

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA



Facultad de Ciencias Marinas
Instituto de Investigaciones Oceanológicas

VARIABILIDAD TEMPORAL DEL SISTEMA DEL CO₂ Y NUTRIENTES FRENTE A LAS COSTAS DE BAJA CALIFORNIA

TESIS
QUE PARA OBTENER GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

presenta

Gabriela Yareli Cervantes Díaz

Ensenada, B. C. Agosto del 2013.

RESUMEN

En las costas de Baja California se han observado cambios en la química del sistema del CO₂ con posibles efectos en los ecosistemas marinos. Dichos cambios están controlados por variaciones estacionales pero además por variaciones interanuales. En este trabajo se estudió la dinámica de las variables del sistema del carbono y nutrientes asociada a los ciclos estacionales de surgencia, variación estacional y variación interanual en un observatorio de monitoreo costero conocido como Estación Ensenada (EE). Para dicho propósito, se realizaron muestreos bimensuales con análisis generados desde el invierno del 2006 hasta junio del 2012. Se evaluaron las variables de alcalinidad total (AT), pH, oxígeno disuelto, CID, nutrientes, temperatura y salinidad. Los resultados muestran una marcada variabilidad estacional, con pulsos de carbono y bajo pH hacia la superficie durante eventos de surgencia. Sin embargo, se observó una variación en la intensidad de las surgencias durante eventos interanuales como EN y LN. Por ejemplo, en el 2008, 2010, 2011 y 2012 se observó un acoplamiento de anomalías positivas en surgencias con LN y esto generó un transporte mayor de aguas reflejado en altas concentraciones de CID (2150 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ a $\sim 10\text{m}$), pobres en oxígeno ($< 3 \text{ mL}^{-1}$ a $\sim 20\text{m}$), con bajo pH (7.7 a $\sim 10\text{m}$) y subsaturada en aragonita (< 1 a $\sim 20\text{m}$). Estas condiciones se han reportado como no óptimas en organismos calcificadores como moluscos de importancia comercial. Por otro lado, un escenario diferente fue observado durante EN, observándose aguas pobres en CID ($< 2150 \mu\text{mol kg}^{-1}$) y nutrientes pero con altos valores de pH (> 7.9), oxígeno ($> 4 \text{ mL}^{-1}$) y saturadas en aragonita (> 1.5). Estas condiciones serían más propicias para organismos calcificadores pero suelen no serlo para el fitoplancton. Además, en este trabajo se observó que durante la época de surgencias se estimaron valores positivos de $\Delta p\text{CO}_2$ (máximos de $\Delta p\text{CO}_2$ 300 μatm), lo que sugiere que el área se comporta como fuente de CO₂ hacia la atmósfera. En contraste en época de no surgencias los valores de $\Delta p\text{CO}_2$ fueron negativos o cercanos al valor en equilibrio con la atmósfera (395 μatm). Sin embargo, el valor neto anual estimado incluyendo todos los datos (cuatro años) del $\Delta p\text{CO}_2$ de la boya fue de +17.3 μatm , indicativo de que la zona es fuente de CO₂ hacia la atmósfera. Adicionalmente, se aplicó un modelo empírico descrito por Alin *et al.* (2012), con la finalidad de evaluar el papel de la advección de masas de agua en el control de la dinámica de las especies del carbono en la EE. Se encontró que la advección explicó el $\sim 93\%$ de la variabilidad en las variables del sistema del CO₂. Se observó un fuerte control por procesos físicos por debajo de los 30 m, mientras que el restante $\sim 10\%$ se considera que está controlado por la actividad biológica y por desgasificación.

Palabras clave: Estación Ensenada, variación interanual, surgencias costeras, oxígeno, CID, pH y Omega aragonita (Ω_{arag}).

VARIABILIDAD TEMPORAL DEL SISTEMA DEL CO₂ Y
NUTRIENTES FRENTE A LAS COSTAS DE BAJA
CALIFORNIA

TESIS
QUE PARA OBTENER GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

Presenta

GABRIELA YARELI CERVANTES DÍAZ

Aprobado por:



Dr. José Martín Hernández Ayón
Director de Tesis



Dr. Reginaldo Durazo Arvizu
Sinodal



Dr. Victor F. Camacho Ibar
Sinodal

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
2. ANTECEDENTES	13
2.1 Descripción De la Oceanografía Física y Biológica.....	13
2.2 Estudios relacionados con la dinámica del Carbono Inorgánico Disuelto (CID) en eventos interanuales (El Niño/La Niña).....	18
3. OBJETIVO GENERAL	22
3.1 Objetivos Especificos.....	22
4. HIPÓTESIS	22
5. ÁREA DE ESTUDIO	23
6. METODOLOGÍA	25
6.1 Colecta de datos de la línea 100 de IMECOCAL.....	26
6.2 Colecta de muestras en la estación Ensenada.	27
6.3 Análisis del Carbón Inorgánico Disuelto (CID).....	28
6.4 Análisis de Alcalinidad Total (AT).	30
6.5 Análisis de Oxígeno disuelto.....	30
6.6 Análisis de Nutrientes.....	31
6.7 Procesamiento de los datos.....	32
6.7.1 Evaluación de las variables hidrográficas en la Línea 100.....	32
6.7.1.2 Evaluación de las variables hidrográficas en la Estación 100.30.....	32
6.7.2 Evaluación de las variables hidrográficas en la EE.....	32
6.7.3 Evaluación del índices de surgencias y el MEI.	33
6.7.4 Evaluación de las variables del CO ₂ y agua subsaturada en la EE.....	34
6.7.5 Cálculos del $\Delta p\text{CO}_2$ en la EE.....	34
7. RESULTADOS	36
7.1 Variación temporal de la temperatura y la salinidad en la estación 100.30.....	36
7.2 Variabilidad temporal de la temperatura, salinidad y densidad en la Estación Ensenada.....	38
7.2.2 Masas de agua.....	43
7.2.2.1 Etapa final de la intrusión del Agua Subártica 2006 (ASA).....	43
7.2.2.2 Transición hacia el evento de La Niña (LN) 2007-2008.....	44
7.2.2.3 La Niña 2008.....	45
7.2.2.4 El Niño 2009-2010.....	45
7.2.2.5 Transición hacia el evento de La Niña (LN) 2010-2012.....	46
7.2.2.6 La Niña (LN) 2010-2012 y la intrusión del Agua Subártica (ASA).....	47
7.2.3 Surgencias.....	51

7.2.3.1 Índice climático Multivariado del ENSO (MEI).....	52
7.2.4 Análisis del transecto costa-océano de la línea 100 de IMECOCAL54	
7.2.4.1 Análisis de los transectos de la línea 100 durante el evento de La Niña en los meses de enero y abril del 2008.....	54
7.2.4.2 Análisis de los transectos de la línea 100 durante el evento de El Niño en los meses de octubre 2009 y abril 2010.....	56
7.2.4.3 Análisis de los transectos de la línea 100 durante la combinación de los eventos de LN y el ASA en los meses de octubre 2010, enero, abril, octubre 2011 y enero 2012.....	57
7.3 Distribución de las variables químicas.....	59
7.3.1 Variables del sistema del CO ₂	59
7.3.1.1 pH.....	60
7.3.1.2 CID.....	62
7.3.1.3 pCO ₂	65
7.3.1.4 Variación temporal de omega de aragonita (Ω_{Arag}), calcita (Ω_{Cal}).....	69
7.3.1.5 Variación temporal del oxígeno disuelto (O ₂).....	70
7.3.1.6 Variación temporal de los nutrientes (NO ₃ ⁻ , PO ₄ ³⁻ y SiO ₄ ⁴⁻).....	73
7.3.1.6.1 Variación temporal del nitrato (NO ₃ ⁻).....	73
7.3.1.6.2 Variación temporal del fosfato (PO ₄ ³⁻).....	76
7.3.1.6.3 Variación temporal del Silicato (SiO ₄ ⁴⁻).....	78
7.3.1.6.4 Limitación de nutrientes (NO ₃ ⁻ : PO ₄ ³⁻ y NO ₃ ⁻ : SiO ₄ ⁴⁻).....	83
8. DISCUSIÓN.....	85
8.1 Variabilidad espacio-temporal de la temperatura y la salinidad.....	85
8.2. Distribución de las variables del sistema del CO ₂	94
8.3 Variabilidad temporal del omega de aragonita y oxígeno disuelto.....	98
8.4 Variabilidad temporal de nutrientes.....	104
8.5 Fuente o Sumidero de Carbono y efectos en la química del carbono superficial.....	110
9. CONCLUSIONES.....	117
10. LITERATURA CITADA.....	121

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** a) Mediciones de temperaturas superficiales entre 1997 y 1999 en las costas de Monterey CA. La línea continua muestra la temperatura climatológica de 10 años de datos, b) $\Delta p\text{CO}_2$ superficial de julio de 1997 a enero de 2000 (el recuadro rojo indica que el flujo de CO_2 es en dirección hacia el océano, mientras que el de color azul indica que la dirección del flujo es hacia la atmósfera) (Figura tomada de Friederich *et al.*, 2002).....19
- Figura 2.** Series temporal del Índice Multivariado del ENSO del periodo del 1997 a septiembre del 2012, en la cual se resaltan los últimos tres eventos que se han presentado a partir de 2009 (las líneas negras delimitan el rango [$\pm 0.5^\circ\text{C}$] para que se considere realmente un evento anómalo asociado ya sea a LN ó EN).....20
- Figura 3.** a) Localización de la estación ENSENADA y b) la malla de muestreo del programa IMECOCAL (la línea roja denota la Línea 100 mientras que el círculo rojo denota la estación 100.30).....25
- Figura 4.** Variación temporal de a) temperatura y b) salinidad de los datos históricos generados en la estación 100.30 de enero de 1998 a marzo del 2012 de la región IMECOCAL.....38
- Figura 5.** Series de tiempo de (a) temperatura, (b) salinidad y (c) densidad (σ_t) en la Estación Ensenada durante el periodo de octubre del 2006 a junio del 2012.....42
- Figura 6.** Diagramas de temperatura-salinidad (T-S) para la estación Ensenada durante a)2006-2007, b)2008 y c)2009. Cada gráfico muestra el T-S climatológico anual generado en base a un promedio de 10 años de la estación 100.30 de la región IMECOCAL.....49
- Figura 7.** Diagramas de temperatura-salinidad (T-S) para la estación Ensenada durante a)2010, b)2011 y c)2012. Cada gráfico muestra el T-S climatológico anual generado en base a un promedio de 10 años de la estación 100.30 de la región IMECOCAL.....50
- Figura 8.** Series temporales del a) Índice de surgencia ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ de línea de costa) y el b) Índice Multivariado del ENSO para el periodo de enero del 2006 al agosto del 2012. Las líneas verticales punteadas muestran las fechas de muestreo.....53
- Figura 9.** Transectos estaciones de salinidad correspondientes al evento de La Niña 2008 detectado en la línea 100 de IMECOCAL y la estación Ensenada, a) Enero-2008 (LN) y b) Abril-2008. Los contornos de densidad están representados por líneas blancas.....55

Figura 10. Transectos de salinidad realizados durante el evento de El Niño 2009-2010 en la línea 100 de IMECOCAL: a) octubre -2009 y b) abril-2010. Los contornos de densidad están representados por líneas blancas.....	56
Figura 11. Transectos de salinidad realizados durante el evento de El Niño 2010-2012 en la línea 100 de IMECOCAL: a) enero-2011 y b) abril-2011. Los contornos de densidad están representados por líneas blancas.....	58
Figura 12. Transectos de salinidad realizados durante el evento de El Niño 2010-2012 en la línea 100 de IMECOCAL: a) octubre-2011 y b) enero-2012. Los contornos de densidad están representados por líneas blancas.....	59
Figura 13. Variación temporal de las variables del Sistema del CO ₂ : a) pH [<i>In situ</i>], b) Carbono Inorgánico Disuelto (CID) ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) y c) pCO ₂ (μatm) de la columna de agua en la estación Ensenada, de Octubre del 2006 a Marzo del 2012.....	68
Figura 14. Serie de tiempo del a) Omega aragonita y b) Omega calcita en la estación Ensenada, durante Octubre del 2006 a Marzo del 2012.....	70
Figura 15. Evolución temporal del oxígeno disuelto (O ₂) en la estación Ensenada durante octubre del 2006 a marzo del 2012.....	73
Figura 16. Variación temporal de los a) nitratos (NO ₃ [μM]), b) fosfatos (PO ₄ [μM]) y c) silicatos (SiO ₄ [μM]) en la estación Ensenada, de Diciembre del 2006 a Enero del 2012.	82
Figura 17. Relaciones de limitación de nutrientes a) nitrato vs silicatos (NO ₃ ⁻ :SiO ₄ ⁴⁻) y b) nitrato vs fosfatos (NO ₃ ⁻ :PO ₄ ³⁻) en la estación Ensenada, de Diciembre del 2006 a Enero del 2012.....	84
Figura 18. Transectos de densidad de abril del 2008 de costa a océano (a) y el transecto climatológico del mismo mes de la línea 100 de IMECOCAL localizado frente a las costas de Ensenada, B.C. En estas figuras, los contornos de densidad de 25.5 y 26.5 kg m ⁻³ representan el límite inferior de CC núcleo (ASA) y el núcleo CCC (AESs) en esta latitud usando el criterio descrito por Durazo <i>et al.</i> , (2010).....	89
Figura 19. Transectos de salinidad de abril 2011 de costa a océano (a) y el transecto climatológico del mismo mes de la línea 100 (b) de IMECOCAL localizado frente a las costas de Ensenada, B.C.	90
Figura 20. Evolución temporal de las anomalías de la a) Temperatura y b) Salinidad a 30 m, correspondientes a la región norte de IMECOCAL. Gráfico tomado de Durazo <i>et al.</i> (En preparación).....	92

Figura 21. En (a) se muestra el Índice Multivariado del ENSO (MEI) y en (b) La variación temporal del Carbón Inorgánico Disuelto (CID $\mu\text{mol kg}^{-1}$) entre los 15 a 30 m (rombos negros) y 50 m (rombos rojos).....	97
Figura 22. Análisis de Regresión Lineal de los datos medidos de Carbono Inorgánico Disuelto (CID _{Med}) vs los datos estimados del Carbono Inorgánico Disuelto (CID _{Est}).....	100
Figura 23. Perfiles verticales de (a) Carbono Inorgánico Disuelto (CID _{Med}) y (b) Omega aragonita ($\Omega_{\text{arag}}^{\text{Est}}$) estimados de a partir del modelo empírico vs los datos medidos de (c) Carbono Inorgánico Disuelto (CID _{Med}) y (d) Omega aragonita ($\Omega_{\text{arag}}^{\text{Med}}$).....	102
Figura 24. Distribución temporal de los nutrientes (a) SiO_4^{4-} , b) PO_4^{3-} y c) NO_3^-) en base a la salinidad en la estación Ensenada, de Diciembre del 2006 a Enero del 2012 razones de los nutrientes en la EE. La línea punteada delimita la salinidad climatológica mínima	109
Figura 25. Variación estacional del ΔpCO_2 superficial a partir de muestras discretas (entre 0 y 10 m de profundidad) durante el periodo de octubre del 2006 a enero del 2012 frente a las costas de Ensenada, B.C.....	113
Figura 26. Serie de tiempo del a) ΔpCO_2 (línea azul) y temperatura (línea negra), b) CID ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) (línea azul) y c) Omega aragonita (Ω_{Arag}) (línea verde) en la estación Ensenada de agosto del 2008 a agosto del 2012.....	116

LISTA DE TABLAS

Tabla I. Promedios mensuales del índice de surgencia [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ de la costa] correspondientes a los máximos (en azul) y mínimos (en rojo) detectados durante el 2006 a agosto del 2012.....	51
---	----

1. INTRODUCCIÓN

Durante los últimos 250 años la liberación de dióxido de carbono (CO₂) procedente de actividades industriales y agrícolas se ha traducido en un incremento de CO₂ atmosférico en alrededor de 100 partes por millón (ppm). De igual manera se ha observado que las concentraciones atmosféricas de CO₂ son mayores en la actualidad de lo que ha sido durante al menos los últimos 650.000 años, y se espera que continúe aumentando, lo que dará lugar a cambios significativos en el clima a finales de este siglo (Siegenthaler *et al.*, 2005). Desde el comienzo de la era industrial, los océanos han absorbido aproximadamente 127 ± 18 millones de toneladas métricas de carbono (CO₂ atmosférico) lo que genera un impacto significativo en su composición química y biológica (Sabine *et al.*, 2007).

Estudios recientes hidrográficos y de modelación han confirmado que la absorción de CO₂ antropogénico en los océanos se ha traducido en una disminución del pH del agua de mar, en alrededor de 0.1 desde el inicio de la revolución industrial (Feely *et al.*, 2004, 2008). Este fenómeno, que comúnmente se llama “la acidificación del océano”, podría afectar a algunos de los procesos biológicos y geoquímicos fundamentales en el mar en las próximas décadas, lo cual podría alterar la estructura de los ecosistemas pelágicos y bentónicos (Kleypas *et al.*, 2006).

En este contexto, los océanos juegan un rol importante en los ciclos biogeoquímicos, los cuales están controlados principalmente por procesos físicos, y donde al mismo tiempo estos procesos han sido afectados eventualmente por las variaciones climáticas interanuales y decadales como El Niño/La Niña (EN/LN) (Chávez *et al.*, 1999), así como por el calentamiento superficial del océano y sus consecuentes cambios de estratificación (Roemmich y McGowan, 1995).

Los impactos de estos procesos climáticos en los ecosistemas marinos son de particular interés en los ecosistemas de surgencias costeras los cuales se caracterizan por ser sitios altamente productivos dentro de la costa del Pacífico Oriental (PO), lo que incluye a el Sistema de la Corriente de California y donde también se encuentra localizada una de las mayores zonas de mínimo oxígeno

(ZMO) (Keeling *et al.*, 2010; Levin *et al.*, 2009; Feely *et al.*, 2008; Stramma *et al.*, 2008; Levin, 2003)

El Sistema de la Corriente de California (SCC) tiene una influencia hasta la región oceánica frente a la costa oeste de la Península de Baja California (BC) y presenta características que la identifican como un sistema de circulación de frontera oriental. Lo anterior se refiere a que se presentan surgencia costeras en respuesta a vientos a lo largo de la costa, un flujo predominante hacia el ecuador en la superficie como respuesta al mecanismo forzante, y una contracorriente subsuperficial dirigida hacia el polo que fluye a lo largo del quiebre de la plataforma continental (~ 200-400 m) y que transporta el Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs) (Durazo *et al.*, 2010). La región sureña del SCC es considerada una zona de transición (Roden, 1971), ya que cerca de la superficie confluyen la masa de Agua Subártica (ASA) que transporta la Corriente de California (CC), el Agua Tropical Superficial (ATS) y el Agua Subtropical superficial (AStS) (Hickey, 1998; Lynn y Simpson, 1987). Sin embargo, las propiedades fisicoquímicas de la columna de agua frente a las costas de Baja California, están determinadas principalmente por el ASA y el AESs (Reid *et al.*, 1958).

Las fronteras geográficas entre estas masas de agua presentes fluctúan en escalas temporales muy diversas, desde semanales hasta decadales (Durazo *et al.*, 2010). Además, se ha reportado que los cambios en las fronteras y la mezcla que resulta de su interacción, establecen muchas de las condiciones que modulan los cambios en la diversidad biológica y química de la región (Bograd y Lynn, 2003; Gaxiola-Castro *et al.*, 2008; Durazo, 2009). Particularmente, eventos como EN/LN se han caracterizado por presentar periodos cálidos, fríos y/o salinos a lo largo de la costa de BC los cuales han sido modulados por fluctuaciones de largo periodo en los patrones de viento (Durazo, 2009). Uno de los eventos de EN detectados dentro del SCC produjo un calentamiento local de las aguas superficiales, con cambios en salinidad y una reducción en el proceso de surgencias costeras, lo que provocó anomalías en el nivel del mar, así como un fuerte incremento en el flujo costero superficial (corriente costera) de la Contracorriente de California (CCC) (Bograd *et al.*, 2001; Chelton *et al.*, 1982;

Huyer & Smith, 1985; Lynn *et al.*, 1998). Sin embargo, también se han reportado evidencias de un enfriamiento del agua durante algunos eventos de EN a lo largo de las costas de California y Oregón; aguas que se creen que se originaron con el incremento de los escurrimientos o un incremento del transporte de ASA fuera o cerca de la costa (Huyer & Smith, 1985; Ramp, McClean, Collins, Semtner & Hays, 1997; Rienecker & Mooers, 1986; Simpson, 1984).

Al respecto, también se han reportado efectos en el ecosistema pelágico para la región sur del SCC, en respuesta a las fluctuaciones de gran escala de los forzamientos atmosféricos (Gaxiola *et al.* 2008). Estos efectos se han evidenciado en los cambios de las especies que componen la comunidad del zooplancton (Lavaniegos *et al.* 2002). Adicionalmente, los sistemas de surgencias costeras a lo largo de la costa también están fuertemente influenciadas por EN y LN y se desconocen los efectos que puedan causar estos fenómenos sobre la dinámica del CO₂. En general, las surgencias costeras se caracterizan por presentar un transporte de agua subsuperficial hacia la superficie de aguas costeras (Smith, 1995; Summerhayes *et al.*, 1995; McGowan *et al.*, 1996), con aguas frías, salinas, ricas en nutrientes y CO₂, lo cual resulta en altos niveles de fitoplancton e incrementos en niveles tróficos superiores (Barber and Smith, 1981; Chavez *et al.*, 1991). Además, este transporte de agua subsuperficial también implica un acarreo de aguas pobres en oxígeno disuelto (O₂) y bajo pH hacia las plataformas continentales, donde la respiración de la materia orgánica puede reducir aún más el contenido de oxígeno disuelto de la columna de agua, lo que potencialmente puede provocar que los ecosistemas marinos estén sujetos a riesgo de hipoxia o anoxia y a una disminución aun mayor del pH (Chan *et al.*, 2008).

Asimismo, se ha reportado que la profundidad del límite de hipoxia ha oscilado a lo largo de los más de 60 años en la series de tiempo del programa inter-institucional de las Cooperativas Pesqueras de Investigaciones Oceánicas (CalCOFI), y no está claro si la tendencia reciente en el límite de hipoxia (con bajo pH y subsaturadas en CaCO₃) se invertirá como se ha visto en décadas anteriores (McClatchie *et al.*, 2010) ó si migrara a zonas más someras según lo predicho por modelos acoplados de circulación físico-biogeoquímicos (Rykaczewski y Dunne,

2010). Adicionalmente, se ha observado que existe una variabilidad interanual en el pH y los niveles de O₂ y las limitaciones en su entendimiento, debido a la falta de observaciones continuas y de largo periodo (Nam-SungHyun *et al.*, 2011). En particular, a lo largo de la costa de California y Baja California no es claro si el pH y los niveles de O₂ en la plataforma continental llegaron a niveles de subsaturación con valores de pH $\text{pH} < 7.75$ como lo señalan Feely *et al.* (2008) y a condiciones de hipoxia con valores de O₂ $< 2.0 \text{ mL}^{-1}$ (Díaz y Rosenberg, 2008; Vaquer-Sunyer y Duarte, 2008).

Por lo tanto, es importante resaltar que el conocimiento generado sobre la variabilidad temporal de las condiciones oceanográficas en la parte sur del SCC es muy amplio, sin embargo no se sabe con certeza cual es su influencia sobre la dinámica del sistema del CO₂ y la biogeoquímica de nutrientes. Al respecto, se ha visto que este tipo de estudios son escasos, comparados con las regiones frente a las costas de California, EUA. Por tanto, un monitoreo continuo de las aguas costeras de Baja California, particularmente en la estación Ensenada, no sólo permitiría tener una base de datos continua, si no que además, será una fuente de información que permitirá contribuir en el desarrollo de modelos biogeoquímicos en el contexto global de un cambio climático, y también se podría convertir en un sitio muy útil de información para el sector pesquero dedicado a la acuicultura de moluscos.

2. ANTECEDENTES

2.1 Descripción De la Oceanografía Física y Biológica.

El Sistema de la Corriente de California (SCC) se encuentra conformado básicamente por dos masas de agua que son transportadas superficial y subsuperficialmente: 1) La Corriente de California (CC), la cual presenta un flujo superficial hacia el ecuador casi todo el año y que transporta Agua Subártica (ASA) que se caracteriza por presentar un mínimo relativo de salinidad, un alto contenido de oxígeno disuelto (O_2) y un rango de densidad de 24.5 a 25.5 kgm^{-3} , 2) la Contracorriente de California (CCC) que presenta un flujo con dirección hacia el polo, esta corriente transporta el Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs) y se caracteriza por presentar valores altos de salinidad, altas concentraciones de nutrientes y bajo contenido de oxígeno disuelto (O_2). Esta última masa de agua presenta un núcleo relativo de salinidad máxima la cual se limita normalmente sobre el talud continental de la costa norte y central de Baja California (BC), en torno a la isopícnica de los 26.5 kgm^{-3} , lo que puede generar una alta variabilidad estacional e interanual (Lynn and Simpson, 1987; Durazo and Baumgartner, 2002; Durazo *et al.*, 2010, Linacre *et al.*, 2010a). Además, también se ha sido reportado la presencia de un tercio del flujo superficial de la CCC a menos de 200 km al sur de la costa de California, con un brazo al norte de la CC el cual fluye a lo largo de la plataforma continental (Lynn y Simpson, 1987), y está asociada con bajas temperaturas y reducida a una pequeña escala de la costa (20-50 m) con características ciclónicas (Durazo y Baumgartner, 2002; Durazo *et al.*, 2005).

Gran parte del conocimiento del SCC en la costa occidental de la Península de BC, se ha obtenido mediante el análisis de datos hidrográficos recolectados entre 1950 y 1978 por el programa CalCOFI y por el programa Mexicano de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL) desde 1997, donde este último cubre un monitoreo cuatrimestral de esta región. Este último ha contribuido con una serie de estudios en el periodo de 1997 hasta la actualidad, en los cuales se han evidenciado una serie de eventos de gran escala.

Por ejemplo Durazo (2009) analizó cinco eventos de variabilidad interanual en términos de los forzamientos atmosféricos suscitados en las costas de BC durante los primeros 13 años de programa IMECOCAL: 1) EN 1997-1998 y 2003, 2) LN 1999-2000, 3) un periodo de anomalías negativas asociadas a la presencia de un mayor volumen del ASA durante el 2002-2006, y finalmente dos periodos alternos 4) de EN-LN 2007-2008 y 5) 2009-2010. Sus resultados mostraron que el evento El Niño (1997-1998) favoreció la advección de aguas de origen tropical y subtropical como la fuente principal de un incremento de salinidad en la capa superficial de la costa frente a BC. Adicionalmente, propone que el período de baja salinidad entre 2002 y 2006, fue producto de la advección anómala de aguas de la Corriente del Pacífico Norte a los 58°N, así como por el bombeo de Ekman vertical debido a la intensificación del rotor del esfuerzo del viento que fueron las causas primordiales de la existencia de aguas de menor salinidad en la región sur del SCC. Para el evento alterno de EN-LN 2007-2008 reportó que el efecto de forzantes locales, i.e. la intensificación del viento a lo largo de la costa, produjo surgencias costeras más intensas que el promedio, lo que generó que el evento EN a inicios del año 2007 fuera de corta duración, mismas condiciones que favorecieron el desarrollo de condiciones LN a finales del 2007 y hasta el 2008 las cuales perduraron hasta principios del 2009. Finalmente para el periodo del 2009-2010, se reportó para la región sur de IMECOCAL un aumento en las anomalías de salinidad (anomalías máximas de ~ 0.5 que se generaron cerca de la costa en octubre del 2009). Estas anomalías de salinidad se desarrollaron principalmente entre los periodos de abril a octubre del 2009, las cuales fueron reemplazadas posteriormente por anomalías negativas en abril del 2010 y que fueron detectadas cerca de la costa ($\Delta S \sim -0,1$ a $-0,5$). Además, se observó una serie de estructuras complejas de remolinos en toda la región IMECOCAL en octubre de 2009, que incluyen características que pudieron haber favorecido las grandes anomalías de salinidad cerca de la costa, lo que pudo contribuir con un mayor transporte de agua más salina desde el sur de la región IMECOCAL. Estos flujos difieren de los patrones de circulación observados durante El Niño de 1997-1998, durante el cual las aguas de características tropicales y subtropicales se detectaron cerca de

la costa, hacia el norte de Punta Eugenia con dirección hacia el polo (Durazo y Baumgartner, 2002). Esto contrastó con los patrones de circulación geostrofica detectados en abril de 2009 y abril de 2010, los cuales fueron dominados por los flujos de meandros con dirección hacia el ecuador (Bjorkstedt *et al.*, 2010).

Análisis climatológicos recientes en relación a las series temporales de la hidrografía del SCC, demuestran que la distribución de sus propiedades están principalmente determinadas por los periodos estacionales y la variabilidad decadal (Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987; Bograd y Lynn, 2003). En estos análisis las fluctuaciones estacionales se han reportado principalmente para los flujos superficiales y subsuperficiales del SCC. Frente a BC, se ha reportado que el flujo superficial con dirección hacia el ecuador se intensifica como un chorro costero principalmente en primavera, mientras que el flujo subsuperficial con dirección hacia el polo es prácticamente inexistente en las aguas costeras o puede estar más profundo o estar desplazado hacia el oeste (Bograd y Lynn, 2003; Lynn *et al.*, 2003; Durazo *et al.*, 2010; Linacre *et al.*, 2010a). En contraste, durante los periodos de verano-otoño, la CC se caracteriza por presentar una alta actividad de mesoescala, con giros y remolinos que se desarrollan a lo largo de la costa y se desplazan hacia el sur. Asimismo, el flujo hacia el polo de la Contracorriente de California se intensifica durante los periodos de verano y principios de otoño (Soto-Mardones *et al.*, 2004; J. Gómez y Valdés J., 2007; Durazo *et al.*, 2010; Linacre *et al.*, 2010a).

A escala interanual, la variabilidad reportada de las condiciones termohalinas del SCC ha estado estrechamente vinculada con forzamientos remotos de gran escala como EN y LN, con efectos de calentamiento y/o enfriamiento de las aguas locales respectivamente, esto debido principalmente a anomalías en los flujos regionales y en la intensidad de la surgencia costera, así como los cambios en las masas de agua que se transportan y que modulan las fluctuaciones de largo plazo en los patrones de viento (Pérez-Brunius *et al.*, 2006; Durazo, 2009).

No solo se han observado grandes diferencias en la dinámica física si no también desde el punto de vista biológico. Durante el periodo de 1997 al 2007 donde el cambio de una fase cálida a fría tuvo sus respuestas en el ecosistema, con consecuencias en cambios de las especies que componen la comunidad del zooplancton (Lavaniegos *et al.* 2002), así como el incremento en algunas especies hacia la región norte en comparación con la región central de IMECOCAL, lo cual estuvo estrechamente relacionado con una recuperación del ecosistema después de la perturbación causada por la invasión del ASA (Brinton y Townsend 2003; Lavaniegos y Ohman 2003; Gaxiola-Castro *et al.* 2008). La presencia de un gran volumen de esta masa de agua afectó al SCC en su conjunto, lo que originó un transporte de aguas frías y ricas en nutrientes lo que conllevó a un desarrollo de grandes florecimientos de fitoplancton (Gaxiola-Castro *et al.*, 2008). Sin embargo, la baja temperatura del ASA (Freeland *et al.*, 2003; Venrick *et al.*, 2003) afectó negativamente al zooplancton a lo largo del SCC (Wheeler *et al.*, 2003; Gaxiola-Castro *et al.*, 2008; Lavaniegos, 2010). Esto resultó en una tasa reducida de pastoreo y aparentemente en los florecimientos de fitoplancton los cuales redujeron el oxígeno de la columna de agua, como se reportó para la plataforma costera de Oregón (Wheeler *et al.*, 2003). Finalmente las condiciones frías reportadas para la región norte de BC asociadas al evento de LN prevalecieron desde mediados de 2007, 2008 y principios del 2009, condición que originó variaciones en las concentraciones de la clorofila a (Chl-a) a lo largo de este último periodo. En el cual se reportaron cambios en las concentraciones de la Chl-a de valores anormalmente grandes en la primavera del 2009 a valores muy cercanos a la media de largo plazo para el otoño de ese mismo año, las cuales posteriormente cambiaron a grandes anomalías negativas ($\sim 1.0 \text{ mg m}^{-3}$) hacia la primavera del 2010. De igual manera también se observó un comportamiento similar en la región sur de BC, donde se reportaron valores de Chl-a muy cercanos a la media de largo plazo durante el 2009 y con una tendencia hacia anomalías negativas para la primavera del 2010 (Bjorkstedt *et al.*, 2010).

Particularmente en la región frente a las costas de Ensenada, Linacre *et al.* (2010a) reportaron que durante el evento de LN 2007-2008 se observó una

intensificación ($> 10 \text{ cm s}^{-1}$) del flujo hacia el sur de la CC (ASA), principalmente durante la primavera y el verano. Además los autores sugieren que las altas salinidades detectadas en las estación más costera durante el mes de abril (estación 100.30 y la estación Ensenada), fue resultado de una erosión de la CCC (AESs) la cual se mezcló con aguas subsuperficiales de la CC (ASA) producto principalmente de los fuertes vientos que promovieron un alto transporte vertical y generaron intensos eventos de surgencias, las cuales son característicamente más persistentes durante la primavera. Estas observaciones coincidieron de igual manera con lo reportado por la NOAA, en referencia a las anomalías del índice de surgencia (30°N) con altos valores del índice en la primavera del 2007 y 2008 y con anomalías positivas ($> 100 \cdot \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ por 100 m de la costa) en marzo y abril de 2008. Lo que generó una elevación notable de aguas frías, salinas, pobres en O_2 y ricas en nutrientes, las cuales se observaron particularmente en la estación ENSENADA desde febrero a junio del 2008 (Linacre *et al.*, 2010a).

