos (*Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer* y *Neoglobocadrina dutertrei*) con los cuales es posible estimar las profundidades aparentes de calcificación de cada especie con respecto a la hidrografía de la cuenca. Así mismo, se reconstruyen los cambios térmicos ocurridos a distintas profundidades de la columna de agua a través del tiempo. En este estudio, también se compara la variabilidad de la temperatura oceánica superficial de la región de la Cuenca Soledad con otros estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos para tres periodos climáticos importantes: la Anomalía Cálida Medieval, la Pequeña Edad de Hielo y el Antropoceno.

02.ÁREA DE ESTUDIO

2.1. Cuenca Soledad

Cuenca Soledad (25°10' N, 112° 50' W) (Soutar y Isaacs, 1974), también referida como Cuenca San Lázaro (Silverberg *et al.*, 2004), se sitúa en el margen continental al suroeste de la Península de Baja California (Esparza-Álvarez *et al.*, 2007), dentro del Golfo de Ulloa, a 60 km al NW de Cabo San Lázaro (Fig. 1). Se trata de una depresión tectónica sobre un fondo plano, con 85 km de largo, 35 km de ancho y una profundidad máxima de 540 m (Marchitto *et al.*, 2010; Silverbeg *et al.*, 2004; van Geen *et al.*, 2003). El borde occidental de la cuenca está bloqueado por un escarpe elevado del sistema de fallas Tosco-Abreojos (Michaud *et al.*, 2005). Este escarpe yace a una profundidad de 100 m y se encuentra abierto en el suroeste por un umbral (sill) estrecho que se eleva hasta los 350 m de profundidad, produciendo una restricción en la ventilación de las aguas de fondo de la cuenca con el margen abierto (van Geen *et al.*, 2003).

a. Características hidrográficas

Cuenca Soledad se ubica en el extremo sur (28° - 22°N) del SCC, en el límite dinámico entre las aguas subárticas (frías y menos saladas) transportadas por la Corriente de California (CC) y las aguas tropicales-subtropicales (cálidas y más saladas) transportadas por advección y por la Contracorriente de California (CUC, por sus siglas en inglés) (Durazo, 2015; Fiedler y Talley, 2006; Durazo y Baumgartner, 2002; Tsuchiya, 1981).

En superficie, la CC presenta un flujo hacia el ecuador, transportando una masa de Agua Subártica (SAW) que comprende los primeros ~150 m de profundidad y se caracteriza por su baja temperatura (T) y salinidad (S), con altas concentraciones de oxígeno disuelto (O₂) y nutrientes (Portela *et al.*, 2016; Durazo *et al.*, 2005; Durazo y Baumgartner, 2002; Lyn y Simpson, 1987). En sentido contrario, la masa de Agua Superficial Tropical (TSW) es transportada hacia el polo desde el sureste, comprende los primeros ~50 m de profundidad

y se caracteriza por su alta T, baja S, alta en O₂, y pobre en nutrientes (Portela *et al.*, 2016; Fiedler y Talley, 2006; Durazo y Baumgartner, 2002; Wyrski, 1966). En subsuperficie, la CUC fluye hacia el polo transportando una masa de Agua Subsuperficial Ecuatorial (ESsW), a una profundidad de ~75-400 m, con una T y S relativamente altas, baja en O₂, y rica en nutrientes (Portela *et al.*, 2016; Fiedler y Talley, 2006; Durazo y Baumgartner, 2002; Lynn y Simpson, 1987).

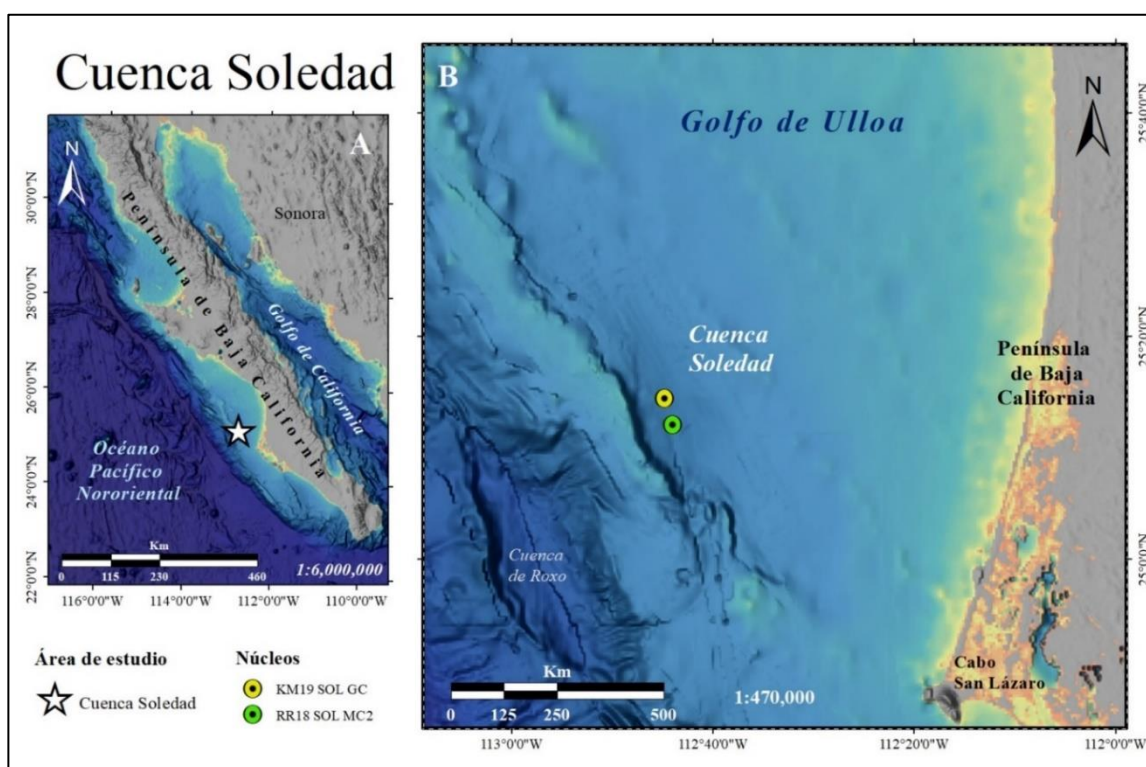


Fig. 1. Área de estudio. **A)** Localización de la Cuenca Soledad (estrella blanca) en el margen continental al suroeste de la Península de Baja California, México. **B)** Ubicación de la Cuenca Soledad al sur del Golfo de Ulloa y distribución geográfica de los núcleos utilizados en este estudio: RR18 SOL MC2 (círculo verde) y KM19 SOL GC (círculo amarillo) que fueron colectados a una profundidad de ~500 m. Fuente: General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), NOAA, National Centers for Environmental Information (NCEI), 2020.

Las aguas superficiales que bañan a la Cuenca Soledad son el resultado de la mezcla entre distintas masas de agua: SAW y TSW, principalmente (Tabla I). Esta mezcla es promovida por la estacionalidad de las corrientes y la climatología del Pacífico tropical nororiental (Portela *et al.*, 2016; Durazo, 2015). La masa de Agua del Golfo de California (GCW)

también tiende a mezclarse con SAW y TSW. El GCW proviene del sureste, comprende los primeros ~150 m de profundidad y se caracteriza por su alta T y S (Portela *et al.*, 2016; Durazo *et al.*, 2015; Castro *et al.*, 2006). Por otro lado, las aguas subsuperficiales están mayormente dominadas por ESsW, aunque también se encuentran influenciadas por la masa de Agua Intermedia del Pacífico (PIW). Esta última se hunde en el Pacífico norte con flujo hacia el ecuador, comprende una profundidad de ~400-1000 m y se caracteriza por una baja T y alta S (Portela *et al.*, 2016; Talley, 1993).

Tabla I. Temperatura, salinidad y rango aproximado de profundidad media de las masas de agua que influyen en el extremo sur del Sistema de la Corriente de California (modificado de Durazo, 2015, y Portela *et al.*, 2016).

Masa de agua	Temperatura (°C)	Salinidad (g kg ⁻¹)	Rango de profundidad media (m)
Agua Subártica (SAW)*	10-21	<34.6	0-150
Agua Superficial Tropical (TSW)	>25.1	>35.1	0-50
Agua del Golfo de California (GCW)	>12	>35.1	0-150
Agua Subsuperficial Ecuatorial (ESsW)*	9-18	34.6-35.1	75-400
Agua Intermedia del Pacífico (PIW)	4-9	34.6-34.9	400-1000

*En Portela *et al.*, (2016) la SAW (Durazo, 2015) se muestra como Agua de la Corriente de California (CCW), y ESsW como Agua Subsuperficial Subtropical (StSsW).

b. Estacionalidad de las masas de agua

El extremo sur del SCC muestra un comportamiento estacional en los primeros 50 m de profundidad (Portela *et al.*, 2016). La capa de mezcla en esta región oscila entre los 18 m en verano y los 45 m en invierno, con una media anual de ~30 m (Portela *et al.*, 2016). Con base en esta profundidad, se describen los cambios estacionales de las masas de agua en el sur del SCC, mostrando con ello la variabilidad de la salinidad (salinidad absoluta en g kg⁻¹) y temperatura (temperatura conservativa en °C), reportadas por Portela *et al.*, (2016; pp. 3073, su tabla 2 y fig. 3).

En invierno y primavera, el extremo sur del SCC está dominado generalmente por la SAW. Durante invierno, la capa de mezcla alcanza su profundidad máxima (45 m) y la evaporación neta se intensifica ($50 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) provocando que las aguas en la capa de mezcla sean relativamente saladas (~ 34.4) y frías ($\sim 18^\circ\text{C}$) (Portela *et al.*, 2016). En primavera, se presenta la tasa más alta de surgencias costeras que coincide con la mayor producción de remolinos al sur de Punta Eugenia (28°N). Estas surgencias emplazan en la superficie aguas que provienen desde los 23 ± 10 m de profundidad, mostrando las temperaturas ($\sim 17^\circ\text{C}$) y salinidades (~ 34.2) más bajas de todo el año (Portela *et al.*, 2016; Kurczyn *et al.* 2012).

En verano y otoño, la SAW se encuentra confinada hacia el norte del SCC, mientras que en el sur ocurre una dominancia de la SAW y TSW, con una contribución del GCW en verano; de esta manera, las temperaturas y salinidades superficiales aumentan hasta los $\sim 25^\circ\text{C}$ y ~ 34.6 , respectivamente (Portela *et al.*, 2016). La presencia de TSW durante verano es indicativa de su advección hacia el polo en relación con la propagación de una onda larga de Rossby radiada desde la costa del Pacífico mexicano (Portela *et al.*, 2016; Godínez *et al.*, 2010).

Durante invierno, en la entrada del Golfo de California, el GCW presenta una baja salinidad (~ 35.1) y temperatura ($\sim 20^\circ\text{C}$) como resultado de la mezcla entre la SAW y GCW. Esta mezcla persiste durante la primavera, cuando el flujo del CCS entra al Golfo desde la costa peninsular (Portela *et al.*, 2016). En verano, GCW presenta la temperatura más alta ($\sim 28^\circ\text{C}$) y la salinidad más baja (~ 35) del año, con un flujo de TWS y GCW que ingresa al Golfo de California por su lado este, en tanto que, un flujo de GCW sale del Golfo por el lado oeste (Portela *et al.*, 2016).

Por otro lado, el ESsW tiene su origen en el Océano Pacífico sur y se mantiene invariable durante todo el año en el extremo sur del SCC; sin embargo, se le asocia un máximo de salinidad de ~ 34.7 a ~ 250 m de profundidad (Portela *et al.*, 2016). Finalmente, el PIW fluye por debajo de los 400 m de profundidad y es menos salina (~ 34.6) que ESsW debido a la influencia del Agua Intermedia del Pacífico Norte (Portela *et al.*, 2016; Friedler y Talley, 2006).

c. *Surgencias costeras*

La temperatura a 10 m de profundidad, sobre la plataforma continental de Baja California sur, muestra la evolución anual de la CC (Bjorkstedt *et al.*, 2011). A ~140 km al sur de Cuenca Soledad, Cervantes-Duarte *et al.* (2015) observaron una fluctuación de la temperatura entre los 13° y 28°C, que identifica dos periodos semestrales al año, uno frío (febrero-julio) y uno cálido (agosto-enero), respectivamente, como resultado de la transición templado-tropical de la zona costera (Lluch-Belda *et al.*, 2003). A su vez, estos autores encontraron que en esta región ocurren eventos de surgencias costeras intensas durante el período frío y surgencias débiles durante el período cálido. Por esta razón, la costa del Pacífico frente a la península de Baja California se considera una región de surgencias permanentes (Durazo, 2015), con surgencias intensas durante febrero-julio y surgencias débiles durante agosto-enero (Cervantes-Duarte *et al.*, 2015). También, las masas de agua que bañan a la Cuenca Soledad (descritas previamente) alimentan a estas surgencias. En el período frío se observa una dominancia de las aguas de origen subártico, mientras que, en el período cálido, el límite de transición dinámico se desplaza hacia el norte, aportando una mayor influencia de las masas de agua de origen tropical-subtropical (Cervantes-Duarte *et al.*, 2015; Durazo, 2015).

d. *Productividad primaria*

La biomasa y producción primaria del fitoplancton son la base principal de las redes tróficas que se desarrollan en el ecosistema pelágico del océano (Gaxiola-Castro *et al.*, 2010). En la costa occidental de la Península de Baja California (31.5°-25.5°N), entre la zona costera y oceánica, se presentan condiciones mesotróficas, con una media anual de clorofila-a que oscila de 0.25 a 1.0 mg m⁻³, debido a los procesos de surgencias costeras de primavera y verano, principalmente (Gaxiola-Castro *et al.*, 2010). Estos autores mencionan también que, en el interior del Golfo de Ulloa, se observa una media anual de producción primaria neta (PPN) de ~100 mgC m⁻² h⁻¹. Por su parte, González-Rodríguez

et al. (2012) encontraron que los cambios estacionales del ecosistema pelágico en el Golfo de Ulloa (28°-25°N) se caracterizan por valores máximos ($\sim 1600 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) de PPN durante la primavera, promovido por las aguas de surgencias costeras ricas en nutrientes; mientras que, a finales de verano y durante otoño, a pesar de los vientos favorables de surgencias, se observan valores mínimos ($< 100 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) de PPN, debido al emplazamiento de una corriente cálida tropical que inhibe la producción primaria en toda la región.

Un estudio más reciente realizado por Cervantes-Duarte *et al.* (2015) menciona que en la latitud 24.5°N ($\sim 140 \text{ km}$ al sur de Cuenca Soledad) ocurre un mayor enriquecimiento de nutrientes en la capa eufótica durante el periodo frío ($> 200 \text{ mmol m}^{-2}$) en comparación con el periodo cálido ($< 100 \text{ mmol m}^{-2}$). También, estos autores observaron el aumento de clorofila-a junto con la PPN durante el periodo frío, con máximos de $> 1.2 \text{ mg m}^{-3}$ y $25.5 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$, respectivamente; mientras que, en el periodo cálido los valores fueron mínimos, con $< 0.35 \text{ mg m}^{-3}$ y $0.02 \text{ mgC m}^{-3} \text{ h}^{-1}$, respectivamente. Además, estos autores sugieren que la saturación de oxígeno disuelto en dicha capa aumenta hasta un 120% cuando se estimula la fotosíntesis con el aumento de nutrientes que cuando prevalece la remineralización de la materia orgánica (25%).

Sin duda alguna, las surgencias costeras que ocurren en la región de Cuenca Soledad, promueven una alta producción primaria en la superficie y una exportación de materia orgánica al fondo marino, donde se remineraliza y aumenta las concentraciones de nutrientes en aguas subsuperficiales (Cervantes-Duarte *et al.*, 2015; Soutar & Isaacs, 1974). Esta exportación de carbono orgánico, en adición a la poca ventilación dentro de la Cuenca Soledad, da lugar a aguas muy respiradas por debajo del umbral, manteniendo las condiciones subóxicas ($\text{O}_2 < 10 \text{ } \mu\text{mol /kg}$) en el fondo de la cuenca. Esta condición pobre en oxígeno limita la colonización por macrofauna en los sedimentos y los procesos de bioturbación por organismos bentónicos, permitiendo la preservación cuasi intacta del registro sedimentario (van Geen *et al.*, 2003). Además, la alta tasa de sedimentación ($\sim 1 \text{ mm/año}$) en la cuenca permite la formación de una secuencia sedimentaria laminada de alta resolución, con escalas anuales a interanuales (van Geen *et al.*, 2003).

2.2. *Perfiles de salinidad y temperatura*

Los perfiles de salinidad y temperatura de la figura 2 muestran los valores promedios anuales ($\pm 1\sigma$) de la columna de agua, desde la superficie hasta los 200 m, para la región de la Cuenca Soledad. Los valores de dichos parámetros fueron tomados de la base de datos hidrográficos del World Ocean Atlas (WOA, por sus siglas en inglés) para el periodo de observaciones del 2005 a 2017 E.C.

De acuerdo con lo mostrado en la figura 2, las temperaturas medias anuales más altas (~ 19 °C) se registran en la superficie del mar, donde los vientos superficiales provocan turbulencia y promueven la mezcla de distintas masas de aguas superficiales, como las subárticas provenientes del norte (CC) con las subtropicales-tropicales provenientes del sur (Portela *et al.*, 2016; Durazo, 2015). En cambio, las temperaturas más bajas (~ 11 °C) se presentan en profundidad a partir de los ~ 200 m, zona influenciada por la masa de Agua Subsuperficial Ecuatorial (ESsW) (Durazo, 2015). La salinidad más baja (~ 33.6) se observa a una profundidad de ~ 45 -50 m, asociada principalmente a la masa de Agua Subártica Superficial (SAW), considerada como la menos salina que arriba a esta región (Portela *et al.*, 2016). En tanto que, la salinidad más alta (~ 34.6) se observa alrededor de los 200 m de profundidad, debido a la influencia de aguas subtropicales subsuperficiales (ESsW) transportadas por la CUC (Portela *et al.*, 2016; Durazo, 2015).

En la figura 2 se muestra también la división de la estructura térmica de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad. Esta división se estimó en este estudio con base en los gradientes térmicos verticales anuales ($G = \Delta T / \Delta Z$) calculados a partir del perfil de temperatura.

