

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



**RESPUESTA DEL SISTEMA DEL DIÓXIDO DE CARBONO FRENTE A BAJA
CALIFORNIA EN DOS CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS DISTINTAS**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

OCEANÓLOGO

PRESENTA

GÉNESIS SAMANTA LEÓN SANTOS

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO. AGOSTO DEL 2018.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**RESPUESTA DEL SISTEMA DEL DIÓXIDO DE CARBONO FRENTE A BAJA
CALIFORNIA EN DOS CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS DISTINTAS**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

OCEANÓLOGO

PRESENTA

GÉNESIS SAMANTA LEÓN SANTOS

APROBADA POR

Comité de Tesis



Jose Martin Hernandez Ayon

Director de Tesis



REGINALDO DURAZO ARVIZU

Sinodal



CARLOS ORION NORZAGARAY LOPEZ

Sinodal

AGRADECIMIENTOS

Doy agradecimiento de todo corazón y con mucho cariño a quienes me han apoyado de manera directa e indirecta en este camino. Agradezco a mi familia, a mi Tía Lety y a mi Tío Nacho quienes con coraje y valentía me han ayudado a salir adelante, gracias por la educación que me han brindado, por eso y muchísimo más (que aunque no lo digo mucho), LOS AMO. Por supuesto que agradezco enormemente a mis hermanos Agustín y Cinthia, quienes han luchado tanto por ser personas de bien y apoyarme a lo largo de la vida. No tengo las palabras que puedan expresar el agradecimiento que siento hacia ustedes, pues el corazón muchas veces maneja emociones que son indescriptibles, así que me llevo de tarea demostrarles siempre que pueda lo mucho que los quiero. A mi papá y a mi mamá biológicos, quienes sé que siempre están deseando lo mejor y me bendicen. Gracias por darme algo tan maravilloso, la vida.

A mis padres académicos, mis profesores durante la carrera, los mejores sobre la tierra. Entre ellos, Martín mi director de tesis, es enorme el cariño que le tengo, gracias por sus enseñanzas, paciencia, por sus constantes motivaciones y siempre recibirme con una sonrisa, definitivamente extrañaré mi papel de secretaria.

A mis sinodales Orión y Reginaldo por sus aportaciones en el entendimiento y desarrollo de este trabajo y sobre todo por su disposición y comprensión. A los profesores Víctor Zavala, Adalberto, Zertuche, Héctor Bustos, Lupita, Tanahara, a mi padrino y profesor Toño... gracias infinitas por su apoyo, sus enseñanzas, son excelentes en su trabajo y admiro su calidad humana.

Al Club Científico Universitario, entre ellos los profesores Evaristo, Rafael Walls y Beatriz y mis ex compañeros, sobre todo a David, Mariana y Catalina, quienes me apoyaron en desarrollar buenas aptitudes ante presentaciones académicas y a construir un pensamiento crítico, este club fue parte de mi crecimiento a lo largo de la trayectoria universitaria.

Al CO₂ team, Jonathan, Linda, Juan, Gaby, Norma, Carmen y Pablo Trucco, quienes me han aportado mucho en este trabajo, y algunos incluso en mi crecimiento personal. Al Macroalgas team, Jose, Laura, Steph, Fernando, Sandra y Pepe Guzmán, gracias por su amistad y por compartir su linda energía conmigo. A mis amigos de la carrera, que como muchos sabemos, se cuentan con la palma de la mano pero los que son, son amistades incansables y perseverantes. A Zain, Pablo Álvarez, Carolina, Mar, Sandra, Mariana y Laura. Los quiero mucho.

En general, gracias Facultad de Ciencias Marinas, pues una de mis mayores satisfacciones es haber sido parte de esta hermosa facultad. Además gracias a este bello país, México, ya que este trabajo fue apoyado vía el proyecto IMECOCAL por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), gracias a la gestión del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) y la Universidad Autónoma de Baja California (UABC) (número de proyecto: CB-2015-254745).

Índice General

Índice de figuras	4
Introducción	7
Antecedentes	9
Hipótesis	13
Objetivo general	13
<i>Objetivos específicos</i>	14
Materiales y Métodos	14
<i>Área de estudio</i>	14
<i>Muestreo</i>	15
<i>Análisis de Carbón Inorgánico Disuelto (CID)</i>	16
<i>Análisis de pH_T espectrofotométrico y determinación de pH_{AM}</i>	16
<i>Empleo de modelo empírico reconstructivo</i>	17
<i>Procesamiento de datos</i>	19
<i>Evaluación de las condiciones Oceanográficas</i>	19
<i>Evaluación de las variables hidrográficas y de las variables del sistema de los carbonatos en la región Norte de IMECOCAL (Línea 100-110)</i>	20
<i>Evaluación de las variables hidrográficas y de las variables del sistema de los carbonatos en la Línea 100 de IMECOCAL</i>	21
Resultados	22
<i>Condiciones Oceanográficas</i>	22
<i>Propiedades hidrográficas y masas de agua en la región norte de IMECOCAL</i>	27
<i>Distribución de variables del sistema del carbono en la región norte de IMECOCAL</i>	31
<i>Propiedades hidrográficas y químicas del sistema del carbono en la L100_{IMEC}</i>	33
<i>Distribución del HSA en contraste con el HSA climatológico de otoño (1999-2017) sobre la L100_{IMEC}</i>	35
Discusiones	36
<i>Condiciones oceanográficas durante los muestreos</i>	37
<i>Distribución de variables del sistema del carbono en la región norte de IMECOCAL</i>	39
<i>Propiedades hidrográficas y químicas del sistema del carbono en la L100_{IMEC}</i>	40
Conclusiones	42
Referencias	43

Índice de figuras

Figura 1. Área de estudio frente a la costa oeste de Baja California durante la campaña de Octubre de 2017 del programa IMECOCAL. Los números de cada transecto representan la nomenclatura designada por IMECOCAL, cuyas estaciones se enumeran desde el 30 (estación más costera) al 60 (estación más oceánica).	15
Figura 2. Regresiones de valores estimados contra valores medidos de CID, pH y Ω_{arag} . En línea continua se representa la regresión lineal para DIC ($R^2=0.91$, $n=81$, $m=1.04$), pH ($R^2=0.90$, $n=88$, $m=1.16$) y Ω_{arag} ($R^2=0.95$, $n=88$, $m=1.13$). Las líneas discontinuas delimitan el intervalo de confianza.	18
Figura 3. Variación temporal de anomalías mensuales del ONI (línea negra) y de medias mensuales del índice de surgencia de Bakun, para las coordenadas 30°N, 119°O (línea gris), para el periodo de enero 2005 a julio 2018. Las líneas rojas verticales señalan cada muestreo (septiembre 2015 y octubre 2017).	22
Figura 4. Variación temporal de promedio mensual de a) temperatura superficial del mar y b) velocidad del viento sobre el océano, para el periodo de marzo 2015 a marzo 2018. Las líneas rojas verticales señalan cada periodo de muestreo.	23
Figura 5. Mapas del promedio mensual de TSM (C°, mapas superiores) y concentración de Clorofila-a ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, mapas inferiores) satelital para septiembre de 2015 (a y c) y octubre de 2017 (b y d).	25
Figura 6. Mapas de Topografía Dinámica Absoluta (m) en el Pacífico Oriental para el periodo de muestreo de cada campaña oceanográfica: a) 31 de agosto-7 septiembre de 2015 y b) 3-10 de Octubre de 2017.	26
Figura 7. Diagrama Temperatura y Salinidad. En colores la concentración de Ω_{arag} para a) condición El Niño 2015 y b) condición El Niño-Neutral 2017. La línea negra gruesa representa el promedio de todos los datos obtenidos en la región norte de IMECOCAL entre 1998 y 2017 y su desviación estándar delimitado por las líneas negras discontinuas.	28

Figura 8. Secciones de salinidad (UPS) a lo largo de las estaciones costeras (L35, a y b), centrales (L45, c y d) y oceánicas (L60, e y f) (ver mapa), para el otoño 2015 (izquierda) y otoño 2017 (derecha). El intervalo de contornos de salinidad es de 0.25. Las líneas blancas indican las profundidades de las isopignas $\sigma_{\theta}=25.5$ y $\sigma_{\theta}=26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$,..... 29

Figura 9. Mapas del horizonte de saturación de aragonita (HSA) durante el otoño de 2015 (arriba) y otoño de 2017 (abajo). Sobre el HSA se muestra (de izquierda a derecha): profundidad Z (m) de distribución (a y d), concentración de carbono inorgánico disuelto estimados o CIDest ($\mu\text{mol}\cdot\text{Kg}^{-1}$, b y e) y pH^{est} (c y f)..... 32

Figura 10. Diagrama Temperatura y Salinidad. En colores los valores de pH (a y b) y la concentración de CID ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, c y d) para la condición El Niño 2015 (izquierda) y la condición El Niño-Neutral 2017 (derecha). La línea negra gruesa representa el promedio de todos los datos obtenidos en la región norte de IMECOCAL entre 1998 y 2017 y su desviación estándar delimitado por las líneas negras discontinuas. 34

Figura 11. Sección de Ω_{aragest} a lo largo de la L100_{IMEC} para a) 2015 y b) 2017. El intervalo de los contornos de Ω_{aragest} es de 0.5. La línea negra discontinua corresponde a la media climatológica del HSA de otoño (1999-2017). Las líneas blancas indican las profundidades de $\sigma_{\theta}=25.5$ y $\sigma_{\theta}=26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, correspondiente al límite inferior del núcleo de la CC y el núcleo de la CCC respectivamente..... 35

RESUMEN

En este estudio se realizó un análisis de las condiciones oceanográficas y del sistema del dióxido de carbono en la región Norte de IMECOCAL, con el fin de conocer su respuesta ante la combinación de las anomalías cálidas La Mancha y El Niño, que se presentó en otoño de 2015 y conocer la magnitud de sus efectos, al contrastar con la respuesta del sistema ante la condición El Niño-Neutral de otoño 2017. Para este análisis, se recopilaron los datos del muestreo de otoño 2015 y 2017, se calcularon las variables de pH en escala de agua de mar (pH_{AM}), carbono inorgánico disuelto (CID) y Ω_{arag} mediante el empleo de las ecuaciones empíricas de Alin *et al.* (2012). Los resultados muestran que durante estas condiciones ambientales: ASA se caracterizó por valores de sobresaturación ($\Omega_{\text{arag}} > 1$, $\text{pH}_{\text{AM}}^{\text{est}} > 7.8$ y $\text{CID}^{\text{est}} < 2150 \mu\text{mol kg}^{-1}$), mientras que el AESs por valores de subsaturación ($\Omega_{\text{arag}} < 1$, $\text{pH}_{\text{AM}}^{\text{est}} \sim 7.6$ y $\text{CID}^{\text{est}} \sim 2250 \mu\text{mol kg}^{-1}$). Las altas temperaturas presentadas, propiciaron la profundización de la Corriente de California (CC). Además se asoció un mayor hundimiento de la misma al norte de la región durante 2015, debido a la presencia anómala de ASA, la cual a su vez propició el hundimiento del horizonte de saturación de aragonita (HSA). Mientras que en 2017 el mayor hundimiento de la CC se asoció a la presencia de una mezcla de ASA y AStS al oeste de la región. Esto se debe a que la distribución de las masas de agua, modulan las variables del sistema del CO_2 . Además, la Contra Corriente de California (CCC) dominó a lo largo de la plataforma continental y al sur de la región. Lo que propició que en dichas zonas, el HSA se encontrara más somero. Adicionalmente, sobre la línea 100 de IMECOCAL, el HSA durante 2015 presentó mayor profundidad y menor variabilidad que la media climatológica y el HSA de 2017, en casi todas las estaciones. Durante ambas condiciones se propició una columna de agua con aguas subsaturadas en carbonato de calcio, lo cual es benéfico para organismos calcificadores pero no para las comunidades fitoplanctónicas. Aunque las condiciones propiciadas por El Niño 2015 fueron importantes y el HSA alcanzó profundidades altas, la respuesta de las variables del sistema del CO_2 no fue más intensa de lo que se ha registrado por otros eventos El Niño. Este trabajo contribuye al entendimiento de la respuesta del sistema del CO_2 ante condiciones ambientales anómalas, ya que es importante conocer el comportamiento de estas propiedades químicas en el ecosistema marino, con el fin de predecir la respuesta del sistema ante futuros cambios ambientales y los efectos que podría generar el aumento del CO_2 antropogénico.

Palabras clave: *La Mancha; El Niño; IMECOCAL.*

Introducción

Debido a las actividades industriales, la quema de combustibles fósiles y la deforestación, la concentración de dióxido de carbono (CO_2) en la atmósfera se ha incrementado en ~40% por encima de los valores preindustriales, lo que a su vez ha generado una mayor absorción de CO_2 por los océanos a través de la interface, ya que este absorbe alrededor de un tercio de las emisiones de carbono antropogénicas liberadas (Doney *et al.*, 2009; Feely *et al.*, 2008 y 2012; Oliva-Méndez, 2018). Se ha calculado que el océano absorbe aproximadamente 22 millones de toneladas de CO_2 por día (Feely *et al.*, 2008). Este proceso de absorción de CO_2 antropogénico, ha resultado en una disminución del pH del agua de mar en 0.1 unidades, desde la revolución industrial (Feely *et al.*, 2004 y 2008). Estos efectos han dado origen al proceso conocido como “acidificación del océano”.

La disminución del pH de agua de mar a causa de la absorción del CO_2 conlleva a una reducción de la concentración de ion carbonato (CO_3^{2-}), ya que el efecto amortiguador del océano ante la disminución del pH, es producir iones bicarbonato (HCO_3^-) (Millero, 2013). Esto a su vez genera un cambio en el estado de saturación del carbonato de calcio (CaCO_3) (Feely *et al.*, 2004). El estado de saturación (Ω) es un parámetro dado por la razón de solubilidad, en donde el producto de las concentraciones de calcio (Ca^{2+}) y del ion carbonato (CO_3^{2-}) es dividido por el producto de solubilidad (Kps), el cual es determinado para calcita o aragonita y depende de la temperatura, salinidad y presión *in situ*:

$$\Omega = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]}{Kps} \quad (1)$$

Donde Ω puede ser >1 (sobresaturado), lo que favorece la formación de estructuras carbonatadas (conchas y exoesqueletos), o <1 (subsaturado) que puede dificultar estos procesos e incluso generar disolución del CaCO_3 (Feely *et al.*, 2004 y 2008; Oliva-Méndez, 2018). Mientras que la profundidad en la que Ω es igual a uno, se conoce como horizonte de saturación (Feely *et al.*, 2008).

La aragonita es la forma más empleada biológicamente y además es 50% más soluble que la calcita (Doney *et al.*, 2009). Por esta razón, el horizonte de saturación de aragonita (HSA) es más somero (50-100 m) que el de calcita (~500 m) (Feely *et al.*, 2008). Por lo tanto, el HSA es un buen referente para medir los efectos de la absorción de CO_2 por el océano, ya que esta promueve la disminución de su profundidad. De hecho, en el Sistema de la Corriente de California (SCC) se ha reportado que el

aumento del CO₂ antropogénico a lo largo del tiempo, ha causado la disminución de la profundidad del HSA (Feely *et al.*, 2009; Alin *et al.*, 2012). Este efecto genera la necesidad de monitorear los cambios de la química del carbono en el SCC, ya que pueden repercutir en procesos biológicos y geoquímicos fundamentales en el mar y alterar la estructura de los ecosistemas pelágicos y bentónicos (Cervantes-Díaz, 2013). De hecho, se ha demostrado que la presencia de agua subsaturada en aragonita en la costa afecta negativamente a los organismos calcificadores. Cuando el estado de saturación es próximo o menor que uno la capacidad de los organismos de calcificar y/o desarrollarse se ve condicionada (Barton *et al.*, 2012).

Los cambios en el sistema del CO₂ y la distribución del HSA en el SCC, son controlados principalmente por procesos físicos locales que modifican la estructura de la columna de agua (Fuhrmann y Zirino, 1988; Juárez-Colunga *et al.*, 2010), por ejemplo: el esfuerzo del viento; las surgencias costeras, que son provocadas como respuesta de los vientos del noroeste a lo largo de la costa occidental de Baja California; la circulación superficial del océano y estructuras de mesoescala, como remolinos y meandros; así como la influencia de aguas de distintas características que son transportadas por las corrientes presentes en la región y que presentan diferencias de Carbono Inorgánico Disuelto (CID) (Oliva-Méndez, 2018). Estos procesos locales a su vez son afectados por variaciones climáticas interanuales de mayor escala como El Niño y La Niña, así como por otras anomalías climáticas (Cervantes-Díaz, 2013). Además, a ello contribuye el calentamiento superficial del océano y sus consecuentes cambios de estratificación (Roemmich y McGowan, 1995; Gómez-Ocampo *et al.*, 2017).