Este alto aporte de nutrientes hacia la zona eufótica detectado durante septiembre del 2007 y abril del 2008, se tradujo en una mayor productividad y en altos niveles de producción de ^{14}C en la parte superior de los 10 m de columna de agua. Particularmente la condición observada en abril de 2008 fue excepcional, ya que se detectaron aumentos en las concentraciones totales de clorofila-a (TChl-a) que eran generalmente paralelos a un aumento en la biomasa del picoplancton, esta respuesta de las comunidades fitoplanctónicas estuvo principalmente asociada a la intensificación de las surgencias y a la condición de La Niña. Además, esta situación generó que las estimaciones de biomasa y producción de picofitoplancton estuvieran en sus niveles más bajos, lo que sugería que los productores primarios más pequeños estaban siendo reemplazados por células mayores (Linacre *et al.*, 2010b).

2.2 Estudios relacionados con la dinámica del Carbono Inorgánico Disuelto (CID) en eventos interanuales (El Niño/La Niña).

Los flujos de carbono en la interfase océano-atmósfera cerca de las zonas costeras son mayores que los observados en zonas oceánicas (Hansell y Carlson, 2001). No obstante su importancia global, son pocos los estudios donde se reconoce la contribución de las zonas costeras a los flujos globales de carbono y nutrientes (Smith y Hollibaugh, 1993, Chen *et al.*, 2003). Pocos análisis se han realizado con el fin de entender el enriquecimiento del CO₂ desde el océano hacia los ecosistemas costeros someros, particularmente en zonas influenciadas por eventos de surgencias. La información es todavía menor para zonas costeras en relación a preguntas como ¿cuál es el efecto de las variables del carbono ante eventos como EN y LN? se sabe que en algunos casos, no sólo modifican la dinámica del sistema de las corrientes los procesos físicos, si no también los químicos y biológicos lo que resulta en notables variaciones. Por ejemplo, los ciclos estacionales de las surgencias costera se han visto modulados en gran medida por la presencia de estos eventos interanuales, donde en los últimos años este proceso de surgencias ha transportado hacia la superficie aguas con características de bajo pH y pobres en oxígeno disuelto cerca y sobre la plataforma costera (Nam-SungHyun *et al.*, 2011). Sería de esperarse que en casos de muy alta intensidad de eventos como los mencionados anteriormente, podrían llegar a condiciones de hipoxia las cuales causarían extinciones masivas de especies, así como a condiciones corrosivas que provocarían la disolución de las conchas y esqueletos de organismos calcificadores (Doney, 2010).

Pocos estudios se han efectuado referentes al sistema del CO₂ en las costas de California y Baja California. Uno de estos estudios fue realizado por Friederich *et al.* (2002) durante El Niño y La Niña 97-98 en las costas de la Bahía Monterey en California, EUA. Estos eventos se evaluaron por medio de datos superficiales de pCO₂ (obtenidos de boyas oceanográficas), con los cuales los autores determinaron inicialmente la presencia del evento de El Niño seguido de La Niña. En dicho estudio se detectaron aguas cálidas durante el evento de EN entre julio-1997 a septiembre-1998, lo que produjo que los eventos de surgencias

fueran suprimidos casi en su totalidad y favoreció un flujo neto de CO_2 de la atmósfera hacia el océano. Los autores indican que durante ese periodo el sistema costero se comportó como un reservorio de CO_2 . Posteriormente, las condiciones de temperatura regresaron brevemente cerca de lo normal en el verano de 98 pero se suscito un enfriamiento para el otoño de ese mismo año por la presencia de condiciones de LN. Bajo esta condición los registros de temperatura evidenciaron que las surgencias se intensificaron y prolongaron desde el invierno del 1998-1999 hasta la primavera de 1999 (fig. 1). En estas condiciones el sistema costero se comporto como fuente de CO_2 hacia la atmósfera.

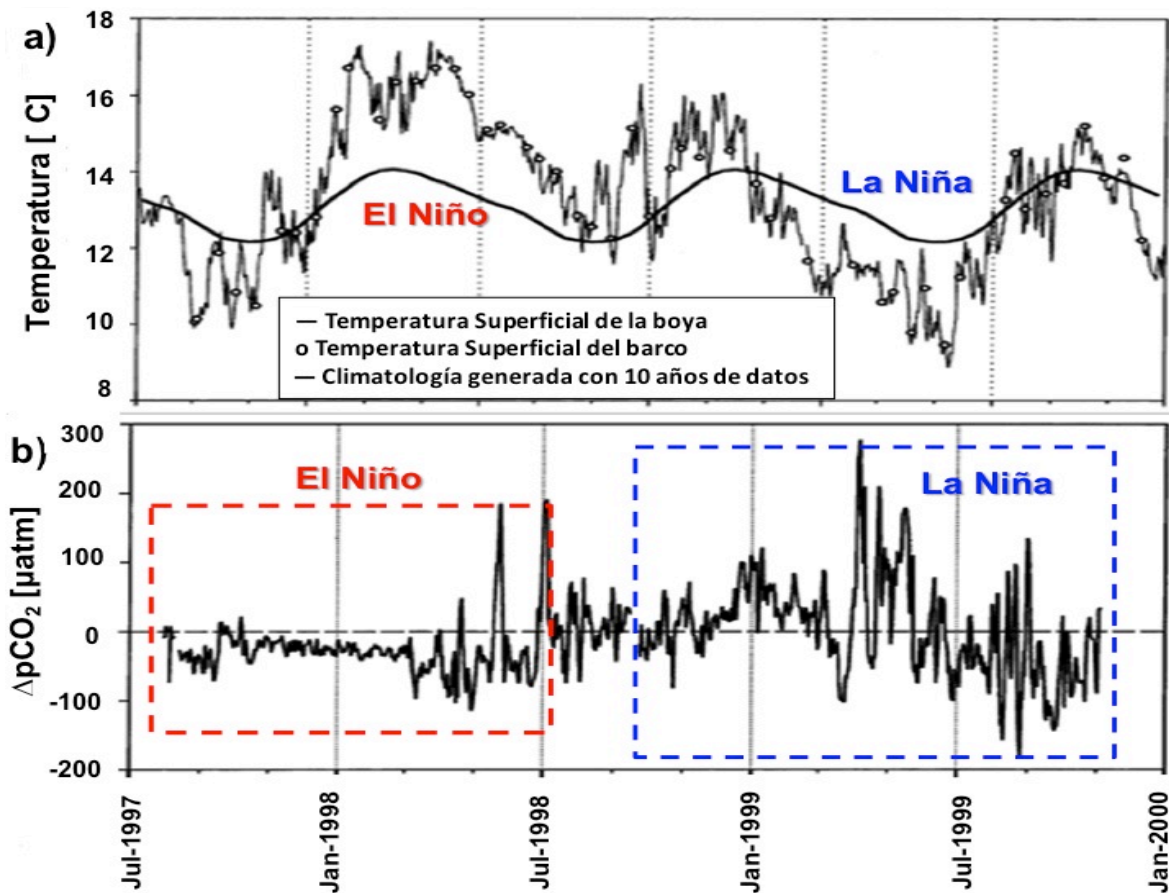


Figura 1. a) Mediciones de temperaturas superficiales entre 1997 y 1999 en las costas de Monterey CA. La línea continua muestra la temperatura climatológica de 10 años de datos, b) $\Delta p\text{CO}_2$ superficial de julio de 1997 a enero de 2000 (el recuadro rojo indica que el flujo de CO_2 es en dirección hacia el océano, mientras que el de color azul indica que la dirección del flujo es hacia la atmósfera) (Figura tomada de Friederich *et al.*, 2002).

En estudios más recientes realizados en el norte de las costas de Baja California, se encontró un efecto de las variaciones interanuales (ASA, EN/LN) sobre las variables del sistema del CO₂ bajo diferentes condiciones oceanográficas particulares: 1) La primera se asoció a la presencia de un mayor volumen anómalo del Agua Subártica (ASA) el cual inicio en el 2002 y finalizó en el 2006. Durante este último periodo se reportó un ligero ascenso subsuperficial (< 80 m) de aguas subsaturadas en CaCO₃ ($\Omega_{arag} < 1$) pero ricas en CO₂, 2) en el 2007 ocurrió la transición hacia el evento de LN, en el cual se reportó un mayor ascenso (< 60 m) de aguas ricas en carbono pero con características corrosivas (~ 7.7) y subsaturadas CaCO₃ cerca de la plataforma; y 3) finalmente el evento de LN se desarrolló en su total plenitud durante el 2008, donde esta condición favoreció la presencia de agua corrosiva, subsaturada en CaCO₃ y con alto contenido de carbono sobre la plataforma (~ 30 m) (Cervantes-Díaz *et al.*, 2012).

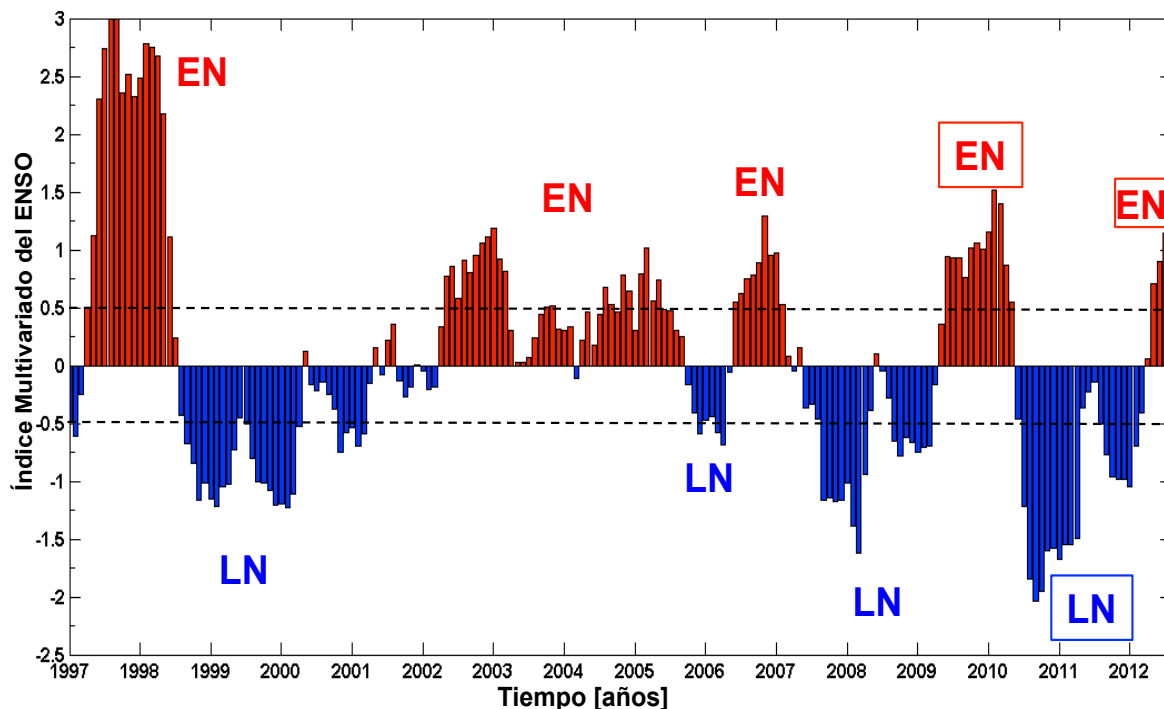


Figura 2. Series temporal del Índice Multivariado del ENSO del periodo del 1997 a septiembre del 2012, en la cual se resaltan los últimos tres eventos que se han presentado a partir de 2009 (las líneas negras delimitan el rango $[\pm 0.5^{\circ}\text{C}]$ para que se considere un evento anómalo asociado a LN ó EN).

Adicionalmente, se sabe que en nuestras costas continúan presentándose eventos interanuales con mayor frecuencia e intensidad durante los últimos cuatro años (ver fig. 2), de los cuales no se sabe si son un mecanismo potencial para que aguas corrosivas permanezcan durante largos periodos sobre la plataforma costera y/o que papel tienen sobre la dinámica del sistema del CO₂.

Por lo cual es importante enfatizar en la necesidad de entender el papel que tienen eventos interanuales (EN/LN) sobre los procesos estacionales en la dinámica del sistema del CO₂ en las zonas costeras. Además, sería de esperarse que estos eventos (interanuales) pudieran favorecer a que se intensifiquen (supriman) las surgencias y generar una serie de combinaciones complejas entre diferentes eventos como: 1) surgencias que podrían ser mas intensas, 2) eventos de LN ó EN que podrían incrementar el transporte de agua de origen subtropical como se observó en el 97-98 y 2007-2008; y 3) la combinación del punto uno y dos de manera aleatoria con la estacionalidad. Lo cierto es que no se sabe con certeza los efectos de estas combinaciones en términos de la química del carbono, por ello la importancia de monitorear en la EE para comprender y estudiar las variaciones temporales que podrían alterar la respuesta en las zonas costeras.

3. OBJETIVO GENERAL

Estudiar la variación temporal de las variables del sistema del dióxido de carbono (CO₂) en un sitio de monitoreo costero conocido como estación Ensenada (EE) durante el periodo del 2007-2012.

3.1 OBJETIVOS ESPECIFICOS.

- Analizar la variación temporal de las variables hidrológicas en la estación Ensenada (EE) en lances bimensuales del CTD y comparar con los datos históricos
- Analizar la distribución espacial y temporal de las variables hidrológicas de los transectos verticales de la línea 100 de la red IMECOCAL, para los años en los que se detectaron eventos interanuales en la serie de tiempo de la EE entre el 2007 y el 2012.
- Evaluar la variación estacional de masas de agua en la EE mediante el análisis de diagramas T-S y T-S vs CID en los muestreos realizados durante el 2007 al 2012. Analizar la variación temporal y espacial de la profundidad de subsaturación de Omega aragonita, Omega calcita, nutrientes y oxígeno disuelto en la EE.
- Analizar la variación temporal de datos superficiales de temperatura, salinidad, pCO₂ y CID (pCO₂-TA) y omega Aragonita (pCO₂-TA) derivados de una boya oceanográfica del 2008 a agosto del 2012.

4. HIPÓTESIS

Estudios previos con datos hidrográficos históricos realizados frente a las costas de Ensenada, BC, revelaron que la EE es un sitio en el que es posible medir la variación estacional de la CC y detectar efectos de las variaciones interanuales en la oceanografía física y química.

Por tanto, se plantea que durante la presencia de eventos interanuales como LN y surgencias el AESs será más somera y facilitara el transporte de aguas ricas en nutrientes y CID, con altos valores de pCO₂ pero con bajas concentraciones de oxígeno disuelto y con bajo pH. En contraste, en condiciones

EN, se espera que disminuya la intensidad de las surgencias y/o que las suprima, esto provocará un empobrecimiento en nutrientes, carbono, bajo pCO_2 y bajas concentraciones de oxígeno y altos valores de pH en gran parte de la columna de agua. Sin embargo, ante una condición anómala de un mayor volumen de Agua Subártica (ASA) se esperaría encontrar agua más frías y menos salinas, lo que se reflejaría en aguas con altas concentraciones en oxígeno, nutrientes y pH pero con bajo CID y pCO_2 . Estas condiciones influirán en gran medida en la variación estacional y espacial de la profundidad de subsaturación de Omega aragonita y calcita, así como en las concentraciones del oxígeno disuelto.

5. ÁREA DE ESTUDIO.

El área de estudio se localiza al sur de Punta Banda, en Ensenada, Baja California, México ($31^{\circ}40.105'N$, $116^{\circ}41.596'W$) (ver fig. 3). Estudios previos describen que la región costera frente a Baja California presenta un ciclo estacional o temporal que está asociado a cambios climáticos estacionales. Entre los cuales destacan el análisis de datos históricos hidrográficos correspondiente a la línea 100 del programa IMECOCAL, el cual ha revelado una marcada variación estacional en las condiciones físicas y químicas de la región norte de BC. Adicionalmente, otras observaciones han mostrado que la estación más costera (100.30) correspondiente a la línea 100, presenta una distribución similar de las variables de temperatura y salinidad en comparación a la estación Ensenada, donde dichos sitios mostraron adecuadamente la variabilidad estacional de las aguas costeras (≥ 50 km) de Ensenada. Además de esta variabilidad estacional, este sitio costero (EE) también reflejó la variabilidad interanual asociada con toda la cuenca a eventos cálidos y/o fríos que modificaron la estructura de la columna de agua en esta región costera (Linacre *et al.*, 2010a).

Otro de los procesos que también se destaca y que modifica la circulación de las corriente en el Pacífico Nororiental es el Centro semipermanente de Alta Presión del Pacífico Norte (CAP), el cual se localiza cerca de $32^{\circ}N;140^{\circ}W$ (Amador *et al.* 2006). Este centro es más intenso durante el verano del hemisferio Norte ($\sim 38^{\circ}N;142^{\circ}W$) y está desplazado hacia el ecuador ($\sim 25^{\circ}N;125^{\circ}W$) durante

el invierno, cuando el Centro de Baja Presión Aleutiano domina la región del Pacífico Norte. El CAP produce fuertes gradientes de presión, lo que origina una componente del viento hacia el ecuador (sur de $\sim 40^{\circ}\text{N}$) la mayor parte del año (Strub y James 2002, Amador *et al.* 2006; Romero-Centeno *et al.* 2007). Por lo tanto, la importancia de los vientos frente a las costas de California y Baja California, es debido principalmente a que favorecen la generación de surgencias (Strub y James 2000, Espinosa-Carreón *et al.* 2004, Pérez-Brunius *et al.*, 2007), las cuales se presentan de manera más intensa durante primavera-verano producto de la intensificación de estos vientos hacia el ecuador, mientras que durante otoño-invierno se caracteriza por un debilitamiento de los vientos lo que no favorece a las surgencias, las cuales son persistentes gran parte del año (Sverdrup *et al.*, 1941, Castro y Martínez, 2010).

Regionalmente, las aguas de la costa de Baja California tienen una dinámica dominada por la generación de meandros y desprendimientos de giros. Se han observado dos mecanismos de generación de giros, el primero asociado a la geometría de la línea de costa, y el segundo producto de un enfrentamiento entre la CCC que fluye en dirección opuesta a la CC, lo que genera estos giros y meandros asociados con eventos de afloramientos costeros (Soto-Mardones *et al.*, 2004).

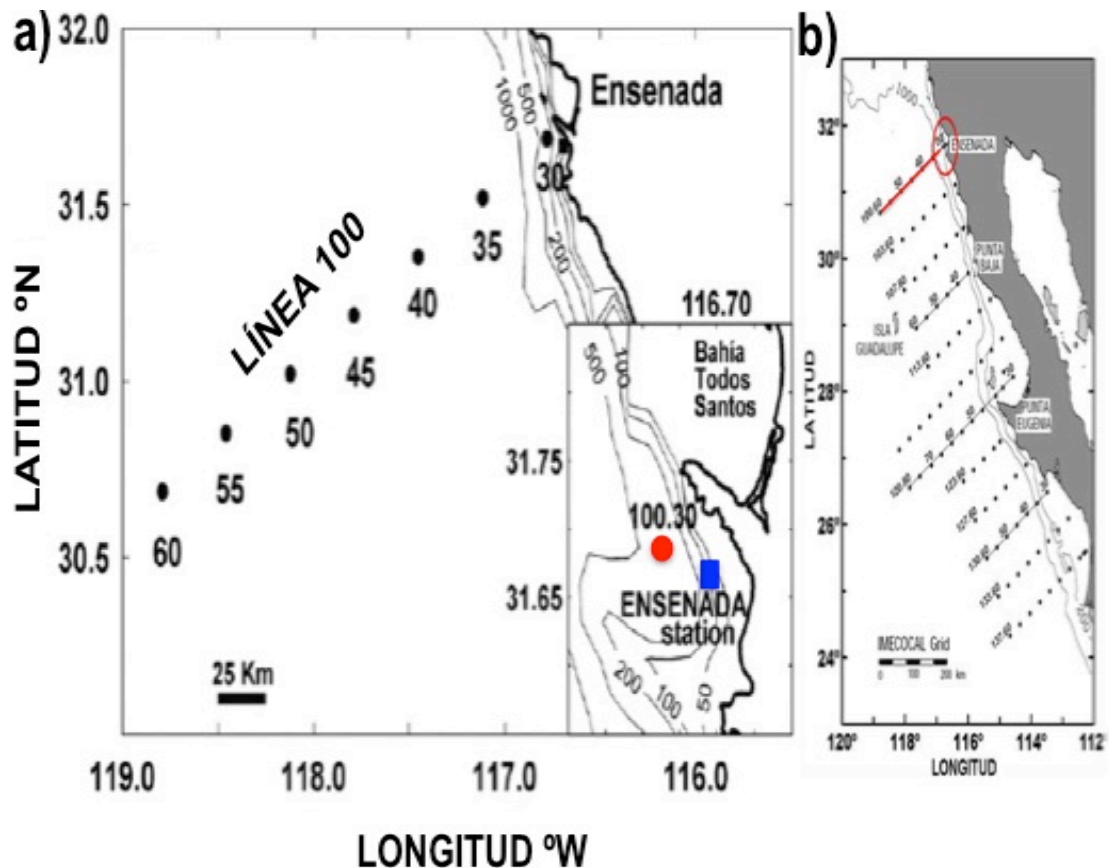


Figura 3. a) Localización de la estación ENSENADA (EE) y b) la malla de muestreo del programa IMECOCAL (la línea roja denota la Línea 100 mientras que el círculo rojo denota la estación 100.30 y el recuadro en color azul denota la EE).

6. METODOLOGÍA

En este estudio se evaluó principalmente la variabilidad temporal por medio de cuatro tipos de muestreo:

- 1) Se evaluaron los transectos de la línea 100 durante el 2007 al 2012, esto permitió conocer la variación temporal del transporte vertical desde el océano a la costa de las variables hidrográficas (T, S y densidad (σ_t)) producto de los eventos interanuales detectados durante ese periodo.
- 2) Se realizó un análisis de la variación temporal de la temperatura (T) y salinidad (S) correspondientes a la estación 100.30 del periodo de 1998 al 2012, con el fin de observar y detectar los diferentes eventos interanuales que se han suscitado durante ese periodo en un solo punto.

- 3) Se evaluaron las mediciones bimensuales/trimensuales de la estructura vertical de las variables físicas y químicas de la EE, con la finalidad de estudiar la variación temporal (vertical) de la especie del carbono y nutrientes.
- 4) Se analizó la variación temporal de los datos superficiales de cada tres horas de una boya hidrográfica de las variables de T, S y pCO₂. Esto se realizó con la finalidad de estudiar a una escala de tiempo de mayor resolución y poder asociar los cambios de la columna de agua producto de los eventos estacionales y del efecto interanual.

Finalmente para el análisis y visualización de los datos se utilizaron los programas Ocean Data View (ODV) y MATLAB (R2010).

6.1 Colecta de datos de la línea 100 de IMECOCAL

La línea 100 frente a Ensenada, tiene siete estaciones con una distancia de separación de ~ 37 km entre ellas, se inicia en la estación 30 ubicada en la costa y termina en la estación 60 aproximadamente a 220 km mar adentro. En dicho sitio se han realizado muestreos cuatrimestrales desde el periodo del 1998 a la fecha, en los cuales se registran las variables hidrográficas mediante lances de CTD (SBE 9/11) realizados hasta una profundidad de 500 m ó hasta donde el fondo lo permita. Los detalles de los muestreos, procedimientos y análisis de los datos pueden ser consultados en <http://imecocal.cicese.mx> (fig. 3b). Particularmente en este estudio se consideraron las variables de temperatura (T), salinidad (S) y densidad (σ_t) (σ_t), correspondientes a los periodos de 1998 al 2012 específicamente para el análisis de la estación 100.30, mientras que para el análisis de la línea 100 solo se consideró del 2007 al 2012. Mediante estos datos fue posible estudiar la estructura vertical de la T, S y σ_t los cuales permitieron detectar el aporte de agua por surgencia, así como identificar la estructura de las masas de agua (ASA y AESs) que confluyen en la región.

Además, se contó con los transectos climatológicos estacionales de la línea 100 desarrollados con ~ 30 años de datos, los cuales fueron utilizados para realizar un contraste e identificar anomalías en la estructura vertical.

Adicionalmente, para fines de este estudio, se contó con los datos del

transecto realizado por el programa internacional North American Carbon Program (NACP) en las mismas estaciones del programa IMECOCAL llevado a cabo durante el verano del 2007 y del cual se evaluaron las variables de T, S, σ_t y Carbono Inorgánico Disuelto (CID). Los detalles, procedimientos y análisis, se pueden consultar en la dirección electrónica: http://cdiac.ornl.gov/oceans/Coastal/NACP_West.html. Con estos datos fue posible estudiar la distribución y transporte de la T, S, σ_t y CID de océano a la costa en el verano del 2007, los cuales permitieron detectar el aporte de agua por surgencia e identificar la estructura de las masas de agua.

6.2 Colecta de muestras en la estación Ensenada.

La estación de monitoreo costero conocida como Estación Ensenada (EE) se localiza al sur de Punta Banda, Ensenada Baja California, México (31°40.105' N, 116 °41.596' W) (fig. 3a) a ocho kilómetros de la primera estación histórica de la línea 100 (estación 100.30) de la red de muestreo IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California). En este trabajo se realizaron más de dos años de colecta de muestras bimensuales con el objetivo de incrementar la serie de tiempo iniciada en octubre del 2006 a un total de seis años. Las actividades que se realizaron en la estación de muestreo fueron lances de CTD/roseta a aproximadamente 90 m de profundidad, con mediciones continuas de presión, temperatura, fluorescencia, conductividad y oxígeno disuelto (O_2) por medio de un CTD SeaBird 19 plus. Para las mediciones de Carbono Inorgánico Disuelto (CID), Alcalinidad Total (AT) se colectó agua de mar con botellas Niskin de 5 L aproximadamente a 8 niveles de profundidad, posteriormente se colocó directamente en botellas Pyrex de 500 mL agua de mar para determinar el CID y AT, se procedió a adicionarles 100 μ l de HgCl para evitar el efecto biológico y finalmente fueron selladas con grasa Apiezon para evitar el intercambio gaseoso y la evaporación del agua. Finalmente, de manera rutinaria en cada crucero se tomaron muestras de agua de mar para realizar mediciones de oxígeno disuelto por el método Winkler y nutrientes, los cuales se analizaron por medio un autoanalizador de flujo segmentado de nutrientes de la marca Skalar SAN^{plus} método basado en una modificación del procedimiento de Armstrong *et al.* (1967).

Este último parámetro fue de un periodo más corto (octubre 2006 a enero 2012) en comparación con las otras variables colectadas.

Por otro lado, en la estación Ensenada (EE) también se cuenta con una boya oceanográfica, la cual está equipada con sensores para medir cada tres horas las variables de la presión parcial del CO_2 ($p\text{CO}_2$) en el agua y aire, temperatura del agua de mar y la salinidad. Estos datos son registrados por la boya y enviados vía satelital.

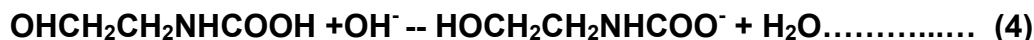
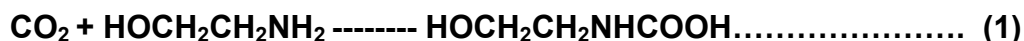
Finalmente con estos datos de $p\text{CO}_2$, T, S y un valor promedio de Alcalinidad Total ($\text{AT}=2300$) y por medio del programa $\text{CO}_2\text{Sys.xls}$ (Lewis y Wallace, 1998) y las constantes de disociación de Mehrbach *et al.* (1973) se estimaron los valores superficiales de las variables de CID y Omega aragonita (Ω_{arag}). Esto con la finalidad de estudiar la variabilidad temporal de estas especies con una mayor resolución de tiempo, la cual podría estar asociada a posibles cambios de la columna de agua y otros procesos que podrían modificar el enriquecimiento y el estado de saturación del Ω_{arag} tanto en la columna como de la superficie del mar.

6.3 Análisis del Carbono Inorgánico Disuelto (CID).

Para la medición de esta variable se utilizó el método coulométrico descrito por Johnson *et al.* (1987) en el cual se utilizó material de referencia certificado. Antes del análisis de las muestras, se elaboró una solución catódica y anódica que absorbe el CO_2 , la cual se acondiciona con inyecciones de agua de mar. Se usaron aproximadamente 10 adiciones de muestras de agua de mar filtrada. Posteriormente, se midió la exactitud y estabilidad del coulómetro por medio del material certificado con valor de CID conocido, el cual fue facilitado por el Dr. Andrew Dickson de Scripps Institution of Oceanography. Si el valor obtenido del estándar se encontraba dentro del rango de $\pm 3 \mu\text{mol}$ del valor certificado de CID, se procedía a medir las muestras. Para el análisis se utilizó una jeringa de 50 mL con peso conocido y se extrajo una alícuota de la muestra de agua de mar, la cual permaneció sellada desde su colecta. La muestra se inyectaba a una celda cerrada, donde se hacía reaccionar con ácido fosfórico al 8% para convertir los carbonatos y bicarbonatos a CO_2 . Al mismo tiempo, la celda donde se lleva a cabo

la acidificación, está conectada a un flujo constante de gas nitrógeno (gas acarreador), el cual transporta el CO₂ hacia otra celda, la cual contiene una solución catódica (monoetanolamina). Una vez que el gas CO₂ reacciona con la solución catódica forma un complejo en una celda de cristal en el coulómetro, la cual se localiza entre una fuente de luz y un foto detector para registrar los cambios en transmitancia (T) conforme se lleva a cabo la titulación. En la celda se encuentra una membrana porosa que separa un electrodo de platino (cátodo) inmerso en una solución de monoetanolamina con un indicador coulométrico de pH de un lado y, del otro lado de la membrana se encuentra un electrodo de plata (ánodo) inmerso en una solución anódica.

Cuando el CO₂ (g) llega a la celda, reacciona con la monoetanolamina y forma el ácido carbámico que hace que el color indicador de esta solución se desvanezca (1). Conforme el %T se incrementa, automáticamente se activa una corriente que se registra por el coulómetro en forma de conteos/min. Cuando esto ocurre el electrodo de platino, en conjunto con el electrodo de plata comienzan a liberar bases OH⁻ (2) y (3), neutralizada la solución y volviendo al %T original (4). En dicho momento, la corriente se detiene y se registra en forma de conteos/min la corriente que fue necesaria para neutralizar la solución.



Para conocer la concentración de CO₂ de la muestra, se utilizan los conteos/min obtenidos de la titulación en la siguiente ecuación:

$$\text{CID} = (\text{conteos} - \text{Bco.} * t) / (\text{FC} * M)$$

Donde:

CID = Carbono Inorgánico Disuelto de la muestra.

Conteos = Número de conteos dados por el coulómetro.

Bco. = Blanco, número de conteos/min que marca el coulómetro con ácido y gas nitrógeno en la celda, sin muestra.

t = Tiempo de medición de la titulación coulométrica.

FC = Factor para calcular concentración, para convertir el contador de corriente en concentración, obtenido a partir de la medición de dos estándares diferentes.

M = Masa de la muestra añadida.

6.4 Análisis de Alcalinidad Total (AT).

Después del análisis de CID se procedió a analizar la AT mediante el procedimiento potenciométrico descrito por Dickson *et al.* (2003). Previo a la medición de las muestras, se preparó el equipo realizando las mediciones de agua de mar necesarias para el electrodo de pH que se encontrara en condiciones óptimas para iniciar los análisis. Esto ocurría cuando el valor medido del material de referencia estaba en el intervalo de $\pm 3 \mu\text{moles}$. La titulación se llevó a cabo en un equipo controlado por computadora utilizando el programa Labview para el control de los instrumentos. Para llevar a cabo el análisis, se tomaron alícuotas de la muestra, se pesaban y se llevaban a 20°C en una celda abierta, la cual estaba conectada a un termocirculador que mantenía la temperatura con ayuda de un agitador. Una pipeta automática marca Radiometer añadía suficiente HCl $\sim 0.1 \text{ moles kg}^{-1}$ con fuerza iónica 0.7 kg^{-1} para que la muestra alcanzara un pH aproximado de 3.5. A partir de este punto, se burbujeaba la muestra con aire libre de CO_2 y con agitación para ayudar a liberar el CO_2 producido por la acidificación. Para titular la muestra acidificada, la pipeta realizaba ~ 20 adiciones de 0.025 ml de HCl, y el potenciómetro registraba el potencial después de cada una de ellas. Con los datos de milivoltaje y el volumen del ácido utilizado durante la titulación el programa realiza una linearización y, a partir de la masa de la muestra y del ácido que se necesitó para neutralizar las bases contenidas en ella, entre un pH de 3 a 3.5. Con base a esta información se realizó el cálculo para conocer la concentración de Alcalinidad Total de cada muestra (detalles, ver Dickson *et al.*, 2003).

6.5 Análisis de Oxígeno disuelto.

Las muestras colectadas para el análisis del oxígeno disuelto (O_2) se trataron por el método Microwinkler. El cual consiste inicialmente en adicionar una solución de Sulfato Manganeso (Solución A) y otra de Yoduro de Potasio Alcalino

(Solución B), donde estos reactivos reaccionan formando un precipitado blanco marrón de hidróxido de manganeso ($\text{Mn}(\text{OH})_2$).