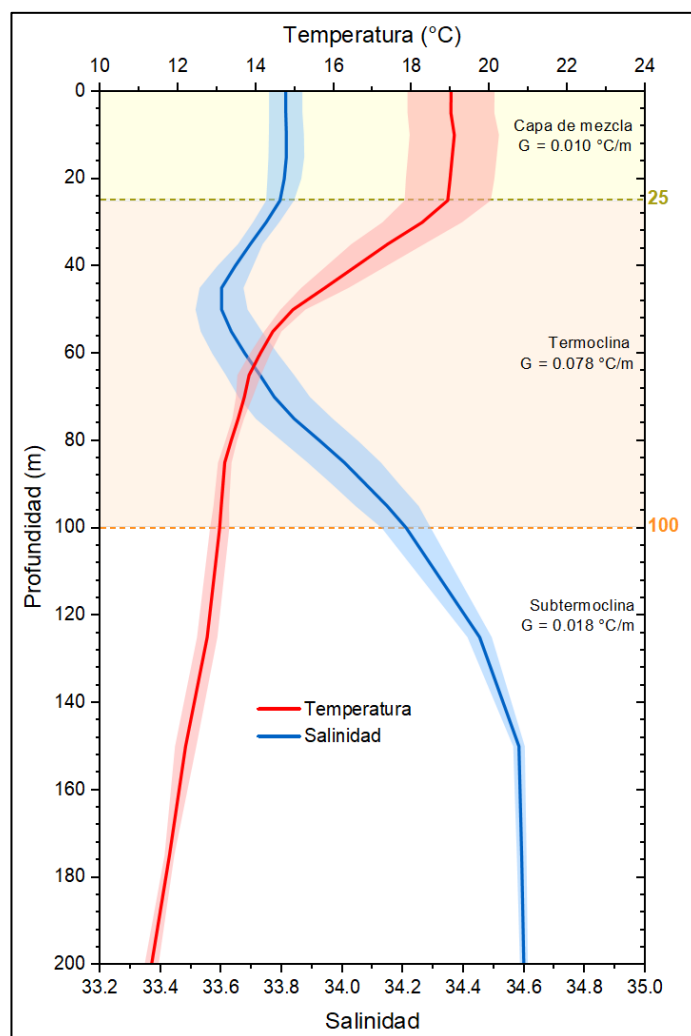


Fig. 2. Perfiles de temperatura y salinidad de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad. Se muestran los promedios anuales de temperatura (línea sólida roja) y salinidad (línea sólida azul) con sus respectivas desviaciones estándar ($\pm 1\sigma$; zonas sombreadas). Los perfiles comprenden un intervalo de profundidad que van desde los 0 m hasta los 200 m, con profundidades discretas cada 5 m. Los datos fueron obtenidos de la base de datos hidrográficos del World Ocean Atlas (<https://www.ncei.noaa.gov/access/world-ocean-atlas-2018/>) del periodo 2005-2017 E.C. Se muestra también la división de la estructura térmica de la columna de agua delimitada a partir de los gradientes térmicos verticales anuales (G en $^{\circ}\text{C}/\text{m}$) que fueron estimados en este estudio ($G = \Delta T/\Delta Z$).

El gradiente térmico vertical (G en $^{\circ}\text{C}/\text{m}$) se refiere al descenso de la temperatura con la profundidad (tasa de cambio), es decir, indica lo “rápido” o “lento” que disminuye la temperatura mientras se profundiza en la columna de agua.

En este estudio se propone una división térmica para la columna de agua de la región de Cuenca Soledad con base en sus respectivos G anuales. La columna de agua se ha dividido en las siguientes capas: la capa de mezcla presenta un rango de profundidades de 0 a 25 m con un G de $0.010\text{ }^{\circ}\text{C/m}$. La termoclina comprende un rango de profundidades desde los 25 hasta los 100 m con un G de $0.078\text{ }^{\circ}\text{C/m}$. Finalmente, a las profundidades por debajo de la termoclina se les denominó “subtermoclina”, la cual se acota a profundidades que van desde los 100 m hasta los ~500 m y presenta un G de $0.018\text{ }^{\circ}\text{C/m}$, es decir, ~2 veces mayor que G de la capa de mezcla, pero ~4 veces menor que G de la termoclina (Fig. 2).

03. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 Muestreo y tratamiento de sedimentos marinos

Las muestras de sedimentos marinos utilizados para esta investigación pertenecen a dos tipos de núcleos: 1) el núcleo RR18 SOL MC2 (25° 11.99' N; 112° 43.99' W) es el no. 2 (de 8 en total) de un nucleador múltiple (multicore), cuya longitud fue de 45.3 cm. Este núcleo se extrajo del fondo de la Cuenca Soledad, a 500 m de profundidad, y su colecta se realizó durante la campaña de investigación oceanográfica en marzo del 2018, a bordo del buque R/V “Roger Revelle” y operado por Scripps Institution of Oceanography de los Estados Unidos de América. 2) el núcleo KM19 SOL GC (25° 14.37' N; 112° 44.79' W) corresponde a un núcleo de gravedad (gravity core) que fue colectado en la misma cuenca, a 511 m de profundidad. Este núcleo presentó una longitud total de 1.8 m y se dividió en cuatro secciones con diferentes longitudes: Secc-I) 40.8 cm; Secc-II) 47.1 cm; Secc-III) 52.5 cm; y Secc-IV) 42.6 cm. Este núcleo fue colectado en septiembre del 2019, a bordo del buque R/V “Kilo Moana”, propiedad de la Marina de los Estados Unidos de América y operado por la Universidad de Hawái. Ambos núcleos fueron cuidadosamente seccionados cada 3 mm (RR18 SOL MC2 a bordo y KM19 SOL GC en el laboratorio), desde la cima (top) hasta la base (bottom). Cada muestra fue inicialmente pesada en húmedo y almacenada en una bolsa de plástico debidamente etiquetada. Posteriormente, en el laboratorio, las muestras fueron liofilizadas y pesadas en seco.

El tratamiento de las muestras y los análisis isotópicos de las testas de foraminíferos pertenecientes a ambos núcleos se llevaron a cabo en el Laboratorio de Geociencias Ambientales (LGA) del Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO) de la Universidad Autónoma de Baja California (UABC), Ensenada, Baja California, México. Para el análisis de las muestras se decidió trabajar con una resolución de 9 mm sobre el núcleo RR18 SOL MC2 y las primeras tres secciones del núcleo KM19 SOL GC (la secc-IV no se analizó en este estudio).

3.2 Foraminíferos planctónicos

Las conchas fósiles de foraminíferos planctónicos preservadas en los sedimentos marinos son ampliamente usadas para reconstruir las condiciones climáticas y oceánicas del pasado (Bé, 1977). Debido al relativo corto ciclo de vida (~ 1 mes) de los foraminíferos planctónicos, sus conchas representan un breve momento de las condiciones de la superficie del océano durante su tiempo de calcificación (Bé, 1977). En la figura 3, se presentan distintos tipos de conchas de foraminíferos planctónicos utilizados en este estudio.

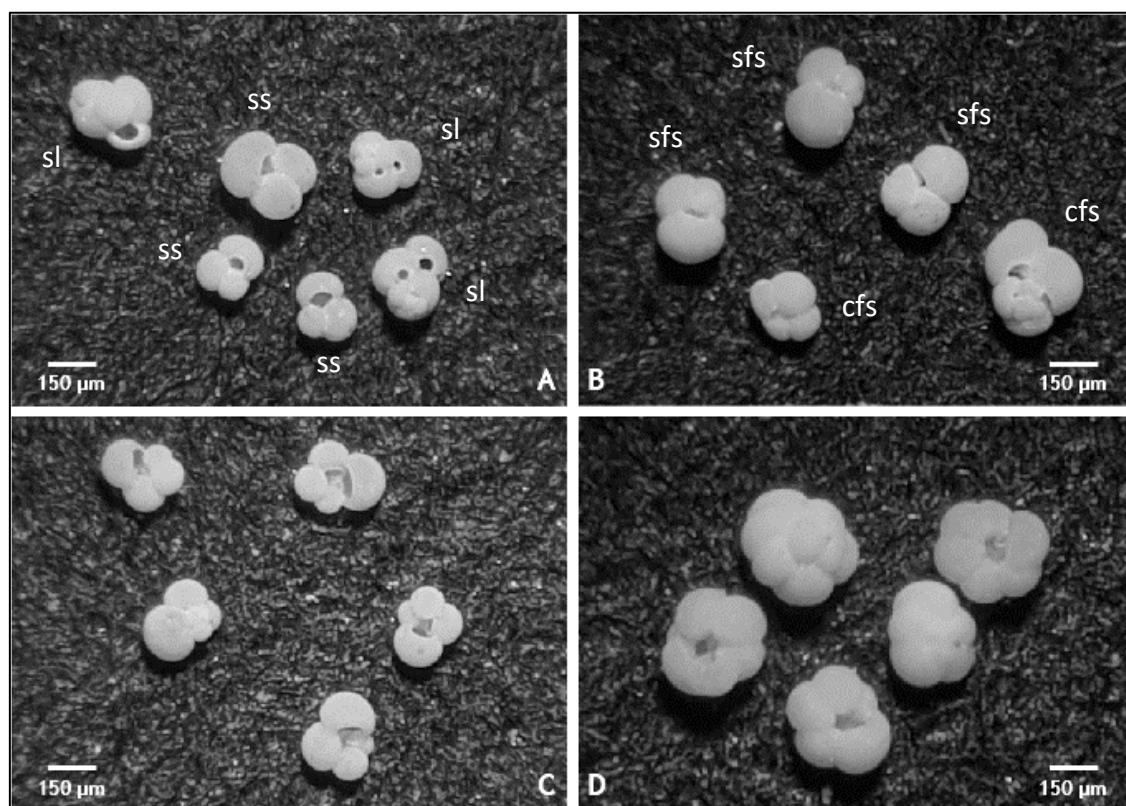


Fig. 3. Ejemplares de las conchas de carbonato de calcio (CaCO_3) de foraminíferos planctónicos utilizados en este estudio. **A)** *Globigerinoides ruber*. Variedad blanca con dos morfotipos: sensu stricto (ss) y sensu lato (sl). **B)** *Globigerinoides sacculifer*. Con dos morfotipos: con forma de saco (cfs) y sin forma de saco (sfs) en su última cámara. **C)** *Globigerina bulloides*. **D)** *Neogloboquadrina dutertrei*. Las barras indican una escala de 150 µm.

3.3 Isótopos de oxígeno en foraminíferos planctónicos

Los isótopos estables son átomos no radiactivos de un mismo elemento que tienen el mismo número atómico pero diferente masa atómica, es decir, contienen el mismo número de protones en su núcleo, pero distinto número de neutrones (Faure, 1986). Existen tres formas de isótopos estables del oxígeno: ^{16}O , ^{17}O , y ^{18}O , con abundancias naturales relativas de 99.76%, 0.04%, y 0.20%, respectivamente (Faure, 1986).

Se asume que los foraminíferos planctónicos precipitan su concha de carbonato de calcio (CaCO_3) en equilibrio isotópico con el agua de mar, registrando las propiedades físicas, químicas y biológicas de su ambiente de formación (Pearson, 2012). Los isótopos estables de oxígeno son analizados mediante un espectrómetro de masas para medir las relaciones isotópicas de oxígeno 18 ($\delta^{18}\text{O}$, ‰) (Ec. 1) a partir de la masa del dióxido de carbono (CO_2) de la muestra con respecto a un CO_2 estándar de composición isotópica conocida (Rohling and Cooke, 1999).

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = (1000) \times \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{muestra}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{estándar}}} - 1 \right] \quad (\text{Ec. 1})$$

El CO_2 de la muestra de interés es uno de los productos de la siguiente reacción química:



Donde los compuestos involucrados en esta reacción son el carbonato de calcio (CaCO_3 , sólido) de las conchas de foraminíferos y el ácido fosfórico (H_3PO_4 , acuoso), mientras que los productos son el fosfato dicálcico (CaHPO_4 , acuoso), el dióxido de carbono (CO_2 , gaseoso) y vapor de agua (H_2O , gaseoso).

En el laboratorio de isótopos estables del LGA se cuenta con un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas marca Thermo SCIENTIFIC, Modelo Delta V Advantage el cual se encuentra acoplado a un sistema automático de análisis de carbonatos GasBench II. En este sistema se llevaron a cabo los análisis isotópicos de las conchas de foraminíferos para obtener las relaciones isotópicas de oxígeno 18 ($\delta^{18}\text{O}$) y carbono 13 ($\delta^{13}\text{C}$). Los resultados

de $\delta^{18}\text{O}$ son reportados en ‰. La precisión general de las mediciones fue de 0.04‰ para $\delta^{18}\text{O}$.

3.4 Estimación de las profundidades de calcificación de los foraminíferos plantónicos

Los valores de calcita predicha en equilibrio isotópico con el agua de mar ($\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$) a diferentes profundidades es posible estimarlos con datos de temperatura de la columna de agua de la Cuenca Soledad (datos de Dr. José Carriquiry, comunicación personal, 2022) y la expresión de paleotemperatura de Bemis *et al.*, (1998) calibrada para la región de la Ensenada del Sur de California (Southern California Bight, SCB). Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$ comparados con los valores de calcita de los foraminíferos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{C}}$) medidos en el LGA (Carriquiry *et al.*, 2015) muestran profundidades de calcificación óptimas para las especies de foraminíferos aquí estudiadas (*G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. bulloides* y *N. dutertrei*) (Fig. 4). También, la relación lineal entre los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{C}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$, junto con las profundidades de calcificación de estos foraminíferos, permite conocer la temperatura y su variabilidad en el tiempo (Carriquiry *et al.*, 2015), en este caso para la región oceánica de la Cuenca Soledad (Fig. 5).

3.5 Estratificación y gradientes térmicos de la columna de agua

En este estudio, la diferencia de temperatura (ΔT en °C) entre dos capas térmicas (capa de mezcla y termoclina) de distintas profundidades permite conocer el grado de estratificación que existe en la columna de agua para una cierta edad o intervalo de tiempo (Friddell *et al.*, 2013) (Fig. 7A y B). Por otra parte, el gradiente térmico vertical (G en °C/m) indica la rapidez con la cual disminuye la temperatura de la capa de mezcla hacia la termoclina (Fig. 7C). El G anual muestra dicha rapidez para un año determinado, mientras que el G secular lo hace para un siglo dado (Fig. 7D).

La estratificación de la columna de agua (ΔT) y el gradiente térmico vertical (G) están estrechamente relacionados, puesto que una columna de agua bien mezclada (estratificada)

de aguas frías (cálidas) supone un cambio muy bajo (muy alto) de temperatura entre la capa de mezcla y la termoclina, las cuales generan condiciones favorables (desfavorables) para las surgencias de tipo La Niña (El Niño) (Fig. 7).

3.6 Análisis espectrales y wavelet de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$

El análisis espectral consiste en descomponer una señal temporal compleja en sus partes más simples. Este análisis confirma el reconocimiento visual de las series de tiempo de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de los foraminíferos a través de una potencia espectral significativa de escala decadal a centenaria (Fridell *et al.*, 2003).

Para realizar los análisis espectrales de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ para cada especie (*G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. bulloides* y *N. dutertrei*), se obtuvieron las gráficas de frecuencia de la señal de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ (ciclos/año) versus la potencia de las frecuencias (decibels, dB) de Blackman-Tukey (Howell, 2001). A estas gráficas se les aplicaron los niveles de confianza de 90, 95 y 99%, estimados a partir del estadístico de Chi-cuadrada (χ^2), para conocer las probabilidades de distribución de las potencias (Fig. 8).

La frecuencia de muestreo promedio (dt) para cada especie de foraminífero fue calculada usando el algoritmo de redfit (Schulz y Mudelsee, 2002), es decir, con base en el dominio de las frecuencias para series de tiempo desigualmente espaciadas en el tiempo. Las dt resultantes fueron de 8 años para *G. ruber*, 9 años para *G. bulloides*, 8 años para *G. sacculifer* y 6 años para *N. dutertrei*.

Para estimar los periodos (T) a partir de las frecuencias (f) se utilizó la siguiente relación:

$$T = 1/f \quad (\text{Ec. 3})$$

Donde T está en (años) y f en (ciclos/año)

El análisis wavelet es una herramienta que permite analizar las variaciones localizadas de potencia dentro de una serie de tiempo. Al descomponer una serie temporal unidimensional

(o espectro de frecuencias) a una imagen difusa bidimensional de tiempo-frecuencia, se pueden determinar los modos (frecuencias) dominantes y su variación en el tiempo (Torrence y Compo, 1998). Para realizar este análisis se obtuvieron las gráficas wavelet basadas en las frecuencias del análisis espectral. Estas gráficas muestran la edad calibrada (años de la era común) versus el periodo (años). Además, la variabilidad de la potencia se muestra en una escala de colores, donde la máxima potencia (la más fuerte) se indica en color rojo y la mínima (la más débil) en color azul (Fig. 9).

3.7 Correlaciones lineales entre la temperatura oceánica superficial de la Cuenca Soledad con otros estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos.

Para corroborar la variabilidad climática revelada por los análisis espectrales y wavelet de este estudio para la región de la Cuenca Soledad, se correlacionaron (coeficiente de correlación de Pearson, r ; y valor de p) los valores de temperatura ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de *G. ruber* con los resultados de otros estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos de diversas regiones del planeta (Fig. 10; Tabla VIII), los cuales fueron suavizados a 11 puntos para destacar la escala decadal y eliminar el ruido de las series de tiempo (Mann *et al.*, 1999). Las correlaciones se realizaron principalmente para tres eventos climáticos de interés: la Anomalía Cálida Medieval (ACM), la Pequeña Edad de Hielo (PEH) y el Antropoceno (ANT). Para la ACM y PEH se utilizaron los límites temporales delimitados por Mann *et al.* (2009) para el hemisferio norte: del año 950 – 1250 E.C., y del 1400 – 1700 E.C., respectivamente. Mientras que, para el ANT se tomó como referencia el año 1784 E.C. hacia el presente (Crutzen y Stoermer, 2000).

Se realizaron también correlaciones de los valores de temperatura ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de *G. ruber* versus los datos instrumentales modernos (siglo XX - XXI) que corresponden a las anomalías de temperatura oceánica superficial (aTOS) para el hemisferio norte, sur y a escala global (Tabla IX). Además, se compararon con los registros instrumentales de las anomalías de temperatura superficial para las regiones continentales (aTSC) de Norteamérica, del hemisferio norte y a escala global (Tabla IX). Así como la correlación

con los registros instrumentales que combinan las anomalías térmicas oceánicas y continentales (aTOC) para la región del Pacífico nororiental, Hawái y para la región del Atlántico norte (MDR) (Tabla IX). Los valores de los registros instrumentales se obtuvieron de las bases de datos de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, <https://www.ncdc.noaa.gov/cag/>).

Por otra parte, se correlacionaron los valores de temperatura ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de *G. ruber* versus la señal instrumental de los índices de la PDO, de El Niño (ONI, por sus siglas en inglés), y de la Oscilación del Sur (SOI, por sus siglas en inglés) (Tabla X), para el s. XX y principios del s. XXI. Los datos instrumentales de dichos índices se tomaron de las bases de datos de la NOAA (<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/>; <https://www.ncdc.noaa.gov/access/monitoring/enso/sst#oni>; <https://www.ncdc.noaa.gov/access/monitoring/enso/soi>).

3.8 Modelo de edad

El modelo de edad proporcionado para este estudio (Dr. José Carriquiry, comunicación personal, 2022) es el resultado de la correlación del modelo de edad-profundidad reportado por Treinen-Crespo *et al.*, (2021) a partir de fechamientos radiométricos (^{210}Pb y ^{14}C) de sedimentos marinos (cochas de foraminíferos planctónicos y materia orgánica) de dos multicoros (RR18-SOL-MC1 y SD6-MC) y uno de gravedad (SD6-GC) colectados en la Cuenca Soledad.

