



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



**PROCESOS OCEANOGRÁFICOS QUE MODIFICAN LOS  
FLUJOS DE CO<sub>2</sub> EN BAHÍA DE LOS ÁNGELES, BAJA  
CALIFORNIA.**

**TESIS**

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

**DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA**

**PRESENTA**

**LUZ MARÍA MARTÍNEZ FUENTES**

**ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO. noviembre, 2023**

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

**PROCESOS OCEANOGRÁFICOS QUE MODIFICAN LOS  
FLUJOS DE CO<sub>2</sub> EN BAHÍA DE LOS ÁNGELES, BAJA  
CALIFORNIA.**

**T E S I S**

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

**DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA**

**PRESENTA**

**Luz María Martínez Fuentes**

Aprobada por:



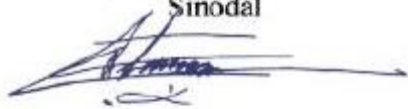
Dr. José Martín Hernández Ayón  
Co-director de tesis



Dr. Carlos Orión Norzagaray López  
Co-director de tesis



Dra. Ma. Elena Solana Arellano  
Sinodal



Dr. Eduardo Santamaría del Ángel  
Sinodal



Dra. Adriana González Silveira  
Sinodal



Dr. Alberto Zirino Weiss  
Sinodal

## RESUMEN

La zona costera es reconocida por ser una zona compleja y poco estudiada, no solo en el tema de la biogeoquímica de sus aguas, sino específicamente en el tema de la acidificación del océano (AO). La Bahía de los Ángeles (BLA) es una zona costera que se encuentra aledaña al Canal Ballenas, y en el canal, las aguas superficiales se caracterizan por contener condiciones termohalinas y biogeoquímicas que dependen de la proporción en que el Agua del Golfo de California (AGC) y el Agua Subsuperficial Subtropical (ASS) se encuentren presentes. Para evaluar la relevancia de las implicaciones biogeoquímicas a escala estacional de estas aguas superficiales que incursionan al interior de BLA en diferentes proporciones a lo largo del año, se cuantificó en 19 campañas discretas de monitoreo mensuales, que cubrieron 12 estaciones en BLA, desde junio de 2017 hasta octubre de 2019 la variabilidad estacional y espacial de temperatura, salinidad, carbono inorgánico disuelto (CID) y alcalinidad total (AT). Además, se obtuvieron perfiles verticales de CTD termohalinas, utilización aparente del oxígeno (UAO) y nitrato. Durante el invierno, la influencia de una mayor proporción de ASS, enriquece a la bahía con altas concentraciones de CID, nitrato, valores de UAO más positivos y con bajas temperaturas. El caso es contrario a lo que ocurre durante el verano, con la presencia del AGC. En el presente estudio se encontró que la dinámica del carbono inorgánico disuelto (CID), la utilización aparente del oxígeno (UAO), el nitrato y la temperatura en BLA responde acorde a la variación estacional de ambas masas de agua. Además, el análisis de zonificación dentro de BLA indicó que se forman consistentemente tres regiones oceanográficas a lo largo del año en la bahía y que se atribuyen a diferentes procesos oceanográficos y biogeoquímicos. A partir de la relación inversa entre la temperatura y el CID, se utilizó la temperatura como proxy para obtener CID calculado a partir de datos de temperatura superficial del mar derivados de sensores remotos. Posteriormente, se utilizó la temperatura satelital ( $SST_{sat}$ ) como proxy para estimar el  $\Omega_{ara}$ . Para esto, se utilizó el agua de mar de 6 estaciones entre junio de 2017 y octubre de 2019. A las muestras se les midió la salinidad, temperatura ( $Tem_{in situ}$ ), concentración de carbono y alcalinidad totales ( $\pm 3\mu\text{mol kg}^{-1}$ ) y se calculó el  $pH_{Tot}$  y  $\Omega_{ara}$ . Se observó una buena correspondencia entre datos de  $Tem_{in situ}$  y los datos de  $SST_{sat}$ , las relaciones empíricas de  $\Omega_{ara}$  vs  $Tem_{in situ}$  y  $\Omega_{ara}$  vs  $SST_{sat}$  para el cálculo de  $\Omega_{ara}$ . En este trabajo, se resalta la necesidad del uso de datos de satélite combinados con datos medidos *in situ* para obtener información más completa del área de estudio.

## DEDICATORIA

La realización de esta tesis no hubiera sido posible sin el apoyo de mis padres y mis hermanos, haciendo un esfuerzo anímico y económico para que nunca me faltara nada.

A mis papás María Lucero y Marco por su apoyo incondicional, por alentarme a seguir adelante, principalmente en los momentos en los que “ya no podía más”, por su amor, cariño y educación que me han dado a lo largo de mi vida. Gracias a ustedes he llegado hasta donde he querido. Los amo.

A mi hermano mayor y ahora Dr. En Física Marco Antonio Martínez Fuentes, gracias por darme las alas para volar y convencer a mis papás para poder estudiar lejos de CDMX. A mi gemelo Jorge Eduardo, tu fortaleza y tu alegría me inspiran a seguir adelante, gracias por ser un gran pilar para mí. Ustedes siempre me apoyan y me dan la fortaleza para seguir adelante.

A mi familia, en especial a todos mis primos, quienes me han enseñado que a pesar de cualquier obstáculo, la familia siempre está presente, sé que la pandemia nos dejó una gran pérdida, pero nos enseñó a ser más unidos, ésta va por ti tío Ramón, tu alegría y manera de ver la vida me inspiran siempre, gracias por ser un gran guía para mí, siempre atesoraré tus consejos. También va por ti Malena y por ti tía Angélica, las amo y se que me cuidan donde quiera que estén.

A mis mejores amigos y hermanos de CDMX. Lore, Muciño, Alan, Mayte, Gaby, Kalia, Barbie, El Marchante, Chebuz, Maye, Fernanda, Melissa. Gracias por su apoyo a distancia, y porque gracias a ustedes sé que los amigos son la familia que se escoge, los llevo siempre conmigo.

A mis caseros, Sandra e Iván, muchísimas gracias por su apoyo y ayuda, sin duda fueron y son una gran guía para mí y mi hija.

A Juan Manuel (Geo Neo), gracias por estar conmigo durante esta importante etapa de mi vida, sin tu apoyo en los momentos más oscuros no hubiera podido culminar esta etapa. Te amo.

A mi hija, mi hermosa Iyari Lucía (luz de mi corazón), mi amor, quiero demostrarte que sí se puede, TE AMO mi princesa guerrera, gracias por existir. A mis sobrinos Alexis y Oliver, los amo mis niños hermosos. Ustedes tres son mi motor.

A todas las personas que por alguna razón ya no se encuentran a mi lado, sé que me cuidan donde quiera que estén, gracias por mostrarme que la melodía de la vida posee ciertos bemoles, pero al escuchar la pieza completa es una canción única.

“Necesito creer que algo extraordinario es posible”  
John Nash

## **AGRADECIMIENTOS**

A CONACYT por el apoyo económico brindado para poder realizar esta tesis y mis estudios de maestría con el N° de becario: 360097.

A la Universidad Nacional Autónoma de Baja California, por la oportunidad de realizar mis estudios de doctorado y contribuir a mi formación personal y académica.

A la dra. Dra. Rosalía Ávalos y a la M. en C. Erika Santacruz López por la realización de los muestreos utilizados en el presente trabajo.

Agradezco a mi director Dr. Martin Hernández y a mi co-director Dr. Orión Norzagaray por su paciencia y apoyo en la culminación de esta etapa final de mi formación como estudiante. Por contribuir con mi desarrollo académico y por mostrarme que con el esfuerzo y dedicación puedo alcanzar mis metas. De manera personal les agradezco su apoyo, ya que, sin ustedes, no hubiera podido concluir de manera exitosa esta etapa de mi vida, desde el fondo de mi corazón, ¡¡¡Muchas Gracias!!!

A mis compañeros de laboratorio Gaby, Norma, Marianita y Alicia, gracias por su apoyo.

A mis amigos Berenice, Julio, Sandy, Jon y David, sus consejos, cafés y retroalimentación me ayudaron muchísimo.

A los miembros de mi comité de tesis (Dra. Adriana, Dra. Elena, Dr. Santamaría y Dr. Zirino) por su guía personal y académica, asesorías, comentarios, apoyo y paciencia para el desarrollo de esta tesis.

Al personal administrativo y docente de UABC unidad de Ensenada principalmente a Angélica y a la Dra. Natalie, por su paciencia y apoyo.

## I. ÍNDICE

<b>Página</b>	
Índice General.....	6
Lista de Tablas.....	7
Lista de Figuras.....	8
Índice de ecuaciones.....	12
INTRODUCCION.....	13
OBJETIVOS.....	20
• Objetivo general	
• Objetivos específicos	
CAPITULO I: Influence of the advection of water masses in the Ballenas Channel on the CO <sub>2</sub> system in Bahía de los Angeles (Mexico).....	21
CAPITULO II: Variabilidad del estado de saturación del agua con respecto a la aragonita en Bahía de Los Ángeles y potenciales variables proxy para su estimación.....	37
CONCLUSIONES GENERALES .....	82
LITERATURA GENERAL CITADA .....	83

## II. LISTA DE TABLAS

**Capítulo I. Table 1.** Promedio mensual ( $\pm$  desviación estándar) de la temperatura *in situ*, salinidad, carbono inorgánico disuelto (CID), y alcalinidad total (AT) en Bahía de los Ángeles desde junio de 2017 a octubre de 2019. El número de puntos de datos incluidos en el cálculo se indica entre paréntesis. Los meses de invierno están sombreados. En el caso de valores estacionales (\*), se presenta la mediana ( $\pm$  desviación absoluta de la mediana).

**Capítulo II. Tabla I.** Características del agua del Golfo de California (AGC) y agua subsuperficial (ASS) reportadas para el CB y áreas cercanas a BLA. Los índices indican la fuente: (1) [Torres-Delgado \*et al.\* \(2013\)](#), (2) [Hernández-Ayón \*et al.\* \(2013\)](#), (3) [Martínez-Fuentes \*et al.\* \(2022\)](#) y (4) [Delgadillo-Hinojosa \*et al.\* \(2006\)](#).

**Capítulo II. Tabla II.** Resultado del contraste estadístico entre estaciones usando la prueba de Mann-Whitney para variables discretas registradas en BLA. Se muestran el estadístico (U), tamaño de muestra (n), mediana  $\pm$  desviación absoluta de la mediana para ambas estaciones. Todos los contrastes fueron significativos ( $p < 0.0001$ ).

### III. LISTA DE FIGURAS

**Capítulo I. Figura 1.** Ubicación del área de estudio en la Región de las Grandes Islas del Golfo de California (A). Las estrellas rojas ubicadas dentro del Canal Ballenas (B) muestran los lugares donde se obtuvieron los datos de temperatura anual de [Martínez-Díaz-de León \*et al.\* \(2006\)](#) entre 2002 y 2003 (ver Fig. 11). Se muestrearon estaciones múltiples (los círculos verdes indican las ubicaciones y los números de las estaciones) en Bahía de los Ángeles (BLA; C) entre junio de 2017 y octubre de 2019. La batimetría 3D de BLA (D) muestra las isóbatas como líneas de contorno. (Para la interpretación de las referencias a color en la leyenda de esta figura, se remite al lector a la versión web de este artículo). Fuente: Modificado de [SEMAR \(2006\)](#).

**Capítulo I. Figura 2.** Perfiles verticales de temperatura (A), salinidad (B), utilización aparente de oxígeno (AOU; C) y nitrato (D) para junio, noviembre, abril y/o agosto en Bahía de los Ángeles (BLA). Los datos calibrados y sin filtrar se presentan con respecto a la profundidad. En (A) y (B), los perfiles que mostraron valores de salinidad y temperatura relativamente más altos en noviembre y junio se indican con flechas negras.

**Capítulo I. Figura 3.** Series temporales mensuales de temperatura (A), carbono inorgánico disuelto (DIC; B) y alcalinidad total (TA; C) registradas entre junio de 2017 y octubre de 2019 en un transecto fijo en Bahía de los Ángeles. Se muestran los datos observados (puntos grises), los datos promedio (círculos negros) y el error ( $\pm$  desviación estándar) por mes. Se incluyen datos de superficie y fondo.

**Capítulo I. Figura 4.** Diagrama de temperatura (T)-salinidad (S) de datos CTD para los meses de junio, noviembre, abril y agosto, que son representativos de las estaciones en Bahía de los Ángeles. Los límites potenciales de temperatura y salinidad (rectángulos punteados) de las masas de agua reportadas para la porción central del Golfo de California (GC): Agua del Golfo de California (AGC) y Agua subsuperficial subtropical (ASS; límites tomados de [Torres-Orozco, 1993](#)). Por el contrario, también se muestran los perfiles verticales de los datos (puntos grises) informados previamente para la Región de las Grandes Islas (RGI). Fuente: Modificado de [Hernández-Ayón \*et al.\* \(2013\)](#).

**Capítulo I. Figura 5.** Diagrama de dispersión de temperatura y carbono inorgánico disuelto (CID) de las muestras discretas tomadas de junio de 2017 a octubre de 2019. La escala de colores representa el mes de recolección. Se observó una buena correspondencia entre las variables durante todo el año, con valores altos (bajo) de CID asociados con baja (alto) temperatura durante el invierno (verano).

**Capítulo I. Figura 6.** Datos promedio ( $\pm$  desviación estándar) de temperatura (A), salinidad (B), carbono inorgánico disuelto (CID; C) y alcalinidad total (AT; D) para cada estación de muestreo desde junio de 2017 hasta octubre de 2019. Las líneas azul y roja corresponden a invierno (diciembre-mayo) y verano (julio-noviembre), respectivamente. (Para la interpretación de las referencias al color en la leyenda de esta figura, se remite al lector a la versión web de este artículo).

**Capítulo I. Figura 7.** Contornos de temperatura superficial y carbono inorgánico disuelto (DIC) para invierno (abril; panel izquierdo) y verano (agosto; panel derecho) en Bahía de los Ángeles. Los datos de temperatura muestran amplias diferencias estacionales entre el invierno (A) y el verano (B), aunque no un marcado gradiente espacial. En contraste, las concentraciones de DIC muestran un marcado gradiente horizontal en invierno (C) y verano (D), con estaciones (círculos negros) cercanas al Canal Ballenas (triángulo rojo) mostrando valores altos que decrecen hacia el interior de la bahía.

**Capítulo I. Figura 8.** Distribución de nitrato ( $\text{NO}_3$ ) y clorofila-a (CHLa) en Bahía de los Ángeles durante invierno (abril; panel izquierdo) y verano (agosto; panel derecho). Se muestra el gradiente espacial de nitrato en la superficie, que es evidente en invierno (A) y ausente en verano (B). Los perfiles verticales en invierno (C) muestran un marcado gradiente de concentraciones de nitratos más altas y homogéneas en las estaciones cercanas al CB (estaciones 1-2 y 10-12) en comparación con las del interior de la bahía, mientras que las de verano (D) muestran valores relativamente bajos en toda la columna de agua. La distribución vertical de CHLa indica que se presentaron concentraciones más bajas en verano (E) en comparación con las presentes en invierno (F) cuando se puede observar una buena correspondencia con respecto a la distribución vertical de nitrato en la columna de agua (en los primeros 10 m).

**Capítulo I. Figura 9.** Zonificación obtenida a partir del análisis de escalamiento espacial multidimensional (MDS) para invierno (A) y verano (B) en Bahía de los Ángeles. Las variables de respuesta fueron temperatura y carbono inorgánico disuelto (CID). El mapa muestra las áreas de zonificación propuestas (colores) y los puntos numerados (●) indican las estaciones de muestreo. Nótese el cambio de las estaciones 3 y 6 entre zonas durante el verano. (Para la interpretación de las referencias al color en la leyenda de esta figura, se remite al lector a la versión web de este artículo).

**Capítulo I. Figura 10.** Diagramas de carbono inorgánico disuelto (CID)-alcalinidad total (AT) para invierno (A) y verano (B) en Bahía de los Ángeles. Las muestras discretas (círculos) se identificaron con respecto a las áreas correspondientes (colores). Se muestra el valor DIC nominal reportado para el Agua Subsuperficial Subtropical (ASS) (línea naranja continua; [Hernández-Ayón et al., 2013](#); [Trucco et al., 2019](#)). Nótese el desplazamiento de los valores CID promedio (línea gris) hacia valores más bajos en verano. Como referencia se incluyen las tendencias en los procesos que modifican la CID-AT (línea negra discontinua), en concreto respiración-fotosíntesis y calcificación-disolución de carbonatos. (Para la interpretación de las referencias al color en la leyenda de esta figura, se remite al lector a la versión web de este artículo).

**Capítulo I. Figura 11.** Ciclo anual de temperatura para varios sitios costeros del Canal de Ballenas. El promedio mensual de datos históricos de temperatura de seis bahías adyacentes se contrasta con el de BLA (líneas discontinuas; modificado de [Martínez-Díaz-de León et al. \(2006\)](#); ver ubicación en la Fig. 1b) y los datos discretos de superficie y fondo obtenido de este estudio (línea negra sólida).

**Capítulo I. Figura 12.** Ciclo anual de temperatura para varios sitios costeros del Canal de Ballenas. El promedio mensual de los datos históricos de temperatura de seis bahías

adyacentes se contrasta con el de BLA (línea discontinua). En A, se muestra una serie temporal de temperatura ( $Temperatura_{sat}$ ; línea negra; consulte SM5a) y la temperatura promedio *in situ* (círculos azules). En B, se muestra una serie temporal de datos diarios de datos CID observados (círculos azules) y calculados (línea negra; ver SM5b); modificado de [Martínez-Díaz-de León et al. \(2006\)](#); ver ubicación en la Fig. 1b) y los datos discretos de superficie y de fondo obtenidos de este estudio (línea negra sólida). Para A y B, el diámetro de los círculos es la desviación estándar de los datos *in situ*. En C, una serie temporal de anomalías del CID calculado para el período 2005 a 2021 ( $CID_{calc\ anom}$ ; línea gris) y un promedio móvil de tres meses de  $CID_{calc\ anom}$  (línea azul) muestran una buena correspondencia con el índice oceánico de Niño (ONI; líneas naranjas; ver SM5) Las etiquetas indican los eventos ENSO de El Niño (EN) y La Niña (LN). (Para la interpretación de las referencias al color en la leyenda de esta figura, se remite al lector a la versión web de este artículo).

**Capítulo II. Figura 1.** Área de estudio ubicada en la Región de las Grandes Islas (RGI) del Golfo de California (a). Localización de BLA y el Canal de Ballenas (b) indicando los lugares en dónde se obtuvieron los datos de temperatura anual. Los triángulos muestran la ubicación del pixel de los datos de temperatura Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR) para BLA, CB y la región de las grandes Islas (RGI). En C, los círculos negros indican las ubicaciones y los números de las estaciones de muestreo en Bahía de los Ángeles (BLA) entre junio de 2017 y octubre de 2019, mientras que la estrella negra representa la ubicación de la instalación de un sensor SeapHOx.

**Capítulo II. Figura 2.** Datos de  $SST_{sat\ diarios}$  versus temperatura medida *in situ* ( $^{\circ}C$ ; datos superficiales). La escala de color indica el mes. La línea gris punteada indica el modelo lineal propuesto. En A se observan los datos correspondientes a las estaciones 1 a la 6, mientras que en B se muestran los datos correspondientes a las estaciones 4 a la 6.

**Capítulo II. Figura 3.** Regresión lineal entre la  $Tem_{in\ situ}$  vs  $SST_{sat\ cor}$  ( $n=57$ ). Se observa que la sobreestimación detectada en los datos de satélite fue reducida (de  $\sim 2$  a  $\sim 1$   $^{\circ}C$ ) y los datos tienen una mejor correspondencia, mostrando una pendiente cercana a la unidad.

**Capítulo II. Figura 4.** Se muestran la regresión lineal simple entre  $Tem_{in\ situ}$  vs  $\Omega_{ara\ obs}$  (A; 70% de los datos *in situ* usados para la calibración del modelo) usados para generar la ecuación 5, así como la relación entre el  $\Omega_{ara\ obs}$  vs  $\Omega_{ara\ calc}$  (B; 30% de los datos *in situ* usados para la validación y cálculo del error).

**Capítulo II. Figura 5.** Series de tiempo de datos discretos colectados en el periodo de 2017 a 2019 en BLA. Se observa estacionalidad en la (a) temperatura, (b) CID y (c)  $\Omega_{ara\ obs}$ , pero no en el  $pH_{Tot}$ . Los datos observados para las tres estaciones de estudio se muestran en gris, mientras que su valor central (mediana) y dispersión (desviación absoluta de la mediana) en color negro.

**Capítulo II. Figura 6.** Serie de tiempo de 20 años de la  $SST_{sat\ cor}$  (A) y del  $\Omega_{ara\ calc}$  (B) para las diferentes estaciones de muestreo en BLA. Con respecto al estado de saturación, las estaciones presentaron el mismo comportamiento estacional, así como una amplitud similar.

**Capítulo II. Figura 7.** Serie de tiempo de la estación 6 en donde se muestra el ajuste armónico (línea roja) a lo largo de los 20 años de datos diarios (línea azul) de la  $SST_{sat\ cor}$  (A) y del  $\Omega_{ara\ calc}$  (B). La línea verde representa media de la serie de tiempo de 20 años de  $SST_{sat\ cor}$  y de  $\Omega_{ara\ calc}$  (A y B respectivamente).

**Capítulo II. Figura 8.** Serie de tiempo de la SST derivada de sensores remotos (MUR; A) para el año 2018. Los datos mostrados corresponden a: (1) pixel tomado de BLA (línea roja; ver Fig. 1b), (2) pixel tomado de la región de las grandes Islas (RGI; línea azul; ver Fig. 1b), (3) pixel tomado del Canal de Ballenas (CB; línea negra; ver Fig. 1b), y (4) la serie de tiempo de satélite utilizada en el presente estudio. En B se muestra el  $\Omega_{ara\ calc}$  con los datos de SST en A.

**Capítulo II. Figura 9.** Resultados del experimento con un sensor SeapHOx en BLA durante tres días en noviembre de 2022. Se aprecia que las series de tiempo del  $\Omega_{ara}$  (puntos rellenos) presenta una buena correspondencia con la temperatura (escala de color) y muestra valores similares durante las horas iluminadas del día (rectángulos rojos).

### III. ÍNDICE DE ECUACIONES

$\Omega_{ara} = [Ca^{2+}] [CO_3^{2-}]/Kps$ .....	13
$\Omega_{ara} = [Ca^{2+}] [CO_3^{2-}]/Kps$ .....	37
$MAE = \frac{\Sigma \Omega_{araobs}-\Omega_{aracalc} }{n}$ .....	48
$RMSD = \sqrt{\frac{\Sigma(\Omega_{araobs}-\Omega_{aracalc})^2}{n}}$ .....	48
$BIAS = promedio (\Omega_{araobs} - \Omega_{aracalc})$ .....	48
$Z_i = \frac{(X_i - \bar{X})}{SDx}$ .....	49
$Z_i = \frac{SST_{sat} - \bar{X}}{SD_{in situ}}$ .....	49
$SST_{sat\ cor} = (Z_i * SD_{in situ}) + \bar{X}$ .....	49
$\Omega_{ara\ calc} = 0.119 * SST_{sat\ cor}$ .....	50

## 1. INTRODUCCIÓN

El Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC, 2013) define cambio climático como “la variación del estado del clima identificable (por ejemplo, mediante pruebas estadísticas) en las variaciones del valor medio y/o en la variabilidad de sus propiedades, que persiste durante largos períodos de tiempo, generalmente decenios o períodos más largos. El cambio climático puede deberse a procesos internos naturales o a forzamientos externos tales como modulaciones de los ciclos solares, erupciones volcánicas o cambios antropógenos persistentes de la composición de la atmósfera o del uso del suelo”. Desde la revolución industrial, las emisiones de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) por causas antropogénicas no han parado de incrementar (Planelles, 2017), aumentando la concentración del CO<sub>2</sub> en la atmósfera a más del 40% (Zeebe, 2012). Actualmente (mayo de 2023), la concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico (fracción molar del CO<sub>2</sub>) es 423.28 ppm (Global monitoring laboratory, 2022).

El CO<sub>2</sub> constituye el ~0.038% del total de gases en la atmósfera, del cual el 20% es absorbido por la biósfera terrestre y el 30% por el océano (Sabine *et al.* 2004). Estimaciones a escala global reportan que la captación neta global de CO<sub>2</sub> por el océano es de 1.5-2 Pg C año<sup>-1</sup> (Takahashi *et al.*, 2009; Wanninkhof *et al.*, 2013). En las zonas costeras, que ocupan un 10% del área total del océano y pueden alcanzar profundidades hasta de 200 m (incluyendo bahías, estuarios y lagunas costeras), se estima que absorben 0.36 Gt C año<sup>-1</sup> (Chen, 2003; Álvarez-Borrego, 2007).

Una repercusión directa del aumento del CO<sub>2</sub> atmosférico por causas antropogénicas y su consecuente absorción por el océano, conduce a la reducción del pH (~0.1 unidades; Sabine *et al.*, 2004; Sabine y Feely, 2007). Esta reducción en el pH genera un aumento de iones

bicarbonato y la reducción de iones carbonato. Este proceso es llamado acidificación del océano (AO) y apunta a que se generarán alteraciones en el equilibrio de muchos procesos biogeoquímicos como: la disminución del carbonato y por tanto la disminución de los estados de saturación de aragonita y calcita del agua de mar, entre otros (Doney *et al.*, 2009; Feely *et al.*, 2012).

El proceso de la AO ocurre cuando el CO<sub>2</sub> de origen antropogénico liberado a la atmósfera es posteriormente absorbido por el océano, el cual, al mezclarse con el agua de mar, forma ácido carbónico (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>), el cual se disocia en iones bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>), libera protones (H<sup>+</sup>) y provoca que haya una disminución de iones carbonato (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>). El aumento de iones hidrógeno trae consigo por tanto la disminución del pH y la disminución del estado de saturación de minerales carbonatados como el aragonita ( $\Omega_{\text{ara}}$ ) y calcita ( $\Omega_{\text{cal}}$ ) (Caldeira y Wicket, 2003; Feely *et al.*, 2004). La saturación de  $\Omega$  aragonita y de calcita están en función de la concentración de CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> disponible (Zeebe, 2012), ya que es producto de las concentraciones del ion calcio (Ca<sup>2+</sup>) y del ion carbonato (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) dividido entre la constante del producto de solubilidad (Kps), ya sea para aragonita o calcita (Feely *et al.*, 1988):

$$\Omega_{\text{ara}} = [\text{Ca}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}] / \text{Kps} \quad (\text{Ec. 1})$$

Donde valores de  $\Omega_{\text{ara}} < 1$  presentan una condición de subsaturación, mientras que valores de  $\Omega_{\text{ara}} > 1$  indican saturación y estas son condiciones que favorecen a que ocurran los procesos de precipitación de carbonato de calcio (Fabry *et al.*, 2008). Se ha reportado que producto de la absorción continua de CO<sub>2</sub> de origen antropogénico, la profundidad de subsaturación de carbonato en los océanos del mundo se está haciendo más somera, como consecuencia de la disminución de pH (Feely *et al.*, 2012).

La acidificación del océano es considerada una amenaza para organismos calcificadores como los arrecifes de coral (IPCC, 2013), ya que la reducción en la disponibilidad del ion carbonato en el agua de mar provoca un gran impacto biológico en organismos sensibles a los cambios de su entorno, para el caso de los corales, afecta su tasa de calcificación (Tambutté *et al.*, 2015), la formación de sus exoesqueletos y la resistencia de estos ante la AO (Allemand *et al.*, 2011), procesos biológicos que se verían comprometidos bajo condiciones de bajo pH y/o  $\Omega_{\text{ara}}$  (Mollica *et al.*, 2018). Los cambios de la temperatura y de la salinidad, causados por las variaciones locales, modifican la solubilidad de iones de carbonato y tiene efectos en los cálculos cuando se requiere el uso de las constantes de equilibrio (Ec. 1; Zeebe, 2012).

Un ejemplo de esto, es el Golfo de California, considerada como un área con condiciones ambientales marginales para el desarrollo de organismos calcificadores como los corales, debido a la amplitud térmica estacional (Kleypas *et al.* 1999b), ya que posee un pH naturalmente bajo (7.9 a 8.1), menor  $\Omega_{\text{ara}}$  (< 3 unidades) y mayor  $p\text{CO}_2$  (> 550  $\mu\text{atm}$  en la RGI; Zirino *et al.*, 1997) con respecto a otras regiones con arrecifes coralinos bien desarrollados, como el Caribe (Manzello *et al.*, 2008). A pesar de esto, se ha descrito la presencia de colonias de especies de corales como *Porites panamensis* en el Golfo de California (Kleypas *et al.* 1999b). Se ha estudiado el efecto de condiciones de AO para especies de coral del género *Porites*, reportando que afecta negativamente su densidad esquelética, pero no su crecimiento (Tambutté *et al.*, 2015).

Aunado a esto, en la región de las grandes islas (RGI) ubicada en el Golfo de California (GC), es un área que ha sido reportada como una fuente casi permanente de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera

a lo largo del año (Hidalgo-González *et al.*, 1997; Rodríguez-Ibañez *et al.*, 2013). En esta región se encuentran los canales de Ballenas (CB) y Salsipuedes, particularmente con altas concentraciones de nutrientes (Millán-Núñez y Yentsch, 2000; Torres-Delgado *et al.*, 2013). Esta condición responde a la dinámica oceanográfica de la zona la cual es controlada por mareas, y condiciones de viento durante el invierno, los cuales promueven a la mezcla vertical y al éxito de la fertilización de la región (Millán-Núñez y Yentsch, 2000; Segovia-Zavala *et al.*, 2011; Hernández-Ayón *et al.*, 2013).

La RGI y el CB responden a una marcada estacionalidad, con cambios en la biogeoquímica, que, debido a presencia de masas de agua va a variar estacionalmente la temperatura, la salinidad (Martínez-Fuentes *et al.*, 2022). Durante invierno, el Agua Subsuperficial Subtropical (ASS) es la principal fuente de carbono inorgánico disuelto (CID) hacia la capa superficial, esta se caracteriza por tener salinidad baja (34.4-35), baja temperatura (9-14 °C; Hernández-Ayón *et al.*, 2013), altas concentraciones de nitrato ( $18.2 \pm 1.1 \mu\text{M}$  de  $\text{NO}_3$ ; Torres-Delgado *et al.*, 2013) y de CID ( $\sim 2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ; Hernández-Ayón *et al.*, 2013), bajo pH ( $\sim 7.7$ ) y bajo  $\Omega_{\text{ara}}$  (Hernández-Ayón *et al.*, 2013). Mientras que, durante el verano, domina la presencia del Agua del Golfo de California (AGC) en los primeros 200 m de la columna de agua, caracterizada por una mayor salinidad ( $\geq 35.0$ ) y temperatura ( $>12.0$  °C) (Hidalgo-González y Álvarez-Borrego, 2004; Delgadillo-Hinojosa *et al.*, 2006) con una baja concentración de CID (valores de  $\sim 2080 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) y valores relativamente altos de  $\Omega_{\text{ara}}$  con respecto al invierno (Hernández-Ayón *et al.*, 2007; Hernández-Ayón *et al.*, 2013; Martínez-Fuentes *et al.*, 2022).

Una de las zonas en las que se ha ubicado a *Porites panamensis* es BLA (Cabral-Tena *et al.*, 2013), aledaña al CB. Debido a esto, la proporción de ambas masas de agua modulan las condiciones de concentraciones de las variables biogeoquímicas en Bahía de los Ángeles (BLA) (Martínez-Fuentes *et al.*, 2022). Durante invierno se enriquece de nutrientes y CID, con altas concentraciones principalmente debido a los patrones de circulación locales, y lo opuesto ocurre en verano (Martínez-Fuentes *et al.*, 2022). A pesar de que esta región ha sido descrita con condiciones extremas con respecto a temperatura y variables del carbono (Martínez-Fuentes *et al.*, 2022; Alvarado *et al.*, 2022). La especie *P. panamensis* tiene una elevada tolerancia a una amplia gama de ambientes y condiciones ambientales (Halfar *et al.*, 2005; Cabral-Tena *et al.*, 2013; Norzagaray *et al.*, 2014) en comparación a otras especies de corales hermatípicos. Sin embargo, poco se ha descrito sobre la variabilidad del  $\Omega_{\text{ara}}$  anual, bajo la cual esta especie de *P. panamensis* se desarrolla en este sitio.