Durante los eventos cálidos El Niño, las anomalías positivas de temperatura presentes en la región ecuatorial, se detectan posteriormente frente a la península de Baja California (Lynn and Bograd, 2002). Los mecanismos por los cuales El Niño puede afectar al CCS son los cambios en las condiciones atmosféricas en toda la cuenca y el forzamiento de la superficie (teleconexiones atmosféricas), la propagación de las ondas atrapadas a la costa desde los trópicos y la advección anómala de aguas cálidas tropicales o subtropicales (Todd *et al.*, 2011; Frischknecht *et al.*, 2017; Durazo, 2015). Ante la presencia de un evento cálido dentro del SCC, el océano responde con un aumento de salinidad, la profundización de la termoclina y nutriclina (Durazo y Baumgartner, 2002).

Por otro lado, en eventos fríos, como La Niña, las condiciones observadas son generalmente contrarias a las presentes durante eventos cálidos. Durante La Niña, el centro de alta presión atmosférico del Pacífico oriental se intensifica, lo que genera que los vientos a lo largo de la costa se intensifiquen y favorezcan las surgencias costeras (Durazo *et al.*, 2017). En un evento La Niña, se

presentan anomalías negativas de temperatura y salinidades más altas debido a un mayor aporte de aguas subsuperficiales. Sin embargo, también se ha presentado un mayor transporte de aguas del subártico, que son de menor salinidad y dominan sobre aquellas recién emergidas por la surgencia costera (Durazo *et al.*, 2017).

Un evento inusual que ocurrió entre 2013 y 2015, fue el incremento anómalo de temperatura en la capa superior del océano en el Pacífico nororiental, llamado “The Warm Blob” o “La Mancha” en español (Durazo *et al.*, 2017), causado por una disminución del enfriamiento superficial del océano y por un debilitamiento de los vientos en el Golfo de Alaska, que se debió a una alta presión atmosférica persistente (Gentemann *et al.* 2016). Dicha anomalía cálida se detectó posteriormente frente a las costas de Baja California, debido al patrón de circulación superficial que se caracteriza en la región. Por lo tanto, a esta anomalía cálida, se sumó el evento de El Niño dentro del SCC en agosto de 2015 (Durazo *et al.*, 2017).

La combinación de las condiciones anómalas de La Mancha y El Niño 2015, originaron cambios importantes en las condiciones hidrográficas y tróficas del SCC. Sin embargo, aún se requiere una descripción detallada de su efecto y la magnitud de este en el sistema del CO₂. Por ello, en este trabajo se analizan las condiciones hidrográficas y químicas del sistema del dióxido de carbono, frente a la costa occidental de Baja California durante la combinación de anomalías cálidas de otoño 2015, en contraste con la condición El Niño-Neutral de otoño 2017 (nombre tomado del Centro de Predicciones Climatológicas de la NOAA).

Antecedentes

Las características hidrográficas del SCC determinan la distribución y comportamiento de la química del dióxido de carbono frente a Baja California (Feely *et al.*, 2008; Hernández-Ayón *et al.*, 2010; Alin *et al.*, 2012; Cervantes-Díaz, 2013; Simon-Otero, 2016; Oliva-Méndez, 2018, entre otros). Por lo tanto, es importante conocer la dinámica general del SCC. Mucho de lo que se conoce sobre la climatología y variabilidad de la región sur del SCC se ha derivado de estudios basados en el muestreo regular de CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations) entre 1950 y 1978, y por los muestreos del programa IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California) desde 1997 (Linacre *et al.*, 2010).

En trabajos como el de Durazo y Baumgartner (2002), se describen las propiedades de las corrientes de agua presentes en el SCC, frente a Baja California (zona de transición). Dichas corrientes contribuyen a la presencia de masas de agua, que se distinguen por propiedades características de:

temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y contenido de nutrientes, así como de CID, pH y Ω_{arag} (Cervantes-Díaz, 2013). Entre estas masas de agua se encuentran: Agua Subártica (ASA), Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs) y Agua Subtropical Superficial (AStS).

Cerca de la superficie (0-100 m), existe un flujo con dirección al ecuador que se conoce como Corriente de California (CC) que transporta ASA. Este tipo de agua puede ser identificada por su temperatura relativamente fría (10°C-21°C), salinidades bajas (32.5-33.8), densidades entre 24.5 a 25.5 kg·m⁻³ y altas concentraciones de oxígeno. Además son aguas sobresaturadas en CaCO₃, con concentraciones de CID y valores de pH (escala agua de mar) cercanos a valores en equilibrio con la atmósfera (~2005 μmol·kg⁻¹ y 7.7-7.9 respectivamente) (Juárez-Colunga *et al.*, 2010, Linacre *et al.* 2010; Cervantes-Díaz, 2013). En la incursión de ASA hacia el sur de la península, se modifican sus propiedades fisicoquímicas debido al calentamiento y evaporación en superficie, así como al mezclarse con aguas de alta salinidad y temperatura provenientes del trópico. Entre estas se encuentra el AStS, masa de agua que es transportada en superficie hacia el SCC, desde el área localizada al oeste y suroeste de la península de Baja California (Durazo y Baumgartner, 2002). Mientras que en aguas profundas (100-400 m), un máximo relativo de salinidad, caracteriza el flujo de la Contra Corriente de California (CCC) con dirección hacia el polo, que transporta AESs. Dicho masa de agua, tiene origen en el Océano Pacífico Sur y es transportada al Pacífico tropical oriental por la Contracorriente Ecuatorial y se extiende hacia el norte a lo largo de la plataforma continental (Lynn y Simpson, 1987; Durazo 2015). Esta corriente se ubica alrededor de la superficie isopigal de 26.5 kg·m⁻³ y transporta agua de alta salinidad (34.2-34.9), bajas concentraciones de oxígeno pero altas de nutrientes, así como aguas subsaturadas en CaCO₃, con concentraciones de CID de ~2200 μmol kg⁻¹ y valores de pH menores a 7.6 (Juárez-Colunga *et al.*, 2010, Linacre *et al.* 2010; Cervantes-Díaz, 2013).

En el trabajo de Durazo *et al.* (2010) se generaron promedios de variables hidrográficas para describir las condiciones climatológicas. En este trabajo se reporta que ASA domina durante todo el año en la capa superior del océano (0-100 m), mientras que durante verano y otoño hay mayor influencia de agua tropical y subtropical. Además, en la región norte se presentan surgencias costeras a lo largo del año, pero son más débiles durante otoño como consecuencia de vientos débiles. Estos factores promueven que durante otoño se presenten las máximas temperaturas y salinidades promedio del ciclo anual. Otoño, más que otra estación del año, se caracteriza por presentar una elevada actividad de mesoescala en superficie, aunque con un flujo predominante hacia el sur. A 200 m de profundidad el flujo de la CCC está modulada por la presencia de giros ciclónicos, uno al sur de la región IMECOCAL (sur de Punta Eugenia) y otro al norte, que provocan que durante los periodos de

verano y otoño se intensifique el flujo de la CCC (Durazo *et al.*, 2010; Linacre *et al.* 2010). Sobre estas características de otoño se presentó la combinación de anomalías cálidas en el Pacífico nororiental a finales del 2015.

Durante la combinación de los eventos cálidos de escala interanual, La Mancha (2013-2015) y El Niño (2015-2016), se presentaron máximas anomalías positivas de temperatura ($\sim 5^{\circ}\text{C}$) en septiembre de 2015 frente a Baja California (Durazo *et al.*, 2017), consistente con las anomalías reportadas en el sur de California (Zaba y Rudnick, 2016; Gentemann *et al.* 2016). Según reportan Durazo *et al.* (2017), esto fue debido a que durante otoño las señales interanuales dominaron sobre los procesos locales, como los eventos de surgencia. Además, en el trabajo de Gentemann *et al.* (2016), se observó que las anomalías de temperatura superficial del mar en aguas alejadas a la costa de California, parecieron estar asociadas a una combinación entre un incremento de flujo de calor en la superficie y cambios en los vientos, más que a una advección hacia el Norte que está típicamente asociada a El Niño. Mientras que a lo largo de la costa, el debilitamiento de los vientos favoreció la advección de aguas tropicales y subtropicales desde el sur de la península debido a la presencia de un flujo costero hacia el polo. Aunado a esto, en el trabajo de Durazo *et al.* (2017) se identificó una conectividad entre el norte y sur frente a la península a través de la propagación de señales, identificadas como un flujo costero superficial hacia el polo.

Este tipo de procesos hidrográficos que ocurren a diferentes escalas espaciotemporales, son importantes porque determinan la estructura de la columna de agua, la cual modula la distribución de las variables del sistema del CO_2 , y estas a su vez están directamente relacionadas con la productividad de los océanos (Cervantes-Díaz, 2013). Bajo este contexto, ha sido necesario desarrollar herramientas que permitan monitorear periódicamente los efectos de la acidificación de forma eficiente y confiable. Por ello, Alin y colaboradores (2012) desarrollaron un modelo reconstructivo para determinar las variables del sistema del carbono: el estado de saturación, pH, concentración de ion carbonato, concentración de CID y alcalinidad total. Esto a partir de mediciones de CTD (oxígeno, temperatura y densidad) en el sur del SCC para periodos sub-decadales. Para ello se realizó una calibración con datos de alta calidad de mediciones de carbono, oxígeno y variables hidrográficas colectadas durante un crucero desde British Columbia a Baja California. De esta manera fue posible realizar una reconstrucción de las variables del sistema del CO_2 en el SCC para el periodo 2005-2011. Con ello, se demostró que el modelo empírico es una herramienta útil para reconstruir el sistema de carbonatos en donde las observaciones directas son limitadas. Sin embargo, es importante mantener calibrado el

modelo, en función del progresivo aumento del CO₂ antropogénico que se transporta por los tipos de agua de la región (Alin *et al.*, 2012).

A partir de la disposición del modelo empírico, este ha sido empleado frente a la península de Baja California para determinar las diferentes variables del sistema del CO₂, que son validadas con mediciones discretas (Cervantes-Díaz, 2013; Simon-Otero, 2016; Oliva-Méndez, 2018) y de esta manera se ha podido relacionar la distribución de las variables del CO₂ con los procesos físicos que se presentan en la región, desde la reconstrucción espacial de un muestreo único de mayor detalle, hasta de una serie temporal de 18 años.

En relación a la respuesta del sistema del dióxido de carbono durante eventos interanuales, el trabajo de Cervantes-Díaz (2013) reporta que frente a Baja California, durante eventos El Niño se observaron aguas con bajas concentraciones en CID ($<2150 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y nutrientes, pero con altos valores de pH (>7.9), oxígeno ($>4 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$) y saturadas en aragonita (>1.5). Condiciones que se caracterizan como propicias para organismos calcificadores, pero no para las comunidades fitoplanctónicas (Fuhrmann y Zirino, 1988; Cervantes-Díaz, 2013). Por otro lado, durante algunos eventos La Niña, se presentaron anomalías positivas de surgencia y esto generó un transporte mayor de aguas de alta concentración de CID ($2150 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ a 10 m), baja concentración de oxígeno ($<3 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$ a 20 m), con bajos valores de pH (7.7 a 10 m) y subsaturadas en aragonita (1 a 20 m). Condiciones que han sido reportadas como desfavorables para organismos calcificadores (Barton *et al.*, 2012). Adicionalmente, Cervantes-Díaz (2013) reportó a partir de datos colectados en una estación costera, que durante eventos de surgencia el océano se comporta como fuente de CO₂ hacia la atmósfera y en contraste, durante hundimientos (no surgencia) el océano se comporta como sumidero o se encuentra en equilibrio con la atmósfera. Sin embargo, un valor neto caracteriza a la zona costera como fuente de CO₂ a la atmósfera. Este comportamiento tiene una variabilidad estacional, pues durante invierno a primavera se comporta como sumidero de CO₂, mientras que el resto del año se comporta como fuente del mismo hacia la atmósfera (Hernández-Ayón *et al.*, 2010).

Por otro lado, en el estudio de Oliva-Méndez (2018) se reconstruyó el sistema del CO₂ sobre la línea 100 de IMECOCAL desde 1998 a 2016, a partir de la técnica de reconstrucción descrita por Alin *et al.* (2012). En la serie temporal obtenida, se muestra que la profundidad del HSA es modulada por cambios en las condiciones oceanográficas de la región, de manera estacional e interanual. En el mismo trabajo, se reportó que el HSA presentó una mayor variabilidad en las costas, en respuesta a los eventos de surgencia costera, entre 66 m (± 25 m) y 122 m (± 35 m) en primavera e invierno respectivamente. Mientras que en la región oceánica la variación del HSA disminuyó y se encontró

más profundo. Las condiciones interanuales también generaron un efecto sobre la profundidad. De manera general, los eventos El Niño produjeron el hundimiento del HSA (hasta 180 m) e inversamente los eventos de La Niña (hasta 120 m). Sin embargo, no todos los eventos de El Niño y La Niña mostraron esta relación muy evidente.

Debido a la elevada sinergia que existe entre los procesos que ocurren en el ecosistema marino, los cambios en la circulación oceánica provocados por eventos interanuales, no sólo modifican la estructura de la columna de agua generando efectos en el sistema del CO₂, también lo hacen en las comunidades biológicas de la región. En general, durante eventos El Niño se promueve una disminución en la biomasa de fitoplancton (Chl_a) con un consecuente aumento de la proporción de células pequeñas (González-Silvera *et al.*, 2016). Particularmente, durante la combinación de efectos generados por el evento de La Mancha y El Niño en 2015, se registró la reducción más alta de biomasa y producción del fitoplancton de los últimos 13 años en el límite sur del SCC (Gómez-Ocampo *et al.*, 2017). Lo cual, presentó efectos incluso en los siguientes niveles tróficos, ya que se registraron especies de copépodos de agua cálida frente a las costas de Estados Unidos (EU) (Welch, 2015).

Hipótesis

En el Pacífico mexicano se ha observado que los eventos cálidos, como El Niño, modifican las características biogeoquímicas de la columna de agua, resultando en la disminución de las concentraciones de CID, el incremento en los valores de pH y en una mayor saturación de aragonita, lo que genera un aumento en la profundidad del HSA. Con base en ello, durante la condición anómala de El Niño 2015, que generó cambios oceanográficos importantes en el SCC, se espera observar niveles anómalos en las variables del sistema de carbonatos.

Objetivo general

Analizar la respuesta del sistema del CO₂ ante la combinación de las anomalías cálidas La Mancha y El Niño en otoño de 2015 y conocer la magnitud de sus efectos al contrastar con la respuesta del sistema ante una condición considera neutral, El Niño-Neutral de otoño 2017, a partir del empleo del modelo de Alin *et al.* (2012) aplicado en datos tomados en el Pacífico Oriental frente a Baja California, México.

Objetivos específicos

1. Evaluar las condiciones oceanográficas en las que se realizaron los muestreos de otoño 2015 (La Mancha y El Niño) y 2017 (El Niño-Neutral), e identificar los principales procesos físicos que controlaron las condiciones del sistema.
2. Evaluar las variables hidrográficas e identificar la influencia de los tipos de agua presentes en la región sobre las variables del sistema de los carbonatos.
3. Analizar la distribución espacial del HSA y de las variables del sistema de los carbonatos frente a la costa occidental de Baja California, México durante dos condiciones oceanográficas distintas.

Materiales y Métodos

Área de estudio

Este estudio se realizó en la región Norte de la malla de muestreo establecida por el programa IMECOCAL (por encima de la latitud de 28°N), en el Pacífico mexicano frente a la costa occidental de Baja California (Fig. 1). Donde se encuentra la circulación del SCC, el cual es uno de los sistemas de corrientes más productivos en el mundo (Linacre *et al.*, 2010). Esto debido a que presenta características típicas de un sistema de circulación de frontera oriental: que es influenciado por vientos del noroeste que prevalecen la mayor parte del año, promoviendo afloramientos costeros causados por el transporte de Ekman; flujo predominante hacia el Ecuador como respuesta al mecanismo forzante de los vientos (CC) y una contracorriente subsuperficial que fluye hacia el polo a lo largo del talud continental (CCC) (Lynn y Simpson, 1987; Durazo and Baumgartner, 2002; Durazo, 2015). El flujo de la CC transporta ASA, la cual domina durante todo el año en la región norte. Mientras que en el sur además de estar presente el núcleo de la CCC que transporta AESs, también recibe influencia de aguas tropicales y subtropicales (AStS). Sobre todo en otoño, que al debilitarse los vientos del noroeste permite una advección de aguas superficiales hacia el polo alcanzando latitudes mayores. Además, el debilitamiento de los vientos promueve una mayor formación de remolinos y meandros en la región (Durazo *et al.*, 2010 y 2015).