Para este estudio, el modelo de edad presenta la cronología de la profundidad compuesta del núcleo RR18 SOL MC2 (multicore) con el núcleo KM19 SOL GC (gravity core) (Tabla II) representando la cima y la base, respectivamente. En conjunto, el intervalo de tiempo resultante entre el núcleo RR18 SOL MC2 y el KM19 SOL GC (secciones I-III) es de 1529 años, que abarcan los años de 487 a 2016 E.C. (Era Común).

Tabla II. Edades estimadas de los núcleos RR18 SOL MC2 y KM19 SOL GC (secc. I-III) con base en el modelo de edad-profundidad de Treinen-Crespo *et al.*, (2021). MC: multicore, GC: gravity core.

Núcleo	Tipo	Sección	Edad calendario (años E.C.)
RR18 SOL MC2	MC	-	2016 - 1758
KM19 SOL GC	GC	I	1757 - 1468
KM19 SOL GC	GC	II	1465 - 951
KM19 SOL GC	GC	III	936 - 485

04. RESULTADOS

4.1 Profundidades de calcificación de los foraminíferos planctónicos

El perfil de $\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$ (media anual) de la calcita en equilibrio isotópico con el agua de mar para la región de la Cuenca Soledad en el periodo 1999-2019 E.C. (Carriquiry-Beltrán, comunicación personal, 2022), se muestra en la figura 4. Sobre este perfil se distribuyen las profundidades medias de calcificación de las cuatro especies de foraminíferos planctónicos: *G. ruber* a 0 m (círculo rojo), *G. sacculifer* a 6 m (triángulo verde), *G. bulloides* a 79 m (rombo azul) y *N. dutertrei* a 94 m (cuadrado dorado).

Las profundidades de calcificación estimadas en este estudio sugieren el hábitat preferencial de los foraminíferos planctónicos para su crecimiento óptimo y el desarrollo de su ciclo de vida, con la adecuada disponibilidad de luz, temperatura, nutrientes, alimento y la concentración de iones de carbonato de agua de mar (CO_3^{2-}), principalmente (*e.g.*, Osborne *et al.*, 2016; Bé *et al.*, 1973). Las barras de error horizontales representan una desviación estándar ($\pm 1\sigma$) de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$, mientras que las barras de error verticales indican una desviación estándar ($\pm 1\sigma$) de las profundidades de calcificación de acuerdo con $\pm 1\sigma$ de $\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$ para cada especie (Sagawa *et al.*, 2012). Las barras de error delimitan el nicho ecológico preferencial de cada foraminífero, sin embargo, esto no excluye que puedan habitar a otras profundidades de la columna de agua, ya que su profundidad de calcificación está relacionada con la hidrografía particular de la región en la cual viven (Ravelo y Fairbanks, 1992).

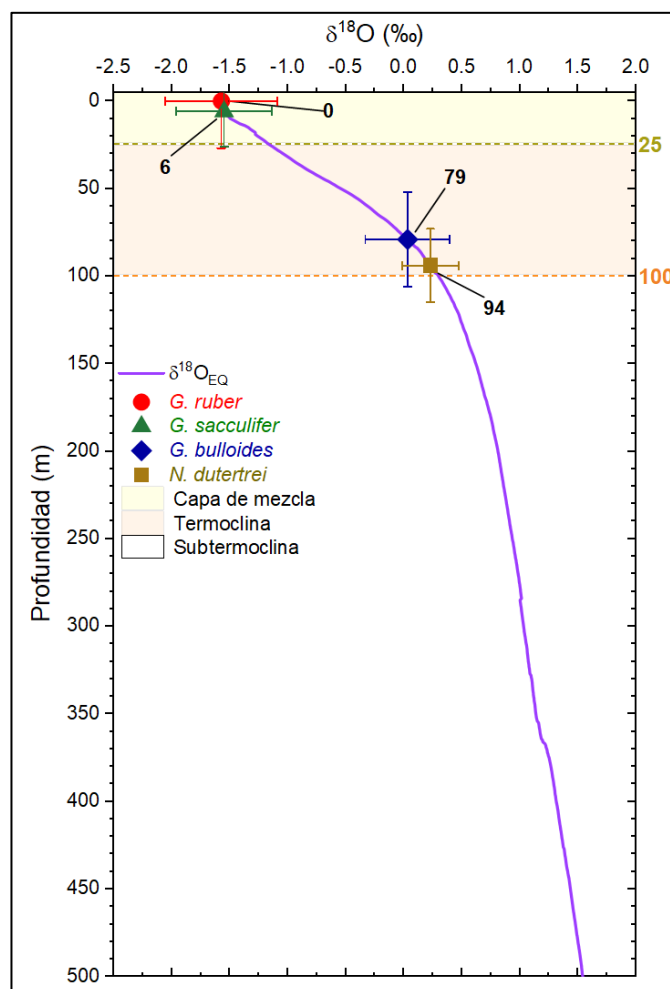


Fig. 4. Perfil de los valores medios anuales de la calcita en equilibrio isotópico con el agua de mar ($\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$; línea sólida púrpura) para la región de la Cuenca Soledad en el periodo 1999-2019 E.C. (Dr. José Carriquiry, comunicación personal, 2022). Sobre el perfil $\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$ se indican las profundidades medias de calcificación para las cuatro especies de foraminíferos: *G. ruber*-0 m (círculo rojo), *G. sacculifer*-6 m (triángulo verde), *G. bulloides*-79 m (rombo azul) y *N. dutertrei*-94 m (cuadrado dorado). Las barras de error horizontales y verticales indican las desviaciones estándar ($\pm 1\sigma$) de $\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$ y de la profundidad, respectivamente. Además, en el perfil se muestran las capas térmicas de la columna de agua propuestas en este estudio para la Cuenca Soledad.

En la figura 4 se observa que las especies *G. ruber* y *G. sacculifer* tienen una fuerte afinidad por habitar la capa de mezcla, mientras que *G. bulloides* y *N. dutertrei* se distribuyen sobre la termoclina. En la tabla III se resumen los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$, así como las profundidades y temperaturas de calcificación de las cuatro especies de foraminíferos.

Tabla III. Valores medios de $\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$, profundidades y temperaturas de calcificación de las cuatro especies de foraminíferos (*G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. bulloides* y *N. dutertrei*) para la región de la Cuenca Soledad (1999-2019 E.C.).

Especie	$\delta^{18}\text{O}_{\text{EQ}}$ (‰)		Profundidad de calcificación (m)		Temperatura de calcificación (°C)		<i>n</i>
	Media	$\pm 1\sigma$	Media	$\pm 1\sigma$	Media	$\pm 1\sigma$	
<i>G. ruber</i>	-1.59	0.48	0	0/25	21.7	2.3	5
<i>G. sacculifer</i>	-1.55	0.41	6	6/20	21.6	2.1	6
<i>G. bulloides</i>	0.03	0.36	79	20/33	14.0	1.4	6
<i>N. dutertrei</i>	0.19	0.24	94	20/22	13.4	0.9	6

1 σ : una desviación estándar

La profundidad media de calcificación de *G. ruber* es 6 metros más somera que *G. sacculifer*, sin embargo, ambas especies calcifican a temperaturas cálidas de ~ 22 °C (Fig. 4, Tabla III). En el caso de *G. bulloides* y *N. dutertrei*, estas especies se desarrollan sobre la termoclina, pero con distintas profundidades de calcificación. Por un lado, *G. bulloides* calcifica a una profundidad media de 79 m en aguas frías, con temperaturas de 14 °C; mientras que, *N. dutertrei* calcifica a profundidades de 94 m, en aguas ~ 1 °C más frías que *G. bulloides* (Fig. 4, Tabla III).

Por convención, en este estudio se considera que las profundidades de calcificación de los foraminíferos planctónicos son fijas e invariables en el tiempo. Esta concepción permite visualizar a estos organismos como “termógrafos fijos” que registran en sus conchas las variaciones de temperatura ($\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$) a distintas profundidades de la columna de agua a través del tiempo.

4.2 Reconstrucción de la estructura térmica de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad en los últimos 1529 años E.C.

La reconstrucción de la estructura térmica de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad durante los últimos 1529 años (E.C.) se muestra en la figura 5.

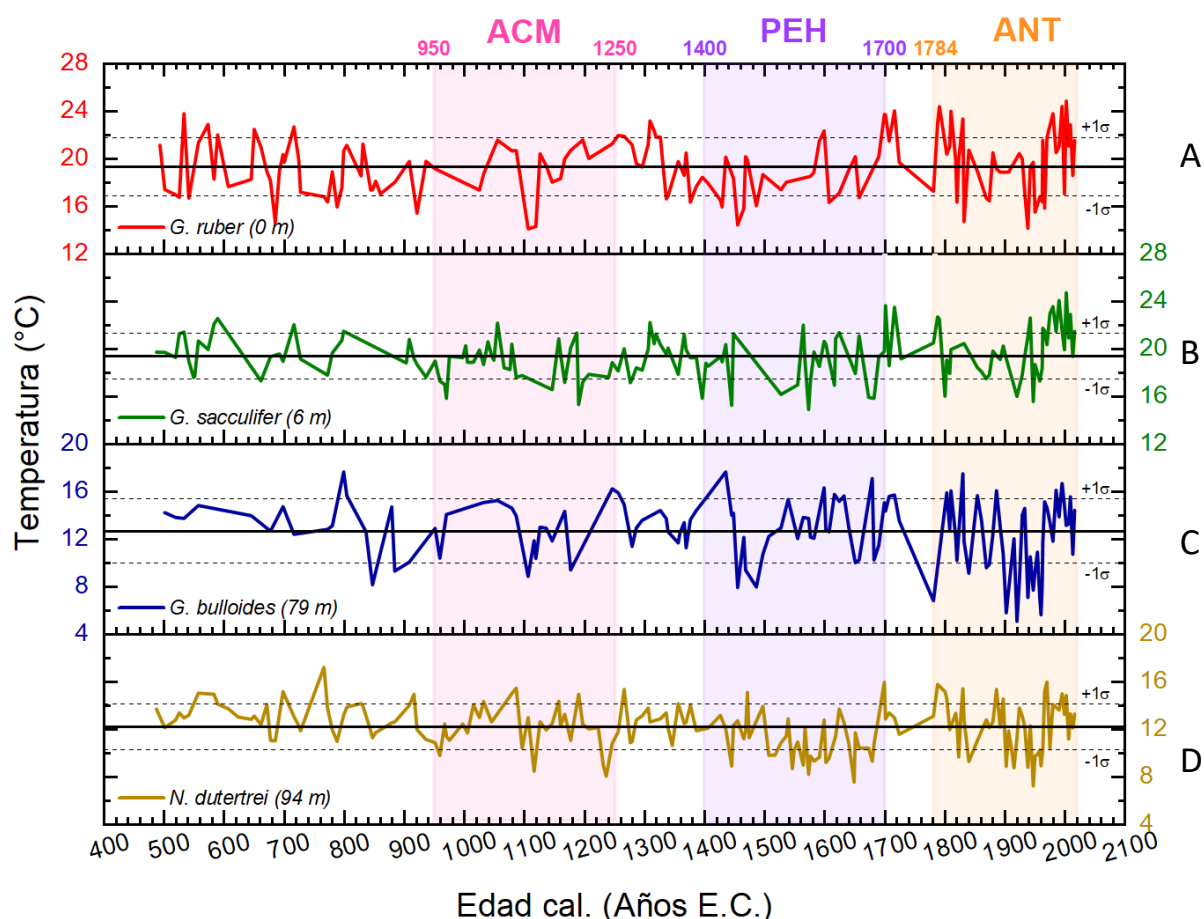


Fig. 5. Reconstrucción térmica a distintas profundidades de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad durante los últimos 1529 años (E.C.). Cada serie de tiempo corresponde a una especie de foraminífero de acuerdo con su profundidad media de calcificación: **A.** *G. ruber* – 0 m (línea roja). **B.** *G. sacculifer* – 6 m (línea verde). **C.** *G. bulloides* – 79 m (línea azul), y **D.** *N. dutertrei* – 94 m (línea dorada). En el eje X se indica la edad calendario en años de la era común (E.C.). En el eje Y se indica el valor de la temperatura (°C). El valor medio se indica con una línea sólida horizontal en negro y las desviaciones estándar ($\pm 1\sigma$) se representan con líneas segmentadas horizontales. Las franjas verticales de colores en el fondo delimitan los intervalos de edad para cada uno de los eventos climáticos: rosa para la Anomalía Climática Medieval (ACM: 950 – 1250 E.C.), morado para la Pequeña Edad de Hielo (PEH: 1400 – 1700 E.C.) y anaranjado para el Antropoceno (ANT: 1784 E.C. – presente).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}_c$ de las cuatro especies de foraminíferos fueron convertidos a valores de temperatura empleando las ecuaciones de Bemis *et al.* (1998) para *G. ruber* y *G. sacculifer*, Mulitza *et al.* (2003) para *G. bulloides*, y Farmer *et al.* (2007) para *N. dutertrei*.

Esta reconstrucción térmica incluye tres periodos climatológicamente interesantes: la “Anomalía Climática Medieval” (ACM; ~950–1250 E.C.), la subsecuente “Pequeña Edad de Hielo” (PEH, ~1400-1700 E.C.) y el Antropoceno (ANT, 1784 E.C. – presente) (*e.g.*, Yan *et al.*, 2015; Barron *et al.*, 2015; Goosse *et al.*, 2012; Cronin *et al.*, 2010; Mann *et al.*, 2009; Lamb, 1965).

La figura 5 muestra que las profundidades superficiales de 0 y 6 m experimentaron las temperaturas medias más altas con 19.3 y 19.4 °C, respectivamente. En cambio, las profundidades de 79 y 94 m experimentaron las temperaturas medias más bajas con 12.7 y 12.2 °C, respectivamente. La tabla IV sintetiza los valores de temperatura para estas profundidades.

Tabla IV. Valores de temperatura a distintas profundidades de la columna de agua con base en las profundidades medias de calcificación de las cuatro especies de foraminíferos planctónicos para la región de la Cuenca Soledad durante los últimos 1529 años E.C.

Especie	Profundidad (m)	T (°C) máxima	T (°C) mínima	T (°C) media	T (°C) $\pm 1\sigma$	Amplitud media T (°C)	<i>n</i>
<i>G. ruber</i>	0	24.8	14.1	19.3	2.5	5.4	147
<i>G. sacculifer</i>	6	24.7	14.9	19.4	1.9	4.9	151
<i>G. bulloides</i>	79	17.6	5.1	12.7	2.7	6.3	126
<i>N. dutertrei</i>	96	17.2	7.2	12.2	1.9	5.0	178

1 σ : una desviación estándar

De manera general, las temperaturas máximas alcanzadas en la columna de agua fueron de 24.8 y 24.7 °C, registradas en la superficie por *G. ruber* y *G. sacculifer*. Ambas temperaturas ocurrieron en el año 2002 E.C. Por el contrario, la temperatura mínima de la columna de agua fue de 5.1 °C, registrada en aguas subsuperficiales por *G. bulloides* en el año 1920 E.C. (Tabla IV).

De manera particular, las temperaturas ocurridas en la región de la Cuenca Soledad se analizaron para cada uno de los eventos climáticos contemplados en este estudio: ACM, PEH y ANT (Tabla V). Durante la ACM la temperatura media más alta en la columna de agua fue de 19.2 °C, registrada en la superficie marina (0 m), mientras que la más baja fue de 12.1 °C, registrada en la termoclina (94 m). En este mismo periodo, la temperatura máxima fue de 22.2 °C, registrada en la capa de mezcla (6 m) en el año 1055 E.C., mientras

que la temperatura mínima fue de 8 °C, registrada en la termoclina (94 m) en el año 1236 E.C.

Tabla V. Valores de temperatura a distintas profundidades de la columna de agua con base en las profundidades medias de calcificación de las cuatro especies de foraminíferos para la región de la Cuenca Soledad durante los tres eventos climáticos: Anomalía Cálida Medieval (ACM, 950 – 1250 E.C.), Pequeña Edad de Hielo (PEH, 1400 – 1700 E.C.) y Antropoceno (ANT, 1784 E.C. – presente).

Especie	Profundidad (m)	T (°C) máxima	T (°C) mínima	T (°C) media	T (°C) $\pm 1\sigma$	Amplitud media T (°C)	n
Anomalía Cálida Medieval (ACM)							
<i>G. ruber</i>	0	21.6	14.1	19.2	2.2	3.7	17
<i>G. sacculifer</i>	6	22.2	15.3	18.7	1.6	3.4	31
<i>G. bulloides</i>	79	16.2	8.8	12.8	2.2	3.7	16
<i>N. dutertrei</i>	96	15.5	8.0	12.1	1.8	3.7	30
Pequeña Edad de Hielo (PEH)							
<i>G. ruber</i>	0	23.7	14.4	18.6	2.2	4.6	25
<i>G. sacculifer</i>	6	22.0	14.9	18.7	2.0	3.6	27
<i>G. bulloides</i>	79	17.6	7.9	13.0	2.6	4.9	30
<i>N. dutertrei</i>	96	16.0	7.5	11.2	1.9	4.2	40
Antropoceno (ANT)							
<i>G. ruber</i>	0	24.8	14.1	19.7	2.8	5.4	42
<i>G. sacculifer</i>	6	24.7	15.6	19.9	2.3	4.6	41
<i>G. bulloides</i>	79	17.5	5.1	12.0	3.3	6.2	44
<i>N. dutertrei</i>	96	16.0	7.2	12.2	2.2	4.4	48

Durante la PEH, las temperaturas medias más altas en la columna de agua fueron de 18.6 y 18.7 °C, registradas en la capa de mezcla (0 y 6 m). En tanto que, la temperatura media más baja fue de 11.2 °C, registrada en la termoclina (94 m) (Tabla V). En este periodo, la temperatura máxima fue de 23.7 °C, registrada en la superficie (0 m) en el año 1699 E.C., mientras que la temperatura mínima fue de 7.5 °C, registrada en la termoclina (94 m) en el año 1649 E.C.

En cuanto al ANT, las temperaturas medias más alta en la columna de agua fueron de 19.7 y 19.9 °C, registradas en la capa de mezcla (0 y 6 m). Por el contrario, las temperaturas medias más bajas fueron de 12 y 12.2 °C, registradas en la termoclina (74 y 94 m) (Tabla V). La temperatura máxima del ANT ha sido de 24.8 °C, registrada en la superficie (0 m)

en el año 2002 E.C., mientras que la temperatura mínima fue de 5.1 °C, registrada en la termoclina (74 m) en el año 1920 E.C.