En la zona costera es difícil de predecir cómo la AO afecta a organismos de importancia ecológica y económica, ya que la química del carbonato puede ser muy variable espacial y temporalmente, y las condiciones a las que los organismos están expuestos son difíciles de medir (Waldbusser y Salisbury, 2014). Aunado a esto, el suministro de aguas ricas en carbono en las regiones costeras y la producción de carbonato afectan la química del carbonato local y, por lo tanto, afectan la distribución de  $\Omega_{\text{ara}}$  (Gledhill *et al.*, 2009).

La mejor manera de obtener datos de calidad para el entendimiento de la AO es por medio de la toma de mediciones directas de la química del océano (Gledhill *et al.*, 2009), aunque, estas mediciones están limitadas en espacio y tiempo. En la actualidad, las observaciones satelitales a menudo proporcionan la única herramienta disponible para evaluar procesos

biogeoquímicos (Munro *et al.*, 2015). Esta herramienta permite hacer observaciones sinópticas de una gama de parámetros y de características físicas y ópticas que dan la posibilidad de utilizarlas para estimar las variables del sistema del CO<sub>2</sub> y evaluar los cambios en la en la superficie del océano (p. ej., estado de saturación del aragonita; Gledhill *et al.*, 2009). Sin embargo, estas observaciones deben evaluarse cuidadosamente con mediciones *in situ* (Munro *et al.*, 2015), ya que una prioridad científica para la observación del océano, es buscar la mejor combinación de herramientas (observaciones satelitales, mediciones *in situ* y modelos numéricos) para optimizar el contenido de información mediante la promoción de la investigación interdisciplinaria y multisensor (Donlon *et al.*, 2002).

Para alcanzar esta visión sinóptica a partir de datos de satélite y estimar las variables del sistema del CO<sub>2</sub>, se ha utilizado la temperatura satelital (SST, por sus siglas en inglés) como proxy, aunque, enfocados principalmente a la zona oceánica, por ejemplo, Gledhill *et al.* (2009) exploraron la estimación de series de tiempo de diferentes parámetros del sistema del CO<sub>2</sub> ( $\Omega_{\text{ara}}$ , pCO<sub>2 sw</sub>) en la Región del Gran Caribe, combinando observaciones satelitales de temperatura y mediciones *in situ*. En el Golfo de California, Zirino *et al.* (1997), utilizaron datos de temperatura satelital y datos de campo de pH, temperatura y salinidad como herramienta para calcular la pCO<sub>2</sub>. En la Región de las Grandes Islas (RGI), Hernández Ayón *et al.* (2013), realizaron estimaciones del CID, utilizando la relación CID-temperatura, mencionando, además, la posibilidad de calcular otras variables del sistema de carbono como el  $\Omega_{\text{ara}}$  superficial. Recientemente, Martínez-Fuentes *et al.* (2022) utilizaron también la relación CID-temperatura, para calcular una serie de tiempo de 20 años de CID en el interior de BLA a partir del uso de imágenes multisensor. A pesar de que esta información permite tener una mejor aproximación para modelar los cambios en la distribución de la química del

carbonato, utilizando observaciones *in situ* y datos de temperatura derivada de sensores remotos como proxy, no existen trabajos que relacionen el  $\Omega_{\text{ara}}$  para el Golfo de California ni para el CB ni para BLA.

## OBJETIVOS

### Objetivo General:

Cuantificar la variabilidad espacial y temporal del sistema del CO<sub>2</sub> para la región de Bahía de los Ángeles.

De este objetivo se desglosan a continuación dos objetivos particulares, el primer objetivo será evaluado en el capítulo I, mientras que el segundo objetivo será evaluado en el capítulo II, respectivamente:

1. Identificar los procesos que controlan la variabilidad del sistema de CO<sub>2</sub> bajo la influencia estacional del CB dentro de Bahía de Los Ángeles.
  - a) Proponer mecanismos que expliquen los gradientes espaciales y estacionales presentes dentro de la bahía.
  - b) Estudiar las implicaciones biogeoquímicas de estos gradientes en el sistema de dióxido de carbono.
  - c) Estimar mediciones de CID usando una relación empírica entre CID y temperatura.
2. Evaluar el uso de la temperatura superficial del mar como proxy para estimar el  $\Omega_{\text{ara}}$ , como una herramienta para el monitoreo de la zona costera de BLA.
  - a) Comparar las distintas bases de datos de temperatura satelital (multisensores) utilizadas en esta tesis para el cálculo de  $\Omega_{\text{ara}}$ .

---

## CAPITULO I.

### **Influence of the advection of water masses in the Ballenas Channel on the CO<sub>2</sub> system in Bahía de los Angeles (Mexico).**

---

**Trabajo publicado en la revista *Regional Studies in Marine Science*:** L.M. Martínez-Fuentes et al. (2022). Influence of the advection of water masses in the Ballenas Channel on the CO<sub>2</sub> system in Bahía de los Angeles (Mexico). <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2022.102505>

#### **RESUMEN**

Las aguas superficiales del Canal Ballenas (CB) se caracterizan por condiciones termohalinas y biogeoquímicas que dependen de las masas de agua presentes. Dado que estas aguas superficiales se transportan a Bahía de los Ángeles (BLA), en el presente trabajo se evaluó su tiempo, intensidad e implicaciones biogeoquímicas a escala estacional. Para este propósito, la variabilidad estacional y espacial de temperatura, salinidad, carbono inorgánico disuelto (CID) y alcalinidad total (AT), se cuantificaron en 19 campañas discretas de monitoreo mensuales que cubrieron 12 estaciones en BLA, desde junio de 2017 hasta octubre de 2019. Además, se obtuvieron perfiles verticales de CTD termohalinas, utilización aparente del oxígeno (UAO) y nitrato, con el fin de identificar las masas de agua presentes y determinar cómo cambian según la temporada. Se encontró que la dinámica de CID, UAO, nitrato y temperatura en BLA responden a la presencia de Agua Subtropical Subsuperficial (ASS), evidente por el enriquecimiento de la bahía con altas concentraciones de CID y nitrato durante el invierno, pero durante el verano ocurre lo contrario, con la presencia del Agua del Golfo de California (AGC). Además, el análisis de zonificación dentro de BLA indicó tres regiones consistentemente encontradas a lo largo del año, atribuidas a diferentes procesos físicos y biogeoquímicos. Finalmente, una serie de tiempo de 20 años de CID calculado (CID<sub>calc</sub>) para un área cercana a BLA indicó que, durante los períodos de verano bajo la influencia de eventos La Niña, el DIC<sub>calc</sub> frente a BLA fue 10-12  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  más alto que durante los eventos de El Niño. Estos altos valores de CID, probablemente promovidos por un mayor volumen de ASS en el CB, acompañada por una alta concentración de nutrientes, sugiriendo que la variabilidad interanual interactúa con los procesos biológicos dentro de BLA y otras bahías adyacentes a esta región.



# Influence of the advection of water masses in the Ballenas Channel on the CO<sub>2</sub> system in Bahía de los Angeles (Mexico)



L.M. Martínez-Fuentes<sup>a</sup>, C.O. Norzagaray-López<sup>a</sup>, J.M. Hernández-Ayón<sup>a,\*</sup>,  
M.E. Solana-Arellano<sup>b</sup>, A.G. Uribe-López<sup>a</sup>, J.A. Valdivieso-Ojeda<sup>a</sup>, V. Camacho-Ibar<sup>a</sup>,  
A. Mejía-Trejo<sup>a</sup>, F. Delgadillo-Hinojosa<sup>a</sup>, R.A. Cabral-Tena<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Instituto de investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Carr. Transpeninsular 3917, Ensenada, B.C., 22860, Mexico

<sup>b</sup> Ecología Marina, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Carretera Ensenada - Tijuana No. 3918, Zona Playitas, Ensenada, B.C., 22860, Mexico

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received 26 October 2021

Received in revised form 20 May 2022

Accepted 20 June 2022

Available online 28 June 2022

### Keywords:

Seasonal variability

CO<sub>2</sub> system

Inorganic carbon biogeochemistry

Gulf of California

Bahía de los Angeles

## ABSTRACT

The surface waters of the Ballenas Channel (BC) are characterized by thermohaline and biogeochemical conditions that depend on the water masses present. Since these surface waters are transported into Bahía de los Angeles (BLA), it is relevant to assess their timing, intensity and biogeochemical implications on a seasonal scale. For this purpose, the seasonal and spatial variability of temperature, salinity, dissolved inorganic carbon (DIC) and total alkalinity (TA), were quantified over 19 discrete monthly monitoring campaigns that covered 12 stations in BLA from June 2017 to October 2019. In addition, vertical CTD profiles of thermohaline, apparent oxygen utilization (AOU), and nitrate were obtained for the purposes of identifying the water masses present and determining how they change by season. It was found that the dynamics of DIC, AOU, nitrate, and temperature in BLA respond to the presence of Subtropical Subsurface Water (SSW), evident by the enrichment of the bay with high DIC and nitrate concentrations during winter, but during summer occurs the opposite, with the presence of the Gulf of California Water (GCW). In addition, zonation analysis within BLA indicated three regions consistently found along the year, attributed to different physical and biogeochemical processes. Finally, we also interpreted the data in the context of the interannual variability due to ENSO events by using a relationship between observed temperature–DIC data. A 20-year calculated DIC (DIC<sub>calc</sub>) time series for an area near BLA indicated that during summer periods under the influence of La Niña events, the DIC<sub>calc</sub> in front to BLA could be 10–12 μmol kg<sup>-1</sup> higher than El Niño events. These high DIC values, likely promoted by an increased volume of SSW in the BC, is accompanied by a higher nutrients concentration, suggesting that the interannual variability must interact with biological processes within BLA and other adjacent embayment's in this region.

© 2022 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

Certain marine regions of the world present particular oceanographic dynamics that influence the variability of the CO<sub>2</sub> system (Trucco et al., 2019; Cai et al., 2020). For example, on an annual scale, the Midriff Island Region (MIR) of the Gulf of California (GC) has been reported to be a semi-permanent source of CO<sub>2</sub> gas to

the atmosphere (Fig. 1; Hidalgo-González et al., 1997; Rodríguez-Ibáñez et al., 2013). Within the MIR, the Ballenas Channel (BC) and Salsipuedes Channel have been identified as areas that are rich in nutrients (Torres-Delgado et al., 2013), dissolved inorganic carbon (DIC; Hernández-Ayón et al., 2013) and trace elements (Delgadillo-Hinojosa et al., 2006), conditions that favor high phytoplankton biomass (Millán-Núñez and Yentsch, 2000), and this biological response occurs on a regional scale (Santamaría-del Ángel et al., 1994).

The uniqueness of the MIR is the result of nutrient contributions due to vertical mixing processes, which are the result of a combination of tidal dynamics (Simpson et al., 1994; Hidalgo-González et al., 1997; Martínez-Díaz-de León et al., 2006; Hernández-Ayón et al., 2013), winds (Ripa, 1997; Marinone, 2003), and the interactions between deep currents and the bathymetry

**Abbreviations:** apparent oxygen utilization, AOU; Ballenas Channel, BC; Bahía de los Angeles, BLA; chlorophyll-a, CHL<sub>a</sub>; dissolved oxygen, DO; dissolved nitrate, NO<sub>3</sub>; dissolved inorganic carbon, DIC; Gulf of California, GC; Gulf of California Water, GCW; Midriff Island Region, MIR; multidimensional scaling, MDS; nitrate profiles from CTD<sub>SBE</sub> optical sensor, NO<sub>3</sub>-suna; nitrate + nitrite, NO<sub>3</sub>-disk; Subtropical Subsurface Water, SSW; total alkalinity, TA; Calculate DIC, DIC<sub>calc</sub>; Satellite Temperature, Temperature<sub>sat</sub>

\* Corresponding author.

E-mail address: [jmartin@uabc.edu.mx](mailto:jmartin@uabc.edu.mx) (J.M. Hernández-Ayón).

<https://doi.org/10.1016/j.rsma.2022.102505>

2352-4855/© 2022 Elsevier B.V. All rights reserved.

of the region (López et al., 2008; Navarro et al., 2016). Additionally, the MIR shows marked seasonality given that northwesterly winds generate upwelling along the eastern coast of the Baja California peninsula during winter and spring (November to May), whereas southeasterly winds generate upwelling during summer (July to October), although this is less intense along the eastern coast of the Baja California peninsula (Roden, 1964).

The aforementioned physical mechanisms promote the vertical mixing of the two surface water masses that are found within the BC region: (1) Gulf of California water (GCW) and (2) Subtropical Subsurface Water (SSW). The proportions of these water masses in the GC vary seasonally (Delgadillo-Hinojosa et al., 2006), and vertical mixing has been reported to result in SSW contributing biogeochemical properties to surface waters. For example, Hernández-Ayón et al. (2013) investigated DIC dynamics in the MIR between 2002 and 2004 and reported that SSW is the main source of DIC in the surface layer. In addition, SSW is characterized by a salinity within the range of 34.4–35, low temperature (9–14 °C), low pH (~7.5–7.6, on the total proton scale, in situ; Trucco et al., 2019), high nitrate ( $\text{NO}_3 \approx 18.2 \pm 1.1 \mu\text{M}$ ; Torres-Delgado et al., 2013), high DIC (~2300  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ; Hernández-Ayón et al., 2013; Trucco et al., 2019), and low oxygen (~5  $\pm 10 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ; Hernández-Ayón et al., 2007b) values. During winter, the upper limit of SSW lies between 50–75 m depth. During summer, a different scenario is present in which GCW is located in the first 200 m of the water column and is characterized by higher salinity ( $\geq 35.0$ ), higher temperature ( $> 12.0$  °C), and lower levels of DIC compared to those of SSW (~2080  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ; Hidalgo-González and Álvarez-Borrego, 2004; Delgadillo-Hinojosa et al., 2006; Hernández-Ayón et al., 2007c, 2013). The apparent contrast between the winter and summer scenarios is due to the dominance of GCW. In the surface layer, this dominance limits the vertical transport of SSW and consequently restricts the contributions of waters rich in both DIC (Hernández-Ayón et al., 2013) and nutrients (Torres-Delgado et al., 2013) in the upper portion of the water column in the BC.

Bahía de los Ángeles (BLA) is a highly productive bay within the BC system (Fig. 1). Previous studies have reported that diurnal variability in primary productivity in the bay is controlled by local physical processes (i.e., tides and circulation), which promote the exchange of water properties with the BC (Canino-Herrera et al., 1990; Muñoz Barbosa et al., 1991; Delgadillo-Hinojosa et al., 1997). Nonetheless, little information is available on the processes that control the observed seasonal-scale variability in biological production. In BLA, marked seasonality in the biomass of different biological groups has been reported. For example, a notable increase in the biomass of some macroalgae species has been observed during winter (Pacheco-Ruíz et al., 1992), while during winter–spring, an increase in zooplankton abundance has been reported, with this being dominated by copepods (Lavaniegos et al., 2012). In addition, a large number of species of marine vertebrates are seasonally present within the bay. For example, a high diversity of marine mammals (e.g., cetaceans, fin whales, and zifids; Ladrón-de Guevara et al., 2015), the highest whale shark aggregation (Nelson and Eckert, 2007), and the presence of several sea turtle species (Seminoff and Jones, 2006) can be found in BLA, making this bay an important refuge and forging area for many organisms (Heckel et al., 2007; Pacheco Ruíz et al., 2007).

Despite the ecological importance of BLA, the seasonal dynamics of the carbonate or nutrient system within the bay and the exchange of associated water properties with the BC are not yet well understood. The available information is focused on descriptions of the seasonal dynamics of nutrients or the  $\text{CO}_2$  system in certain oceanic areas of the BC or GC (Zirino et al., 1997; Hidalgo-González et al., 1997; Hernández-Ayón et al., 2007b, 2013; Torres-Delgado et al., 2013). Considering that BC

surface waters show different thermohaline and biogeochemical conditions throughout the year, which depend on the water masses present, and that this water is transported to the interior of BLA, it is important to evaluate the seasonal influence of this exchange of water and properties on the spatio-temporal dynamics of the  $\text{CO}_2$  system within the bay. This information will elevate our understanding of the seasonal controls of primary productivity and their associated trophic networks within BLA. Thus, the objective of this study is to identify the processes that control the variability of the  $\text{CO}_2$  system in BLA by (1) confirming the seasonal influence of BC within the bay, (2) suggesting mechanisms that explain the spatial gradients present within the bay, (3) discussing the biogeochemical implications of these gradients on the carbon dioxide system, and (4) we also inferred the data in the context of the interannual variability due to ENSO events.

## 2. Materials and methods

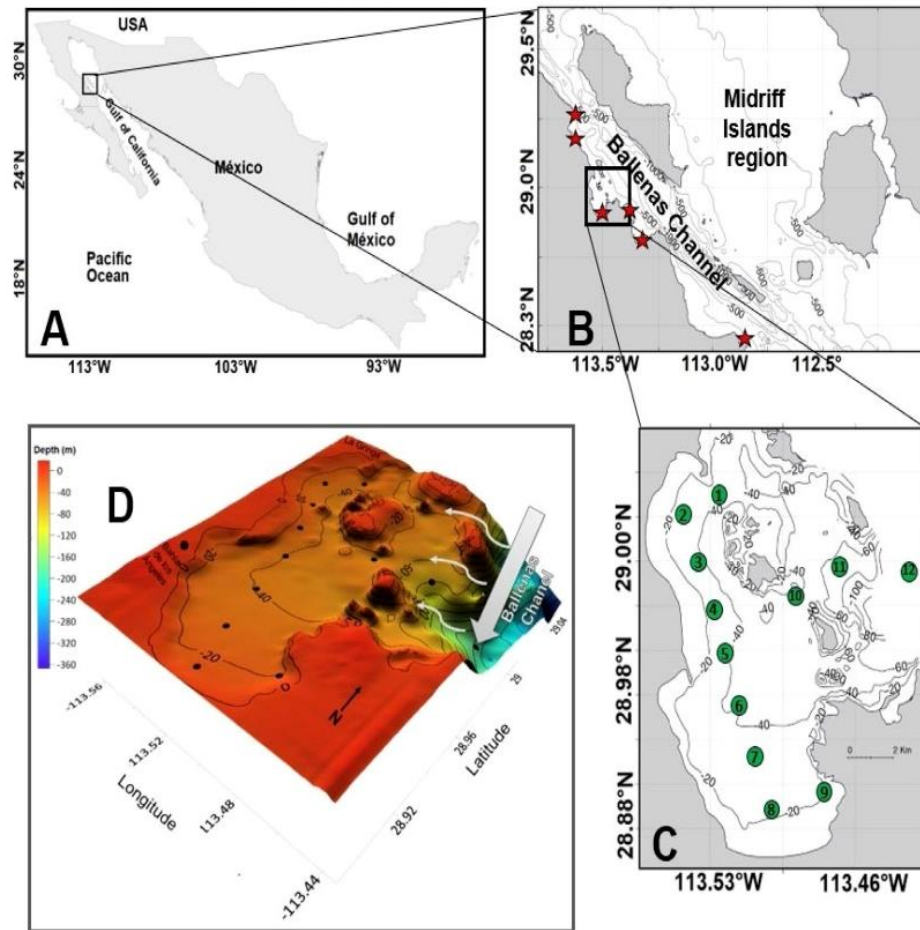
### 2.1. Study area

The bathymetry of the BC restricts the entry of deep-water masses given that to the north and south, the BC is delimited by the thresholds of the BC (~600 m) and San Lorenzo (~400 m) sills, respectively (Badán-Dangón et al., 1991; López et al., 2008). Thus, the oceanography in this region can be assumed to be controlled by two water masses: GCW and SSW (Millán-Núñez and Yentsch, 2000; Hernández-Ayón et al., 2013). Although both water masses are present throughout the year in the MIR, seasonal variation in the depths and volumes of these water masses has been documented (Torres-Delgado et al., 2013).

In 2007, BLA (28.95°N, 113.52°W; Fig. 1B) was declared a biosphere reserve (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 2013). This bay is relatively shallow, with depths in its interior of ~20 m that extend to ~180 m in areas that are in direct communication with the BC (Fig. 1D). The bay is typically influenced by a semi-diurnal tide (M2) with a 2-m range (Delgadillo-Hinojosa et al., 2006). Scarce information is available regarding the circulation within the bay, although the results of numerical models have indicated that the local circulation pattern varies seasonally in both direction and magnitude due to the variability in the wind stress (Amador-Buenrostro et al., 1991). The exchange of water between the BC and BLA is promoted by the circulation of the bay and to a greater extent by the wind, which is a phenomenon that has often been observed in bays or lagoons with several entrances and that is not often seen in bays with only one entrance in which the tide acts as the main advection factor (Canino-Herrera et al., 1990; Amador-Buenrostro et al., 1991).

### 2.2. Collection and analysis of discrete samples to analyze the variables of the $\text{CO}_2$ system

In total, 19 monthly sampling campaigns were conducted from June 2017 to October 2019 that covered 12 stations along a fixed transect in BLA (Fig. 1c). Discrete samples were collected in each of the stations and were used to analyze dissolved inorganic carbon (DIC) and total alkalinity (TA). In each monthly sampling campaign, seawater samples were collected at the surface (0 m) and bottom (16 or 25 m) with 5-L Niskin bottles. The seawater samples were stored in 125-mL borosilicate vials with 100  $\mu\text{L}$  of saturated mercury chloride for subsequent analyses (Dickson et al., 2007). The in situ temperature ( $\pm 0.01$  °C) of each sample was measured directly from the Niskin bottle with a YSI4600 digital thermometer [Yellow Springs Instruments (YSI), Yellow Springs, USA].



**Fig. 1.** Location of the study area in the Midriff Islands Region of the Gulf of California (A). The red stars located within the Ballenas Channel (B) show the locations where annual temperature data were obtained from Martínez-Díaz-de León et al. (2006) between 2002–2003 (see Fig. 11). Multiple stations (green circles indicate the locations and numbers of the stations) in Bahía de los Ángeles (BIA; C) were sampled between June 2017 and October 2019. The 3D bathymetry of BIA (D) shows the isobaths as contour lines. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.) Source: Modified from SEMAR (2006).

In the laboratory, DIC was quantified using the coulometric method described by Johnson et al. (1987, CM5014, UIC, Joliet, USA). TA was measured by open cell titration following the standard operating procedure described by Dickson et al. (2007, SOP 3b) using an automatic total alkalinity system (Model P-TA,PONTUS, Mexico; <http://www.pontusbaja.com>) Certified reference material (A. Dickson, Scripps, UCSD) was used for the DIC and TA measurements for a resulting precision and accuracy of  $\pm 3 \mu\text{mol kg}^{-1}$ . Salinity was determined in the laboratory using a YSI3200 salinometer ( $\pm 0.1$ ; YSI).

### 2.3. Vertical CTD profiles

In addition to discrete monitoring, vertical CTD profiles (surface to  $\sim 60$  m) were obtained. During the sampling campaigns of April (2018), November (2017), and August (2018), an autonomous SBE25plus CTD (Sea-Bird Electronics, Inc., Bellevue, USA) was used to measure temperature, conductivity (salinity), pressure, dissolved oxygen (DO), dissolved nitrate ( $\text{NO}_3$ ), and fluorescence ( $\text{CTD}_{\text{SBE}}$ ). In June (2017), a CastAway CTD (YSI) was used to obtain vertical profiles of only temperature and salinity.

The SBE 43 dissolved oxygen sensor ( $\pm 2\%$  saturation; Sea-Bird Electronics) was calibrated following the protocol of the manufacturer to compensate for the effects of pressure and temperature. Subsequently, apparent oxygen utilization ( $\text{AOU}$ ;  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ) was calculated using Ocean Data View (Schlitzer, 2001).

The nitrate profiles (April and August 2018) were obtained with an optical sensor coupled to the  $\text{CTD}_{\text{SBE}}$  ( $\text{NO}_3$ -suna; SUNA, Satlantic, Halifax, Canada). Given that the SUNA sensor records values at a different rate than does the  $\text{CTD}_{\text{SBE}}$ , the data from both instruments were coupled using time series. The vertical  $\text{NO}_3$ -suna profiles were low-pass filtered with a 5-m window to (1) reduce the variability of the sensor (standard deviation of the factory calibration =  $\pm 2.4 \mu\text{M}$ ) and (2) validate the values obtained with the discrete samples.

A total of 60 mL was collected from the surface and bottom Niskin samples, filtered ( $0.45 \mu\text{m}$  GF/F combustion filter), transferred to vials, and immediately frozen for subsequent analysis. In the laboratory, the nitrate + nitrite ( $\text{NO}_3$ -disk; hereinafter nitrate) concentration was determined using a Skalar SAN Plus nutrient autoanalyzer (Skalar Analytical, Breda, Netherlands),

following the procedures outlined in the GO-SHIP Repeat Hydrography Manual (Hydes et al., 2010). This analytical technique quantifies both nitrate and nitrite concentrations, although the nitrite contribution was considered negligible (average ratio of  $[\text{NO}_2/\text{NO}_3] \times 100 \approx 3\%$ ). Reference material developed by Kanso Technos (Aoyama and Hydes, 2010) was used to quantify the nutrient concentrations in seawater (CD and CC batches with certified concentrations of  $5.52 \pm 0.05 \mu\text{M}$  and  $30.99 \pm 0.24 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , respectively) and was repeatedly analyzed during measurements to assess analytical precision and accuracy. In order to validate the processed  $\text{NO}_3$ -suna profiles, these were contrasted with the  $\text{NO}_3$ -disk profiles using regression models without intercepts (pairing analysis). Significant linear fits were obtained with slopes close to unity (mean  $\pm$  standard deviation; slope =  $0.94 \pm 0.49$ ,  $r^2 = 0.98 \pm 0.05$ ).

The fluorescence profiles of April and August 2018 were determined with a SeaOwl UV-ATM optical sensor (WET Labs, Sea-Bird Electronics, Bellevue, USA) coupled to the CTD<sub>SBE</sub>. The factory calibration of the sensor allowed for chlorophyll-a ( $\text{CHL}_a$ ) concentrations to be estimated ( $\pm 0.005 \mu\text{g L}^{-1}$ ). The  $\text{CHL}_a$  concentration was considered to be a proxy for phytoplankton biomass in this study. However,  $\text{CHL}_a$  concentrations were not validated with *in situ* measurements, and thus these values must be taken with caution. Finally, to identify changes in the depths of the variables measured with the CTD with sufficient detail, data of the unfiltered profiles are shown.

#### 2.4. Data analysis

To differentiate between water masses, the temperature and salinity limits for GCW ( $13\text{--}30^\circ\text{C}$  and salinity  $>35.0$ ) and SSW ( $9\text{--}14^\circ\text{C}$  and salinity  $>34.4$  and  $<35.0$ ) were established (Torres-Orozco, 1993; Hernández-Ayón et al., 2013).

To evaluate if significant differences were present among the discrete monthly values and if differences were present between summer and winter for each variable, a Mann–Whitney U test was used given that the discrete temperature, salinity, DIC, and TA data did not comply with the assumptions of normality (Shapiro–Wilk test) and heteroscedasticity (Bartlett test).

Additionally, simple regression analyses were used to evaluate the relationships between DIC and temperature, TA, AOU,  $\text{CHL}_a$  and nitrate. In these analyses, the residuals complied with the assumptions of normality and homoscedasticity.

Finally, to determine if a spatial pattern was present to establish a zoning pattern in the study area, a multidimensional scaling (MDS) analysis with Euclidean distances was performed. The MDS analysis was conducted with discrete surface temperature and DIC data. Additionally, to evaluate whether the station groupings and their possible spatial zonation with regard to surface data presented differences between seasons, the results of the MDS analysis were contrasted between winter and summer.

### 3. Results

In this study, the seasonal cycles of temperature, salinity, and inorganic carbon variables (DIC and TA) were evaluated based on monthly discrete monitoring data. The carbon variables showed marked spatial gradients that allowed for the processes that control the inorganic carbon biogeochemistry in different areas within BLA to be identified. In addition, the vertical CTD profiles allowed for the presence of water masses to be identified through the year. The results were used to resolve seasonal and spatial variability, and to identify the processes that control the carbon variables within BLA.

#### 3.1. Seasonal variability in BLA

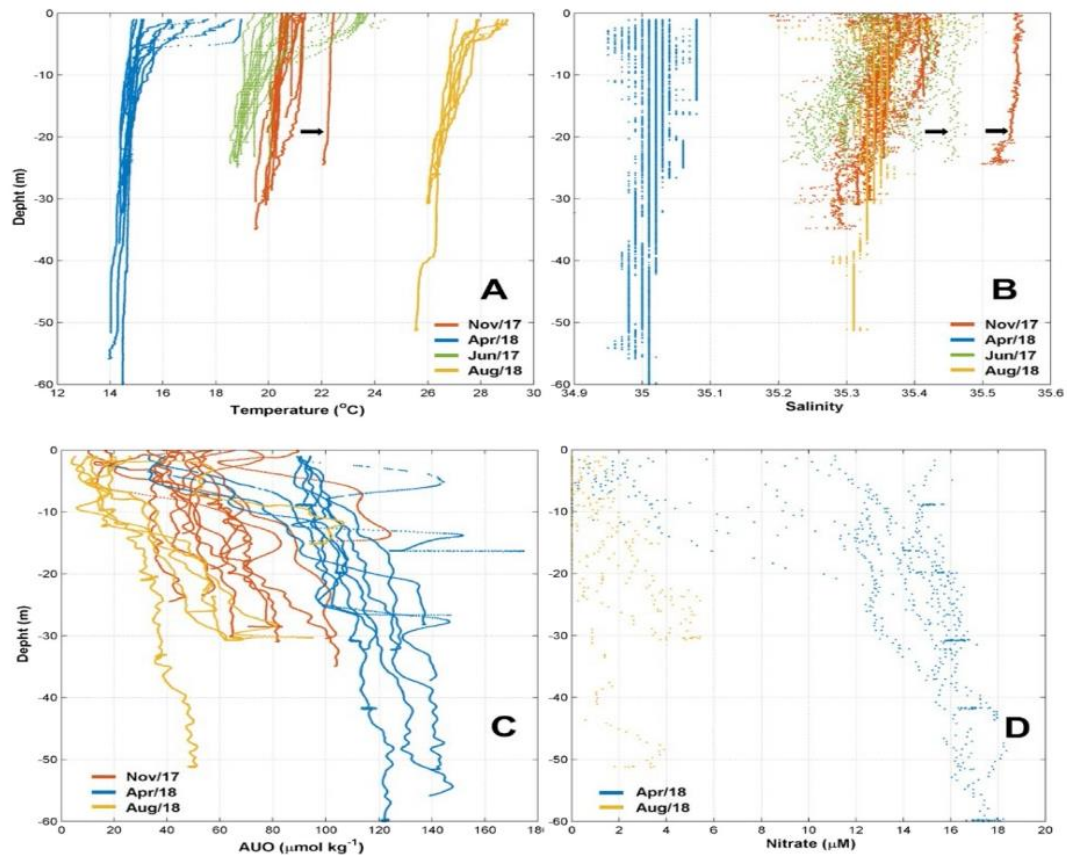
A marked seasonality was observed in the vertical profiles of the different physical and chemical variables (Fig. 2). In general, temperature showed a maximum difference of  $\sim 12^\circ\text{C}$  between April and August, while temperatures appeared to be similar in June and November (Fig. 2a). An average ( $\pm 1$  SD) maximum temperature of  $26.8 \pm 0.7^\circ\text{C}$  was detected in August (summer), while an average minimum temperature of  $14.8 \pm 0.6^\circ\text{C}$  was observed in April. With the exception of November, the highest temperatures were located at the surface of profiles (i.e., 5–10 m depth) of the stations located in the interior of the bay.