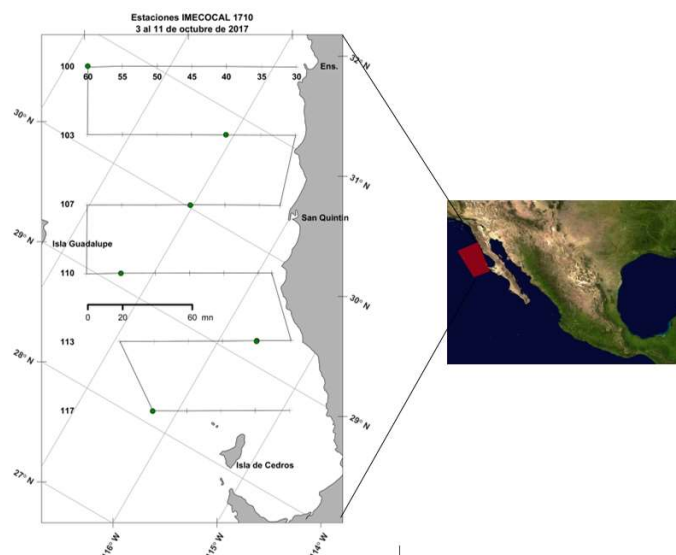


Figura 1. Área de estudio frente a la costa oeste de Baja California durante la campaña de Octubre de 2017 del programa IMECOCAL. Los números de cada transecto representan la nomenclatura designada por IMECOCAL, cuyas estaciones se enumeran desde el 30 (estación más costera) al 60 (estación más oceánica). Existen 6.64 m.n. (millas náuticas) entre estaciones y 40 m.n. entre transectos.

Muestreo

Se realizaron muestreos frente a Baja California durante dos campañas oceanográficas a cargo del programa IMECOCAL. Las campañas se realizaron en otoño de 2015 (condición El Niño) desde el 31 de agosto, y en otoño de 2017 (condición El Niño-Neutral) desde el 3 de octubre, con una duración de siete y nueve días respectivamente. Las campañas se realizaron a bordo del buque oceanográfico Alpha Helix. Durante los muestreos se registraron datos de temperatura, salinidad, densidad y oxígeno disuelto en la columna de agua, desde superficie hasta el fondo o 1000 m como profundidad máxima, mediante un CTD marca Seabird 9/11Plus con calibración de fábrica. Los datos de CTD se procesaron usando la paquetería de análisis provista por el fabricante.

Los datos de otoño 2015 fueron recopilados del trabajo realizado por Simón-Otero (2016), para el cual se consumó una colecta de muestras discretas a 0, 20, 50, 100, 150 y 200 m de profundidad en un total de 25 estaciones (línea 100 a 110); mientras que en otoño de 2017 se tomaron muestras de agua principalmente a tres niveles de profundidad: 0, 50 y 100 m, en un total de 39 estaciones (línea 100 a

117). Adicionalmente, se tomaron muestras a las profundidades ópticas en las estaciones con experimento de productividad primaria (PP). Las muestras se conservaron en botellas de borosilicato de 100 ml a las cuales se adicionaron 25 μ l de HgCl_2 para evitar el efecto biológico y se sellaron a presión para evitar el intercambio gaseoso y así realizar su posterior análisis en laboratorio. La información de los equipos usados en los cruceros del programa IMECOCAL se encuentra detallada en <http://imecocal.cicese.mx/>.

Análisis de Carbón Inorgánico Disuelto (CID)

Para el presente estudio la concentración de Carbono Inorgánico Disuelto (CID) se midió en condiciones de laboratorio, utilizando un analizador infrarrojo de gases (LI-7000 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$). El analizador está acoplado a un sistema dispensador de muestra semiautomático. La muestra se dosifica con una jeringa kloan por triplicado, y es acidificada con ácido fosfórico al 10%. Debido a esta acidificación, el CID presente en la muestra es llevado a su forma gaseosa. El CO_2 es posteriormente transportado hacia el analizador infrarrojo utilizando N_2 y su valor en absorbancia es contabilizado. Para poder convertir los conteos de absorbancia, los valores obtenidos son calibrados con un estándar certificado de CID proporcionado por el laboratorio de Dr. Andrew Dickson de Scripps Institution of Oceanography (Dickson *et al.*, 2003). El método tiene un error en la medición de $\pm 0.2\%$ ($\pm 2 \mu\text{mol kg}^{-1}$) (Trucco-Pignata, 2018).

Análisis de pH_T espectrofotométrico y determinación de pH_{AM}

El pH en la escala total (pH_T) se obtuvo mediante un método espectrofotométrico propuesto por Clayton & Byrne (1993) y estandarizado en laboratorio por Trucco-Pignata (2018). La concentración de protones en escala total es medida utilizando meta cresol púrpura (mCP) 10 mM y siguiendo las recomendaciones descritas en el manual de buenas prácticas SOP 6b (Dickson *et al.*, 2007). Las mediciones de absorbancia fueron realizadas utilizando un espectrofotómetro USB 4000 acoplado a una lámpara de tungsteno marca Ocean View. La temperatura de las muestras estuvo controlada a 25°C y para control de calidad se utilizó un estándar de pH Tris generado por el laboratorio de Dr. Andrew Dickson de Scripps Institution of Oceanography. Se aplicó una corrección por absorbancia de impurezas presentes en el mCP (Douglas & Byrne, 2017), con un factor de corrección de 8.527×10^{-3}

para una concentración final en muestra de mCP de 1.7 μM . El método tiene una precisión de ± 0.005 unidades de pH, una exactitud de ± 0.002 y un error de medición de 0.023% (Trucco-Pignata, 2018).

Los valores de pH_T se convirtieron a escala de agua de mar (pH_{AM}) utilizando el programa CO2sys.xls (Lewis y Wallace, 1998) el cual se basa en las ecuaciones establecidas por Park (1969). Para realizar los cálculos se tomaron los valores de salinidad, temperatura, presión, las constantes de disociación de Mehrbach *et al.* (1973) y un par de las variables del sistema del CO_2 . Para obtener el pH_{AM} , principalmente se calcularon los valores de pH_T a temperatura y presión *in situ* a partir de las concentraciones de CID y los valores de pH_T medidos en condiciones de laboratorio (25°C y 0 dbar). Posteriormente se utilizaron las variables CID y pH_T *in situ* para la obtención de Alcalinidad Total (AT), la cual no varía con temperatura y presión. Así, a partir del par de variables CID-AT se obtuvieron los valores de pH_{AM} . Adicionalmente, con el mismo programa se calculó el estado de saturación de aragonita (Ω_{arag}) a partir de las variables CID y pH_{AM} anteriormente obtenidas.

Empleo de modelo empírico reconstructivo

Se emplearon las relaciones empíricas descritas por Alin, *et al.* (2012) para estimar los valores de CID, pH_{AM} y Ω_{arag} (ecuación 2, 3 y 4 respectivamente).

$$CID^{est} = \alpha_0 + \alpha_1(\sigma_\theta - \sigma_r) + \alpha_2(O_2 - O_{2,r}) + \alpha_3[(\sigma_\theta - \sigma_{\theta,r}) \times (O_2 - O_{2,r})] \quad (2)$$

$$pH^{est} = \alpha_0 + \alpha_1(T - T_r) + \alpha_2(O_2 - O_{2,r}) + \alpha_3[(T - T_r) \times (O_2 - O_{2,r})] \quad (3)$$

$$\Omega_{\text{arag}}^{est} = \alpha_0 + \alpha_1(T - T_r) + \alpha_2(O_2 - O_{2,r}) + \alpha_3[(T - T_r) \times (O_2 - O_{2,r})] \quad (4)$$

Donde CID^{est} , pH^{est} y $\Omega_{\text{arag}}^{est}$ son los valores estimados; los términos T , O y σ_θ son valores de temperatura, oxígeno y densidad potencial respectivamente; todos los términos α son coeficientes estimados por el modelo de Alin *et al.* (2012) y la r subscrita denota un valor de referencia (promedio). Las estimaciones permiten conocer el estado de las variables del sistema del CO_2 en la columna de agua entre 15 y 500 m de profundidad, en cualquier periodo comprendido entre 1997-2017 (Alin *et al.*, 2012).

Los valores estimados por el modelo empírico se validaron con las mediciones discretas de CID, pH y Ω_{arag} , a partir de análisis de regresión lineal (Fig. 2). Los datos que aquí se muestran son correspondientes a otoño de 2017, mientras que la validación de los datos del otoño de 2015 fueron validados en el trabajo de Simón-Otero (2016). De esta manera, en la validación de CID se obtuvo $R^2=0.91$ y $m=1.04$ con $n=81$ por debajo de 30 m de profundidad; $R^2=0.90$ y $m=1.16$ para pH, mientras que Ω_{arag} fue el mejor ajuste con $R^2=0.95$ y $m=1.13$. Para los dos últimos se consideró un total de 88 muestras por debajo de 15 m. En las validaciones no se consideran valores por encima de 15 m de profundidad en la columna de agua, debido al error asociado a las interacciones de la química del carbono inorgánico y los procesos biológicos que ocurren en aguas superficiales, como es recomendado en el trabajo de Alin, *et.al.* (2012), donde proponen límites de referencia desde 15 a 500 m. Sin embargo, para CID sólo se adicionaron valores obtenidos a más de 30 m de profundidad, para mejorar la correlación obtenida a partir de 15 m ($R^2=0.89$ y $m=1.15$ con $n=92$). Cuatro valores de CID y siete de pH y Ω_{arag} fueron valores atípicos con deltas mayores a $40 \mu\text{mol kg}^{-1}$, 0.1 y 0.3 respectivamente, debido a errores de medición y no fueron incluidos en las regresiones. El resultado de estas validaciones muestra la aplicabilidad del modelo, por lo que fue posible reconstruir los valores de CID, pH y Ω_{arag} en la columna de agua de la región norte de IMECOCAL en el periodo de muestreo.

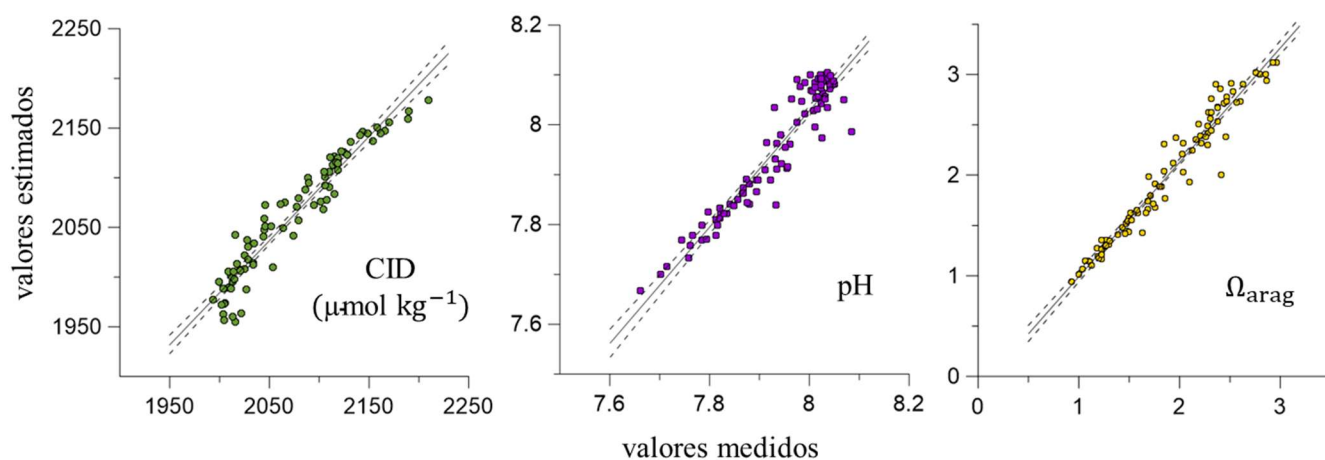


Figura 2. Regresiones de valores estimados contra valores medidos de CID, pH y Ω_{arag} . En línea continua se representa la regresión lineal para DIC ($R^2=0.91$, $n=81$, $m=1.04$), pH ($R^2=0.90$, $n=88$, $m=1.16$) y Ω_{arag} ($R^2=0.95$, $n=88$, $m=1.13$). Las líneas discontinuas delimitan el intervalo de confianza.

Evaluación de las condiciones Oceanográficas

Para conocer las condiciones ambientales presentes durante los muestreos que se analizaron en este trabajo, se examinaron datos mensuales del Índice de Oscilación de El Niño (ONI, por sus siglas en inglés, http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php), que corresponde a anomalías de temperatura superficial del mar de ERSST.v5 (Huang *et al.*, 2017) en la región El Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°-170°O). Adicionalmente, se analizaron datos mensuales del índice de surgencia de Bakun de la costa oeste de Norteamérica a 30°N, 119°O. El cual es una estimación del volumen de agua que aflora a lo largo de la costa y que es transportada lejos de esta y que está basado en los vientos geostrofos paralelos a la costa que son derivados de los campos de presión atmosférica (Shwing *et al.*, 1996) (<https://www.pfeg.noaa.gov/products/PFELData/upwell/monthly/upanoms.mon>). Los datos de ONI e índice de surgencia, se presentan en una serie temporal de 13 años (2005-2018).

Además se examinaron productos de sensores remotos en la región de estudio, de valores promedio mensuales de temperatura superficial del mar (TSM), con 4 km de resolución espacial a partir del satélite MODIS-aqua presentados en series de tiempo (promedio sobre la región 30.058°-31.948 N y 115.795°-117.905° O), así como valores promedio mensual de la velocidad del viento sobre el océano, con una resolución espacial de 0.5° x 0.625° derivados del modelo MERRA-2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2) (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/>). Adicionalmente se obtuvieron mapas del promedio mensual de TSM y la concentración de clorofila *a* (Chl-*a*) frente a Baja California, para septiembre de 2015 y octubre de 2017 a partir del satélite NPP-VIIRS (Polar Orbiting Partnership-Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3>). De manera complementaria, se analizaron datos de topografía dinámica absoluta, obtenidos a partir de altimetría satelital de AVISO (<https://las.aviso.altimetry.fr>), en una malla de 0.25° (~25 km) de resolución espacial, durante las dos campañas oceanográficas, del 31 de agosto a 7 de septiembre de 2015 y del 3 a 10 de octubre de 2017.

Evaluación de las variables hidrográficas y de las variables del sistema de los carbonatos en la región Norte de IMECOCAL (Línea 100-110).

Los diagramas T-S se basan en valores de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y Salinidad (UPS) de CTD, tomadas durante los dos muestreos, que fueron procesados mediante las ecuaciones de estado de 1980 (UNESCO, 1991). Además se presentan contornos de anomalías de densidad (σ_{θ} , $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), calculados a partir de temperatura y salinidad con la ecuación dada por UNESCO 1983. Los diagramas muestran también los rangos aproximados de variabilidad de cada una de las masas de agua presentes en la región (Durazo y Baumgartner, 2002). En los datos se adicionó el T-S promedio estacional de otoño generado a partir de mediciones realizadas en el periodo 1998-2017 (de aquí en adelante llamada media climatológica) para todas las estaciones muestreadas en las líneas 100, 103, 107 y 110 (región norte), generado por el programa IMECOCAL. Adicionalmente, se presentan los rangos aproximados de las propiedades termohalinas de las masas de agua que confluyen en la región: ASA, AESs y AStS. Además sobre los puntos de T-S se muestran los valores de Ω_{arag} a lo largo de la columna de agua estimados con el modelo empírico de Alin *et al.* (2012).

Se realizaron secciones verticales de salinidad con dirección noroeste-sureste, frente a la península, sobre las estaciones costeras (L35), centrales (L45) y más oceánicas (L60), con la finalidad de identificar la distribución de los tipos de agua presentes en la región norte de IMECOCAL. En los transectos se muestra la distribución en la vertical de las picnoclinas de $\sigma_{\theta}=25.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ y $26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, que corresponden al límite inferior aproximado del núcleo de la CC y el núcleo de la CCC respectivamente (tomados a partir del diagrama T-S). Estas secciones se generaron a partir del programa Ocean Data View (ODV) versión 5.0. Los contornos de salinidad se muestran en intervalos de 0.25 UPS.