Las temperaturas medias mostradas en la figura 6 (cuadrado negro dentro de cada caja), indican que las aguas superficiales de la capa de mezcla (0 y 6 m) fueron relativamente cálidas ($\sim 18 - 19$ °C) durante la ACM, pero disminuyeron en ~ 0.5 °C durante la PEH. Sin embargo, durante el ANT, las aguas de la capa de mezcla experimentaron un incremento térmico de ~ 1.2 °C con respecto a la PEH. Además, al comparar las temperaturas de la ACM con el ANT se observa una diferencia de temperatura entre ~ 0.5 y 1.2 °C. Lo anterior explica que, las aguas de la capa de mezcla se encontraban cálidas durante la ACM, pero sufrieron un enfriamiento durante la PEH. No obstante, las aguas volvieron a calentarse durante el ANT hasta rebasar las temperaturas cálidas que predominaron durante ACM. Por lo que, en los últimos 1529 años E.C., las aguas superficiales más cálidas de la columna de agua se han presentado durante el ANT.

En cuanto a las aguas más profundas de la termoclina (94 m), estas se encontraban frías (~ 12 °C) durante la ACM, pero su temperatura disminuyó en ~ 1 °C durante la PEH (Fig. 6). Para el ANT, las aguas de la termoclina incrementaron nuevamente su temperatura en ~ 1 °C, regresando a las condiciones térmicas de la ACM. Estos resultados revelan que, las temperaturas de la capa de mezcla y la termoclina experimentaron variaciones similares de temperatura. Es decir, un enfriamiento desde la ACM a la PEH y, posteriormente, un calentamiento desde la PEH hacia el ANT. No obstante, se observa que las aguas superficiales de la capa de mezcla son más cálidas en el ANT que durante la ACM (Fig. 6).

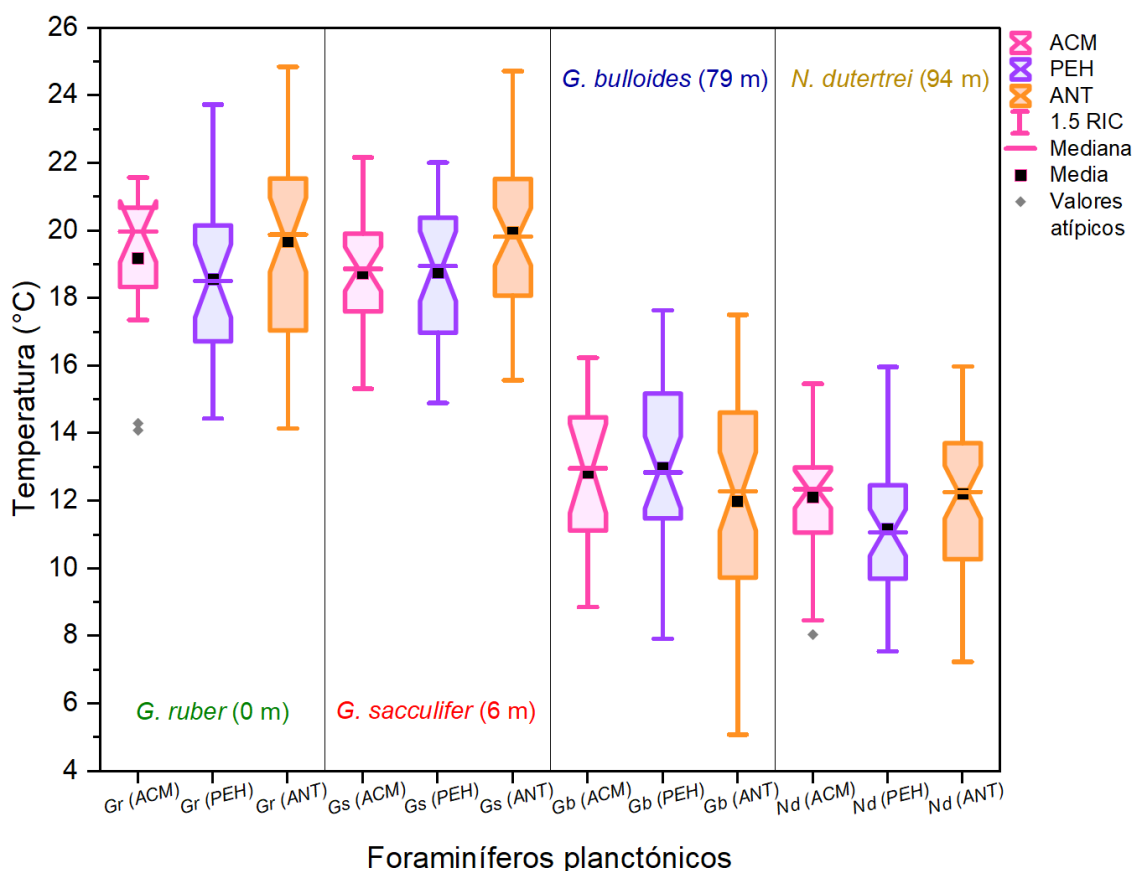


Fig. 6. Gráfica de cajas y bigotes que muestra la distribución de las temperaturas (en cuartiles) registradas por cuatro especies de foraminíferos planctónicos a distintas profundidades en la columna de agua de la Cuenca Soledad: *G. ruber* – 0 m, *G. sacculifer* – 6 m, *G. bulloides* – 79 m y *N. dutertrei* – 94 m. A su vez, esta figura contrasta las temperaturas entre los tres eventos climáticos que se diferencian por colores: en rosa para la Anomalía Cálida Medieval (ACM, 950–1250 E.C.), en morado para la Pequeña Edad de Hielo (PEH, 1400 – 1700 E.C.) y en anaranjado para el Antropoceno (ANT, 1784 – 2016 E.C.). En el eje X se indican las cuatro especies de foraminíferos planctónicos por profundidad y para cada evento climático. En el eje Y se indica la temperatura (°C). Las cajas están conformadas por los cuartiles del Q1 (25%) al Q3 (75%). Estas cajas presentan una muesca cerca de su centro (Q2) que coincide con la mediana de los datos (línea horizontal). El cuadrado negro en el interior de las cajas indica la media de los valores de temperatura. Los bigotes que se extienden verticalmente representan 1.5 veces el Rango Inter cuartil (RIC=Q3-Q1) y sus extremos se relacionan con los valores mínimos y máximos de temperatura. Los valores atípicos se representan con puntos grises por debajo o por encima de los extremos de los bigotes.

4.3 Reconstrucción de la estratificación y gradiente térmico vertical de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad en los últimos 1529 años E.C.

La figura 7 presenta cuatro series de tiempo que, en conjunto, explican la dinámica térmica entre la capa de mezcla y la termoclina de la columna de agua de Cuenca Soledad durante los últimos 1529 años E.C. La variabilidad térmica de la superficie del mar y de la termoclina se muestra en la figura 7A. Esta reconstrucción contrasta solo los valores de *G. ruber* (TGr) y *N. dutertrei* (TNd) que son contemporáneos entre sí. Recordemos que *G. ruber* crece en la capa de mezcla y es considerada la especie que mejor representa los cambios térmicos ocurridos en la superficie del océano (*e.g.*, Schibel y Hemleben, 2017; Hembelen *et al.*, 1989; este estudio). Por otro lado, *N. dutertrei* es una especie que habita en la termoclina y está asociada a ambientes de surgencias costeras (*e.g.*, Schiebel y Hemleben, 2017), como sucede en la región de la Cuenca Soledad (Fig. 4).

La figura 7A compara la variabilidad de la temperatura de la capa de mezcla con la termoclina a lo largo del tiempo. Sin embargo, existen edades en las cuales dichas capas experimentaron cambios significativos en su temperatura, ya sea enfriamientos o calentamientos súbitos que acercaron o alejaron estos ambientes uno del otro. Parte de estos cambios se observan a lo largo de los tres eventos climáticos considerados en este estudio. Durante la ACM, se observa un enfriamiento de la capa de mezcla y un calentamiento de la termoclina alrededor del año ~1100 E.C. Esto mismo ocurrió durante la PEH, en el año ~1460 E.C., lo cual sugiere la migración de la termoclina hacia la superficie. La capa de mezcla también experimentó un fuerte calentamiento durante la PEH, mientras que la termoclina respondió de manera opuesta (un fuerte enfriamiento) de ~1530 a 1660 E.C., sugiriendo la estratificación en la columna de agua que indujo a la profundización de la termoclina (Fig. 7A).

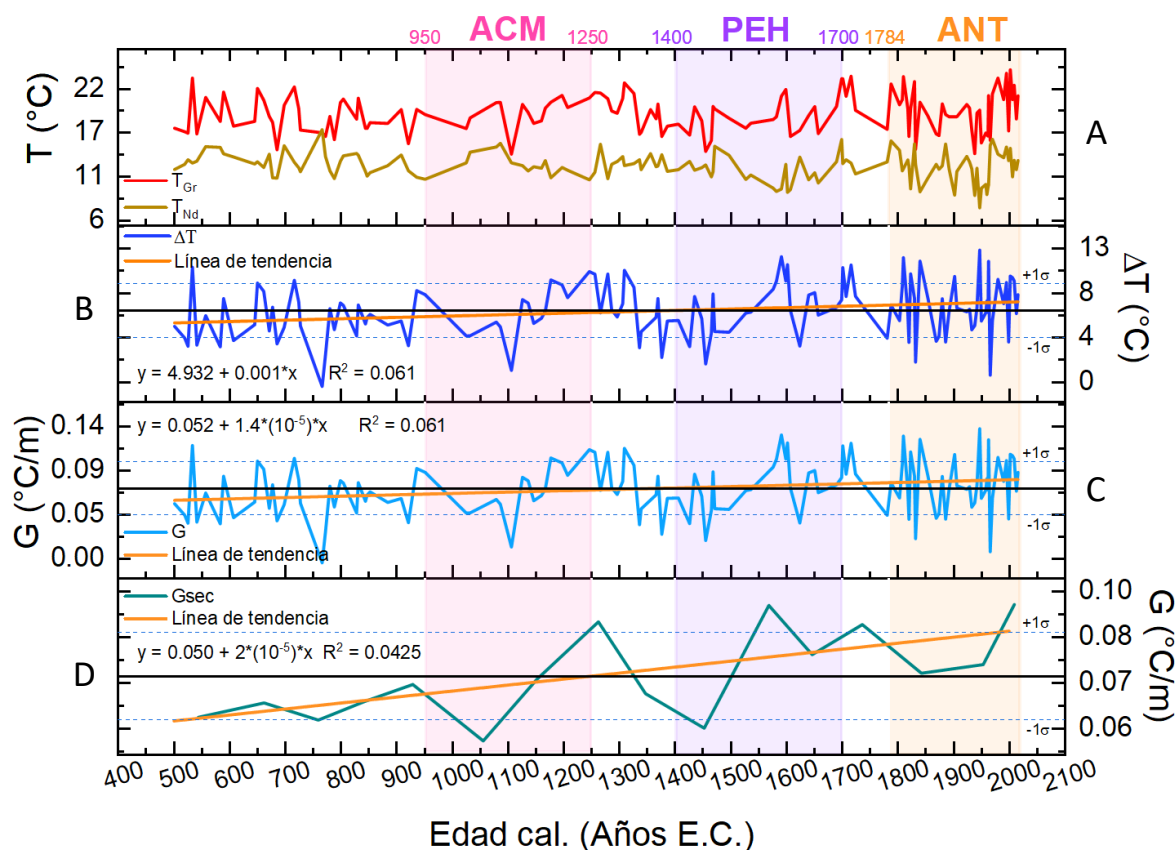


Fig. 7. Reconstrucción de la dinámica térmica entre la capa de mezcla y la termoclina de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad en los últimos 1529 años E.C.

A. Variabilidad térmica de la superficie del mar (0 m) y de la termoclina (94 m) con base en los valores de temperatura de *G. ruber* (T_{Gr} , línea roja) y *N. dutertrei* (T_{Nd} , línea dorada), respectivamente. Esta reconstrucción muestra los valores de T_{Gr} y T_{Nd} para las mismas edades.

B. La línea sólida azul marino representa la diferencia de temperatura (ΔT) de la capa de mezcla (T_{Gr}) menos la termoclina (T_{Nd}). La línea sólida horizontal en negro representa el valor medio de ΔT (6.7 ± 2.5 °C). Un valor ΔT mayor que $+1\sigma$ (línea horizontal segmentada) indica una fuerte estratificación de la columna de agua; un valor ΔT menor que -1σ indica el rompimiento de la termoclina; mientras que un valor ΔT dentro de $\pm 1\sigma$ indica una estratificación en condiciones normales. La línea sólida en anaranjado es la línea de tendencia de un modelo de regresión lineal aplicado que muestra una pendiente positiva. Se incluye la ecuación de la recta ($y = 4.932 + 0.001x$) y el coeficiente de determinación (R^2) que explica una varianza de los datos del 6.1%.

Fig. 9. Continuación... C. La línea sólida azul claro representa el gradiente térmico vertical (G) entre la capa de mezcla y la termoclina. La línea sólida horizontal en negro representa el valor medio de G (0.07 ± 0.03 °C/m), mientras que las líneas segmentadas en paralelo representan $\pm 1\sigma$. Un valor de G mayor que $+1\sigma$, indica un mayor cambio de temperatura entre la capa de mezcla y la termoclina; un valor de G menor que -1σ sugiere un menor cambio de temperatura entre dichas capas. Un valor G dentro de $\pm 1\sigma$ indica condiciones normales de temperatura en la columna de agua. Se incluye la ecuación de la recta ($y = 0.052 + 1.4 \cdot 10^{-5}x$) y el coeficiente de determinación (R^2) que explica una varianza de los datos del 6.1%.

D. La línea sólida turquesa representa el gradiente térmico vertical a escala secular (Gsec), desde el siglo V hasta principios del s. XXI. La línea sólida horizontal en negro representa el valor medio de Gsec (0.07 ± 0.02 °C/m), mientras que las líneas segmentadas en paralelo representan $\pm 1\sigma$. Un valor de Gsec mayor que $+1\sigma$, indica un cambio mayor de temperatura entre la capa de mezcla y la termoclina, un valor Gsec menor que -1σ sugiere un cambio menor de temperatura entre dichas capas y un valor Gsec dentro de $\pm 1\sigma$ indicará condiciones normales de temperatura en la columna de agua. La línea sólida en naranja es la línea de tendencia de un modelo de regresión lineal aplicado que muestra una pendiente positiva. Se incluye la ecuación de la recta ($y = 0.050 + 2 \cdot 10^{-5}x$) y el coeficiente de determinación (R^2) que explica una varianza del 4.25%.

Las franjas verticales de colores en el fondo delimitan los intervalos de edad para cada uno de los eventos climáticos: rosa para la Anomalía Climática Medieval (ACM: 950 – 1250 E.C.), morado para la Pequeña Edad de Hielo (PEH: 1400 – 1700 E.C.) y anaranjado para el Antropoceno (ANT: 1784 E.C. – presente).

Por otro lado, durante el ANT ocurrieron dos sucesos súbitos de calentamiento y enfriamiento tanto en la capa de mezcla como en la termoclina (Fig. 9A). El primer calentamiento ocurrió en los años 1790-1830 E.C., seguido de un enfriamiento en 1832 E.C.; lo anterior apunta al desvanecimiento de la estratificación térmica y el consecuente asomeramiento de la termoclina. El segundo suceso inició con un fuerte enfriamiento en 1930-1960 E.C., y terminó con un fuerte calentamiento de 1995 a 2009 E.C., es decir, la columna de agua experimentó una estratificación térmica que profundizó la termoclina.

Durante los tres eventos climáticos, la columna de agua estuvo sujeta a diversos episodios de mezcla y estratificación de sus aguas (Figs. 7B y C). Recordemos que una fuerte estratificación (ΔT) está asociada con un gradiente térmico vertical (G) alto y viceversa. Durante la ACM, la columna de agua se encontraba bien mezclada ($\Delta T \sim 1^\circ\text{C}$; $G \sim 0.01$ °C/m) en el año 1106 E.C., pero se tornó fuertemente estratificada ($\Delta T \sim 10$ °C; $G \sim 0.10$ °C/m).

$^{\circ}\text{C}/\text{m}$) en los años 1177, 1197 y 1246 E.C., esto sugiere que las condiciones óptimas de surgencias fueron suprimidas debido al calentamiento de las aguas que promovieron la estratificación de la columna de agua (tipo El Niño). Durante la PEH, la columna de agua estuvo bien mezclada ($\Delta T \sim 2^{\circ}\text{C}$; $G \sim 0.02^{\circ}\text{C}/\text{m}$) en el año 1455 E.C., y fuertemente estratificada ($\Delta T \sim 12^{\circ}\text{C}$; $G \sim 0.12^{\circ}\text{C}/\text{m}$) alrededor de 1591 y 1602 E.C. Esto propone que las aguas frías de surgencias fueron fuertemente calentadas (tipo El Niño), induciendo la estratificación de la columna de agua (Figs. 7B y 7C). Durante el ANT, la columna de agua estuvo bien mezclada ($\Delta T \sim 2^{\circ}\text{C}$; $G \sim 0.02^{\circ}\text{C}/\text{m}$) en 1832 y 1966 E.C., y fuertemente estratificada ($\Delta T \sim 12^{\circ}\text{C}$; $G \sim 0.12^{\circ}\text{C}/\text{m}$) en los años 1810, 1840, 1947 y 1963 E.C., sugiriendo que, durante el ANT ha ocurrido una mayor frecuencia de condiciones de calentamiento de las aguas que inducen a la estratificación de la columna de agua (tipo El Niño) y una menor frecuencia de condiciones favorables de surgencias (tipo La Niña) (Figs. 9B y 9C). Además, la estratificación térmica durante el ANT ha sido la más fuerte y frecuente comparada con los eventos de la ACM y la PEH.

El modelo de regresión lineal aplicado a las series de tiempo de las figuras 7B y C, muestra una tendencia positiva hacia el presente. Dicho modelo explica una varianza del 6.1% en ambas variables, lo cual sugiere que la columna de agua se ha estado calentado progresivamente hacia el ANT.

Por otro lado, la serie de tiempo de la figura 7D muestra la reconstrucción del gradiente térmico vertical a escala secular que comprende desde el s. VI hasta principios del s. XXI. El G secular más bajo ($G \sim 0.054^{\circ}\text{C}/\text{m}$) de los últimos 1529 años (E.C.) se presentó durante la ACM (s. XI) y la PEH (s. XV) sugiriendo que la columna de agua se encontraba bien mezclada y con temperaturas frías característico de surgencias (tipo La Niña); mientras que, el G más alto ($G \sim 0.090^{\circ}\text{C}/\text{m}$) ocurrió principalmente durante la PEH (s. XVI) y el ANT (s. XXI), revelando que la columna de agua experimentó un fuerte calentamiento de sus aguas, lo que produjo una fuerte estratificación oceánica (tipo El Niño).

De acuerdo con el modelo de regresión lineal aplicado a la serie de tiempo de la figura 7D, se muestra una tendencia positiva hacia el presente, similar a lo que ocurre con la

estratificación de la columna de agua (Fig. 7B). Este modelo explica una varianza de 4.25% y sugiere también un calentamiento paulatino de las aguas de Cuenca Soledad hacia el ANT.