The salinity values (average of  $35.0 \pm 0.02$ ) were  $\sim 0.3$  units lower in April with respect to those of the remaining months (June, November, and August; Fig. 2b), which showed constant values of  $\sim 35.4 \pm 0.1$ . In the AOU profiles, it was possible to detect seasonal differences with the average values, and a gradient was observed beginning in August ( $39.2 \pm 21.8 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) that extended through November ( $59.0 \pm 21.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) and April ( $110.7 \pm 20.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ). Moreover, a maximum difference of  $\sim 70 \mu\text{mol kg}^{-1}$  was present between August and April (Fig. 2c). The vertical distribution of nitrate presented a marked difference between seasons, with higher values observed during winter ( $13 \pm 5 \mu\text{M}$ ) compared to those in summer ( $2 \pm 1.5 \mu\text{M}$ ; Fig. 2d). It should be noted that the low nitrate concentrations present in winter and summer did not decrease to zero in the stations located in the interior of the bay (considering the analytical error of the SUNA sensor).

Monthly discrete sampling allowed for the average conditions of the carbon variables at seasonal and annual scales to be determined (Table 1). For example, the monthly average temperature, salinity, and DIC values showed marked seasonality with two contrasting scenarios between winter and summer. The temperature of the water column in winter (January to May; Table 1; Fig. 3a) was significantly different from that of summer ( $p < 0.001$ ; Table SM1) by a difference of  $\sim 9^\circ\text{C}$ , with December being a transition month. Significant differences in salinity were also observed between seasons ( $p < 0.001$ ; Table SM1; Table 1), and a difference of 0.2 units was detected. Similarly, the DIC values presented a seasonal pattern, with significant differences between winter and summer ( $p < 0.001$ ; Table SM1; Table 1; Fig. 3b). In particular, the DIC values were  $\sim 50 \mu\text{mol kg}^{-1}$  higher from January to May than from June to November. However, during November and December, the DIC values fell within the winter range. Seasonally, TA did not show the same pattern (Fig. 3c), and similar average values were observed between winter and summer, with the exception of those in February and May that were observed to be  $\sim 10 \mu\text{mol kg}^{-1}$  lower than those present in other months ( $p = 0.21$ ; Table SM1; Table 1).

In the T–S diagram in Fig. 4, the presence of GCW was identified in June, November, and August, with temperatures higher than  $18^\circ\text{C}$  ( $17.6 \pm 3.1^\circ\text{C}$ ) and salinity values greater than 35 ( $35.2 \pm 0.2$ ). In April, respective temperature and salinity values below  $18^\circ\text{C}$  and 35.0 were observed that suggested an influence of SSW, which is clearly differentiated by its salinity. This same pattern was observed in the discrete data for the winter months (December to May; Fig. 3a; Table 1).

The seasonal influence of the water masses was reflected in the concentrations of the carbon variables, specifically in DIC during winter in the presence of cold waters ( $\sim 20^\circ\text{C}$ ) when carbon-rich SSW enters BLA. The opposite was observed in summer in the presence of the warm waters ( $\sim 25^\circ\text{C}$ ) of GCW. In Fig. 5, a relationship between temperature and DIC is shown in which a marked seasonal gradient can be observed, although the linear relationship was not particularly strong due to the presence of considerably low DIC values in stations in the interior



**Fig. 2.** Vertical profiles of temperature (A), salinity (B), apparent oxygen utilization (AOU; C), and nitrate (D) for June, November, April and/or August in Bahía de los Angeles (BLA). The calibrated, unfiltered data is presented with respect to depth. In (A) and (B), the profiles that showed relatively higher salinity and temperature values in November and June are indicated with black arrows.

of the bay ( $r^2 = 0.18$ ,  $F_{1,445} = 94.7$ ,  $p < 0.001$ ). However, a marked seasonality was present in which the temperature was  $\sim 20^\circ\text{C}$  in the representative winter months (January to May) with DIC concentrations between 2130 and 2180  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  ( $2160 \pm 19 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ; Table 1; Figs. 3b and 5). In contrast in summer (June to November), temperature increased ( $>24.8^\circ\text{C}$ ) and lower DIC values were present, with DIC values fluctuating between 2090 and 2140  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  ( $2111 \pm 17 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ;  $\Delta\text{DIC}_{\text{winter-summer}} \approx 50 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ). The wide DIC and temperature ranges observed in almost all monthly monitoring data (Table 1; Figs. 3, 4, and 5) reflect the spatial variability within BLA. In particular, marked differences were present between sampling stations located in the entrance and internal sections of the bay.

### 3.2. Spatial variability of physical and chemical parameters

The distribution of the data, both in the vertical profiles (Fig. 2) and discrete surface samples, showed a marked zonation, which was observable in some variables during winter and summer. Despite the similarities in the spatial patterns observed between seasons, the gradient magnitudes were distinct. In this section, the spatial variability observed between winter and summer is contrasted as well as the presence of vertical gradients in some variables.

Surface salinity data did not show an evident gradient within the bay in either winter or summer (Fig. 6a and b). However, profile and discrete temperature data in winter indicated that the stations close to the BC (stations 1–2 and 10–12; Fig. 7a) showed

the lowest temperatures ( $\sim 14.5^\circ\text{C}$ ), and temperatures increased towards the interior of the bay (increase of  $2.5^\circ\text{C}$  in stations 4 and 5). During the summer, a warm ( $>26^\circ\text{C}$ ) and homogeneous water column was present with a similar spatial pattern indicating an increase in temperature towards the interior of the bay (increase of  $\sim 3^\circ\text{C}$  in stations 6–8; Fig. 7b).

With respect to the carbon variables, a clear spatial gradient was observed in DIC that was not present in TA (Fig. 7). In stations near the BC (stations 1–5 and 10–12; Figs. 6 and 7), the DIC concentrations were  $\sim 50 \mu\text{mol kg}^{-1}$  higher than those inside the bay in both winter ( $2195 \pm 34 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ; Fig. 7c) and summer ( $2138 \pm 40 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ; Fig. 7d). In addition, the stations near the BC showed homogeneous DIC concentrations in the water column. The lower values of the DIC gradient were present in stations within BLA (stations 6–9 in winter and summer; Figs. 6c and 7c) with an average of 2100  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ . In contrast, TA did not show a clear spatial pattern in any season (Fig. 6d). The winter average was only  $\sim 3 \mu\text{mol kg}^{-1}$  lower than that of summer (Table 1).

The distribution of  $\text{CHL}_a$ , which was used as a proxy for phytoplankton biomass in this study, showed a good inverse correspondence to the nitrate distribution in winter, with a gradient of high  $\text{CHL}_a$  and low  $\text{NO}_3$  values towards the interior of the bay. This spatial pattern was absent in summer (Fig. 8). During winter, the  $\text{CHL}_a$  concentrations were homogeneous and less than  $4 \mu\text{g L}^{-1}$  in the stations close to the BC (stations 1–2 and 10–12; Fig. 8e), which was contrary to what was observed in the stations in the interior of BLA (stations 3–9) where concentrations  $>12 \mu\text{g L}^{-1}$

**Table 1**

Monthly average ( $\pm$ standard deviation) of in situ temperature, salinity, dissolved inorganic carbon (DIC), and total alkalinity (TA) in Bahía de los Ángeles from June 2017 to October 2019. The number of data points included in the calculation is indicated in parentheses. The winter months are shaded. In the case of seasonal values (\*), the median is presented ( $\pm$ absolute deviation from the median).

	Temperature (°C)	Salinity	DIC ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ )	TA ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ )
Jan	16.3 $\pm$ 0.4 (24)	34.8 $\pm$ 0.2 (24)	2178 $\pm$ 36 (24)	2376 $\pm$ 7 (24)
Feb	15.7 $\pm$ 0.9 (48)	34.9 $\pm$ 0.05 (48)	2163 $\pm$ 80 (48)	2368 $\pm$ 13 (24)
Mar	15.9 $\pm$ 1.2 (48)	35.2 $\pm$ 0.2 (48)	2133 $\pm$ 111 (48)	2373 $\pm$ 31 (48)
Apr	16.0 $\pm$ 1.3 (48)	35.0 $\pm$ 0.01 (24)	2116 $\pm$ 147 (24)	2376 $\pm$ 5 (24)
May	16.5 $\pm$ 2.1 (24)	34.8 $\pm$ 0.05 (24)	2165 $\pm$ 70 (24)	2365 $\pm$ 16 (24)
Jun	22.2 $\pm$ 2.5 (72)	35.1 $\pm$ 0.2 (72)	2118 $\pm$ 117 (69)	2377 $\pm$ 22 (67)
Jul	26.1 $\pm$ 1.6 (48)	35.2 $\pm$ 0.1 (48)	2108 $\pm$ 32 (47)	2376 $\pm$ 15 (47)
Aug	27.3 $\pm$ 0.8 (24)	35.4 $\pm$ 0.05 (24)	2101 $\pm$ 25 (18)	2377 $\pm$ 3 (18)
Sep	26.7 $\pm$ 1.6 (48)	35.2 $\pm$ 0.01 (24)	2089 $\pm$ 12 (24)	---
Oct	24.4 $\pm$ 1.0 (48)	35.1 $\pm$ 0.04 (24)	2108 $\pm$ 30 (24)	2370 $\pm$ 6 (24)
Nov	22.3 $\pm$ 1.7 (48)	35.3 $\pm$ 0.1 (48)	2141 $\pm$ 26 (48)	2377 $\pm$ 6 (48)
Dec	17.2 $\pm$ 0.7 (48)	34.9 $\pm$ 0.01 (48)	2176 $\pm$ 25 (48)	2377 $\pm$ 9 (48)
Winter*	16.2 $\pm$ 2.6 (264)	35.0 $\pm$ 0.2 (240)	2171 $\pm$ 73 (237)	2374 $\pm$ 14 (211)
Summer*	25.4 $\pm$ 1.9 (216)	35.2 $\pm$ 0.1 (168)	2115 $\pm$ 28 (161)	2376 $\pm$ 8 (137)
Annual	20.7 $\pm$ 4.6 (528)	35.1 $\pm$ 0.2 (456)	2135 $\pm$ 81 (445)	2375 $\pm$ 17 (396)

were observed (Fig. 8e). This is consistent with the high nitrate concentrations observed at the surface ( $>11 \mu\text{M}$ ) and with the maximum (15–18  $\mu\text{M}$ ) values observed at 15 m in stations close to the BC (stations 1–2 and 10–12; Fig. 8c). This enrichment was attributed to the influence of SSW. Within BLA, the nitrate values decreased to 3–4  $\mu\text{M}$  (stations 4–9; Fig. 8c). In contrast in August (Fig. 8f), lower  $\text{CHL}_a$  values (1 and 5  $\mu\text{g L}^{-1}$  in the interior of the bay and close to the BC, respectively) and  $\text{NO}_3$  concentrations  $< 3 \mu\text{M}$  at the surface were observed (Fig. 8b). In the interior of the bay (stations 6–7),  $\text{NO}_3$  values up to 5.5  $\mu\text{M}$  were observed from 25 m depth (Fig. 8d).

From the MDS analysis of surface temperature and DIC data, three zones were identified in BLA that varied slightly between summer and winter. During winter, zone 1 included the stations that were located closest to the BC (stations 1–2 and 10–12; Fig. 9a and SM2). Zone 2 was proposed as a transition zone between the water entering/exiting to the bay and the water already present within BLA (stations 3–5). Zone 3 included the stations with a marked biological signal from the interior of BLA (stations 6–9; Fig. 8c and e). In summer, the station groupings between the three zones varied slightly, shifting towards the zone interiors due to the changes in zone of stations 3 and 6, whose groupings depended on the season (Fig. 9b).

### 3.3. Identification of processes that modify the DIC and TA in BLA

The DIC–TA diagrams showed high dispersion without a clear pattern, and the linear fit between variables was low with a slope that was statistically equal to zero both in winter (Fig. 10a;  $r^2 < 0.01$ ,  $y = -0.007x + 2387$ ,  $F_{1,191} = 0.17$ ,  $p = 0.68$ ) and summer (Fig. 10b;  $r^2 = 0.14$ ,  $y = 0.08x + 2202$ ,  $F_{1,204} = 32.6$ ,  $p < 0.001$ ). However, by contrasting the diagrams between seasons, the seasonal variation in DIC can be appreciated, with a displacement of the average towards higher values in winter

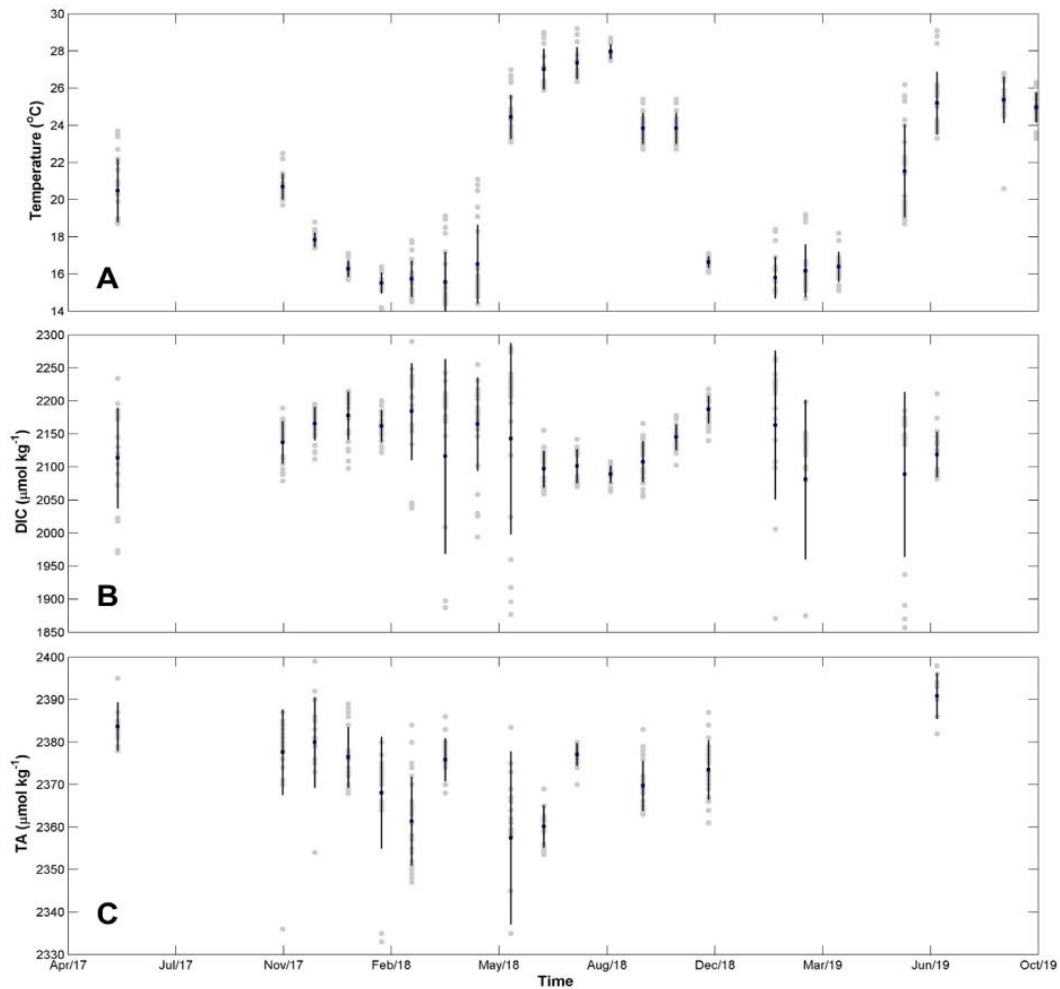
compared to those in summer. The variation interval of DIC was considerably wider compared to that of TA, indicating strong changes in DIC that were not present in TA. This was supported by the presence of specific data from zones 2 and 3 that indicated low DIC values and low TA values. This pattern was observed in both summer and winter, suggesting intense consumption of DIC in these areas of the bay (Fig. 10). This was consistent with the spatial pattern of nitrate observed in winter and the high DIC values in zone 1 (stations closest to the BC) with respect to those of zone 3 (stations within BLA). In contrast in summer, the DIC data between zones were found to overlap and appeared relatively homogeneous, and low nitrate concentrations were observed. This was also evident by evaluating the relationship between DIC concentrations and those variables influenced by biological processes, such as AOU, nitrate and  $\text{CHL}_a$  (Fig. SM3). Both DIC–nitrate and DIC–AOU showed a positive and significant pattern of carbon consumption, more intense in winter (April) than summer (August).

## 4. Discussions

### 4.1. Seasonal influence of the BC on BLA

Although this study did not aim to resolve the factors that control the seasonal dynamics that result in upwellings in the BC, it is necessary to put them in context, since we found that these controls influence the variability of the dynamics of the  $\text{CO}_2$  system in BLA, modifying the physical and chemical conditions present within the bay on a seasonal scale.

It has been reported that vertical mixing in the BC results in surface (GCW) and subsurface (SSW) waters combining, and thus the transitional characteristics must be considered when identifying each water mass (Portela et al., 2016). This vertical mixing enriches the surface layers with SSW, which is characterized by cold water that is high in nutrients and rich in  $\text{CO}_2$



**Fig. 3.** Monthly time series of temperature (A), dissolved inorganic carbon (DIC; B), and total alkalinity (TA; C) recorded between June 2017 and October 2019 in a fixed transect in Bahía de los Ángeles. The observed data (gray points), average data (black circles), and error ( $\pm$  standard deviation) per month are shown. Surface and bottom data are included.

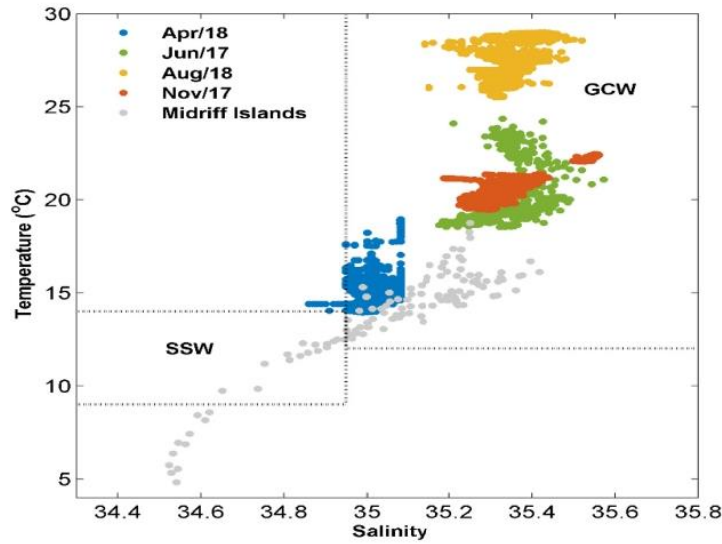
(Torres-Delgado et al., 2013; Hernández-Ayón et al., 2013). Our results (Figs. 4 and 7) indicate that two different oceanographic scenarios that depend on the proportions of the two water masses present in the BC occur in BLA: (1) the presence of a greater volume of SSW during winter and (2) the dominance of GCW during summer.

During winter, a greater presence of SSW within BLA was characterized by waters with relatively low temperature, low salinity, high AOU values (110 to 150  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  from 10 m depth; Fig. 2), high nitrate, and high DIC values (Fig. 7). The measured quantities of nitrate and DIC were similar to those that have been reported for SSW in other studies of the BC (Millán and Yentsch, 2000; Torres-Delgado et al., 2013; Hernández-Ayón et al., 2013).

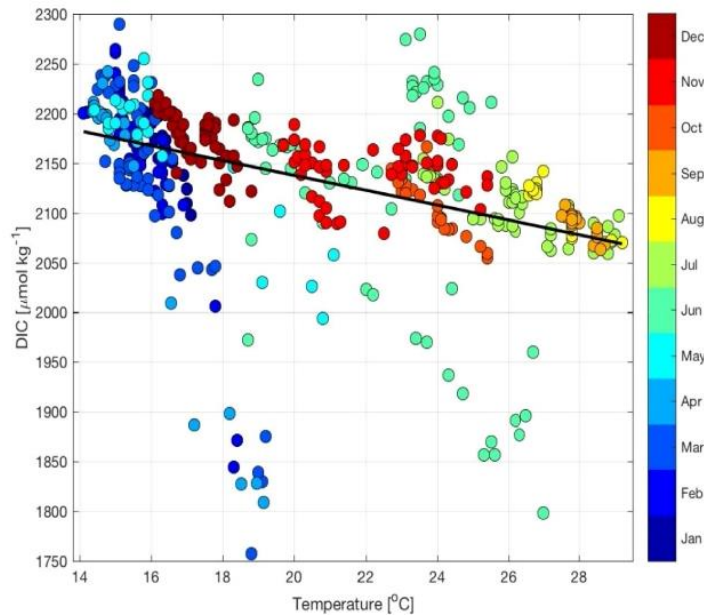
In contrast, warm and salty water (temperature  $> 18$  °C and salinity  $> 35.1$ ) were present during the summer months in BLA, indicating the presence of GCW (Figs. 2 and 4; Canino-Herrera et al., 1990; Delgadillo-Hinojosa et al., 1997; Hernández-Ayón et al., 2007c; Torres-Delgado et al., 2013). This water mass is generally found at the surface in the BC region, and thus it is to be expected that it would be subjected to an exchange of properties with the atmosphere, which is reflected in the AOU

values present in summer that were lower than those present in winter (Fig. 2C and SM3b; 15–40  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  less when compared with those of samples collected from the same depths and zones). In addition, it has been reported that the water column is more stratified in the BC region during summer than in winter (Hernández-Ayón et al., 2013), which indicates that the surface portion of the water column has gained heat, while the thermocline prevents mixing between GCW and SSW. This explains the low DIC concentrations, high temperature values, and low nutrient concentrations that were observed, the latter with concentrations 2- to 3-fold lower in summer than those present in winter (Figs. 7, 8c, d and SM3a; Hernández-Ayón et al., 2013; Torres-Delgado et al., 2013).

The temperature–DIC relationship observed in this study (Fig. 5) suggests that in situ sea surface temperature (SST) is a good indicator of the seasonal influence of SSW in the BC, other studies that have evaluated SST in the coastal region of the BC have reflected this variability. For instance, Martínez-Díaz-de León et al. (2006) reported an SST cycle similar to the one found in this study in several sites adjacent to the BC (including BLA; Fig. 11), both with regard to the annual cycle and in the seasonal intervals, suggesting the influence of SSW–GCW. Under



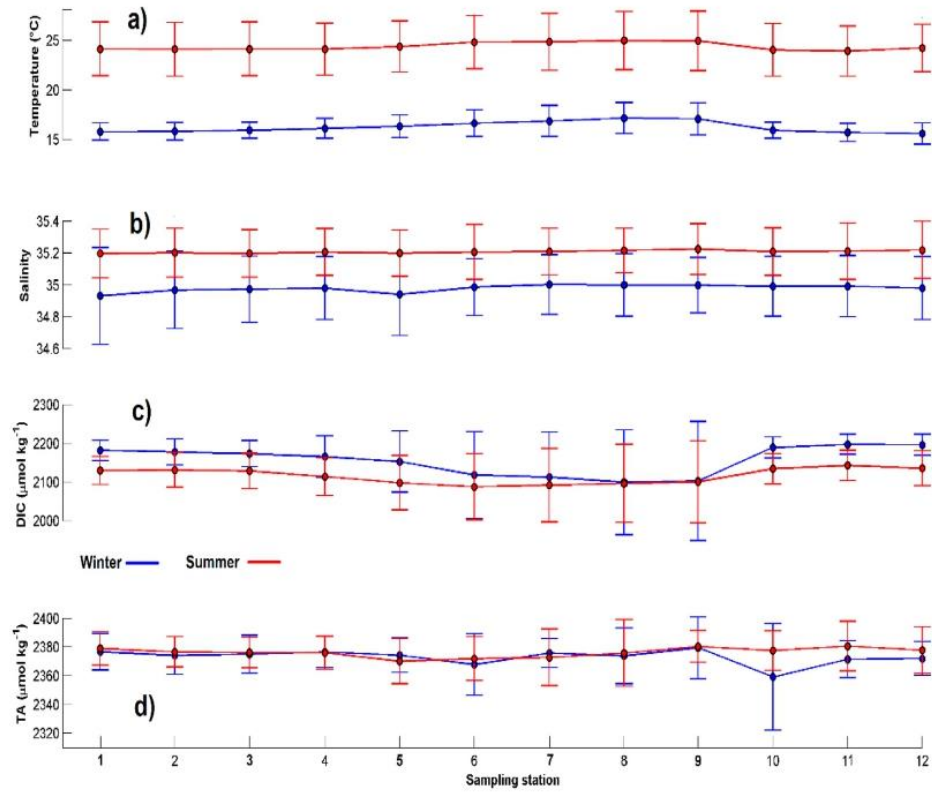
**Fig. 4.** Temperature (T)-salinity (S) diagram of CTD data for the months of June, November, April, and August, which are representative of the seasons in Bahía de los Ángeles. The potential temperature and salinity (dotted rectangles) limits of the water masses reported for the central portion of the Gulf of California (GC): Gulf of California Water (GCW) and Subtropical Subsurface Water (SSW; limits taken from [Torres-Orozco, 1993](#)). For contrast, vertical profiles of the data (gray points) previously reported for the Midriff Islands Region (MIR) are also shown.  
Source: Modified from [Hernández-Ayón et al. \(2013\)](#).



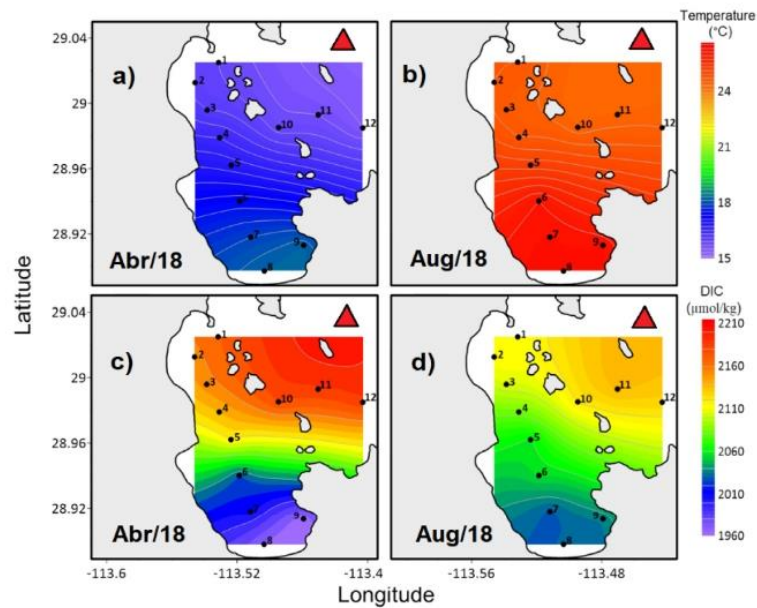
**Fig. 5.** Dispersion diagram of temperature and dissolved inorganic carbon (DIC) of the discrete samples taken from June 2017 to October 2019. The color scale represents the collection month. Good correspondence was observed between variables throughout the year, with high (low) DIC values associated with low (high) temperature values during winter (summer).

this context, the results of other studies that have reported SST variability in the BC region may have been reflecting the seasonal influence of SSW. However, it is important to highlight that although SST is a candidate variable for determining the influence of SSW, it is necessary to consider potential biases when interpreting its seasonal variability, such as the presence of mesoscale structures that retain physical and chemical properties over weeks to months (e.g., fronts or eddies; [Lavín et al., 2013](#)).

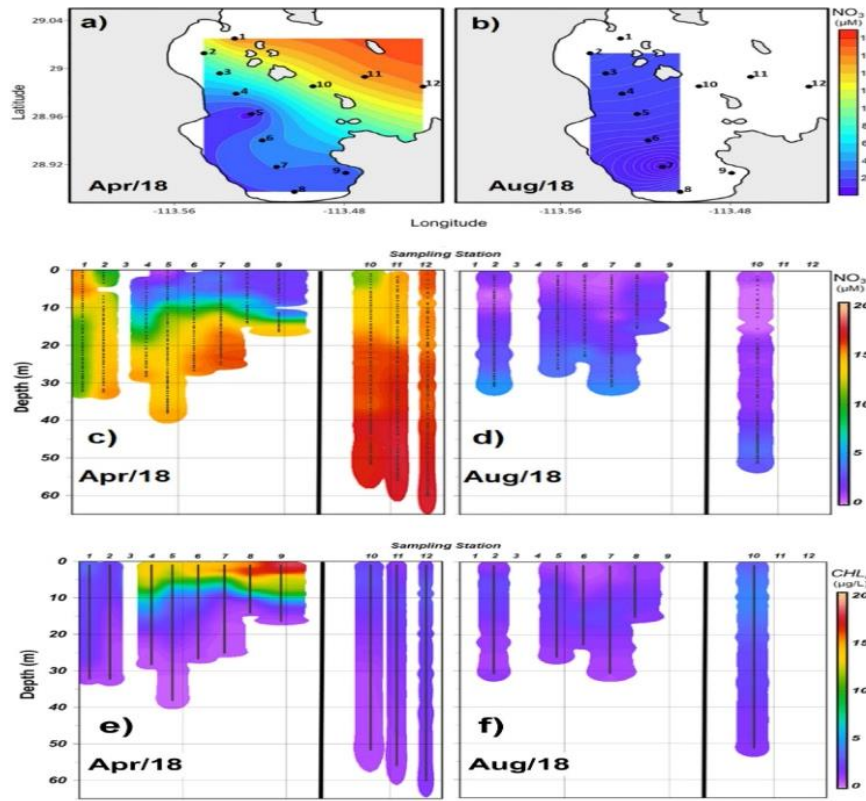
With regard to the exchange of water between the BC and BLA, it has been proposed that wind-induced surface circulation is the main seasonal control, and that this is more important than the exchange of water due to tidal currents ([Amador-Buenrostro et al., 1991](#)). Similarly, [Delgadillo-Hinojosa et al. \(1997\)](#) considered a scenario to explain the enrichment of the bay during summer in which the wind promotes vertical mixing and brings nutrients towards the surface and processes involved in local



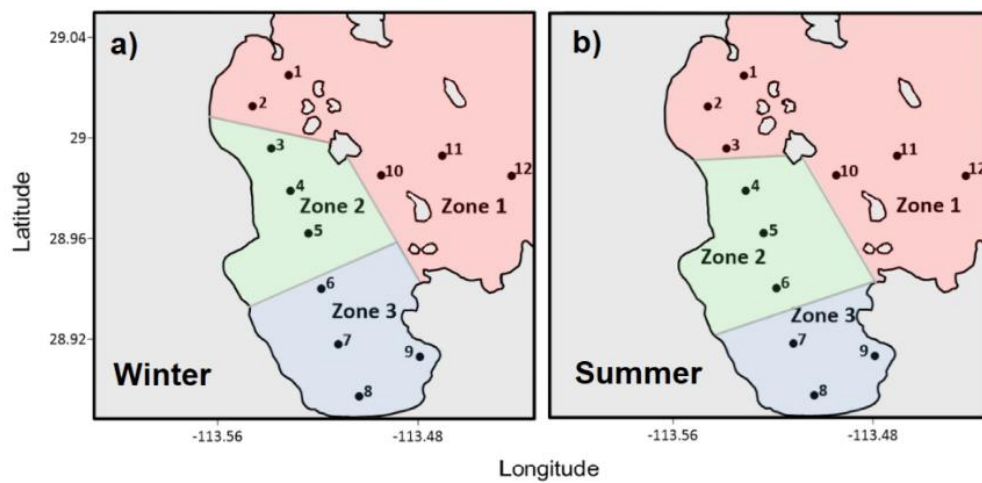
**Fig. 6.** Average ( $\pm$  standard deviation) temperature (A), salinity (B), dissolved inorganic carbon (DIC; C), and total alkalinity (TA; D) data for each sampling station from June 2017 to October 2019. The blue and red lines correspond to winter (December–May) and summer (July–November), respectively. . (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



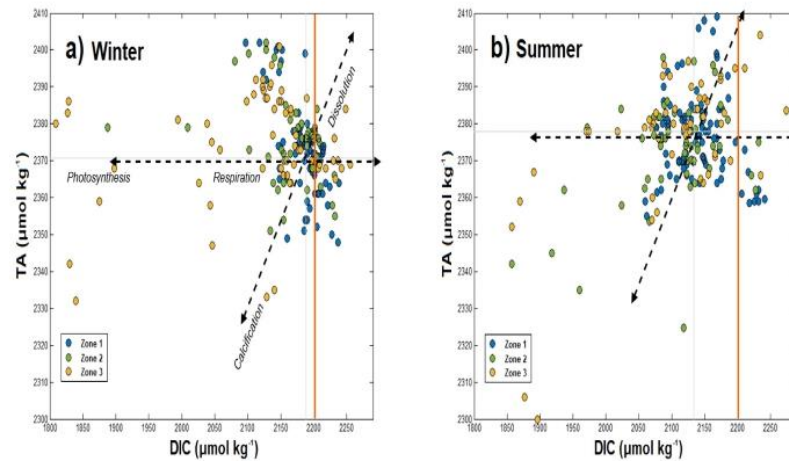
**Fig. 7.** Surface temperature and dissolved inorganic carbon (DIC) contours for winter (April; left panel) and summer (August; right panel) in Bahía de los Ángeles. The temperature data show broad seasonal differences between winter (A) and summer (B), although not a marked spatial gradient. In contrast, the DIC concentrations show a marked horizontal gradient in winter (C) and summer (D), with stations (black circles) near the Ballenas Channel (red triangle) showing high values that decrease towards the interior of the bay.