Una vez analizadas las propiedades termohalinas y el dominio de los tipos de agua en la región de estudio, a partir de ODV se realizaron los mapas de la superficie del horizonte de saturación de aragonita (HSA), donde $\Omega_{\text{arag}}=1$, con los valores asociados de profundidad (Z), concentración de CID ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y pH_{AM} . Esto a partir de los valores estimados por el modelo empírico (de ahora en adelante escritos como CID^{est} y pH^{est}). Los contornos de Z se muestran en intervalos de 20 m, los de CID^{est} en intervalos de $3 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y pH^{est} en intervalos de 0.01.

Evaluación de las variables hidrográficas y de las variables del sistema de los carbonatos en la Línea 100 de IMECOCAL.

Se ha observado que la línea 100 del programa de IMECOCAL (L100_{IMEC}), por su ubicación, es representativa de la respuesta del ecosistema marino a procesos interanuales que ocurren en la región norte frente a la península. Además se ha caracterizado por ser una de las líneas más muestreadas desde 1997 (Linacre *et al.* 2010). Así mismo, trabajos anteriores han descrito la variabilidad espacio-temporal de la química del carbono sobre esta línea (Cervantes-Díaz, 2013; Oliva-Méndez, 2018). Con base en ello, en este trabajo se analizaron las condiciones hidrográficas y químicas sobre la L100_{IMEC}, a manera de poder identificar la diferencia entre las condiciones presentes durante El Niño 2015 y El Niño-Neutral 2017, en comparación con los datos reportados en estudios anteriores. Bajo este propósito, se generaron diagramas T-S, únicamente de las estaciones de la L100_{IMEC} (con las mismas características que los diagramas anteriores) y sobre los puntos de los T-S, se graficaron los valores de pH^{est} y de concentración de CID^{est}, a lo largo de la columna de agua para ambas condiciones de muestreo.

Adicionalmente, mediante ODV se generó la sección vertical costa-océano, a lo largo de la L100_{IMEC} para ambos muestreos, que muestra los valores de $\Omega_{\text{arag}}^{\text{est}}$ por interpolación y contornos con intervalo de 0.5. Sobre estos datos se graficó la distribución de las isopícnas $\sigma_{\theta}=25.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ y $\sigma_{\theta}=26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, correspondiente al límite inferior del núcleo de la CC y el núcleo de la CCC respectivamente. Además, se graficó la distribución de la media climatológica del HSA correspondiente a otoño. Los valores de la profundidad del HSA climatológico, se obtuvieron anteriormente en el trabajo de Oliva-Méndez (2018) y para este análisis se actualizaron los datos de otoño (campañas oceanográficas realizadas entre septiembre y noviembre), dentro del periodo 1999-2017.

Resultados

Condiciones Oceanográficas

El muestreo de septiembre de 2015 coincidió con la presencia de la condición El Niño, y el muestreo realizado en octubre de 2017 tuvo lugar durante una condición El Niño-Neutral, según el reporte del Centro de Predicciones Climatológicas de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). El ONI presentó valores positivos en septiembre de 2015, con una media mensual de 2.12. Mientras que en octubre de 2017 presentó valores negativos, con una media de -0.6 (Fig. 3).

Por otro lado, los promedios mensuales del índice de surgencia de Bakun presentaron valores positivos, con medias mensuales de 60 y 117 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ por 100 m de costa durante septiembre de 2015 y octubre de 2017 respectivamente (Fig. 3). La anomalía del índice de surgencia (no mostrado) indica que durante septiembre de 2015, el afloramiento de agua fue menor al promedio y durante octubre de 2017 fue ligeramente mayor al promedio (con valores de -69 y 14 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ por 100 m de costa respectivamente).

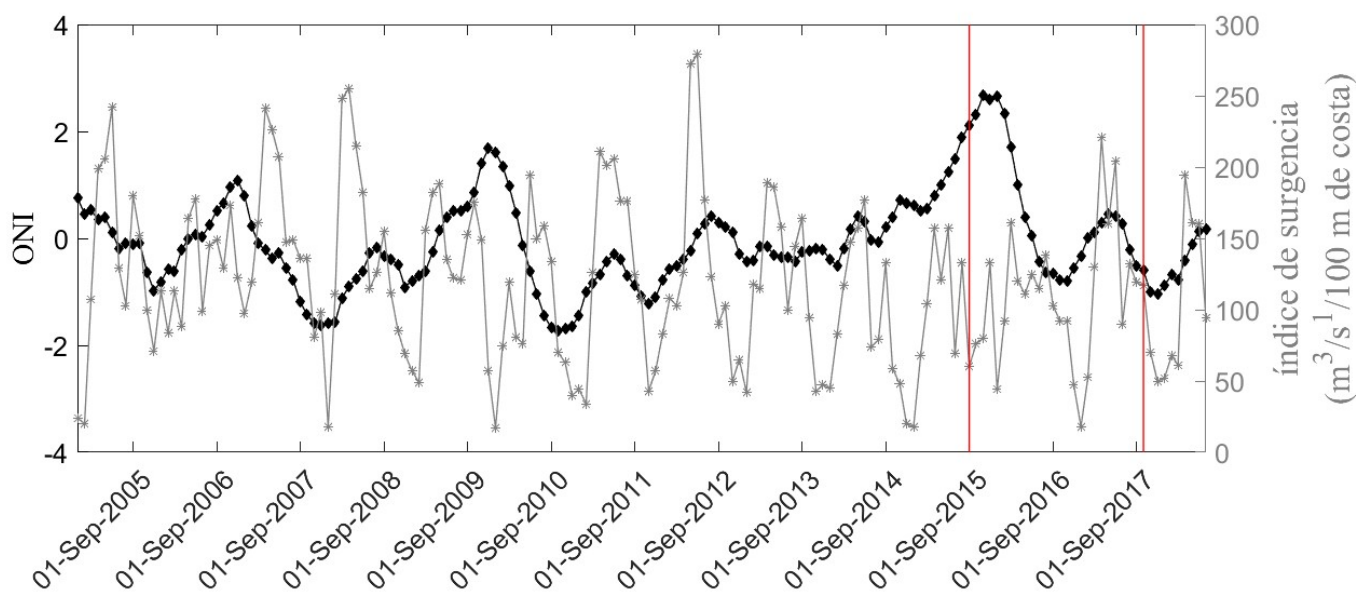


Figura 3. Variación temporal de anomalías mensuales del ONI en la región 3.4 (línea negra) y de medias mensuales del índice de surgencia de Bakun, para las coordenadas 30°N, 119°O (línea gris), para el periodo de enero 2005 a julio 2018. Las líneas rojas verticales señalan cada muestreo (septiembre 2015 y octubre 2017).

Adicionalmente, a partir de las series temporales de TSM y velocidad del viento frente a Baja California (Fig. 4), se observa el ciclo anual de temperatura y viento, en donde, de manera general, las temperaturas mínimas de invierno y primavera están relacionadas con una mayor magnitud de los vientos y las temperaturas máximas de verano y otoño están relacionadas con el debilitamiento de los mismos. Los vientos fueron predominantemente paralelos a la costa durante ambas condiciones, según los datos de viento de ASCAT de la NOAA (<https://manati.star.nesdis.noaa.gov/datasets/ASCATData.php/>).

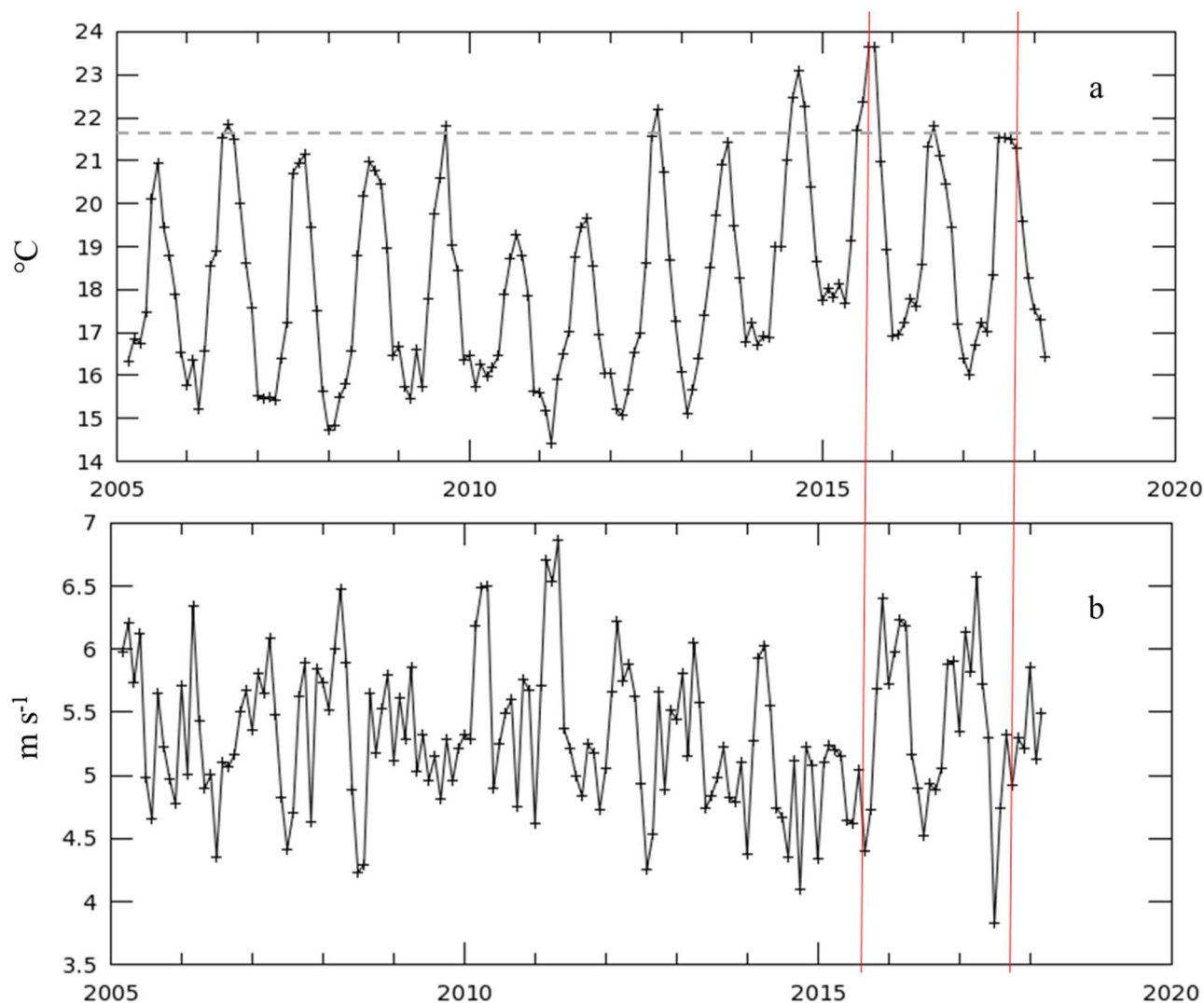


Figura 4. Variación temporal de promedio mensual de a) temperatura superficial del mar y b) velocidad del viento sobre el océano, para el periodo de marzo 2015 a marzo 2018. Las líneas rojas verticales señalan cada periodo de muestreo. La línea gris horizontal de la gráfica superior indica el máximo de temperatura durante otoño de 2017, comparable con las temperaturas máximas de años El Niño de 2006 y 2009.

Durante las épocas de muestreo, la velocidad del viento fue de $\sim 4.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ y $\sim 5.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en septiembre de 2015 y octubre de 2017 respectivamente. Este esfuerzo del viento se vio reflejado en el índice de surgencia de Bakun con valores relativamente bajos, sobre todo durante el año 2015. Sin embargo, se observó una ligera disminución en la TSM, frente a la costa de Baja California ($\sim 19^\circ\text{C}$, Fig. 5a), pero la concentración de clorofila fue baja ($< 1 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$, Fig. 5c) (corroborado con datos *in situ*). El evento de surgencia costera fue más evidente durante el muestreo de octubre de 2017, sin dejar de ser una surgencia débil de condición cálida de otoño, con temperaturas $> 18^\circ\text{C}$ en aguas superficiales y bajas concentraciones de clorofila ($\sim 1 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$, Fig. 5d).

La serie temporal de TSM (Fig. 4a) muestra que las temperaturas alcanzadas durante septiembre de 2015, han sido las máximas registradas en al menos los últimos 12 años. Estas se presentaron en la transición de la anomalía cálida La Mancha y El Niño, alcanzando hasta $\sim 23.5^\circ\text{C}$ frente a la península. De hecho, se presentaron temperaturas por encima de la media anual ($\sim 18^\circ\text{C}$) durante todo el año 2015. Los efectos de este calentamiento siguieron perceptibles en la TSM del Pacífico Oriental hasta otoño de 2017. Esto puede observarse en la serie temporal de TSM, ya que muestra que las temperaturas máximas registradas durante otoño de 2016 (en condición La Niña) y aún el de 2017 (en condición El Niño-Neutral) ($\sim 21.5^\circ\text{C}$), son comparables con las temperaturas máximas registradas durante los eventos cálidos El Niño 2006 y 2009 ($\sim 22^\circ\text{C}$) (Fig. 4a, al seguir línea discontinua gris). Los datos de TSM mensual en los dos últimos años (desde principios de 2016 a principios de 2018), parecen tener una tendencia hacia la estabilidad del sistema (hacia temperaturas promedio).

Los mapas del promedio mensual de TSM satelital, frente a la costa occidental de Baja California, muestra diferencias entre ambas condiciones de estudio. Durante septiembre de 2015, los valores presentaron una disminución de sur a norte, en un rango de 23.6 a 20.1°C en la región de estudio (corroborado con datos *in situ*) y la distribución de la temperatura presenta relativa homogeneidad, debido a una mayor estratificación del sistema a causa del evento cálido El Niño (Gómez-Ocampo *et al.*, 2017). Mientras que durante octubre de 2017 las temperaturas fueron menores y la región de estudio presentó valores en un rango de ~ 18.7 a $\sim 22.5^\circ\text{C}$. Durante esta condición, las temperaturas también disminuyen de sur a norte y de mar abierto a costa frente a Baja California, pero con mayor variabilidad en su distribución superficial, lo cual puede ser debido a una mayor presencia de estructuras de mesoescala. Estas últimas, son más evidentes en las concentraciones de Chl-a (Fig. 5c y d), donde los valores altos (asociados a valores de menor temperatura) corresponden a remolinos ciclónicos, y los valores bajos de Chl-a (mayor temperatura) a remolinos anticiclónicos, los cuales son

evidentes además en los valores menores y mayores de Topografía Dinámica Absoluta (TDA, Fig. 6) respectivamente.

Los mapas de concentración de Chl-a muestran un comportamiento contrario a la TSM, con concentraciones mayores al norte de la región y en la zona costera, mientras que disminuyen hacia mar abierto y hacia el sur de la península, consistente con la distribución promedio de la región, descritas en trabajos anteriores (Gómez-Ocampo *et al.*, 2017). Además es evidente la diferencia de concentración de Chl-a entre ambas condiciones (Fig. 5c y d), mayor durante otoño de 2017 en comparación con otoño de 2015, como consecuencia de la presencia del evento interanual El Niño.