4.4 Análisis espectrales de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$

La figura 10 muestra las gráficas espectrales de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ para cada una de las especies de foraminíferos (*G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. bulloides* y *N. dutertrei*) del registro sedimentario (núcleos RR18 SOL MC2 y KM19 SOL GC (secc. I-III)) utilizado en este estudio, y en la tabla VI se presentan las frecuencias convertidas a periodos ($T = 1/f$, año) por cada nivel de confianza de los análisis espectrales de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de la figura 8.

Tabla VI. Niveles de confianza (NC) y periodicidades (T) a partir de los análisis espectrales de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de las cuatro especies de foraminíferos planctónicos: *G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. bulloides* y *N. dutertrei*.

NC (%)	<i>G. ruber</i>	<i>G. sacculifer</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>N. dutertrei</i>
	T (años)	T (años)	T (años)	T (años)
90	21, 80	112, 208	20, 22, 121	16, 34
95	28.8, 31, 244, 330	38	204	166, 217
99	-	-	-	36

De acuerdo con la figura 8 y la tabla VI, los registros coherentes a un NC del 90% son *G. ruber* y *G. bulloides*, los cuales se encuentran en fase con periodicidades promedio de ~21 años. En tanto que, las especies *G. sacculifer* y *G. bulloides* podrían estar en fase a periodicidades de ~116 años. Los registros coherentes a un NC de 95% son *G. ruber* y *G. sacculifer* que se encuentran en fase con periodicidades promedio de ~33 años; mientras que, a mayor periodicidad, se podrían considerar en fase las especies *G. ruber*, *G. bulloides* y *N. dutertrei* con ~221 años. En cuanto a un NC del 99%, solo se observa un dato con una periodicidad de 36 años por *N. dutertrei*, por lo que no existe coherencia con otras especies para este nivel.

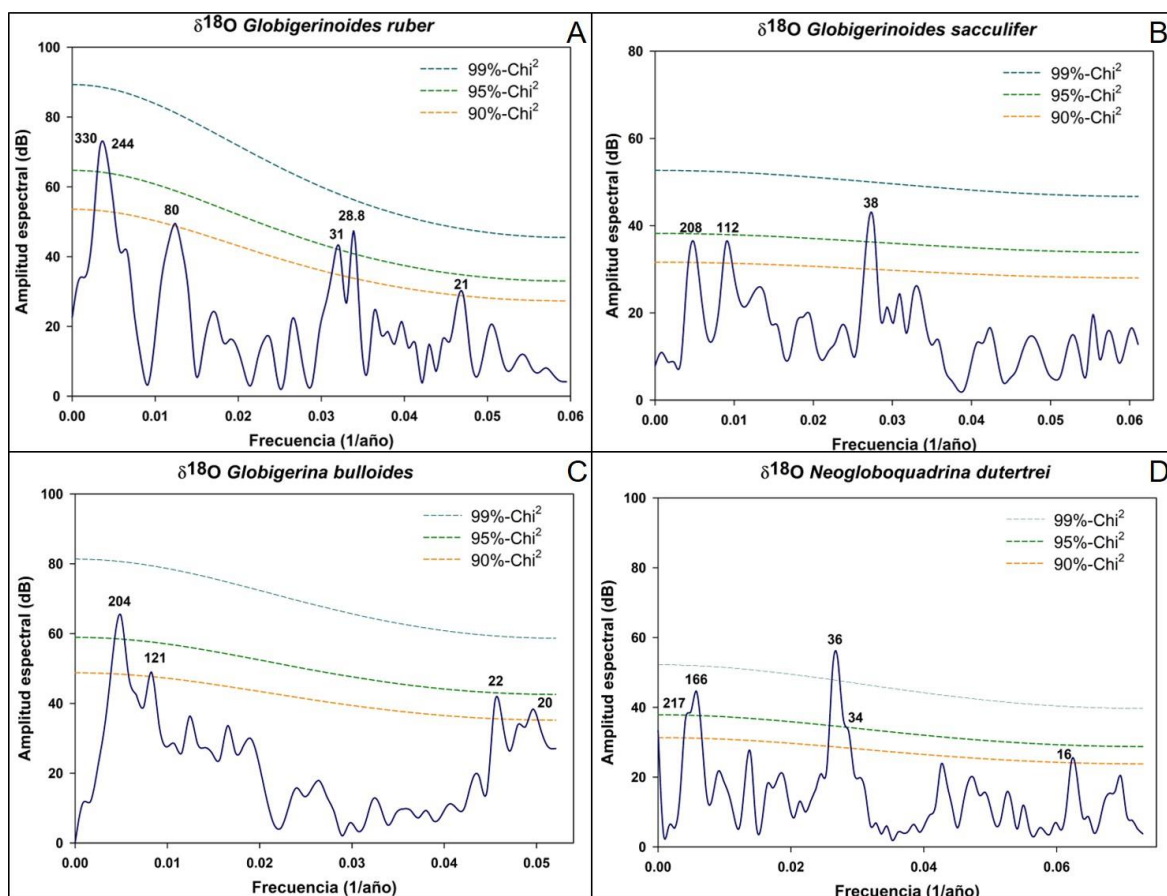


Fig. 8. Análisis espectrales de Blackman-Tukey (Howell, 2001) de **A.** $\delta^{18}\text{O}_C$ *G. ruber*, **B.** $\delta^{18}\text{O}_C$ *G. sacculifer*, **C.** $\delta^{18}\text{O}_C$ *G. bulloides* y **D.** $\delta^{18}\text{O}_C$ *N. dutertrei*. En el eje X se indica la frecuencia de la señal $\delta^{18}\text{O}_C$ por un año (1/año), mientras que en el eje Y se indica la distribución de la potencia (amplitud espectral) sobre las frecuencias. La potencia se muestra en decibeles (dB), una unidad de medida relativa que expresa la relación entre dos valores de potencias (escala logarítmica). Con base en el estadístico Chi^2 se obtuvieron los niveles de confianza (NC) del 90, 95 y 99%. Los valores sobre los picos de la curva de potencia (dB) se refieren a los períodos (en años) que rebasaron alguna de las curvas del NC.

4.5 Análisis wavelet de $\delta^{18}\text{O}_C$

La figura 9 muestra los análisis wavelet de $\delta^{18}\text{O}_C$ para cada una de las cuatro especies de foraminíferos del registro sedimentario utilizado en este estudio (núcleos RR18 SOL MC2 y KM19 SOL GC, secc. I-III).

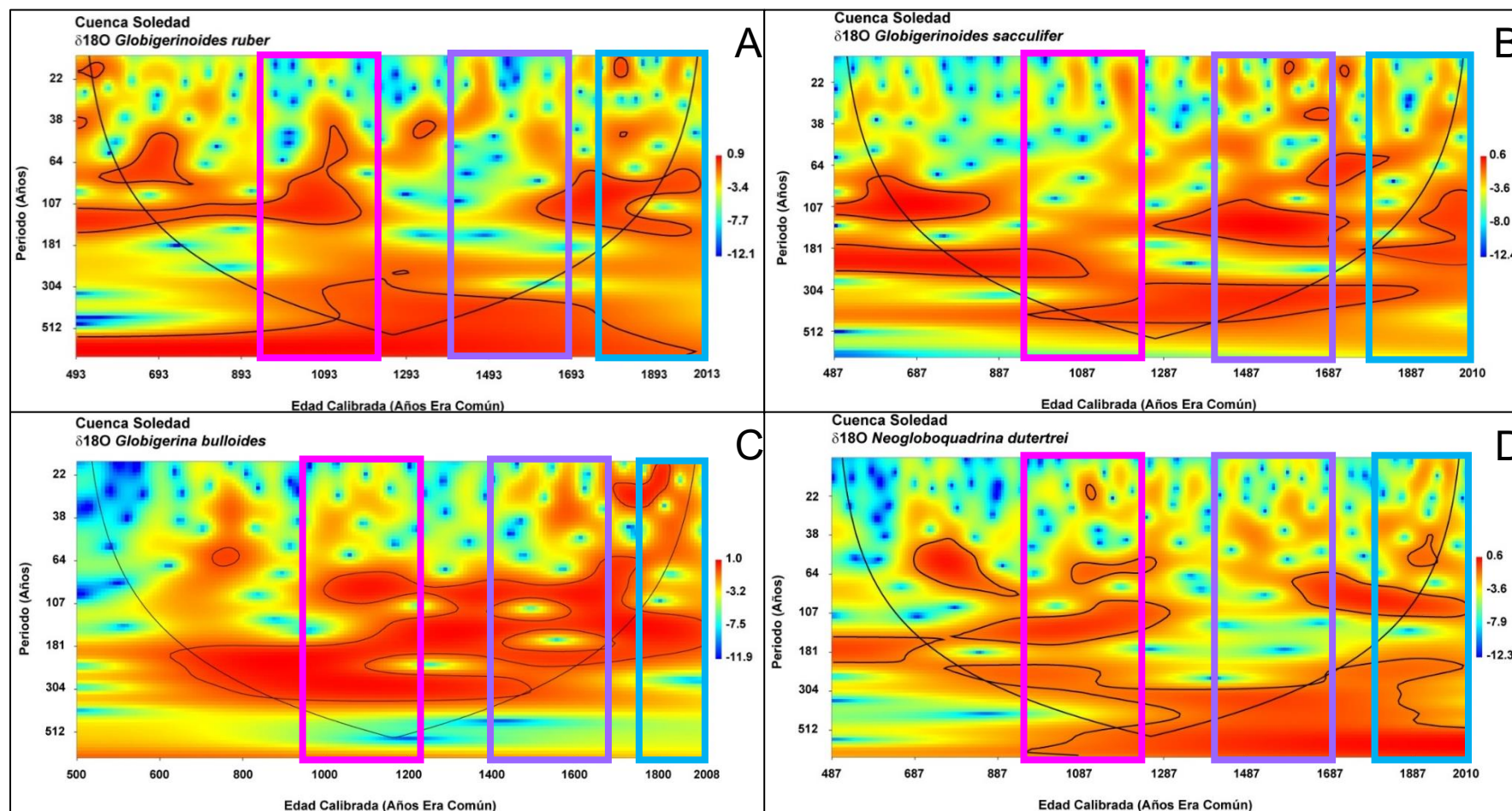


Fig. 9. Análisis wavelet (Torrence y Compo, 1998) de **A.** $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber*, **B.** $\delta^{18}\text{O}$ *G. sacculifer*, **C.** $\delta^{18}\text{O}$ *G. bulloides* y **D.** $\delta^{18}\text{O}$ *N. dutertrei* de escalas decadales a centenarias. En el eje X se indica la edad calibrada (años de la era común), en el eje Y se muestra el periodo (en años) y la escala de colores indica la potencia de la señal. La potencia más alta (más fuerte) se indica en color rojo y la más baja (más débil) en color azul. El cono de influencia (COI) está delimitado por la curva continua que confina la región de confiabilidad (lado cóncavo) y contiene las frecuencias más significativas. La línea de contorno gruesa encierra áreas con un NC del 95% (Chi^2) contra el ruido rojo. Los rectángulos verticales con marcos de colores representan a cada evento climático: rosa para la ACM, púrpura para la PEH y turquesa para el ANT.

La tabla VII resume los periodos aproximados para los cuales la potencia de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ dominaba en los tres eventos climáticos (ACM, PEH y ANT) mostrados en la figura 9 [*G. ruber* (Fig. 9A), *G. sacculifer* (Fig. 9B), *G. bulloides* (Fig. 9C), y *N. dutertrei* (Fig. 9D)].

Tabla VII. Periodicidades aproximadas (en años) y sus respectivas edades (en años E.C.) de las potencias significativas (NC 95%) de la señal $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ a partir de los análisis espectrales wavelet de la figura 11. Estas periodicidades se resumen para los tres eventos climáticos importantes: ACM, PEH y ANT.

<i>Especie</i>	ACM		PEH		ANT	
	Periodo (años)	Edad (años E.C.)	Periodo (años)	Edad (años E.C.)	Periodo (años)	Edad (años E.C.)
<i>G. ruber</i>	40 - 130	950-1200	80-130	1550-1700	17-21	1800-1830
	300-512	1093-1250	310-515	1400-1500	70-170	1784-1893
<i>G. sacculifer</i>			11-21	1580-1600		
			30-40	1600-1700		
	180-250	950-1087	50-70	1600-1700	50-65	1784-1820
	400-500	1087-1250	107-181	1400-1700		
			300-400	1400-1600		
<i>G. bulloides</i>	70-107	1000-1250	80-250	1400-1700	10-30	1784-1850
	130-310	950-1250				
<i>N. dutertrei</i>	17-22	1090-1100				
	50-70	1080-1250	60-100	1600-1700	34-60	1880-1920
	100-170	950-1250			80-110	1784-1890
	200-300	950-1250				

4.6 Comparación de la temperatura oceánica superficial de la región de la Cuenca Soledad con otras reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas

La reconstrucción de la temperatura oceánica superficial (TOS) a partir de los datos de temperatura ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de *G. ruber* (este estudio) se correlacionó con diversas reconstrucciones paleoclimáticas y paleoceanográficas: PDO (Mann *et al.*, 2009; MacDonald y Case, 2005; Biondi *et al.*, 2001), El Niño 3 (Mann *et al.*, 2009), temperatura

oceánica superficial (TOS) del hemisferio norte (Mann *et al.*, 2009 y 1999; Crowley, 2000, Zhao *et al.*, 2000), Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) en la región del Atlántico norte y la TOS a escala global (Mann *et al.*, 2009), variaciones en la irradiancia solar (Steinhilber *et al.*, 2009; Crowley, 2000), vulcanismo (Crowley, 2000), lluvias en el centro del Pacífico norte (Díaz *et al.*, 2016), gases de efecto invernadero y aerosoles troposféricos (Crowley, 2000). La tabla VIII muestra las correlaciones de *G. ruber* (este estudio) con otras reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas.

Con base en la tabla VIII, la TOS determinada en este estudio a partir de *G. ruber* se correlaciona positivamente ($r = 0.40$; $p \leq 0.05$) con la PDO^A, así como con la PDO^C ($r = 0.34-0.46$; $p \leq 0.05$) durante el ANT. *G. ruber* también guarda una correlación positiva ($r = 0.18$; $p \leq 0.05$) con la PDO^A y con la PDO^B ($r = 0.27$; $p \leq 0.05$) durante el pre-Antropoceno (Fig. 10A).

Por otro lado, la TOS de la Cuenca Soledad muestra una correlación positiva ($r = 0.58$; $p \leq 0.05$) con El Niño 3^D durante la PEH y con la AMO^I ($r = 0.30-0.50$; $p \leq 0.05$) durante el Antropoceno (≥ 1850 E.C.) (Fig. 10A; Tabla VIII). Además, la TOS de la Cuenca Soledad se correlaciona positivamente ($r = 0.48$; $p \leq 0.05$) con la TOS del hemisferio norte (HN^E), con la TOS HN^F ($r = 0.48$; $p \leq 0.05$) y con la TOS HN^G ($r = 0.36-0.50$; $p \leq 0.05$) durante el ANT. Además, *G. ruber* guarda una correlación positiva (0) con la TOS PNO^H y con la TOS GBL^J ($r = 0.48$; $p \leq 0.05$) durante el Antropoceno (≥ 1850 E.C.) (Fig. 10A).

Los resultados de este estudio también fueron comparados con forzamientos naturales como la irradiancia solar, el vulcanismo y las lluvias (Fig. 10C, Tabla VIII). La TOS de la Cuenca Soledad muestra una fuerte correlación positiva con la irradiancia solar^L, principalmente durante la PEH ($r = 0.41$; $p \leq 0.05$), y el ANT ($r = 0.40-0.48$; $p \leq 0.05$). Por otra parte, *G. ruber* también se correlaciona positivamente con el vulcanismo^M durante la PEH ($r = 0.34$; $p < 0.09$) y negativamente durante el ANT ($r = -0.31$; $p < 0.09$). En tanto que, la TOS de Cuenca Soledad se correlaciona positivamente ($r = 0.17$; $p \leq 0.07$) con las lluvias^N de Hawái y del Pacífico nororiental durante el pre-Antropoceno (< 1850 E.C.).

Tabla VIII. Correlaciones lineales (r Pearson) entre la serie de tiempo de temperatura ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de *G. ruber* versus las reconstrucciones de otras variables paleoclimáticas y paleoceanográficas de diversas regiones del mundo para los tres eventos climáticos: Anomalía Climática Medieval (ACM), Pequeña Edad de Hielo (PEH) y el Antropoceno (ANT). Previamente, las reconstrucciones fueron suavizadas a 11 puntos con respecto a sus medias para mostrar la escala decadal y eliminar el ruido o irregularidades de estas. Se incluyen los coeficientes de correlación (r), el valor p y el número de muestras (n) utilizadas de las series de tiempo comparadas. Las correlaciones significativas se resaltan en negritas ($p \leq 0.05$) y en cursiva las correlaciones moderadas ($0.05 < p \leq 0.10$). Además, se incluyen los proxies utilizados y la región geográfica de cada referencia citada. PDO, Oscilación Decadal del Pacífico. TOS, Temperatura Oceánica Superficial. AMO, Oscilación Multidecadal del Atlántico.