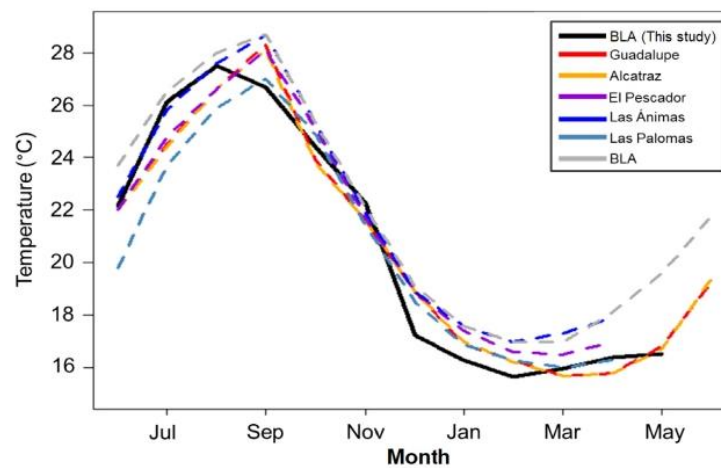
**Fig. 8.** Distribution of nitrate ( $\text{NO}_3$ ) and chlorophyll-a ( $\text{CHL}_a$ ) in Bahía de los Ángeles during winter (April; left panel) and summer (August; right panel). The spatial gradient of nitrate at the surface, which is evident in winter (A) and absent in summer (B), is shown. The vertical profiles in winter (C) show a marked gradient of higher and homogeneous nitrate concentrations in stations close to the BC (stations 1–2 and 10–12) compared to those in the interior of the bay, whereas those in summer (D) show relatively low values throughout the water column. The vertical distribution of  $\text{CHL}_a$  indicates that lower concentrations were present in summer (E) compared to those present in winter (F) when a good correspondence can be observed with regard to the vertical distribution of nitrate in the water column (depleted in the first 10 m).



**Fig. 9.** Zoning obtained from the spatial multidimensional scaling (MDS) analysis for winter (A) and summer (B) in Bahía de los Ángeles. The response variables were temperature and dissolved inorganic carbon (DIC). The map shows the proposed zonation areas (colors), and the numbered points (●) indicate the sampling stations. Note the shift of stations 3 and 6 between zones during summer. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



**Fig. 10.** Dissolved inorganic carbon (DIC)-total alkalinity (TA) diagrams for winter (A) and summer (B) in Bahía de los Ángeles. The discrete samples (circles) were identified with regard to the corresponding areas (colors). The nominal DIC value reported for Subtropical Subsurface Water (SSW) is shown (solid orange line; Hernández-Ayón et al., 2013; Trucco et al., 2019). Note the displacement of the average DIC values (gray line) towards lower values in summer. As a reference, trends in the processes that modify DIC-TA (dashed black line), specifically respiration-photosynthesis and calcification-carbonate dissolution, are included. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



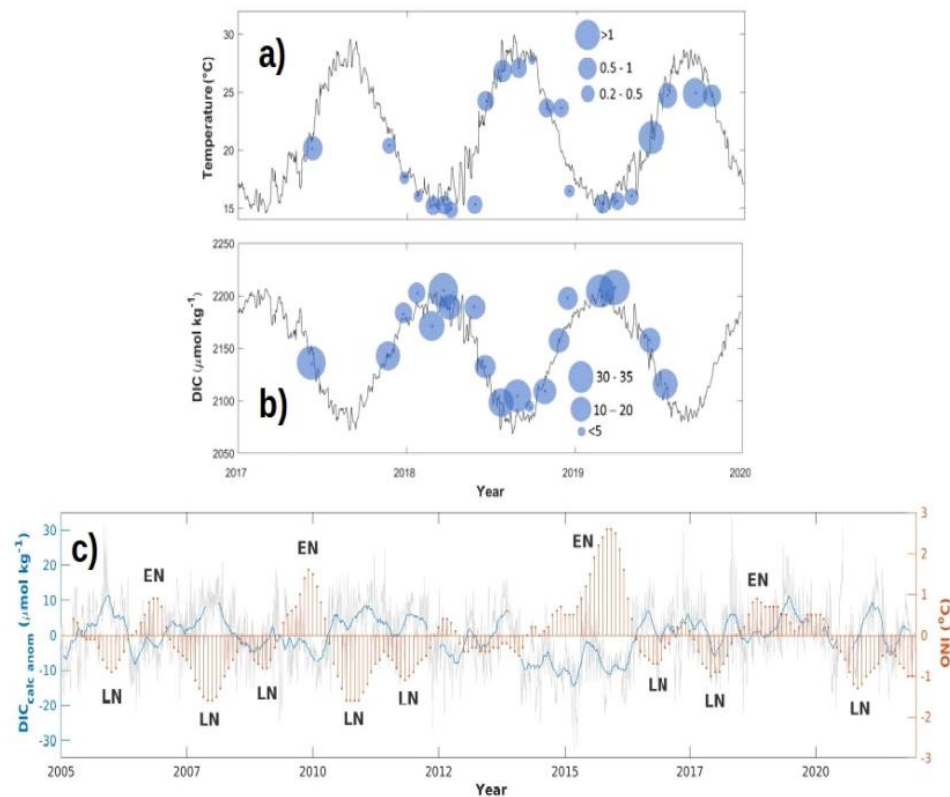
**Fig. 11.** Annual temperature cycle for several coastal sites in the Ballenas Channel. The monthly average of historical temperature data from six adjacent bays is contrasted to that of BLA (dashed lines; modified from Martínez-Díaz-de León et al. (2006); see location in Fig. 1b) and the discrete surface and background data obtained from this study (solid black line).

circulation, like the tides and wind, modulate nutrient availability. This local circulation pattern promotes the entry of waters from the BC into the interior of BLA (Fig. 1c) and agree with our results with regard to the observed zonation patterns of chemical variables. This is particularly evident in winter, when the biogeochemical signal of SSW being evident in the temperature, nitrate, DIC, and AOU values of zones 1 and 2 (Bray, 1988; Amador-Buenrostro et al., 1991; Delgadillo-Hinojosa et al., 2006). In addition, this circulation pattern also supports our results on the processes occurring in zone 3, with a higher residence time in the interior. Considering that seawater in zone 3 is exposed to several diurnal cycles, an intense biological influence can be observed, evidenced as high AOU and DIC ratios (Fig. SM3).

#### 4.2. Gradients promoted by the circulation in the bay

Circulation pattern in BLA induces the formation of eddies in different areas of the bay (Amador-Buenrostro et al., 1991) and agrees with the proposed zonation of this study. This is of

particular importance, as it defines the residence times of the waters in the bay while promoting various gradients in different areas of BLA. During summer, a cyclonic eddy has been reported to form in the northernmost part of the bay due to the influence of south-southeasterly winds and a greater flow of water from the BC in the southern portion of the bay (Amador-Buenrostro et al., 1991). During winter, the presence of an anticyclonic eddy in the interior of the bay has been associated with north-northwesterly winds and a greater flow of water from the BC that enters the bay through the north (Amador-Buenrostro et al., 1991). In this study, we report marked spatial and vertical gradients in DIC and nitrate (Figs. 6, 7, 8 and SM3a), and the proposed zonation agrees with this spatial pattern, with zone 3 being located inside the bay where the greatest changes in these variables were observed. We detected that this gradient is maintained throughout the year with regard to DIC and to a lesser extent to  $\text{NO}_3$ , although it is more intense in summer than in winter (Figs. 8C, d and SM3a).



**Fig. 12.** In A, a time series of temperature ( $Temperature_{sat}$ ; black line; see SM5a) and average in situ temperature (blue circles) are shown. In B, a time series of daily data of observed (blue circles) and calculated (black line; see SM5b) DIC data are shown. For A and B, the diameter of circles is the standard deviation of in situ data. In C, a time series of anomalies of calculated DIC for the period 2005 to 2021 ( $DIC_{calc\ anom}$ ; gray line) and a three-month moving average of  $DIC_{calc\ anom}$  (blue line) show a good correspondence with the oceanic Niño index (ONI; orange lines; see SM5). Labels indicate the El Niño (EN) and La Niña (LN) ENSO events. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

#### 4.3. Biogeochemical processes that modify the carbon variables

In the DIC–TA diagrams (Fig. 10), high dispersion is observed in the DIC data with respect to TA data, and the relationship between these variables suggests the dominance of production–respiration processes over those of calcification–dissolution (Smith, 2013; Cyronak et al., 2018) in both winter and summer. This process showed different intensities between seasons given that the lowest DIC values were observed during winter (high consumption during April), which was supported by the presence of equally low AOU and nitrate values in the water column (Figs. 8 and SM3).

The lowest DIC values were observed in zone 3, which is located in the innermost portion of the bay, were an eddy if formed during winter (2–3 km diameter; Amador-Buenrostro et al., 1991). This eddy retains and modifies water properties due to the resulting increase in residence time, which is evident in the elevated salinity and temperature values and in the low concentrations of nitrate and maximum  $CHL_a$  values (Figs. 2, 8 and SM3). Thus, zone 3 presents optimal conditions for the development of phytoplankton blooms. In the interior of the bay, the presence of complex trophic networks has also been reported (Nelson and Eckert, 2007), and the corresponding biological activity (e.g., consumption and remineralization) may help explain the observed spatial variability in DIC concentrations. The intensity of these biological processes has been explained by a weakening of the currents in the interior of the zone, which favors longer water residence times and greater water-column stratification

(Amador-Buenrostro et al., 1991; Álvarez-Molina et al., 2013), which in turn promote the development of greater phytoplankton biomass that is reflected in the consumption of nutrients and DIC species by primary producers (Muñoz Barbosa et al., 1991).

The spatial distributions of DIC and nutrients in BLA present marked horizontal gradients, with high values at the entrance of the bay that decrease towards the interior. This spatial pattern has been reported for other bays, such as Bahía San Quintín in the eastern Pacific. Like BLA, that bay is influenced by contributions from the adjacent ocean, although winter and spring upwelling events that result in high concentrations of nitrate ( $12 \mu\text{M}$ ), low temperatures ( $\sim 16^\circ\text{C}$ ), and low DIC concentrations up to  $\sim 2220 \mu\text{mol kg}^{-1}$  at the mouth of the bay that decrease towards the interior indicate that biological processes play an important role within this bay (Hernández-Ayón et al., 2004, 2007a; Ribas-Ribas et al., 2011; Ávila-López et al., 2017).

Quantifying the seasonal and spatial variability of DIC and TA in BLA allowed for candidate variables to be identified that may be used to derive long time series of carbon variables. The temperature–DIC relationship (Fig. 4 and SM4a) reflects a change in the presence of GCW and SSW between winter and summer, which is particularly evident in zone 1. Considering that the annual temperature cycle observed in BLA is similar in magnitude and seasonality to those of other coastal sites of the BC (Fig. 11), the temperature–DIC relationship may/could be useful when modeling time series of variables of the  $\text{CO}_2$  system in this region. Here, results of a simple linear model analysis for temperature–DIC data from zone 1 indicate that in

situ temperature explained 77% of DIC data ( $DIC_{\text{observed}}$ ) variability (Fig. SM4a), with an error of  $\pm 15.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$  in predicted DIC values ( $DIC_{\text{predicted}}$ ; Fig. SM4d).

Since daily in situ and satellite-derived temperatures matched well (Fig. 12a), we have used this equation to calculate a 20-year DIC ( $DIC_{\text{calc}}$ ) time series for a small area in the BC and near to zone 1 of BLA, with a good correspondence of  $DIC_{\text{observed}}$  and  $DIC_{\text{calc}}$  (Fig. 12b). This  $DIC_{\text{calc}}$  time series highlighted the effect of inter-annual variability due to ENSO events (Fig. 12c), indicating that during summer periods under the influence of La Niña events, the  $DIC_{\text{calc}}$  in front to BLA could be 10–12  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  higher than El Niño events. Although this difference fall within the  $DIC_{\text{predicted}}$  error range, it can be relevant at monthly time scale, since this oceanic water enters to BLA modifying the depicted annual cycle (Fig. 3b). Moreover, these high DIC values, likely promoted by an increased volume of SSW in the BC, is accompanied by a higher nutrients concentration, suggesting that the interannual variability must interact with biological processes within BLA and other adjacent embayments in this region (Fig. 11).

At present, it is necessary to quantify the temporal variability in the  $\text{CO}_2$  systems of different marine environments (e.g., open ocean and coastal environments) and their interactions to understand the potential effects that stressors like ocean acidification may have on biogeochemical processes, such as the ocean-atmosphere  $\text{CO}_2$  exchange, the formation and dissolution of calcium carbonate ( $\text{CaCO}_3$ ), and the production and remineralization of organic matter (Fabry et al., 2008; Smith, 2013). Only temperature and pH control many biotic processes that operate on different time scales on their own. For example, temperature and pH partially control the metabolic rates of certain invertebrate species (Fabry et al., 2008; Cotovicz et al., 2015; Cyronak et al., 2018). The seasonal influence of SSW on BC and consequently BLA is not only relevant in the context of the study of DIC variability and coastal oceanography. This influence is also accompanied by nutrient enrichment and low temperatures in the study area. The seasonal dynamics identified in this study probably shape the responses of the ecological processes of the coastal communities in the BC area (Pacheco-Ruiz et al., 1992; Seminoff and Jones, 2006; Nelson and Eckert, 2007; Heckel et al., 2007), which suggests the formation of zones within the area (Galland et al., 2019) that could help to explain why such a great diversity of macrofauna has been reported in the region.

## 5. Conclusions

The DIC, AOU, nitrate, and temperature dynamics in BLA are modulated by the advection of water masses from the BC and show seasonality, which is reflected in (1) the presence of SSW during winter and (2) the presence of GCW in summer. The alternating dominance of these water masses in the region has important implications for the ecological processes within the bay, as these water masses define the winter (December to May) and summer (July to October) seasons as being ones with and without nitrate and DIC enrichment, respectively, in the bay. The regionalization proposed in this study defines three zones within BLA that were consistently identified in both winter and summer and favorably reflect the presence of intense production-remineralization processes in the interior of the bay. Finally, our 20-year calculated DIC time series indicated that during summer periods under the influence of La Niña events, the DIC in front to BLA could be 10–12  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  higher than El Niño events. These high DIC values, likely promoted by an increased volume of SSW in the BC. Therefore, the interannual variability must interact with biological processes within BLA.

## Declaration of competing interest

The authors declare the following financial interests/personal relationships which may be considered as potential competing interests: Orion Norzagaray Lopez reports financial support, equipment, drugs, or supplies, and travel were provided by National Council on Science and Technology. Jose Martin Hernandez Ayon reports financial support, administrative support, equipment, drugs, or supplies, and writing assistance were provided by Autonomous University of Baja California.

## Acknowledgments

This study was made possible thanks to the support of students from the Autonomous University of Baja California. We thank Erika Santacruz, MSc, who was key actor in the field. Remote sensing data were provided by JPL under support by NASA MEASUREs program. We also thank the CONANP staff in Bahía de los Ángeles, particularly Dr. Rosalía Ávalos, for their support in the field and for the permits issued for this study. We also thank Andrea Lievana MacTavish for translating and editing the manuscript.

## Funding

This study was partially financed by the National Council of Science and Technology (CONACYT), the Sectorial Fund for Education [BC-2017-18-A1-S-21581 to CONL], and the scholarships granted to LMMF (PhD) and AGUL (MSc). This work was partially supported by Desarrollo De Un Sensor Submarinos De pH y Temperatura De Bajo Costo Con Aplicaciones A Estudios De La Acidificación En Zonas Acuicolas En B.C.

## Appendix A. Supplementary data

Supplementary material related to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.risma.2022.102505>.

## References

- Álvarez-Molina, L.L., Álvarez-Borrego, S., Lara-Lara, J.R., Marinone, S.G., 2013. Annual and semiannual variations of phytoplankton biomass and production in the central Gulf of California estimated from satellite data. *Ciencias Mar.* 39 (2), 217–230. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2189>.
- Amador-Buenrostro, A., Serrano-Guzmán, S.J., Argote-Espinoza, M.L., 1991. Modelado numérico de la circulación inducida por el viento en Bahía de Los Ángeles, B. C. Mexico. *Ciencias Mar.* 17 (3), 39–57. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v17i3.822>.
- Santamaría-del Ángel, E., Álvarez-Borrego, S., Müller-Karger, F.E., 1994. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res. Oceans* 99 (C4), 7411–7421. <http://dx.doi.org/10.1029/93JC02154>.
- Ávila-López, M.C., Hernández-Ayón, J.M., Camacho-Ibar, V.F., Bermúdez, A.F., Mejía-Trejo, A., Pacheco-Ruiz, I., Sandoval-Gil, J.M., 2017. Air-water  $\text{CO}_2$  fluxes and net ecosystem production changes in a Baja California coastal lagoon during the anomalous North Pacific warm condition. *Estuaries Coasts* 40 (3), 792–806. <http://dx.doi.org/10.1007/s12237-016-0178-x>.
- Badán-Dangón, A., Dorman, C.E., Merrifield, M.A., Winant, C.D., 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California. *J. Geophys. Res. Oceans* 96 (C9), 16877–16896. <http://dx.doi.org/10.1029/91JC01433>.
- Muñoz Barbosa, A., Gaxiola-Castro, G., Segovia-Zavala, J.A., 1991. Temporal variability of primary productivity, chlorophyll and seston in Bahía de los Ángeles, Gulf of California. *Ciencias Mar.* 17 (4), 47–68. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v17i4.845>.
- Bray, N.A., 1988. Thermohaline circulation in the Gulf of California. *J. Geophys. Res. Oceans* 93 (C5), 4993–5020. <http://dx.doi.org/10.1029/JC093iC05p04993>.
- Cai, W.J., Xu, Y.Y., Feely, R.A., Wanninkhof, R., Jönsson, B., Alin, S.R., Gledhill, D.K., 2020. Controls on surface water carbonate chemistry along North American ocean margins. *Nature Commun.* 11 (1), 1–13. <http://dx.doi.org/10.1038/s41467-020-16530-z>.

- Canino-Herrera, S.R., Gaxiola-Castro, G., Segovia-Zavala, J.A., 1990. Effect of physical processes on the variation of chlorophyll, seston and primary productivity in the northern inlet of Bahía de Los Angeles (summer 1986). *Ciencias Mar.* 16 (2), 67–85. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v16i2.690>.
- Cotovicz, Jr., L.C., Knoppers, B.A., Brandini, N., Costa Santos, S.J., Abril, G., 2015. A strong CO<sub>2</sub> sink enhanced by eutrophication in a tropical coastal embayment (Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil). *Biogeosciences* 12, 6125–6146. <http://dx.doi.org/10.5194/bg-12-6125-2015>.
- Cyronak, T., Andersson, A.J., Langdon, C., Albright, R., Bates, N.R., Yamamoto, S., 2018. Taking the metabolic pulse of the world's coral reefs. *Plos One* 13 (1), e0190872. <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0190872>.
- Delgadillo-Hinojosa, F., Gaxiola-Castro, G., Segovia-Zavala, J.A., Muñoz Barboza, A., Orozco-Borbón, M.V., 1997. The effect of vertical mixing on primary production in a bay of the Gulf of California. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 45 (1), 135–148. <http://dx.doi.org/10.1006/ecss.1996.0167>.
- Delgadillo-Hinojosa, F., Segovia-Zavala, J.A., Huerta-Díaz, M.A., Atilano-Silva, H., 2006. Influence of geochemical and physical processes on the vertical distribution of manganese in Gulf of California waters. *Deep Sea Res. Part I* 53 (8), 1301–1319. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2006.06.002>.
- Dickson, A.G., Sabine, C.L., Christian, J.R. (Eds.), 2007. *Guide to Best Practices for Ocean CO<sub>2</sub> Measurement*. North Pacific Marine Science Organization, British Columbia, p. 191.
- Fabry, V.J., Seibel, B.A., Feely, R.A., Orr, J.C., 2008. Impacts of ocean acidification on marine fauna and ecosystem processes. *ICES J. Mar. Sci.* 65 (3), 414–432. <http://dx.doi.org/10.1093/icesjms/65.3.414>.
- Galland, G.R., Hastings, P.A., Leichter, J.J., 2019. Fluctuating thermal environments of shallow-water rocky reefs in the gulf of California. *Mexico. Sci. Rep.* 9, 18022. <http://dx.doi.org/10.1038/s41598-019-53730-0>.
- Ladrón-de Guevara, P., Heckel, G., Lavaniegos, B.E., 2015. Spatial and temporal occurrence of fin whales (*Balaenoptera physalus*) and euphausiids (*Nyctiphanes simplex*) in the Ballenas Channel, Gulf of California, Mexico. *Ciencias Mar.* 41 (2), 125–142. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v41i2.2497>.
- Heckel, G., De Guevara, P.L., Rojas-Bracho, L., 2007. *Ballenas y delfines en Bahía de los Ángeles: recursos naturales y comunidad: línea base 2007*. Instituto Nacional de Ecología, México.
- Hernández-Ayón, J.M., Camacho-Ibar, V.F., Mejía-Trejo, A., Cabello-Pasini, A., 2007a. Variabilidad del CO<sub>2</sub> total durante eventos de surgencia en Bahía San Quintín, Baja California, México. In: *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Instituto Nacional de Ecología, Centro de Investigaciones Científicas y de Educación de Ensenada, México, pp. 187–200.
- Hernández-Ayón, J.M., Chapa-Balcorta, C., Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V.F., Huerta-Díaz, M.A., Santamaría-del Angel, E., Galindo-Bect, S., Segovia-Zavala, J.A., 2013. Dinámica del carbono inorgánico disuelto en la región de las grandes islas del golfo de California: Influencia de las masas de agua. *Ciencias Mar.* 39 (2), 183–201. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2243>.
- Hernández-Ayón, J.M., Delgadillo-Hinojosa, F., Camiro-Vargas, T., López-Mariscal, M., 2007b. Estudio de las variables del CO<sub>2</sub> en la región de las grandes islas del golfo de California en condiciones de invierno. In: *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Instituto Nacional de Ecología, Centro de Investigaciones Científicas y de Educación de Ensenada, México, pp. 59–73.
- Hernández-Ayón, J.M., Galindo-Bect, M.S., Camacho-Ibar, V., García-Esquivel, Z., González-Gómez, M.A., Ley-Lou, F., 2004. Dinámica de los nutrientes en el brazo oeste de Bahía San Quintín, Baja California, México, durante y después de El Niño 1997/1998. *Ciencias Mar.* 30 (1a), 119–132. [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S0185-38802004000100010&script=sci\\_arttext](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S0185-38802004000100010&script=sci_arttext).
- Hernández-Ayón, J.M., Zirino-Weiss, A., Delgadillo-Hinojosa, F., Galindo-Bect, S., 2007c. Carbono inorgánico disuelto en el Golfo de California en condiciones de verano. In: *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Instituto Nacional de Ecología, Centro de Investigaciones Científicas y de Educación de Ensenada, México, pp. 45–57.
- Hidalgo-González, R.M., Álvarez-Borrego, S., 2004. Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from the satellite sensor SeaWiFS. *Deep Sea Res. Part II* 51 (6–9), 739–752. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.05.006>.
- Hidalgo-González, R.M., Álvarez Borrego, S., Zirino, A., 1997. Mezcla en la región de las grandes islas del Golfo de California: efecto en la pCO<sub>2</sub> superficial. *Ciencias Mar.* 23 (3), 317–327. <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=4802330>.
- Hydes, D., Aoyama, M., Aminot, A., Bakker, K., Becker, S., Coverly, S., Zhang, J., 2010. Determination of dissolved nutrients (N, P, Si) in seawater with high precision and inter-comparability using gas-segmented continuous flow analysers. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00020/13141/>.
- Johnson, K.M., Sieburth, J.M., Williams, P.J.L., Brandstrom, L., 1987. Coulometric total carbon dioxide analysis for marine studies: automation and calibration. *Mar. Chem.* 21, 117–133. [http://dx.doi.org/10.1016/0304-4203\(87\)90033-8](http://dx.doi.org/10.1016/0304-4203(87)90033-8).
- Lavaniegos, B.E., Heckel, G., Ladrón de Guevara, P., 2012. Variabilidad estacional de copépodos y cladóceros de bahía de Los Angeles (Golfo de California) e importancia de *Acartia clausi* como alimento del tiburón ballena. *Ciencias Mar.* 38 (1A), 11–30. [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0185-38802012000100002](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0185-38802012000100002).
- Lavín, M.F., Castro, R., Beier, E., Godínez, V.M., 2013. Mesoscale eddies in the southern Gulf of California during summer: Characteristics and interaction with the wind stress. *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 1367–1381. <http://dx.doi.org/10.1002/jgrc.20132>.
- Martínez-Díaz-de León, A., Pacheco-Ruiz, I., Delgadillo-Hinojosa, F., Zertuche-González, J.A., Chee-Barragán, A., Blanco-Betancourt, R., Guzmán-Calderón, J.M., Gálvez-Telles, A., 2006. Spatial and temporal variability of the sea surface temperature in the Ballenas-Salsipuedes Channel (central Gulf of California). *J. Geophys. Res. Oceans* 111 (C2), <http://dx.doi.org/10.1029/2005JC002940>.
- López, M., Candela, J., García, J., 2008. Two overflows in the Northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 113 (C08023), <http://dx.doi.org/10.1029/2007JC004575>.
- Marinone, S.G., 2003. A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *J. Geophys. Res. Oceans* 108 (C10), <http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001720>.
- Millán-Núñez, E., Yentsch, C.M., 2000. El Canal de Ballenas, Baja California, como ambiente favorable para el desarrollo del fitoplancton. *Hydrobiológica* 10 (2), 91–100. [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0188-8897200000200003](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0188-8897200000200003).
- Navarro, R., López, M., Candela, J., 2016. Seasonal cycle of near-bottom transport and currents in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 8621–8634. <http://dx.doi.org/10.1002/2016JC012063>.
- Nelson, J.D., Eckert, S.A., 2007. Foraging ecology of whale sharks (*Rhincodon typus*) within Bahía de los Ángeles, Baja California Norte, México. *Fish. Res.* 84 (1), 47–64. <http://dx.doi.org/10.1016/j.fishres.2006.11.013>.
- Pacheco Ruiz, I., González, Z., Bect, G., Téllez, G., López, M., Rojas, O., 2007. In: Danemann, G.D., Ezcurra, E. (Eds.), *Macroalgas en Bahía de los Ángeles: recursos naturales y comunidad*. Línea base 2007. Instituto Nacional de Ecología, México, pp. 181–213.
- Pacheco-Ruiz, I., Zertuche-González, J.A., Cabello-Pasini, A., Boudewijn, H.B., 1992. Growth responses and seasonal biomass variation of *Gigartina pectinata* Dawson (Rhodophyta) in the Gulf of California. *JEMBE* 157, 263–274. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-0981\(92\)90166-8](http://dx.doi.org/10.1016/0022-0981(92)90166-8).
- Portela, E., Beier, E., Barton, E.D., Castro, R., Godínez, V., Palacios-Hernández, E., Fiedler, P.C., Sánchez-Velasco, L., Trasviña, A., 2016. Water masses and circulation in the tropical Pacific off central Mexico and surrounding areas. *J. Geophys. Res. Oceans* 46, 3069–3081. <http://dx.doi.org/10.1175/JPO-D-16-0068.1>.
- Ribas-Ribas, M., Hernández-Ayón, J.M., Camacho-Ibar, V.F., Cabello-Pasini, A., Mejía-Trejo, A., Durazo, R., Galindo-Bect, S., Souza, A.J., Forja, J.M., Siqueiros-Valencia, A., 2011. Effects of upwelling, tides and biological processes on the inorganic carbon system of a coastal lagoon in Baja California. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 95 (4), 367–376. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2011.09.017>.
- Ripa, P., 1997. Toward a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.* 27 (5), 597–614. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<0597:TAPEOT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0597:TAPEOT>2.0.CO;2).
- Roden, G.J., 1964. Oceanographic aspects of the gulf of California. In: van Andel, T.H., Shor, G.G. (Eds.), *Marine Geology of the Gulf of California*. Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 3, Tulsa, pp. 30–58.
- Rodríguez-Ibáñez, C., Álvarez-Borrego, S., Marinone, S.G., Lara-Lara, J.R., 2013. The Gulf of California is a source of carbon dioxide to the atmosphere. *Ciencias Marinas* 39 (2), 137–150. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2190>.
- Schlitzer, R., 2001. Ocean data view (ODV): An interactive tool for quality control, analysis and visualization of oceanographic data. V5.2.1. [http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00040-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00040-7).
- Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 2013. *Acuerdo por el Que se da a Conocer el Resumen Del Programa de Manejo Del área Natural Protegida con la Categoría de Reserva de la Biosfera la Zona Marina Conocida Como*

- Bahía de Los ángeles, Canales de Ballenas y de Salsipuedes. Diario Oficial, Gobierno de México, Ciudad de México.
- Secretaría de Marina (SEMAR), 2006. S.m. 22.3, bahía de los ángeles bathymetry. <https://www.gob.mx/semar>.
- Seminoff, J.A., Jones, T.T., 2006. Diel movements and activity ranges of green turtles (*Chelonia mydas*) at a temperate foraging area in the Gulf of California, Mexico. *Herpetol. Conserv. Biol.* 1 (2), 81–86. [https://www.researchgate.net/publication/26449222\\_Diel\\_movements\\_and\\_activity\\_ranges\\_of\\_Green\\_Turtles\\_Chelonia\\_mydas\\_at\\_a\\_temperate\\_foraging\\_area\\_in\\_the\\_Gulf\\_of\\_California\\_Mexico](https://www.researchgate.net/publication/26449222_Diel_movements_and_activity_ranges_of_Green_Turtles_Chelonia_mydas_at_a_temperate_foraging_area_in_the_Gulf_of_California_Mexico).
- Simpson, J.H., Souza, A.J., Lavin, M.F., 1994. In: Beven, K.J., Chatwin, P.C., Millbank, J.H. (Eds.), *Tidal Mixing in the Gulf of California in Mixing and Transport in the Environment*. John Wiley, New York, pp. 169–182. <http://nora.nerc.ac.uk/jid/eprint/503312/1/simsonetalgul1994.pdf>.
- Smith, S.V., 2013. Parsing the oceanic carbonate cycle: A net atmospheric carbon dioxide source, or a sink? *ASLO* <http://dx.doi.org/10.4319/svsmith.2013.978-0-9845591-2-1>.
- Torres-Delgado, E.V., Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V.F., Huerta-Díaz, M.A., Segovia-Zavala, J.A., Hernández-Ayón, J.M., Galindo-Bect, S., 2013. Enriquecimiento invernal de nutrientes inorgánicos en el canal de Ballenas, golfo de California. *Ciencias Mar.* 39 (2), 165–182. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2236>.
- Torres-Orozco, E., 1993. *Análisis Volumétrico de Las Masas de Agua Del Golfo de California*. [Tesis de Maestría no Publicada]. Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada. Repositorio Institucional -CICESE, p. 80.
- Trucco, P.N., Hernández-Ayón, J.M., Santamaria-del Angel, E., Beier, E., Sánchez-Velasco, L., Godínez, V.M., Norzagaray, O., 2019. Ventilation of the upper oxygen minimum zone in the coastal region off Mexico: implications of El Niño 2015–2016. *Front. Mar. Sci.* <http://dx.doi.org/10.3389/fmars.2019.00459>.
- Zirino, A., Hernández-Ayón, J.M., Fuhrmann, R.A., Bernstein, R.L., Lara-Lara, J.R., Gaxiola-Castro, G., Álvarez-Borrego, S., 1997. Estimaciones superficiales de PCO<sub>2</sub> en el Golfo de California a partir de mediciones continuas de pH e imágenes de satélite. *Ciencias Mar.* 23 (1), 1–22. <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=48023101>.