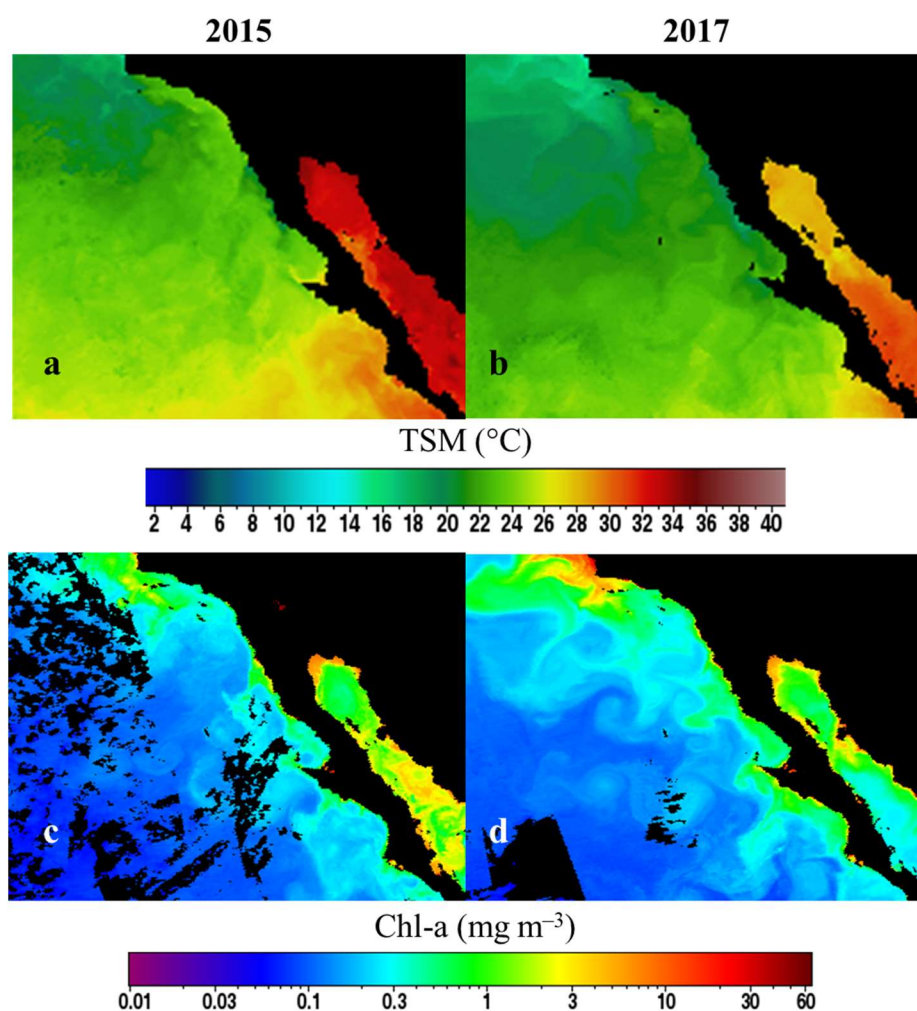


Figura 5. Mapas del promedio mensual de TSM (C°, mapas superiores) y concentración de Clorofila-a (mg·m⁻³, mapas inferiores) satelital para septiembre de 2015 (a y c) y octubre de 2017 (b y d).

Los datos de Topografía Dinámica Absoluta (TDA) al occidente de la península (Fig. 6), presentan en ambas condiciones un patrón similar. Los valores mínimos de TDA (colores azules), pueden estar asociados al flujo superficial promedio que se dirige hacia el ecuador desde el polo, que ha sido descrito por Durazo (2015). Estos valores mínimos, se observan en una franja frente a la costa de EU y Baja California principalmente, la cual se vuelve más angosta hacia el sur de la península. Lo anterior podría deberse al debilitamiento del flujo superficial. En septiembre de 2015, se observa una separación de la franja de TDA mínimos hacia fuera de la costa, frente a la mayor prominencia de la región, Punta Eugenia ($\sim 28^\circ\text{N}$ 115°O). Con ello, desde el sur de la península al norte de Punta Eugenia, se presenta una pendiente positiva de la superficie en dirección océano-costa, lo cual ha sido reportado como un flujo costero superficial con dirección hacia el polo por Durazo *et al.*, (2017). Por su parte, los valores mayores de TDA se concentraron en el suroeste de la región ($\sim 23^\circ\text{N}$, -125°O), donde se presentan aguas de características tropicales.

La TDA en toda la región del Pacífico Oriental, fue mayor durante el año 2015 comparado con el 2017, con un rango de 0.51-1.0 m y 0.42-0.88 m respectivamente. Las cuales son elevadas incluso durante la condición neutral respecto al promedio anual, debido a las altas temperaturas presentes, aún durante 2017. Además, con estos datos es posible observar que durante octubre de 2017 hubo mayor presencia de estructuras de mesoescala (giros ciclónicos y anticiclónicos), característicos de la región en otoño, como resultado de la disminución de los vientos.

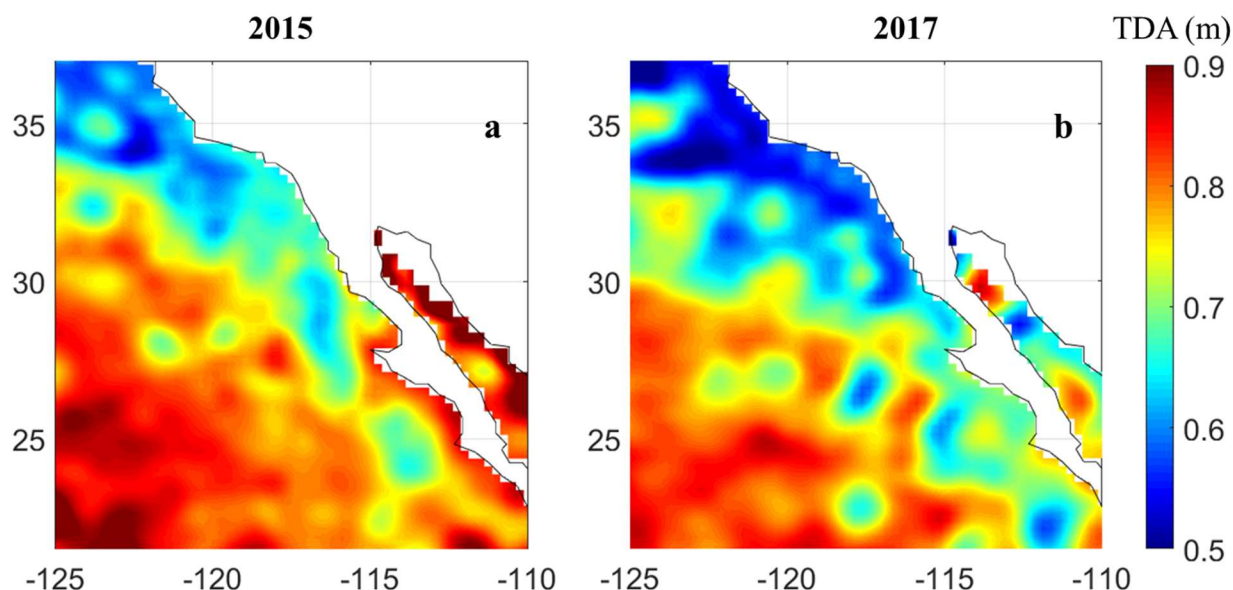


Figura 6. Mapas de Topografía Dinámica Absoluta (m) en el Pacífico Oriental para el periodo de muestreo de cada campaña oceanográfica: a) 31 de agosto-7 septiembre de 2015 y b) 3-10 de Octubre de 2017.

Dentro de la región norte de IMECOCAL ($\sim 28^{\circ}$ - 31.5° N y $\sim 115^{\circ}$ - 119° O) se observa la presencia de estructuras de mesoescala, conformada en 2015 por un giro con circulación ciclónica en la parte central y un giro anticiclónico al oeste; durante 2017 se observan giros con circulación ciclónica cercanos a la costa, dos giros anticiclónicos al oeste del mismo y otro de mayor dimensión al sur de la región.

Las condiciones oceanográficas, según valores de TSM, viento, Chl-a y TDA, indican menor dinámica en la región durante otoño de 2015, lo que implica condiciones típicas de un ambiente más estratificado, en comparación con el otoño de 2017 cuando se presentaron más procesos dinámicos.

Propiedades hidrográficas y masas de agua en la región norte de IMECOCAL.

Los diagramas T-S (Fig. 7) permiten identificar las características hidrográficas y masas de agua presentes en la región Norte de IMECOCAL (líneas 100-110) durante los dos muestreos de estudio. Se muestra que en otoño de 2015, se presentó un mayor aporte de aguas cálidas y menos salinas. En cambio, la condición de otoño de 2017 muestra una estructura con valores cercanos a la media climatológica de otoño (1997-2017) y con la presencia de aguas menos cálidas y de mayor salinidad, en comparación con 2015. La temperatura máxima presente en la columna de agua en otoño 2015 fue de 23°C , mientras que en otoño de 2017 la máxima fue de 21.5°C , ambas al sur de la región de IMECOCAL. En condición El Niño 2015, la salinidad mostró mayor variación entre transectos y el valor mínimo fue de 33.02 unidades, mientras que en la condición El Niño-Neutral 2017, la salinidad mínima fue de 33.23. Estas se ubicaron alrededor del mínimo relativo subsuperficial, asociado al núcleo de la CC (Durazo y Baumgartner, 2002; Durazo *et al.*, 2015) y que se localizó en el intervalo isopical de $\sigma_{\theta} \sim 24\text{--}25 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Este mínimo relativo de salinidad sugiere que se presentó una mayor advección de ASA durante otoño 2015.

Durante ambos muestreos la capa superficial presenta una curvatura hacia salinidades mayores, indicio de que ASA fue ligeramente modificada por calentamiento solar o la advección de agua tropical (Durazo *et al.*, 2010). Esta última pudo deberse a la advección por estructuras de mesoescala persistentes durante otoño en la condición neutral (Lynn y Simpson, 1987; Durazo *et al.*, 2010), mientras que durante El Niño 2015 pudo deberse a un flujo costero superficial con dirección hacia el polo identificado por Durazo *et al.* (2017).

Por otro lado, la inflexión del T-S con la disminución de la temperatura (aumento de la profundidad) lleva hacia valores máximos de salinidad de 34.45 y 34.38 para septiembre de 2015 y octubre de 2017 respectivamente. El máximo relativo de salinidad se ubicó en aguas subsuperficiales (>200 m), alrededor del intervalo isopícnal $\sigma_\theta \sim 26\text{--}26.5$ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, característico del flujo de la CCC que acarrea AESs con dirección al polo (Durazo y Baumgartner, 2002; Durazo *et al.*, 2010; Durazo, 2015). Dentro del intervalo característico de la AESs, se observa una mayor dispersión de datos durante otoño de 2015 a comparación del otoño 2017, lo que podría ser resultado de una corriente subsuperficial más intensa y amplia a lo largo de la plataforma continental (Durazo *et al.*, 2010; Durazo, 2015).

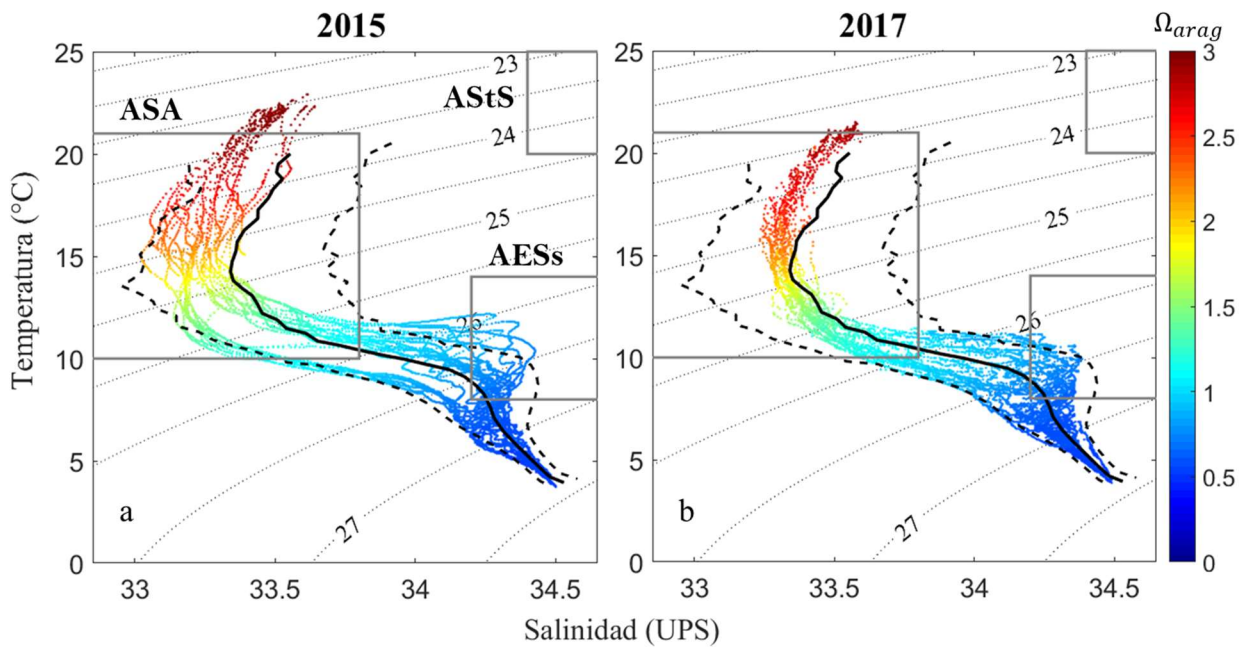


Figura 7. Diagrama Temperatura y Salinidad. En colores la concentración de Ω_{arag} para a) condición El Niño 2015 y b) condición El Niño-Neutral 2017. La línea negra gruesa representa el promedio de todos los datos obtenidos en la región norte de IMECOCAL entre 1998 y 2017 y su desviación estándar delimitado por las líneas negras discontinuas. Las propiedades termohalinas de las masas de agua que confluyen en la región están limitadas en rectángulos negros: Agua del Subártico (ASA), Agua Subtropical Superficial (AStS) y Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs). Los contornos representan las isopícnas ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$).

Las variables químicas fueron afectadas por la interacción entre ASA y AESs. Durante El Niño los valores de Ω_{arag} fueron mayores que durante las condiciones neutrales, con máximos de 3.3 y 3.04 respectivamente en aguas superficiales, mientras que en la columna de agua hasta 500 m, el valor mínimo fue de 0.57 y 0.58 respectivamente. A lo largo del T-S los valores de sobresaturación de $\Omega_{\text{arag}} > 1$ fueron característicos del ASA y los valores de subsaturación $\Omega_{\text{arag}} < 1$ del AESs. Por lo tanto,

los valores de $\Omega_{\text{arag}}=1$ se ubicaron en el agua transicional entre ASA y AESs en ambos muestreos, consistente con lo descrito en el diagrama T-S de valores promedio (del periodo 1998-2016) en el trabajo de Oliva-Méndez (2018). Cómo se observa, el valor de $\Omega=1$ se encuentra en la zona de transición entre ASA y AESs, producto de la mezcla entre ambos tipos de agua, por lo que la proporción en la que se presentan estos tipos de agua contribuye a la profundidad del HSA (Oliva-Méndez, 2018).

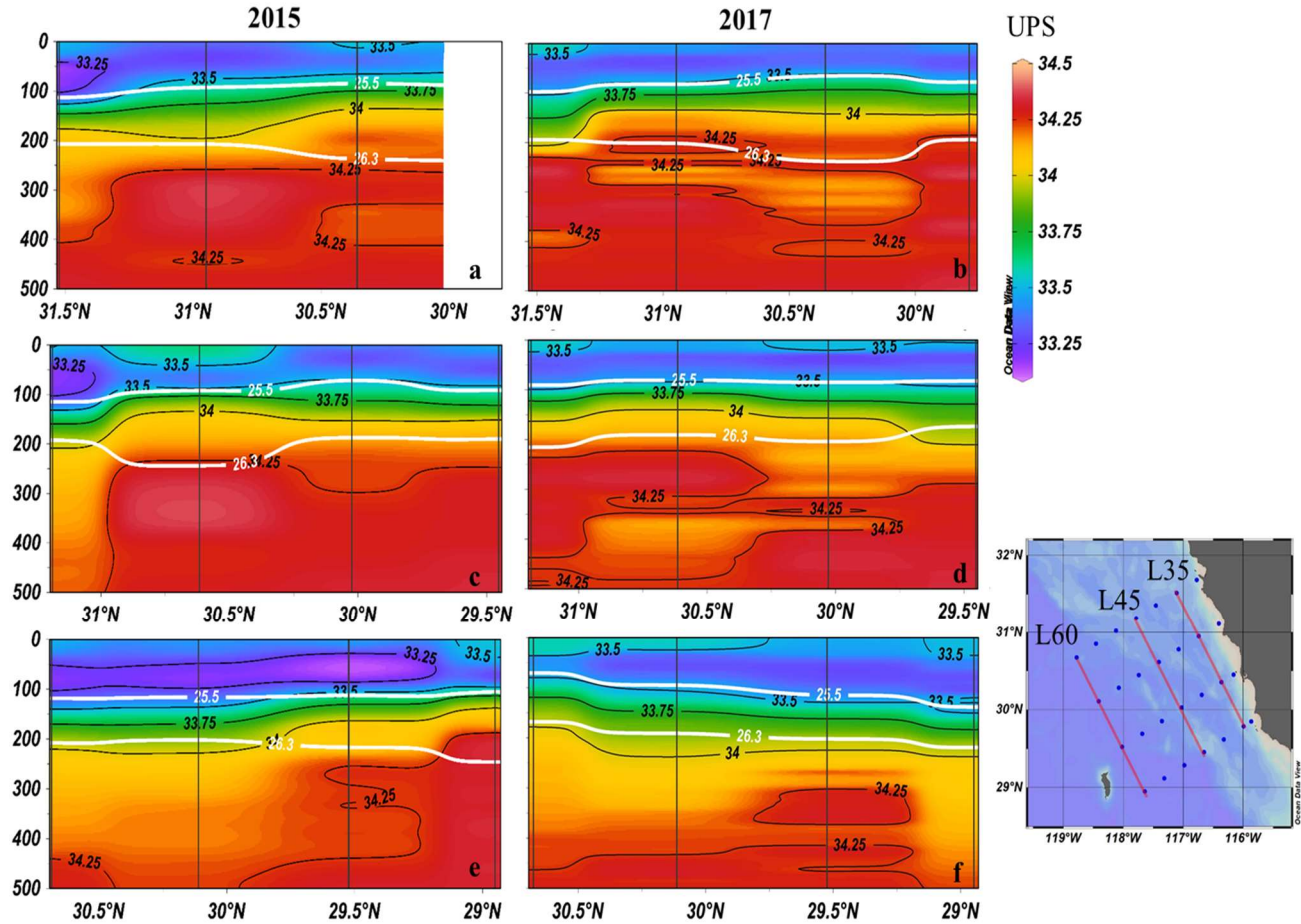


Figura 8. Secciones de salinidad (UPS) a lo largo de las estaciones costeras (L35, a y b), centrales (L45, c y d) y oceánicas (L60, e y f) (ver mapa), para el otoño 2015 (izquierda) y otoño 2017 (derecha). El intervalo de contornos de salinidad es de 0.25. Las líneas blancas indican las profundidades de las isopignas $\sigma_0=25.5$ y $\sigma_0=26.3 \text{ kg m}^{-3}$, que corresponden al límite inferior aproximado del núcleo de la CC y el núcleo de la CCC respectivamente.