Variable	Referencia	ACM	PEH	ANT	Proxy	Región geográfica
PDO ^A	Biondi <i>et al.</i> , 2001	r	-	-0.583	Anillos de árboles	Sur de California, EUA y norte de Baja California, México
		p	-	0.046		
		n	-	49		
PDO ^B	MacDonald y Case, 2005	r	0.270	-0.074	Anillos de árboles	Occidente de América del Norte (California, EUA y Alberta, Canadá)
		p	0.290	0.72		
		n	258	301		
PDO ^C	Mann <i>et al.</i> , 2009	r	-0.342	-0.514	Núcleos de hielo, anillos de árboles, corales, sedimentos	Centro del Pacífico norte
		p	0.180	0.029		
		n	301	201		
El Niño 3 ^D	Mann <i>et al.</i> , 2009	r	0.328	0.578	Núcleos de hielo, anillos de árboles, corales, sedimentos	Centro del Pacífico tropical
		p	0.200	0.003		
		n	301	301		
TOS ^E	Mann <i>et al.</i> , 1999	r	0.385	0.110	Anillos de árboles, corales, núcleos de hielo	Hemisferio norte
		p	0.130	0.60		
		n	246	301		
TOS ^F	Mann <i>et al.</i> , 2009	r	0.214	0.025	Núcleos de hielo, anillos de árboles, corales, sedimentos	Hemisferio norte
		p	0.410	0.91		
		n	301	301		
TOS ^G	Crowley, 2000	r	-0.040	0.048	Núcleos de hielo, sedimentos, polen, registros históricos	Hemisferio norte
		p	0.880	0.82		
		n	251	301		
		r	-	0.043		

TOS ^H	Zhao <i>et al.</i> , 2000	<i>p</i>	-	0.84	0.24	Alquenonas (U ₃₇ ^{K'}) en sedimentos varvados	Cuenca Santa Bárbara. Pacífico nororiental
		<i>n</i>	-	172	132		
AMO ^I	Mann <i>et al.</i> , 2009	<i>r</i>	0.231	-0.046	0.507	Núcleos de hielo, anillos de árboles, corales, sedimentos	Atlántico norte
		<i>p</i>	0.37	0.83	0.005		
		<i>n</i>	301	301	153		
TOS GBL ^J	Mann <i>et al.</i> , 2009	<i>r</i>	0.235	0.135	0.462	Núcleos de hielo, anillos de árboles, corales, sedimentos	Global
		<i>p</i>	0.36	0.52	0.01		
		<i>n</i>	301	301	223		
Irradiancia solar ^K	Crowley, 2000	<i>r</i>	-0.800	-0.437	0.203	¹⁴ C	Global
		<i>p</i>	0.003	0.03	0.20		
		<i>n</i>	151	301	216		
Irradiancia solar ^L	Steinhilber <i>et al.</i> , 2009	<i>r</i>	0.805	0.414	0.408	¹⁰ Be medido en núcleos de hielo polares	Global
		<i>p</i>	0.053	0.04	0.01		
		<i>n</i>	28	60	45		
Vulcanismo ^M	Crowley, 2000	<i>r</i>	0.207	-0.740	-0.562	Núcleo de hielo	Hemisferio norte
		<i>p</i>	0.44	0.01	0.002		
		<i>n</i>	247	301	167		
Lluvias ^N	Díaz <i>et al.</i> , 2016	<i>r</i>		-0.081	0.480	Precipitaciones y presión a nivel del mar invernal	Hawái y Pacífico nororiental
		<i>p</i>		0.70	0.021		
		<i>n</i>		201	127		
Gases de efecto invernadero (GEI) ^O	Crowley, 2000	<i>r</i>	-0.285	0.420	0.725	CO ₂ , CH ₄ , CFCs, N ₂ O	Global
		<i>p</i>	0.28	0.037	0.027		
		<i>n</i>	251	301	35		
Aerosoles troposféricos ^P	Crowley, 2000	<i>r</i>	-	-	-	Aerosoles	Global
		<i>p</i>	-	-	-		
		<i>n</i>	-	-	-		

Especificaciones

^A Cronologías de anillos de árboles de *Pinus jeffreyi* y *Pseudotsuga macrocarpa* del sur de California y norte de Baja California para producir una reconstrucción de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO).

^B Cronologías de anillos de árboles hidrológicamente sensibles de *Pinus flexilis* de California y Alberta para producir una reconstrucción de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO).

^C TOS media de la PDO para la región central del Pacífico norte (22.5°N-57.5°N, 152.5°E-132.5°W).

^D TOS media para la región del Pacífico tropical central (2.5°S-2.5°N, 92.5°W-147.5°W).

^E TOS media anual para el hemisferio norte

^F TOS media sobre el hemisferio norte completo.

^{G, K, M, O y P} Crowley (2000) utilizó un modelo lineal de balance de energía de surgencias/difusión para calcular la respuesta de la temperatura media anual a los cambios de forzamiento estimados.

^H TOS para el Pacífico nororiental

^I TOS media sobre el océano Atlántico norte.

^J TOS media sobre el océano global

^N Relación entre la variabilidad de la presión a nivel del mar invernal en el Pacífico nororiental y las correspondientes variaciones de lluvia invernales en Hawái para reconstruir y evaluar la lluvia de esa temporada durante el período 1500-2012 E.C

Lo resultados de este estudio también se correlacionaron con el forzante antropogénico que incluye los gases de efecto invernadero (GEI como CO₂, CH₄, N₂O, CFCs)^O con los que la TOS de la Cuenca Soledad se correlaciona positivamente durante la PEH ($r = 0.37$; $p < 0.07$) y el Antropoceno ($r = 0.45$; $p \leq 0.05$). Por último, la TOS de Cuenca Soledad muestra una correlación negativa ($r = -0.42$; $p \leq 0.05$) con los aerosoles troposféricos durante el Antropoceno (≥ 1850 E.C.) (Fig. 10C; Tabla VIII).

En los análisis wavelet de *G. ruber*, las potencias significativas del Antropoceno (i.e., del s. XX al presente) quedan fuera del COI (zona de confiabilidad) por lo que se realizaron correlaciones de los valores de temperatura ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de esta especie versus los datos instrumentales modernos de las anomalías de temperatura oceánica superficial (aTOS) para el hemisferio norte, sur y a escala global. También se compararon con los registros instrumentales de las anomalías de temperatura superficial para las regiones

continentales (aTSC) de Norteamérica, hemisferio norte y a escala global. Así como la correlación con los registros instrumentales que combinan las anomalías térmicas oceánicas y continentales (aTOC) para la región del Pacífico nororiental, Hawái y para la región del Atlántico norte (MDR) (Fig. 10B; Tabla IX). Los valores de los registros instrumentales se obtuvieron de las bases de datos de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, <https://www.ncdc.noaa.gov/cag/>).

Tabla IX. Correlaciones lineales (r Pearson) entre la serie de tiempo de temperatura oceánica superficial ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de *G. ruber* (este estudio) versus registros instrumentales de anomalías térmicas oceánicas superficiales (aTOS), continentales (aTSC) y combinadas (aTOC) de diversas regiones del planeta. En negritas se resaltan las correlaciones significativas ($p \leq 0.05$).

Variable	Siglo XX – principios del s. XXI	Región geográfica
aTOS	r 0.402	Hemisferio norte
	p 0.02	
	n 137	
aTOS	r 0.353	Hemisferio sur
	p 0.05	
	n 137	
aTOS	r 0.389	Escala global
	p 0.03	
	n 137	
aTSC	r 0.541	América del norte
	p 0.02	
	n 79	
aTSC	r 0.382	Hemisferio norte
	p 0.03	
	n 137	
aTSC	r 0.391	Escala global
	p 0.03	
	n 137	
aTOC	r -0.458	Pacífico nororiental
	p 0.05	
	n 79	
aTOC	r -0.554	Hawái
	p 0.01	
	n 79	
aTOC	r 0.426	Atlántico

p	0.02	norte
n	107	(MDR)

De acuerdo con la tabla IX, la TOS de la región de la Cuenca Soledad se correlaciona positivamente con las aTOS particulares del hemisferio norte ($r = 0.40$; $p \leq 0.05$), hemisferio sur ($r = 0.35$; $p \leq 0.05$), y a escala global ($r = 0.39$; $p \leq 0.05$). Esto mismo ocurre con las aTSC de América del norte ($r = 0.54$; $p \leq 0.05$), hemisferio norte ($r = 0.38$; $p \leq 0.05$) y a escala global ($r = 0.39$; $p \leq 0.05$). En cuanto a los datos instrumentales que combinan las anomalías térmicas oceánicas y continentales (aTOC), *G. ruber* se correlaciona positivamente con la región del Atlántico norte (MDR) ($r = 0.43$; $p \leq 0.05$), pero de manera negativa con el Pacífico nororiental ($r = -0.46$; $p \leq 0.05$) y con la región de Hawái ($r = -0.55$; $p \leq 0.05$).

Además, se realizaron correlaciones de los valores de temperatura ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de esta especie versus los índices de la PDO, El Niño (ONI, por sus siglas en inglés), y el Índice de la Oscilación del Sur (SOI, por sus siglas en inglés) (Tabla X). Estos valores se obtuvieron de las bases de datos de la NOAA (<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/>; <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/enso/sst#oni>; <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/enso/soi>).

Tabla X. Correlaciones lineales (r Pearson) entre la serie de tiempo de temperatura oceánica superficial ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de *G. ruber* (este estudio) con los índices de la PDO, NOI y SOI para el siglo XX y principios del s. XXI. En negritas se resaltan las correlaciones significativas ($p \leq 0.05$).

Variable	Siglo XX – principios del s. XXI		Región geográfica
PDO	r	-0.541	Océano
	p	0.01	Pacífico
	n	111	norte
NOI	r	-0.508	Océano
	p	0.005	Pacífico
	n	61	tropical
SOI	r	0.551	Océano
	p	0.03	Pacífico
	n	60	occidental

La correlación de la TOS de la Cuenca Soledad con los diferentes índices de la tabla X, muestra una correlación positiva con la PDO ($r = 0.54$; $p \leq 0.05$) y con el NOI ($r = 0.51$; $p \leq 0.05$), pero una correlación negativa el SOI ($r = -0.55$; $p \leq 0.05$).

Con el fin de realizar una inspección visual y comprender la relación que guarda la variabilidad climática de nuestra región de estudio con forzantes naturales y antropogénicos, la figura 12 muestra la recopilación y comparación de la TOS de la Cuenca Soledad (*G. ruber*, $\delta^{18}\text{O}_c$) versus otros estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos que se indican en la tabla VIII.

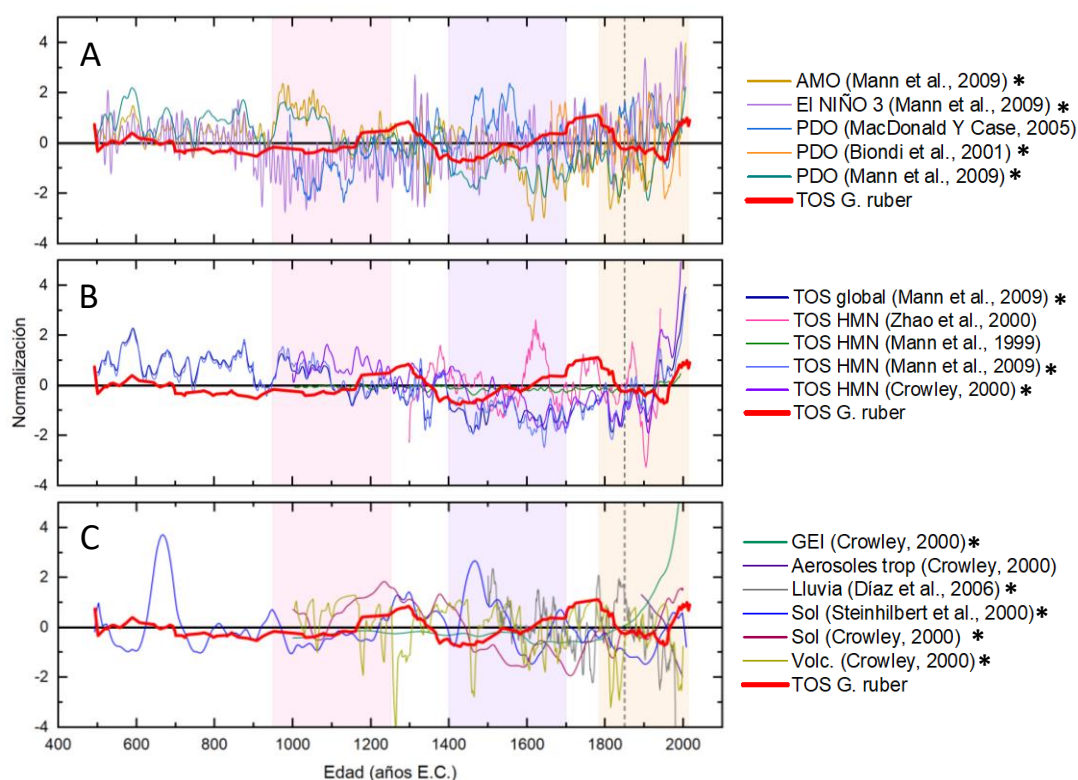


Fig. 10. Comparación de la TOS de la Cuenca Soledad (*G. ruber*) con otros estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos. Todas las series de tiempo fueron suavizadas a 11 puntos para destacar la escala decenal y eliminar la mayor cantidad de ruido o irregularidades que estas pudieran presentar. Para su comparación visual, todas las series de tiempo fueron convertidas a la misma escala a través de la normalización. En el eje X se muestra la edad (años E.C.) y en el eje Y la escala normalizada. Las franjas verticales en el fondo representan los tres eventos climáticos de interés: en rosa la ACM, en morado la PEH y en anaranjado el ANT. La línea segmentada vertical en gris indica el año 1850 E.C. **A.** TOS *G. ruber* vs. Índices climático-oceanográficos. **B.** TOS *G. ruber* vs. TOS del hemisferio norte y a escala global. **C.** TOS *G. ruber* vs. Forzamientos naturales (irradiancia solar, vulcanismo y lluvias) y forzamientos antropogénicos (gases de efecto invernadero y aerosoles troposféricos). Con un * se identifican las variables que mejor se correlacionan con la TOS de Cuenca Soledad.

05. DISCUSIONES

5.1 Estructura térmica de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad

La estructura térmica de la columna de agua en la región de la Cuenca Soledad no ha sido documentada con claridad. Un estudio reciente ha propuesto una profundidad media anual de la capa de mezcla de ~28 m para la región sur del SCC, desde Punta Eugenia hasta Cabo San Lucas (Portela *et al.*, 2016). Esta profundidad se deriva de una región oceanográfica muy amplia, por lo que no necesariamente representa la profundidad de la capa de mezcla para la zona de la Cuenca Soledad. En cuanto a la termoclina, no existen estudios que confirmen los límites de esta capa para esta región oceánica. Este estudio propone una división aproximada con base en el gradiente térmico vertical anual (G) estimado a partir de los valores de temperatura tomados de la base de datos hidrográficos del World Ocean Atlas (WOA) para esta región y para el periodo de observaciones del 2005-2017 E.C. Dicha división consiste principalmente de una capa de mezcla somera, una termoclina y una subtermoclina (Fig. 2). La capa de mezcla presenta se encuentra en un rango de profundidad de 0 a 25 m, con un G de 0.010 °C/m. La termoclina, por su parte, se acota entre las profundidades de 25 y 100 m, con un G de 0.078 °C/m. Y la subtermoclina presenta profundidades desde los 100 hasta 500 m de profundidad, con un G de 0.018 °C/m.

5.2 Profundidades de calcificación de los foraminíferos planctónicos

Este estudio revela que cuatro especies de foraminíferos planctónicos calcifican principalmente en dos capas térmicas de la región de la Cuenca Soledad, asumiendo que calcificaron en equilibrio isotópico con el agua de mar (Carriquiry *et al.*, 2015). Las especies *G. ruber* y *G. sacculifer* calcifican a profundidades medias de 0 y 6 m, respectivamente, estableciendo su nicho ecológico en aguas cálidas de la capa de mezcla.

Por otro lado, las especies *G. bulloides* y *N. dutertrei* calcifican a profundidades medias de 79 y 94 m, respectivamente, desarrollándose en aguas frías de la termoclina (Fig. 4).

Las especies *G. ruber* y *N. dutertrei* son especies que registran de manera óptima los cambios térmicos que ocurren en la capa de mezcla y la termoclina, por lo que son las especies que mejor representan dichas capas (Schibel y Hemleben, 2017). Nuestros resultados muestran que *G. ruber* calcifica en un rango de 0 hasta 25 m de profundidad, y a temperaturas de $\sim 22 \pm 2.3$ °C. *N. dutertrei*, por su parte, tiende a calcificar a profundidades entre 74 y 116 m, y a temperaturas de $\sim 13 \pm 0.9$ °C (Tabla III). Estos resultados sugieren que *G. ruber* habita en todo el rango de profundidades de la capa de mezcla de la Cuenca Soledad y dentro de la zona eufótica, donde prevalecen las condiciones adecuadas de luz, temperatura y nutrientes para los dinoflagelados que dicha especie porta como simbioses (Kawahata, 2015). Por otro lado, *N. dutertrei* se concentra hacia el fondo de la termoclina, además, esta especie tiene la capacidad de descender hacia la subtermoclina como respuesta a cambios térmicos y ecológicos en la columna de agua (Fig. 4). Esta especie muestra también un comportamiento oportunista que está relacionado con las surgencias, puesto que son zonas donde abunda el alimento (Hemleben *et al.*, 1989; Schiebel y Hemleben, 2017).

La región de la Cuenca Soledad está influenciada por eventos de surgencias costeras fuertes (febrero-julio) y débiles (agosto-enero), que se encargan de mantener esta región altamente productiva (Cervantes-Duarte *et al.* 2015). Con base en lo anterior, se deduce que los cambios en la intensidad de las surgencias costeras generan un efecto en la profundidad del hábitat de *N. dutertrei*, es decir, provocan que la termoclina de la Cuenca Soledad migre verticalmente. Esto es que, el nicho ecológico de *N. dutertrei* se vuelve somero durante las surgencias fuertes, experimentando un ligero calentamiento en superficie; mientras que, durante las surgencias débiles, su nicho se profundiza y se vuelve más frío (Fig. 4 y 5D). Por lo tanto, el nicho ecológico de *G. ruber* también es afectado por los cambios en la intensidad de las surgencias, ya que su nicho se vuelve más frío durante las surgencias fuertes y más cálido durante las surgencias débiles (Fig. 4 y 5A).

Lo anterior es coherente con que algunas especies propias de la termoclina también suelen ser encontradas dentro de la capa de mezcla durante el asomeramiento de las picnoclinas y el incremento de la productividad primaria (Thunell y Reynolds, 1984; Sautter y Thunell, 1991). Además, los foraminíferos planctónicos pueden modificar frecuentemente sus distribuciones verticales con base en la profundidad de isothermas particulares, su preferencia por ciertos intervalos de temperatura, concentración de clorofila e intensidad de luz (Sautter y Thunell, 1991; Fairbanks *et al.*, 1982; Fairbanks y Wiebe, 1980; Ortiz *et al.*, 1995).

5.3 Periodicidades con base en análisis espectrales y de wavelet

La reconstrucción de la estructura térmica de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad se centró en los valores $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de *G. ruber* y *N. dutertrei*, las cuales representan los cambios térmicos ocurridos en la capa de mezcla y la termoclina, respectivamente. De acuerdo con nuestros resultados de análisis espectrales de estas especies (Figs. 8A y D), se encontró que los periodos con mayores significancias corresponden a los de 21 y 34 años (NC 90%), periodos de 28.8 y 31 años (NC 95%) y un periodo de 36 años (NC 99%). Estos periodos destacan en nuestro estudio porque capturan la periodicidad de 17 hasta 70 años que produce la PDO (Minobe, 1999). Al mismo tiempo, otros periodos fueron identificados con periodicidades menores (*e.g.*, 16 años) y mayores (*e.g.*, 80, 166, 217, 244 y 330 años) que la PDO, los cuales posiblemente representen otros tipos de forzamientos.

Por otro lado, los análisis wavelet de *G. ruber* (Fig. 9A) y *N. dutertrei* (Fig. 9D) muestran potencias significativamente altas (NC 95%) que dominan en los tres eventos climáticos. Para *G. ruber*, las periodicidades obtenidas a escala decenal son de 40-70 años durante la ACM y de 17-21 años durante el ANT. Mientras que, para *N. dutertrei*, las periodicidades dominantes a escala decenal son de 17-22 años durante la ACM, 60-70 años durante la PEH y de 34-60 durante el ANT (Tabla VIII). Estos resultados son coherentes con las periodicidades obtenidas en los análisis espectrales. Por lo tanto, nuestros resultados de análisis wavelet también capturan la periodicidad de la PDO (Minobe, 1999) para la región de la Cuenca Soledad.