---

## CAPITULO II.

### Variabilidad del estado de saturación del agua con respecto a la aragonita en Bahía de Los Ángeles y potenciales variables proxy para su estimación.

---

#### RESUMEN

La superficie del océano absorbe aproximadamente un tercio del exceso de CO<sub>2</sub> gas liberado a la atmósfera por causas antropogénicas, una consecuencia directa es la disminución del pH y de omega aragonita en la superficie del mar, o acidificación del océano (AO). En Bahía de Los Ángeles, B.C. (BLA) habita el coral *Porites panamensis*; el sistema del CO<sub>2</sub> en BLA es controlado por la dinámica estacional del Canal de Ballenas (CB): mezcla vertical acarreado a superficie agua profunda con bajo estado de saturación del aragonita ( $\Omega_{\text{ara}}$ ) y pH. Valores bajos de  $\Omega_{\text{ara}}$  y pH tienen repercusiones negativas en la estructura morfológica de los corales. Los trabajos que han utilizado la temperatura derivada de sensores remotos como proxy para calcular variables del sistema de CO<sub>2</sub>, se han enfocado en la región de las Grandes Islas y el Canal de Ballenas. El propósito de este trabajo es utilizar la temperatura satelital (SST<sub>sat</sub>) como proxy para estimar el  $\Omega_{\text{ara}}$ , como una herramienta para el monitoreo de la zona costera. Para esto, se recolectó agua de mar mensualmente en seis estaciones entre junio de 2017 y octubre de 2019. A las muestras se les midió la salinidad, temperatura (Tem<sub>in situ</sub>), concentración de carbono y alcalinidad totales ( $\pm 3\mu\text{mol kg}^{-1}$ ) y se calculó el pH<sub>Tot</sub> y  $\Omega_{\text{ara}}$ . Se observó una buena correspondencia entre datos de Tem<sub>in situ</sub> y los datos de SST<sub>sat</sub>, así mismo, las relaciones empíricas de  $\Omega_{\text{ara}}$  vs Tem<sub>in situ</sub> ( $r_{\text{pearson}}=0.95$ ;  $R^2=0.90$ ;  $n=55$ ; con un nivel de confianza de 95%, se encontró un error asociado de 5%) y  $\Omega_{\text{ara}}$  vs SST<sub>sat</sub> muestran una buena correspondencia para el cálculo de  $\Omega_{\text{ara}}$ . En este capítulo se resalta la necesidad del uso de datos de satélite combinados con datos medidos *in situ* para obtener información más completa del área de estudio.

## 2.1 Introducción

La superficie del océano absorbe aproximadamente un tercio del exceso de CO<sub>2</sub> gas que es liberado a la atmósfera por causas antropogénicas (Le Quéré *et al.*, 2015), y una consecuencia directa es la disminución del pH y del estado de saturación de omega aragonita en la superficie del mar, o acidificación del océano (AO; Kleypas *et al.*, 1999a).

En la AO, el CO<sub>2</sub> de origen antropogénico liberado a la atmósfera es absorbido por el océano y, al mezclarse con el agua de mar, forma ácido carbónico (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) y se disocia en iones bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) y hay una disminución de iones carbonato (CO<sub>3</sub><sup>-2</sup>), debido al aumento de iones hidrógeno (H<sup>+</sup>) (Gledhill *et al.*, 2009). El aumento de iones hidrógeno trae consigo la disminución del pH y la disminución del estado de saturación de minerales carbonatados como el aragonita ( $\Omega_{\text{ara}}$ ) y calcita ( $\Omega_{\text{cal}}$ ) (Zeebe, 2012). Esto obedece a que la saturación de  $\Omega$  aragonita y de calcita están en función de la concentración de CO<sub>3</sub><sup>-2</sup> disponible (Zeebe, 2012), ya que es producto de las concentraciones del ion calcio (Ca<sup>2+</sup>) y del ion carbonato (CO<sub>3</sub><sup>-2</sup>) dividido entre la constante del producto de solubilidad (Kps), ya sea para aragonita o calcita (Feely *et al.*, 1988):

$$\Omega_{\text{ara}} = [\text{Ca}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}] / \text{Kps} \quad (\text{Ec. 2})$$

Donde [Ca<sup>2+</sup>] se obtiene a partir de la salinidad y el ion carbonato se obtiene de la combinación de dos de los cuatro parámetros que describen el sistema de los carbonatos y mediciones de la presión, salinidad y temperatura (Dickson *et al.*, 2007).

Este índice  $\Omega_{\text{ara}}$  debe ser interpretado con respecto a la solubilidad potencial de partículas carbonatadas, las cuales comienzan a disolverse (al igual que ciertos organismos pueden verse estresados fisiológicamente) cuando presentan una condición de subsaturación, y se

expresa como un valor de  $\Omega_{\text{ara}}$  o  $\Omega_{\text{cal}}$  menor a 1 (Zeebe, 2012). En contraste, valores de  $\Omega_{\text{ara}} > 1$  indican que el sistema del  $\text{CO}_2$  del agua de mar presenta condiciones que favorecen la precipitación de carbonato de calcio en forma de aragonita, o bien, que se favorece la preservación de estructuras calcáreas (Fabry *et al.*, 2008). En la superficie de los océanos tropicales se han reportado valores de  $\Omega_{\text{ara}}$  de 4 unidades, lo que indica que se favorece la precipitación observada en diversos calcificadores marinos (Gledhill *et al.*, 2009). Adicionalmente, se ha descrito que la profundidad de subsaturación de carbonato en los océanos del mundo se está haciendo más somera, debido al rápido incremento de  $\text{CO}_2$  antropogénico en la atmósfera, y a su posterior absorción por el océano (Feely *et al.*, 2004).

En la zona costera es difícil de predecir cómo la acidificación del océano afectaría a organismos de importancia ecológica y económica, ya que la química del carbonato puede ser muy variable (Gledhill *et al.*, 2009). La química del carbonato y, por tanto, el pH de las aguas marinas y en zonas costeras no son estáticos, sino que varían temporal y espacialmente como resultado de la combinación/sinergia de varios procesos, algunos naturales y otros antropogénicos (Waldbusser y Salisbury, 2014).

La AO es considerada una amenaza para los arrecifes de coral (Sauza *et al.*, 2021), ya que la reducción en la disponibilidad del ion carbonato en el agua de mar provoca un gran impacto biológico en organismos sensibles a los cambios en su entorno, y para el caso de los corales, afecta la formación de sus exoesqueletos (Tambutté *et al.*, 2015). Estudios de laboratorio han mostrado que la tasa de calcificación se ve comprometida bajo condiciones de bajo pH y/o  $\Omega_{\text{ar}}$  (Allemand *et al.*, 2011), lo que compromete su resistencia (Mollica *et al.*, 2018). Además, se ha descrito que afecta también la tasa de calcificación de otros organismos cómo:

moluscos, crustáceos, zooplancton, erizos de mar y algunas macroalgas (Guinotte y Fabry, 2008).

Un ejemplo es el caso de especies de coral del género *Porites*, a las cuales, condiciones de AO afectan negativamente la densidad esquelética, pero no su crecimiento, y se ha pronosticado que su densidad se verá disminuida en un ~20% (Tambutté *et al.*, 2015), volviéndolos frágiles y potencialmente vulnerables a la bioerosión y disolución (Norzagaray *et al.*, 2017a). *Porites panamensis* tiene una amplia distribución latitudinal (Reyes-Bonilla *et al.* 2007) y se han encontrado colonias en el Golfo de California, la cual es considerada un área con condiciones ambientales marginales para el desarrollo de corales (Kleypas *et al.* 1999b), debido a la amplitud térmica estacional, aguas con altos nutrientes y turbidez debido a eventos de afloramiento, y su pH naturalmente bajo (7.9 a 8.1) (Manzello *et al.*, 2008) menor  $\Omega_{\text{ara}}$  (< 3 unidades) y mayor  $\text{pCO}_2$  (> 550  $\mu\text{atm}$  en la RGI) (Zirino *et al.*, 1997).

A pesar de lo anterior, la especie *Porites panamensis* tolera una amplia gama de ambientes y condiciones ambientales, y se ha descrito su presencia en Bahía de los Ángeles (BLA; Halfar *et al.*, 2005; Cabral-Tena *et al.*, 2013; Norzagaray *et al.*, 2014), en donde se han descrito condiciones extremas con respecto a temperatura y variables del carbono (Martínez-Fuentes *et al.*, 2022; Alvarado *et al.*, 2022), pero poco se ha descrito sobre la variabilidad anual bajo la cual esta especie se desarrolla en este sitio con respecto a variables sensibles para calcificadores.

Esta bahía se caracteriza por una alta productividad primaria (Muñoz-Barbosa *et al.*, 1991; Halfar *et al.*, 2005; López-Tejada, 2020) y alta abundancia de zooplancton (Lavaniegos *et al.*, 2012) por lo que es considerada una importante zona de refugio (Heckel *et al.*, 2007) y alimentación (Pacheco-Ruíz *et al.*, 2007) que permite la presencia no sólo de corales (Cabral-

Tena *et al.*, 2013; Norzagaray *et al.*, 2014), sino también es una zona en la que se ha observado la presencia de mamíferos marinos (Nelson y Eckert, 2007; Ladrón-de-Guevara *et al.*, 2015) y tortugas marinas, entre otros (Seminoff y Jones, 2006).

Esta zona es altamente productiva debido a las altas concentraciones de nutrientes (Torres-Delgado *et al.*, 2013), asociadas al transporte vertical de las masas de agua, como el transporte agua subsuperficial subtropical hacia la superficie, que acarrea agua con altas concentraciones de carbono inorgánico disuelto (CID) proveniente del Canal de Ballenas (CB; Hernández-Ayón *et al.*, 2013; Martínez-Fuentes *et al.*, 2022). El aporte de las masas de agua presenta variabilidad estacional y en BLA influyen en el  $\Omega_{\text{ara}}$ , por ejemplo, el aumento de la temperatura aumentará la concentración de iones de carbonato debido a las dependencias de las constantes de equilibrio a la temperatura (y salinidad; Gledhill *et al.*, 2009).

Para evaluar procesos biogeoquímicos y estimar las variables del sistema del CO<sub>2</sub>, recientemente se han utilizado las observaciones satelitales (Munro *et al.*, 2015). Sin embargo, estas observaciones deben evaluarse cuidadosamente con mediciones *in situ* (Munro *et al.*, 2015), ya que a menudo, los datos de SST regionales o globales están limitados en términos de resolución espacial y consistencia debido al rendimiento desigual de los sensores (Donlon *et al.*, 2002). Es por ello que se requiere una nueva generación de productos SST satelitales que se basen en los aspectos complementarios de diferentes instrumentos satelitales fusionando datos para proporcionar mayor fidelidad, consistencia y resolución (Donlon *et al.*, 2002), y buscar la mejor combinación de herramientas (*p. ej.*, observaciones satelitales, mediciones *in situ* y modelos numéricos) para optimizar el contenido de

información mediante la promoción de la investigación interdisciplinaria y multisensor (Donlon *et al.*, 2002).

Ha habido numerosos intentos para alcanzar esta visión sinóptica a partir de datos de satélite. Por ejemplo, Gledhill *et al.* (2009) exploraron aguas oceánicas dentro de la Región del Gran Caribe y estimaron series de tiempo de diferentes parámetros del sistema del CO<sub>2</sub> ( $\Omega_{\text{ara}}$ , pCO<sub>2</sub><sub>sw</sub>) utilizando diferentes productos derivados de diferentes sensores satelitales. En la Región de las Grandes Islas (RGI), Zirino *et al.* (1997) utilizaron datos de temperatura satelital y datos de campo de pH y salinidad como herramienta para calcular la pCO<sub>2</sub>. Para esta región, Hernández Ayón *et al.* (2013), utilizaron datos de temperatura del sensor Modis Terra para obtener mapas de estimaciones del CID, además, son los primeros en mencionar la posibilidad de calcular otras variables del sistema de carbono, cómo el  $\Omega_{\text{ara}}$  superficial.

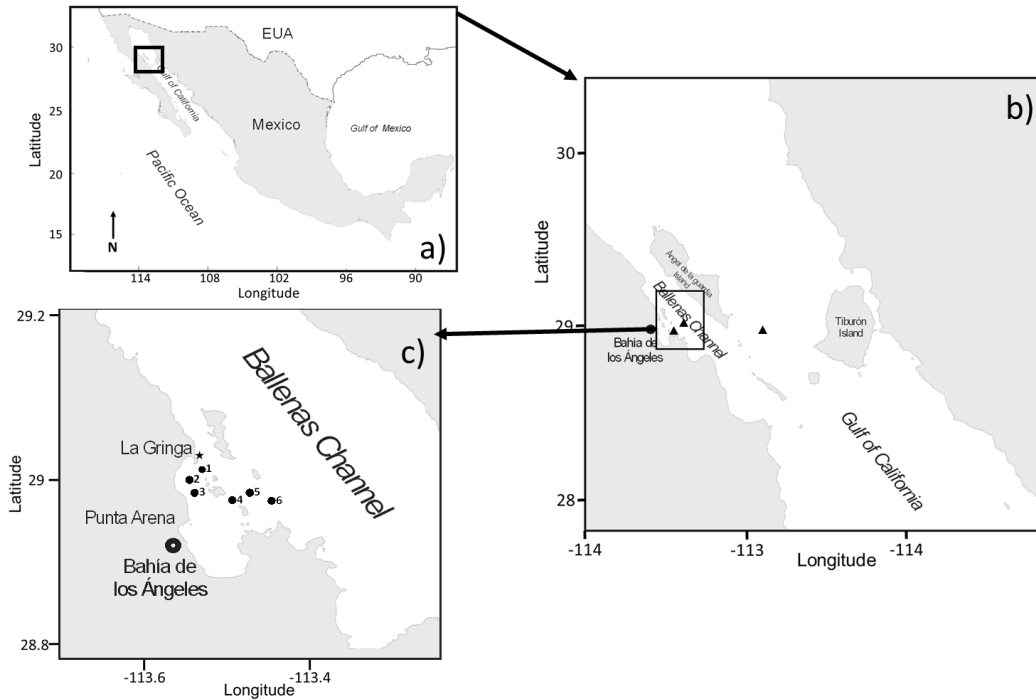
Por último, en un estudio reciente, Martínez-Fuentes *et al.* (2022) calcularon una serie de tiempo de 20 años de CID en BLA usando la relación de temperatura-CID, utilizando imágenes multisensor (es decir, datos de temperatura obtenidos de diferentes sensores). Sin embargo, para el CB y BLA no existen trabajos que relacionen directamente el  $\Omega_{\text{ara}}$  con datos de temperatura de datos satelitales. Por lo anterior, el objetivo del presente estudio fue evaluar la temperatura superficial del mar como proxy para estimar el  $\Omega_{\text{ara}}$ , como una herramienta para el monitoreo de la zona costera.

## 2.2 Métodos

### 2.2.1 Oceanografía del área de estudio

La zona de estudio fue Bahía de los Ángeles está ubicada en la región de las grandes islas (RGI), en la parte central del Golfo de California (GC; Fig. 1; 29°2′N, 113°33′W - 28°57′N, 113°29′W), y contigua al Canal de Ballenas.

Con respecto a la morfología de la bahía, mide ~16 km de largo y ~6.4 km en su sección más ancha, La entrada de la bahía mide alrededor de 10 km de largo y está interrumpida en el medio por la isla Ventana y otras seis pequeñas islas y al sur por la isla Cabeza de Caballo y otras dos pequeñas islas (Lavaniegos *et al.*, 2012). El hecho de que se encuentre rodeada por islas y su conexión con el océano adyacente (*i.e.*, el CB), van a regir los forzantes de los procesos biogeoquímicos que ahí suceden, ya que van a definir el tiempo de residencia del agua (zona interna), parcialmente el patrón de circulación local y el intercambio de propiedades con condiciones oceánicas. Además, la bahía es relativamente somera, con una profundidad entre ~ 15 m en su parte interna a ~ 50 m en la conexión con el CB (Fig. 1), por lo que no presenta marcados gradientes verticales con respecto a propiedades termohalinas (Martínez-Fuentes *et al.*, 2022).



**Figura 1.** Área de estudio ubicada en la Región de las Grandes Islas (RGI) del Golfo de California (a). Localización de BLA y el Canal de Ballenas (b) indicando los lugares en dónde se obtuvieron los datos de temperatura anual. Los triángulos en “b”, muestran la ubicación del pixel de donde se extrajeron los datos de temperatura satelital ( $SST_{sat}$ ) para BLA, CB y la región de las grandes Islas (RGI). En “c”, los círculos negros indican las ubicaciones y los números de las estaciones de muestreo en Bahía de los Ángeles (BLA) entre junio de 2017 y octubre de 2019, mientras que la estrella negra representa la ubicación de la instalación de un sensor SeapHOx.

Estudios realizados en la RGI y CB, resaltan la variación estacional temporal con respecto a diferentes variables biogeoquímicas (p. ej. El CID; [Hernández-Ayón \*et al.\*, 2013](#)). En relación a esta variabilidad estacional, en la RGI y en el CB, [Martínez-Fuentes \*et al.\*, \(2022\)](#) explican que se presentan dos escenarios en BLA (ver Capítulo I): (1) durante invierno se observa la presencia de agua ricas en  $CO_2$ , con la influencia del agua Subsuperficial Subtropical (ASSt) y (2) en verano, con una condición de menor concentración del CID ([Martínez-Fuentes \*et al.\*, 2022](#)), con la influencia del agua del Golfo de California (AGC), las cuales son distinguibles por poseer temperatura y salinidad características (ver [Tabla I](#)),

pero sobre todo por sus características biogeoquímicas. En este caso, en la tabla solo se presentan las concentraciones de CID.

**Tabla I. Características del agua del Golfo de California (AGC) y agua subsuperficial (ASS) reportadas para el CB y áreas cercanas a BLA. Los índices indican la fuente: (1) Torres-Delgado *et al.* (2013), (2) Hernández-Ayón *et al.* (2013), (3) Martínez-Fuentes *et al.* (2022) y (4) Delgadillo-Hinojosa *et al.* (2006).**

Masa de agua	Temperatura (°C)	CID ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ )	Salinidad	Área de estudio
AGC	> 12	-	$\geq 35$	Canal de Ballenas <sup>1</sup>
	> 12	~2080	$\geq 35$	Canal de Ballenas <sup>2</sup>
	> 18	~2111	$\geq 35.1$	BLA <sup>3</sup>
	> 12	-	$\geq 35$	Isla Ángel de la Guardia (GC) <sup>4</sup>
ASS	9 < 18	-	34.5 < 35	Canal de Ballenas <sup>1</sup>
	9 < 14	~2300	34.4 < 35	Canal de Ballenas <sup>2</sup>
	< 18	~2160	< 35.1	BLA <sup>3</sup>
	< 14	-	34.5 < 35	Isla Ángel de la Guardia (GC) <sup>4</sup>

### 2.2.2 Recolecta y análisis de variables termohalinas y sistema del carbono

Con el fin de definir la variabilidad anual en BLA en sus variables termohalinas y del sistema del carbono, se colectaron muestras discretas mensualmente entre junio de 2017 y octubre de 2019 de las estaciones indicadas en la figura 1c. En cada estación se recolectó agua en superficie (0m) y una segunda muestra entre 16 o 25m (dependiendo de la batimetría medida *in situ*), la colecta se llevó a cabo durante el día, obteniendo un total de 12 muestras por mes.

La temperatura *in situ* fue medida directamente de la botella Niskin con un termómetro digital [ $\pm 0.01$  °C, YSI4600, Yellow Springs Instruments (YSI), USA]. La salinidad de las muestras fue determinada en el laboratorio usando un salinómetro ( $\pm 0.1$ ; YSI3200, YSI, USA). A las muestras se les midió la alcalinidad total (AT) mediante titulación de celda abierta, siguiendo el procedimiento descrito por Dickson *et al.* (2007) y con un sistema automatizado (Model

P-TA, PONTUS, México; <https://pontusbaja.com/>). El CID fue cuantificado coulométricamente, utilizando el método descrito por *Johnson et al. (1987; CM5014, UIC, Joliet, USA)*. La precisión y exactitud de AT y CID estuvo en el orden de  $\pm 3 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , utilizando material de referencia certificado (A. Dickson, Scripps-UCSD).

Con la información anterior (temperatura, salinidad, CID y AT) se calculó el pH en escala de iones totales ( $\text{pH}_{\text{Tot}}$ ) y el estado de saturación de aragonita ( $\Omega_{\text{ara obs}}$ ) con el software  $\text{CO2}_{\text{SYS}}$  (*Lewis et al., 1998*). Un dato importante es que se consideró una versión modificada por *Orr et al. (2018)* para el cálculo de su incertidumbre y esta fue de  $\pm 0.013$  para el pH y de  $\pm 0.15$  unidades para el  $\Omega_{\text{ara}}$ . Se usaron las constantes de disociación para carbonatos propuestas por *Lueker et al. (2000)*. Para distinguir la estacionalidad de los datos discretos se utilizó la clasificación de invierno (enero a mayo) y verano (junio-noviembre) propuesta por *Hernández-Ayón et al. (2013)* y *Torres-Delgado et al. (2013)*. Con el fin de contrastar variables entre temporadas del año (verano vs. Invierno) se usó la alternativa no paramétrica U de Mann-Whitney, en la que se comparan las medias muestrales de dos grupos que no tienen una distribución normal (*McKnight y Najab, 2010*).

### **2.3. Datos de sensores remotos**

Los datos de  $\text{SST}_{\text{sat}}$  corresponden a datos de nivel 3 (L3) proporcionados por el Dr. E. Santamaría-del-Ángel (Popeye's laboratory, FCM-UABC), se utilizaron datos de día a 11 micrones, y que son el resultado de imágenes diarias de SST con cobertura local (LAC; 1 km de resolución), obtenidos de diferentes sensores (multisensores): (1) Multi-sensor included the Moderate Resolution Imaging Spectrometers (MODIS; a partir de 2002), (2) Terra (a partir de 2000), (3) Aqua (a partir de 2003) y (4) Suomi-NPP Visible Infrared Imager Radiometer Suite (VIIRS; a partir de 2012). Teniendo en cuenta los indicadores de datos de

calidad establecidos por el re-procesamiento MODIST\_R2019, MODISA\_R2019 y VIIRS\_v2016.1, respectivamente (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2021).

En este capítulo, un primer paso fue validar la temperatura de sensores remotos vs. datos *in situ* en la zona costera de BLA aledaña al CB. El siguiente paso fue evaluar si estos datos tienen buena correspondencia con variables biogeoquímicas para estudiar los procesos en BLA. Para ello se utilizaron imágenes diarias de temperatura satelital del mar ( $SST_{sat}$ ; °C), de los píxeles cercanos a las coordenadas de cada una de las estaciones de muestreo seleccionadas (*i.e.*, estaciones de 1-6; Fig. 1c), obteniendo series de tiempo para 6 localidades (Fig. 1).

Con el propósito de responder al objetivo de discutir el uso de distintas bases de datos de  $SST_{sat}$  (utilizados en esta tesis) para la estimación del  $\Omega_{ara\ calc}$ . Primero, de la base de datos de temperatura satelital (multisensores) proporcionada por POPEYE's team, se seleccionó la estación de muestreo 6, tomando en cuenta que las 6 series de tiempo de  $SST_{sat}$  de las diferentes estaciones de muestreo mostraron el mismo comportamiento estacional, para contrastarla con datos de sensores remotos de temperatura de una fuente distinta. Posteriormente, se utilizó la base de datos de temperatura satelital del proyecto Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR) (Capítulo I), que son datos de libre acceso para cualquier usuario, para construir una serie de tiempo de  $CID_{calc}$ . Se utilizaron series de tiempo del año 2018, de los 3 sitios utilizados en el capítulo I, uno cercano al sitio de muestreo, en Bahía de los Ángeles, otro en la Región de las Grandes Islas y uno último en el Canal de Ballenas, con datos de SST diarios del proyecto, imágenes multisensor L4, con una resolución espacial de 1 km ( $SST_{MUR}$ ), son datos de noche, la capa superficial de temperatura se definió de acuerdo a las observaciones de SST de GHRSSST L2P desde varios instrumentos, incluido el

Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E) de la NASA (-10-20  $\mu\text{m}$ ; Donlon *et al.*, 2007). Este proyecto es producto proveniente de Jet Propulsion Laboratory (JPL; JPL MUR MEaSURES Project; Chin *et al.*, 2017). De ambas bases de datos se utilizaron los datos del año 2018.

### 2.2.3. Relación entre datos *in situ* y satelitales

Con la finalidad de observar qué tanto se aproximan los datos satelitales con los datos tomados en campo, se utilizó la técnica “match-up” (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2011) entre los datos de temperatura *in situ* ( $\text{Tem}_{in\ situ}$ ) o medidas discretas superficiales y temperatura superficial satelital ( $\text{SST}_{\text{sat}}$ ) con una  $n=98$ . Para lo cual se seleccionaron los datos de  $\text{SST}_{\text{sat}}$  concordantes del día en el que se realizó cada monitoreo *in situ* ( $\text{SST}_{\text{sat}}$  diarios).

La técnica de match-up se llevó a cabo con un nivel de significancia (alfa) igual a 95%, se verificó que los residuos de los modelos propuestos cumplieran con los supuestos de normalidad (gráfico de normalidad) y homocedasticidad (análisis gráfico de los residuales; Ross, 2018; ver Anexo I y II). Además, se presentan el coeficiente de determinación ( $R^2$ ), coeficiente de correlación de Pearson ( $r_p$ ).

Posteriormente, con el propósito de obtener un modelo para calcular el  $\Omega_{\text{ara calc.}}$ , a partir de los datos de  $\text{SST}_{\text{sat}}$  (correlación lineal simple entre las variables  $x$  y  $y$ ), se empleó un protocolo para calibrar y validar el modelo lineal obtenido. Primero se utilizó el 70% de los datos de  $\Omega_{\text{ara obs}}$  ( $n=30$ ), seleccionados aleatoriamente, para generar el modelo lineal y calcular el estado de saturación a partir de  $\text{SST}_{\text{sat cor}}$  ( $\Omega_{\text{ara calc.}}$ ), mientras que el 30% de los datos restantes ( $n=12$ ) fueron usados para validar el modelo (*i.e.*, emparejamiento del  $\Omega$  observado vs. Calculado). Posteriormente, se corroboró la significancia de los parámetros que componen

la regresión lineal, en la que, para la pendiente ( $b_1$ ),  $H_0: b_1 = 0$  y  $H_a: b_1 \neq 0$ , y para el intercepto ( $b_0$ )  $H_0: b_0 = 0$  y  $H_a: b_0 \neq 0$ .

Para determinar el rendimiento del modelo anterior, se calcularon los siguientes descriptores estadísticos, obtenidos de los valores de  $\Omega$  observados y calculados a partir del 30% de los datos destinados para la validación: error absoluto medio (MAE, por sus siglas en inglés; ecuación 3) (Castillo-Ramírez *et al.*, 2020), error cuadrático medio (RMSD por sus siglas en inglés; ecuación 4) y análisis de sesgo (BIAS por sus siglas en inglés; Ecuación 5) (Castillo-Ramírez *et al.*, 2020).

$$MAE = \frac{\sum |\Omega_{ara\ obs} - \Omega_{ara\ calc}|}{n} \quad (\text{Ec. 3})$$

Dónde  $n$  es el número total de datos incluidos en este análisis,  $\Omega_{ara\ obs} - \Omega_{ara\ calc}$  son las observaciones residuales y  $|\Omega_{ara\ obs} - \Omega_{ara\ calc}|$  es el valor absoluto de los residuos.

$$RMSD = \sqrt{\frac{\sum (\Omega_{ara\ obs} - \Omega_{ara\ calc})^2}{n}} \quad (\text{Ec. 4})$$

$$BIAS = \text{promedio} (\Omega_{ara\ obs} - \Omega_{ara\ calc}) \quad (\text{Ec. 5})$$

Dónde BIAS es la media residual. Los valores más bajos de MAE y RMSD, representan mejores resultados, mientras que los valores BIAS más cercanos a cero significan mejores resultados (Castillo-Ramírez *et al.*, 2020).

### 2.3 Resultados

En este estudio, los ciclos estacionales de temperatura,  $\text{pH}_{\text{Tot}}$ , CID y  $\Omega_{ara\ obs}$  se evaluaron con base en datos de monitoreo discretos de un día representativo de un mes, con los cuales se verificó la presencia de una marcada estacionalidad. Además de la relación temperatura-CID observada en este estudio (ver capítulo I, Fig. 5) que sugirió que la temperatura superficial del mar *in situ* ( $\text{Tem}_{in\ situ}$ ) es un buen indicador de la influencia estacional en las estaciones

de BLA contiguas al CB. En este capítulo se observó una buena correspondencia entre datos de  $Tem_{in situ}$  y los datos de  $SST_{sat\ cor}$ , así como también la  $Tem_{in situ}$  vs  $\Omega_{ara}$  para el cálculo de  $\Omega_{ara\ calc}$ , utilizando la  $SST_{sat\ cor}$  como proxy.

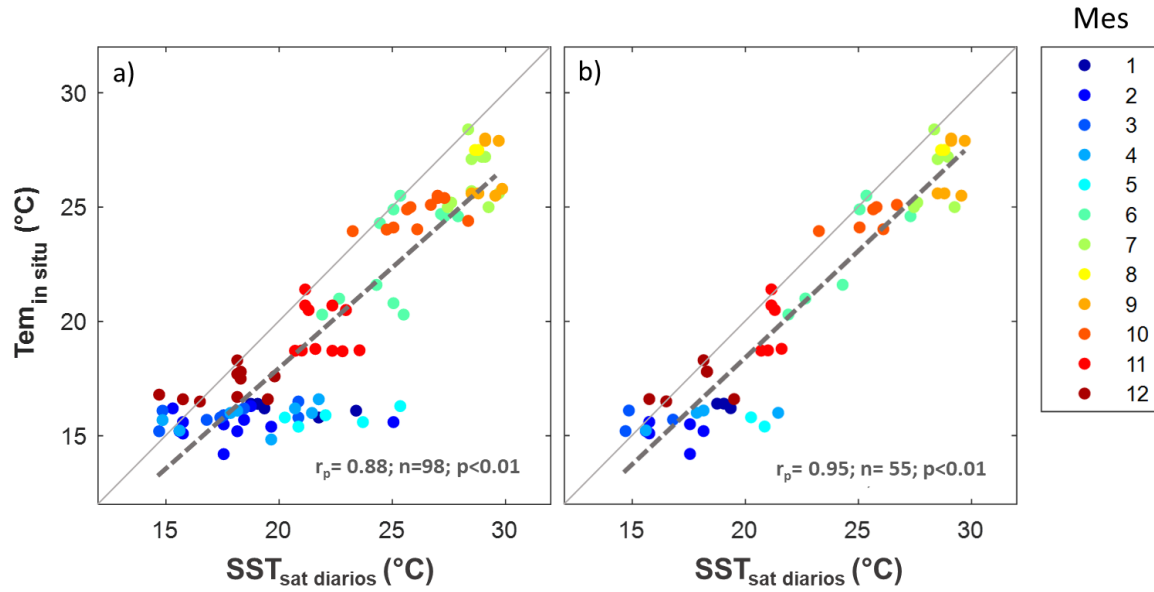
### 2.3.1 Relación de temperatura *in situ* vs. temperatura satelital

En el análisis de regresión entre  $SST_{sat\ diarios}$  vs.  $Tem_{in situ}$ , se observaron sobreestimaciones de los datos de  $SST_{sat\ diarios}$ , los cuales fueron asociados a tres fuentes:

(1) la cercanía a la costa, como fue el caso de los datos de las estaciones 1-3, las cuales presentaron esta sobreestimación (de hasta 7 °C, con un promedio de ~ 2 °C), por lo cual fueron excluidas del análisis (Fig. 1b),

(2) a que la serie completa de  $SST_{sat\ diarios}$  presentó una sobreestimación de ~ 2 °C con respecto a los datos *in situ* (Fig. 2a), y

(3) a que los datos de las estaciones 4-6 presentaron una sobreestimación de temperatura de ~2°C para los meses de invierno (*i.e.*, nube de datos en color azul correspondientes a enero a mayo en la Fig. 2a). Al ser excluidos del análisis, mejoró en un ~15% el ajuste de los datos (Fig. 2b; coeficiente de determinación de 0.78 a 0.90).