Las secciones verticales noroeste-sureste sobre las líneas 35, 45 y 60, permiten identificar la distribución de las masas de agua presentes en la región norte de IMECOCAL, a partir de los datos *in situ* de salinidad en la columna de agua hasta 500 m de profundidad (Fig. 8).

El límite inferior aproximado del núcleo de la CC, indicado por la picnoclina $\sigma_\theta=25.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, ayuda a observar la distribución de ASA, de la cual se muestra un mayor aporte en aguas oceánicas (L60) y al norte de la región de estudio (L100_{IMEC}), donde el núcleo de la CC se encuentra más profundo (hasta 126 m en 2015). Una excepción de esta característica fue la sección L60 durante otoño 2017, cuando el núcleo de la CC se profundiza hacia el sur de la sección ($\sigma_\theta=25.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ hasta 146 m). Con base a datos de temperatura y de topografía dinámica absoluta, se sugiere que esto podría deberse a una advección de ASA mezclada con aguas de origen subtropical (ASTs) al norte de la Isla Guadalupe ($\sim 29.5^\circ\text{N}$ 118°O). Lo anterior como posible efecto de la frontera entre dos giros en dirección opuesta, ciclónico-anticiclónico (Fig. 7). Además este transporte de aguas alejadas de la costa hacia esta, se ha reportado como una condición media de otoño por Durazo *et al.* (2010) y que no se observa durante el 2015, posiblemente debido al dominio de los eventos cálidos. En toda la región, la influencia de ASA se encontró en los primeros metros de la columna de agua con salinidades por debajo de 33.8, sin embargo en superficie se presentó un aumento de salinidad en casi todas las estaciones.

Por otro lado, la picnoclina de $\sigma_\theta=26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, referente al núcleo de la CCC, ayuda a conocer la distribución de la AESs y se observa entre 182-296 m en 2015 y 169-262 m en 2017. De manera general se observa que existe un mayor dominio de AESs en las estaciones costeras (L35), así como en las estaciones más australes, las cuales presentan una mayor influencia de agua de alta salinidad de origen tropical con valores mayores a 33.2, sobre todo en 2015. Mismo año en que el aporte de ASA fue mayor al norte de la región, lo que produjo una frontera vertical muy evidente en las secciones L45 y L60 (Fig. 8c y e). Sin embargo, en 2017 la influencia de AESs se observa hasta las estaciones del norte, principalmente en la L35 y L45 (Fig. 8b y d). Durante ambos muestreos se observaron dos núcleos de salinidad subsuperficiales, con valores mayores de 34.25, los cuales se observan al norte de la región en las secciones L35 y L45. Esto puede ser efecto de una bifurcación de la CCC con flujo hacia latitudes mayores, debido a un debilitamiento de la misma.

Durante 2015 es evidente que las circulaciones anticiclónicas, además de aumentar la salinidad superficial, aumentaron la profundidad de la picnoclina de $\sigma_\theta=26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, debido al hundimiento de agua de mayor temperatura, sin embargo durante 2017 existe una mayor dinámica en la región y no se observa un patrón similar.

Distribución de variables del sistema del carbono en la región norte de IMECOCAL.

Hasta ahora sabemos que el horizonte de saturación de aragonita (HSA), donde $\Omega_{\text{arag}}=1$, se ubicó en la zona de transición entre ASA y AESs. Con base a los siguientes mapas de distribución del HSA, en la región norte de IMECOCAL, es posible identificar la profundidad a la que se encontró el HSA durante ambos muestreos, así como las concentraciones de CID^{est} y los valores de pH^{est} asociados (Fig. 9).

Durante 2015 la profundidad del HSA tuvo una variación entre 95 y 185 m, mientras que en el 2017 fue entre 100 y 199 m. En 2015, la mayor profundidad se presentó al noroeste de la región y disminuyó principalmente hacia el sur, mientras que en dirección este-oeste no presentó una tendencia clara. Mientras que en 2017, el HSA fue más somero hacia la parte costera y más profundo al suroeste de la región. Ese año, el HSA disminuyó su profundidad principalmente en dirección oeste-este.

Los valores de CID^{est} y pH^{est} asociados fueron de 2168.4 a 2186.5 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y 7.68 a 7.74 en 2015 respectivamente y de 2170.1 a 2189.3 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y 7.69 a 7.74 en 2017. En ambos muestreos se observan los máximos valores de pH^{est} en las máximas profundidades del HSA y los mínimos valores en donde el HSA es más somero, así como a lo largo de la costa, asociado probablemente a las condiciones de surgencia. Por su parte, las concentraciones de CID^{est} presentan una distribución diferente, asociada principalmente a la salinidad (no mostrado). En 2015, al encontrarse la presencia anómala de ASA al norte de la región, el HSA fue más profundo, los valores de pH^{est} más alcalinos (<7.73) y las concentraciones de DIC^{est} fueron relativamente bajas (~ 2175). Algo similar se observó en 2017, al oeste de la región cuando se presentó advección de una mezcla de agua del subártico con agua de origen tropical. Por otro lado, las profundidades más someras de HSA al sur de la región y en las estaciones costeras, refleja la relación con las regiones en donde dominó el AESs de menores valores de pH y mayores concentraciones de CID. Bajo el mismo principio, en ambas condiciones el mapa de la profundidad Z y pH^{est} del HSA (Fig. 9a, d y c, f) muestran el dominio de AESs en la región, que se divide al norte, generando dos núcleos de agua de características tropicales que se observan en las secciones L35 y L45 de salinidad (Fig. 8a, b y c, d).

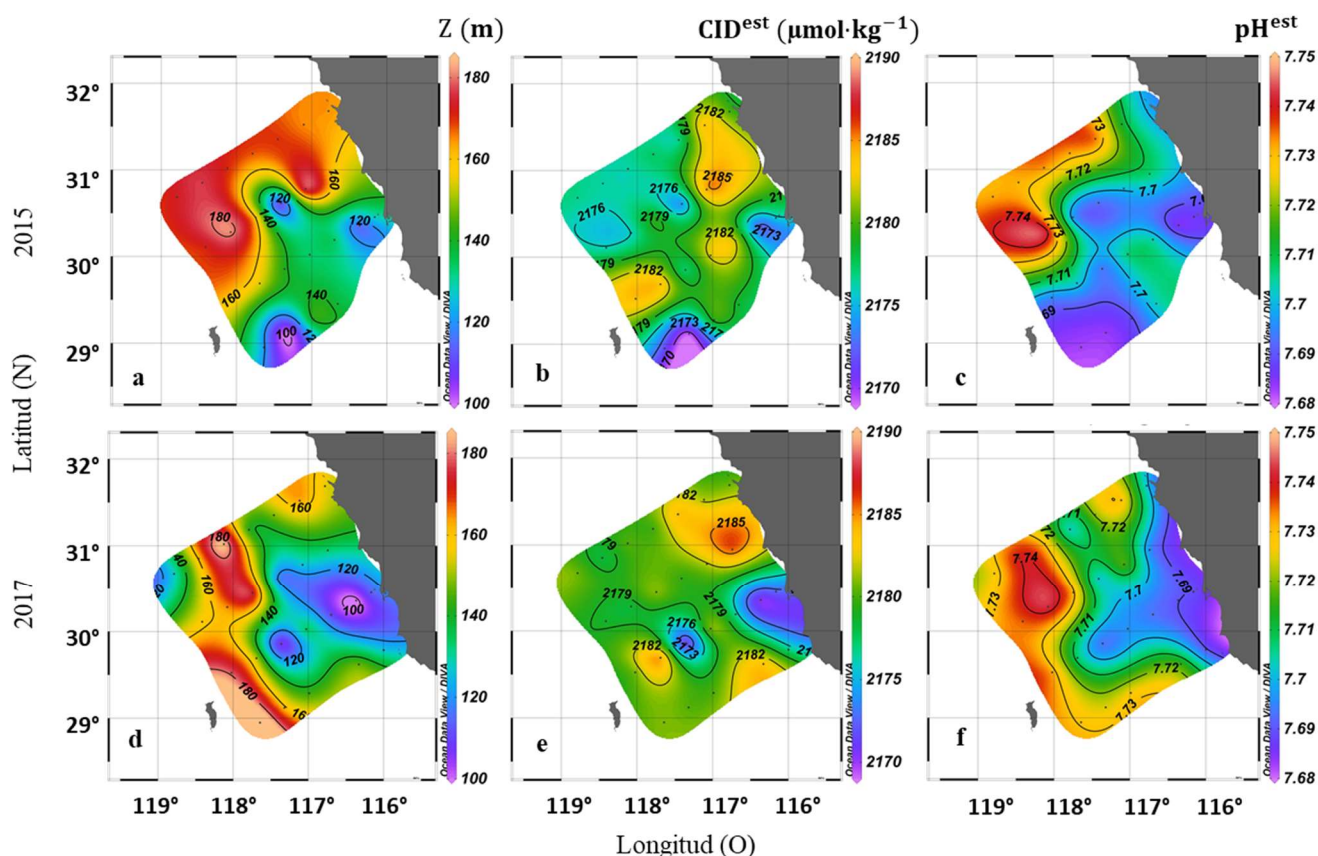


Figura 9. Mapas del horizonte de saturación de aragonita (HSA) durante el otoño de 2015 (arriba) y otoño de 2017 (abajo). Sobre el HSA se muestra (de izquierda a derecha): profundidad Z (m) de distribución (a y d), concentración de carbono inorgánico disuelto estimados o CID^{est} ($\mu\text{mol}\cdot\text{Kg}^{-1}$, b y e) y pH^{est} (c y f).

Además, la distribución del HSA se vio afectada por estructuras de mesoescala, pero de manera distinta durante las dos condiciones. En el muestreo de 2015, a la profundidad del HSA, no se detectó hundimiento (levantamiento) en la columna de agua a causa de los giros anticiclónicos (cyclónicos), lo que posiblemente fue debido a la alta estratificación que se presentó durante los eventos cálidos (Gómez-Ocampo, 2017) y que limitó el transporte de aguas subsuperficiales con una química distinta. De manera contraria ocurrió durante 2017, cuando la circulación superficial pudo afectar la distribución del HSA. Ya que los valores mayores de TDA (Fig. 6b), que sugieren una circulación anticiclónica, coinciden con las secciones profundas del HSA.

Propiedades hidrográficas y químicas del sistema del carbono en la L100_{IMEC}.

Los siguientes diagramas T-S muestran las características hidrográficas presentes sólo en las estaciones de la L100_{IMEC} durante ambos muestreos (Fig. 10). El T-S del año 2015 pone en evidencia que en esta línea se presentó un mayor aporte de ASA, ya que presentó los perfiles más sesgados hacia las bajas salinidades. Sin embargo, fue la línea con el menor ingreso de AESs (ver máximo relativo de salinidad). Por su parte, durante 2017 las condiciones hidrográficas fueron similares al promedio climatológico. Además se observa una mayor dispersión relativa de los valores subsuperficiales, alrededor del intervalo isopícnal $\sigma_\theta \sim 26\text{--}26.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Esto sugiere que en la L100_{IMEC} durante 2017, hubo un mayor flujo de la CCC con transporte de AESs (Durazo y Baumgartner, 2002; Durazo *et al.*, 2010; Durazo, 2015).

Como se ha observado anteriormente, las propiedades hidrográficas, son moduladas por distintos factores, principalmente por la distribución e interacción de los tipos de agua presentes en la región. A pesar de las grandes diferencias de temperatura y salinidad entre ambas condiciones oceanográficas, las variables del sistema del carbono mantienen cierta relación entre los tipos de agua. Durante ambas condiciones oceanográficas, los T-S muestran valores de pH por encima de 7.8 y CID por debajo de $2150 \text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ como característicos del ASA. Mientras que el AESs se caracterizó por valores bajos de pH de ~ 7.6 y con altas concentraciones de CID de $\sim 2250 \text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$. Además se muestra que el agua de transición entre ASA y AESs (en dónde se ubican los valores de $\Omega_{\text{arag}}=1$, Fig. 7) mantiene valores de pH cercanos a 7.7 y concentraciones de CID entre 2150 y $2200 \text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, valores que estuvieron asociados con la distribución del HSA (Fig. 9). Estas características químicas fueron similares a los reportados por para otoño por Oliva-Méndez (2018) a partir del análisis de 52 campañas oceanográficas sobre la L100_{IMEC}.

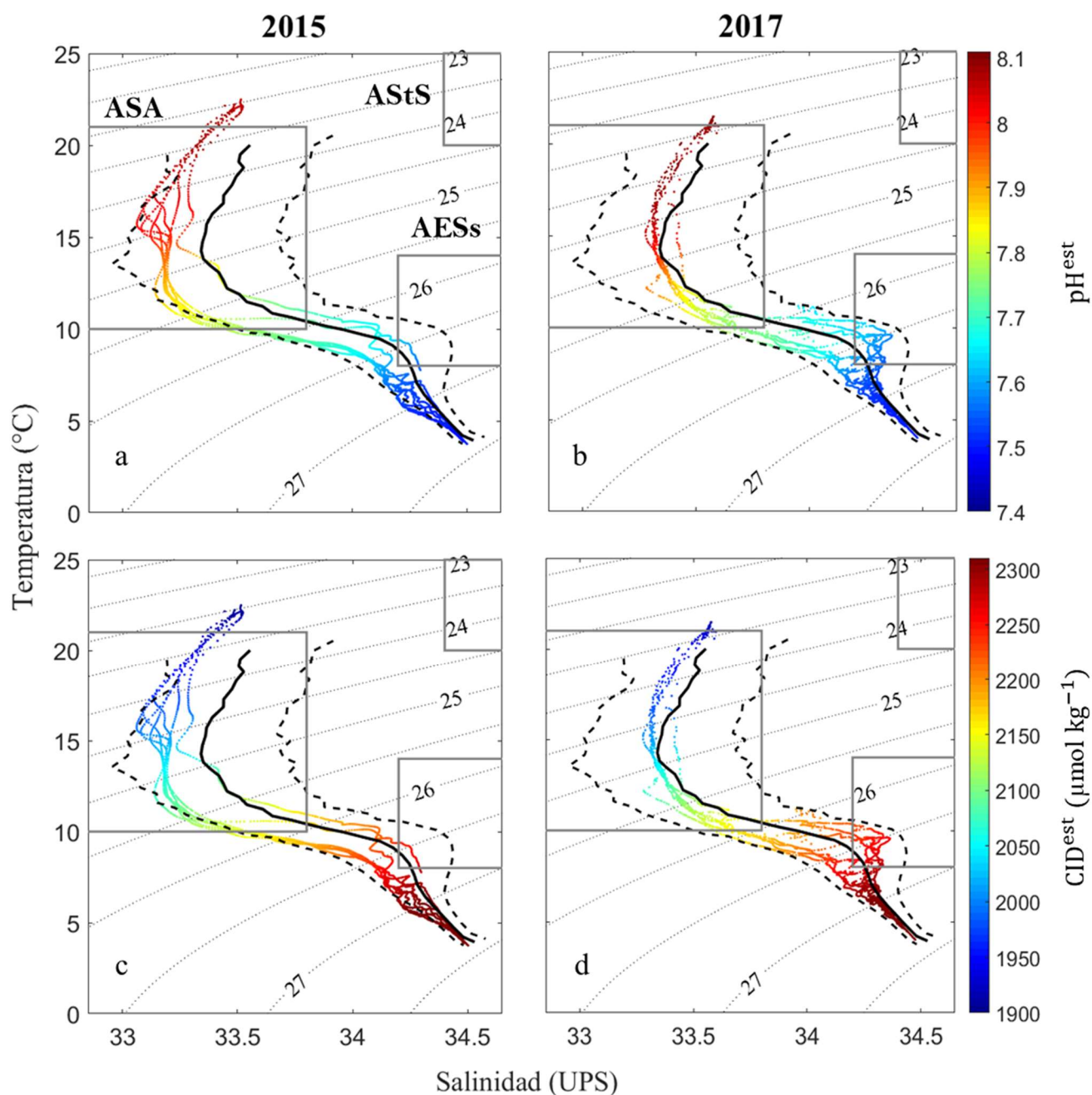


Figura 10. Diagrama Temperatura y Salinidad. En colores los valores de pH (a y b) y la concentración de CID ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, c y d) para la condición El Niño 2015 (izquierda) y la condición El Niño-Neutral 2017 (derecha). La línea negra gruesa representa el promedio de todos los datos obtenidos en la región norte de IMECOCAL entre 1998 y 2017 y su desviación estándar delimitado por las líneas negras discontinuas. Las propiedades termohalinas de las masas de agua que confluyen en la región están limitadas en rectángulos negros: Agua del Subártico (ASA), Agua Subtropical Superficial (AStS) y Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs). Los contornos representan las isopícnas (kg m^{-3}).