Posterior a la formación del precipitado, se agrega a la muestra ácido sulfúrico, el cual convierte el hidróxido mangánico en sulfato mangánico, al mismo tiempo el yoduro de potasio es oxidado por el sulfato mangánico, el cual libera yodo en el agua. Dado que el sulfato mangánico para esta reacción proviene de la reacción entre el hidróxido manganesoso y el oxígeno, la cantidad de yodo liberado es directamente proporcional a la cantidad de O_2 presente en la muestra original. La liberación de yodo libre se indica por el cambio de color de la muestra a un marrón amarillento.

En la etapa final, se añade Tiosulfato de Sodio (0.01 N), el cual reacciona con el yodo libre para producir yoduro de sodio. Cuando todo el yodo se ha convertido, la muestra cambia de marrón amarillento a incoloro.

Finalmente, los datos de oxígeno obtenidos en mgO_2/ml se transforman a mL^{-1} , los cuales posteriormente se utilizaron para realizar la calibración de los datos obtenidos por el sensor del CTD. Este procedimiento se realizó mediante una serie de regresiones lineales entre los datos obtenidos de las muestras discretas y los capturados por el CTD. Este procedimiento se efectuó para cada set de datos correspondientes a cada muestreo.

6.6 Análisis de Nutrientes.

Las muestras de agua mar correspondientes para el análisis de nutrientes (NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , $\text{Si}(\text{OH})_4$, y PO_4^{3-}) se filtraron 30 ml en botellas de policarbonato utilizando un filtro de 24 mm Whatman GF / F de pre-combustión, se congelaron y se analizaron en el laboratorio por medio de un autoanalizador de flujo segmentado de nutrientes de la marca Skalar SAN^{plus}; donde la determinación del NO_3^- se basa en una modificación del procedimiento de Armstrong *et al.* (1967).

6.7 Procesamiento de los datos.

6.7.1 Evaluación de las variables hidrográficas en la Línea 100.

Se analizaron los transectos correspondientes a la línea 100 de la variable de salinidad y densidad correspondiente a los periodos de enero, abril (2008), octubre (2009), abril, octubre (2010), enero, abril, octubre (2011) y enero (2012). Esto con el fin de observar los cambios verticales de estas variables en relación al transporte de océano a costa y producto principalmente de los diferente eventos interanuales (El Niño/La Niña) causados durante este periodo y contrastarlos con los transectos climatológicos.

6.7.1.2 Evaluación de las variables hidrográficas en la Estación 100.30.

Por otro lado, se evaluó la variabilidad temporal de la temperatura y el patrón de distribución vertical de la salinidad en la estación de 100.30 durante el período del 98 al 2012. Esto con el fin de observar los cambios detectados en estas variables producto principalmente de los diferente eventos interanuales identificados durante este periodo y contrastar los últimos seis años con lo observado en la estación Ensenada (EE). Adicionalmente, mediante un análisis armónico basado en el enfoque de Lynn (1967) y Chelton (1984) específicamente para estación 100.30, durante el periodo entre 1998 y 2011 (datos proporcionados por Durazo R.) proporcionará una climatología. Esta climatología será utilizada como base para evaluar si la distribución de los datos hidrográficos presentan un comportamiento anómalo.

6.7.2 Evaluación de las variables hidrográficas en la EE.

Las masas de agua presentes en el área de estudio fueron identificadas por medio de un análisis hidrográfico de la temperatura y salinidad en base a diagramas T- S durante el periodo de octubre 2006 a marzo 2012, para los cuales se utilizó la clasificación de masas de agua descrita por Durazo y Baumgartner (2002). Posteriormente se adicionó el perfil climatológico anual de temperatura y salinidad al set de datos, el cual se calculó mediante un análisis armónico basado

en el enfoque de Lynn (1967) y Chelton (1984) específicamente para estación 100.30 durante el periodo entre 1998 y 2011 (datos proporcionados por Durazo R.).

Este procedimiento se realizó con el fin de evaluar la distribución de los datos hidrográficos y observar si presentaban un comportamiento anómalo, el cual subsecuentemente poderlo asociar con la presencia de algún evento interanual reportado durante ese periodo.

6.7.3 Evaluación del índice de surgencias y el MEI.

Uno de los mecanismos esenciales para observar un enriquecimiento de la columna de agua es el índice de surgencia costera, el cual estima el transporte fuera de la costa de Ekman y así mismo es un óptimo indicador de la intensidad de la surgencia costera inducida por el viento. Por lo cual, se consideró obtener el índice diario de surgencia tomado de la página de la NOAA con las coordenadas de ubicación más cercanas a la EE (116.5°W 31.5°N) (http://las.pfeg.noaa.gov/las6_5/servlets/constrain?var=1639) con el fin de observar de manera general los grandes cambios de intensidad que presenta el viento en un corto periodo (días), lo que resulta en un ascenso de aguas frías, salinas, ricas en carbono y nutrientes. Al mismo índice diario se realizó un promedio mensual con el fin de eliminar esta alta variabilidad, y poder observar el ciclo estacional que presenta este proceso físico a lo largo del periodo de estudio (enero 2006 a septiembre 2012).

Además, para identificar las variaciones interanuales se utilizó el índice climático bimestral de el MEI (Índice Multivariado de la Oscilación del Sur El Niño; Wolter y Timlin 1998) tomado de la pagina de la NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table>) para el período del 2006 al 2012 y asociarlo al periodo de muestreo correspondiente a los transectos de la línea 100, la serie de tiempo de la estación 100.30 y finalmente con la EE.

6.7.4 Evaluación de las variables del CO₂ y agua subsaturada en la EE.

Mediante el programa CO₂Sys.xls (Lewis y Wallace, 1998) y las variables de CID, AT, temperatura, salinidad, presión y las constantes de disociación de Mehrbach *et al.* (1973) se estimó el Ω_{arag} , Ω_{cal} , pCO₂, y pH in situ (en la escala de agua de mar). Se consideró que la exactitud, tanto para CID como para AT, es de $\sim 3 \mu\text{molkg}^{-1}$, los errores asociados al cálculo de Ω_{arag} y Ω_{cal} , pCO₂, y pH in situ, fueron en base a la variación de $\pm 3 \mu\text{molkg}^{-1}$ de CID y AT durante el cálculo de las variables mencionadas. Por tanto, se estimó que los errores asociados a los cálculos de Ω_{arag} y Ω_{cal} , pCO₂, y pH, fueron de ± 0.01 unidades, $\pm 1 \mu\text{atm}$ y ± 0.001 unidades, respectivamente.

Esto con la finalidad de evaluar si los muestreo bimensuales pueden mostrar los cambios estacionales (primavera, verano, otoño e invierno) en relación a las variables de CID, pH y pCO₂ que se registraron durante el período de estudio de octubre 2006 a marzo 2012.

Por otro lado, para detectar la presencia del agua subsaturada en CaCO₃ con respecto a Omega aragonita (Ω_{arag}) y calcita (Ω_{cal}) se identificó inicialmente la línea de subsaturación (= 1). Posteriormente, la duración de la presencia de agua subsaturada se determinó, identificando cada uno de los eventos de surgencia, los cuales frente a las costas de Baja California (Durazo *et al.* 2010; Castro-Martínez 2010) se caracterizan por temperaturas de $< 14^{\circ}\text{C}$ y por presentar valores de pCO₂ mayores al atmosférico (383.7, 385.6, 387.4, 389.9, 391.6 y 393.8 μatm , del 2007 al 2012 respectivamente; [http://co2now.org/Current-CO2/CO2-Now/noaa-mauna-loa-co2 data.html](http://co2now.org/Current-CO2/CO2-Now/noaa-mauna-loa-co2-data.html)).

6.7.5 Cálculos del ΔpCO_2 en la EE.

En este trabajo solo se realizaron los cálculos del ΔpCO_2 . Este cálculo se realizó mediante el cálculo de la diferencia de la presión parcial de CO₂ entre el agua superficial del mar y la atmósfera ($\Delta\text{pCO}_2 = \text{pCO}_{2\text{agua}} - \text{pCO}_{2\text{atm}}$). Esta diferencia nos indica cuando una zona se comporta como fuente de CO₂ hacia la atmósfera (valores positivos) ó sumidero de CO₂ (valores negativos) lo que nos indicaría que el flujo de CO₂ ocurre de la atmósfera hacia el océano. En el caso de

los valores atmosféricos se consideró la $p\text{CO}_2$ promedio anual correspondiente a cada año muestreado entre el 2007 al 2012 (383.7, 385.6, 387.4, 389.9, 391.6 y 393.8 μatm , respectivamente) ([http://co2now.org/Current-CO2/CO2-Now/noaa-mauna-loa-co2 data.html](http://co2now.org/Current-CO2/CO2-Now/noaa-mauna-loa-co2-data.html)). Mientras que los valores de la $p\text{CO}_2$ del agua de mar se calcularon a partir de las mediciones de las variables de CID y AT tomadas en la EE.

Posteriormente, se cálculo el $\Delta p\text{CO}_2$ de los datos obtenidos de la boya oceanográfica mediante la diferencia de la presión parcial de CO_2 entre el agua superficial del mar y la atmósfera ($\Delta p\text{CO}_2 = p\text{CO}_{2\text{agua}} - p\text{CO}_{2\text{atm}}$) en base al procedimiento anteriormente mencionado.

7. RESULTADOS

7.1 Variación temporal de la temperatura y la salinidad en la estación 100.30.

En la estación 100.30, se observaron cambios estacionales en las variables de temperatura y salinidad en la columna de agua (fig. 4). Se encontró que en los primeros siete años la mayor variabilidad en temperatura ocurre dentro de los primeros 50 m de profundidad. Lo anterior fue producto del intercambio de calor entre el océano-atmósfera, eventos de surgencia y procesos de advección de masas de agua. Se observaron valores mínimos de temperatura de $\sim 13^{\circ}\text{C}$ durante enero y los máximos durante julio con valores mayores a 15°C . Asimismo, el mayor ascenso de aguas frías fue registrado durante los meses de abril y mayo, y estos se asocian a los eventos de surgencia que ocurren en esa época. Por su parte, la salinidad mostró valores menores a 33.75 en los primeros 100 m de la columna de agua, con dos lengüetas de mínima salinidad, que se detectaron del 2002 al 2006 y del 2009 al 2011. Lo anterior se atribuye a una mayor presencia del ASA como se explicará más adelante.

La variación temporal de la T y S no solo se atribuyó a variaciones estacionales sino que también a variaciones interanuales. Cabe señalar que los cambios más evidentes fueron observados en los valores de salinidad en todo el periodo de muestreo. Las observaciones mostraron que durante 1998 se registraron aguas más salinas (~ 33.6) y cálidas ($\sim 17^{\circ}\text{C}$) en la superficie y con a isoterma de 12°C por debajo de los 100 m. Posterior a esta condición, se presentó una disminución de la temperatura en la columna de agua relacionado con el evento de La Niña (LN) 98-99. En este periodo se observó a la isoterma de 12°C a ~ 50 m. Esta condición persistió hasta mediados del 2002. En el periodo de 1999 al 2002, la salinidad y la temperatura en la capa superficial mantuvo sus valores en ~ 33.6 y $\sim 14^{\circ}\text{C}$ en los primeros 50 m respectivamente. Sin embargo, a partir del 2002 y hasta finales del 2006, la columna de agua presentó una alta variabilidad de salinidad con valores que oscilaron entre 33.4 a 33.6 en los primeros 50 m. Mientras que las temperaturas se mantuvieron en un intervalo entre 11 y 16°C . Esta condición fue diferente debido a que se observó un núcleo de agua menos salina en los primeros 50 m, la cual llegó a descender hasta ~ 150

m. La presencia de estas características se asoció con la entrada de un mayor volumen del ASA dentro de la región (condición que se repitió a partir del 2010 como se detalla más adelante). Para mediados del 2007 y principios del 2008 las condiciones fueron diferentes al resto de los años anteriores, esto debido a que aguas más frías y salinas se detectaron en toda la columna de agua. La isohalina de 33.6 observada previamente a 50 m, en este periodo irrumpió en la superficie. El periodo del 2007-2008 se asoció con el evento de LN. Posterior a este periodo se dio paso a un cambio, ya que se formó nuevamente un evento débil de EN detectado a finales del 2009 y principios del 2010. Durante este periodo se observó un incremento en la temperatura en los primeros 50 m de la columna de agua, la cual osciló entre los 12 y 16°C pero con aguas menos salinas (33.4-33.5) en comparación con EN del 97-98.

La condición de EN del 2009-2010 fue de corto periodo, ya que para finales del 2010, todo el 2011 y principios del 2012, se observó nuevamente la presencia de agua menos salina en los primeros 75 m. En este periodo los valores de salinidad fluctuaron entre los 33.3 a 33.6. En este periodo la isoterma de 12°C fluctuó entre los 25 y 50 m. Estas variaciones en las propiedades termohalinas de la columna de agua se asociaron principalmente a la presencia simultánea de dos eventos muy particulares: 1) La entrada de un mayor volumen anómalo de agua menos salina asociada al Agua Subártica y, 2) el evento de LN el cual fue considerado como de alta intensidad (fig. 8).

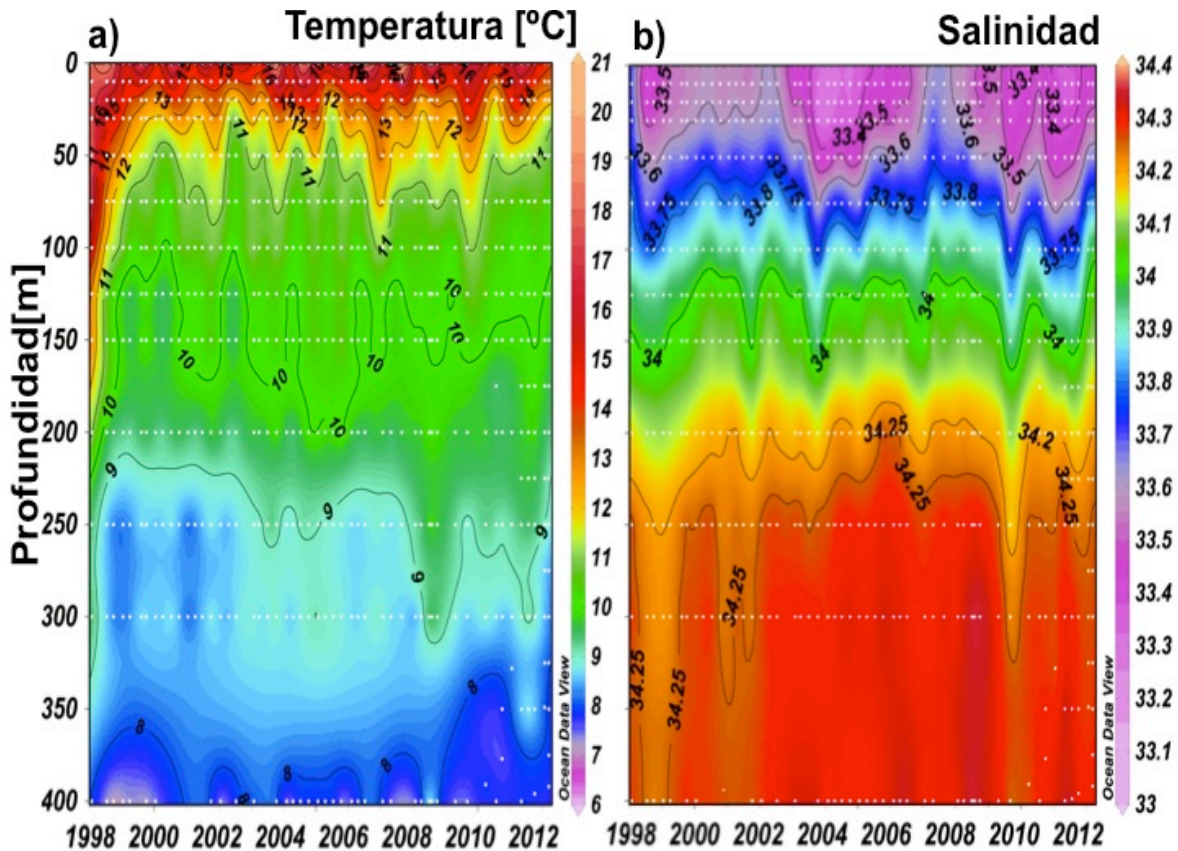


Figura 4. Variación temporal de a) temperatura y b) salinidad de los datos históricos generados en la estación 100.30 de enero de 1998 a marzo del 2012 de la región IMECOCAL.

7.2 Variabilidad temporal de la temperatura, salinidad y densidad en la Estación Ensenada.

La estación Ensenada (EE) presentó una variabilidad temporal similar a la descrita en la estación 100.30 en temperatura, salinidad y densidad desde el invierno del 2006 hasta mediados del 2012 (fig. 5). La presencia de eventos como EN, LN y la presencia de volúmenes anómalos del ASA, fueron también las características de este sitio de monitoreo costero (fig.5).

Los datos de temperatura que corresponden al periodo de otoño e invierno del 2006-2007, presentaron un evidente calentamiento superficial, el cual se reflejó en la presencia de la isoterma e isohalina de 12°C y 33.6 (isopicnas de $24.5 > \sigma_t < 25.4 \text{ kgm}^{-3}$) por debajo de los 80 m de profundidad. Para la primavera y verano de

ese mismo año, se observó el ascenso de la isoterma e isohalina de 12°C y 34 localizándose por debajo de los 20 y 50 m de profundidad, respectivamente. El proceso anterior generó que la isopicna de 26.2 kgm⁻³ se detectara ~ 70 m de profundidad (isopicna que se relaciona con el límite superior de la Contracorriente de California y que transporta al AESs) (fig. 5). El resultado anterior mostró una transición hacia condiciones LN.

Para el período de otoño e invierno del 2007-2008, se observó un ascenso de la isohalina de 33.6 a ~ 60 m de profundidad acompañada de la isoterma de 12°C cerca de los 75 m. Además, se observó el ascenso de la isopicna de 25.4 kgm⁻³ a ~ 60 m de profundidad (fig. 5). En cuanto a la primavera-verano del 2008 se detectó un mayor ascenso de aguas profundas. En este periodo la isopicna e isohalina de 26.2 kgm⁻³ y 34 se detectaron a una menor profundidad entre 30 y 40 m respectivamente. Esta condición favoreció que la isoterma de 12°C irrumpiera en superficie producto de los intensos eventos de surgencia y el evento de LN (fig. 5 y 8). Las condiciones observadas para el periodo de otoño e invierno del 2008-2009 fueron muy similares a las observadas durante el otoño e invierno del 2007-2008. La isoterma e isohalina de 12°C y 33.6 se detectaron a ~ 60 y ~ 65 m respectivamente, mientras que la isopicna de 25.4 kgm⁻³ ascendió ligeramente hasta los 50 m de profundidad (fig. 5).

Posteriormente, en la primavera y verano del 2009 se presentaron características muy particulares en comparación con los periodos previos. Durante este periodo se observó el mayor descenso de la isopicna de 26 kgm⁻³ (por debajo de los 65 m), así como de la isoterma e isohalina de 12°C y 33.8 las cuales se detectaron por debajo de los 25 y 60 m de profundidad respectivamente. En este periodo, no se observó la isopicna e isohalina de 26.2 kgm⁻³ y 34, las cuales se había observado previamente en los mismos periodos (fig. 5). Cabe destacar que durante esta etapa, se observaron eventos de surgencias de menor intensidad, los cuales pudieron haber sido suprimidos por el reciente evento de EN que estaba en sus inicios de su formación. Con respecto al periodo de otoño-invierno del 2009-2010, este se caracterizó por la presencia de una columna de agua menos densa ($24.5 > \sigma_t < 25.4 \text{ kgm}^{-3}$) y menos salina (< 33.4), así como con temperaturas

mayores a 14°C. Este resultado pudo deberse a la presencia de la etapa madura del evento de EN. Algo importante de mencionar, fue que estas condiciones fueron muy similares en salinidad y densidad a las observadas durante el otoño e invierno del 2006-2007. Lo anterior fue el resultado de una entrada anómala de agua de menor salinidad asociada con la etapa final del ASA (fig. 5).

En cuanto a la primavera-verano del 2010, se observó de nueva cuenta la ausencia de la isopicna e isohalina de 26.2 kgm^{-3} y 34, detectadas en el 2007 y 2008. Durante esta etapa (primavera-verano), se detectó un descenso en la profundidad de la isopicna de 26 kgm^{-3} (por debajo de los 38 m) e isohalina de 33.8 (~ 40 y ~ 65 m, respectivamente), mientras que la isoterma de 12°C se detectó a una menor profundidad (~ 10 m). Este proceso anterior, se combinó con una transición hacia una condición de LN y un periodo anómalo de baja salinidad asociado al ASA que se desarrolló en los meses posteriores (fig. 5). Las condiciones anteriores, reflejaron el ascenso de aguas frías pero no de altas salinidades como se habían observado durante los periodos de primavera-verano del 2007 y 2008.

El otoño e invierno del 2010-2011 se caracterizó por ser ligeramente diferente a los inviernos antes descritos, en los cuales se detectó un ligero ascenso de la isoterma e isohalina de 12°C (~ 60 m) y 33.6 (> a 70 m). Durante esta condición, también se observó una elevación de la isopicna de 25.4 kgm^{-3} por arriba de los 75 m de profundidad, la cual se había observado por debajo de 80 m en el periodo de otoño e invierno anterior (fig. 5). Además, este periodo se asoció con el inicio de la entrada anómala de un mayor volumen de Agua Subártica dentro del SCC y la etapa más intensa del evento de LN.

Para la primavera y verano 2011 se observó nuevamente la ausencia de la isopicna e isohalina de 26.2 kgm^{-3} y 34. Así mismo, también se detectó el descenso de la isopicna de 26 kgm^{-3} (~ 38 m) e isohalina de 33.8 (~ 65 m), mientras que la isoterma de 12°C se detectó ~ 10 m de profundidad. Este periodo presentó en general características muy similares a las observadas durante el 2010, con condiciones menos salinas pero frías asociadas con aguas de origen subártico (fig. 5).

Durante el otoño e invierno 2011-2012 se presentó un ligero ascenso de la isoterma e isohalina de 12°C (~ 50 m) y 33.6 (> a los 70 m). En este periodo, se observó una elevación de la isopicna de 25.4 kgm⁻³ por arriba de los 60 m de profundidad (fig. 5). Cabe destacar, que durante esta etapa las condiciones de la anomalía del ASA estaban en su etapa final al igual que las del evento de LN.

Finalmente el periodo de primavera-verano del 2012 destacó por presentar un ascenso mayor de aguas más frías (10-12°C) y salinas (33.6-34.2), las cuales irrumpieron nuevamente en superficie. Dicha condición generó un ascenso mayor de aguas profundas y favoreció que la isopicna de 26.2 kgm⁻³ se elevara a ~ 25 m de profundidad. Cabe señalar que esta condición no se había observado desde la primavera del 2008. Esta condición con temperaturas más fría y de mayor salinidad fue de mayor intensidad en comparación que lo observado en el 2007 y 2008 (fig. 5). Algo adicional a destacar fue que se observaron pulsos más intensos de surgencias.

De manera general, se observó que los eventos interanuales y la sinergia que se presentó con los periodos de surgencias, tuvieron un efecto notable sobre la variación vertical en las propiedades termohalinas en la EE.

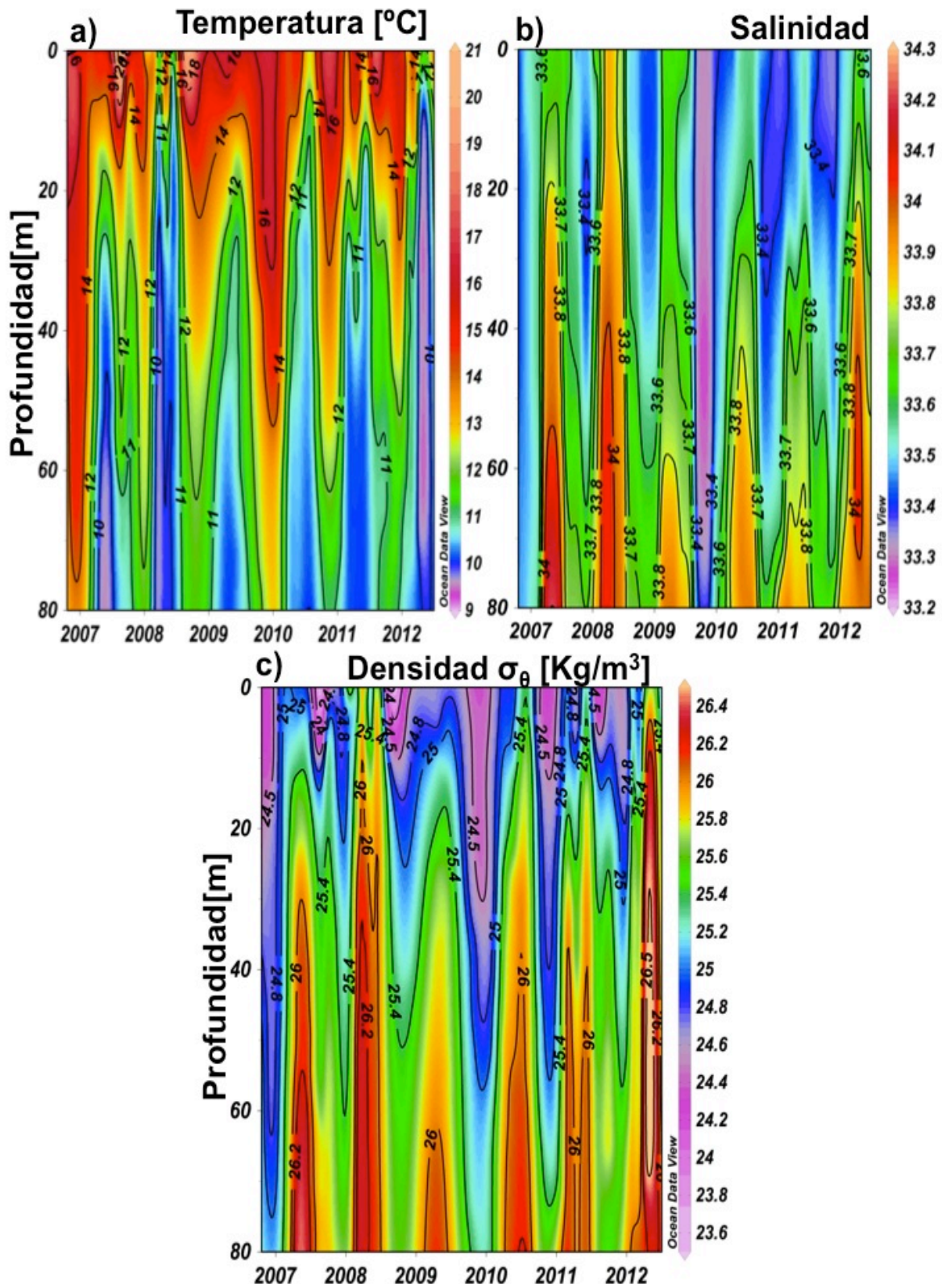


Figura 5. Series de tiempo de (a) temperatura, (b) salinidad y (c) densidad (σ_t) en la Estación Ensenada durante el periodo de octubre del 2006 a junio del 2012.

7.2.2 Masas de agua.

Las variaciones temporales de temperatura y salinidad debidas a cambios en la oceanografía fueron observadas en el análisis de los diagramas T-S (figs. 6 y 7). En el diagrama fue posible observar efectos sobre las variables T-S relacionados con los eventos descritos en la sección anterior como:

- 1) La intrusión anómala de un volumen mayor de agua menos salina se asoció al Agua Subártica (ASA) la cual finalizó en el 2006.
- 2) Un periodo de transición hacia una condición de LN en el 2007.
- 3) LN del 2008 la cual inició a finales del 2007.
- 4) Un evento de EN de corto periodo detectado durante el otoño e invierno del 2009-2010.
- 5) Finalmente la presencia de un mayor volumen anómalo del ASA en conjunto con el retorno de LN que se detectaron a partir del el invierno 2010 y finalizó a principios del 2012.

Algo importante a resaltar, es el dominio de la presencia del ASA en la gran mayoría de los muestreos, con una ligera presencia de ATr (Agua Transicional). Sin embargo, durante el 2007 y 2012 se observó también la presencia del AESs (Agua Ecuatorial Subsuperficial) (fig. 6 y 7).

7.2.2.1 Etapa final de la intrusión del Agua Subártica 2006 (ASA).

Durante el 2006 se observó una serie de anomalías de salinidad asociadas a la entrada de un mayor volumen del ASA cerca de la región. Sin embargo, esta condición solo se pudo observar durante el mes de octubre, en el cual se observó que la salinidad osciló entre 33.38 y 33.5 y con temperaturas máximas de ~ 17.4°C y mínimas de ~ 12.6°C. Mientras que el perfil del mes de diciembre mostró temperaturas más cálidas (14.2-17.3°C) y mayores salinidades (33.44 y 33.54), las cuales mostraron una distribución similar a la del perfil climatológico.

En general, el periodo final de este año se caracterizó por ser ligeramente menos salino a excepción del mes de diciembre, el cual mostro un aumento en la salinidad lo que indicó el retorno a condiciones neutras dentro del SCC (fig. 6a).

7.2.2.2 Transición hacia el evento de La Niña (LN) 2007-2008.

La transición al evento de La Niña se dio inicialmente en el verano del 2007, observándose nuevamente un dominio del ASA durante todo el año con una ligera presencia de AESs. En enero se observó un comportamiento muy particular con salinidades que fluctuaron en un rango muy estrecho entre 33.50 a 33.55 y con temperaturas de 13 a 15°C en toda la columna. Por otro lado, abril al igual que enero fue diferente al resto de los meses, pero mostró un incremento en la salinidad con un rango de entre 33.7 a 34.3. Adicionalmente, durante este mes también se observó una clara disminución en las temperaturas de hasta ~ 9°C. Esta condición mostró una marcada transición hacia LN desarrollándose en los meses posteriores (fig. 6a).

Septiembre y julio mostraron un rango de salinidades que fluctuaron entre 33.5-33.8 y 33.3-33.9 respectivamente. Por su parte la temperatura osciló entre 10 y 15.7°C. Agosto se destacó por presentar temperaturas superficiales de 3°C por arriba de la media climatológica, el cual se fue más cálido (~ 20°C) en comparación con el resto de los meses y con un rango muy estrecho de salinidad que osciló entre 33.61 y 33.69.

Finalmente noviembre mostró un comportamiento totalmente diferente y se caracterizó por presentar agua con baja salinidad en un rango entre 33.4 a 33.9 y con temperaturas que fluctuaron entre 15.5 y 10.5°C. En general al comparar los datos con respecto a la climatología (como se mostrará más adelante), se observó un periodo más frío y salino gran parte del año a excepción del mes de noviembre (fig. 6a). En general, este año se caracterizó por ser más salino a excepción de los meses de enero y noviembre. Durante este último mes se observó la entrada de agua menos salina cerca de la costa en los primeros 50 m, mientras que enero fue la etapa final del periodo del ASA. También es importante señalar, que en el mes de abril se presentaron características de los tres tipos de masas de agua: ASA, ATr y ASsE (~ 78 m de profundidad) (fig. 6a).

7.2.2.3 La Niña 2008.

Al igual que en el 2006, 2009, 2010, 2011 y 2012 se consideraron años anómalos; el 2008 también fue diferente, en el cual en general se presentó un dominio del ASA (fig. 6b).

Durante este periodo destacan los meses de enero, febrero, abril y mayo en los que se observó una mayor presencia del ATr en la columna de agua, la cual no había sido observada en años previos (fig. 6b). Se detectaron temperaturas en dichos meses menores a 15°C y con salinidades mayores a 33.6, a excepción de enero que mostró una menor salinidad en la superficie (figs. 5 y 6b).

Por otro lado, agosto y noviembre mostraron estructuras T-S similares a las observadas en el 2007, pero con temperaturas ligeramente más frías (< 18°C). En referencia con la climatología se puede observar que el primer semestre del 2008 fue más salino y frío en comparación con el 2007 (fig. 6b). Finalmente los meses de septiembre y noviembre mostraron menor salinidad en comparación con lo observado anteriormente (fig. 6a).

7.2.2.4 El Niño 2009-2010.

Al igual que en los años anteriores, el 2009 fue un año muy particular, debido a que durante el periodo de primavera se detectó el inicio del evento EN. Sin embargo a pesar de estar presente esta condición, el ASA dominó nuevamente a lo largo de la columna de agua en gran parte del año. Abril fue el mes previo al inicio de este evento, el cual presentó mayor presencia de ATr con salinidades que fluctuaron entre 33.6 a 34.1 y con temperaturas menores que oscilaron entre 9.2-16.2°C. Esta condición fue más cálida a las observas en los abriles previos a este evento. El evento de EN ya se encontraba presente durante el mes de junio con valores de MEI de ~ 0.9. No obstante a pesar de estas condiciones, junio presentó un perfil ligeramente similar al de abril pero menos salino (33.4-33.9) y cálido (10.23-15.82°C) (fig. 6c).

En cuanto al análisis de los datos de T-S correspondientes a los meses de octubre del 2009 y enero del 2010, se encontraron diferencias en relación a lo observado en años previos con fluctuaciones de salinidad muy estrechas. El mes

de octubre se caracterizó por ser menos salino (33.26-33.48) y con temperaturas menores a 16.3°C. Mientras que enero presentó un perfil ligeramente más salino (33.38-33.6) y menos cálido (11.2-15.8°C). Adicionalmente, el MEI mostró que enero fue el mes en el que el evento de EN fue más intenso (1.5) (fig. 6c y 7a). Este evento finalizó a principios de la primavera del 2010, el cual fue sustituido por un evento anómalo de baja salinidad (ASA) y que se acopló con el evento de LN. En general al comparar los datos con la climatología, se observó que octubre fue menos salino mientras que enero mostró una distribución similar al perfil climatológico (fig. 6c y 7a).