**Figura 2. Datos de  $SST_{sat\ diarios}$  versus temperatura medida *in situ* ( $^{\circ}C$ ; datos superficiales). La escala de color indica el mes. La línea gris sólida representa un ajuste lineal perfecto (hipotético). La línea gris punteada indica la línea de tendencia. En a se observan los datos correspondientes a las estaciones 1 a la 6, mientras que en b se muestran los datos correspondientes a las estaciones 4 a la 6.**

### 2.3.2 Modelo propuesto para corregir la sobreestimación de los datos de satélite

El análisis de emparejamiento de datos diarios permitió identificar una sobreestimación (offset) de los datos de temperatura satelital en comparación con los datos de temperatura *in situ*, el cual fue consistente (*i.e.*, sistemático) en la serie de tiempo. Por esta razón, se procedió a realizar una corrección mediante un ajuste que permitiera mantener la variabilidad de la serie de  $SST_{sat}$ , pero centrado al valor de la media de mediciones *in situ*. Para esto, el modelo utilizado para ajustar los datos de sensores remotos a partir de los datos de temperatura *in situ* es una modificación de la fórmula de una transformación propuesta por [Santamaría-del-Ángel et al. \(2019\)](#). Esta transformación comprende una estandarización ( $Z_i$ ) de los datos ([Santamaría-del-Ángel et al., 2019](#)), la cual es derivada de la aproximación de control de calidad denominada 6 Sigma ( $6\sigma$ ), descrita en [Brook \(2017\)](#) y [Aanbari y Young \(2018\)](#) como se muestra en la ecuación a continuación:

$$Z_i = \frac{(X_i - \bar{X})}{SD_x} \quad (\text{Ec. 6})$$

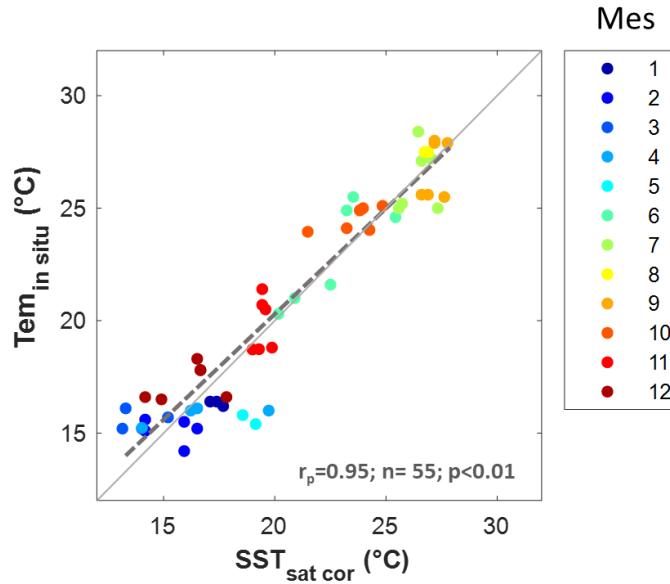
Dónde  $X_i$  es cada uno de los datos de la variable, mientras  $\bar{X}$  es el promedio y  $SD_x$  es la desviación estándar de la serie de tiempo completa de los datos de temperatura *in situ*. Al despejar con las variables de  $Tem_{in\ situ}$  y temperatura satelital queda de la siguiente manera:

$$Z_i = \frac{SST_{sat} - \bar{X}}{SD_{in\ situ}} \quad (\text{Ec. 7})$$

para poder corregir la  $SST_{sat}$  se despeja la variable:

$$SST_{sat\ cor} = (Z_i * SD_{in\ situ}) + \bar{X} \quad (\text{Ec. 8})$$

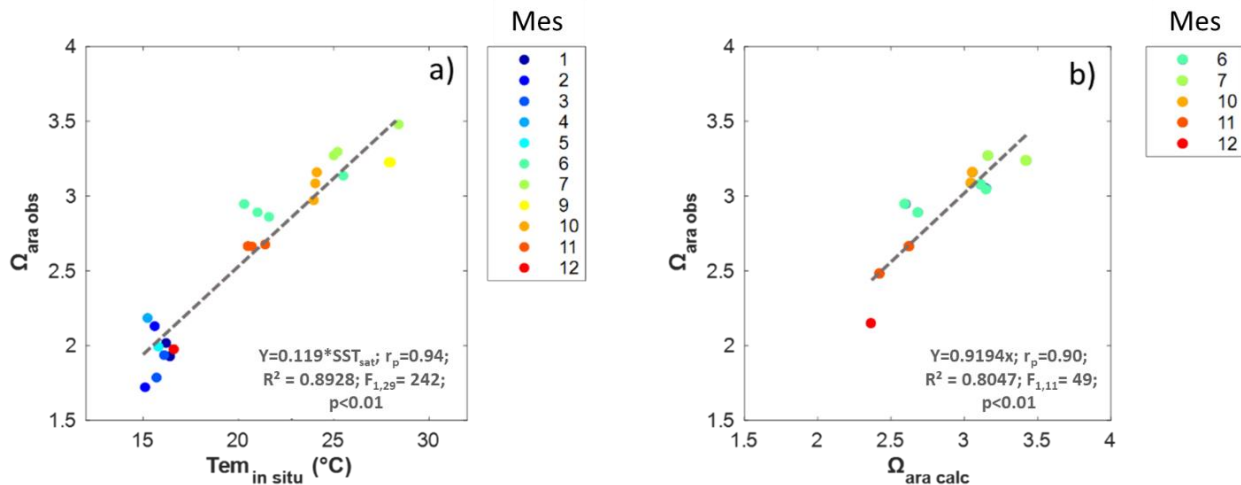
Una vez aplicada la corrección a los datos, se volvió a realizar el análisis entre los datos de  $Tem_{in\ situ}$  y datos de  $SST_{sat\ cor}$  (n=57; Fig. 3). Se corrobora la significancia de los parámetros que componen la regresión lineal, y se encontró que se acepta la  $H_a$  ( $b_0 \neq 0$ ), por lo que el intercepto es estadísticamente no significativo con un valor de 0.25 ( $p > 0.05$ ) y la pendiente es significativa con un valor de  $4.86 * 10^{-29}$  ( $p < 0.05$ ). El análisis de residuales, evidencia que esta regresión cumple con los supuestos de normalidad, homocedasticidad, independencia y media igual a cero (Ver anexo III; Ross, 2018). Por lo que el modelo es robusto.



**Figura 3. Análisis match-up de  $Tem_{in situ}$  vs  $SST_{sat cor}$  ( $n=55$ ), con un valor de  $p < 2.2 \cdot 10^{-16}$ . La línea gris sólida representa un ajuste lineal perfecto (hipotético). La línea gris punteada indica la línea de tendencia. Se observa que la sobreestimación detectada en los datos de satélite fue reducida (de  $\sim 2$  a  $\sim 1$  °C) y los datos tienen una mejor correspondencia, mostrando una pendiente cercana a la unidad.**

Posteriormente, se evaluó la relación entre los datos de  $Tem_{in situ}$  y el estado de saturación con respecto a aragonita observado ( $\Omega_{ara obs}$ ) para datos superficiales usando análisis de regresión lineal simple (Fig. 4). Arrojando que el cálculo de la  $\Omega_{ara calc}$  con el modelo propuesto (Ec. 9) tiene asociado un error (MAE) de 0.059 unidades, un RMSD = 0.014 y BIAS = 0.051.

$$\Omega_{ara calc} = 0.119 * SST_{sat cor} \quad (Ec. 9)$$



**Figura 4.** Se muestran la regresión lineal simple entre  $Tem_{in\ situ}$  vs.  $\Omega_{ara\ obs}$  (A; 70% de los datos *in situ* usados para la calibración del modelo) usados para generar la ecuación 9, así como la relación entre el  $\Omega_{ara\ obs}$  vs.  $\Omega_{ara\ calc}$  (B; 30% de los datos *in situ* usados para la validación y cálculo del error).

Al realizar la prueba de hipótesis para corroborar la significancia de los coeficientes de la regresión lineal entre los datos de  $Tem_{in\ situ}$  y el estado de saturación con respecto a  $\Omega_{ara\ obs}$  (Fig. 4a). Se acepta la  $H_a$  ( $b_0 \neq 0$ ), el valor de  $p$  para el intercepto, indica que es estadísticamente no significativo ( $0.30$ ;  $p > 0.05$ ), mientras que la pendiente es estadísticamente significativa, con un valor de  $1.3 \cdot 10^{-5}$  ( $p < 0.05$ ; ver Anexo IV). La prueba de hipótesis para la significancia de los coeficientes se realizó para la regresión lineal del 30 % restante de los datos entre  $\Omega$  observado vs. calculado (Fig. 4b), con un valor de  $1.37 \cdot 10^{-5}$  ( $p < 0.05$ ) para la pendiente y un valor de  $0.47$  ( $p > 0.05$ ) del intercepto, por lo que se decidió aceptar la  $H_a$  ( $b_0 \neq 0$ ) (ver Anexo V). Para ambas regresiones ( $Tem_{in\ situ}$  vs  $\Omega_{ara\ obs}$  y  $\Omega$  observado vs. calculado), los residuos cumplieron con los supuestos de normalidad (gráfico de normalidad) y homocedasticidad (análisis gráfico de los residuales), independencia y media igual a cero (ver anexo IV y V).

### 2.3.3 Análisis armónico de la serie de tiempo de $SST_{sat\ cor}$ y de $\Omega_{ara\ calc}$

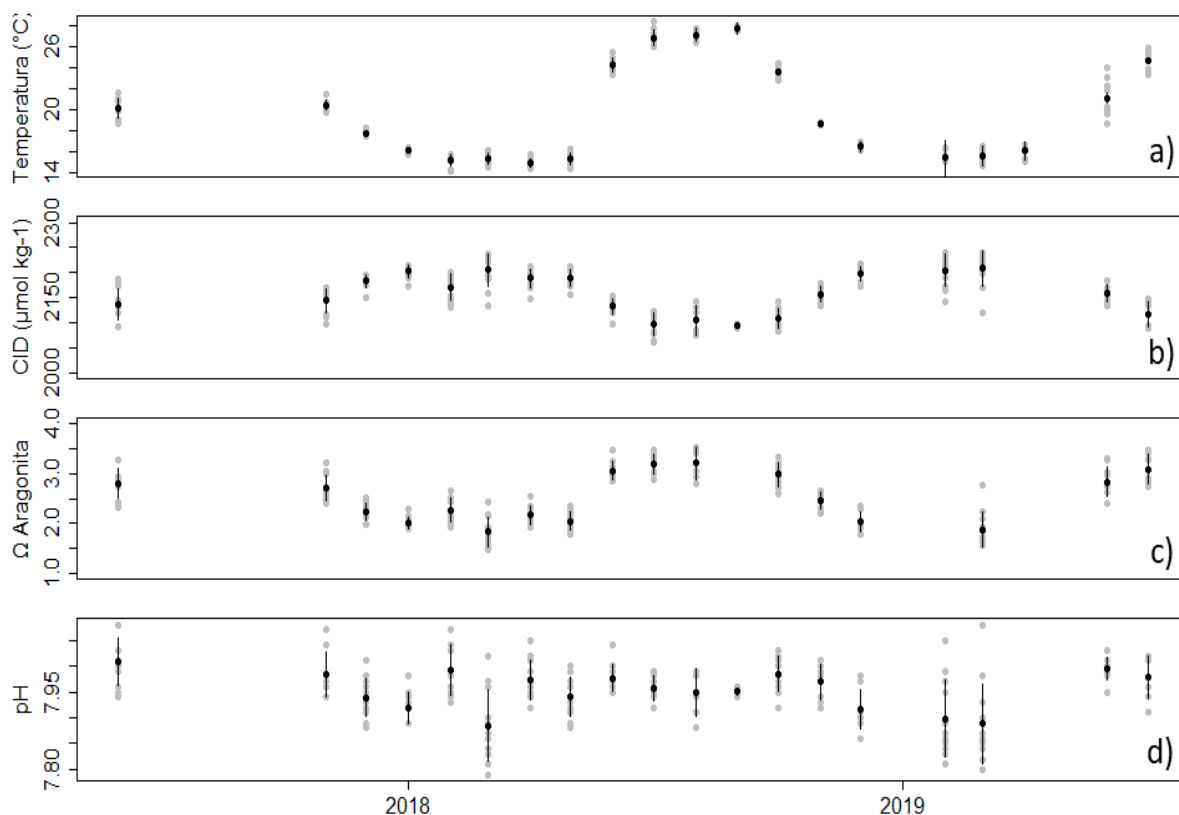
Una vez obtenida la base de datos de  $SST_{sat\ cor}$  y la ecuación lineal, se calcularon series de tiempo de 20 años de las 6 estaciones de la  $\Omega_{ara\ calc}$ , este último calculado a partir de la [Ec. 7](#). A partir de estas series se seleccionó una de ellas (*i.e.*, la estación 6) para contrastarla con datos de sensores remotos de temperatura de una fuente distinta, con el propósito de comparar la tendencia y la estacionalidad entre series de tiempo. Con la serie de tiempo de la estación 6 se obtuvo el análisis armónico de las series de tiempo para  $SST_{sat\ cor}$  y para  $\Omega_{ara\ calc}$ , con el objetivo de analizar la señal anual de temperatura y de  $\Omega_{ara}$ , obteniendo la media, fase y la amplitud, por último, con esta estación se obtuvo la estacionalidad anual promedio para BLA.

### 2.3.4 Variabilidad estacional en BLA con base en datos discretos

En la [figura 5](#) se muestran las series de tiempo mensuales de la temperatura, CID y  $\Omega_{ara\ obs}$  y se puede observar una marcada estacionalidad ([Fig. 5a-c](#)), con dos escenarios contrastantes entre invierno y verano, contrario al pH ([Fig. 5d](#)), en el cual no se aprecia un patrón estacional definido. Durante los meses de invierno se presentaron valores menores de  $\Omega_{ara\ obs}$  (entre 1.4 a 2.8 unidades), asociados a valores de pH con un intervalo entre 7.79 y 8.08 en toda la serie, sin cambios observables en el intervalo entre invierno y verano, así como concentraciones altas de CID (con mínimo de  $2060\ \mu\text{mol kg}^{-1}$  y máximo de  $2241\ \mu\text{mol kg}^{-1}$  en toda la serie; [Fig. 5b](#)).

De manera particular, en el CID se observaron diferencias significativas entre invierno y verano ( $p < 0.001$ ; [Tabla II](#)), con diferencia de  $\sim 70\ \mu\text{mol kg}^{-1}$  ([Fig. 5b](#)). Para el  $\Omega_{ara\ obs}$ , los valores más bajos fueron observados durante los meses de invierno, con una diferencia  $\sim 0.9$  unidades con respecto a los meses de verano ([Fig. 5c](#)), mostrando diferencias significativas entre temporadas ( $p < 0.001$ ; [Tabla II](#)). Aunque el pH no mostró un patrón similar a las

variables anteriores (Fig. 5d), si presentó diferencias significativas entre invierno y verano, con una diferencia de  $\sim 0.05$  unidades ( $p < 0.001$ ; Tabla II).



**Figura 5.** Series de tiempo de datos discretos colectados en el periodo de 2017 a 2019 en BLA. Se observa estacionalidad en la (a) temperatura, (b) CID y (c)  $\Omega_{\text{ara obs}}$ , pero no en el  $\text{pH}_{\text{Tot}}$ . Los datos observados para las tres estaciones de estudio se muestran en gris, mientras que su valor central (media) y variabilidad (desviación estándar) en color negro.

**Tabla II.** Resultado del contraste estadístico entre estaciones usando la prueba de Mann-Whitney para variables discretas registradas en BLA. Se muestran el estadístico (U), tamaño de muestra (n), mediana  $\pm$  desviación absoluta mediana para ambas estaciones. Todos los contrastes fueron significativos ( $p < 0.0001$ ).

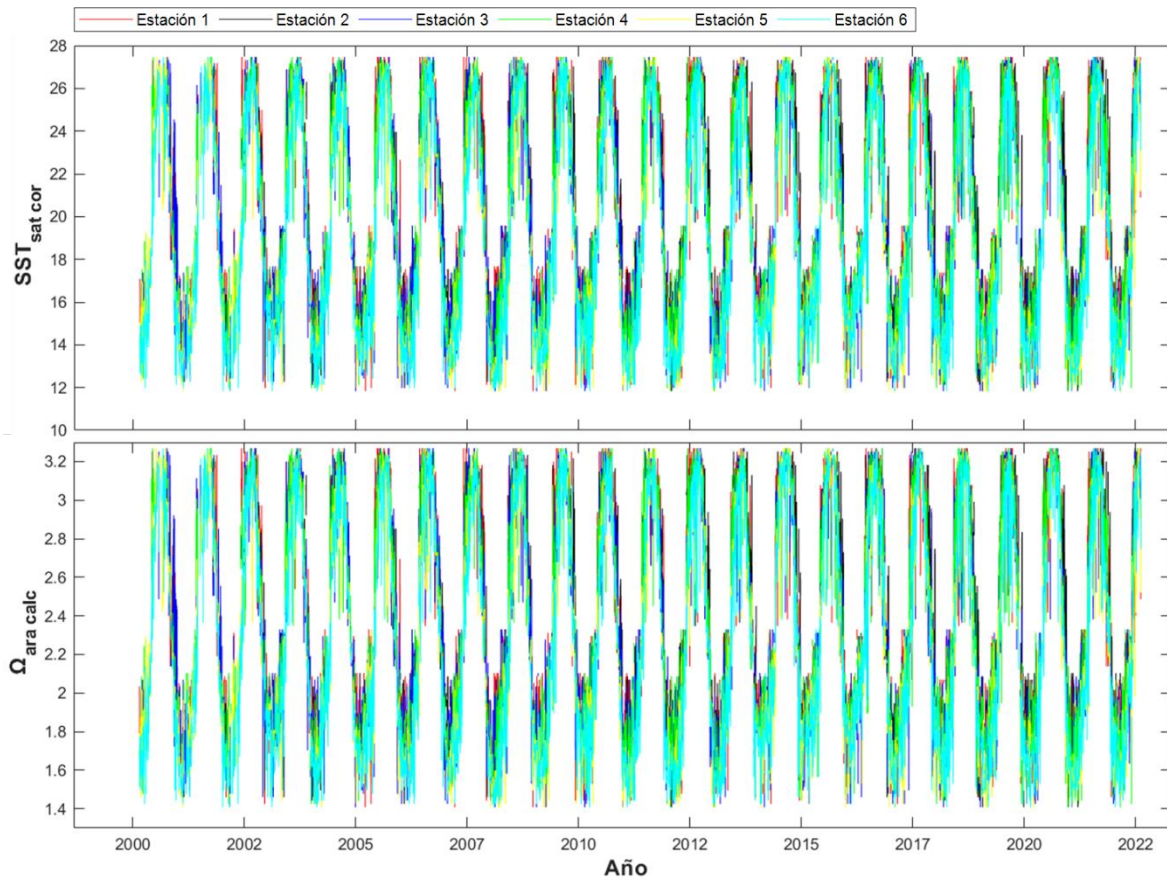
	U	Verano	Invierno
Temperatura (°C)	79200	$23.7 \pm 2.98$ (144)	$15.5 \pm 0.61$ (96)
CID ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ )	65700	$2125 \pm 30$ (111)	$2196 \pm 28$ (84)
$\text{pH}_{\text{Tot}}$	40404	$7.98 \pm 0.04$ (111)	$7.93 \pm 0.07$ (84)

$\Omega_{ara\ obs}$	10512	$2.94 \pm 0.33$ (111)	$2.02 \pm 0.29$ (84)
---------------------	-------	-----------------------	----------------------

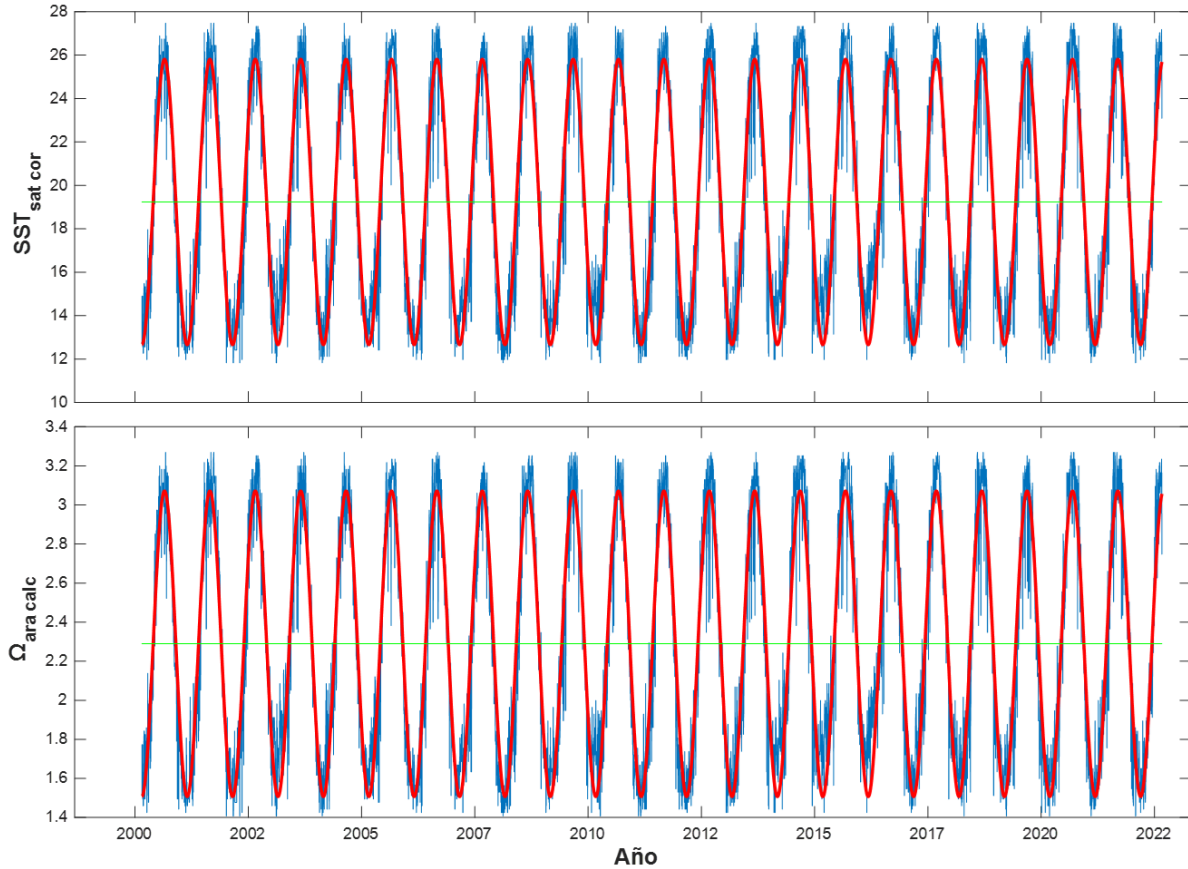
### 2.3.5 Tendencia y estacionalidad de la serie de tiempo de 20 años del $\Omega_{ara\ calc}$

Las series de tiempo de  $SST_{sat\ cor}$  de las 6 estaciones mostraron un intervalo anual entre los 12 a  $\sim 28$  °C (Fig. 6a), siguiendo una marcada estacionalidad, con una media de 19 °C, con valores similares al patrón reportado para los datos de temperatura discretos (ver sección 2.3). El ajuste armónico de la serie de  $SST_{sat\ cor}$  de la estación 6, indicó que el 87% de la variabilidad en la temperatura es explicada por la variabilidad estacional. Además, a lo largo de los 20 años, las 6 estaciones mostraron una amplitud de  $\sim 6.5$  °C ( $\sim 12$  °C anualmente; Fig. 7a). La variación del armónico ajustado a las series de SST presenta un periodo frío en invierno (temperatura mínima  $\sim 12$  °C), el cual se incrementa durante los meses de mayo a junio para llegar a un periodo cálido en verano con los valores más altos (fase;  $\sim 27$  °C). Dicha condición se observó que se extendió hasta noviembre.

Por otro lado, las series de tiempo de 20 años para el  $\Omega_{ara\ calc}$  de las 6 estaciones se representan en la figura 6b. La estacionalidad indicó un mínimo de 1.5 unidades durante invierno, y un máximo de 3.5 unidades durante verano. El ajuste armónico indicó que, a lo largo de los 20 años, las 6 estaciones mostraron una media de  $\sim 2.2$  unidades, con una amplitud de  $\sim 0.7$  unidades, lo que representa una variación anual de  $\sim 1.4$  unidades (Fig. 7b).



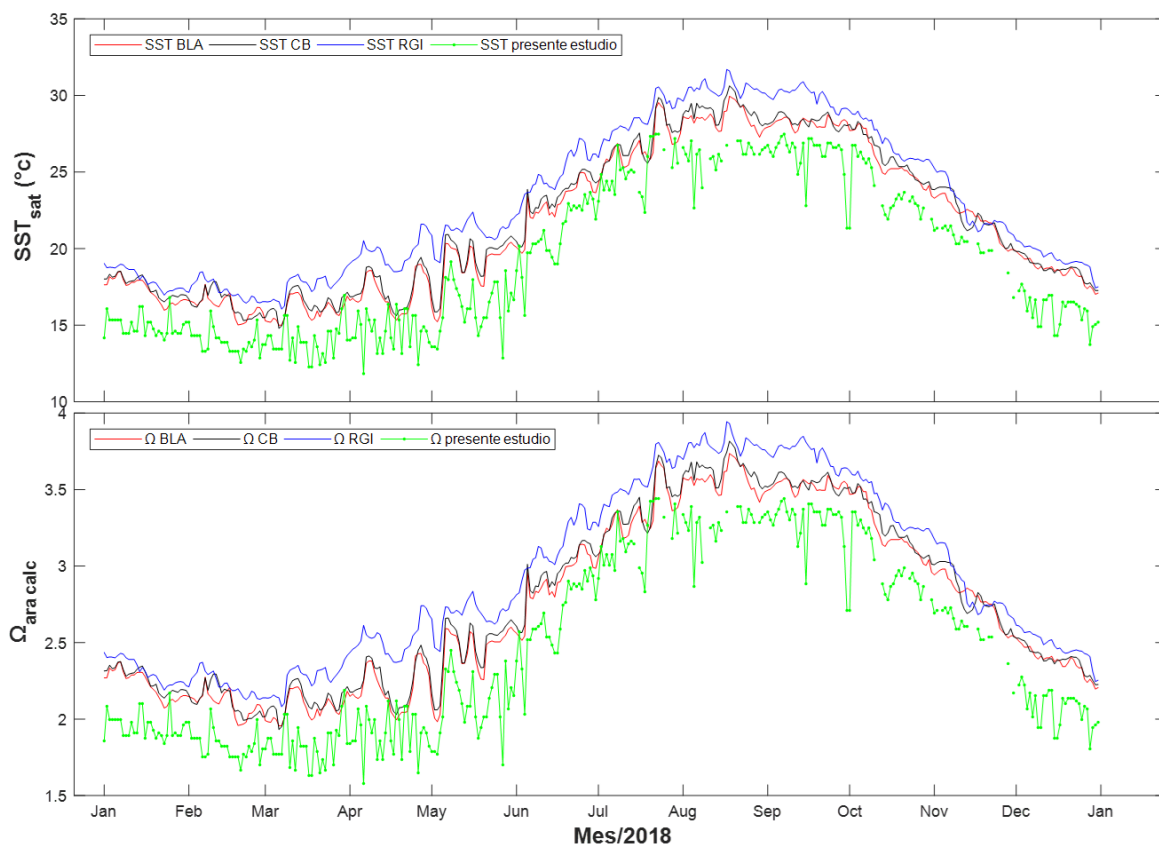
**Figura 6. Serie de tiempo de 20 años de la  $SST_{sat\ cor}$  (A) y del  $\Omega_{ara\ calc}$  (B) para las diferentes estaciones de muestreo en BLA. Con respecto al estado de saturación, las estaciones presentaron el mismo comportamiento estacional, así como una amplitud similar.**



**Figura 7. Serie de tiempo de la estación 6 en donde se muestra el ajuste armónico (línea roja) a lo largo de los 20 años de datos diarios (línea azul) de la  $SST_{sat\ cor}$  (A) y del  $\Omega_{ara\ calc}$  (B). La línea verde representa media de la serie de tiempo de 20 años de  $SST_{sat\ cor}$  y de  $\Omega_{ara\ calc}$  (A y B, respectivamente).**

*Respuesta del  $\Omega_{ara\ calc}$  usando distintas fuentes de series de tiempo de SST*

Al contrastar la serie de datos de  $\Omega_{ara\ calc}$ , con datos de sensores remotos de temperatura de una fuente distinta (MUR). Se observó que el error de 0.051 unidades (Ec. 3), al utilizar la temperatura observada como proxy para el cálculo de omega aragonita (Ec. 9), es ~40% menor con respecto a la incertidumbre obtenida mediante el cálculo directo con variables del carbono (*i.e.*, Temperatura vs CID, 0.15 unidades; capítulo I).



**Figura 8.** Serie de tiempo de la SST derivada de sensores remotos (MUR; A) para el año 2018. Los datos mostrados corresponden a: (1) pixel tomado de BLA (línea roja; ver Fig. 1b), (2) pixel tomado de la región de las grandes Islas (RGI; línea azul; ver Fig. 1b), (3) pixel tomado del Canal de Ballenas (CB; línea negra; ver Fig. 1b), y (4) la serie de tiempo de satélite utilizada en el presente estudio. En B se muestra el  $\Omega_{ara\ calc}$  con los datos de SST en A.

Para ver las diferencias entre los datos de SST<sub>MUR</sub> y los datos del presente trabajo, se realizó un análisis de frecuencias, para lo cual se calculó un periodograma a cada serie de tiempo (i. e., sensor) con el fin de contrastar si las frecuencias (periodo) dominantes eran similares entre ellos. Se encontró que los datos de SST (MUR) no están tomando en cuenta información sobre estructuras de corta escala temporal (ver Anexo VI). Además, en la figura 8a se observa un offset entre las series de tiempo, y la diferencia en promedio entre la SST<sub>BLA</sub> (MUR) y los datos SST<sub>sat cor</sub> utilizados en el presente trabajo fue de  $\sim 2.25$  °C, mientras que los datos

de SST\_BLA (MUR) vs. SST<sub>sat</sub> sin corregir, la sobreestimación promedio fue de ~ 0.24 °C. Además, los patrones estacionales del  $\Omega_{\text{ara calc}}$  obtenidos con la SST del MUR y la serie de tiempo de este trabajo son similares.

## 2.4 Discusión

### 2.4.1 Variabilidad estacional en BLA con base en datos discretos

Producto del presente estudio, se observó la variabilidad estacional de temperatura, CID y omega aragonita en BLA (Fig. 5), reguladas por la influencia de las masas de agua presentes en la región (Martínez-Fuentes *et al.*, 2022). Durante los meses de verano (julio a noviembre) domina el AGC y se presenta una columna de agua más estratificada (Torres-Delgado *et al.*, 2013; Hernández-Ayón *et al.*, 2013), con temperaturas mayores a 12°C, acarrea bajas concentraciones de CID está relacionada con mayor pH y valores de  $\Omega_{\text{ara}}$  (Hernández-Ayón *et al.*, 2013; ver tabla II). Mientras que durante el invierno (diciembre a mayo), la batimetría de la región, junto con la marea, el viento y las corrientes pudieran promover la elevación de las isopícnas, simulando una surgencia, intensificando la señal/influencia del ASS en el agua superficial, la cual acarrea aguas frías con una alta concentración de CID (Norzagaray *et al.*, 2014; Martínez-Fuentes *et al.*, 2022), observando la relación inversa entre CID vs. Temperatura como lo mencionan Hernández-Ayón *et al.* (2013) para el canal de Ballenas y Martínez-Fuentes *et al.* (2022) para Bahía de los Ángeles, relacionada a un bajo pH y bajos valores de  $\Omega_{\text{ara}}$  (Hernández-Ayón *et al.*, 2013; ver tabla II). La influencia de estas masas de agua, afecta los factores ambientales abióticos que influyen en los corales, y a su vez la tasa de calcificación de los corales (Norzagaray *et al.*, 2014).