5.4 Correlaciones de la temperatura oceánica superficial de la Cuenca Soledad ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) con otros estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos

La correlación (r Pearson; valor p) entre los valores de temperatura ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) de *G. ruber* de este estudio con los resultados de otros estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos (Tabla VIII) durante los tres eventos climáticos de interés (ACM, PEH y ANT) reveló datos importantes.

a. Anomalía Cálida Medieval (ACM)

Los resultados de la correlación de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ en *G. ruber* no muestra una correlación significativa con las diversas variables durante toda la ACM. Esto potencialmente es una consecuencia de los efectos asincrónicos de la ACM en todo el hemisferio norte (Lamb, 1965; Mann *et al.*, 2009). Con base en los límites temporales de la ACM (Mann *et al.*, 2009), la TOS de la Cuenca Soledad (*G. ruber*) mostró temperaturas frías sostenidas durante 950-1100 E.C., que posteriormente incrementaron durante 1100-1250 E.C. (Fig. 10A). En el primer caso, la TOS fría registrada se correlaciona positivamente ($r = 0.804$; $p \leq 0.05$) con la irradiancia solar^L (Fig. 10C), es decir, la TOS de Cuenca Soledad disminuyó en respuesta a una disminución de la radiación solar. Este hecho es coherente con la TOS más fría registrada en el Pacífico ecuatorial central y oriental por corales y sedimentos marinos (Cobb *et al.*, 2003 y Rein *et al.*, 2004). Por otro lado, el incremento de la TOS de la Cuenca Soledad (1100-1250 E.C.) no se debió a un incremento de la irradiancia solar^K, puesto que la correlación entre estas es negativa ($r = -0.800$; $p \leq 0.05$). En cambio, el calentamiento de la TOS de la cuenca estuvo influenciada por la fase positiva de la PDO^{B,C} ($r = 0.731-0.80$; $p \leq 0.05$), es decir, aguas cálidas frente a la costa Pacífico de Norteamérica (Fig. 10A). Este resultado es consistente con las periodicidades de 40-70 años de los análisis wavelet (*G. ruber*) que dominaron durante la ACM (Fig. 9A; Tabla VII) y que capturaron las periodicidades de la PDO (Minobe, 1999). De lo anterior, se infiere que los efectos cálidos de la ACM en la Cuenca Soledad ocurrieron a partir del

año ~1100 (E.C.) en respuesta a un cambio de régimen, de negativo a positivo, de la PDO^{B,C} (Fig. 10A). Esta conclusión es coherente con las condiciones climáticas cálidas y secas registradas en California, entre ~1000 y 1300 E.C. (LaMarche, 1974), por los cambios ocurridos en los sistemas de presión atmosférica y en los patrones de circulación global (Lamb 1965 y 1969).

b. Pequeña Edad de Hielo (PEH)

Entre los años 1400 y 1600 E.C., la TOS de Cuenca Soledad experimentó un enfriamiento el cual se correlaciona de manera negativa ($r = -0.44$; $p \leq 0.05$) con la irradiancia solar^K y de manera positiva tanto con los gases de efecto invernadero^O ($r = 0.420$; $p \leq 0.05$) como con el vulcanismo^M ($r = -0.704$; $p \leq 0.05$). Esto implica que, la superficie terrestre experimentó un enfriamiento a causa del aumento de los gases de efecto invernadero (GEI^O) y los productos volcánicos (gases y cenizas) en la atmósfera que bloquearon la irradiancia solar^K (Fig. 10C). Lo anterior es consistente con las condiciones climáticas frías y húmedas en el occidente de Norteamérica ocurridas entre ~1400 y 1800 E.C. (LaMarche, 1974), y con el crecimiento máximo de los glaciares en latitudes bajas durante ~1430-1455 E.C. (Miller *et al.* (2012). Durante la PEH, la región de la Cuenca Soledad estuvo influenciada por eventos La Niña (El Niño^{3D}) ($r = 0.58$; $p \leq 0.05$), por lo que se infiere que el enfriamiento registrado en la TOS de la cuenca se debió principalmente a las surgencias costeras generadas por una dominancia de la fase negativa (La Niña) del ENOS (Fig. 12A). Al mismo tiempo, esta región estuvo influenciada por la fase negativa de la PDO^C ($r = -0.514$; $p \leq 0.05$), es decir, aguas frías en la costa Pacífico de Norteamérica (Fig. 10A). En conjunto, los resultados obtenidos en este estudio sugieren que la termoclina de Cuenca Soledad se mantuvo somera durante la PEH, provocando que el nicho ecológico de *N. dutertrei* migrara cerca de la superficie. Los análisis wavelet de *N. dutertrei* en este estudio, respaldan dicha conclusión puesto que las periodicidades de 60-70 años dominaron durante la PEH (Fig. 9D; Tabla VII), capturando así las periodicidades propias de la PDO (Minobe, 1999).

c. Antropoceno (ANT)

El ANT es la época geológica más compleja debido a la influencia de forzantes tanto naturales como inducidos por el hombre. Durante 1784-1950 E.C., el enfriamiento de la TOS de Cuenca Soledad puede ser explicada por el incremento del vulcanismo explosivo^M ($r = -0.56$; $p \leq 0.05$) en los trópicos y la disminución de la irradiancia solar^{K,L} ($r = 0.37$ - 0.48 ; $p \leq 0.05$), a pesar de que las lluvias^N disminuyeron paulatinamente durante este periodo ($r = 0.48$; $p \leq 0.05$) (Fig. 10C; Tabla VIII). Por otro lado, la TOS de Cuenca Soledad comenzó a experimentar un calentamiento durante la segunda mitad del s. XX, el cual está fuertemente correlacionado con el incremento exponencial de los GEI^O ($r = 0.725$; $p \leq 0.05$) (Fig. 10C), entre ellos el CO₂, metano y CFCs (Crowley, 2000).

La región de la Cuenca Soledad es sensible a los efectos del ENOS, por lo que es posible que la TOS de la cuenca se haya calentado aún más debido a la frecuencia con la que ocurrieron eventos El Niño ($r = 0.657$; $p \leq 0.05$), la fase positiva del ENOS (Fig. 10A), los cuales suprimen las surgencias costeras, estratifican la columna de agua y profundizan la termoclina (Philander, 1990; García-Reyes *et al.*, 2015). Además, el calentamiento del s. XX de la TOS de la cuenca puede atribuirse parcialmente a la influencia de la fase positiva de la PDO^A ($r = -0.583$; $p \leq 0.05$) (Fig. 10A; Tabla VII). Por lo tanto, nuestros resultados revelan que la columna de agua de la región de la Cuenca Soledad se ha estratificado y con ello, la termoclina se ha profundizado, principalmente durante el s. XX. Los análisis wavelet de *G. ruber* y *N. dutertrei* en este estudio, respaldan esta conclusión puesto que las periodicidades de 17-21 y 34-60 años han dominado durante el ANT (Figs. 9A y D; Tabla VII), capturando el espectro de la PDO (Minobe, 1999).

Durante el ANT, la TOS de la Cuenca Soledad ha variado de manera significativa con otras regiones oceánicas del planeta. Por ejemplo, con el hemisferio norte (HN^F) ($r = 0.470$; $p \leq 0.05$), con el Atlántico norte (MDR) ($r = 0.508$; $p \leq 0.05$) y la TOS^J global ($r = 0.462$; $p \leq 0.05$) (Fig. 10B; Tabla VIII). Además, dicha variabilidad presenta también una correlación positiva con datos instrumentales (s. XX - XXI), por ejemplo, del hemisferio

sur ($r = 0.353$; $p \leq 0.05$) y América del Norte ($r = 0.541$; $p \leq 0.05$); mientras que, la correlación es negativa pero significativa con Hawái ($r = -0.554$; $p \leq 0.05$) y el Pacífico nororiental ($r = -0.458$; $p \leq 0.05$) (Tabla IX).

Finalmente, la TOS de la Cuenca Soledad se correlaciona fuertemente con los índices de la PDO, ONI y SOI (NOAA, 2021). Dichas correlaciones son negativas con la PDO ($r = -0.541$; $p \leq 0.05$) y el NOI ($r = -0.508$; $p \leq 0.05$), pero positiva con el SOI ($r = 0.551$; $p \leq 0.05$). Esto significa que, la TOS de la Cuenca Soledad responde a los cambios de temperatura ocurridos en el centro del Pacífico norte cuando la PDO cambia de régimen, lo que a su vez genera una mayor ocurrencia de eventos El Niño o La Niña de acuerdo con la fase dominante de la PDO (Friddell *et al.*, 2003).

06. CONCLUSIONES

La comparación de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de cada especie de foraminífero con la calcita predicha, es decir, en equilibrio isotópico con el agua de mar ($\delta^{18}\text{O}_\text{EQ}$) durante el intervalo de 1999-2016 E.C., permitió determinar la profundidad media de calcificación anual de cada especie. Se encontró que las especies superficiales *G. ruber* y *G. sacculifer* calcifican a 0 y 6 m de profundidad, respectivamente, estableciendo sus nichos ecológicos en la capa de mezcla. Mientras que, las especies subsuperficiales *G. bulloides* y *N. dutertrei* calcifican a 79 y 94 m de profundidad, respectivamente, estableciendo sus nichos ecológicos a lo largo de la termoclina.

La reconstrucción de la estructura térmica de la columna de agua para la región de la Cuenca Soledad, con base en los valores de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de las cuatro especies de foraminíferos planctónicos, se examinó para tres periodos recientes, climatológicamente importantes y contrastantes: la Anomalía Cálida Medieval (ACM; 950 – 1250 E.C.), la Pequeña Edad de Hielo (PEH; 1400 – 1700 E.C.) y el Antropoceno (ANT; 1784 E.C. al presente). Se encontró que, en la superficie de la columna de agua las temperaturas medias más altas fueron de $\sim 20^\circ\text{C}$ y se registraron durante la ACM y el ANT. En contraparte, las temperaturas medias más bajas registradas en la termoclina fueron de $\sim 11^\circ\text{C}$ y ocurrieron durante la PEH.

La diferencia de temperatura (ΔT) entre dos especies de foraminíferos planctónicos (*G. ruber* y *N. dutertrei*) que habitan en distintos nichos ecológicos a profundidad, permitió conocer el grado de estratificación presentado en los tres eventos climáticos (ACM, PEH y ANT). Este estudio revela que la mayor estratificación de la columna de agua en la región de Cuenca Soledad se presentó durante el ANT, mientras que la menor ocurrió durante la PEH.

A través de los análisis espectrales y wavelet de los foraminíferos planctónicos, en particular de *G. ruber* y *N. dutertrei*, se identificaron distintas periodicidades de escala decenal que dominaron en los tres eventos climáticos: ~ 21 , ~ 34 , ~ 40 -70 años, las cuales

son coherentes con las periodicidades de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) de ~17 a 70 años reportadas por Minobe (1999). Además, en este estudio se identificaron periodicidades de menor (*e.g.*, 16 años) y mayor magnitud que la PDO, alcanzando incluso la escala multicentenaria, de 100 hasta ~500 años.

Durante la ACM, la temperatura oceánica superficial (TOS) de la región de Cuenca Soledad se caracterizó por presentar aguas frías y condiciones secas a principios de esta época, debido a la disminución de la irradiancia solar. Posteriormente, alrededor del año 1100 E.C., la TOS de la cuenca experimentó un aumento en respuesta a un cambio de régimen de la PDO, de negativo a positivo.

Durante la PEH, la TOS de Cuenca Soledad experimentó un enfriamiento evidente en nuestros resultados. Con el análisis espectral (*G. ruber*) se capturaron periodicidades decenales de 40 - 70 años, que son coherentes con las frecuencias dominantes de la PDO (Minobe, 1999). Por lo que nuestros resultados atribuyen, de manera significativa, la reducción de la TOS a la dominancia de la fase negativa de la PDO con el desarrollo de fuertes eventos La Niña.

En cuanto al ANT, la TOS de la región de la Cuenca Soledad estuvo influenciada por forzantes naturales y antropogénicos. A principios del ANT, la TOS de la Cuenca Soledad experimentó una disminución gradual en correspondencia con mínimos del forzamiento solar y una intensificación de la actividad volcánica. Sin embargo, a partir de 1950 E.C., el forzante antropogénico representado principalmente por los gases de efecto invernadero (GEI) generó un forzamiento radiativo suficientemente alto que elevó la TOS de la región, de los hemisferios y del océano global. En este periodo, la TOS de la Cuenca Soledad ha sido dominada por la fase positiva de la PDO, provocando que la columna de agua de la región se estratifique y disminuya la eficiencia de las surgencias costeras. Estos procesos oceánico-atmosféricos provocaron la profundización de la termoclina, llevando hacia aguas subsuperficiales los nichos ecológicos de los foraminíferos planctónicos.

REFERENCIAS

- Ahmed, M., Anchukaitis, K. J., Asrat, A., Borgaonkar, H. P., Braida, M., Buckley, B. M., ... & Zorita, E. (2013). Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *PAGES 2k Consortium. Nature Geosci* 6, 339–346.
- Anderson, O. R., Spindler, M., Bé, A. W. H., and Hemleben, C. (1979). Trophic activity of planktonic foraminifera. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 59(3), 791-799.
- Bakun, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247(4939), 198-201.
- Bakun, A., Black, B. A., Bograd, S. J., Garcia-Reyes, M., Miller, A. J., Rykaczewski, R. R., & Sydeman, W. J. (2015). Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems. *Current Climate Change Reports*, 1(2), 85-93.
- Barron, J. A., Bukry, D., & Hendy, I. L. (2015). High-resolution paleoclimatology of the Santa Barbara Basin during the Medieval Climate Anomaly and early Little Ice Age based on diatom and silicoflagellate assemblages in Kasten core SPR0901-02KC. *Quaternary International*, 387, 13-22.
- Bé, A. W. H. (1977), An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic Foraminifera, in *Oceanic Micropalaeontology*, edited by A. T. S. Ramsay, pp. 1–100, Academic, London.
- Bé, A. W. H. (1980). Gametogenic calcification in a spinose planktonic foraminifer, *Globigerinoides sacculifer* (Brady). *Marine Micropaleontology*, 5, 283-310.
- Bé, A. W. H., Spero, H. J., and Anderson, O. R. (1982). Effects of symbiont elimination and reinfection on the life processes of the planktonic foraminifer *Globigerinoides sacculifer*. *Marine Biology*, 70(1), 73-86.
- Bé, A.W.H., Bishop, J.K.B., Sverdløve, M.S., and Gardner, W.D. (1985). Standing stock, vertical distribution and flux of planktonic foraminifera in the Panama Basin. *Mar. Micropaleontol.*, 9(4), 307–333.
- 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.

Bindoff, N.L., W.W.L. Cheung, J.G. Kairo, J. Arístegui, V.A. Guinder, R. Hallberg, N. Hilmi, N. Jiao, M.S. Karim, L. Levin, S. O'Donoghue, S.R. Purca Cuicapusa, B. Rinkevich, T. Suga, A. Tagliabue, and P. Williamson, 2019: Changing Ocean, Marine Ecosystems, and Dependent Communities. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)].

Biondi, F., Gershunov, A., & Cayan, D. R. (2001). North Pacific decadal climate variability since 1661. *Journal of climate*, 14(1), 5-10.

Birch, H. Coxall, H.K., Pearson, P.N., Kroon, D., and O'Regan, M. (2013). Planktonic foraminifera stable isotopes and water column structure: Disentangling ecological signals. *Marine Micropaleontology*. ELSEVIER. Vol 101, pp. 127-145.

BouDagher-Fadel, M. K. (2012). *Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera* (Vol. 22). Newnes.

BouDagher-Fadel, M.K. (2008). Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* 21, Elsevier, Amsterdam, pp. 544.

BouDagher-Fadel, M.K. 2015. *Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera*. UCLPRESS, 2nd edition.

Bradley, R. S., Hughes, M. K., & Diaz, H. F. (2003). Climate in medieval time. *Science*, 302(5644), 404-405.

Brady, R. X., Alexander, M. A., Lovenduski, N. S., & Rykaczewski, R. R. (2017). Emergent anthropogenic trends in California Current upwelling. *Geophysical Research Letters*, 44(10), 5044-5052.

Briffa, K. R., Jones, P. D., Schweingruber, F. H., & Osborn, T. J. (1998). Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, 393(6684), 450-455.

Brönnimann, S., Franke, J., Nussbaumer, S. U., Zumbühl, H. J., Steiner, D., Trachsel, M., ... & Raible, C. C. (2019). Last phase of the Little Ice Age forced by volcanic eruptions. *Nature geoscience*, 12(8), 650-656.

Castro, R., Durazo, R., Mascarenhas, A., Collins, C. A., and Trasviña, A. (2006). Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. *Deep-Sea Res. I*, 53, 188–200.

- Carriquiry, J. D., Sanchez, A., & Leduc, G. (2015). Southern Ocean influence on the eastern tropical North Pacific's intermediate-depth circulation during the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*, 30(8), 1132-1151.
- 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.
- Chan, F., Barth, J. A., Lubchenco, J., Kirincich, A., Weeks, H., Peterson, W. T., & Menge, B. A. (2008). Emergence of anoxia in the California current large marine ecosystem. *Science*, 319(5865), 920-920.
- Checkley, D.M., and Barth, J.A. (2009). Patterns and processes in the California Current System. *Progress in Oceanography*, 83 (1-4), 49–64.
- Chhak, K., & Di Lorenzo, E. (2007). Decadal variations in the California Current upwelling cells. *Geophysical Research Letters*, 34(14).
- Conroy, J. L., Restrepo, A., Overpeck, J. T., Steinitz-Kannan, M., Cole, J. E., Bush, M. B., & Colinvaux, P. A. (2009). Unprecedented recent warming of surface temperatures in the eastern tropical Pacific Ocean. *Nature geoscience*, 2(1), 46-50.
- Cronin, T. M., Hayo, K., Thunell, R. C., Dwyer, G. S., Saenger, C., & Willard, D. A. (2010). The medieval climate anomaly and little ice age in Chesapeake Bay and the North Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(2), 299-310.
- Crowley, T. J. (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289(5477), 270-277.
- Crutzen, P.J. and Stoermer, E.F. (2000). The “Anthropocene”. *Global Change Newsletter*, 41, 17.
- Darling, K. F., and Wade, C.A. (2008). The genetic diversity of planktic foraminifera and the global distribution of ribosomal RNA genotypes. *Mar. Micropaleontol.*, 67(3-4), 216–238.
- Di Lorenzo, E., Schneider, N., Cobb, K. M., Franks, P. J. S., Chhak, K., Miller, A. J., ... & Rivière, P. (2008). North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophysical Research Letters*, 35(8).
- Diaz, H. F., Wahl, E. R., Zorita, E., Giambelluca, T. W., & Eischeid, J. K. (2016). A five-century reconstruction of Hawaiian Islands winter rainfall. *Journal of Climate*, 29(15), 5661-5674.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L., & Blanc, P.L. 1988. Norwegian Sea deep water variations over the last climatic cycle: paleo-oceanographical implications, In: Wanner, H.,

- Siegenthaler, U. (Eds), Long- and Short-Term Variability of Climate. Springer, Heidelberg, 83-116.
- Durazo, R. (2009). Climate and upper ocean variability off Baja California, Mexico: 1997–2008. *Prog. Oceanogr.* 83: 361–368.
- Durazo, R.(2015). Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, 1173–1196.
- Durazo, R., & Baumgartner, T.R. (2002). Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Oceanography*, 54:7-31.
- Epstein, S., Buchsbaum, H.A., Lowenstam, H.A., and Urey, H.C. (1953). Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, 64, 1315–1326.
- Esparza-Alvarez, M.A., Herguera, J.C., y Lange, C. 2007. Last century patterns of sea surface temperatures and diatom (>38 μm) variability in the Southern California current. *ELSEVIER. Marine Micropaleontology* 64, 18-38.
- Fairbanks, R. G., and Wiebe, P. H. (1980). Foraminifera and chlorophyll maximum: vertical distribution, seasonal succession, and paleoceanographic significance. *Science*, 209(4464), 1524-1526.
- Fairbanks, R. G., Sverdløve, M., Free, R., Wiebe, P. H., and Bé, A. W. (1982). Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, 298(5877), 841-844.
- Farmer, E. C., Kaplan, A., de Menocal, P. B., & Lynch-Stieglitz, J. (2007). Corroborating ecological depth preferences of planktonic foraminifera in the tropical Atlantic with the stable oxygen isotope ratios of core top specimens. *Paleoceanography*, 22(3).
- Faure, G. (1986). *Principles of isotope geology* (p. 335). Wiley.
- Fiedler, P. C., and Talley, L. D. (2006). Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, 69, 143–180.
- 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).
- García-Reyes, M., & Largier, J. (2010). Observations of increased wind-driven coastal upwelling off central California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C4).
- 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.