7.2.2.5 Transición hacia el evento de La Niña (LN) 2010-2012.

Las condiciones detectadas antes y durante este evento fueron muy diferentes a las observadas en el 2007:

- 1) Por ejemplo las condiciones previas a La Niña 2007-2008 fueron la presencia de un volumen anómalo de ASA dentro del SCC, así como la presencia de un EN débil enmascarado por la presencia del ASA.
- 2) En el caso de la transición de LN del 2010-2012, fue antecedida también por un evento de un EN débil y de corta duración, sin embargo este evento si se detectó a lo largo de toda la Baja California a diferencia del evento de EN del 2006-2007.

Los resultados mostraron que esta transición se inició durante el otoño (octubre) del 2010, observándose un dominio también de ASA en gran parte de la columna acompañada de una ligera presencia de ATr. Mientras que en el 2007 se observó la presencia de aguas de origen ecuatorial (AESs). Abril del 2010 al igual que los meses previos fue diferente, el cual mostró un incremento en la salinidad con un rango de entre 33.37 a 33.9, así como una disminución en las temperaturas de hasta ~ 10.5°C. El resultado anterior indica una marcada transición hacia LN desarrollándose en los meses posteriores (figs. 6a y 7a). Mayo y julio mostraron características muy similares en salinidad, los cuales oscilaron entre 33.5-34 y 33.6-34 respectivamente. Sin embargo, julio presentó menores temperaturas con valores entre 9.9-12.5°C.

En general al comparar los datos con la climatología se observó un periodo ligeramente más frío y salino el cual cambió hacia condiciones menos salinas y frías en los meses posteriores (fig. 7a).

7.2.2.6 La Niña (LN) 2010-2012 y la intrusión del Agua Subártica (ASA).

Este evento de la intrusión de ASA dentro del SCC se detectó durante el periodo del 2002 al 2006, el cual volvió a detectarse durante el otoño del 2010 al invierno del 2012, pero ahora con una condición muy particular: El acoplamiento de un volumen anómalo de ASA y el evento de LN. Durante este periodo se encontró los valores más negativos del índice Multivariado del ENSO (MEI) comparado con años previos. Esta intrusión de agua de menor salinidad se detectó durante el otoño del 2010 (octubre) con un intervalo de salinidad y temperatura que fluctuaron entre 33.3-33.6 y 10.8-15.9°C. Dicha condición coincidió con el valor más negativo del evento de LN (-1.9) (fig. 7a).

Mientras tanto en julio del 2011 presentó un rango de menor salinidad, el cual osciló entre 33.2-33.6 y con un máximo de temperatura de ~ 17.3°C y mínimo de 10.7°C. La condición anterior coincidió con una serie de anomalías negativas en salinidad, la cual perduró durante todo el 2011 y principios del 2012. Además, durante este periodo las condiciones interanuales se reportaron como neutras (fig. 7b).

Enero al igual que julio presentó amplias anomalías, pero un intervalo muy estrecho en salinidad 33.3-33.4 (similar a lo detectado en enero del 2007) y con temperaturas que oscilaron entre 11 y 15°C. Esta condición de aguas más frías pudo verse asociada con la presencia de un mayor volumen del ASA acoplado con el evento de LN (figs. 6a y 7b). Noviembre (2011) también presentó condiciones de baja salinidad, con mínimos de ~ 33.3 y máximos de ~ 33.5 (fig. 7b).

Para los meses de septiembre, marzo y abril (2011) se observó un ligero incremento en la salinidad, la cual osciló entre 33.3-33.7, 33.4-34.1 y 33.4-33.78, y con una notable disminución en las temperaturas que fluctuaron entre 10.9-15.4°C, 10.1-13.3°C y 10-15.9°C respectivamente. Este ascenso de aguas más frías y salinas detectados en los meses de marzo y abril, pudo estar asociado con

la combinación de los eventos de LN, el ASA y un periodo anómalamente intenso en surgencias ($\sim 250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ de la costa, línea azul) (fig. 7b).

Finalmente junio (2011) fue el mes que presentó una clara disminución en la temperatura (9.9-12.9°C) y un ligero incremento en la salinidad (33.6-33.9). Dicha condición pudo estar favorecida por los eventos de surgencia presentes durante la primavera-verano ($\sim 300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ de la costa, línea azul). Sin embargo, este periodo se caracterizó por presentar condiciones interanuales neutras.

En general al comparar los datos medidos con los datos con la climatología se observó un periodo más frío y menos salino gran parte del año a excepción del mes de marzo, el cual presentó características del ATr (fig. 7b). Adicionalmente, este periodo se caracterizó por ser menos salino en comparación con el 2006, y acoplado al evento de LN y el ASA (figs. 6 y 7). Esta condición de agua menos salina y fría finalizó durante los meses de enero y principios de marzo del 2012, mostraron valores de salinidad muy similares que oscilaron entre 33.4 a 33.9, respectivamente. Mientras que la temperatura fluctuó entre 10.8-14.8°C y 10.3-14.5°C. Además, el MEI indicó una transición hacia una fase neutral. Las condiciones que se observaron posteriormente fue el ascenso de aguas profundas de origen ecuatorial, detectadas a finales de marzo de ese mismo año donde se observó una disminución en la temperatura (9.9-12°C) y un incremento en salinidad de hasta 0.35 unidades mayor a la media climatológica (fig. 7c).

En Junio (2012) se dio inició nuevamente El Niño con altas salinidades (33.52-34.0) y con bajas temperaturas a lo largo de la columna (13.3-10.8°C). En general, este año se caracterizó por ser ligeramente menos salino durante los meses de enero y principios de marzo. Sin embargo a finales de marzo y abril, se notó un incremento en salinidad producto de las surgencias así como el retorno a condiciones de EN que se desarrollarían en los meses posteriores (fig. 7c).

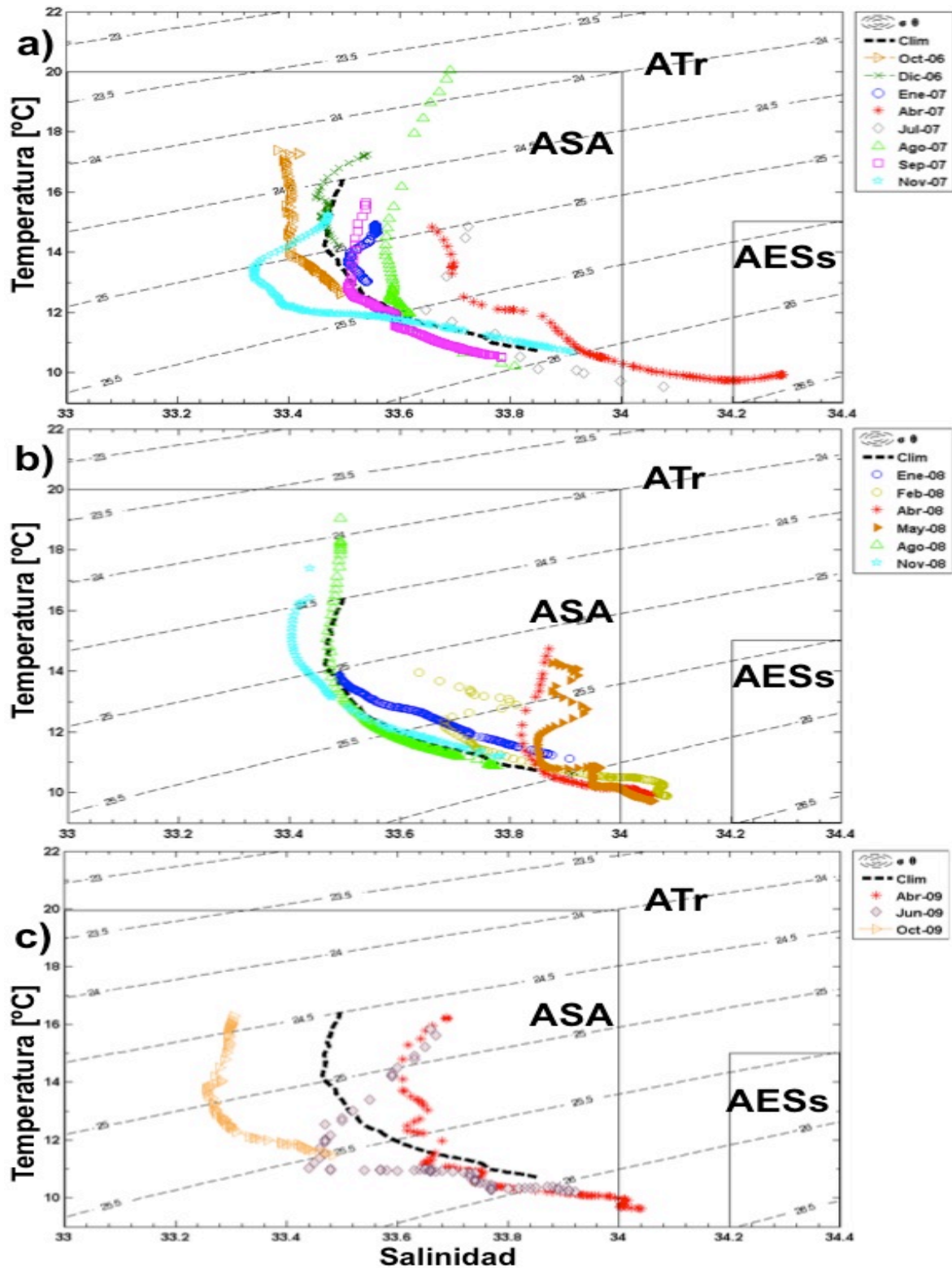


Figura 6. Diagramas de temperatura-salinidad (T-S) para la estación Ensenada durante a) 2006-2007, b) 2008 y c) 2009. Cada grafico muestra el T-S climatológico anual generado en base a un promedio de 10 años de la estación 100.30 de la región IMECOCAL.

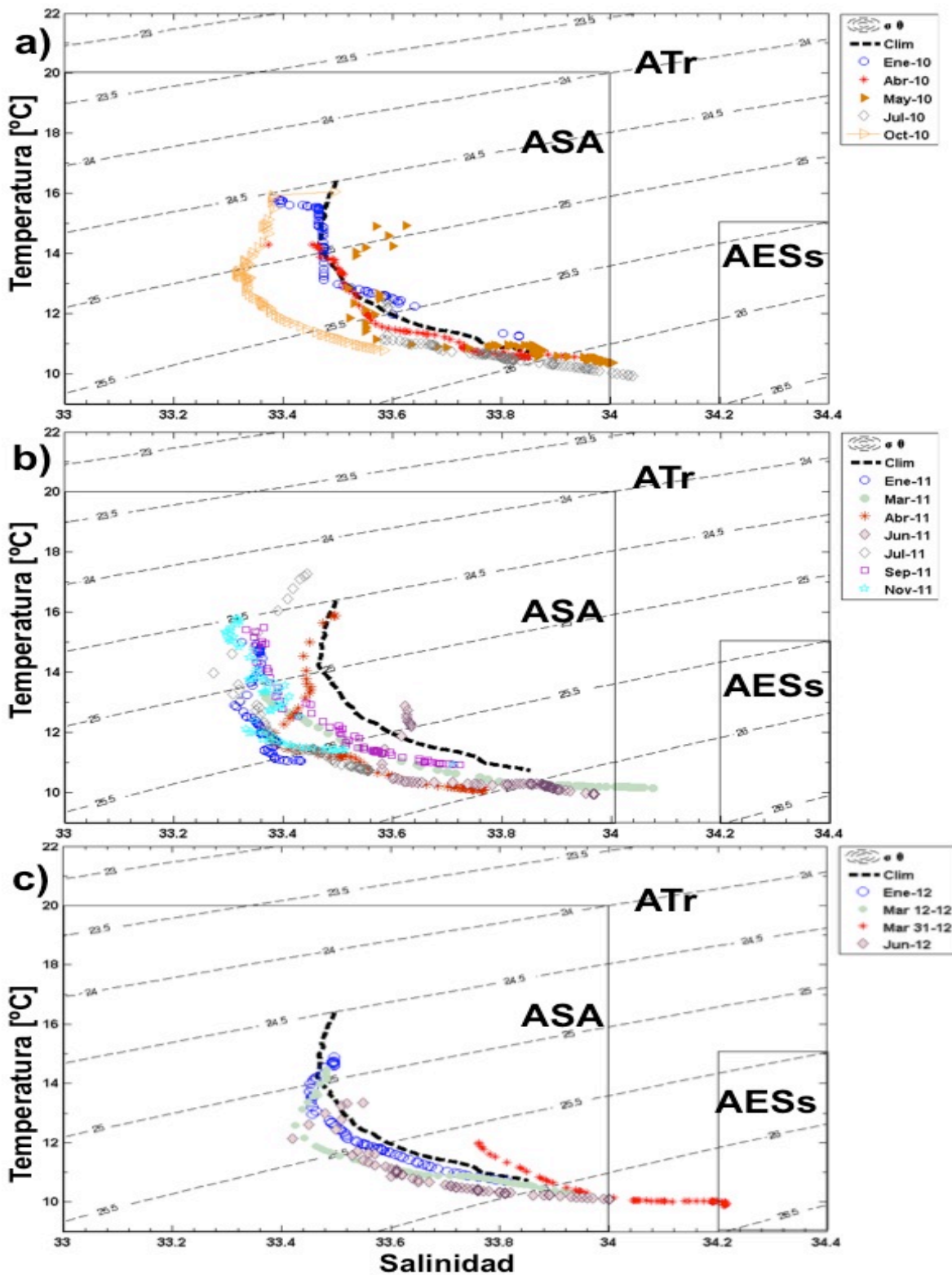


Figura 7. Diagramas de temperatura-salinidad (T-S) para la estación Ensenada durante a) 2010, b) 2011 y c) 2012. Cada grafico muestra el T-S climatológico anual generado en base a un promedio de 10 años de la estación 100.30 de la región IMECOCAL.

7.2.3 Surgencias

Debido a la cercanía de la estación Ensenada con la costa (~ 3 km), es importante resaltar la influencia que tienen los eventos de surgencia sobre las variables físicas y químicas de la columna de agua. La figura 8a muestra la alta variabilidad del índice de surgencia que se presentó durante el periodo muestreado de enero del 2006 a finales de agosto del 2012 (fuente: http://las.pfeg.noaa.gov/las6_5/servlets/constrain?var=1639; 31.5°N – 116.5°W). La grafica presenta el promedio mensual (línea azul) y diario (línea roja) del índice de surgencia. Las líneas negras (verticales) punteadas marcan los días de muestreo de este trabajo.

Durante el periodo de muestreo destacan los meses abril (2007, 2008 y 2011), mayo (2008 y 2010) y junio (2009, 2010, 2011 y 2012), los cuales presentaron los máximos valores en el índices de surgencia, con valores mayores a $265 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ (Tabla I; fig. 8a). Mientras tanto, los mínimos valores en el índice de surgencia se observaron en los meses de enero (2007, 2008, 2010, 2011 y 2012) y noviembre (2008 y 2011) con valores menores de $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ (Tabla I; fig.8a).

Tabla I. Promedios mensuales del índice de surgencia [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ de la costa] correspondientes a los máximos (en azul) y mínimos (en rojo) detectados durante el 2006 a agosto del 2012.

Años	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
2006										131		25
2007	25			280			220	175	150		100	
2008	11	50		275	300			170			50	
2009				200		225				150		
2010	25				275	275				100		
2011	25		150	265		300	225		150		50	
2012	30		160			360						

7.2.3.1 Índice climático Multivariado del ENSO (MEI).

La figura 8b muestra la variación climática en base a el Índice Multivariado del ENSO (MEI) tomado de la página de la NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html>). Este índice mostró una serie de oscilaciones durante el periodo de muestreo, el cual paso de una fase cálida con valores positivos a una fase fría con valores negativos. Destacaron de manera general los periodos fríos asociados al evento de La Niña, el primero detectado desde la parte final del 2007 a la primavera del 2008 y con valores máximos de ~ -1.6 . Posterior a este evento, se detectó una condiciones neutral durante un breve periodo, el cual cambio nuevamente a otro periodo frío para el otoño de ese mismo año y finalizando a principios de la primavera del 2009 con valores de ~ -0.8 (fig. 8b).

Posteriormente se observó la presencia del evento (LN) durante el otoño del 2010, el cual perduró hasta principios del 2012. Este evento se caracterizó por ser de mayor intensidad y por presentar valores máximos de hasta ~ -2 unidades (fig. 8b). Esta condición en general favoreció la presencia de aguas más frías y salinas cerca de la superficie.

Por otro lado, también se presentaron tres periodos cálidos (EN) durante el periodo de muestreo: 1) se detectó durante la primavera del 2006 hasta principios del 2007, 2) posteriormente se presentó nuevamente durante la primavera del 2009 a la primavera del 2010 y 3) finalmente el observado desde primavera a finales del 2012. Estos eventos presentaron valores máximos de ~ 1.3 , ~ 1.5 y ~ 1.2 respectivamente (fig. 8b). Esta condición originó en general un ligero aumento en las temperaturas superficiales (fig. 5a).

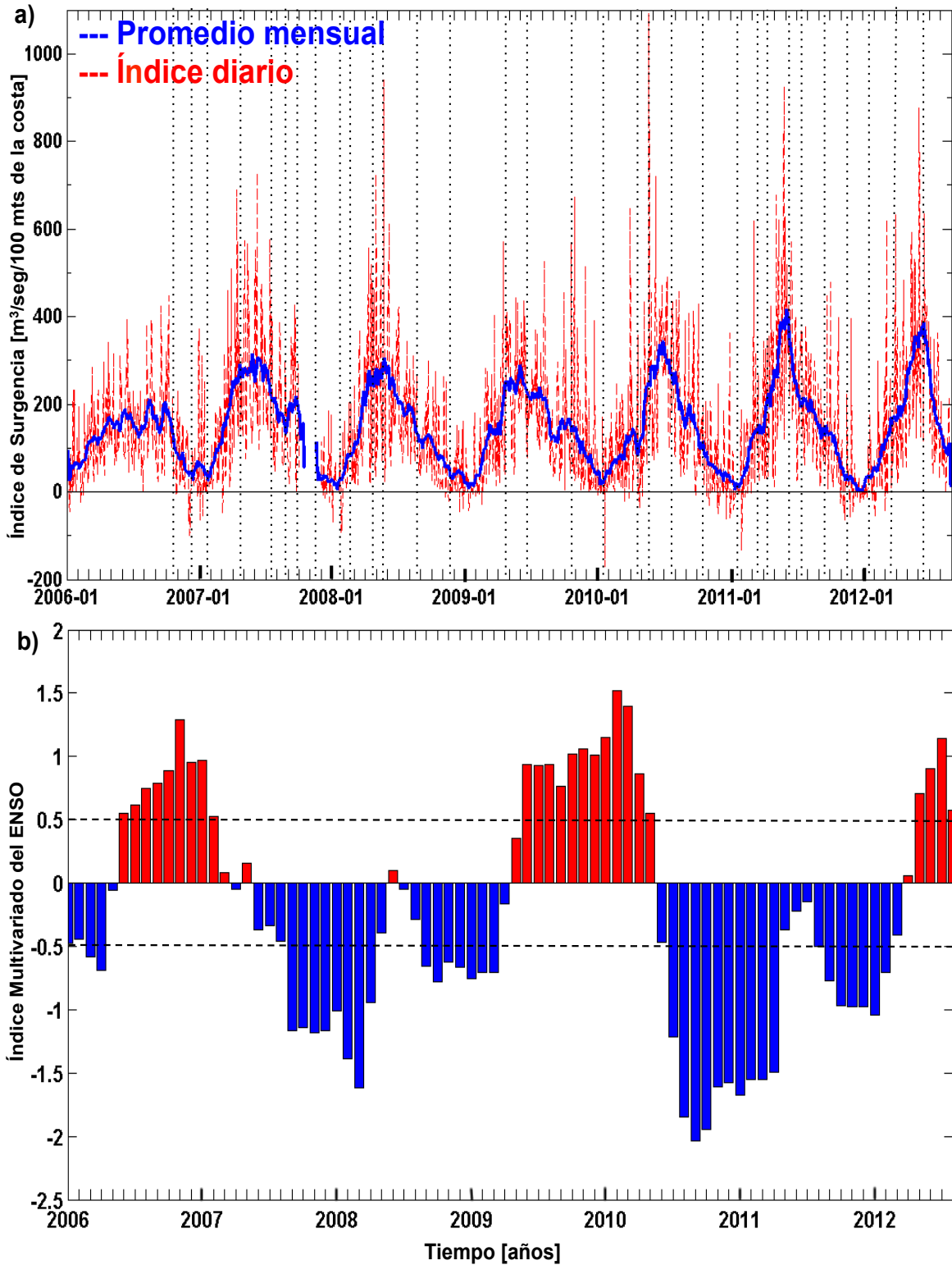


Figure 8. Series temporales del a) Índice de surgencia ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$) de línea de costa) y el b) Índice Multivariado del ENSO para el periodo de enero del 2006 al agosto del 2012. Las líneas verticales punteadas muestran las fechas de muestreo.

7.2.4 Análisis del transecto costa-océano de la línea 100 de IMECOCAL.

Se observaron cambios estacionales e interanuales en las variables de temperatura y salinidad en la columna de agua del transecto de la línea 100 de IMECOCAL (figs. 9, 10, 11 y 12). El análisis permitió entender las condiciones hidrográficas detectadas y descritas tanto para la estación 100.30 como en la estación Ensenada. Como se explicó previamente, durante el periodo del 2007 al 2012, se presentaron eventos interanuales a lo largo de la Baja California (BC). En este análisis se seleccionaron las secciones verticales correspondientes a los meses de enero y abril (2008, 2011 y 2012), octubre (2010 y 2011) asociados al evento de La Niña (figs. 9, 11 y 12). Mientras que los meses de octubre (2009) y abril (2010) se asociaron con El Niño (fig. 10). Así mismo, durante el evento de LN del 2011 también se identificó la presencia de un volumen anómalo de agua de menor salinidad asociado al ASA en los primeros 200 m de profundidad.

El análisis realizado a los transectos verticales fue con la finalidad de observar el efecto de estos eventos interanuales sobre las variables hidrológicas en el transporte de las masas de agua desde el océano hacia la costa. Estos eventos interanuales antes mencionados, coincidieron en algunas ocasiones con los procesos estacionales (surgencias costeras). Por lo tanto, la combinación de estos eventos pudo favorecer el ascenso de aguas de mayor profundidad hacia la superficie (figs. 9, 10, 11 y 12).

7.2.4.1 Análisis de los transectos de la línea 100 durante el evento de La Niña en los meses de enero y abril del 2008.

Como se explicó previamente los años 2008, 2009, 2010 y 2011 se caracterizaron por ser años anómalos. Particularmente, el análisis de las secciones verticales de la línea 100 correspondiente a los meses de enero y abril (2008), mostraron los efectos del evento de LN (fig. 9).

Este evento de LN se detectó inicialmente en el transecto correspondiente a al mes de enero de 2008, en el cual se observó un ascenso de aguas ligeramente frías y salinas cerca de la plataforma (isohalina de 33.8 a ~ 100 ; isopicna $\sigma_t = 26 \text{ kgm}^{-3}$ a ~ 150 m, línea blanca) (fig. 9a). Esta condición de LN que se detectó

durante este periodo desde fuera de la costa se vio reflejada en la EE, donde aguas frías (12°C) y salinas (33.8) se elevaron cerca de la superficie (~ 10 m) (figs. 5 y 9). Posteriormente, este evento presentó un efecto mayor durante el mes de abril de ese mismo año, esto se debió a la combinación de LN con condiciones de anomalías positivas (+) en surgencias (figs. 8a y 9b). Dicha condición generó un mayor transporte de aguas más frías y salinas cerca de la costa (isohalina de 33.8 a ~ 50 m e isopícna $\sigma_t = 26 \text{ kgm}^{-3}$ a ~ 50 m, línea blanca), lo cual se evidenció en la EE con la presencia de una columna de agua más densa (isohalina e isoterma de 33.8 y 12°C irrumpieron en superficie). Esta condición de LN se mantuvo hasta aproximadamente a mediados de la primavera del 2009, procedida por un periodo cálido (EN) el cual perduro hasta principios de la primavera del 2010 (figs. 5, 8b y 9).

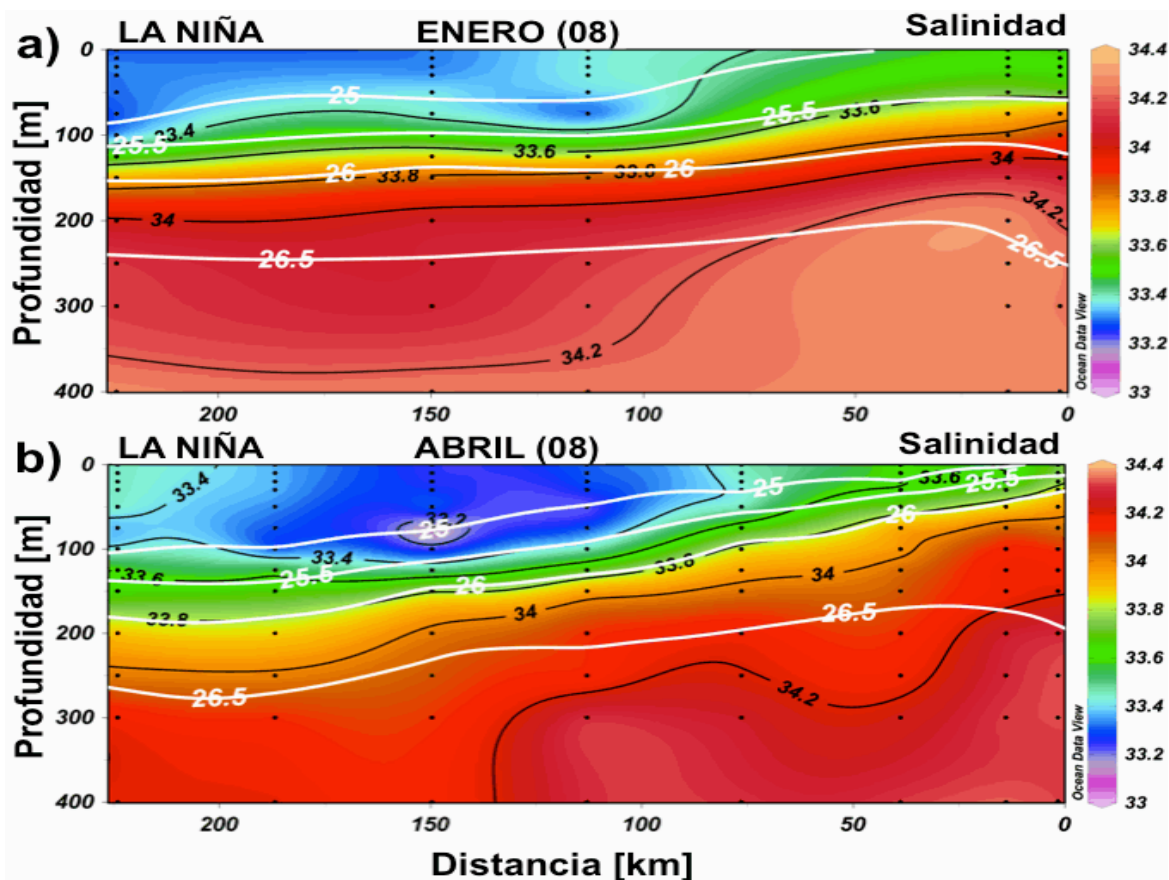


Figura 9. Transectos estaciones de salinidad correspondientes al evento de La Niña 2008 detectado en la línea 100 de IMECOCAL y la estación Ensenada, a) Enero-2008 (LN) y b) Abril-2008. Los contornos de densidad están representados por líneas blancas.

7.2.4.2 Análisis de los transectos de la línea 100 durante el evento de El Niño en los meses de octubre 2009 y abril 2010.

Este evento de EN comenzó a desarrollarse a mediados de la primavera del 2009 y con su intensidad durante otoño de ese mismo año (octubre) (fig. 10a). Este evento originó el descenso de la isohalina e isopicna de 33.8 y 26 kgm^{-3} (línea blanca) hasta aproximadamente 150 m de profundidad. El resultado anterior, promovió la presencia de una capa superficial de agua menos salina (> 33.1) y detectada también en la EE (figs. 10 y 5b). Posteriormente para la primavera del año siguiente (abril-2010), las condiciones fueron muy diferentes debido a que este evento se encontraba en su etapa final (fig. 10b). Esto originó un ligero ascenso de aguas frías y salinas cerca de la plataforma (isohalina de 33.8 e isopicna $\sigma_t = 26 \text{ kgm}^{-3}$ a ~ 100 m, línea blanca). Estas condiciones se vieron amplificadas en la EE con una columna de agua más fría y salina (12°C a ~ 10 m y 33.8 a ~ 40 m) (figs. 5 y 10). Finalmente este evento de EN finalizó y dio paso a una transición a condiciones de LN desarrollado posteriormente.

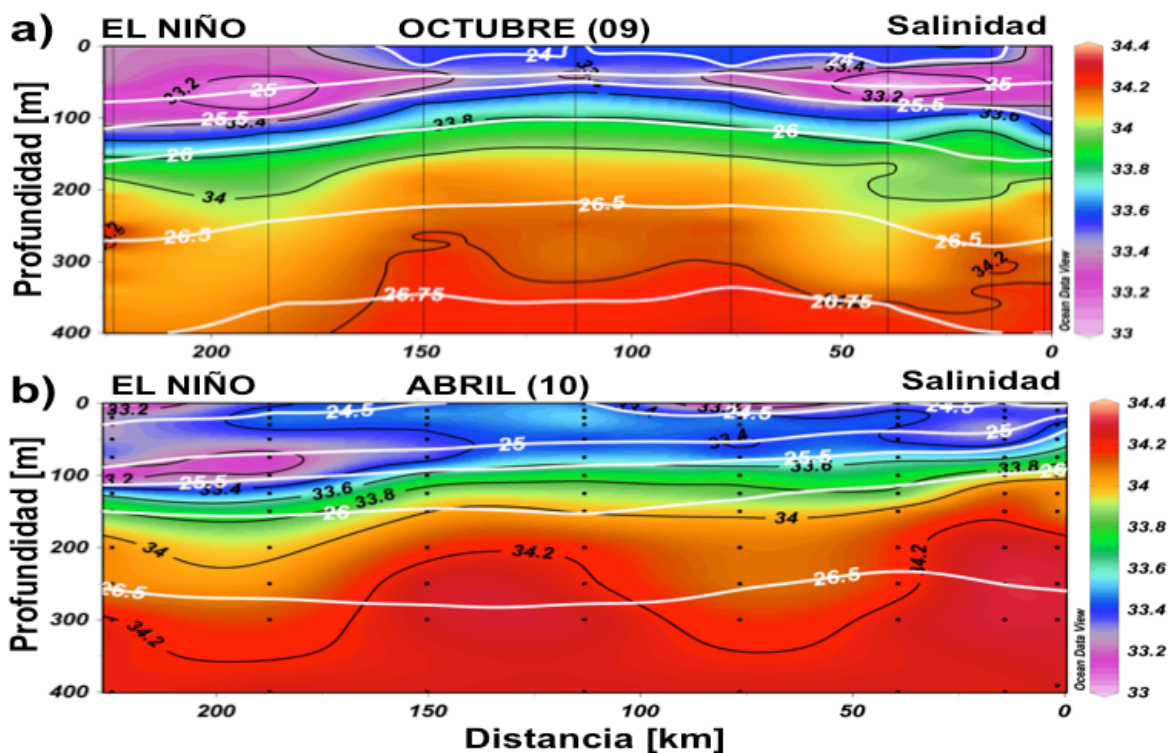


Figura 10. Transectos de salinidad realizados durante el evento de El Niño 2009-2010 en la línea 100 de IMECOCAL: a) octubre-2009 y b) abril-2010. Los contornos de densidad están representados por líneas blancas.

7.2.4.3 Análisis de los transectos de la línea 100 durante la combinación de los eventos de LN y el ASA en los meses de octubre 2010, enero, abril, octubre 2011 y enero 2012.

Durante el verano del 2010 se observó el retorno de LN, detectándose el valor más negativo de este evento ($LN = -1.9$) para el otoño de ese mismo año (octubre). Esta etapa se combinó con el inicio del periodo de baja salinidad (ASA) (fig. 11a). Dicha condición pudo originar que las isolinneas de 33.8 y $\sigma_t = 26 \text{ kgm}^{-3}$ (línea blanca) se observaran a una profundidad de $\sim 130 \text{ m}$ y con un núcleo subsuperficial con salinidad > 33.2 pegado a la costa (fig. 11a). Este núcleo de baja salinidad y de bajas temperaturas se extendió en toda la superficie hasta a $\sim 100 \text{ m}$ (con un rango: 33.1-33.4) para enero del 2011 (fig. 11b).

Esta fase anómala de baja salinidad y la condición de LN, continuo durante todo el 2011 y principios del 2012 (figs. 11 y 12). El transecto de abril del 2011 mostró un acoplamiento de LN, el ASA y con una transición de anomalías negativas a positivas en surgencias, con aguas frías y ligeramente salinas (isohalina de 33.8 e isopicna $\sigma_t = 26 \text{ kgm}^{-3}$ a $\sim 100 \text{ m}$, línea blanca). Dicha condición promovió un ligero incremento en la salinidad (> 33.4) a lo largo de la columna, principalmente cerca de la costa (fig. 11c). Para octubre de ese mismo año, se observó una lengüeta de mínima salinidad cerca de la costa (> 33.1) lo cual influyó en el descenso nuevamente de la isohalina de 33.8 e isopicna $\sigma_t = 26 \text{ kgm}^{-3}$ a $\sim 150 \text{ m}$ (línea blanca) (fig. 12a).