*Tendencia y estacionalidad de la serie de tiempo de 20 años del  $\Omega_{\text{ara calc}}$ .*

El rango de  $\Omega_{\text{ara calc}}$  reportado en el presente trabajo es similar al rango observado para distintos lugares del Golfo de California (variación anual de 1.5 a 3.5 unidades). Para algunos lugares del GC se han registrado valores de  $\Omega_{\text{ara}} < 3.5$  unidades (3.34-3.49 unidades; Kleypas *et al.*, 1999b). Norzagaray *et al.* (2017b) reportaron para Cabo Pulmo una variación anual del  $\Omega_{\text{ara}}$  entre 2.7 a 3.5 unidades, con una media de 3.1 ( $\sim 0.7$  unidades mayor al del presente trabajo), con un promedio de  $2.8 \pm 0.2$  unidades para invierno, bajo la influencia de AGC (1.3 unidades mayor que el presente estudio), mientras que para verano se observó un promedio de  $3.2 \pm 0.3$  unidades cuando se presenta la influencia de agua superficial tropical (AST).

Por otra parte, el promedio de los datos de  $\Omega_{\text{ara calc}}$  del presente trabajo es inferior al reportado para otros estudios en arrecifes de coral de zonas tropicales, con una diferencia  $\sim 0.9$  unidades, con un  $\Omega_{\text{ara}}$  medio de 3.3 unidades (Bates *et al.*, 2010; Manzello *et al.*, 2012; Andersson *et al.*, 2014) y  $\sim 0.4$  unidades menor al reportado en BLA por Cabral-Tena *et al.* (2013), con un promedio de  $\sim 2.8$  unidades.

Los datos anteriores reportados para la zona del Golfo de California, y cercanos a BLA, ganan relevancia, ya que un valor de saturación menor a 3.2 se considera una condición limitante para los corales en todo el mundo (Manzello, 2010). Para BLA y la zona costera peninsular contigua al CB se ha descrito la presencia de *Porites panamensis*, la cual tiene una amplia distribución latitudinal (desde el GC hasta Panamá; Reyes-Bonilla *et al.*, 2007) y se ha propuesto que es una especie de coral resistente a “aguas ácidas” (Anlauf *et al.*, 2011; Cabral-Tena *et al.*, 2013). En este estudio encontramos que en BLA los valores de  $\Omega_{\text{ara}}$  presentaron una amplitud de la variabilidad anual con valores menores a 2 unidades durante el invierno (Fig. 6). Valores de  $\Omega_{\text{ara}}$  como estos sugieren condiciones sub-óptimas para el desarrollo de

*Porites panamensis* (Kleypas *et al.*, 1999b; Manzello, 2010). Sin embargo, su presencia pudiera explicarse con base en la heterotrofia (*i.e.*, consumo de zooplancton), el cual es un factor que ayuda a los corales a soportar los efectos de bajo pH en condiciones experimentales (Drenkard *et al.*, 2013; Ramajo *et al.*, 2016). La resistencia metabólica depende del equilibrio energético (requisito para la adaptación y tolerancia al estrés) y el nivel de estrés (estrés moderado a extremo) que va a determinar la estrategia de adaptación, la respuesta metabólica y compensación de energía (*i. e.*, energía para el crecimiento, la reproducción, mantenimiento, entre otros) lo cual permite que el organismo sobreviva a la perturbación, por medio del balance de energía (Sokolova *et al.*, 2012).

Esta estrategia metabólica, permite explicar la presencia de esta especie (*Porites panamensis*) de coral en Bahía de los Ángeles, en donde se ha reportado una elevada productividad biológica, relacionado a concentraciones elevadas de nutrientes inorgánicos disueltos, condición que pudiera reducir el impacto de la AO en la calcificación del coral vía heterotrofia (Drenkard *et al.*, 2013; Martínez *et al.*, 2022). Dicha actividad biológica promueve que las redes tróficas se vean favorecidas, ya que la disponibilidad de alimentos puede desempeñar un papel fundamental en la determinación de la resistencia de los calcificadores a la AO (Ramajo *et al.*, 2016).

#### *$\Omega_{ara\ calc}$ usando distintas fuentes de series de tiempo de SST*

Como ejercicio, y respondiendo al objetivo del capítulo II, discutimos del uso  $\Omega_{ara\ calc}$  usando las distintas fuentes de series de tiempo de SST<sub>sat</sub> utilizadas en esta tesis (temperatura satelital (multisensores) proporcionados por POPEYE's team y Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR)), debido a que es necesario probar que la estimación del  $\Omega_{ara\ calc}$  se mantiene (en

términos de variabilidad anual y estacional) si se consideran otras fuentes de datos de temperatura satelital.

Con respecto a la resolución temporal, si bien ambas fuentes de datos de SST son datos diarios, al evaluar la figura 8, se aprecia visualmente que los datos de SST\_MUR están filtrados, a diferencia de los datos multisensor de SST proporcionados por POPEYE's team (Santamaría-del-Ángel, comunicación personal).

El proyecto MUR, utiliza el análisis de variación de varias resoluciones (MRVA, por sus siglas en inglés), este método promedia las observaciones en sus ubicaciones originales por medio de la interpolación de los pixeles, por lo que normalmente hay menos distorsión, incluso a baja resolución (JPL MUR MEaSURES Project). Sin embargo, al filtrar la variabilidad de los datos diarios (promediar) a lo largo del tiempo, consecuentemente se filtran aquellas escalas menores a la estacional. A diferencia de los datos de SST\_MUR, los datos utilizados en este capítulo (capítulo II) nos permiten tomar en cuenta información sobre estructuras de corta escala temporal (*i. e.g.*, surgencias, mareas, entre otros), que puede ser relevante al momento de inferir sobre procesos biogeoquímicos, o bien, sobre pronosticar las potenciales respuestas biológicas de los organismos, comunidades y/o ecosistemas sensibles a estas variables.

Con respecto a la sobreestimación de la temperatura observada entre ambas fuentes de datos (figura 8); hay que tomar en cuenta que esta sobreestimación tiene un efecto sobre el cálculo del estado de saturación, y que, en este caso, la sobreestimación de 2°C aumenta el  $Q_{ara}$  en 0.03 unidades en promedio. Al comparar esta diferencia de  $Q_{ara}$  con el promedio de  $Q_{ara}$  en mares tropicales (3.3 unidades; ver sección 2.3), aumentaría en 3.33 unidades, si bien este cambio no afecta directamente la distribución de *P. panamensis*, como se menciona

anteriormente (ver introducción y sección 2.3), podría influir en su tasa de crecimiento/calcificación debido al cambio en las condiciones ambientales ( $\Omega_{ara}$ ; Cabral-Tena *et al.*, 2013).

La posibilidad de calcular el  $\Omega_{ara}$  con datos de temperatura, o datos hidrográficos históricos, permite poder estudiar la estacionalidad y la tendencia a largo plazo de la acidificación de los océanos en las aguas costeras (Oliva-Méndez *et al.*, 2016). Sin embargo, en este trabajo se resalta la importancia de la elección de una base de datos confiable debido a que los datos de sensores remotos obtienen información en pequeña o gran escala de una zona en tiempo real, que no están en contacto físico con el área/zona de estudio (Jensen, 2007). Además, al usar bases de datos derivados de sensores remotos filtrados y con una mayor sobreestimación puede acarrear interpretaciones erróneas sobre el valor anual o estacional, y por otra parte, el uso de bases de datos derivadas de sensores remotos con el menor tratamiento posible para obtener información más completa de procesos a escalas espaciales y temporales amplias, ya que el propósito con este tipo de metodologías (*i.e.*, estimar propiedades químicas a partir de variables remotas) es llegar a cuantificar la heterogeneidad tanto espacial como temporal, así como para que el análisis sea replicable (Boca y Rodríguez, 2012).

A partir de lo mencionado anteriormente, en este estudio se propone estimar variables químicas a partir de sensores remotos, y se resalta la necesidad de combinar datos de satélite con datos medidos *in situ*, que, combinado con herramientas estadísticas y modelos matemáticos orientados a cuantificar el error asociado con los datos satelitales, permitan mejorar el manejo de esta información, como también lo proponen Selvaraj *et al.* (2009), para incrementar la información de eventos espaciales y temporales en regiones de difícil acceso para la toma de muestras *in situ*.

### *Importancia de las escalas espaciales y temporales entre datos y procesos*

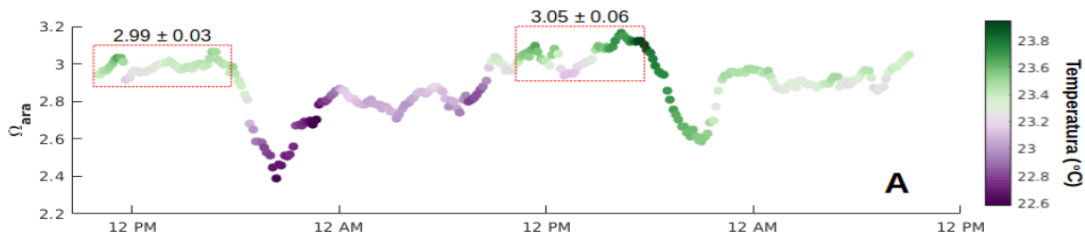
Uno de los principales problemas al que se enfrentan los profesionales que trabajan con levantamientos de información geoespacial (cartografía topográfica y temática), es decidir la escala espacial y temporal con el que se pretende trabajar, y a qué escala se debe representar la información o producto (Marquina *et al.*, 2018). Para poder interpretar el efecto de distintos fenómenos oceanográficos, ya sean globales o locales, se debe considerar que los cambios en los ambientes marinos son el resultado de escalas específicas de variabilidad (tanto espacial como temporal), por lo que es necesario generar series de tiempo lo suficientemente largas como para poder diferenciar las variaciones naturales, como la estacionalidad, la variabilidad interanual-interdecadal, o eventos episódicos (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2019).

Espacialmente, hay que tomar en cuenta que el cálculo de  $\Omega_{\text{ara}}$  fue posible por las características de BLA, ya que es una zona en la que la columna de agua se encuentra homogénea a lo largo del año durante dos períodos invierno/verano (ver capítulo I de esta tesis y Martínez-Fuentes *et al.*, 2022), por lo que, aunque la temperatura superficial del mar representa generalmente los primeros 11  $\mu\text{m}$  de la capa superficial del mar en grados centígrados, y se resalta que representa la capa superficial del océano (CEOS, 2022), el uso de SST<sub>sat</sub> es posible y representativo de la zona de BLA.

Con respecto a la resolución temporal, esta se refiere a la frecuencia de observación o intervalo de tiempo entre muestras sucesivas de una zona de la cobertura terrestre proporcionada por el sensor (Peguero, 2016). Los sensores con alta resolución temporal tienen una resolución espacial aproximada, ya que podrán observar un área más grande en cada adquisición de imagen. En el caso de la imagen compuesta diaria, se refiere a que tarda

1 día en pasar nuevamente por una zona ya observada (Peguero, 2016). En el presente estudio, el monitoreo discreto se tomó en 1 día representativo del mes durante el período de muestreo de 2017 a 2019, es decir, representa 1 mes del año (ver escala temporal de Fig. 2). Al compararlo con los datos de sensores y hacer los debidos ajustes, la serie de tiempo de datos discretos lograron captar diferentes estructuras espaciales para la zona de la entrada de BLA y que tiene comunicación directa con el CB, ya que en un día se integran diferentes procesos biogeoquímicos que ocurren en la columna de agua.

Por otra parte, los datos de sensores utilizados en el presente trabajo fueron tomados de día, lo cual indica que se pierde información de los procesos que ocurren durante la noche, cuando dominan otros procesos como la respiración, que provocan una disminución del pH y estado de saturación. Sin embargo, esta pérdida de información por la resolución temporal tanto de los satélites como de las colectas discretas bien puede estar reflejando la variabilidad en escala de días. Para probar la variación diaria, en noviembre de 2022 se instaló un sensor SeapHOx (SBE, USA) sobre un sustrato rocoso a 3 m de profundidad en la zona de estudio (cercano a la estación 1; Fig. 1b; Orión Norzagaray, com. Pers.). Este sensor registró la temperatura, salinidad y pH cada 10 min durante tres días, valores usados para derivar el estado de saturación con este sensor ( $\Omega_{ara\ SP}$ ) junto a una AT fija de  $2375\ \mu\text{mol kg}^{-1}$  (Martínez *et al.*, 2022). Esta serie de tiempo (Fig. 9) permitió conocer la magnitud de la variabilidad diurna del  $\Omega_{ara}$  (2.4-3.05), con valores más bajos durante la noche, producto de la respiración de la comunidad biológica, pero también evidenciar que durante las horas del día se detectaron valores similares durante el periodo de estudio ( $\Omega_{ara\ SP} \sim 3.02$ ).



**Figura 9. Resultados del experimento con un sensor SeapHOx en BLA durante tres días en noviembre de 2022. Se aprecia que las series de tiempo del  $\Omega_{\text{ara}}$  (puntos rellenos) presenta una buena correspondencia con la temperatura (escala de color) y muestra valores similares durante las horas iluminadas del día (rectángulos rojos).**

El uso de datos diarios derivados de multisensores de una resolución espacial de 1 km permite tener series de tiempo largas para poder distinguir diferentes escalas temporales y espaciales. En el caso de las variaciones temporales, permite distinguir la estacionalidad, variabilidad interanual, variabilidad decadal, etc. (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2019). Mientras que, espacialmente, en este estudio permitió distinguir la influencia de masas de agua en el área de estudio (BLA; Martínez-Fuentes *et al.*, 2022). Se resalta nuevamente la importancia de la necesidad de combinar datos de satélite con datos medidos *in situ* para obtener información más completa del área de estudio como lo sugieren Sathyendranath y Platt (1993).

## 2.4 Conclusiones

En este trabajo se reporta que la temperatura superficial del mar es una herramienta útil para estimar el  $\Omega_{\text{ara}}$  en la región de estudio, dado que:

(1) la SST derivada de sensores remotos (multisensor) mostró una relación significativa con respecto a los datos de temperatura medidos en campo, lo que permitió utilizar los datos diarios de  $SST_{\text{sat}}$  como proxy para la estimación de  $\Omega_{\text{ara}}$ . A partir de este procedimiento se obtuvo un error de 0.05 unidades, valor relativamente pequeño dada la variabilidad del  $\Omega_{\text{ara}}$  observado.

(2) En BLA, durante invierno hay transporte de aguas frías, con alto CID y baja saturación de aragonita, contrario a verano cuando domina el AGC con temperaturas más cálidas y con menor CID. A pesar de esto, la columna de agua se comporta de manera homogénea a lo largo del año; condiciones que permitieron que fuera posible utilizar como proxy la SST para el cálculo de  $\Omega_{\text{ara}}$ .

(3) Si bien el cálculo de  $\Omega_{\text{ara}}$  refleja el efecto de distintos parámetros, debido a los complejos procesos oceanográficos de la región de estudio, la temperatura superficial del mar y el intervalo de  $\Omega_{\text{ara}}$  calculado caen dentro de intervalos observados para otros sitios dentro del GC.

(4) Desde un punto de vista temporal, la relación encontrada entre temperatura y  $\Omega_{\text{ara}}$  calculada, permiten obtener series largas de tiempo que contienen información de distintas escalas temporales (*i.e.*, diaria, quincenal, mensual, interanual e interdecadal). Además, con la metodología propuesta se puede obtener la distribución espacial de este parámetro, ya sea con series de tiempo de SST o bien, haciendo uso de otras plataformas (*e.g.*, ERDDAP, GIOVANNI, , entre otras).

## 2.5 Bibliografía

- Aanbari, F. T., & Young, K. K. 2018. Impact on Project Management of Allied Disciplines. Project Management Institute, 152 pp ISBN-10: 1933890452 ISBN-13: 978-1933890456
- Allemand, D., Tambutté, É., Zoccola, D., Tambutté, S. 2011. Coral calcif., cells to reefs. Coral reefs: an ecosystem in transition. Sprin., NY. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0114-4\\_9](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0114-4_9).
- Alvarado, R. J. F. 2022. Producción de carbonato de calcio por organismos incrustantes en arrecifes del Pacífico mexicano. Tesis de Doctorado. Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada. CICESE. Ensenada, Baja California, México.
- Andersson, A. J., Yeakel, L., Bates, N. R., & de Putron, S. J. 2014. Partial offsets in ocean acidification from changing coral reef biogeochemistry. *Nat. Clim. Chang.* 4: 56–61. <https://doi.org/10.1038/nclimate2050>.
- Anlauf, H., D’Croz, L., O’Dea, A. 2011. A corrosive concoction: the combined effects of ocean warming and acidification on the early growth of a stony coral are multiplicative. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 397:13–20. <https://doi.org/10.1016/j.jembe.2010.11.009>.
- Bates, N., Amat, A. & Andersson, A. 2010. Feedbacks and responses of coral calcification on the Bermuda reef system to seasonal changes in biological processes and ocean acidification. *Biogeosciences* 7: 2509–2530. <https://doi.org/10.5194/bg-7-2509-2010>.
- Boca, T., & Rodríguez, G. 2012. Métodos estadísticos de la evaluación de la exactitud de productos derivados de sensores remotos. *Instituto de Clima y Agua, INTA Castelar*.
- Brook, Q. 2017. Lean Six Sigma and Minitab (5<sup>th</sup> Edition): The Complete Toolbox Guide for Business Improvement. OPEX Resources Ltd; 5<sup>th</sup> Edition Revised edition (September 1, 2017) 314 pp. ISBN-10: 0995789908 ISBN-13: 978-0995789906.
- Cabral-Tena, R. A., Reyes-Bonilla, H., Lluch-Cota, S., Paz-García, D. A., Calderón-Aguilera, L. E., Norzagaray, O., & Balart, E. F. 2013. Different calcification rates in males and females of the coral *Porites panamensis* in the Gulf of California. *Marine Ecology Progress Series*, 476, 1-8. <https://doi.org/10.3354/meps10269>.
- Canino-Herrera, S. R., Gaxiola-Castro, G., Segovia-Zavala, J. A., 1990. Effect of physical processes on the variation of chlorophyll, seston and primary productivity in the northern inlet of Bahía de Los Angeles (summer 1986). *Ciencias Mar.* 16 (2), 67–85. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v16i2.690>.
- Castillo-Ramírez, A., Santamaría-del-Ángel, E., González-Silvera, A., Frouin, R., Sebastián-Frasquet, M. T., Tan, J., ... & Enríquez-Paredes, L. 2020. A new algorithm to estimate diffuse attenuation coefficient from Secchi disk depth. *Journal of Marine Science and Engineering*, 8(8), 558. <https://doi.org/10.3390/jmse8080558>.
- CEOS, International Directory Network Portals. 2022. <https://gcmd.gsfc.nasa.gov/KeywordSearch>.
- Chin, T., M, Vazquez-Cuervo, J. and Armstrong, E., M. 2017. A multi-scale high-resolution analysis of global sea surface temperature, *Remote Sensing of Environment*, 200. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.029>.
- Delgadillo-Hinojosa, F., Segovia-Zavala, J.A., Huerta-Díaz, M.A., Atilano-Silva, H., 2006. Influence of geochemical and physical processes on the vertical distribution of manganese in Gulf of California waters. *Deep Sea Res. Part I* 53 (8), 1301–1319. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2006.06.002>.

- Drenkard, E. J., Cohen, A. L., McCorkle, D. C., de Putron, S. J., Starczak, V. R., & Zicht, A. E. 2013. Calcification by juvenile corals under heterotrophy and elevated CO<sub>2</sub>. *Coral Reefs*, 32, 727-735. <https://doi.org/10.1007/s00338-013-1021-5>.
- Dickson, A.G., Sabine, C.L., Christian, J.R. (Eds.). 2007. Guide to Best Practices for Ocean CO<sub>2</sub> Measurement. North Pacific Marine Science Organization, British Columbia, p. 191. <https://doi.org/10.25607/OBP-1342>.
- Fabry, V. J., B. A. Seibel, R. A. Feely and J. C. Orr. 2008. Impacts of ocean acidification on marine fauna and ecosystem processes. *ICES Journal of Marine Science* 65:414–432. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsn048>.
- Feely, R. A., Byrne, R. H., Acker, J. G., Betzer, P. R., Chen, C. T. A., Gendron, J. F., & Lamb, M. F. 1988. Winter-summer variations of calcite and aragonite saturation in the northeast Pacific. *Marine Chemistry*, 25(3), 227-241.
- Feely, R. A., Sabine, C. L., Lee, K., Berelson, W., Kleipas, J., Fabry, V. J., Millero, F. J. 2004. Impact of Anthropogenic CO<sub>2</sub> on the CaCO<sub>3</sub> System in the Oceans. *Science* Vol. 305. No.5682, pp. 362 – 366. <https://doi.org/10.1126/science.1097329>.
- Guinotte, J. M., & Fabry, V. J. 2008. Ocean acidification and its potential effects on marine ecosystems. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1134(1), 320-342. <https://doi.org/10.1196/annals.1439.013>.
- Gledhill, D. K., Wanninkhof, R., & Eakin, C. M. 2009. Observing ocean acidification from space. *Oceanography*. 22(4), 48-59. <https://www.jstor.org/stable/24861023>.
- Halfar, J., Godínez-Orta, L., Riegl, B., Valdez-Holguin, J. E., & Borges, J. M. 2005. Living on the edge: high-latitude Porites carbonate production under temperate eutrophic conditions. *Coral Reefs*, 24, 582-592. <https://doi.org/10.1007/s00338-005-0029-x>.
- Heckel, G., De Guevara, P. L., & Rojas-Bracho, L. 2007. Ballenas y delfines. *Bahía de los Ángeles: recursos naturales y comunidad. Líneas base*, 563-601.
- Hernández-Ayón, J. M., Chapa-Balcorta, C., Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V. F., Huerta-Díaz, M. A., Santamaría-del Angel, E., Galindo-Bect, S., Segovia-Zavala, J. A., 2013. Dinámica del carbono inorgánico disuelto en la región de las grandes islas del golfo de California: Influencia de las masas de agua. *Ciencias Mar.* 39 (2), 183–201. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2243>.
- IPCC. 2013. Summary for policymakers. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis* Contrib. of Working Group I to the 5<sup>th</sup> Asses. Rep. of the Intergov. Panel on Clim. Chan., Camb. Univ.Press, NY.
- Jensen, J. R. 2007. Remote sensing of the environment: An earth resource perspective. Segunda edición. Prentice-Hall, Upper Saddle River, EE. UU. 592 p.
- JPL MUR MEaSURES Project. 2015. GHRSSST Level 4 MUR Global Foundation Sea Surface Temperature Analysis. Ver. 4.1. PO.DAAC, CA, USA. Dataset accessed [2023-08-02] at <https://doi.org/10.5067/GHGMR-4FJ04>.
- Kleypas, J. A., Buddemeier, R. W., Archer, D., Gattuso, J. P., Langdon, C., & Opdyke, B. N. 1999a. Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxide on coral reefs. *Science*, 284(5411), 118-120. <https://doi.org/10.1126/science.284.5411118>.

- Kleypas, J. A., McManus, J. W., Meñez, L. A. B. 1999b. Environmental limits to coral reef development: ¿Where do we draw the line? *Am Zool* 39:146–159. <https://doi.org/10.1093/icb/39.1.146>.
- Ladrón-de-Guevara, P., Heckel, G., & Lavaniegos, B. E. 2015. Spatial and temporal occurrence of fin whales (*Balaenoptera physalus*) and euphausiids (*Nyctiphanes simplex*) in the Ballenas Channel, Gulf of California, Mexico. *Ciencias Marinas*, 41(2), 125-142. <https://doi.org/10.7773/cm.v41i2.2497>.
- Lavaniegos, B. E., Heckel, G., & Ladrón de Guevara, P. 2012. Variabilidad estacional de copépodos y cladóceros de bahía de Los Ángeles (Golfo de California) e importancia de *Acartia clausi* como alimento del tiburón ballena. *Ciencias marinas*, 38(1A), 11-30. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v38i1A.2017>.
- Le Quéré, C., Moriarty, R., Andrew, R., Canadell, J., Sitch, S., Korsbakken, J., Friedlingstein, P., Peters, G., Andres, R., Boden, T., et al., 2015. Global Carbon Budget 2015. *Earth Sys. Sci. Data*. 7, 349-396. <https://doi.org/10.5194/essd-7-349-2015>.
- Lewis, E., Wallace, D., Allison, L. J., 1998. Program developed for CO2 system calculations. Carbon Dioxide Information Analysis Center, managed by Lockheed Martin Energy Research Corporation for the US Department of Energy Tennessee. <https://doi.org/10.15485/1464255>.
- López-Tejada, N. L. 2020. Influencia de la circulación en la variabilidad de la biomasa de fitoplancton en Bahía de los Ángeles, Baja California: resultados de un modelo numérico oceánico de interacción físico-biológica. Tesis de Maestría. Sin publicar. Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada. CICESE. Ensenada, Baja California, México.
- Lueker, T. J., Dickson, A. G., & Keeling, C. D. 2000. Ocean pCO<sub>2</sub> calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K<sub>1</sub> and K<sub>2</sub>: validation based on laboratory measurements of CO<sub>2</sub> in gas and seawater at equilibrium. *Marine chemistry*, 70(1-3), 105-119. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(00\)00022-0](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(00)00022-0).
- Manzello, D. P., Kleypas, J. A., Budd, D. A., Eakin, C. M., Glynn, P. W., Langdon C. 2008. Poorly cemented coral reefs of the eastern Tropical Pacific: possible insights into reef development in a high-CO<sub>2</sub> world. *Proc Natl Acad Sci USA* 105:10450–10455. <https://doi.org/10.1073/pnas.0712167105>.
- Manzello, D. P. 2010. Coral growth with thermal stress and ocean acidification: lessons from the eastern tropical Pacific. *Coral Reefs* 29: 749–758. [Doi:10.1007/s00338-010-0623-4](https://doi.org/10.1007/s00338-010-0623-4).
- Manzello, D. P., Enochs, I. C., Melo, N., Gledhill, D. K., & Johns, E. M. 2012. Ocean acidification refugia of the Florida Reef Tract. *PLOS One* 7: e41715. [Doi:10.1371/journal.pone.0041715](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0041715).
- Marquina, J. J., & Mogollón, A. 2018. Niveles y escalas de levantamiento de información geográfica en sensores remotos. *Revista Geográfica Venezolana*, 59(1), 42-52. [ISSN: 2244-8853](https://doi.org/10.2244/8853).
- Martínez-Fuentes, L. M., Norzagaray, C. O., Hernández-Ayón, J. M., Solana-Arellano, M. E., Uribe-López, A. G., Valdivieso-Ojeda, J. A., Camacho-Ibar, V., Mejía-Trejo A., Delgadillo-Hinojosa, F. & Cabral-Tena, R. A. 2022. Influence of the advection of water masses in the Ballenas Channel on the CO<sub>2</sub> system in Bahía de los Angeles (Mexico). *Regional Studies in Marine Science*, 55, 102505. [Doi:10.1016/j.rsma.2022.102505](https://doi.org/10.1016/j.rsma.2022.102505).
- McKnight, P. E., & Najab, J. (2010). Mann-Whitney U Test. *The Corsini encyclopedia of psychology*, 1-1. [Doi: 10.1002/9780470479216.corpsy0524](https://doi.org/10.1002/9780470479216.corpsy0524).

McLean, R. F., Tsyban, A., Burkett, V., Codignotto, J. O., Forbes, D. L., Mimura, N., ... & Ittekkot, V. (2001). Coastal zones and marine ecosystems. *Climate change*, 343-379.

Millán-Núñez, E., Yentsch, C. M., 2000. El Canal de Ballenas, Baja California, como ambiente favorable para el desarrollo del fitoplancton. *Hidrobiológica* 10 (2), 91-100, [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0188-88972000000200003](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0188-88972000000200003).

Mollica N., Guo W., Cohen A., Huang K., Donald H., Solow A. 2018. Ocean Acidification affects coral growth by reducing skeletal density. *PNAS*, 1-6. <https://doi.org/10.1073/pnas.1712806115>.

Munro, D. R., Lovenduski, N. S., Stephens, B. B., Newberger, T., Arrigo, K. R., Takahashi, T., ... & Sweeney, C. 2015. Estimates of net community production in the Southern Ocean determined from time series observations (2002-2011) of nutrients, dissolved inorganic carbon, and surface ocean pCO<sub>2</sub> in Drake Passage. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 114, 49-63. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.12.014>.

Muñoz-Barbosa, A., Gaxiola-Castro, G., & Segovia-Zavala, J. A. 1991. Temporal variability of primary productivity, chlorophyll and seston in Bahía de los Ángeles, Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 17(4), 47-68. <https://doi.org/10.7773/cm.v17i4.845>.

Nelson, J. D., Eckert, S. A. 2007. Foraging ecology of whale sharks (*Rhincodon typus*) within Bahía de los Ángeles, Baja California Norte, México. *Fisheries Research*. 84 (1), 47-64. <https://doi.org/10.1016/j.fishres.2006.11.013>.

Norzagaray, C. O., Calderon-Aguilera, L. E., Hernández-Ayón, J. M., Reyes-Bonilla, H., Carricart-Ganivet, J. P., Cabral-Tena, R. A., & Balart, E. F. 2014. Low calcification rates and calcium carbonate production in *Porites panamensis* at its northernmost geographic distribution. *Marine Ecology*, 36(4), 1244-1255. <https://doi.org/10.1111/maec.12227>.

Norzagaray, O. C., Calderon-Aguilera, L. E., Castro-Ceseña, A. B., Hirata, G., & Hernández-Ayón, J. M. 2017a. Skeletal dissolution kinetics and mechanical tests in response to morphology among coral genera. *Facies*, 63, 1-14. <https://doi.org/10.1007/s10347-016-0488-2>.

Norzagaray, C. O., Hernández-Ayón, J. M., Calderon Aguilera, L. E., Reyes-Bonilla, H., Chapa-Balcorta, C., & Ayala-Bocos, A. 2017b. Aragonite saturation and pH variation in a fringing reef are strongly influenced by oceanic conditions. *Limnology and Oceanography*, 62(6), 2375-2388. <https://doi.org/10.1002/lno.10571>.

Oliva-Méndez, N., Hernández-Ayón, J. M., Durazo, R., Simone, A. R., Santamaría-del-Ángel, E. 2016. Aplicación de una relación empírica para el estudio del sistema del CO<sub>2</sub> en la región oceánica frente a Ensenada, BC. Programa Mexicano del Carbono.

Orr, J. C., Epitalon, J. M., Dickson, A. G., Gattuso, J. P., 2018. Routine uncertainty propagation for the marine carbon dioxide system. *Mar. Chem.* 207, 84-107. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2018.10.006>.

Pacheco Ruíz, I., González, Z., Bect, G., Téllez, G., López, M., & Rojas, O. 2007. Macroalgas. *Bahía de Los Ángeles: recursos naturales y comunidad. Línea base 2007/Gustavo D. Danemann y Exequiel Ezcurra (Editores) p. 181-213.*

Peguero, O. C. 2016. Sensores Remotos y Aplicaciones en Teledetección. En: Geodesia y gestión de recursos naturales y patrimonio natural. *ONU-GE 21 Turismo y Ocio*. Primera Edición.