Distribución del HSA en contraste con el HSA climatológico de otoño (1999-2017) sobre la L100_{IMEC}.

Sobre la L100_{IMEC}, las isolíneas de Ω_{arag}^{est} presentan una pendiente positiva hacia la costa en ambos muestreos, mayor durante 2017 (~5 m más somera). Lo cual muestra congruencia con los parámetros indicadores de un afloramiento débil (índice de surgencia, viento, temperatura, Chl-a).

En los valores de $\Omega=1$ se observa la distribución del HSA de cada muestreo y en la línea negra discontinua se representa la media climatológica de otoño del HSA (Fig. 11). Esto permite observar que durante otoño de 2015, el HSA fue más profundo que la media climatológica en toda la L100_{IMEC} y mantuvo su profundidad casi constante (entre 165 y 178 m), con un ligero aumento en la profundidad en las estaciones más oceánicas. En contraste, durante el otoño de 2017, la profundidad del HSA presentó mayor variabilidad (entre 127 y 189 m) y se encontró por encima de la media en las estaciones más oceánicas. Lo anterior posiblemente debido a una circulación ciclónica presente en esa región durante el muestreo (Fig. 6b). La profundidad del HSA en la L100_{IMEC} durante 2017 fue menor que durante 2015, con excepción de la estación 50 (a 150 m de distancia a la costa), lo que pudo ser efecto de la intrusión de ASA en esta zona (véase Fig. 9d) y al patrón de circulación anticiclónica superficial (Fig. 6b).

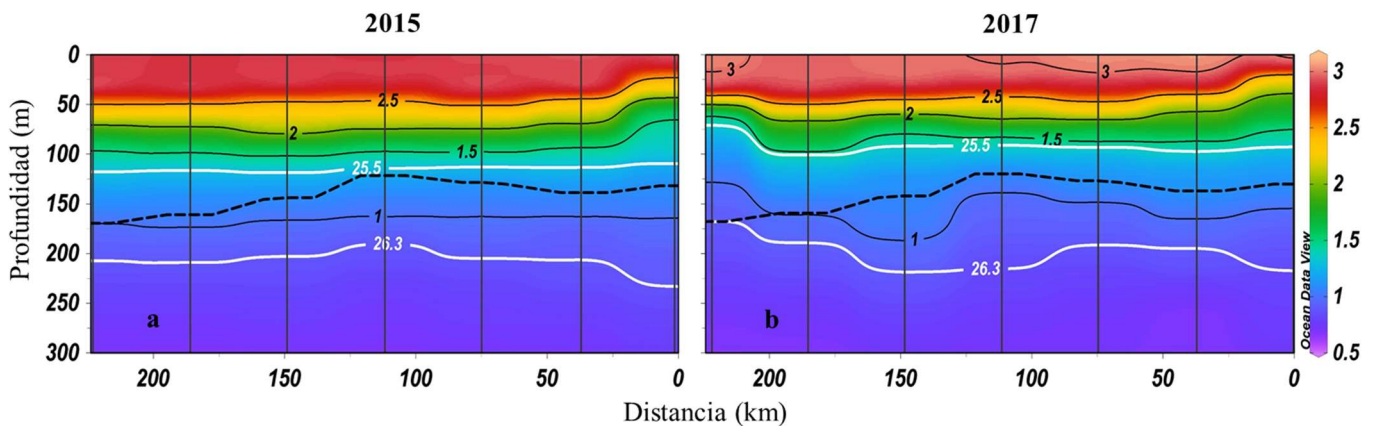


Figura 11. Sección de Ω_{arag}^{est} a lo largo de la L100_{IMEC} para a) 2015 y b) 2017. El intervalo de los contornos de Ω_{arag}^{est} es de 0.5. La línea negra discontinua corresponde a la media climatológica del HSA de otoño (1999-2017). Las líneas blancas indican las profundidades de $\sigma_\theta=25.5$ y $\sigma_\theta=26.3$ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, correspondiente al límite inferior del núcleo de la CC y el núcleo de la CCC respectivamente. Las líneas verticales señalan los lances. La distancia está en referencia a la estación 30, la más costera.

Por otro lado, la isopícnica de $\sigma_\theta=25.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, durante 2015 tiene una pendiente cercana a cero, ligeramente positiva en dirección océano-costa. Mientras que en el mismo año, por debajo de 182 m, se ubicó la isopícnica de $\sigma_\theta=26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ con una pendiente negativa (en dirección océano-costa) en las estaciones más costeras, en donde presentó su máxima profundidad. Esta distribución sugiere la presencia de un flujo costero de la CCC con dirección hacia el polo (Durazo, 2015), el cual transporta AESs con agua subsaturada ($\Omega<1$), con mayor concentración de DIC ($\sim 2250 \text{ }\mu\text{mol kg}^{-1}$) y bajos valores de pH (~ 7.6). Lo mismo ocurrió durante 2017, sin embargo la isopícnica de $\sigma_\theta=26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, se observa a menor profundidad en la estación más costera. Además, durante 2017, se observa otro aumento en la profundidad de la isopícnica anterior (a $\sim 100 \text{ km}$ de distancia de la costa), el cual es un indicador del flujo hacia el polo de un segundo núcleo de AESs (el cual es evidente en la distribución del HSA, Fig. 9d). Este segundo núcleo de origen subtropical también se presentó durante 2015, sin embargo no se observó en la L100_{IMEC}, debido a un dominio de ASA que limitó la intrusión de AESs.

Discusiones

El modelo empírico utilizado en este trabajo fue desarrollado en el SCC y desde su publicación se ha utilizado en estudios del sistema del CO_2 frente a las costas de Baja California por diversos autores. Por ejemplo, Cervantes-Díaz (2013) lo utilizó para reconstruir una serie temporal de CID vs datos medidos en un periodo de seis años en una estación de monitoreo costero conocida como Estación Ensenada. Otro estudio se realizó en la región norte de IMECOCAL por Simon-Otero (2016), en el cual se utilizó el modelo empírico para conocer la distribución del HSA. Más recientemente, Oliva-Méndez (2018) aplicó el modelo sobre la línea 100 de IMECOCAL para reconstruir el sistema del CO_2 a lo largo de 18 años a partir de 52 muestreos, además lo aplicó dentro de la Bahía Todos Santos a lo largo de un año, lo que permitió estudiar eventos del pasado. Cabe señalar, que en todos los estudios antes mencionados se utilizaron sólo mediciones de CID para validar el modelo. En este trabajo, para el crucero de 2017, se realizaron dos acciones metodológicas nuevas en la búsqueda de un uso más robusto y práctico del modelo de Alin et al., (2012): 1) Se tomaron muestras en todas las estaciones de muestreo a 50 y 100 m. Esta estrategia permitió generar dos mapas detallados de mediciones medidas *in situ* con las cuales se contrastó con valores del modelo y 2) se realizaron análisis de pH además de análisis de CID, lo cual permitió tener más elementos de observación de la aplicación del modelo empírico en nuestras costas.

El modelo empírico brinda una amplia ventaja en la obtención de datos y permite reducir la cantidad de muestreos *in situ*, ya que los datos se generan via las mediciones de CTD (oxígeno, temperatura y densidad). El uso del modelo por tanto reduce costos, permite obtener una mayor resolución del sistema del CO₂ en la columna de agua en menor tiempo y por lo tanto se vuelve más eficiente el estudio del mismo.

Condiciones oceanográficas durante los muestreos.

El océano frente a las costas de Baja California se vio afectado por la anomalía cálida de La Mancha, que inició en el año 2013 por causa de una disminución del enfriamiento superficial del océano y por un debilitamiento de los vientos en el Golfo de Alaska (Gentemann *et al.* 2017). Esta anomalía se propagó hacia las costas mexicanas ubicándose a lo largo de todo el SCC y cesó a finales de 2015 (Frischknecht, *et al.*, 2017). Adicionalmente, en agosto de 2015 se identificó el evento interanual de El Niño al sur del SCC (Gentemann *et al.*, 2016 y Durazo *et al.*, 2017), el cual se presentó desde inicios del año en los trópicos (en la región El Niño 3.4) según el índice del ONI (Fig. 3). Por lo tanto, el muestreo de septiembre de 2015 se realizó durante la combinación de los eventos cálidos La Mancha y El Niño. Por otro lado, durante octubre de 2017 el ONI alcanzó un valor de anomalía negativa en los trópicos (Fig. 3), por lo que el Centro de Predicciones Climatológicas de la NOAA alertó sobre una tendencia a evento La Niña. Esta señal no se había presentado hasta entonces frente a las costas de Baja California, por ello la condición durante el muestreo de 2017 se denominó como El Niño-Neutral.

Ambos muestreos se realizaron durante otoño, cuando se presenta un debilitamiento de los vientos del noroeste lo que resulta en disminución de eventos de surgencias (Durazo *et al.*, 2010). Durante los muestreos, el índice de surgencia de Bakun presentó valores bajos, sobre todo durante El Niño 2015 (Fig. 3). Además, durante la época de otoño, se presentan las mayores temperaturas y salinidades del ciclo anual (Durazo *et al.*, 2010). Ante estas condiciones, Durazo *et al.* (2017) reportaron que en otoño de 2015 las señales remotas interanuales fueron más importantes que los afloramientos costeros, lo que contribuyó a que se presentaran anomalías positivas de temperatura de hasta 5°C frente a Baja California. Estas anomalías de temperatura fueron persistentes a lo largo de la costa como se muestra en el análisis de imágenes satelitales de Gentemann *et al.* (2016). Las temperaturas registradas por satélite al sur del SCC han sido máximas en al menos los últimos 12 años (Fig. 4a), como se reportó también frente a las costas de California a partir de mediciones directas con “gliders” submarinos

(Zaba y Rudnick (2016). Jacox *et al.* (2016) sugieren que las anomalías de temperatura superficial del mar en el SCC durante 2014-2015, estuvieron principalmente asociadas a la anomalía cálida de gran escala (La Mancha) debido al debilitamiento de los vientos. Mientras que El Niño tuvo una influencia menor en el calentamiento.

Durante la condición de El Niño-Neutral de 2017 las temperaturas superficiales premanecieron elevadas, comparables a eventos cálidos previos (p. ej. El Niño 2009-2010 y 2006-2007, Fig. 4a). Las altas temperaturas que se presentaron el año 2017, fueron consecuencia de la época cálida del ciclo anual (Durazo *et al.*, 2010) y al proceso de estabilización del sistema a partir del calentamiento anómalo que se presentó desde 2014 a 2016 (Durazo *et al.*, 2017).

En el ciclo anual, otoño es la estación que favorece a una mayor presencia de estructuras de mesoescala, debido a la disminución de los vientos y al incremento en la ganancia de calor por el océano (Durazo *et al.*, 2010). El análisis de imágenes satelitales de TSM, Chl-a y TDA (Fig.5 y 6), muestra que se presentó menor dinámica en la región durante otoño de 2015 comparado con el 2017. Esto fue debido a que la influencia de forzamientos remotos durante la condición de El Niño 2015, propició una menor dinámica en la zona oceánica y costera de la región, lo que a su vez implica condiciones típicas de un ambiente más estratificado. Aunque no se cuenta con los elementos suficientes para evaluar la importancia relativa de la estratificación, estudios previos (Gómez-Ocampo *et al.*, 2017) mostraron que, en el periodo 1998-2016 los parámetros de estratificación de la columna de agua presentaron sus máximos valores en el año 2015 frente a la península de Baja California.

La condición media de otoño reportada por Durazo (2015) señala que: 1) ocurre un flujo superficial de la CC el cual transporta ASA, 2) aumenta la entrada de aguas de origen tropical en la superficie, y 3) se intensifica el flujo de la CCC que transporta AESs en dirección hacia el polo sobre la plataforma continental. Los resultados muestran que durante ambos muestreos se mantuvo el característico dominio de ASA en la superficie de toda la región norte de IMECOCAL, pero el núcleo de la CC se vio profundizado por la mayor presencia de aguas de origen tropical en la superficie. Esto se debió a que el agua relativamente fría que transporta la CC busca su equilibrio isopical debajo de aguas de mayor temperatura y de menor densidad (Durazo *et al.*, 2017).

Durante el año neutral de 2017, las condiciones hidrográficas se encontraron cercanas a la media climatológica y dentro de la desviación estándar (Fig. 7b). Pero hubo mayor presencia de ASA y de aguas de origen tropical en la región oceánica, lo cual pudo ser causado por un mecanismo de circulación que se promovió por giros ciclónicos-anticiclónicos, como se ha reportado en la región por Durazo (2015).

En aguas subsuperficiales, la CCC se presentó a lo largo de la plataforma continental, con mayor dominio al sur de la región, principalmente durante 2015, debido a que esta fue limitada al norte por la presencia anómala de ASA. Además la CCC presentó una bifurcación al norte de la región durante ambas condiciones, posiblemente como causa del debilitamiento de la corriente.

Distribución de variables del sistema del carbono en la región norte de IMECOCAL.

Una vez descritas las características hidrográficas de la región de estudio, es posible hacer la interpretación de la distribución de las variables químicas del carbono. Además, las variables químicas pueden estar fuertemente moduladas por las corrientes presentes en la región del SCC ya que transportan diferentes masas de agua (Oliva-Méndez, 2018).

La distribución de las distintas masas de agua, promovida por la dinámica marina de la región, modula la distribución de las variables del sistema del dióxido de carbono de manra importante (Juárez-Colunga, 2010; Cervantes-Díaz, 2013; Oliva-Méndez, 2018). Los resultados de este trabajo muestran que en el ASA se caracterizó por presentar valores de sobresaturación de Ω_{arag} (<1), mientras que en el AESs se encontro valores de subsaturación (<1). Los valores encontrados fueron similares a los valores promedio de otoño reportados por Oliva-Méndez (2018).

Durante otoño se presentan las máximas profundidades del HSA del ciclo anual (Oliva-Mendez, 2018), por lo que se encuentran mayores valores de pH, Ω_{arag} y menores concentraciones de CID en la columna de agua. Aunado a esto, durante eventos de El Niño las condiciones oceanograficas suelen promover el hundimiento del HSA (Cervantes-Díaz 2013; Oliva-Mendez, 2018). En relación con lo anterior, durante la condición El Niño 2015 el HSA presentó una mayor profundidad en la región norte debido a la presencia anómala de ASA. Sin embargo, cabe resaltar que durante 2017 (condicion Niño neutral) se presentó la mayor profundidad del HSA en aguas oceánicas, debido a la posible advección de una mezcla de aguas de origen subártico y subtropical. El agua en superficie durante el 2017 presentaron valores altos de pH y Ω_{arag} similares a los reportados por Juárez-Colunga *et al.*, (2010). En la región costera que se caracteriza por ser un sistema dinámico (Cervantes-Díaz, 2013), se presentó el HSA más somero en la condición neutral, consistente con la distribución media descrita por Oliva-Méndez (2018), mientras que durante la condición de El Niño, este fue más somero al sur de la región.