Finalmente el final del evento de LN y el ASA ocurrió en el invierno del 2012 (enero) (fig. 12b). Durante este periodo, se observó nuevamente la presencia de una lengüeta de baja salinidad acercándose a la costa. Esta condición se combinó con una serie de anomalías positivas en surgencias lo cual promovió el ascenso de aguas frías y salinas cerca de la costa (isohalina de 33.8 e isopicna $\sigma_t = 26 \text{ kgm}^{-3}$ a $\sim 50 \text{ m}$, línea blanca). Dicha condición se amplificó hacia la costa en la EE, lo que generó que aguas con bajas temperaturas ($\sim 12^\circ\text{C}$ a $\sim 10 \text{ m}$) y alta salinidad (33.8 a $\sim 20 \text{ m}$) se elevaran cerca de la superficie (figs. 5 y 12c).

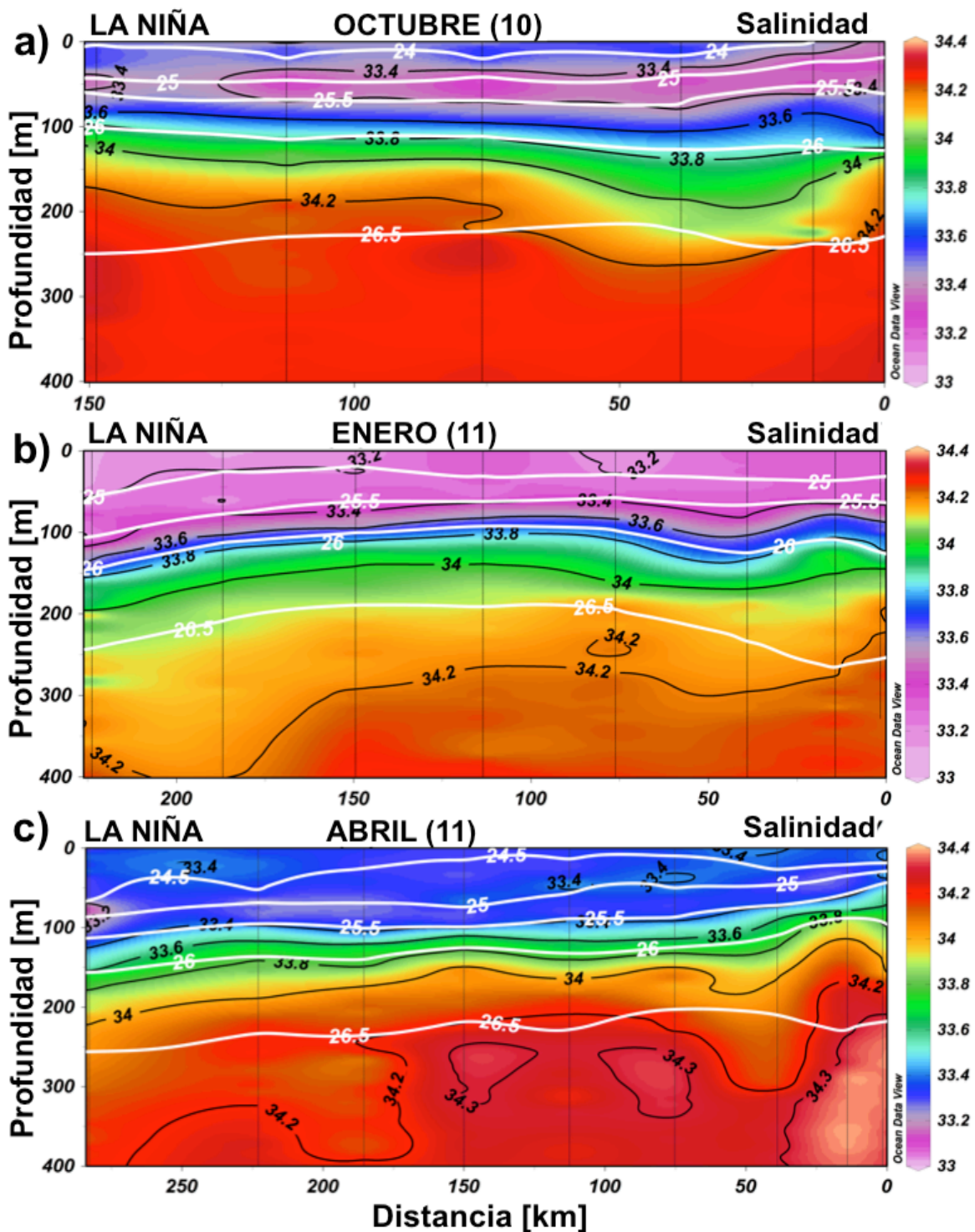


Figura 11. Transectos de salinidad realizados durante el evento de El Niño 2010-2012 en la línea 100 de IMECOCAL: a) enero-2011 y b) abril-2011. Los contornos de densidad están representados por líneas blancas.

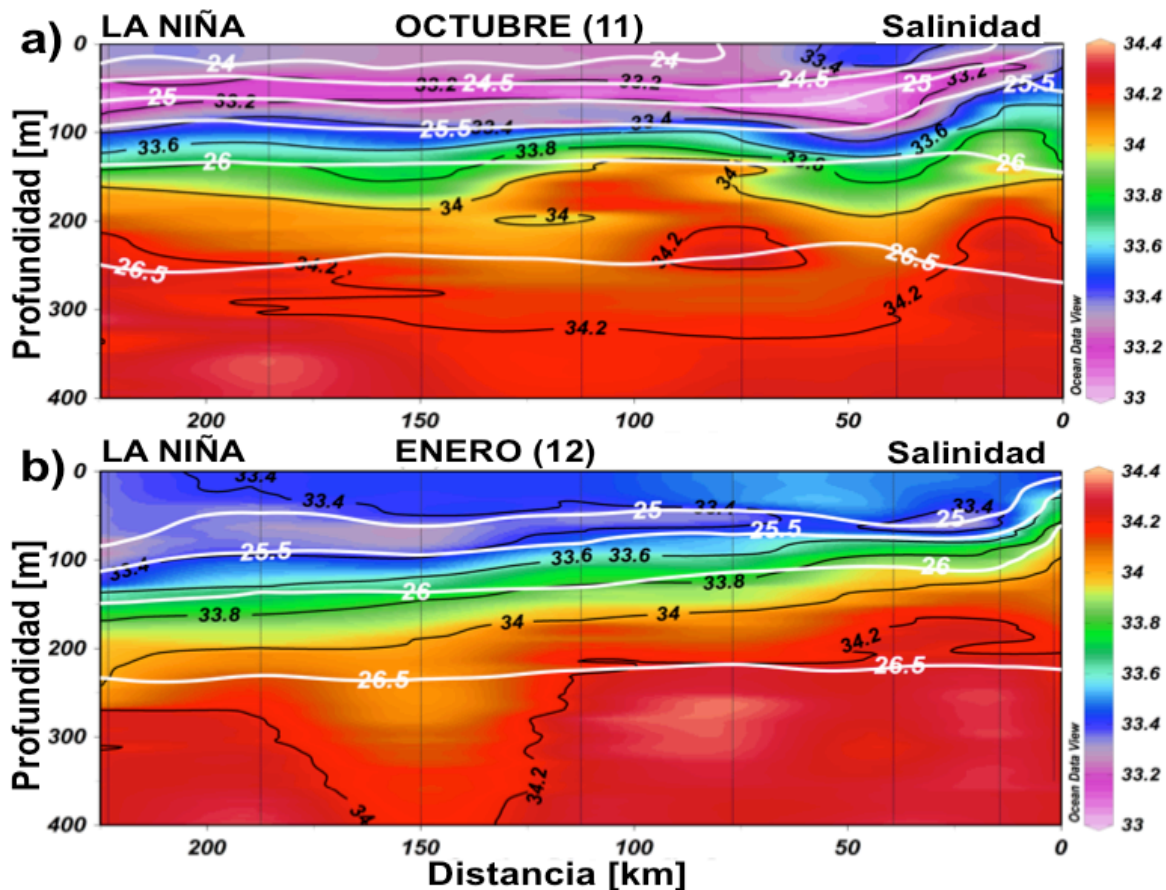


Figura 12. Transectos de salinidad realizados durante el evento de El Niño 2010-2012 en la línea 100 de IMECOCAL: a) octubre -2011 y b) enero-2012. Los contornos de densidad están representados por líneas blancas.

7.3 Distribución de las variables químicas.

7.3.1 Variables del sistema del CO₂.

Se observaron cambios estacionales en las variables del sistema del CO₂ en la estación Ensenada (fig. 13), con patrones similares a los cambios observados en las variables hidrológicas (fig. 5). Se encontró que el pH, el CID y el pCO₂ mostraron una clara respuesta a las diferentes condiciones oceanográficas que se detectaron en la zona. Destacan los resultados obtenidos en los periodos de primavera (2008, 2010, 2011 y 2012) en comparación con el resto de los periodos muestreados, los cuales fueron el resultado de los eventos de surgencia los cuales transportan aguas subsuperficiales ricas en CID, pCO₂, nutrientes pero con bajos valores de pH y oxígeno disuelto.

7.3.1.1 pH.

De manera general se observaron valores bajos de pH durante las primaveras y veranos del 2007, 2008, 2010, 2011 y 2012. Los periodos estuvieron asociados con una serie de eventos anómalos de surgencia que se detectaron en el índice de surgencias, pero además a la presencia de eventos interanuales como LN. En contraste, en los periodos de otoño e invierno del 2006-2007 y 2009-2010, se observó una columna de agua con valores altos de pH (> 7.9).

Observaciones Superficiales y Subsuperficiales:

Inicialmente, los valores de pH en la superficie, se mantuvieron cerca del valor en equilibrio (~ 8.02). Sin embargo, se observaron una serie de oscilaciones superficiales de los valores a lo largo del periodo de muestreo, donde destacaron los periodos de primavera (fig. 13a). Por ejemplo, en la primavera-verano del 2007 se observó la isolínea de pH de 8.0 acercándose a la superficie (~ 15 hasta los ~ 8 m, respectivamente), con valores de pH en superficie de ~ 8.2 posiblemente producto de procesos biológicos. Estas condiciones de pH de ~ 8.0 se mantuvieron durante el otoño e invierno del 2007-2008 y también durante la primavera, verano y otoño del 2008 en aproximadamente 8 m. Sin embargo este valor se observó en la superficie desde finales del 2008 hasta el inicio del verano del 2009. Estas condiciones generaron que valores de 7.8 se observaran en ~ 8 m de profundidad (fig. 13a). No obstante, estas condiciones de bajos valores de pH cambiaron para el otoño e invierno del 2009-2010, ya que para este periodo la isolínea de 8.0 se observó hasta ~ 28 m de profundidad (fig. 13a). Esta condición pudo verse favorecida por la presencia del evento de EN, el cual modificó las aguas superficiales con aguas más cálidas, menos salinas y de mayor pH a lo largo de la columna (figs. 5 y 13a).

Para la primavera y verano 2010, se observó de nuevo una ascenso de aguas subsuperficiales con bajos valores de pH, lo que originó que la isolínea de 8.0 se elevara cerca de la superficie. Este ascenso de aguas profundas, fue debido a los intensos eventos de surgencias (figs. 8a y 13a). Sin embargo para el

otoño de ese mismo año, la isolínea de 8.0 se observó a ~ 12 m de profundidad (fig. 13a).

Para el invierno y la primavera del 2011, se reportaron fuertes eventos de surgencias que favorecieron la presencia de aguas con bajo pH cerca de la superficie (figs. 8a y 13a). Estas condiciones con valores bajos de pH (valores de 8 cerca de la superficie), se modificaron ligeramente para el verano, otoño e invierno del 2011-2012, con el descenso de la isolínea de 8.0 entre los 5 y 15 m de profundidad (fig. 13a).

Finalmente en la primavera y principios del verano del 2012, se observó la presencia de valores de pH más bajos en la superficie con valores de ~ 7.9. Cabe mencionar, que estas condiciones en superficie, no se habían observado durante la serie de tiempo (fig. 13a).

Observaciones en columna de agua:

Las variaciones verticales de pH en la columna de agua fueron más evidentes a lo largo de periodo de muestreo y principalmente durante los eventos de surgencias (fig. 13a). Por ejemplo, durante la primavera del 2007 la isolínea de pH de 7.8 se encontró en ~ 30 m, mientras que para el otoño e invierno del 2007-2008 se observó a ~ 70 m profundidad. Para la primavera del 2008, se observó nuevamente cerca de la superficie a ~ 20 m. Mientras que para el otoño e invierno de ese mismo año, se encontraron condiciones con pH's más altos en la columna. Esto reflejado en que la isolínea de 7.8 descendió hasta ~ 75 m de profundidad. Posteriormente, para la primavera del 2009 se observó nuevamente la isolínea de pH de 7.8 cerca de los 35 m de profundidad. No obstante, para el otoño e invierno del 2009-2010, las condiciones de pH fueron mayores (isolínea de pH 8 a ~ 30 m) lo que favoreció con el descenso de la isolínea de 7.9 hasta ~ 75 m de profundidad (fig. 13a).

Otro de los periodos que también destacaron por un ascenso de aguas con bajos pHs, fue la primavera de 2010, con la isolínea de 7.8 a ~ 30 m al igual que durante el 2007. Dicha condición cambió para el otoño del ese mismo año, debido a que la misma isolínea descendió hasta ~ 58 m (figs. 8a y 13a).

Para los periodos de invierno, primavera y verano del 2011, la isolínea de 7.8 osciló entre los 30 y 40 m de profundidad, para después descender hasta ~ 67 m. Estas fluctuaciones de la isolínea de 7.8 y pudieron estar fuertemente influenciadas por la presencia anómala de ASA en combinación con LN. Adicionalmente se reportaron eventos de surgencias anómalamente más intensos (figs. 7b, 8 y 13a).

7.3.1.2 CID.

Al igual que el pH el CID también mostró fluctuaciones tanto en la superficie como a lo largo de la columna (fig. 13b). Se observó una disminución en la concentración superficial de CID durante los periodos de primavera y se atribuyen principalmente a procesos biológicos producto de las surgencias (figs. 13a-b).

De manera general destacaron los periodos de primavera y verano del 2008 y 2012, los cuales se caracterizaron por presentar una columna altamente enriquecida en CID acompañada de bajos valores de pH, bajas temperaturas y alta salinidad. Mientras tanto, las primaveras y veranos del 2007, 2009, 2010 y 2011 también presentaron un enriquecimiento pero ligeramente menos somero comparadas con los periodos anteriores. Estos periodos estuvieron asociados a eventos de surgencias estacionales, los cuales fueron anómalamente intensos durante el 2007, 2008, 2010, 2011 y 2012. Además, los periodos de 2008, 2010 y 2011 estuvieron acoplados con la presencia del evento de LN (figs. 8, 13a-b). Por otro lado, los periodos de otoño e invierno del 2007-2008, 2008-2009, 2010-2011 y 2011-2012, se observó un descenso en general de las concentraciones de CID dentro de los primeros 50 m de profundidad. Sin embargo, en los otoños e inviernos del 2006-2007 y 2009-2010 presentaron una columna de agua en general pobre en CID y con altos valores de pH (figs. 13a-b).

Observaciones Superficiales y Subsuperficiales:

Durante la parte final del otoño del 2006, se observó la isolínea de CID de $2050 \mu\text{molkg}^{-1}$ que osciló entre los 35 y ~ 60 m de profundidad. Posteriormente para la primaveras y veranos del 2007 se observó un ascenso de la isolínea de

2050 μmolkg^{-1} cerca de la superficie (~ 15 m). Mientras que para el otoño e invierno del 2007-2008 está isolínea osciló entre los 9 y 21 m de profundidad. Además, durante este periodo se observaron bajas concentraciones de CID (1950-2000 μmolkg^{-1}) en superficie, y estas además coincidieron con los periodos en que se presentaron valores altos de pH posiblemente producto de los procesos biológicos (figs. 13a-b).

Para la primavera y verano del 2008 se observó la isolínea de 2050 μmolkg^{-1} ligeramente más somera (~ 9 m) en comparación con el 2007. Mientras que para el otoño e invierno del 2008-2009, las condiciones fueron muy similares a las observadas en meses anteriores, con la isolínea de 2050 μmolkg^{-1} cerca de 15 m de profundidad. Además, se observó un descenso de las concentraciones de CID en superficie (~ 2000 μmolkg^{-1}) (fig. 13b).

En la primavera y verano del 2009 se presentó nuevamente un ascenso de la isolínea de 2050 μmolkg^{-1} hacia la superficie (~ 5 m). Mientras que para el otoño del mismo año, la isolínea se detectó a los 45 m de profundidad. Posteriormente, para el periodo de invierno, primavera y parte del verano del 2010, las condiciones fueron diferentes a lo observado previamente, esto se reflejó en un enriquecimiento de CID en gran parte de la columna de agua, con un ascenso de la isolíneas de 2050 μmolkg^{-1} observado en ~ 10 m profundidad (fig. 13b).

En el otoño e invierno del 2010-2011, se observó que la isolínea de 2050 μmolkg^{-1} osciló entre 20 m y la superficie, dicha condición coincidió con valores bajos de pH. En cuanto a la primavera y verano del 2011, se observó nuevamente un ascenso de la isolínea de 2050 μmolkg^{-1} la cual osciló entre los 8 y 12 m, para posteriormente descender hasta a ~ 20 m para el otoño de ese mismo año (figs. 13a-b). Finalmente, durante el invierno y primavera del 2012 se observó un enriquecimiento de CID a lo largo de toda la columna, con la isolínea de 2100 μmolkg^{-1} en la superficie (fig. 13b).

Observaciones en columna de agua:

En cuanto a la vertical, el caso del CID fue similar al descrito para el pH, ya que las fluctuaciones fueron muy evidentes en otoño e invierno del 2006-2007. En

dicho periodo se observó una columna de aguas con bajas concentraciones de CID con la isolínea de $2100 \mu\text{molkg}^{-1}$ localizadas por debajo de los 80 m de profundidad. Esta condición coincidió con la terminación del evento descrito “como la influencia de la anomalía del ASA detectada durante el 2002 al 2006”, la cual se caracterizó por presentar bajas concentraciones en nutrientes, aguas más frías y menos salinas. Posteriormente para la primavera-verano del 2007, se observó un ascenso de aguas con concentraciones relativamente altas de CID ($2150 \mu\text{molkg}^{-1}$) hasta ~ 28 m de profundidad. Posteriormente para el otoño de ese mismo año, la misma isolínea se observó por debajo de los 80 m de profundidad (fig. 13b).

Para el invierno, primavera y parte del verano del 2008, se presentó una condición similar a la observada en la primavera-verano del 2007, pero aún más intensa. Se observó un ascenso de aguas enriquecidas en CID ($2150 \mu\text{molkg}^{-1}$) y con bajo pH cerca de la superficie (~ 21 m). Mientras que para el otoño e invierno del 2008-2009, esta isolínea descendió hasta por debajo de los 80 m de profundidad (fig. 13a-b).

En la primavera y verano del 2009, se observó nuevamente el ascenso de agua con $2150 \mu\text{molkg}^{-1}$ a ~ 20 m de profundidad. El resultado anterior fue similar a lo detectado durante la primavera y verano de año previo. Mientras que para el otoño e invierno del 2009-2010, dicha isolínea nuevamente se detectó por debajo de los 80 m de profundidad. (fig. 13b). El descenso en las concentraciones de CID y un aumento del pH a lo largo de la columna de agua se asoció con la presencia de eventos del EN (figs. 13a-b). Además, al comparar las observaciones anteriores con las condiciones del otoño e invierno del 2006-2007, se observaron similitudes, como altos valores de pH, bajo contenido de carbono y una disminución de la salinidad a lo largo de la columna.

Posteriormente para la primavera-verano del 2010, se observó a la isolínea de $2150 \mu\text{molkg}^{-1}$ en ~ 35 m de profundidad, mientras que para el otoño de ese mismo año se observó a ~ 65 m. Sin embargo, para los periodos de invierno, primavera y parte del verano 2011, se detectó una columna de agua con altas concentraciones de CID, particularmente durante el invierno. En dichos periodos, la isolínea de $2150 \mu\text{molkg}^{-1}$ fluctuó entre los 35 y 52 m, mientras que en la parte

final del verano ascendió ~ 41 m. Sin embargo, para el otoño de ese mismo año la misma isolínea se localizó a ~ 72 m de profundidad (figs. 13b). Al comparar el periodo de primavera-verano del 2011 con el periodo del 2008 (ya que en ambas ocurrió el evento LN), se observó que en el 2011 el enriquecimiento de CID no fue tan intenso, sin embargo la condición perduro mayor tiempo. Adicionalmente, en el 211 la condición de LN se conjugo con la incursión de un mayor volumen anómalo del ASA en nuestras costas. La combinación de ambas condiciones pudo favorecer que este enriquecimiento de CID fuera de mayor extensión, pero de menor intensidad en comparación al observado en el 2008 (fig. 6b, 7b, 8b y 13b).

Finalmente para el invierno y primavera del 2012 las condiciones fueron muy diferentes a las observadas durante todo el periodo de muestreo. Esto debido a que se observó el ascenso de la isolínea $2150 \mu\text{molkg}^{-1}$ cerca de la superficie (~ 2 m de profundidad). Durante este periodo se observó un alto enriquecimiento de CID a lo largo de toda la columna de agua, el cual pudo verse modulado por la terminación de la incursión del volumen anómalo de ASA y el evento LN (figs. 8b y 13b).

7.3.1.3 pCO₂.

La pCO₂ mostró una variación temporal en la superficie con valores cercanos o ligeramente menores con respecto al valor en equilibrio con la atmósfera (entre 383.6 μatm en el 2007 y 393.8 μatm en el 2012) (fig. 13c). Destacan las primaveras del 2007 y 2008 así como el otoño e invierno del 2009-2010 y 2011-2012, los cuales presentaron valores mínimos superficiales (< a 400 μatm). Esta disminución superficial en la pCO₂ sugiere ser producto del consumo biológico. Las observaciones anteriores son consistentes con el descenso superficial de CID y el aumento del pH en algunos casos (fig. 13). Sin embargo, durante las primaveras del 2008, 2010, 2011 y 2012 se observaron valores altos de pCO₂ cerca de la superficie (~ 500 μatm). El resultado anterior sugiere estar asociado con el periodo de surgencias (fig. 13). No obstante, es importante mencionar que las condiciones subsuperficiales que presentó la pCO₂ fueron

similares a las observadas en las variables del CID y pH a lo largo del periodo de muestreo.

Observaciones en columna de agua:

Los resultados de la $p\text{CO}_2$ detectados durante el invierno del 2006-2007, mostraron valores de $p\text{CO}_2$ menores a $500 \mu\text{atm}$ a lo largo de la columna de agua. Estos bajos valores de $p\text{CO}_2$ podrían estar asociados con la etapa terminal del ASA, la cual se caracterizó por presentar bajas concentraciones en nutrientes, aguas más frías y menos salinas. Posteriormente para la primavera-verano del 2007, se observó un ascenso de aguas con altos valores de $p\text{CO}_2$ ($900 \mu\text{atm}$) hasta ~ 55 m de profundidad. Posteriormente, para el otoño de ese mismo año, se observó un ligero descenso en los valores del $p\text{CO}_2$ ($< 700 \mu\text{atm}$) a lo largo de la columna (fig. 13c).

Para los periodos de invierno, primavera y parte del verano del 2008, se detectó el ascenso de aguas profundas cerca de la superficie con altos valores de $p\text{CO}_2$ ($> 900 \mu\text{atm}$) y con bajo pH cerca de ~ 26 m de profundidad. Este pulso ocurrió durante épocas de surgencias, pero su acoplamiento con el evento de LN pudo favorecer aún más este ascenso de aguas ricas en $p\text{CO}_2$ cerca de la superficie. Bajo estas condiciones, de alto CID y $p\text{CO}_2$, no es difícil entender que el sistema sea fuente de CO_2 hacia la atmósfera (figs. 8 y 13c). Posteriormente para el otoño e invierno del 2008-2009, se observó nuevamente un descenso en los valores del $p\text{CO}_2$ ($< 700 \mu\text{atm}$) a lo largo de la columna. Dichos valores fueron menores a los detectados durante el invierno del 2007-2008. (fig. 13c).

Mientras tanto, durante la primavera y verano del 2009, nuevamente se observó un ligero ascenso en los valores del $p\text{CO}_2$ ($> 900 \mu\text{atm}$) hasta ~ 60 m de profundidad. Sin embargo para el otoño e invierno del 2009-2010 las condiciones fueron muy diferentes, observándose un declive en los valores del $p\text{CO}_2$ ($< 600 \mu\text{atm}$) y un aumento en los valores del pH a lo largo de la columna. Dichas condiciones se asociaron con la presencia del evento del EN (figs. 13a-c). Posteriormente para la primavera-verano del 2010 se observó nuevamente un

ascenso de aguas ricas en $p\text{CO}_2$ con valores de $900 \mu\text{atm}$ a ~ 40 m de profundidad (fig. 13c).

Durante los periodos de invierno y primavera 2011 se detectó una columna de agua con altos valores de $p\text{CO}_2$, particularmente durante el invierno. En dichos periodos, la isolínea de $900 \mu\text{atm}$ se elevó hasta ~ 32 m, mientras que para el verano y otoño de ese mismo año esta isolínea descendió nuevamente cerca de los 75 m de profundidad (figs. 13c). Este transporte de aguas ricas en nutrientes y $p\text{CO}_2$ detectado durante la primavera-verano del 2011, sugiere ser producto inicialmente de la intensificación de los procesos de surgencia. Así mismo, el acoplamiento de estos procesos antes mencionados con el evento de LN que también pudieron favorecer aún más este ascenso de aguas ricas en $p\text{CO}_2$ cerca de la superficie (figs. 8b y 13c). Finalmente para el invierno y primavera del 2012 se detectaron altos valores $p\text{CO}_2$ ($> 900 \mu\text{atm}$) hasta ~ 20 m de profundidad. Esta condición pudo verse modulada por la terminación del evento del ASA y LN, así como el inició del evento de EN (figs. 8a, 13b).

De manera general se encontraron valores superficiales de $p\text{CO}_2$ cerca del equilibrio acompañados de bajas concentraciones de CID. Mientras que en la vertical, se detectó un ascenso de aguas enriquecidas con altos valores de $p\text{CO}_2$ producto de los procesos de surgencia y la combinación con eventos interanuales (LN). La combinación de los eventos anteriores pudiera favorecer aún más este transporte de aguas profundas hacia la superficie (fig. 13).

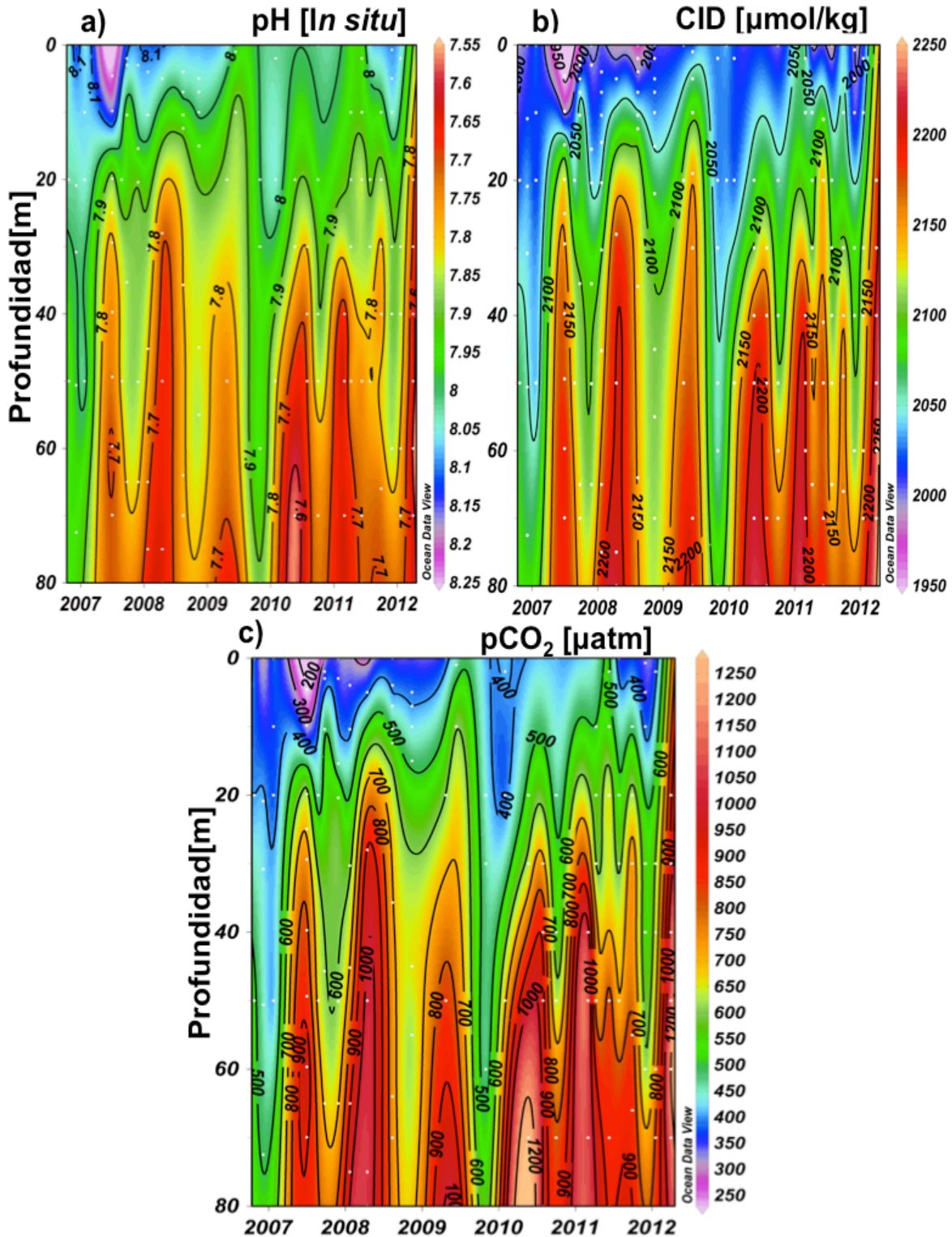


Figura 13. Variación temporal de las variables del Sistema del CO₂: a) pH [*In situ*], b) Carbono Inorgánico Disuelto (CID) ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) y c) pCO₂ (μatm) de la columna de agua en la estación Ensenada, de Octubre del 2006 a Marzo del 2012.

7.3.1.4 Variación temporal de omega de aragonita (Ω_{Arag}), calcita (Ω_{Cal}).

La variabilidad espacial y temporal de omega de aragonita ($\Omega_{Arag}=1$) y calcita ($\Omega_{Cal}=1$) en la estación Ensenada respondió a los cambios en la oceanografía de la región. Durante este estudio, se observó que el horizonte de subsaturación de aragonita y calcita fue muy variable a lo largo de la columna producto de la influencia de los procesos físicos. Los cálculos de Ω_{Arag} mostraron que el horizonte de saturación de 1 se detectó por arriba de los 80 m de profundidad durante el período muestreado.

Inicialmente, durante la primavera del 2007, el horizonte de saturación (Ω_{Arag}) se observó cerca de los 50 m, mientras que para el verano del 2008 ascendió hasta ~ 28 m de profundidad. Esta condición fue diferente para la primavera del 2009, donde isólinea de saturación de Ω_{Arag} descendió hasta ~ 60 m de profundidad. La presencia del horizonte de saturación del Ω_{Arag} se detectó nuevamente para la primavera del 2010 y el invierno, primavera y el verano del 2011, entre 35 y 70 m respectivamente. Mientras que para la primavera del 2012, la profundidad de saturación de Ω_{Arag} se observó a 20 m de profundidad (fig. 14a). Esta variabilidad estacional se asocia con los eventos de surgencia que ocurren en esta región durante la primavera, pero adicionalmente a la combinación con eventos interanuales. No obstante, cabe mencionar que las condiciones subsuperficiales que se observaron en el Ω_{Arag} fueron semejantes a las observadas en las variables del CID, pCO_2 y pH durante el periodo de muestreo.

Por su parte la variación temporal de la profundidad de saturación del Ω_{Cal} fue semejante al comportamiento de Ω_{Arag} , la cual respondió de manera similar a los procesos físicos que dominaron en la región. Sin embargo, los valores de Ω_{Cal} mostraron que el límite de subsaturación de esta variable no se encontró por debajo de los 80 m de profundidad. Algo a destacar, fue que solo observaron valores cercanos al límite de subsaturación (entre >1 y 1.5). Inicialmente, durante el período de la primavera del 2007, el horizonte de saturación no se hizo presente, pero se observaron valores de $\Omega_{Cal} = 1.5$ cerca de los 50 m de profundidad. Para el verano del 2008, dicha isólinea había ascendido hasta los 28 m de profundidad. Mientras que para la primavera del 2009, se detectó por debajo

de los 50 m de profundidad. Posteriormente, se observó de nuevo el ascenso de esta isolínea durante el verano del 2010 hasta cerca de los 35 m de profundidad. Para los periodos de invierno, primavera y verano del 2011, se observó la isolínea la cual osciló entre los 40 y 70 m (fig. 14b). Es importante mencionar que las condiciones que presentó el Ω_{Cal} subsuperficialmente, fueron similares a las observadas en la variación del CID, pH y Ω_{Ara} durante el periodo de muestreo.