- Ramajo, L., Pérez-León, E., Hendriks, I. E., Marbà, N., Krause-Jensen, D., Sejr, M. K., Blicher, M. E., Lagos, N. A., Olsen, Y. S. & Duarte, C. M. 2016. Food supply confers calcifiers resistance to ocean acidification. *Scientific reports*, 6(1), 1-6. <https://doi:10.1038/srep19374>.
- Reyes-Bonilla, H., González-Romero, S., Cruz-Piñón, G., Calderón-Aguilera, L. E., 2007. Corales pétreos. In: Danemann, G., Ezcurra, E. (eds.). Bahía de los Ángeles: recursos naturales y comunidad. Línea Base 2007. SEMARNAT, PRONATURA, INE, San Diego NHM, Ensenada, p 291–318.
- Ross, S., M. 2018. Introducción a la estadística. España: Reverte. 536 y 537 pp.
- Santamaría-del-Ángel, E., Millán-Núñez, R., González-Silvera, A., & Cajal-Medrano, R. 2011. Comparison of In Situ and Remotely-Sensed Chl-a concentrations: A Statistical Examination of the Match-up Approach. *Chap, 15*, 221-238.
- Santamaría-del-Ángel, E., Sebastia-Frasquet, M. T., González-Silvera, A., Aguilar-Maldonado, J., Mercado-Santana, A., & Herrera-Carmona, J. C. 2019. Uso potencial de las anomalías estandarizadas en la interpretación de fenómenos oceanográficos globales a escalas locales. *Tópicos de Agenda para la Sostenibilidad de Costas y Mares Mexicanos*, 193.
- Santamaría-del-Ángel, E., Cañon-Páez, M. L., Sebastia-Frasquet, M. T., González-Silvera, A., Gutierrez, A. L., Aguilar-Maldonado, J. A., ... & Castillo-Ramírez, A. 2021. Interannual climate variability in the West Antarctic Peninsula under austral summer conditions. *Remote Sensing*, 13(6), 1122.
- Sathyendranath, S., & Platt, T. 1993. Remote sensing of water-column primary production. In *ICES Marine Science Symposia*. Vol. 197(1): 236-243.
- Sauza, B., Tocamo, Y., & González, J. (2021). Acidificación de los océanos. *Semilla científica: Revista de investigación formativa*, 167-176.
- Selvaraj, J. J., Rajasekharan, M., & Guzmán-Alvis, Á. I. 2009. Aplicaciones de los sistemas de información geográfica y sensores remotos al manejo de pesquerías marinas y desafíos para su desarrollo en Colombia. *Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras-INVEMAR*, 38(1), 105-120. ISSN: 0122-9761.
- Seminoff, J. A., and Jones, T. T. 2006. Diel movements and activity ranges of green turtles (*Chelonia mydas*) at a temperate foraging area in the Gulf of California, Mexico. *Herpetological Conservation and Biology*, 1(2), 81-86.
- Sokolova, I. M., Frederich, M., Bagwe, R., Lannig, G., & Sukhotin, A. A. 2012. Energy homeostasis as an integrative tool for assessing limits of environmental stress tolerance in aquatic invertebrates. *Marine environmental research*, 79, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2012.04.003>.
- Tambutté, E., Venn, A. A., Holcomb, M., Segonds, N., Techer, N., Zoccola, D., ... & Tambutté, S. 2015. Morphological plasticity of the coral skeleton under CO<sub>2</sub>-driven seawater acidification. *Nature Communications*, 6(1), 1-9. <https://doi.org/10.1038/ncomms8368>.
- Torres-Delgado, E.V., Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V.F., Huerta- Díaz, M.A., Segovia-Zavala, J.A., Hernández-Ayón, J.M., Galindo-Bect, S., 2013. Enriquecimiento invernal de nutrientes inorgánicos en el canal de Ballenas, golfo de California. *Ciencias Mar.* 39 (2), 165–182. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2236>.

Waldbusser, G. G., & Salisbury, J. E. 2014. Ocean acidification in the coastal zone from an organisms perspective: multiple system parameters, frequency domains, and habitats. *Annual review of marine science*, 6, 221-247. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121211-172238>.

Zeebe, R., E. 2012. History of seawater carbonate chemistry, atmospheric CO<sub>2</sub>, and ocean acidification. *Annual Review of Earth and Planetary Science*. 40(1): 141–165. Doi: <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105521>.

Zirino, A., Hernández Ayón, J. M., Fuhrmann, R. A., Bernstein, R. L., Lara Lara, J. R., Gaxiola Castro, G., & Álvarez Borrego, S. 1997. Estimaciones superficiales de PCO<sub>2</sub> en el Golfo de California a partir de mediciones continuas de pH e imágenes de satélite. *Ciencias Marinas*, 23(1): 1-22.

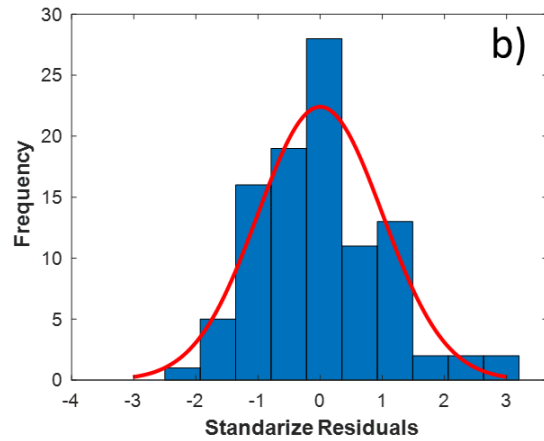
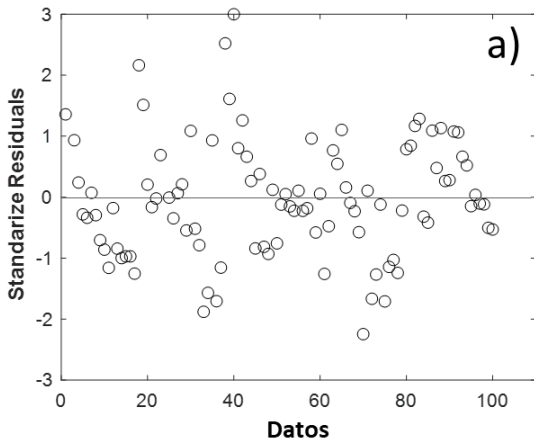
**Anexo I.** Análisis de varianza y prueba de hipótesis para significancia de los coeficientes de regresión lineal entre los datos de  $Tem_{in\ situ}$  y datos de  $SST_{sat}$ , el análisis se llevó a cabo con un  $\alpha=0.05$ . En a) Los valores residuales muestran una dispersión aleatoria alrededor del cero, lo que indica que el modelo describe bien la variabilidad observada en los datos, mientras que en b) los datos se ajustan adecuadamente a la distribución normal.

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

	<i>Grados de libertad</i>	<i>Suma de cuadrados</i>	<i>Promedio de los cuadrados</i>	<i>F</i>	<i>Valor crítico de F valor p</i>
Regresión	1	1525.80772	1525.80772	349.023031	6.6692E-34
Residuos	97	424.05038	4.3716534		
Total	98	1949.8581			

	<i>Coefficientes</i>	<i>Error típico</i>	<i>Estadístico t</i>	<i>Probabilidad o valor p</i>
Intercepto	0.65937242	1.06270662	0.62046515	<b>0.53640667 p&gt;0.05</b>
Pendiente	0.86671261	0.04639253	18.6821581	<b>6.6692E-34 p&lt;0.001</b>



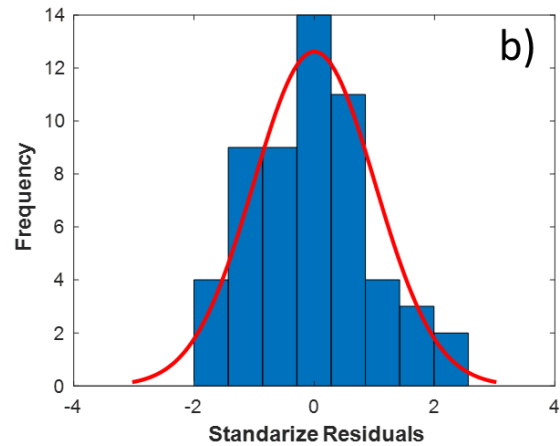
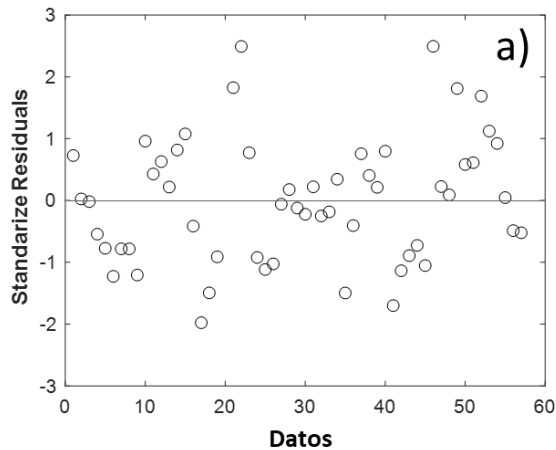
**Anexo II.** Análisis de varianza y prueba de hipótesis para significancia de los coeficientes de regresión lineal entre los datos de  $Tem_{in\ situ}$  y datos de  $SST_{sat}$  de los datos correspondientes a las estaciones 4 a 6, el análisis se llevó a cabo con un  $\alpha=0.05$ . En a) Los valores residuales muestran una dispersión aleatoria alrededor del cero, lo que indica que el modelo describe bien la variabilidad observada en los datos, mientras que en b) los datos se ajustan adecuadamente a la distribución normal.

**ANÁLISIS DE VARIANZA**

	<i>Grados de libertad</i>	<i>Suma de cuadrados</i>	<i>Promedio de los cuadrados</i>	<i>F</i>	<i>Valor crítico de p</i>
<i>Regresión</i>	1	1101.53553	1101.53553	503.202739	4.8676E-29

Residuos	54	118.208654	2.18904915
Total	55	1219.74418	

	<b>Coefficientes</b>	<b>Error típico</b>	<b>Estadístico t</b>	<b>Probabilidad Valor p</b>
Intercepto	0.12978679	0.94037913	0.13801539	<b>0.89074162 p&gt;0.05</b>
Pendiente	0.92185659	0.04109527	22.4321809	<b>4.8676 E-29 p&lt;0.01</b>



**Anexo III.** Análisis de varianza y prueba de hipótesis para significancia de los coeficientes de regresión lineal entre los datos de  $Tem_{in situ}$  y datos de  $SST_{sat cor}$ , el análisis se llevó a cabo con un  $\alpha=0.05$ . En a) Los valores residuales muestran una dispersión aleatoria alrededor del cero, lo que indica que el modelo describe bien la variabilidad de los datos, mientras que en b) los datos se ajustan adecuadamente a la distribución normal.

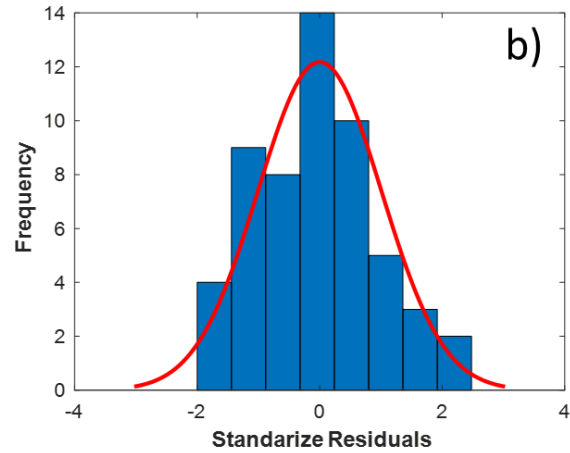
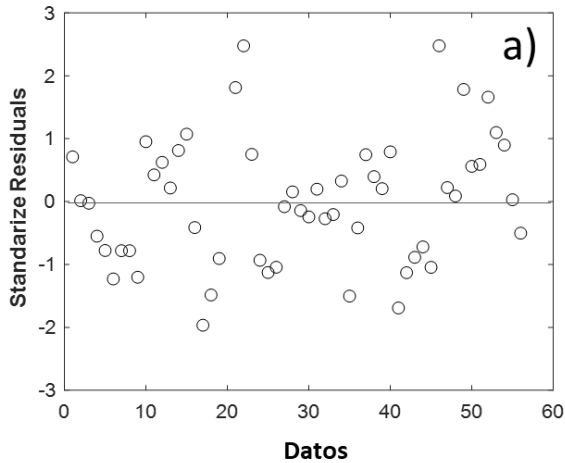
#### ANÁLISIS DE VARIANZA

	<i>Grados de libertad</i>	<i>Suma de cuadrados</i>	<i>Promedio de los cuadrados</i>	<i>F</i>	<i>Valor crítico de F</i>
Regresión	1	1101.53553	1101.53553	503.2027389	4.86758E-29
Residuos	54	118.208654	2.18904915		
Total	55	1219.74418			

	<b>Coefficientes</b>	<b>Error típico</b>	<b>Estadístico t</b>	<b>Probabilidad Valor p</b>
--	----------------------	---------------------	----------------------	---------------------------------

Intercepto	1.03123753	0.90113135	1.14438092	<b>0.257512991</b> p>0.05
Pendiente	0.95030908	0.04236365	22.4321809	<b>4.86758 E-29</b> p<0.01



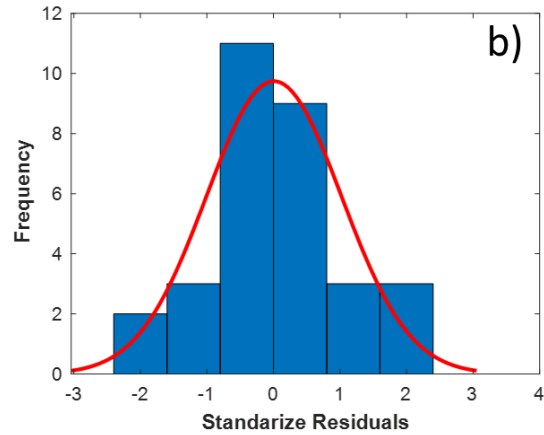
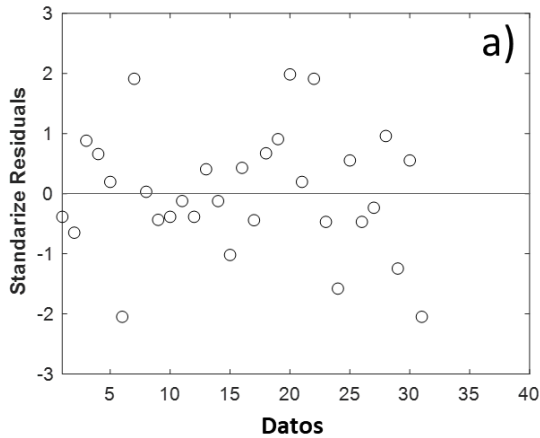
**Anexo IV.** Análisis de varianza y prueba de hipótesis para significancia de los coeficientes de regresión lineal entre los datos de  $Tem_{in\ situ}$  vs  $\Omega_{ara\ obs}$  (70% de los datos *in situ* usados para la calibración del modelo), el análisis se llevó a cabo con un  $\alpha=0.05$ . En a) Los valores residuales muestran una dispersión aleatoria alrededor del cero, lo que indica que el modelo describe bien los datos, mientras que en b) los datos se ajustan adecuadamente a la distribución normal.

ANÁLISIS DE  
VARIANZA

	<i>Grados de libertad</i>	<i>Suma de cuadrados</i>	<i>Promedio de los cuadrados</i>	<i>F</i>	<i>Valor crítico de F</i>
Regresión	1	7.75370985	7.75370985	241.620975	1.33498E-15
Residuos	29	0.930621135	0.032090384		
Total	30	8.684330985			

	<i>Coefficientes</i>	<i>Error típico</i>	<i>Estadístico t</i>	<i>Probabilidad Valor p</i>
Intercepto	0.171728904	0.16348254	1.050441864	<b>0.30219024</b> p>0.05
Pendiente	0.118528161	0.007625253	15.54416207	<b>1.335 E-15</b> p<0.001



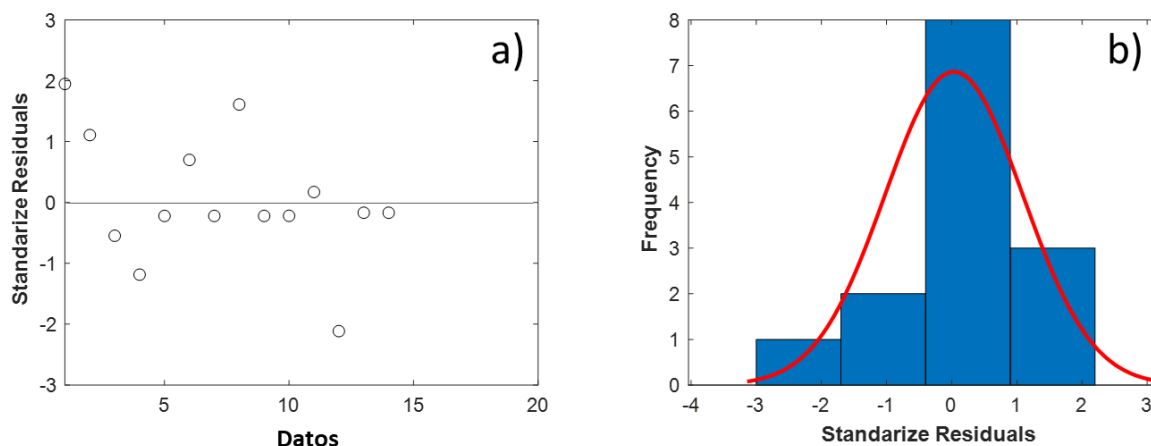
**Anexo V.** Análisis de varianza y prueba de hipótesis para significancia de los coeficientes de regresión lineal entre  $\Omega$  observado vs. Calculado (del 30 % restante de los datos), el análisis se llevó a cabo con un  $\alpha=0.05$ . En a) Los valores residuales muestran una dispersión aleatoria alrededor del cero, lo que indica que el modelo describe bien los datos, mientras que en b) los datos se ajustan adecuadamente a la distribución normal.

#### ANÁLISIS DE VARIANZA

	<i>Grados de libertad</i>	<i>Suma de cuadrados</i>	<i>Promedio de los cuadrados</i>	<i>F</i>	<i>Valor crítico de F</i>
Regresión	1	1.1308388	1.1308388	49.43556509	1.37341E-05
Residuos	12	0.27450006	0.02287501		
Total	13	1.40533886			

	<i>Coefficientes</i>	<i>Error típico</i>	<i>Estadístico t</i>	<i>Probabilidad Valor p</i>
Intercepto	0.28600557	0.38419395	0.74443017	<b>0.470943773</b> <b>p&gt;0.05</b>
Pendiente	0.91940904	0.13076425	7.03104296	<b>1.37341E-05</b> <b>p&lt;0.01</b>



**Anexo VI.** Resumen del análisis de frecuencias (análisis de Fourier) de las anomalías de las series de tiempo del año 2018 de SST derivados del MUR y los datos del presente trabajo (estación 6) para comparar el período (número de datos que representan dicha oscilación en el tiempo; periodo = 1/frecuencia) en días y observar la escala en días de cada una de las series de tiempo de los pixeles. Se presentan la frecuencia (freq), densidad de potencia espectral (psd) y el periodo calculado (escalas en días y años) para las regiones de Bahía de los Ángeles (SST\_BLA), Canal de Ballenas (SST\_CB), la región de las grandes islas (SST\_RGI) y la serie de tiempo corregida en este estudio (estación 6; SST\_satcorr).

**SST\_BLA**

freq	psd	periodo (días)	periodo (año)
0.068873	0.612975	15	0.04
0.011292	0.23576	89	0.24
0.02228	0.222288	45	0.12
0.035708	0.23576	28	0.08

**SST\_CB**

freq	psd	periodo (días)	periodo (año)
0.067648	0.580243	15	0.04
0.008226	0.360692	122	0.33
0.022467	0.266598	45	0.12
0.036218	0.172505	28	0.08

**SST\_RGI**

---

<b>freq</b>	<b>psd</b>	<b>periodo (días)</b>	<b>periodo (año)</b>
0.010923	0.556528	92	0.25
0.021745	0.166385	46	0.13
0.032969	0.166385	30	0.08
0.03838	0.120486	26	0.07
0.065637	0.109011	15	0.04

**SSTsatcor**

<b>freq</b>	<b>psd</b>	<b>periodo (días)</b>	<b>periodo (año)</b>
0.011166	2.323587	90	0.25
0.122114	1.136204	8	0.02
0.092339	1.136204	11	0.03
0.066108	0.91101	15	0.04
0.135229	0.583456	7	0.02

## CONCLUSIONES GENERALES

- 1) Se encontró que la dinámica superficial de Bahía de los Ángeles es modulada por la advección de las aguas superficiales provenientes del Canal de Ballenas, las cuales se caracterizan por tener condiciones termohalinas y biogeoquímicas que dependen de las masas de agua, la presencia del ASS durante el invierno y la presencia de AGC en verano.
- 2) El presente trabajo reporta por primera vez el efecto de la dinámica de estas masas de agua presentes en BLA en el sistema de CO<sub>2</sub> (CID, pH), el nitrato, la temperatura y  $\Omega_{\text{ara}}$ , para entender la dinámica tanto temporal (estacional) como espacial.
- 3) Derivada de esta dinámica temporal en BLA, se encontró una relación inversa entre temperatura y CID, la cual permitió el uso de la temperatura superficial del mar satelital como proxy para estimar el carbono inorgánico disuelto (CID<sub>calc</sub>).
- 4) Adicionalmente, se observó una relación directa entre el estado de saturación del aragonita ( $\Omega_{\text{ara}}$ ) y temperatura in situ, la cual permitió estimar el  $\Omega_{\text{ara}}$  ( $\Omega_{\text{ara calc}}$ ) a partir de la temperatura superficial del mar derivada de sensores remotos, por lo que es propuesta como una variable como proxy de variables clave del sistema del CO<sub>2</sub> (CID y  $\Omega_{\text{ara}}$ ) para esta región.

## LITERATURA GENERAL CITADA

Allemand, D., Tambutté, É., Zoccola, D., Tambutté, S. 2011. Coral calcif., cells to reefs. Coral reefs: an ecosystem in transition. Sprin., NY. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0114-4\\_9](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0114-4_9).

Alvarado, R. J. F. 2022. Producción de carbonato de calcio por organismos incrustantes en arrecifes del Pacífico mexicano. Tesis de Doctorado. Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada. CICESE. Ensenada, Baja California, México.

Álvarez-Borrego S. 2007. Principios generales del ciclo del carbono en el océano. En: Hernández-de la Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en ecosistemas marinos de México*. INE, Semarnat, CICESE, México. Pp. 11-28.

Cabral-Tena, R. A., Reyes-Bonilla, H., Lluch-Cota, S., Paz-García, D. A., Calderón-Aguilera, L. E., Norzagaray, O., & Balart, E. F. 2013. Different calcification rates in males and females of the coral *Porites panamensis* in the Gulf of California. *Marine Ecology Progress Series*, 476, 1-8. <https://doi.org/10.3354/meps10269>.

Caldeira, K., & Wickett, M. E. 2003. Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*, 425(6956), 365-365.

Chen, C. T. A., Liu, K. K., & Macdonald, R. 2003. Continental margin exchanges. In *Ocean biogeochemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg. 53-97. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-55844-3\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-642-55844-3_4).

Delgadillo-Hinojosa, F., Segovia-Zavala, J.A., Huerta-Díaz, M.A., Atilano-Silva, H., 2006. Influence of geochemical and physical processes on the vertical distribution of manganese in Gulf of California waters. *Deep Sea Res. Part I* 53 (8), 1301–1319. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2006.06.002>.

Doney, S. C., Fabry, V. J., Feely, R. A., & Kleypas, J. A. 2009. Ocean acidification: the other CO<sub>2</sub> problem. *Limnology and Oceanography e-Lectures*, 3(1): 1-59. [https://doi.org/10.4319/lo.2011.rfeely\\_sdoney.5](https://doi.org/10.4319/lo.2011.rfeely_sdoney.5).

Donlon, C. J., Minnett, P. J., Gentemann, C., Nightingale, T. J., Barton, I. J., Ward, B., Murray, M. J. 2002. Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research. *American Meteorological Society*. 15: 353 - 369.

Fabry, V. J., B. A. Seibel, R. A. Feely and J. C. Orr. 2008. Impacts of ocean acidification on marine fauna and ecosystem processes. *ICES Journal of Marine Science* 65:414–432. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsn048>.

Feely, R. A., Byrne, R. H., Acker, J. G., Betzer, P. R., Chen, C. T. A., Gendron, J. F., & Lamb, M. F. 1988. Winter-summer variations of calcite and aragonite saturation in the northeast Pacific. *Marine Chemistry*, 25(3), 227-241.

Feely, R. A., Sabine, C. L., Lee, K., Berelson, W., Kleipas, J., Fabry, V. J., Millero, F. J. 2004. Impact of Anthropogenic CO<sub>2</sub> on the CaCO<sub>3</sub> System in the Oceans. *Science* Vol. 305. no.5682, pp. 362 – 366. <https://doi.org/10.1126/science.1097329>.

Feely, R. A., Klinger, T., Newton, J. A., & Chadsey, M. 2012. Scientific summary of ocean acidification in Washington state marine waters.

Gledhill, D. K., Wanninkhof, R., & Eakin, C. M. 2009. Observing ocean acidification from space. *Oceanography*. 22(4), 48-59. <https://www.jstor.org/stable/24861023>.

Global laboratory monitoring. 2022. <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/>.

Halfar, J., Godínez-Orta, L., Riegl, B., Valdez-Holguin, J. E., & Borges, J. M. 2005. Living on the edge: high-latitude Porites carbonate production under temperate eutrophic conditions. *Coral Reefs*, 24, 582-592. <https://doi.org/10.1007/s00338-005-0029-x>.

Heckel, G., De Guevara, P.L., Rojas-Bracho, L., 2007. Ballenas y delfines in Bahía de los Ángeles: recursos naturales y comunidad: línea base 2007. Instituto Nacional de Ecología, México,

Hernández-Ayón, J. M., Camacho-Ibar, V. F., Mejía-Trejo, A., & Cabello-Pasini, A. 2007. Variabilidad del CO<sub>2</sub> total durante eventos de surgencia en Bahía San Quintín, Baja California, México. *Carbono en ecosistemas acuáticos de México. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Instituto Nacional de Ecología, Centro de Investigaciones Científicas y de Educación de Ensenada*, 187-200.

Hernández-Ayón, J. M., Chapa-Balcorta, C., Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V. F., Huerta-Díaz, M. A., Santamaría-del Angel, E., Galindo-Bect, S., Segovia-Zavala, J. A., 2013. Dinámica del carbono inorgánico disuelto en la región de las grandes islas del golfo de California: Influencia de las masas de agua. *Ciencias Mar.* 39 (2), 183–201. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2243>.

Hidalgo-González, R.M. & Álvarez-Borrego, S., 2004. Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from the satellite sensor SeaWiFS. *Deep Sea Res. Part II* 51 (6–9), 739–752. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.05.006>.

Hidalgo-González, R. M., Álvarez Borrego, S., & Zirino, A. 1997. Mezcla en la región de las grandes islas del Golfo de California: efecto en la pCO<sub>2</sub> superficial. *Ciencias marinas*. 23(3): 317-327.

IPCC. 2013. Summary for policymakers. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis Contrib. of Working Group I to the 5th Asses. Rep. of the Intergov. Panel on Clim. Chan., Camb. Univ.Press*, NY.

Kleypas, J. A., Buddemeier, R. W., Archer, D., Gattuso, J. P., Langdon, C., & Opdyke, B. N. 1999a. Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxide on coral reefs. *Science*, 284(5411), 118-120. <https://doi.org/10.1126/science.284.5411118>.

Kleypas, J. A., McManus, J. W., Meñez, L. A. B. 1999b. Environmental limits to coral reef development: Where do we draw the line? *Am Zool* 39:146–159. <https://doi.org/10.1093/icb/39.1.146>.

Manzello, D. P., Kleypas, J. A., Budd, D. A., Eakin, C. M., Glynn, P. W., Langdon C. 2008. Poorly cemented coral reefs of the eastern Tropical Pacific: possible insights into reef development in a high-CO<sub>2</sub> world. *Proc Natl Acad Sci USA* 105:10450–10455. <https://doi.org/10.1073/pnas.0712167105>.

Martínez-Fuentes, L. M., Norzagaray, C. O., Hernández-Ayón, J. M., Solana-Arellano, M. E., Uribe-López, A. G., Valdivieso-Ojeda, J. A., Camacho-Ibar, V., Mejía-Trejo A., Delgadillo-Hinojosa, F. & Cabral-Tena, R. A. 2022. Influence of the advection of water masses in the Ballenas Channel on the CO<sub>2</sub> system in Bahía de los Angeles (Mexico). *Regional Studies in Marine Science*, 55, 102505. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2022.102505>.

Millán-Núñez, E., Yentsch, C.M., 2000. El Canal de Ballenas, Baja California, como ambiente favorable para el desarrollo del fitoplancton. *Hidrobiológica* 10 (2), 91–100, [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0188-88972000000200003](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0188-88972000000200003).

Mollica, N., Guo W., Cohen A., Huang K., Donald H., Solow A. 2018. Ocean Acidification affects coral growth by reducing skeletal density. *PNAS*, 1-6. <https://doi.org/10.1073/pnas.1712806115>.

Norzagaray, C. O., Calderon-Aguilera, L. E., Hernández-Ayón, J. M., Reyes-Bonilla, H., Carricart-Ganivet, J. P., Cabral-Tena, R. A., & Balart, E. F. 2014. Low calcification rates and calcium carbonate production in *Porites panamensis* at its northernmost geographic distribution. *Marine Ecology*, 36(4), 1244-1255. <https://doi.org/10.1111/maec.12227>.

Planelles, M. 2017. Nuevo record de concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera. *El país*, 13-16.

Rodríguez-Ibáñez, C., Álvarez-Borrego, S., Marinone, S. G., Lara-Lara, J. R., 2013. The Gulf of California is a source of carbon dioxide to the atmosphere. *Ciencias Marinas* 39 (2), 137–150. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2190>.

Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., Wanninkhof, R., Wong, Wallace, K. J. D., Tilbrook, B., Millero, F. J., Peng, T. H., Kozyr, A., Onoy, T., Ríos, A. F. 2004. The Oceanic sink for antropogenic CO<sub>2</sub>. *Science*. 305(5682): 367:371. <https://doi.org/10.1126/science.1097403>.

Sabine, C. L., & Feely, R. A. 2007. The oceanic sink for carbon dioxide. *Greenhouse gas sinks*. 31 pp.

Takahashi, T., Sutherland, S. C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A., Chipman, D. W., Hales, B., Friederich, G., Chavez, F., Sabine, C., Watson, A., Bakker, D. C. E., Schuster, U., Metzl, N., Yoshikawa-Inoue, H., Ishii, M., Midorikawa, T., Nojiri, Y., Körtzinger, A., Steinhoff, T., Hoppema, M., Olafsson, J., Arnarson, T. S., Tilbrook, B., Johannessen, T., Olsen, A., Bellerby, R., Wong, C. S., Delille, B., Bates, N. R., de Baar, H. J. W. 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and net sea–air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans. *Deep-Sea Research*. (II) 56(8–10): 554–577. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.009>.

Tambutté, E., Venn, A. A., Holcomb, M., Segonds, N., Techer, N., Zoccola, D., ... & Tambutté, S. 2015. Morphological plasticity of the coral skeleton under CO<sub>2</sub>-driven seawater acidification. *Nature Communications*, 6(1), 1-9. <https://doi.org/10.1038/ncomms8368>.

Torres-Delgado, E.V., Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V.F., Huerta- Díaz, M.A., Segovia-Zavala, J.A., Hernández-Ayón, J.M., Galindo-Bect, S., 2013. Enriquecimiento invernal de nutrientes inorgánicos en el canal de Ballenas, golfo de California. *Ciencias Mar.* 39 (2), 165–182. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2236>.

Waldbusser, G. G., & Salisbury, J. E. 2014. Ocean acidification in the coastal zone from an organism's perspective: multiple system parameters, frequency domains, and habitats. *Annual review of marine science*, 6, 221-247. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121211-172238>.

Wanninkhof, R., Park, G. H., Takahashi, T., Sweeney, C., Feely, R., Nojiri, Y., ... & Khatiwala, S. 2013. Global ocean carbon uptake: magnitude, variability and trends. *Biogeosciences*, 10(3), 1983-2000.

Zeebe, R., E. 2012. History of seawater carbonate chemistry, atmospheric CO<sub>2</sub>, and ocean acidification. *Annual Review of Earth and Planetary Science*. 40(1): 141–165. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105521>.

Zirino, A., Hernández Ayón, J. M., Fuhrmann, R. A., Bernstein, R. L., Lara Lara, J. R., Gaxiola Castro, G., & Álvarez Borrego, S. 1997. Estimaciones superficiales de PCO<sub>2</sub> en el Golfo de California a partir de mediciones continuas de pH e imágenes de satélite. *Ciencias Marinas*, 23(1): 1-22.