Las propiedades químicas juegan un rol importarte en los balances biogeoquímicos de varios organismos, por ejemplo los planctónicos (Feely *et al.* 2008). Por ello, se han realizado diferentes

esfuerzos de monitoreo en la región (p. ej. Hernández-Ayón *et al.*, 2010; Linacre *et al.*, 2010; Alin *et al.*, 2012; Cervantez Díaz, 2013; Simon-Otero, 2016; Oliva-Méndez, 2018). Estas observaciones facilitan la predicción de futuras respuestas del ecosistema ante distintas condiciones oceánicas. Además de los posibles efectos en organismos calcificadores, los cuales podrían llegar a reducir su tasa de calcificación a causa del problema conocido como acidificación del océano (AO) (Feely *et al.*, 2009; Barton *et al.*, 2012). Problema que se intensifica, sobre todo durante la presencia de eventos interanuales como La Niña y eventos de surgencia (Cervantes-Díaz, 2013; Oliva-Méndez, 2018). Además los ecosistemas costeros con mayor productividad, son más vulnerables a los efectos de la AO, ya que son sistemas muy dinámicos y presentan mayor variabilidad en el sistema del dióxido de carbono (Feely *et al.*, 2008; Cervantes-Díaz, 2013).

Propiedades hidrográficas y químicas del sistema del carbono en la L100_{IMEC}.

Los eventos interanuales como El Niño impactan de manera distinta la distribución y proporción en que se presentan las masas de agua en las costas de Baja California (Durazo y Baumgartner, 2012). Linacre *et al.* 2010 describieron que la línea 100 de IMECOCAL, suele ser representativa de la respuesta del ecosistema marino a procesos interanuales que ocurren región norte de la península. En este trabajo, los resultados muestran que durante 2015 se encontraron anomalías negativas de salinidad y pero positivas de temperatura. Esto también fue para las costas frente a California (Zaba y Rudnick, 2016). Cualitativamente esto representa una mayor presencia de ASA, sin embargo al sur de la región y se presentó mayor presencia de aguas cálidas de origen subtropical (Jacox *et al.*, 2016; Durazo *et al.*, 2017). Los resultados mostraron que la presencia anómala de ASA generó un mayor hundimiento del HSA y con menor variabilidad que la media climatológica de otoño. Mientras que en el otoño neutral, que se caracterizó por presentar una mayor dinámica (Durazo *et al.*, 2010), presentó mayor variabilidad en la distribución del HSA.

Por otro lado, por encima del HSA se presentó un mayor aporte de ASA y aguas de origen tropical en superficie, las cuales tienen valores de pH altos, esto podría sugerir que el océano se comportó como un sumidero de CO₂ como se ha reportado en otros eventos El Niño. Friederich *et al.*, (2002) reportó que durante el evento El Niño 97-98 al sur del SCC, el sistema costero se comportó como un sumidero de CO₂. Debido a que los eventos de surgencia fueron suprimidos casi en su totalidad, lo cual fue detectado a partir de mediciones superficiales de pCO₂ y temperatura. Los resultados de este

trabajo del 2015 se podrían considerar ser similares a lo reportado por Friederich *et al.*, (2002) durante el Niño del 98 ya que además de que los eventos de surgencia fueron débiles, también se encontró que las variables del sistema del CO₂ observadas en superficie no presentan características de aguas subsuperficiales, subsaturadas en carbonato de calcio, ricas en CID y de menor pH.

Estos resultados muestran que durante el evento anómalo de El Niño 2015 se provocaron cambios importantes en la hidrografía de la región y por lo tanto en la distribución del sistema del CO₂, incluso comparado con el otoño de 2017, cuando las temperaturas aún se encontraban por encima del promedio. Sin embargo, la respuesta de las variables del sistema del CO₂ propiciada por El Niño 2015, no fue más intensa de lo que se ha registrado por otros eventos El Niño anteriores como los reportados por Cervantes-Díaz, (2013) y por Oliva-Méndez (2018).

Conclusiones

El análisis de las condiciones oceánicas transcurridas durante los periodos de muestreo, confirmó que estos se realizaron durante la combinación de los eventos cálidos El Niño y La Mancha en septiembre de 2015, y durante una condición El Niño-Neutral en octubre de 2017. En este trabajo se ha demostrado que durante estas condiciones ambientales:

1. Principalmente las altas temperaturas, propiciaron la profundización de la CC en toda la región. La cual presentó un mayor hundimiento en aguas oceánicas, al norte de la región durante 2015 y al sur de la región durante 2017. Esto estuvo asociado, a un aporte anómalo de ASA durante la condición El Niño 2015, mientras que durante la condición neutral, estuvo asociado una advección de aguas alejadas a la costa con mezcla de ASA y aguas de origen subtropical.
2. En aguas subsuperficiales, la CCC se presentó a lo largo de la plataforma continental, con mayor dominio al sur de la región, principalmente durante 2015, debido a que esta fue limitada al norte por la presencia anómala de ASA. Además la CCC presentó una bifurcación al norte de la región durante ambas condiciones, posiblemente como causa del debilitamiento de la corriente.
3. La distribución de las masas de agua modularon las variables del sistema del dióxido de carbono. La influencia de ASA provocó el hundimiento del HSA, mientras que la influencia de AESs disminuyó su profundidad.
4. Debido a la presencia anómala de ASA en la L100_{IMEC} durante El Niño 2015, las variables del sistema del CO₂ presentaron características distintas al resto de la región. Aunado a las condiciones que promovieron un ambiente estratificado, el HSA fue más profundo y presentó menor variabilidad que la media climatológica. En cambio el HSA de otoño 2017 bajo condiciones neutrales, fue más profundo que la media climatológica, con excepción de las estaciones oceánicas y presentó mayor variabilidad.
5. La profundidad del HSA por debajo de 100 m en ambas condiciones, propiciaron aguas subsaturadas en carbonato de calcio sobre esta profundidad en aguas oceánicas, e incluso en la zona costera debido a la baja influencia de eventos de surgencia. Estas condiciones sugieren ser óptimas para los organismos calcificadores.
6. Aunque las condiciones oceanográficas propiciadas por El Niño 2015 fueron detectadas en la región de BC y el HSA alcanzó profundidades altas, la respuesta de las variables del sistema del CO₂ no fue más intensa de lo que se ha registrado por otros eventos El Niño anteriores.

Referencias

- Alin, S. R., R. A. Feely, A. G. Dickson, J. M. Hernández-Ayón, L. W. Juranek, M. D. Ohman, and R. Goericke. 2012. Robust empirical relationships for estimating the carbonate system in the southern California Current System and application to CalCOFI hydrographic cruise data (2005-2011). *J. Geophys. Res.* 117:16 p.
<https://doi.org/10.1029/2011JC007511>.
- Barton, A., B. Hales, G. G. Waldbusser, C. Langdon, R. A. Feely. 2012. The Pacific oyster, *Crassostrea gigas*, shows negative correlation to naturally elevated carbon dioxide levels: Implications for near-term ocean acidification effects. *Limnology and Oceanography*, 57(3):698-710
<https://doi.org/10.4319/lo.2012.57.3.0698>.
- Cervantes-Díaz, G. Y. 2013. Variabilidad temporal del sistema del CO₂ y nutrientes frente a las costas de Baja California. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias Marinas, Ensenada, Baja California 128 pp.
- Clayton, T.D. and R.H. Byrne. 1993. Spectro-photometric seawater pH measurements: Total hydrogen ion concentration scale calibration of m-cresol purple and at-sea results. *Deep-Sea Research Part I* 40: 2115-2129
[https://doi.org/10.1016/0967-0637\(93\)90048-8](https://doi.org/10.1016/0967-0637(93)90048-8).
- CPC/NCEP/NWS (Climate prediction center, National Centers for Environmental Prediction, NOAA/National Weather Service). 2017. El Niño/Southern Oscillation (ENSO) diagnostic discussion. http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/expert_assessment/ENSO_DD_archive.shtml (Consulta: Enero, 2018).
- Dickson, A.G., C.L. Sabine, and J.R. Christian. 2007. Guide to Best Practices for Ocean CO₂ Measurements. PICES Special Publication 3:191 p.
- Doney S.C., V.J. Fabry, R.A. Feely and J.A. Kleypas. 2009. Ocean Acidification: The Other CO₂ Problem. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 1(1): 69-92.
<https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163834>.
- Douglas, N. K. and R. H. Byrne. 2017. Achieving accurate spectrophotometric pH measurements using unpurified meta-cresol purple. *Marine Chemistry*. 190:66–72.
- Durazo, R. 2015. Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. *J. Geophys. Res. Ocean.* 120:1173-1196.
<https://doi.org/10.1002/2014JC010405>.

- Durazo, R., A. M. Ramírez-Manguilar, L. E. Miranda y L. A. Soto-Mardones. 2010. Climatología de variables hidrográficas. 25-57 p. En: Gaxiola-Castro, G. y R. Durazo, (eds.). *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California 1997-2007*. Primera Edición. México.
- Durazo, R. and T.R. Baumgartner. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California 1997-1999. *Progress in Ocean*. 54:7-31.
- Durazo, R., R. Castro, L.E. Miranda, F. Delgadillo and A. Mejía. 2017. Anomalous hydrographic conditions off the northwestern coast of the Baja California Peninsula during 2013-2016. *Ciencias Marinas*, 43: 81-92.
- Feely, R.A., C.L. Sabine, K. Lee, W. Berelson, J. Kleypas, V.J. Fabry and F.J. Millero. 2004. Impact of anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ system in the oceans. *Science* 305:362-366.
- Feely, R.A., C.L. Sabine, J.M. Hernández-Ayón, D. Lanson and B. Hales. 2008. Evidence for Upwelling of Corrosive “Acidified” Water onto the Continental Shelf. *Science* 320:1490-1492.
- Feely, R.A., S.C. Doney and S.R. Cooley. 2009. Ocean acidification. Present Conditions and Future Changes in a high-CO₂ world. *Oceanography* 22:36–47.
- Fuhrmann R. and A. Zirino. 1988. High-resolution determination of the pH of seawater with a flow-through system. *Deep-Sea Res.* 35:197-208.
- Friederich G. E., P. M. Walz, M. G. Burczynski, and F. P. Chavez. 2002. Inorganic carbon in the central California upwelling system during the 1997 1999 El Nino La Niña event. *Prog. Oceanogr.* 54(54): 185–203.
[http://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00049-6](http://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00049-6)
- Frischknecht, M, M. Münnich and N. Gruber. 2017. Local atmospheric forcing driving an unexpected California Current System response during the 2015–2016 El Niño. *Geophys. Res. Lett.* 44(1): 304–311.
<http://doi.org/10.1002/2016GL071316>
- Gentemann CL, Fewings MR, García-Reyes M. 2016. Satellite sea surface temperatures along the West Coast of the United States during the 2014–2016 northeast Pacific marine heat wave. *Geophys. Res. Lett.* 44(1): 312–319.
<http://doi.org/10.1002/2016GL071039>
- Gómez-Ocampo, E., R. Durazo, G. Gaxiola-Castro, M. De la Cruz-Orozco and R. Sosa-Ávalos. 2017. Effects of the interannual variability of water column stratification on phytoplankton production and biomass in the northern zone off Baja California. *Ciencias Marinas*. 43: 81-92.
<http://doi.org/10.7773/cm.v43i2.2759>
- González-Silvera, A., E. Santamaria-del-Angel, R. Millán-Nuñez, V. Camacho-Ibar, A. Mercado and M. F. Gracia-Escobar. 2016. The effect of interannual processes on phytoplankton pigments off Northern Baja California Peninsula (México): 2007-2015. *Ocean Optics Conference XXIII*. Canada. 14 pp.
- Hernández-Ayón, J. M., G. Gaxiola-Castro, F. Chavez, T. Takahashi, D Feely, C. L. Sabine, B. Hales y R. Lara-Lara. 2010. Variabilidad espacial y temporal del flujo de CO₂ océano-atmósfera. 197-208 p. En:

- Gaxiola-Castro, G. y R. Durazo, (eds.). *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California 1997-2007*. Primera Edición. México.
- Huang, B., P. W. Thorne, V. F. Banzon, T. Boyer, G. Chepurin, J. H. Lawrimore, M. J. Menne, T. M. Smith, R. S. Vose, and H-M. Zhang. 2017. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Version 5 (ERSST v5): Upgrades, Validations, and Intercomparisons. *J. Climate*, 30, 8179–8205.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0836.1>
- Juarez-Colunga, M.C. 2010. Variación espacial y temporal del pH en las costas de Baja California. Tesis para obtener el grado de maestría en Ciencias en Oceanografía Costera. Facultad de Ciencias Marinas, Ensenada, Baja California. 68 pp.
- Jacox, M. G., E. L. Hazen, K. D. Zaba, D. L. Rudnick, C. A. Edwards, A. M. Moore and S. J. Bograd. 2016. Impacts of the 2015-2016 El Niño on the California Current System: Early assessment and comparison to past events. *Geophys. Res. Lett.* 43(13): 7072-7080.
<https://doi.org/10.1002/2016GL069716>
- Linacre, L., R. Durazo, J.M. Hernández-Ayón, F. Delgadillo-Hinojosa, G. Cervantes-Díaz, J.R. Lara-Lara, V. Camacho-Ibar, A. Siqueiros-Valencia and C. Bazán-Guzmán. 2010. Temporal variability of the physical and chemical water characteristics at a coastal monitoring observatory: Station ENSENADA. *Continental Shelf Research* 30(16):1730-1742.
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.07.011>
- Lynn, R. J., and J. J. Simpson. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.*, 92(7): 12,947-12,966.
- Mehrbach, C., C. H. Culberson, J. E. Hawley, and R. M. Pytkowicz. 1973. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure¹, *Limnol. Oceanogr.* 18:897–907.
<https://doi.org/10.4319/lo.1973.18.6.0897>
- Millero, F. J. 2013. *Chemical Oceanography*. 4th ed., Taylor and Francis Group, LLC. Florida. 594 pp.
- Roemmich, D., and J. A. McGowan. 1995. Climatic warming and the decline of zooplankton in the California Current, *Science*, 267, 1324– 1326.
- Simón-Otero, I. 2016. Distribución del horizonte de saturación de la aragonita empleando un modelo empírico durante condiciones de El Niño en las costas de Baja California. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas, Ensenada, Baja California. 17 pp.
- Shwing, F.B., M. O'Farrell, J.M. Steger and K. Baltz. 1996. Coastal Upwelling Indices West Coast of North America 1946-95. NOAA. 32 p.
- Oliva-Méndez, N. L. 2018. Estudio de la dinámica del sistema del dióxido de carbono al norte de Baja California. Tesis de Doctorado. Facultad de Ciencias Marinas, Ensenada, Baja California. 138 pp.
- Park, P. K. 1969. Oceanic CO₂ system: an evaluation of ten methods of investigation. *Limnology & Oceanography*, XIV (March), pp.179–186.

- Todd, R. E., D. L. Rudnick, R. E. Davis and M. D. Ohman. 2011. Underwater gliders reveal rapid arrival of El Niño effects off California's coast. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L03609. 5pp.
<https://doi.org/10.1029/2010GL046376>
- Trucco-Pignata, P. N. 2018. Dinámica del CO₂ en la zona mínima de oxígeno del Pacífico Tropical frente a México Central durante El Niño 2015-2016. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias Marinas, Ensenada, Baja California. 51 pp.
- UNESCO. 1991, Processing of oceanographic station data. UNESCO in Technical Papers in Marine Science, edited by JPOTS, 138 pp.
- UNESCO. 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. UNESCO Tech. Pap. in Mar. Sci., No. 44, 53 pp.
- Welch, C. 2015. Warming Pacific makes for increasingly weird ocean life, in *National Geographic*, edited, National Geographic Society, Washington, DC. <https://news.nationalgeographic.com/2015/04/150411-Pacific-ocean-sea-lions-birds-climate-warming-drought/> (Consulta: Junio, 2018).
- Zaba, K. D. and D. L. Rudnick. 2016. The 2014-2015 warming anomaly in the Southern California Current System observed by underwater gliders. *J. Geophys. Res.*, 43(3): 1241-1248.
<https://doi.org/10.1002/2015GL067550>