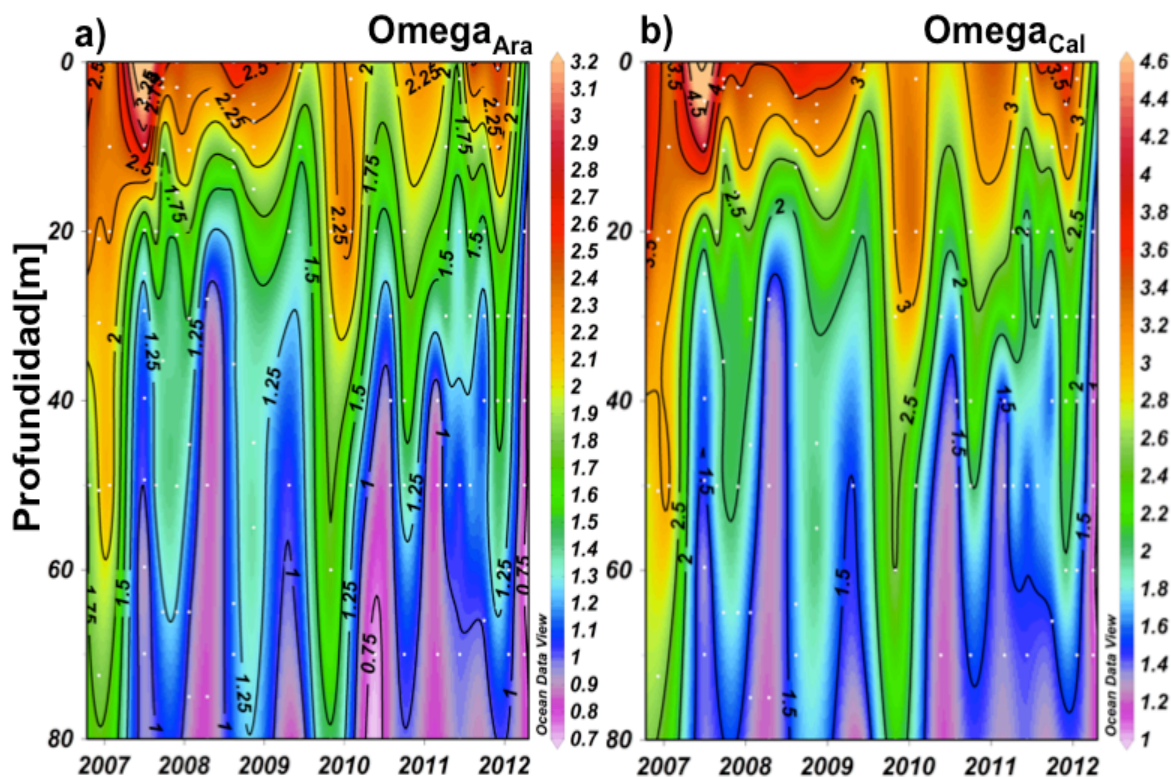


Figura 14. Serie de tiempo del a) Omega aragonita y b) Omega calcita en la estación Ensenada, durante Octubre del 2006 a Marzo del 2012.

7.3.1.5 Variación temporal del oxígeno disuelto (O_2).

Al igual que en las anteriores variables, el oxígeno mostro a una variabilidad temporal producto de los cambios ocurridos en la oceanografía de la región (fig. 15). En general se observó que las primaveras del 2007 al 2012 destacaron por las bajas concentraciones de oxígeno disuelto, asociadas con masas de aguas de origen subecuatorial (en algunos casos). Dichas condiciones ocurrieron de manera simultánea durante la combinación de anomalías positivas en surgencias y el evento de LN (2007 y 2008). Mientras tanto, durante los tres periodos restantes,

los cambios se asociaron con eventos interanuales, tales como: El Niño 2009-2010, seguido de LN acoplada con una condición anómala de baja salinidad (ASA) durante el 2010 al 2012. El proceso anterior resultó en que el agua presentara características como bajas temperaturas, baja salinidades, pero con un alto contenido de oxígeno disuelto (figs. 5 y 15). Es importante recalcar, que las condiciones subsuperficiales detectadas en las concentraciones del oxígeno fueron semejantes a las observadas en las variables del sistema del CO₂ durante el periodo de muestreo.

Durante el invierno del 2006-2007 se observó una columna de agua con altas concentraciones de oxígeno disuelto ($\sim 5 \text{ mL}^{-1}$ en los primeros 50 m), esto asociado a una mayor influencia del ASA. Esta condición se observó en todas las variables medidas en este trabajo como se ha descrito (fig. 15).

Posteriormente durante la primavera y verano del 2007, se observó un claro descenso en las concentraciones de O₂ en gran parte de la columna de agua. Por ejemplo, la isolínea de 3 mL^{-1} se observó por arriba de los 10 m de profundidad. Esto se vio asociado igualmente con valores altos en el índice de surgencias ($\sim 280 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ de línea de costa, línea azul), los cuales originaron que aguas de origen profundo cercanas a la costa fueran transportadas cercas de la superficie. Para el otoño de ese mismo año, se observó nuevamente un incremento en las concentraciones del oxígeno (5 mL^{-1}) cerca de los primeros 60 m de profundidad (fig. 15).

En cuanto a el invierno del 2007 a la primavera del 2008, se observó un claro descenso en las concentraciones del O₂ (3 mL^{-1} hasta ~ 20 m de profundidad). Para el otoño-invierno del 2008-2009, se presentó una columna de agua pobre en O₂, observándose la isolínea 5 mL^{-1} entre 10 y 15 m profundidad. Esta condición prevaleció hasta la primavera del 2009, donde aguas con 3 mL^{-1} se detectaron cerca de los 40 m (fig. 15). En cambio, para el verano y otoño de ese mismo año, se observó una columna de agua con alto contenido de O₂ (5 mL^{-1}) en los primeros 55 m de profundidad. Mientras que en la primavera del 2010, se observó de nuevo un ascenso de aguas con bajas concentraciones en O₂. Se

observó por ejemplo que la isolínea de 3 mL^{-1} se detectó en $\sim 60 \text{ m}$ de profundidad (fig. 15).

El otoño e invierno del 2010-2011 presentó características muy similares a las observadas en otoño e invierno anterior (2009). En este periodo se detectó de nueva cuenta en la isolínea de 5 mL^{-1} a $\sim 58 \text{ m}$ de profundidad. Esta condición con altas concentraciones de oxígeno a lo largo de la columna de agua se asoció con la presencia de aguas del subártico.

Mientras que la primavera del 2011, se observó un ligero ascenso de la isolínea de 3 mL^{-1} en aproximadamente 45 m de profundidad. Dicha condición fue diferentes posterior al verano de ese mismo año, al observarse un aumento en las concentraciones del O_2 para el otoño de ese mismo año (isolínea de 5 mL^{-1} a $\sim 70 \text{ m}$ de profundidad).

Por otro lado, el invierno del 2011-2012 y principios de la primavera del 2012, se detectó la isolínea de 3 mL^{-1} cerca de la superficie ($\sim 25 \text{ m}$ de profundidad). Dicha condición se vio asociada con periodos intensos en el índice de surgencia ($\sim 390 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ de línea de costa, línea azul), los cuales originaron que aguas de origen profundo cercanas a la costa fueran transportadas cercas de la superficie (figs. 8b y 15). El resultado anterior fue muy similar a lo observado durante el periodo de invierno y primavera del 2008, los cuales estuvieron asociados con pulsos positivos en surgencias y el evento de LN (fig. 15).

Finalmente el inicio del verano del 2012, se observó la incursión de aguas con alto contenido de oxígeno a lo largo de la columna con la isolínea de 5 mL^{-1} a 80 m de profundidad. Esta condición se asocia con una transición hacía un evento de EN ocurrido en ese periodo (figs. 8a y 15).

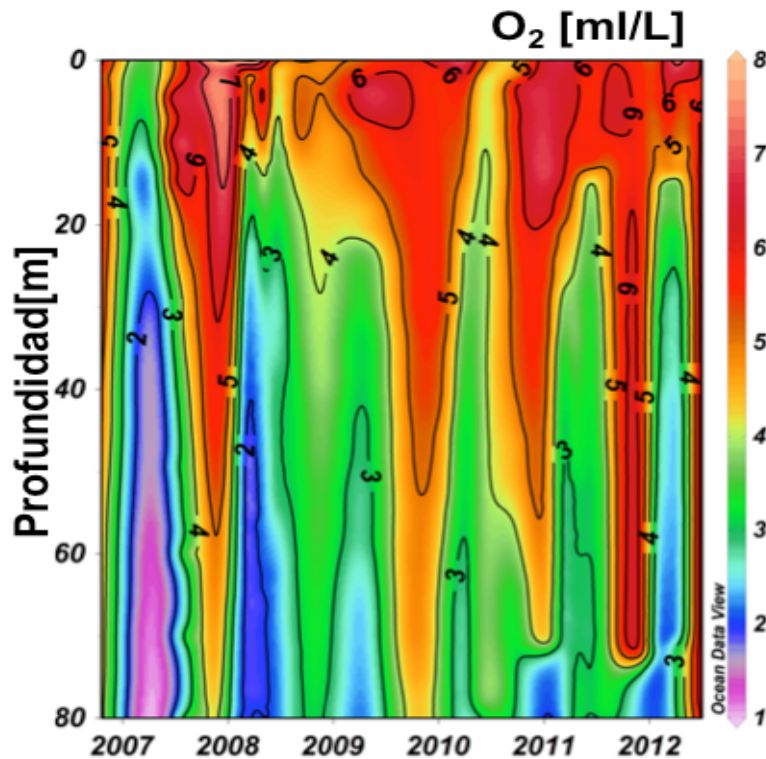


Figura 15. Evolución temporal del oxígeno disuelto (O_2) en la estación Ensenada durante octubre del 2006 a marzo del 2012.

7.3.1.6 Variación temporal de los nutrientes (NO_3^- , PO_4^{3-} y SiO_4^{4-}).

Se encontró una clara variación temporal de los nutrientes (NO_3^- , PO_4^{3-} y SiO_4^{4-}), similar a la descrita en las variables del carbono, pH y oxígeno. Nuevamente, destacan los pulsos de nutrientes en los meses en que ocurren los eventos de surgencias (fig.16), y los periodos con bajas (altas) concentraciones de nutrientes asociados a variaciones interanuales.

7.3.1.6.1 Variación temporal del nitrato (NO_3^-).

Los nitratos (NO_3^-) mostraron fluctuaciones tanto en la superficie como en la columna de agua (fig. 16a). Se observaron cambios en las concentraciones de NO_3^- en la superficie durante los periodos de primavera, atribuidos a procesos biológicos y a cambios en la columna de agua debidos principalmente a eventos de surgencias. Los máximos valores de nitratos se detectaron durante los periodos de primavera (2008, 2010 y 2011) con valores de $15 \mu M$ observados a una profundidad de ~ 20 m de profundidad (promedio total de los $NO_3^- = 11.05 \pm 8.74$

μM ; $n = 159$). Mientras que los mínimos se presentaron en el periodo de otoño e invierno (2006-2007, 2008-2009 y 2009-2010) con valores de $10 \mu\text{M}$ observados cerca de los 80 m de profundidad.

Observaciones superficiales y subsuperficiales:

Los análisis mostraron que durante el invierno y primavera del 2007 se observaron bajas concentraciones superficiales de NO_3^- (entre 0 a $5 \mu\text{M}$ a ~ 20 m), lo cual sugiere estar asociado con una alta actividad biológica. Para el verano de ese mismo año, se observó un incremento superficial en los nitratos, en los que se detectó la isolínea de $5 \mu\text{M}$ a ~ 5 m de profundidad. El resultado anterior sugiere ser producto de intensos eventos de surgencia que pudieron enriquecer aún más la zona eufótica. Posteriormente para el otoño e invierno del 2007-2008, se observaron condiciones muy similares a las del verano del 2007, donde las concentraciones de NO_3^- se mantuvieron entre los 0 a $5 \mu\text{M}$ dentro de los primeros 10 m de profundidad (fig. 16a).

Para la primavera y verano del 2008, se detectó un ligero ascenso de las concentraciones superficiales del nitrato, en donde la isolínea de $5 \mu\text{M}$ se observó cerca de los primeros 5 m de profundidad (como ocurrió en el 2007). El resultado anterior se asocia como en los casos anteriores, a los intensos eventos de surgencias y adicionalmente al evento de LN (fig. 8).

Mientras que en el otoño e invierno del 2008-2009, se observó nuevamente una disminución superficial de los NO_3^- , las cuales oscilaron entre 0 y $5 \mu\text{M}$ dentro de los primeros 20 m de profundidad. Mientras que para la primavera y verano de mismo año, se detectó un aumento en las concentraciones en la superficie que no se habían observado anteriormente, mostrando valores mínimos de ~ 0.25 a $5 \mu\text{M}$ dentro de los primeros 10 m (fig. 16a).

Posteriormente, durante el otoño e invierno del 2009-2010, se observó un claro descenso en las concentraciones superficiales del NO_3^- . Se observó que la isolínea de $5 \mu\text{M}$ se detectó cerca de los 50 m de profundidad. Cabe destacar que esta condición no se había observado en los años previos, y que podría ser una respuesta a la presencia del evento de EN. Además, esta disminución coincidió

con las bajas concentraciones de carbono y el aumento en los valores de pH. Para la primavera y verano de ese mismo año, las condiciones en las concentraciones de los nitratos superficiales cambiaron radicalmente. Lo anterior se vio reflejado en que la isolínea de 5 μM se observó en la superficie. El resultado previo, estuvo fuertemente influenciado por una serie de eventos de surgencias intensos, los cuales favorecieron a que ocurriera un mayor enriquecimiento de nitratos en la zona eufótica (fig. 8a).

Por su parte en el otoño e invierno del 2010-2011, se observaron características ligeramente similares a las observadas en el otoño e invierno previo. En este periodo, la isolínea de 5 μM se observó cerca de los 22 m de profundidad. Mientras que las condiciones observadas para la primavera y verano de ese mismo año, presentaron altas concentraciones superficiales como las observadas en el periodo del 2010, las cuales presentaron valores de 5 μM a ~ 5 m de profundidad (fig. 16a).

Finalmente en el otoño e invierno del 2011-2012, se observó de nuevo un descenso en las concentraciones superficiales de los nitratos. Esto se reflejó en que la isolínea de 5 μM se observó a los 25 m de profundidad. Dicha condición fue muy similar a la observada durante el periodo anterior (fig. 16a).

Observaciones en la columna de agua:

Por su parte en la columna de agua, se observó un incremento en las concentraciones de NO_3^- , principalmente durante las primaveras y veranos del 2007, 2009, 2010 y 2011. En estas épocas se detectaron altas concentraciones de NO_3^- , observándose la isolínea de 20 μM aproximadamente a 40, 42, 26 y 30 m respectivamente. Este mayor transporte de agua subsuperficial en nutrientes y carbono, sugiere ser producto de la intensificación de los vientos tras coincidir con eventos como LN y/o la anomalías de mayor presencia del volumen de ASA. Un escenario diferente fue el observado para la primavera y verano del 2008, la misma isolínea se observó a ~ 65 m de profundidad.

En cuanto al otoño e invierno destacaron los periodos de 2007-2008, 2008-2009 y 2009-2010, en los cuales se observó las menores concentraciones de

nitratos ($10 \mu\text{M}$) a lo largo de la columna ($\sim 55, 70$ y 75 m de profundidad, respectivamente). Mientras que en los periodos de otoño-invierno del 2010-2011 y 2011-2012, se presentaron mayores concentraciones en la columna de agua no sólo de nitratos ($10 \mu\text{M}$; ~ 25 y 40 m respectivamente), sino que también en carbono (fig. 16a).

De manera general se observó una alta variabilidad de los nitratos en la superficie, desde observar valores de cero micro molar hasta concentraciones cerca de $5 \mu\text{M}$, esto podría atribuirse principalmente al consumo. Sin embargo, en la vertical se observó el mayor ascenso de nitratos durante la primavera y el verano, relacionado principalmente con los periodos de surgencias costeras.

7.3.1.6.2 Variación temporal del fosfato (PO_4^{3-}).

Los fosfatos (PO_4^{3-}) al igual que los nitratos, mostraron también una alta variabilidad en las concentraciones superficiales a lo largo del periodo de muestreo. Lo anterior fue producto de la variabilidad oceanografía que ocurrió dentro de la región. Las máximas concentraciones de fosfatos se presentaron en los periodos de primavera (2008, 2009, 2010 y 2011) con valores de $1.75 \mu\text{M}$ a ~ 30 m de profundidad (promedio total de los $\text{PO}_4^{3-} = 1.18 \pm 0.53 \mu\text{M}$; $n = 154$). Mientras que los mínimos se presentaron en el periodo de otoño e invierno (2006-2007, 2007-2008, 2008-2009 y 2009-2010) con valores de $1.25 \mu\text{M}$ observados cerca o por debajo de los 80 m de profundidad.

Observaciones superficiales y subsuperficiales:

Los resultados mostraron que durante el periodo de invierno, primavera y verano del 2007, se observaron bajas concentraciones superficiales de fosfatos ($< 0.5 \mu\text{M}$ a ~ 20 m), posiblemente en respuesta a la actividad biológica. Posteriormente para el otoño e invierno del 2007-2008, se observó un aumento en las concentraciones superficiales de los fosfatos ($> 0.75 \mu\text{M}$ dentro de los primeros 20 m) (fig. 16b).

Para la primavera, verano y otoño del 2008, se observó una clara disminución superficial de los PO_4^{3-} con valores entre 0.18 y 0.75 μM dentro de los primeros 15 m de profundidad (fig. 16b).

En cuanto al invierno, primavera y verano del 2009, se detectó un incremento en las concentraciones superficiales de los fosfatos, con valores de hasta 1 μM en los primeros ~ 10 m de profundidad. Mientras que para el otoño e invierno del 2009-2010, se observó una clara disminución en las concentraciones superficiales con valores de 0.75 μM a ~ 30 m de profundidad. Estas bajas concentraciones de PO_4^{3-} pudieron estar fuertemente influenciadas por la presencia del evento de EN, el cual se caracterizó por transportar aguas con bajo contenido de carbono y altos valores de pH (figs. 12 y 16).

Para la primavera y verano del 2010 se observó un incremento en las concentraciones de PO_4^{3-} con valores de 1 μM en superficie (fig. 16b). Para el otoño de ese mismo año, se observó un descenso de la isolínea de 0.75 μM a ~ 17 m de profundidad, pero se volvió a observar un pulso con altas concentraciones (1 μM) en la superficie durante el invierno y primavera del 2011 (fig. 16b). El resultado anterior pudo estar favorecido por los fuertes eventos de surgencias que se presentaron durante la primavera de ese año (fig. 8a).

Finalmente en la superficie la concentración de fosfatos fue muy similar durante el resto del 2011 y principios del 2012. Se observó que la isolínea de 0.75 μM varió entre los 30 y 10 m de profundidad hasta la parte final del muestreo (fig. 16b). El resultado anterior fue consistente con la reducción en las concentraciones del carbono y nitratos, así como con un aumento en las concentraciones del oxígeno disuelto y un aumento en los valores del pH en superficie.

Observaciones en la columna de agua:

Por otro lado, en la vertical se observó un escenario similar al de los NO_3^- , en los cuales se observaron pulsos máximos de los PO_4^{3-} durante primavera y verano del 2007 al 2011. Durante la época del 2007 se observó la isolínea de 1.75 μM a ~ 42 m, mientras que para el 2008 y 2009 la misma isolínea ascendió hasta ~ 30 y 35 m de profundidad, respectivamente. Finalmente durante la época del

2010, dicha isolínea ($1.75 \mu\text{M}$) descendió hasta ~ 50 m, mientras que para la primavera del 2011 ascendió hasta ~ 40 m de profundidad y posteriormente se hizo profunda abruptamente a medidos de esa misma época. Entretanto, los periodos de otoño e invierno del 2007-2008 y 2009-2010 mostraron una columna de agua con bajas concentraciones en PO_4^{3-} , donde la isolínea de $1 \mu\text{M}$ descendió hasta los 55 y 64 m respectivamente. Sin embargo, también se observaron periodos donde esta isolínea osciló entre los 23, 28 y 38 m de profundidad en los periodos de otoño-invierno del 2008-2009, 2010-2011 y 2011-2012 respectivamente. Destaca el periodo de 2009-2010 con las menores concentraciones a lo largo de la columna ($< 1.12 \mu\text{M}$) (fig. 16b).

De manera general se observó que el fosfato mostró valores bajos en superficie, los cuales coincidieron con los valores mínimos de CID atribuido a la actividad biológica. Sin embargo, a lo largo de la vertical se observó el mayor ascenso de fosfatos durante los periodos de primavera y verano asociados a los mismos mecanismos descritos para el carbono y nitratos.

7.3.1.6.3 Variación temporal del Silicato (SiO_4^{4-}).

Al igual que los nitratos, fosfatos y el CID; el silicato (SiO_4^{4-}) también mostró una variabilidad temporal en la estación Ensenada en respuesta a los cambios observados en la oceanografía de la zona. Sin embargo a diferencia de los demás nutrientes, los silicatos mostraron las máximas concentraciones durante los periodos de primavera del 2007, 2010 y 2011 (promedio total = $11.85 \pm 8.31 \mu\text{M}$; $n = 161$). Con valores de $25 \mu\text{M}$ observados a una profundidad de ~ 25 , 50 y 60 m de profundidad respectivamente. Mientras que los mínimos se presentaron durante el otoño e invierno del 2009-2010 con valores menores a $5 \mu\text{M}$ dentro de los primeros 50 m de profundidad.

Observaciones superficiales y subsuperficiales:

La evaluación de los datos superficiales correspondiente a los silicatos, durante el periodo de invierno del 2006-2007 mostró bajas concentraciones ($< 5 \mu\text{M}$) en los primeros 15 m de profundidad. Las condiciones se vieron modificadas

para la primavera y verano de ese mismo año, observándose un incremento en las concentraciones superficiales del SiO_4^{4-} (isolínea de $10 \mu\text{M}$ irrumpió en superficie). El resultado anterior pudo estar modulado por los fuertes eventos de surgencias que se reportaron para la región durante ese periodo (fig. 16c).

Posteriormente para el periodo de otoño e invierno 2007-2008 y primavera y verano del 2008, se observó una disminución en las concentraciones superficiales del SiO_4^{4-} ($< 5 \mu\text{M}$), las cuales oscilaron entre los 10 a 16 m de profundidad. El resultado anterior es comparable con las disminuciones descritas de CID, lo cual se sugiere que podría ser producto de un consumo biológico. Mientras que para el otoño de ese mismo año, se observó un ligero incremento superficial de los silicatos, el cual se atribuye al ascenso de la isolínea de $5 \mu\text{M}$ la cual irrumpió en superficie (fig. 16c).

El escenario fue diferente contrastante tanto para el invierno del 2008-2009 así como para la primavera, verano y otoño del 2009. Se observó la isolínea de $5 \mu\text{M}$ hasta los 56 m de profundidad durante el invierno, mientras que para el verano ascendió ligeramente hasta ~ 47 m. El resultado anterior sugiere ser producto de la terminación del evento de la LN y el inicio hacia un evento de EN, lo que pudo influir de igual manera en un descenso en los procesos de surgencias (figs. 8 y 16c).

Mientras tanto, el invierno del 2009-2010 se observó un ligero incremento en las concentraciones superficiales del SiO_4^{4-} . Lo anterior se vio reflejado en el ascenso de la isolínea de $5 \mu\text{M}$ a ~ 25 m de profundidad. Sin embargo, esta condición se amplificó aún más para la primavera y verano del 2010, ya que se observó la isolínea de $10 \mu\text{M}$ irrumpiendo en superficie. El resultado anterior pudo estar favorecido por los fuertes eventos de surgencias que se detectaron dentro de esos periodos, así como la transición hacia una condición de LN (figs. 8b y 16c). Dicha condición se había observado durante la primavera y verano del 2007, la cual también coincidió con una etapa de transición a condiciones de LN.

Sin embargo para el otoño e invierno del 2010-2011, se detectó un descenso en los valores superficiales del SiO_4^{4-} . Esto se observó en la isolínea de $5 \mu\text{M}$ la cual se detectó a ~ 20 m de profundidad. No obstante para la primavera y

verano del 2011, se observó nuevamente un pequeño aumento en las concentraciones superficiales ($> 5 \mu\text{M}$) del SiO_4^{4-} dentro de los primeros 20 m de profundidad. Dicha condición pudo estar modulada por los mismos mecanismos que favorecieron un aumento en las concentraciones de las variables del resto de las variables (figs. 12 y 16). Finalmente el periodo de otoño e invierno del 2011-2012, se observó un descenso en los valores superficiales del silicato ($< 5 \mu\text{M}$) en los primeros 25 m de profundidad (fig. 16c).

Observaciones de la columna de agua:

Por su parte en la vertical, se observaron pulsos intensos de silicatos durante los periodos de la primavera y verano del 2007, 2010 y 2011. En estos periodos se observó que la isolínea de $20 \mu\text{M}$ se detectó $\sim 26, 30$ y 37 m, respectivamente. Mientras que en el periodo de primavera y verano del 2008, esta isolínea se detectó ligeramente más profunda (~ 65 m) (fig. 16c).

Cabe destacar, que el periodo de primavera-verano del 2009 se salió del esquema, ya que se no se observaron pulso de aguas ricas en silicatos durante eventos de surgencias. Esta condición se observó en toda la columna de agua (la isolínea de $10 \mu\text{M}$ se detectó cerca de los 65 m de profundidad). Dicha condición se evidenció en una columna de agua con altos valores de pH, oxígeno y con un estado de saturación de $\Omega_{\text{Arag}} > 1$, pero con bajos valores de CID y nutrientes (figs. 13, 14, 15 y 16). Por otro lado, los periodos de otoño e invierno del 2010-2011 y otoño del 2011 mostraron una columna de agua con altas concentraciones en silicatos. Se observó que la isolínea de $10 \mu\text{M}$ se mantuvo entre los 45 y 40 m de profundidad. Sin embargo, para el invierno del 2012, esta isolínea se elevó hasta ~ 18 m; mientras que en los periodos de otoño e invierno del 2007-2008, 2008-2009 y 2009-2010, la misma isolínea se detectó en $\sim 43, > 80$ y 77 m de profundidad, respectivamente (fig. 16c).

De manera general, se observó que los silicatos mostraron una amplia variabilidad superficial, la cual estuvo sujeta a los pulsos de aguas frías y salinas producto de los eventos surgencias. Sin embargo, también se detectó un periodo anómalo con bajas concentraciones de CID y nutrientes (NO_3^- , PO_4^{3-} y SiO_4^{4-}) a lo

largo de la columna, lo cual se sugiere estar relacionado a eventos interanuales. Dicha condición pudo estar fuertemente influenciada por el evento de El Niño 2009-2010, la cual se caracterizó por un aumento en la temperatura y salinidad, así como por la disminución de las concentraciones de los nutrientes y CID. No obstante, este evento de EN fue muy irregular, debido a que se observaron características de aguas menos salinas y cálidas las cuales se asociaron principalmente a la presencia de agua de origen subártico, y no de origen ecuatorial como se había observado en previos eventos de El Niño detectados dentro de la región.

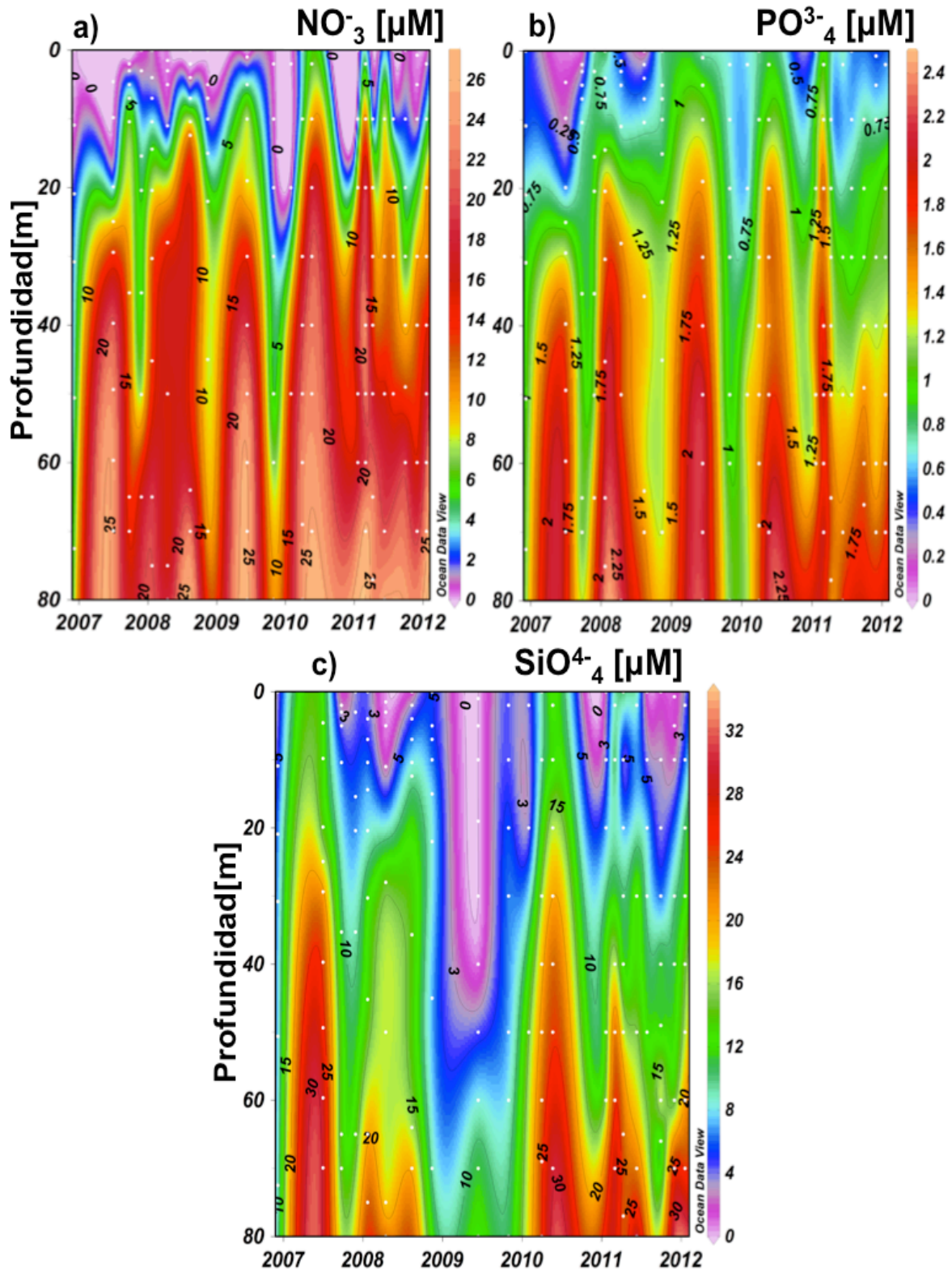


Figura 16. Variación temporal de los a) nitratos (NO_3^- [μM]), b) fosfatos (PO_4^{3-} [μM]) y c) silicatos (SiO_4^{4-} [μM]) en la estación Ensenada, de Diciembre del 2006 a Enero del 2012.

7.3.1.6.4 Limitación de nutrientes ($\text{NO}_3^- : \text{PO}_4^{3-}$ y $\text{NO}_3^- : \text{SiO}_4^{4-}$).

De manera general, se observó que los nitratos fueron el elemento limitante en casi todo periodo de muestreo en la estación Ensenada, mientras que el fosfato fue todo lo contrario. Sin embargo, se puede observar que la variabilidad en las concentraciones de los NO_3^- , PO_4^{3-} y SiO_4^{4-} fue mayor en la zona eufótica (~ 40 m de profundidad).

El análisis de las razones entre los $\text{NO}_3^- : \text{PO}_4^{3-}$ mostró que el nitrato fue el elemento limitante durante todo el periodo de muestreo. Sin embargo, mientras que las concentraciones de nitratos fueron igual a cero μM los fosfatos mostraron valores de 0.18 y 0.27 μM (julio-2007 y agosto-2008, respectivamente), no obstante en promedio los fosfatos mostraron valores de $1.76 \pm 3.3 \mu\text{M}$ (fig.17b). Sin embargo, esta condición coincidió con las zonas de bajas concentraciones de CID y valores altos de pH (figs. 13a-b). Por otro lado, la pendiente N:P generada con todos los datos de la serie de tiempo fue de 15. Esta pendiente fue de una unidad menor a la razón 1:16 de Redfield.

Mientras que las proporciones entre N:Si mostraron que el nitrato fue nuevamente el elemento limitante durante el periodo de muestreo. Se pudo observar que cuando las concentraciones de nitratos fueron de cero (julio-2007 y agosto-2008), los silicatos presentaron valores promedio de $6.11 \pm 4.66 \mu\text{M}$ (fig.17a). Sin embargo, durante el 2009 (junio) se observó que el silicato se encontró en bajas concentraciones, llegando a ser el elemento limitante en gran parte de la columna, mientras que los nitratos mostraron mayores concentraciones (0.25-26.7 μM) (fig.17a). Esta condición podría estar asociada a la presencia del evento de EN, el cual se caracterizó por presentar aguas menos salinas y cálidas. Por otro lado, la pendiente que se obtuvo de las razones Si:N fue de 0.80 la cual muestra una razón de Redfield casi de uno a uno de Si:N.