- Gaxiola-Castro, G., Cepeda-Morales, J., Nájera-Martínez, S., Espinosa-Carreón, T. L., De la Cruz-Orozco, M. E., Sosa-Avalos, R., ... & Cantú-Ontiveros, J. P. (2010). Biomasa y producción del fitoplancton. *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California*, 2007, 59-85.
- Gaxiola-Castro, G., Durazo, R., Lavaniegos, B., De La Cruz-Orozco, M.E., Millan-Núñez, E., Soto-Mardones, L., and Cepeda-Morales, J. (2008). Pelagic ecosystem response to interannual variability off Baja California. *Cienc. Mar.* 34: 263–270.
- Godínez, V. M., Beier, E., Lavín, M. F., & Kurczyn, J. A. (2010). Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C4).
- Gómez-Ocampo, Eliana, Durazo, Reginaldo, Gaxiola-Castro, Gilberto, Cruz-Orozco, Martín De la, & Sosa-Ávalos, Ramón. (2017). Effects of the interannual variability of water column stratification on phytoplankton production and biomass in the northern zone off Baja California. *Ciencias marinas*, 43(2), 109-122. Epub 11 de junio de 2021
- 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.
- Graham, N. E., Ammann, C. M., Fleitmann, D., Cobb, K. M., & Luterbacher, J. (2011). Support for global climate reorganization during the “Medieval Climate Anomaly”. *Climate dynamics*, 37(5), 1217-1245.
- Graham, N. E., Hughes, M. K., Ammann, C. M., Cobb, K. M., Hoerling, M. P., Kennett, D. J., ... & Xu, T. (2007). Tropical Pacific–mid-latitude teleconnections in medieval times. *Climatic Change*, 83(1), 241-285.
- Grantham, B. A., Chan, F., Nielsen, K. J., Fox, D. S., Barth, J. A., Huyer, A., ... & Menge, B. A. (2004). Upwelling-driven nearshore hypoxia signals ecosystem and oceanographic changes in the northeast Pacific. *Nature*, 429(6993), 749-754.
- Gruber, N., Hauri, C., Lachkar, Z., Loher, D., Frölicher, T. L., & Plattner, G. K. (2012). Rapid progression of ocean acidification in the California Current System. *science*, 337(6091), 220-223.
- Goosse, H., Cressin, E., Dubinkina, S., Loutre, M. F., Mann, M. E., Renssen, H., ... & Shindell, D. (2012). The role of forcing and internal dynamics in explaining the “Medieval Climate Anomaly”. *Climate dynamics*, 39(12), 2847-2866.
- Hemleben, C., Spindler, M., and Anderson, O.R. (1989). *Modern Planktonic Foraminifera*. pp. 363, Springer, New York.

- Hollstein, M., Mohtadi, M., Rosenthal, Y., Moffa Sanchez, P., Oppo, D., Martínez Méndez, G., ... & Hebbeln, D. (2017). Stable oxygen isotopes and Mg/Ca in planktic foraminifera from modern surface sediments of the Western Pacific Warm Pool: Implications for thermocline reconstructions. *Paleoceanography*, 32(11), 1174-1194.
- Howell, P. (2001). ARAND time series and spectral analysis package for the Macintosh, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series #2001-044, NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder, Colorado, USA.
- Hut, G. (1987). Consultants' group meeting on stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations.
- Huyer, A. (1983). Coastal upwelling in the California Current System. *Prog. Oceanogr.* 12, 259–284. doi: 10.1016/0079-6611(83)90010-1.
- Kawahata, H. (2005). Stable isotopic composition of two morphotypes of *Globigerinoides ruber* (white) in the subtropical gyre in the North Pacific. *Paleontol Res* 9, 27–35.
- Kennett, D. J., & Kennett, J. P. (2000). Competitive and cooperative responses to climatic instability in coastal southern California. *American Antiquity*, 65(2), 379-395.
- Kim, S. T., and O'Neil, J. R. (1997). Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et cosmochimica acta*, 61(16), 3461-3475.
- Kincaid, E., Thunell, R. C., Le, J., Lange, C. B., Weinheimer, A. L., and Reid, F. M. (2000). Planktonic foraminiferal fluxes in the Santa Barbara Basin: response to seasonal and interannual hydrographic changes. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(5-6), 1157-1176.
- Kucera, M. (2007). Planktonic Foraminifera as Tracers of Past Oceanic Environments. *Developments in Marine Geology*. Elsevier. Vol. 1. 213-262.
- Kurczyn J.A., Beier, E., Lavín, M.F., Chaigneau, A. 2012. Mesoscale eddies in the northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone: Statistical characterization from satellite altimetry. *J. Geophys. Res.* 117: 1–17.
- LaMarche Jr, V.C. (1974). Paleoclimatic Inferences from Long Tree-Ring Records: Intersite comparison shows climatic anomalies that may be linked to features of the general circulation. *Science*, 183 (4129), 1043-1048.
- Lamb, H. H. (1965). The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, 13-37.
- Lavaniegos, B.E., Jimenez-Perez, L.C., Gaxiola-Castro, G. (2002). Plankton response to El Niño 1997–1998 and La Niña 1999 in the southern region of the California Current. *Progr. Oceanogr.* 54: 33–58.

- Lechleitner, F. A., Breitenbach, S. F., Rehfeld, K., Ridley, H. E., Asmerom, Y., Prufer, K. M., ... & Baldini, J. U. (2017). Tropical rainfall over the last two millennia: evidence for a low-latitude hydrologic seesaw. *Scientific Reports*, 7(1), 1-9.
- Lynn, R.J., & Simpson, J.J. 1987. The California Current System: the seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92: pp. 12947-12966.
- MacDonald, G. M., & Case, R. A. (2005). Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophysical Research Letters*, 32(8).
- Makarova, M., Wright, J. D., Miller, K. G., Babila, T. L., Rosenthal, Y., & Park, J. I. (2017). Hydrographic and ecologic implications of foraminiferal stable isotopic response across the US mid-Atlantic continental shelf during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Paleoceanography*, 32(1), 56-73.
- Mann, M. E., Bradley, R. S., & Hughes, M. K. (1999). Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical research letters*, 26(6), 759-762.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., ... & Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *science*, 326(5957), 1256-1260.
- 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.
- Marchesiello, P., & Estrade, P. (2010). Upwelling limitation by onshore geostrophic flow. *Journal of Marine Research*, 68(1), 37-62.
- Marchesiello, P., McWilliams, J.C., Shchepetkin, A. (2003). Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *J. Phys. Oceanogr.* 33: 753–783.
- Marchitto, T.M., Muscheler, R., Ortiz, J.D., Carriquiry, J.D., y van Geen, A. 2010. Dynamical Response of the Tropical Pacific Ocean to Solar Forcing During the Early Holocene. *SCIENCE*. Vol. 330. 1378-1381.
- McGowan, J. A., Cayan, D. R., & Dorman, L. M. (1998). Climate-ocean variability and ecosystem response in the Northeast Pacific. *Science*, 281(5374), 210-217.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Royer, J-Y., Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-Cormier, F., Bandy, B., Mortera-Gutiérrez, C. 2005. La zona de falla Tosco-Abrejos: un sistema lateral derecho activo entre la placa Pacífico y la península de Baja California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Grandes Fronteras Tectónicas de México. Tomo LVII. Núm. 1*, p. 53-63.

- Miller, G. H., Geirsdóttir, Á., Zhong, Y., Larsen, D. J., Otto-Bliesner, B. L., Holland, M. M., ... & Thordarson, T. (2012). Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. *Geophysical Research Letters*, 39(2).
- Mohtadi, M., Oppo, D. W., Lückge, A., DePol-Holz, R., Steinke, S., Groeneveld, J., & Hebbeln, ..., D. (2011). Reconstructing the thermal structure of the upper ocean: Insights from planktic foraminifera shell chemistry and alkenones in modern sediments of the tropical eastern Indian Ocean. *Paleoceanography*, 26(3).
- Mote, P. W., and Salathé, E. P. J. (2010). Future climate change in the Pacific Northwest. *Clim. Change* 102, 29–50.
- 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.
- Narayan, N., Paul, A., Mulitza, S., & Schulz, M. (2010). Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century. *Ocean Science*, 6(3), 815-823.
- NOAA National Centers for Environmental information, Climate at a Glance: Global Time Series, published May 2022, retrieved on May 29, 2022 from <https://www.ncdc.noaa.gov/cag/>
- O'Neil, J. R. (1986). Appendix; Terminology and standards. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16(1), 561-570.
- Oppenheimer, C. (2003). Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (Indonesia) 1815. *Progress in physical geography*, 27(2), 230-259.
- Ortiz, J. D., Mix, A. C., and Collier, R. W. (1995). Environmental control of living symbiotic and asymbiotic foraminifera of the California Current. *Paleoceanography*, 10(6), 987-1009.
- 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.
- Palacios, D. M., Bograd, S. J., Mendelssohn, R., and Schwing, F. B. (2004). Long-term and seasonal trends in stratification in the California Current, 1950-1993. *J. Geophys. Res.* 109, C10016.
- Pauly, D., y Christensen, V. (1995). Primary production required to sustain global fisheries. *Nature* 374, 255–257. doi: 10.1038/374255a0.

- Pearson, P. N. (2012). Oxygen isotopes in foraminifera: Overview and historical review. *The Paleontological Society Papers*, 18, 1-38.
- Philander, S.G. (1990). *El Niño, La Niña and Southern Oscillation*. International Geophysics Series. Vol. 46. Academic Press, Inc. Princeton University. New Jersey.
- Portela, E., Beier, E., Barton, E.D., Castro, R., Godínez, V., Palacios-Hernández, E., Fiedler, P.C., Sánchez-Velasco, L. and Trasviña, A. (2016). Water Masses and Circulation in the Tropical Pacific off Central Mexico and Surrounding Areas. *American Meteorological Society. Journal of Physical Oceanography*. Vol. 46, pp. 3069-3081.
- Ravelo, A. C., and Hillaire-Marcel, C. (2007). Chapter eighteen the use of oxygen and carbon isotopes of foraminifera in paleoceanography. *Developments in marine geology*, 1, 735-764.
- Ravelo, A.C., and Fairbanks, R.G. (1995). Carbon isotopic fractionation in multiple species of planktonic foraminifera from core-tops in the tropical Pacific. *Journal of Foraminiferal Research* 25 (1), 53-74.
- Ravelo, A.C., and Hillaire-Marcel, C. (2007). Chapter eighteen the use of oxygen and carbon isotopes of foraminifera in paleoceanography. *Developments in marine geology*, 1, 735-764.
- Rohling, E. J. (2013). Oxygen isotope composition of seawater. *The Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam: Elsevier, 2, 915-922.
- Rohling, E.J. and Cooke, S. (1999). Stable oxygen and carbon isotope ratios in foraminiferal carbonate. In: Sen Gupta BK (ed.) *Modern Foraminifera*, pp. 239–258. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic.
- Rye, D.M., and Sommer II, M.A. (1980). Chap. 5. In Rhoads, D. C., & Lutz, R. A. 1980. *Skeletal Growth of Aquatic Organisms: Biological Records of Environmental Change*. New York: Plenum Press.
- Rykaczewski, R. R., Dunne, J. P., Sydeman, W. J., García-Reyes, M., Black, B. A., & Bograd, S. J. (2015). Poleward displacement of coastal upwelling-favorable winds in the ocean's eastern boundary currents through the 21st century. *Geophysical Research Letters*, 42(15), 6424-6431.
- Sagawa, T., Yokoyama, Y., Ikehara, M., & Kuwae, M. (2012). Shoaling of the western equatorial Pacific thermocline during the last glacial maximum inferred from multispecies temperature reconstruction of planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 346, 120-129.
- Sánchez, A., B. E. López-Ortiz, S. Aguiñiga-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.

Sautter, L. R., and 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.

Schiebel, R. (2002), Planktonic foraminiferal sedimentation and the marine calcite budget, *Global Biogeochem. Cycles*, 16(4), 1065.

Schiebel, R., and Hemleben, C. (2005). Modern planktic foraminifera. *Paläontologische Zeitschrift*, 79(1), 135–148.

Schulz, M., & Mudelsee, M. (2002). REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, 28(3), 421-426.

Seager, R., Naik, N., & Vecchi, G. A. (2010). Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming. *Journal of climate*, 23(17), 4651-4668.

Servicio Geológico Mexicano, SGM (2022). Volcanes de México. Disponible en: <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Volcanes-de-Mexico.html>.

Shackleton, N.J. (1977). ^{13}C in *Uvigerina*: tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In: Anderson, N., Malahof, A. (Eds.), *Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans*. Plenum, New York, pp. 401-427.

Shackleton, N.J., and Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105- and 106-year scale. *Quaternary Research* 3, 39-55.

Schulz, M., & Mudelsee, M. (2002). REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, 28(3), 421-426.

Silverberg, N., Matínez, A., Aguiñaga, S., Carriquiry, J.D., Romero, N., Shumilin, E., y Cota, S. 2004. Contrasts in sedimentation flux below the southern California Current in late 1996 and during the El Niño event 1997-1998. *ELSEVIER. Estuarine, Coastal and Shelf Science* 59, 575-578.

Simpson, J. H., & Bowers, D. (1981). Models of stratification and frontal movement in shelf seas. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(7), 727-738.

Song, H., Miller, A.J., Cornuell, B.D., y Di Lorenzo, E. (2011). Changes in upwelling and its water sources in the California Current System driven by different wind forcing. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. Elsevier Ltd. Vol. 52, pp. 170-191.

- Soutar, A. 1971. Micropaleontology of anaerobic sediments and the California Current, in *The Micropaleontology of Oceans*, edited by B. M. Funnell and W. R. Ridell, pp. 223–230, Cambridge Univ. Press, New York.
- Soutar, A., & Isaacs, J.D. (1974). Abundance of pelagic fish during the 19th and 20th centuries as recorded in anaerobic sediment off the Californias. *Fish. Bull.*, 72, pp. 257–273.
- Spero, H.J., Bijma, J., Lea, D.W., and Bemis, B.E. (1997). Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. *Nature* 390, 497–500.
- Spindler, M., Hemleben, C. H., Salomons, J. B., and Smit, L. P. (1984). Feeding behavior of some planktonic foraminifers in laboratory cultures, *J. Foraminiferal Res.*, 14(4), 237–249.
- Steinhilber, F., Beer, J., & Fröhlich, C. (2009). Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 36(19).
- Steinke, S., Chiu, H.Y., Yu, P.S., Shen, C.C., Löwemark, L., Mii, H.S., and Chen, M.T. (2005). Mg/Ca ratios of two *Globigerinoides ruber*(white) morphotypes: Implications for reconstructing past tropical/subtropical surface water conditions. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, Q11005.
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., et al. (eds.). (2013). *IPCC AR5: Climate Change: The Physical Science Basis*. Cambridge; New York, NY: Cambridge University Press.
- Strahler, A. (2013). *Introducing Physical Geography*. WILEY. 6th Edition. PP. 661.
- Strub, P. T., and James, C. (2002). The 1997–1998 oceanic El Niño signal along the southeast and northeast Pacific boundaris—An altimetric view. *Prog. Oceanogr.*, 54, 439–458.
- 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.
- Talley, L.D. (1993). Distribution and formation of the North Pacific Intermediate Water. *J. Phys. Oceanogr.* 23: 517–537.
- Thunell, R. C., and Reynolds, L. A. (1984). Sedimentation of planktonic foraminifera; seasonal changes in species flux in the Panama Basin. *Micropaleontology*, 30(3), 243–262.
- Torrence, C., & Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society*, 79(1), 61–78.

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 ^{14}C and ^{210}Pb dating. *Quaternary Geochronology*, 101178.

Tsuchiya, M. (1981). The origin of the Pacific Equatorial 13°C Water. *Journal of Physical Oceanography* 11, 794–812.

van Geen, A., Y. Zheng, Bernhard, J. M., Cannariato, K. G., Carriquiry, J., Dean, W. E., Eakins, B. W., Ortiz, J. D., y Pike, J. 2003. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography*, 18(4), 1098, doi:10.1029/2003PA000911.

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.

Wang, L. (2000). Isotopic signals in two morphotypes of *Globigerinoides ruber* (white) from the South China Sea: Implications for monsoon climate change during the last glacial cycle. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 161, 381–394.

Wanner, Heinz, et al. "Structure and origin of Holocene cold events." *Quaternary Science Reviews* 30.21-22 (2011): 3109-3123.

Wentworth, C.K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30, 377 - 392.

Wise, E. K., & Dannenberg, M. P. (2014). Persistence of pressure patterns over North America and the North Pacific since AD 1500. *Nature communications*, 5(1), 1-6.

Wyrtki, K. (1966). Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean. *Oceanography and Marine Biology Annual Review* 4, 33–68.

Yan, H., Wei, W., Soon, W., An, Z., Zhou, W., Liu, Z., ... & Carter, R. M. (2015). Dynamics of the intertropical convergence zone over the western Pacific during the Little Ice Age. *Nature Geoscience*, 8(4), 315-320.

Zhan, R., Winn, K., & Sarnthein, M. (1986). Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicides wuellerstorfi*. *Paleoceanography*, 1, 27-42.

Zhao, M., Eglinton, G., Read, G., & Schimmelmann, A. (2000). An alkenone ($\text{U}_{37}\text{K}'$) quasi-annual sea surface temperature record (AD 1440 to 1940) using varved sediments from the Santa Barbara Basin. *Organic Geochemistry*, 31(9), 903-917.