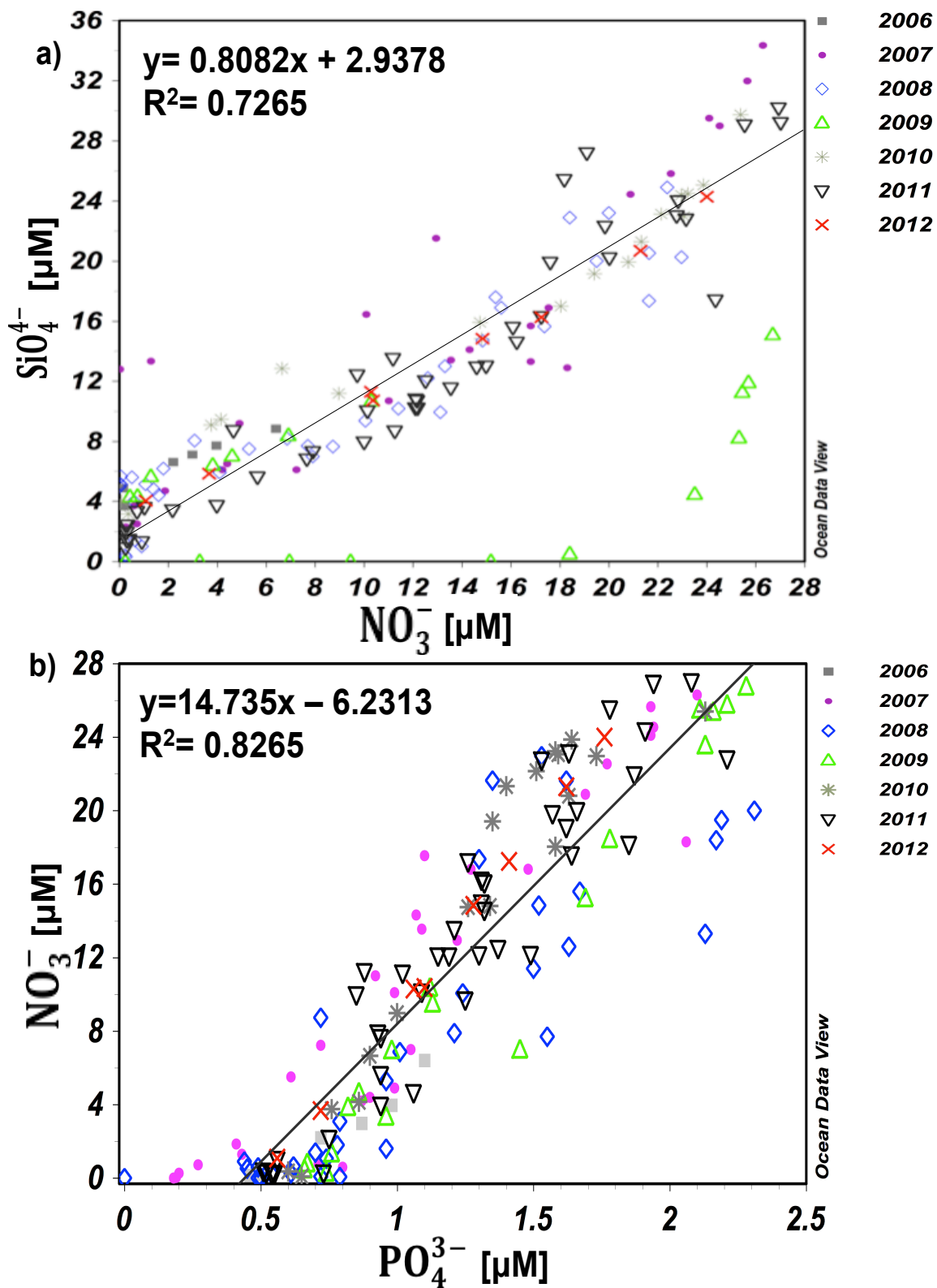


Figura 17. Relaciones de limitación de nutrientes a) nitrato vs silicatos ($\text{NO}_3^-:\text{SiO}_4^{4-}$) y b) nitrato vs fosfatos ($\text{NO}_3^-:\text{PO}_4^{3-}$) en la estación Ensenada, de Diciembre del 2006 a Enero del 2012.

8. DISCUSIÓN

La serie de tiempo de la EE fue una propuesta que surge de la necesidad de estudiar y determinar si dicha zona se comporta como fuente o sumidero de carbono. El sitio de monitoreo costero, fue el primero en México en iniciar con investigaciones relacionadas con estudios de la biogeoquímica marina y química del carbono. Por lo tanto, la importancia de este trabajo, es la contribución de información sobre la química del carbono que permite y permitirá estudiar el efecto las variaciones estacionales e interanuales sobre la biogeoquímica marina en la zona costera de Baja California. Adicionalmente, la EE forma parte de una red internacional de sitios de monitoreo costero, que tienen como propósito estudiar el estado de saturación del omega aragonita en el tema de acidificación del océano. Es importante resaltar que la EE ha mostrado ser un sitio de muestreo estratégico y esto es debido a que a pesar de encontrarse a menos de tres km de la costa y en una zona poco profunda (< 100 m), es posible detectar variaciones estacionales e interanuales de las propiedades físicas de la CC (Linacre *et al.*, 2010a). En este sitio se han observado diversos eventos interanuales después de casi siete años de muestreo (La Niña 2007-2008 y 2010-2012; El Niño 2009-2010) y ahora esto nos hace posible poderles estudiar y evaluar no solo en relación a su efecto sobre la biogeoquímica en las aguas costeras, sino que también permite dar un diagnóstico de las condiciones de diversas variables a nivel local ante los efectos que están ocurriendo del cambio climático.

8.1 Variabilidad espacio-temporal de la temperatura y la salinidad.

En la última década se han detectado una serie de variaciones en las condiciones físicas dentro del Sistema Corriente de California (SCC), las cuales se han visto reflejadas en las condiciones hidrográficas de la Península de BC. El SCC como se mencionó está conformado por la Corriente de California (CC) que fluye hacia el ecuador y que trasporta al ASA, así como una Contracorriente de California (CCC) que fluye en sentido contrario (hacia el polo) y que trasporta al AESs (Hickey, 1998; Lynn and Simpson, 1987). Sin embargo, debido a que el ASA, el ATr y el AESs confluyen a lo largo de la costa oeste de la Península de

Baja California (BC), se le considera una zona de transición (Roden, 1971; Durazo y Baumgartner, 2002). Sin embargo, la masa de agua ASA domina casi todo el año en las costas de BC, pero es más dominante su presencia en nuestras costas durante primavera y verano cuando los vientos del noroeste son dominantes (Durazo *et al.*, 2010). Mientras que en otoño e invierno ocurre un debilitamiento de los vientos, la presencia de ASA disminuye y aparece la incursión de la AESs que corre hacia el polo. Por lo cual, la mezcla entre estas dos masas de agua en mayor o menor proporción (por variaciones estacionales o interanuales), genera propiedades físicas y químicas particulares en los primeros 200 m de profundidad a lo largo las costa de BC.

Si esta condición ocurre a todo lo largo de la Península de BC, se podría esperar que dichos cambios se puedan estudiar seleccionando un punto de muestreo a manera de observatorio. Este fue el caso de nuestro análisis en la estación 100.30 de la red IMECOCAL, el cual se localiza frente a las costas de Ensenada. Los resultados del análisis histórico de 14 años muestran que los datos en un sólo punto permiten detectar y estudiar las variaciones no sólo estacionales sino también las interanuales. Lo anterior se verificó con la evaluación de los transectos de la línea 100 de IMECOCAL los cuales mostraron el campo de densidad de la estructura vertical costa-océano. Por ejemplo, en la estación 100.30 se detectaron las condiciones interanuales asociadas a la fase cálida y fría de El Niño (EN) 1997–1998 y a La Niña (LN) del 1998 y 2002 (Durazo y Baumgartner 2002, Venrick *et al.* 2003, Durazo 2009). Así como también se observa el aporte de aguas menos salinas ocurrido entre el 2002 al 2006 (Bograd y Lynn 2003, Venrick *et al.* 2003, Durazo *et al.* 2005). Además, no solo se detectó el evento de LN ocurrido desde mediados del 2007 y que persistió durante inicios del 2008 y que finalizó a mediados del 2009 (Durazo 2009); sino que también se observó la presencia de dos eventos ocurridos de manera reciente: 1) EN 2009-2010 y 2) LN 2010-2012. El primero de estos eventos fue de carácter débil y de corta duración, mientras que el segundo fue más intenso y persistente. Este último evento, se conjuntó con una serie de anomalías negativas en salinidad detectadas

dentro del SCC, esta asociada a un mayor volumen del ASA (Bjorkstedt *et al.*, 2011, Bjorkstedt *et al.*, 2012).

Las observaciones anteriores con respecto al efecto en las condiciones hidrográficas ya han sido reportadas por varios autores para las costas California y Baja California, y concuerdan con el análisis histórico realizado en la estación 100.30 en este trabajo. No obstante, es de esperarse que ante fluctuaciones en las propiedades físicas, haya una respuesta de la estructura de los ecosistemas. Por ejemplo, el aumento de la producción de zooplancton y sus cambios ocasionales en la estructura de su comunidad (Brinton y Townsend 2003; Lavaniegos y Ohman 2003). Lo anterior es en referencia a lo ocurrido del 2002 hasta el 2006, durante el cual se observó una disminución del fitoplancton y un aumento del zooplancton (Gaxiola *et al.*, 2008). Lo anterior se atribuyó a la incursión de un volumen mayor del ASA que generó anomalías negativas de salinidad en nuestras costas. Otro ejemplo fue el ocurrido durante la fase fría del 2007-2008, en el cual se observó una elevada concentración de la biomasa del zooplancton frente a las costa de Baja California y Oregón (McClatchie *et al.*, 2009).

Estas son algunas de las respuestas de los ecosistemas ante condiciones que afectan al Pacífico Norte, y que resalta su importancia sobre la dinámica de las condiciones oceanográficas en la regiones costeras. En este trabajo ya se explicó que en la estación 100.30 fue posible estudiar las variaciones temporales ocurridas en la SCC, pero en este trabajo, existe el interés adicional de estudiar y evaluar el posible efecto tanto en la oceanografía física como en la química en zonas sobre la plataforma continental como es el caso de la estación EE. En la estación Ensenada el análisis de las variables de T y S durante el periodo 2007 al 2012, mostró inicialmente una marcada variabilidad estacional. Sin embargo, en este sitio también fue posible detectar señales hidrográficas características de eventos interanuales tales como: la etapa final de la anomalía del ASA del 2006, LN 2007-2008, EN 2009-2010 y la combinación de LN y el ASA detectados a finales del 2010 hasta principios del 2012. Algunas de las observaciones hasta el 2008 de los cambios hidrográficos y sus efectos en la estructura ecológica de

fitoplancton, zooplancton y bacterias ya fueron reportadas por algunos autores (Linacre *et al.*, 2010a; Linacre *et al.*, 2010b; Linacre *et al.*, 2012).

En este estudio en la EE se encontró que la mayor fluctuación estacional de temperatura y salinidad ocurren en los primeros 50 m (fig. 5), encontrando que la fluctuación estacional está modulada por los patrones de viento y temperatura atmosférica (Linacre *et al.*, 2010a). Por otro lado, en la columna de agua los cambios están asociados con procesos de advección y con eventos de surgencia costera, que aunque son más intensos y frecuentes durante primavera (fig. 8b) y son recurrentes durante todo el año en esta zona (Di Lorenzo, 2003, Castro y Martínez, 2010). En este trabajo se detectó que los vientos fueron mucho más intensos y persistentes durante el 2008, 2010 y 2011 (fig. 8a, Tabla I), pero en particular durante abril del 2008 ocurrió el efecto del evento de LN (Linacre *et al.*, 2010a).

Esta condición generó un mayor ascenso de agua profunda de ~ 180 m ($\sigma_t = 26 \text{ kgm}^{-3}$) cerca de la superficie (~ 50 m), la cual fue observada en el transecto de abril del 2008 correspondiente a la línea 100 (fig. 9b y 18). Dicha condición se detectó en la EE a solo 20 m de profundidad, mientras que fuera de la costa la misma isopícnica se había detectado a ~ 180 m (notar diferencia entre el transecto climatológico vs abril del 2008; fig. 18). Es importante señalar que al hacer la misma comparación con el transecto de enero de ese mismo año, no se encontró la presencia de agua profunda cerca de la superficie como se detectó en abril. Del resultado anterior resalta el papel de las surgencias como uno de los principales mecanismos forzantes para que se produzca el ascenso de aguas profundas hasta la plataforma y que como consecuencia modifica la química de la columna de agua.

Sin embargo, como se mencionó anteriormente, también se detectó la advección de aguas profundas como un mecanismo adicional y con efectos en las aguas superficiales y subsuperficiales. Lo anterior se observó al comparar el transecto climatológico que representa la primavera de la línea 100, versus el transecto realizado en la primavera de 2011 (figs. 6b y 19). En dicha figura se observa la isohalina de 34 en el transecto climatológico ligeramente por arriba de

200 metros en la parte oceánica pero sobre la plataforma a menos de 100 m, mientras que en abril del 2011 la isohalina se observó por debajo de 200 metros a 250 km de la costa o ligeramente mas arriba en la parte costera (~ 170 m). Pero llama la atención de la incursión de agua más salina por debajo de los 200 metros en comparación con el transecto climatológico. Por tanto se puede observar el efecto de la advección ante eventos como la LN.

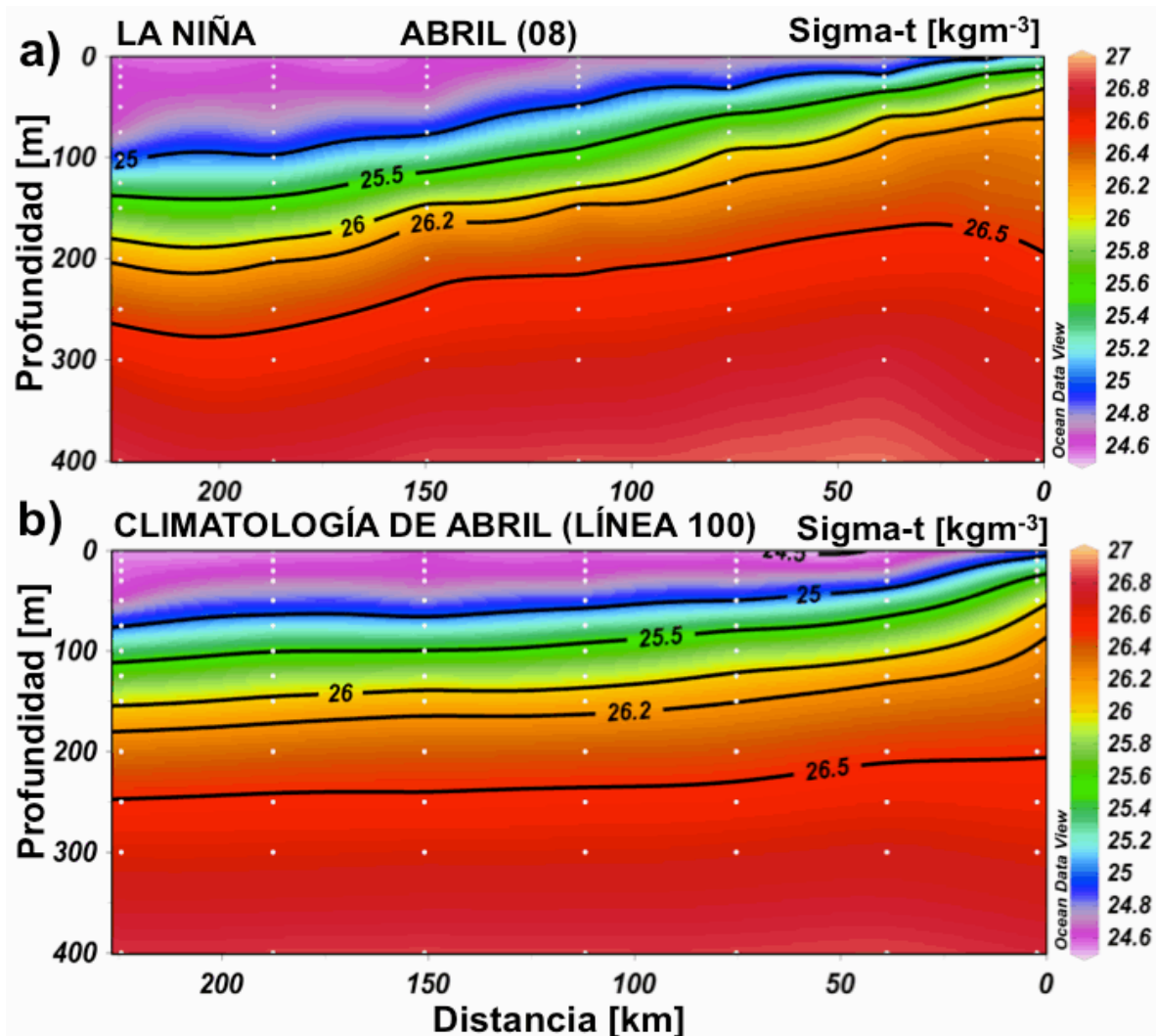


Figura 18. Transectos de densidad de abril del 2008 de costa a océano (a) y el transecto climatológico del mismo mes de la línea 100 de IMECOCAL localizado frente a las costas de Ensenada, B.C. En estas figuras, los contornos de densidad de 25.5 y 26.5 kg m^{-3} representan el límite inferior de CC núcleo (ASA) y el núcleo CCC (AESS) en esta latitud usando el criterio descrito por Durazo *et al.*, (2010).

La condición anterior tuvo un el efecto en todas variables químicas (figs. 13, 14, 15 y 16). Como se mencionó, la anomalía de salinidad se relacionó con el

evento de LN, el cual comenzó a desarrollarse durante la primavera del 2010 y la cual resultó en condiciones de bajas temperaturas y de menor salinidad (Bjorkstedt *et al.*, 2011). Esta variabilidad temporal persistió durante todo el 2011 hasta principios del 2012, pero un punto relevante de este periodo fue que se observó que aguas de ~ 155 m ($\sigma_t = 26$ kgm $^{-3}$) se detectaran a ~ 100 m cerca de la costa, mientras que en la EE se observó mas somera (~ 40 m) en comparación a lo observado en el 2008 (figs. 5c, 9b y 11c). Adicionalmente, algunos autores reportan que por ejemplo durante el evento del EN 1997-98 se observaron patrones de circulación diferentes, durante el cual aguas de características tropicales y subtropicales se detectaron al norte de las costas de Punta Eugenia (Durazo y Baumgartner, 2002).

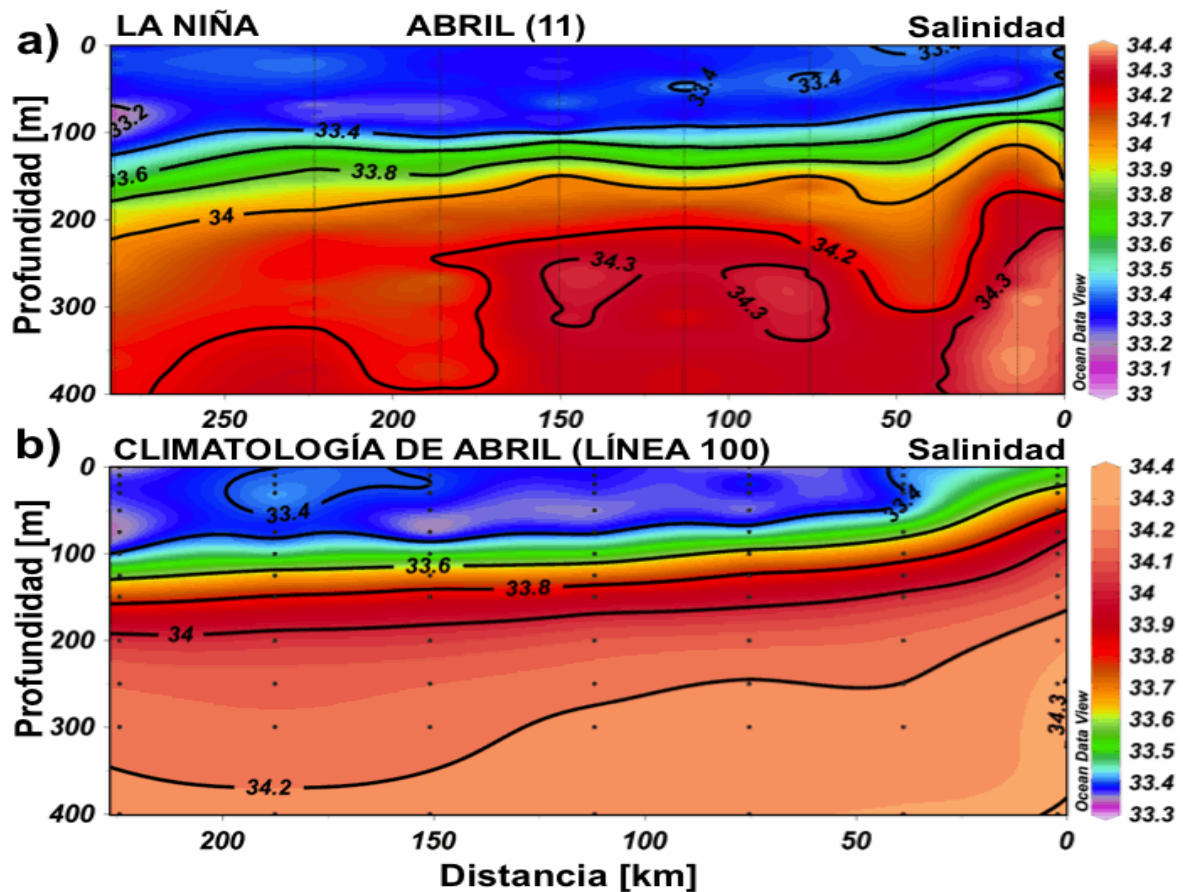


Figura 19. Transectos de salinidad de abril 2011 de costa a océano (a) y el transecto climatológico del mismo mes de la línea 100 (b) de IMECOCAL localizado frente a las costas de Ensenada, B.C.

Mediante el diagrama T-S se detectó que las dos masas de aguas presentes en la zona fueron el ASA y el AESs en diferentes proporciones, sin embargo los diagramas T-S mostrarán que el ASA domino durante todo el año y durante todo el periodo muestreado en general. Sin embargo, se puede observar claras variaciones de la salinidad estacional e interanual, producto de la mezcla de la masa del Agua Subártica con el AESs en diferentes proporciones. Por lo tanto, los cambios de salinidad en el ASA observados en la EE, se pueden atribuir a mecanismos que favorecen la mezcla con aguas de origen ecuatorial (200-400 m) y que son transportadas hacia la superficie (figs. 5c, 6a, 6b y 7c). Además se ha reportado que en la porción sobre la plataforma continental, se presentan flujos de una contracorriente superficial que fluye entre 10 a 20 km de la costa, en dirección opuesta a la CC y que acarrea agua subtropical (Soto-Mardones *et al.*, 2004). Adicionalmente, Durazo *et al.* (2010) mencionan que es factible que la incursión de la contracorriente costera hacia el norte, esté asociada con giros y meandros cerca de la costa asociados con eventos de afloramiento y a la geomorfología costera.

La variabilidad temporal descrita en la sección de resultados sugiere que éste sitio costero es posible detectar las señales interanuales. Esto es consistente con los resultados mostrados por Linacre *et al.* (2010a) y Durazo (2010). En particular es factible resaltar el año 2006 y 2011-2012, como periodos en los cuales se detectó una fase de baja salinidad asociada a un mayor volumen anómalo del Agua Subártica (Durazo, 2009; Bjorkstedt *et al.*, 2012). Lo anterior se observó en el mes de octubre del 2006 y durante todo el periodo del 2011 de forma más clara, esto debido a la presencia de aguas de menor salinidad como se observa en los diagramas T-S (figs. 6a y 7). Estas anomalías coinciden con lo reportado por Gaxiola-Castro *et al.* (2008) y Durazo (2009) quienes reportan la presencia anómala de volúmenes mayores de ASA a lo largo de las costas de California. Adicionalmente, se reporta que el evento que se detectó durante el 2010-2011 productó de un mayor flujo hacía el sur de agua de origen subártico excedió a el evento en escala del 2002-2003 (finalizó en el 2006), el cual había sido también el resultado en la presencia de una mayor proporción de Agua

Subártica dentro de la CC (Venrick et al. 2003; Gómez-Valdés and Jerónimo 2009, Bjorkstedt *et al.*, 2012).

Finalmente el periodo del 2012 se caracterizó por la etapa final de esta anomalía de baja salinidad, que se muestra en los meses de enero y principios de marzo donde las curvas de T-S muestran un patrón similar a la media climatológica. Esto indicaría un retorno a condiciones “normales” las cuales procedieron a una transición hacia un evento de El Niño de leve a moderado que se desarrolló durante la primavera 2012 (junio a agosto) (NOAA CPC Climate Diagnostics Bulletin) (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/enso_advisory/index.shtml).

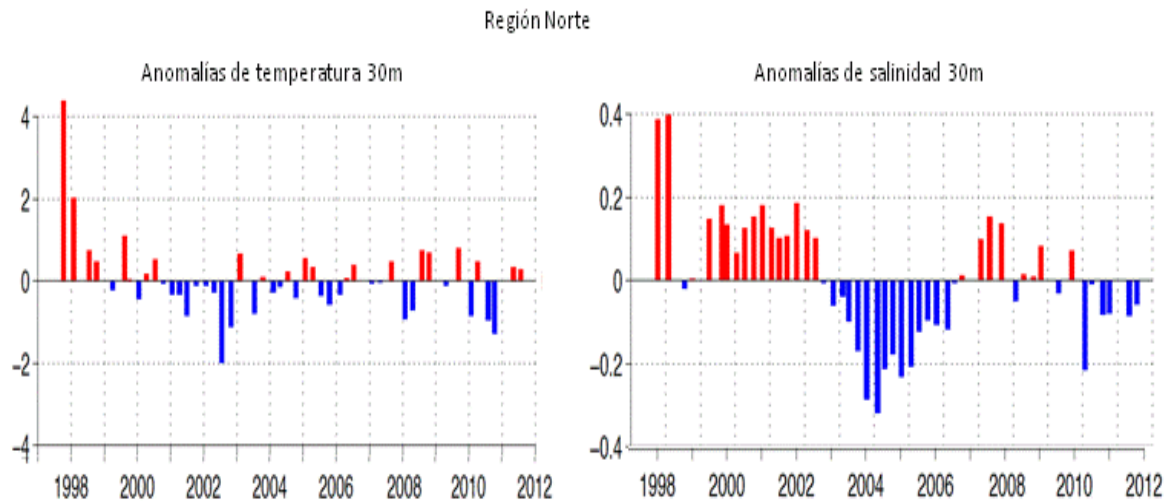


Figura 20. Evolución temporal de las anomalías de la a) Temperatura y b) Salinidad a 30 m, correspondientes a la región norte de IMECOCAL. Gráfico tomado de Durazo *et al.* (En preparación).

Por otro lado los muestreos del 2006 al 2012 se encontraron dentro de un periodo alterno de la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), el cual fluctuó entre valores negativos durante el evento de LN (2007-2008 y 2010-2012) a positivos en el evento de EN (2009-2010) (McClatchie *et al.* 2008, Bjorkstedt *et al.*, 2012). Este fenómeno de la ODP se encuentra fundamentalmente en el Pacífico Norte (en contraposición al Niño, que afecta sobre todo al Pacífico tropical), el cual tiene dos fases entre las que suele alternar una la fase cálida (valores positivos) o una fase fría (valores negativos). La fase fría se caracteriza por presentar temperaturas frías en la superficie del mar a lo largo de la costa del Pacífico de Norteamérica,

mientras que el centro del Pacífico Norte permanece cálido (<http://www.wrh.noaa.gov/fgz/science/pdo.php?wfo=fgz>). Este proceso (OPD) generó la presencia de anomalías negativas (por ejemplo: 1998-2001, 2008-2011) y positivas (por ejemplo: 2003-06) en la Temperatura Superficial del Mar (TSM) a lo largo del SCC (Bjorkstedt *et al.*, 2012).

También se ha reportado que en los últimos años, por lo menos desde 2008, la variabilidad en la ODP ha mostrado un alto grado de coherencia con el Índice Multivariado de la Oscilación del Sur El Niño (MEI) (Wolter y Timlin 1998). Por lo que, se podría especular que la fase negativa de la ODP podría haber tenido un efecto a favor de las surgencias durante la primavera del 2007, pero principalmente durante el 2008 (figs. 5 y 8b) durante la etapa de LN. Ya que en dicho año durante la primavera, se observó la presencia de aguas más frías, salinas, pobres en oxígeno disuelto y ricas en CID muy cerca de la superficie (figs. 5, 6b, 13b y 15). Por lo tanto, estas condiciones permiten entender por que agua de ~ 200 m de profundidad (origen ecuatorial) fueron detectada en aguas superficiales de las costas de Ensenada.

En los años posteriores también se observaron valores más negativos en la ODP (desde -1.55 en septiembre del 2010 a -2.33 en noviembre del 2011) comparados con los observados en el 2007 y 2008. Además, también se reportaron fuertes eventos de surgencias durante el 2010 y 2011 (Bjorkstedt *et al.*, 2012). Sin embargo, esto no favoreció el ascenso de aguas profundas de “origen ecuatorial” cerca de la costas como se observó durante 2007 en la EE. Esto pudo deberse a que durante la fase negativa de la ODP se intensifican los vientos del noroeste con dirección hacia el sur, lo que favorece el flujo de la CC ($S < 33.4$). Este último fue más intenso de lo normal a finales del 2010, 2011 y principios del 2012. Dicha condición permitió un acercamiento del núcleo de la CC cerca de la costa (normalmente se detecta a ~ 50 km fuera de la costa), lo que favoreció un mayor transporte del ASA más de lo normal dentro de la región de BC. Por lo tanto, esta condición permitiría entender la presencia de aguas frías, menos salinas, con un alto contenido de oxígeno (características del ASA) y CID detectado en las costas de Ensenada durante el 2010, 2011 y 2012. En contraste con lo observado

durante el 2007 y 2008 donde se detectaron aguas de origen ecuatorial (figs. 5, 6, 7, 13b y 15).

8.2. Distribución de las variables del sistema del CO₂.

En el océano abierto, el pH superficial es menos variable en espacio y tiempo en comparación con la pCO₂ (Feely *et al.*, 2009). Esto se ha podido observar en sitios donde se realizan series de tiempo en los cuales los cambios de pH debidos a procesos estacionales son pequeños, sin embargo es en estos sitios donde se está observando una reducción del pH (acidificación del océano) en las aguas superficiales producto de la absorción de CO₂ antropogénico (Dore *et al.*, 2009; Bates *et al.*, 2012; González-D. Ávila *et al.*, 2010). Se considera que con la progresión de la acidificación del océano (AO) las aguas oceánicas muy pronto experimentarán condiciones que estarán fuera de este rango variabilidad temporal natural (Friedrich *et al.*, 2012). Sin embargo, otro escenario muy diferente es el que ocurre en los entornos costeros, ya que la variabilidad natural es mucho mayor (Borges *et al.*, 2010). Se ha reportado que las aguas costeras se caracterizan por una alta variabilidad de pH en más de 0.4 unidades (Alín *et al.*, 2012). Por ejemplo Wootton *et al.* (2008) reportaron variaciones estacionales en las mediciones de pH de más de una unidad en un sitio costero del estado de Washington en los EUA. Por su parte Frieder *et al.* (2012), realizaron variaciones diurnas de pH en una zona costera dominada por mantos algales en el sur de California en San Diego y observo variaciones de hasta 0.36 unidades. Como se puede observar en base a los ejemplos anteriores, las zonas costeras es todo un reto estudiarlas y por ejemplo diagnosticar un efecto de tipo antropogénico y es por ello que existe la necesidad de caracterizar con una mayor precisión los diferentes procesos que participan o modifican las condiciones de acidificación.

Se ha reportado que las variaciones en CID y de pH en los sistemas costeros pueden estar asociada fuertemente a procesos locales como surgencias costeras y mareas (Ribas-Ribas, 2011), pero también a eventos interanuales (Linacre *et al.*, 2010a; Nam-SungHyn *et al.*, 2011). Al respecto, procesos como las surgencias costeras se han vuelto un tema de gran interés, dado que transportan aguas de diferentes profundidades y con diferente contenido de CID dependiendo

de la intensidad de los vientos. En este aspecto, se han reportado evidencias que señalan incrementos en la intensidad de surgencias costeras debido al calentamiento global (Bakun, 1990). Esto sugiere que aguas más profundas y ricas en CO₂ potencialmente serán transportadas a la plataforma continental. Durante el 2010 y 2011 en la EE, se observaron anomalías positivas en surgencias lo que resultó en altos valores de CID (2130 y 2137 μmolkg^{-1}), pCO₂ (723 y 769 μatm) y valores bajos de pH (7.79 y 7.77, respectivamente) a escasos 30 m de profundidad. Al respecto, Oliva-Méndez (2012) reportó valores altos de CID y con valores bajos de pH en una zona del intermareal localizado a tres km de la EE para el mismo periodo. Los valores reportados de CID fueron máximos de 2140 μmolkg^{-1} , pCO₂ de 793 a 863 μatm y valores de pH de 7.8. La autora igualmente atribuyó las altas concentraciones a un periodo de anomalías positivas de surgencias haciendo referencia al índice de surgencia de Bakun ([http://las.pfeg.noaa.gov/las6_5/servlets/constrain?var=1639; 116.5°W 31.5°N](http://las.pfeg.noaa.gov/las6_5/servlets/constrain?var=1639;116.5°W31.5°N)).

Sin embargo, como se mencionó anteriormente, los eventos interanuales también juegan un papel muy importante en el ascenso (descenso) de aguas ricas (pobres) en CID, pCO₂, nutrientes y como consecuencia en bajos (altos) valores de pH. Pero además, se ha reportado que la presencia de eventos interanuales tales como El Niño y La Niña pueden modificar la circulación y por consecuencia modificar las propiedades químicas de las masas de agua presentes en la región. Por ejemplo, Juárez-Colunga *et al.* (2010) reportó para la región IMECOCAL valores de pH entre ~ 7.7 y 7.9 cuando había un dominio del ASA (finales del 2006), mientras que bajo influencia del AESs se esperan valores similares a pH 7.7 o menores. Cabe destacar que el estudio realizado por Juárez-Colunga *et al.* (2010) se realizó entre la etapa final de la anomalía de un mayor volumen del ASA que finalizó en el 2006 y el evento de LN del 2008. Por su parte el estudio realizado por Feely *et al.* (2008) resalta que la campaña de muestreo no solo se realizó durante el verano del 2007 durante época de surgencias, sino que también coincidió con la transición hacia LN.

Por tanto es importante señalar que la combinación de eventos interanual como LN con las surgencias puede generar cambios en las propiedades químicas

como se observó en nuestros resultados para los periodos primavera-verano (fig. 21). El ejemplo más claro fue las surgencias intensas en combinación con evento de LN detectado durante la primavera del 2008 en la que se observó el ascenso de aguas ricas en CID asociadas con la isopicna de 26.2 kgm^{-3} (la isopicna denota el límite superior de la CCC y que transporta al AESs), la cual se caracterizó por tener concentraciones de CID de $2200 \mu\text{molkg}^{-1}$ y un pH de 7.7 con valores de subsaturación en carbonatos ($\Omega_{\text{arag}} < 1$). Esta agua se localizó por debajo de los 200 m en la región más oceánica (estación 100.60) frente a las costas de Ensenada, mientras que en la estación más costera (estación 100.30) se detectó por debajo de los 60 m de profundidad (fig. 18).

Estas condiciones de anomalías positivas en las surgencias acopladas con evento interanual LN se presentaron nuevamente durante el 2010 y 2011, como lo reportan Nam-SungHyn *et al.* (2011) para las costas de San Diego. Los autores resaltaron la presencia de aguas con menor pH (el cual corresponde a mayores valores de CID) similar a lo encontrado en este trabajo y adicionalmente bajas concentraciones de oxígeno disuelto. Esta condición posiblemente favoreció que aguas subárticas de origen más profundo se mezclaran con aguas subsuperficiales y fueran transportadas subsuperficialmente hacia la costa. Sin embargo, no se descarta que aguas profundas de ASA contengan también altas concentraciones de carbono.

Por otro lado, Nam-SungHyn *et al.* (2011) también reportaron valores de pH mayores a 7.8 dentro en los primeros 50 m durante el evento de El Niño para el mismo sitio de muestreo. Otro ejemplo en el mismo aspecto Leinweber *et al.* (2013) encontraron valores de pH más altos asociados con la fase cálida de El Niño en la Bahía de Santa Mónica California. Dichos valores y condiciones fueron similares a los detectados en la EE en los primeros 50 m de profundidad, cabe señalar que en estas condiciones se favorece a que haya una columna de agua saturada en aragonita mayor a la unidad.

Sin embargo lo anterior no fue siempre la regla, esto debido la alta variabilidad interanual (EN/LN) y a variabilidad de la intensidad de los eventos de surgencias, ya que no siempre se observó un pH superficial bajo durante LN o pH

alto durante EN. Se han observado cambios en la circulación y por consecuencia cambios en las propiedades químicas del agua. Por ejemplo, durante 2010-2012 se presentó una serie de anomalías negativas en salinidad y temperatura, las cuales se reflejaron en la entrada anómala de un mayor volumen de Agua Subártica durante un evento intenso de La Niña. Esto podría explicar las altas concentraciones de CID, pCO_2 y nutrientes a lo largo de la columna de agua por debajo de los treinta metros, sin embargo en la superficie los valores de pH fueron ~ 8.0 ante la alta influencia de ASA. Estos cambios de circulación y eventos regionales, podrían jugar un papel importante en la disponibilidad del ion carbonato en la columna de agua, el cual es necesario para todos aquellos organismos marinos que formen sus exoesqueletos de $CaCO_3$ (Feely *et al.*, 2008), pero es claro que en las costas de Baja California hay una alta variabilidad temporal y con evidentes efectos en la química de la columna de agua.

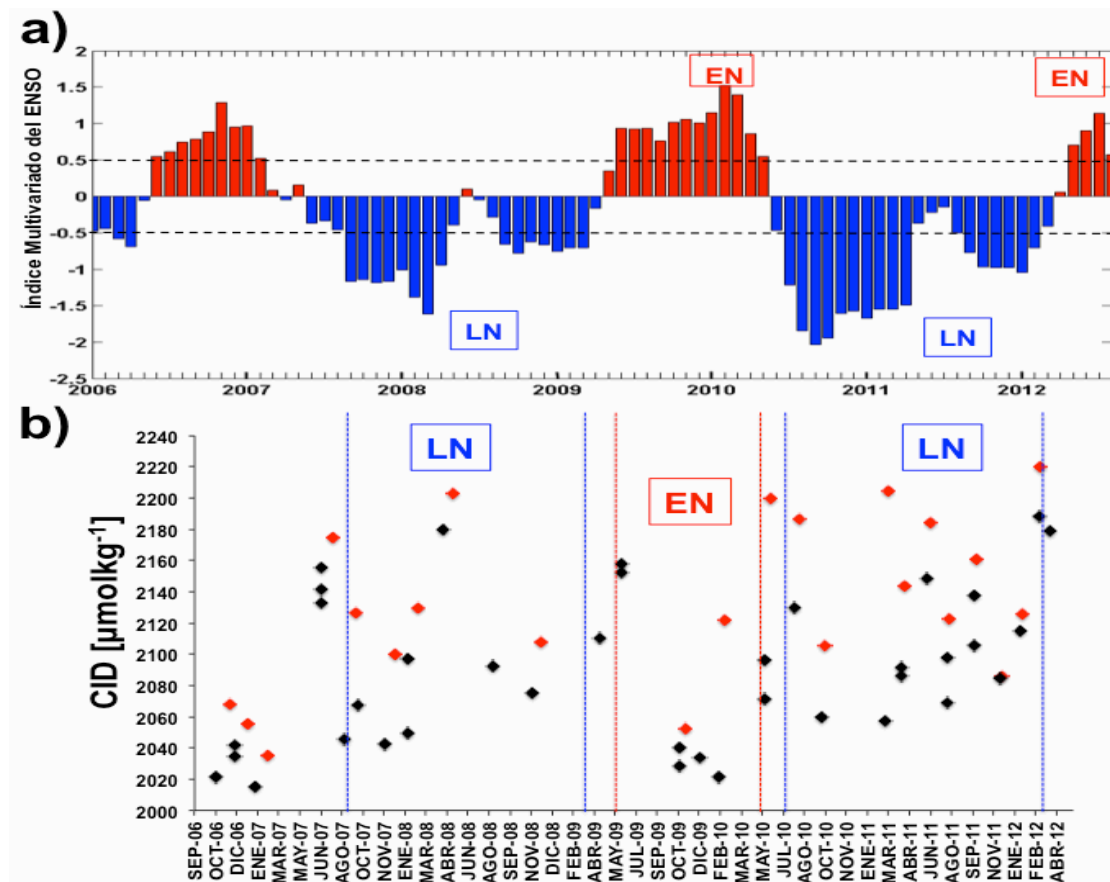


Figura 21. En (a) se muestra el Índice Multivariado del ENSO (MEI) y en (b) La variación temporal del Carbono Inorgánico Disuelto (CID $\mu\text{mol kg}^{-1}$) entre los 15 a 30 m (rombos negros) y 50 m (rombos rojos).

8.3 Variabilidad temporal del omega de aragonita y oxígeno disuelto.

En el océano, el pH ha mostrado cambios no sólo en tiempo y espacio en las aguas superficiales como resultado del incremento en la absorción de CO₂ de origen antropogénico (Sabine *et al.*, 2004), sino que también producto del incremento de CO₂ en el océano, se están observando cambios en la profundidad de los horizontes de saturación de aragonita (Feely *et al.* 2002, 2012). Los autores señalan que el horizonte de saturación de aragonita para el océano Pacífico Norte, es cada vez más somero. Se estima que la velocidad de migración del horizonte de Ω_{arag} , fluctúa entre 1 y 2 m/año, y que por ejemplo en el caso de las costas del Pacífico Norte, dicho horizonte de saturación ha migrado a una profundidad tal que actualmente las surgencias pueden transportar agua subsaturada a la plataforma continental (Feely *et al.*, 2008, 2012). Esto fue reportado para las costas del Pacífico Norte, en la cual se detectó agua subsaturada sobre la plataforma continental desde las costas de Canadá hasta Baja California, México (Feely *et al.* 2008). Particularmente, esta agua subsaturada en $\Omega_{\text{arag}} (< 1)$ se detectó en las costas de Ensenada BC sobre la plataforma en aproximadamente 60 m durante la época de surgencias en junio del 2007 (Feely *et al.*, 2008).

Por otro lado, Oliva-Méndez (2012) reportó para el 2010 y 2011 en la zona de Arbolitos, valores de Ω_{arag} se mantuvieron por arriba del límite de saturación (>1). Sin embargo, el autor menciona que el valor más bajo de Ω_{arag} fue de 1.5 durante septiembre de 2010 y marzo de 2011. Si bien estos valores no llegan a estar por debajo del valor de subsaturación, este hecho representa la pauta para observar el intervalo de variación al que están sometidos actualmente los organismos calcificadores que habitan en el intermareal. Así mismo, el autor menciona que dicho intervalo de Ω_{arag} detectado en la zona de Arbolitos fue de 1.4 a 3, por tanto los organismos están expuestos a variaciones de ~ 1.6 unidades de Ω_{arag} en la escala de días a semanas. Por lo cual es necesario llevar a cabo estudios con organismos que calcifican y habitan en la zona para evaluar si son o no condiciones óptimas (Oliva-Méndez, 2012). Cabe señalar que los valores de subsaturación en EE fueron muy similares en superficie a los detectados por

Oliva-Méndez (2012), sin embargo, en es este sitio si se observó agua subsaturada (< 1) por debajo de los 40 m de profundidad.

En las zonas costeras como se mencionó en la introducción, existen enormes huecos donde no existe aun información sobre las variables del sistema del carbono y por tanto hace difícil realizar comparaciones. Recientemente, se han propuesto alternativas para la proyección del estado de la AO en sitios usando datos hidrográficos calibrados con variables del sistema del carbono. Este es el caso del trabajo de Juranek *et al.* (2010) quienes propusieron ecuaciones empíricas para las costas de Oregon y de Alin *et al.* (2012) quien por su parte hizo lo mismo pero para las costas del sur de California y la parte Norte de Baja California. Estos modelos particularmente se recomienda aplicarlos en sitios donde existen datos hidrográficos y pocas mediciones de variables del carbono que permiten ser utilizados en las calibraciones del modelo. Una aplicación de estos modelos se realizó en la SCC por Alín *et al.* (2012) con datos de CalCOFi del 2005 al 2011 en una serie de tiempo realizada en la estación 26.7, localizada frente a San Diego, CA. Los autores reportaron la presencia de aguas subsaturadas ($\Omega_{\text{arag}} < 1$) por debajo de los 70 m. Sin embargo, durante el 2007 y 2010 los autores reportaron que el horizonte de saturación se mantuvo ligeramente más profundo entre 80-140 m. Las condiciones reportadas por estos autores muestran una localización del horizonte de saturación de aragonita ligeramente más profundo al observado en la EE, el cual oscilo entre 30 y 50 m de profundidad, esto probablemente debido a que las condiciones oceanográficas de California son diferentes a la que tenemos en nuestras costas.

Como se mencionó anteriormente, la generación de estos algoritmos empíricos se basa en el uso de datos hidrográficos, y el generar una simulación de la serie de tiempo como la obtenida en EE usando datos hidrográficos en este trabajo permitió: 1) Evaluar el papel de los procesos físicos en la dinámica del carbono y 2) Generar una aproximación del papel de las variaciones estacionales sobre la química del carbono. En la figura 22 se puede observar la correlación alta ($r^2=0.93$) obtenida entre los datos de CID medidos y los de CID estimados usando solo los datos por debajo de los 30 m, lo cual sugiere por un lado que el modelo se

aplica bien para nuestra zona de estudio. Además, resalta el papel de los procesos físicos en control de la dinámica del carbono en la zona ya que se podría considerar que el 93% de la variabilidad en las variables químicas de la EE estuvo fuertemente controlada por procesos físicos. Sin embargo en las aguas superficiales (por arriba de los 30 m), en el caso de CID deberían estar controladas por procesos de captación de carbono por el fitoplancton y por procesos de desgasificación hacia la atmósfera. Por ejemplo, se generó la figura completa de superficie a fondo usando los datos del CTD y se realizó una comparación con los datos medidos (fig. 23). En particular en el 2008 los datos modelados muestran un pulso que llega a la superficie con valores de CID = 2100 μmolkg^{-1} , en contraste los valores medidos de CID muestran valores mucho menores en $\sim 150 \mu\text{moles}$ y que justo la diferencia podría atribuirse a los procesos antes mencionados (el omega aragonita muestra lo opuesto). Lo anterior se vio reflejado en el alto florecimiento fitoplanctónico que se detectó frente a las costas de Ensenada en la zona de la EE durante el 2008 y con abundancia en diatomeas debido a los altos pulsos de nutrientes y CID que se detectaron durante ese periodo (Linacre *et al.* 2010b). Al respecto, se puede decir que si no existieran estos procesos biológicos el horizonte de saturación de aragonita (< 1) permanecería con esos valores mayor tiempo en la superficie como se observa en la figura 23, por tanto la actividad biológica favorece el aumento del pH y por ende el estado de saturación de aragonita. Es claro que no habría que olvidar que el proceso de desgasificación contribuye a la disminución de CID.

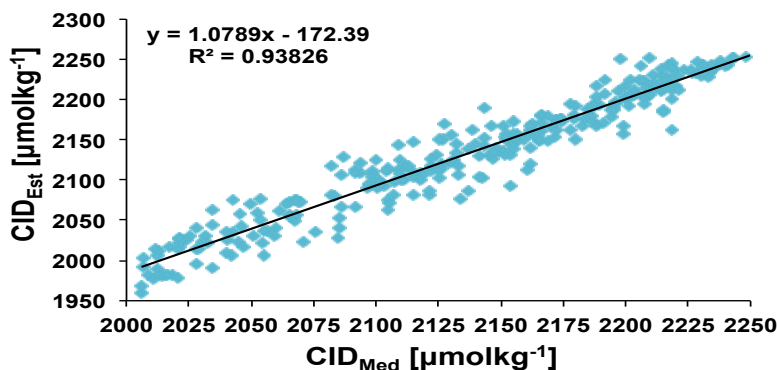


Figura 22. Análisis de Regresión Lineal de los datos medidos de Carbono Inorgánico Disuelto (CID_{Med}) vs los datos estimados del Carbono Inorgánico Disuelto (CID_{Est}).

Como se ha enfatizado anteriormente, las surgencias es uno de los mecanismos que no solo transportan aguas ricas en nutrientes y CID, sino también aguas con bajo pH y Ω_{arag} . Esto es especialmente relevante debido a que el SCC constituye uno de los ecosistemas más productivos del mundo, con una gran biodiversidad (Carr, 2002, Block *et al.*, 2011) y con pesquerías comerciales importantes (Constanza *et al.*, 1997). Sin embargo, los modelos de predicción de la acidificación pronostican que el SCC puede ser especialmente propenso a alcanzar niveles subsaturación a mediano plazo, debido a su bajo pH y Ω_{arag} (Gruber *et al.*, 2012). En este aspecto, también existe una creciente preocupación en las aguas costeras del Pacífico Oriental, en las cuales se han detectado bajas concentraciones de oxígeno disuelto asociadas con bajos valores de pH (Nam-SungHyn *et al.*, 2011).

Durante los años de muestreo en la EE, los valores más bajos de oxígeno en $\sim 20\text{m}$ se asociaron a la presencia de LN detectados durante las primaveras del 2007 ($> 2 \text{ mL}^{-1}$), 2008 ($> 3 \text{ mL}^{-1}$) y primavera del 2012 ($> 3 \text{ mL}^{-1}$) cerca de la superficie. El resultado anterior, se ha relacionado a cambios en la circulación oceánica como producto de presencia de eventos interanuales que favorecen la presencia de masas de agua con propiedades químicas diferentes. En este aspecto, Bograd *et al.* (2008) sugirieron que la disminución de las concentraciones de oxígeno en el SCC ($\sim 60 \mu\text{M}$ a $\sim 90 \text{ m}$) se ve afectada por la estratificación en general, y por cambios en la advección asociadas con la presencia de la Contracorriente de California (la cual transporta al AESs). En particular, a lo largo de la costa de California y Baja California no es claro si los niveles de O_2 en la plataforma continental llegaron a condiciones de hipoxia (Díaz y Rosenberg, 2008; Vaquer-Sunyer y Duarte, 2008). Recientemente, Nam-SungHyun *et al.* (2011) reportaron para las costas de San Diego, CA, anomalías negativas en las concentraciones del oxígeno durante las primaveras del 2007 y 2008 (~ -0.25 y $\sim -0.5 \text{ mL}^{-1}$, respectivamente) a una profundidad de entre 30 a 40 m. Además, reportaron bajos valores de pH y oxígeno cerca de la costa entre 50-150 m de profundidad durante los periodos de julio y agosto del 2011. Estos autores asocian estas condiciones de bajo oxígeno a la presencia del evento de LN, así como a la

presencia de un flujo subsuperficial (50 y 150 m) hacia el polo de la Contracorriente de California (California Undercurrent: CUC) o la Contracorriente Costera (Inshore Countercurrent: ICC), la cual es conocida por presentar concentraciones de bajo contenido de oxígeno (Gay y Chereskin, 2009).

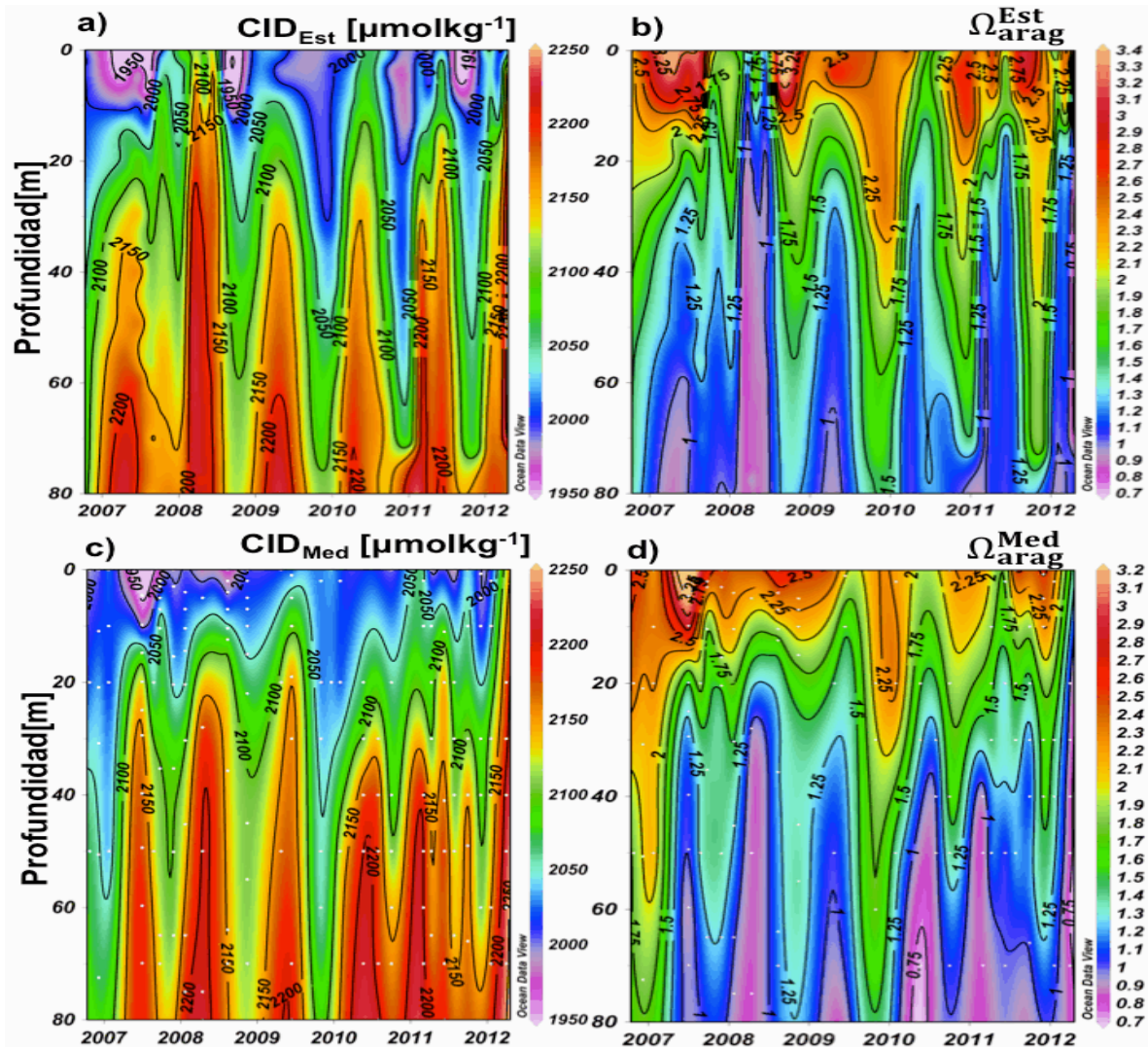


Figura 23. Perfiles verticales de (a) Carbono Inorgánico Disuelto (CID_{Med}) y (b) Omega aragonita ($\Omega_{\text{arag}}^{\text{Est}}$) estimados de a partir del modelo empírico vs los datos medidos de (c) Carbono Inorgánico Disuelto (CID_{Med}) y (d) Omega aragonita ($\Omega_{\text{arag}}^{\text{Med}}$).

No obstante, Nam-SungHyun *et al.* (2011) reportaron también anomalías positivas en las concentraciones del oxígeno (30-40 m) de ~ 0.5 , ~ 1.0 y $\sim 0.5 \text{ mL}^{-1}$, durante la etapa final de la anomalías del ASA (otoño-invierno 2006-2007) y el evento de LN (otoño-invierno 2006-2007 y 2008-2009), respectivamente. Mientras que durante EN del 2009-2010, estos autores reportaron una serie de anomalías

muy marcadas, con valores de oxígeno desde 0.7 mL^{-1} por encima de la media estacional en el segundo semestre del 2009, a 1.5 mL^{-1} por debajo de lo normal en el otoño de 2010.

Particularmente en la EE, durante el evento de EN del 2009-2010 se observaron aguas con altas concentraciones de oxígeno similares a lo reportado para las costas de San Diego. Sin embargo, también se encontraron aguas con bajas $[\text{O}_2]$ y subsaturadas en CaCO_3 ($\Omega_{\text{Arag}} < 1$) asociadas a la presencia más somera de la isopicna de 26 kgm^{-3} durante las primaveras del 2009, 2010 y 2011. Mientras que en las primaveras del 2007, 2008 y 2012 los bajos valores de O_2 y aguas subsaturadas ($\Omega_{\text{Arag}} < 1$) se asociaron a una mayor presencia de AESs reflejado en la isopicna de 26.2 kgm^{-3} (isopicna que denota el límite superior de la CCC y que transporta al AESs). Esto último concuerda con lo reportado por Feely *et al.* (2008) para las costas de Oregón California, lo cual indica que el agua subsaturadas de estas costas pudiera ser asociada con aguas de características de la CCC las cuales fueron similares al agua observada al norte de California durante el 2007.

Como se mencionó anteriormente, la importancia de desarrollar modelos radica principalmente en proyectar escenarios posibles en relación a la AO, esto debido a los cambios en la circulación oceánica. Por lo cual, modelos de predicción podrán proveernos de información que ayudaran a anticipar aquellos cambios en la química del carbonato en las próximas décadas. En este aspecto, Gruber *et al.* (2012) reportaron predicciones sobre la acidificación del océano en las costas de CSC en el cual muestran una proyección de la disminución del pH y el ascenso del horizonte de saturación de aragonita para el 2050. El autor predice que el escenario para el 2050, ocurrirá un descenso superficial del pH y Ω_{arag} en todo el dominio central del SCC de 7.92 y 1.77, respectivamente. Además, este modelo sugiere que en el verano los valores de pH y Ω_{arag} serán más bajos aun, principalmente cuando la surgencia está en su periodo máximo. Por lo tanto, la acidificación del océano irá reduciendo seriamente el hábitat para muchos organismos en SCS, en particular aquellos que sean poco tolerantes a estar bajo condiciones subsaturadas ($\Omega_{\text{arag}} < 1$). Al respecto, la información de estos modelos

podría ayudar a prever futuros cambios dentro de los ecosistemas costeros, los cuales tienen relevancia en el sector pesquero y turístico.

8.4 Variabilidad temporal de nutrientes.

Se ha reportado que el SCC es conocido en general como una zona muy fértil, creada principalmente por los nutrientes inorgánicos aportados por el agua de origen subártico (ASA) transportada hacia el sur por el flujo de la CC y por los afloramientos a lo largo de la costa (Haury y Shulenberger 1982, Largier *et al.* 2006). Este fue el escenario encontrado en la EE, ya que se detectaron altos valores de nutrientes (NO_3 , PO_4 y SiO_4) y con una marcada variabilidad estacional por debajo de los 30 m (con mínimos superficiales).

Particularmente, durante la primavera y verano del 2007, 2008, 2010 y 2011 se registraron las mayores concentraciones de nutrientes (NO_3 , PO_4 y SiO_4) en la columna de agua, las cuales estuvieron asociados principalmente a intensos eventos de surgencias que se suscitaron en la región. Estos procesos estimulan el crecimiento del fitoplancton en el océano y su posterior proliferación en biomasa (Linacre *et al.*, 2010b, 2012). Sin embargo, la biomasa fitoplanctónica está fuertemente relacionada con la profundidad de la nutriclina (Gaxiola-Castro *et al.*, 2010).

Sin embargo, existen otros procesos que podrían modificar el aporte de nutrientes hacia eufótica, tales como los procesos de gran escala (EN/LN). Estos procesos como El Niño (La Niña) que hunde (eleva) la nutriclina (Castro *et al.* 2002), controlan por tanto las condiciones óptimas para el crecimiento del fitoplancton. Particularmente, para la región de la CC frente a BC se han registrado diferentes ciclos del EN-LN con efectos en las comunidades del zooplancton y fitoplancton (Lavaniegos *et al.* 2002, Gaxiola-Castro *et al.* 2008) y con efectos en la oceanografía física regional (Durazo 2009).

Estos eventos de gran escala impactan de manera muy evidente la distribución vertical de los nutrientes en la región. Por ejemplo, en la capa de mezcla de la CC el efecto de La Niña (98-99) en los nutrientes fue más evidente en los NO_3 que en el PO_4 , con una anomalía positiva de $\sim 1.0 \mu\text{M}$ en NO_3

(Goericke *et al.* 2005). Sin embargo, durante enero del 1998 y 1999 las anomalías en la profundidad de la nutriclina ($\text{NO}_3 \geq 1.0 \mu\text{M}$) frente a la región central de California fueron positivas y cercanas a 25 m y ~ 10 m, respectivamente (Goericke *et al.* 2007). Estos efectos del evento de LN del 1998-199 fueron similares a los detectados en LN del 2007-2008 en la EE. Durante este último periodo se observó un ascenso de aguas enriquecidas en nutrientes, particularmente en nitratos ($\sim 10 \mu\text{M}$) y fosfatos ($\sim 1.75 \mu\text{M}$) dentro de la eufótica (~ 30 m). Este ascenso de aguas enriquecidas estuvo asociado principalmente a la intensificación de la mezcla vertical producto de intensos eventos de surgencias que se combinaron con el evento de LN del 2007-2008 y que generó cambios en la química de nutrientes y cambios en las comunidades fitoplanctónicas (Linacre *et al.*, 2010a,b).

No obstante, también se han reportado eventos con bajos aportes en nutrientes dentro de la CC, tal fue el caso de El Niño del 1997 (septiembre-octubre). Observándose valores superficiales de PO_4 que variaron de 0.10 a 0.30 μM mientras que los NO_3 alcanzaron valores cercanos a 0.20 μM , esta disminución se atribuye al hundimiento entre 50 y 100 m en la profundidad de la nutriclina-termoclina (Castro *et al.* 2002, Gaxiola-Castro *et al.* 2010). Este hundimiento de la termoclina fue resultado del ingreso de agua más cálida y salada a la región sur de la CC (Durazo y Baumgartner 2002). Estas observaciones y efectos fueron similares al evento de EN 2009-2010 (otoño-invierno), en el cual también se detectó una disminución en las concentraciones de nutrientes ($\text{NO}_3 < 10 \mu\text{M}$; $\text{PO}_4 < 1 \mu\text{M}$) a lo largo de la columna (figs. 16 y 24). Particularmente, los SiO_4 presentaron valores bajos superficiales que variaron entre 0 a 5 μM en los primeros 60 m de profundidad (fig. 16c). Sin embargo, también es importante mencionar que durante este evento de EN 2009-2010, las condiciones hidrográficas fueron diferentes a las detectadas en El Niño 97-98, ya que además de no ser tan intenso, en este caso se detectó la presencia de aguas menos salinas de origen Subártico (fig. 5a-b), las cuales pudieron estar asociadas a la baja presencia de SiO_4 dentro de la región posiblemente debida a la incursión anómala de ASA (fig. 24c).

Cabe señalar, que la presencia del agua menos salina fue más evidente y

persistente durante la parte final del 2010 hasta principios del 2012. Esta condición de baja salinidad dentro de la región (asociada al ASA) fue reportada previamente durante el 2002 al 2006 (Durazo *et al.*, 2010). La presencia de esta agua menos salina (33.1 y 33.3) y fría (16–17°C) se observó durante el invierno del 2005 (enero-febrero) desde las costas de Ensenada hasta frente a la Isla de Cedros (Durazo *et al.* 2010). Dicha condición originó que durante enero de ese mismo año, se reportara una distribución espacial de PO₄ con concentraciones > 1.0 μM en la sección norte de Punta Eugenia (Gaxiola-Castro *et al.* 2010). Sin embargo, por el contrario, en ese mismo periodo en toda la región de California se reportaron anomalías negativas en la profundidad de la nutriclina (Goericke *et al.*, 2007).

Las condiciones de baja salinidad que se detectaron durante el 2009 y 2011 en la EE, coincidieron con las concentraciones bajas en SiO₄. Es decir, que este nutriente (SiO₄) mostró una tendencia a disminuir sus concentraciones en presencia de periodos de anomalías de salinidad de origen subártico (fig. 24c). Caso contrario ocurrió con NO₃ y PO₄, observándose un aumento en las concentraciones de ambos nutrientes durante dichas condiciones. Cabe destacar que durante esta etapa de baja salinidad también se presentó nuevamente el evento de LN, y un periodo con anomalías positivas de surgencias. Por tanto, la combinación de estos tres eventos que se presentaron en las costas de Baja California, pudieron favorecer de alguna manera la presencia de altos valores en nutrientes (NO₃ y PO₄) y CID cerca a la superficie. Del resultado anterior podrían explicarse las altas concentraciones de la Chl-a a partir del segundo semestre del 2010 hasta la primavera de 2011 (Bjorkstedt *et al.*, 2011).

Adicionalmente, reportes recientes en series de tiempo realizadas en las costas de California (líneas 90 y 93 del programa CalCOFI), han encontrado que las concentraciones de nitratos presentan una tendencia positiva desde el año 2000 y que coincide con una disminución en las concentraciones del oxígeno (a niveles que han persistido hasta el 2011). Sin embargo, el aumento de nitratos de los últimos dos años (2010 y 2011) no presenta las concentraciones bajas de oxígeno, y por tanto resulta complejo atribuir su aumento a procesos de la

remineralización local, sin necesidad de algún otro mecanismo que pudiera compensar los presentes valores del oxígeno disuelto. Este tema será sin duda, una de las tareas que deberá ser evaluada en el sitio de monitoreo costero.

Por otra parte, los principales procesos biológicos que afectan la concentración de los NO_3 , PO_4 y SiO_4 en la capa superficial en el océano, son la asimilación por parte del fitoplancton mientras que en la capa profunda lo es la respiración de la materia orgánica en el caso de los NO_3 y PO_4 (Tyrrell y Law 1997) y la disolución del sílice biogénico en el caso de los SiO_4 (Van Cappellen *et al.*, 2002). Una de las aproximaciones que se utilizan para estudiar el efecto de los procesos biológicos sobre la concentración de nutrientes es realizar un análisis de regresión lineal entre los diferentes nutrientes y, a partir de las pendientes, inferir sus tasas de consumo y regeneración. La relación entre P:N y Si:N estimadas para la EE (< 100 m) fueron de 14.73 y 0.80 respectivamente (fig. 17). Sin embargo, cabe notar que los valores de la razón N:P estimadas en este trabajo fueron ligeramente menores que la razón de 16:1 propuesta por Redfield. Estas bajas proporciones de N:P se han reportado para sistemas marinos asociados a ambientes subóxicos donde se favorece la desnitrificación (Tyrrel y Lucas 2002) y/o donde el grupo predominante del fitoplancton es el de las diatomeas (Arrigo *et al.* 1999), las cuales se caracterizan por ser fuertes consumidoras de N (Arrigo *et al.* 2002). Como ya se mencionó anteriormente, el proceso de desnitrificación se podría descartar debido al aumento en los valores del oxígeno disuelto.

En cuanto a las razones estimadas para Si:N fueron de casi de uno a uno, lo que indica que fueron bajas en relación a la razón de Redfield. Lo anterior sugiere que el SiO_4 se encontró ligeramente en mayor proporción en relación al N durante la mayor parte del tiempo de muestreo. El valor de la pendiente en la relación entre ambos nutrientes (N:P) fue diferente a la razón de Redfield (16) que se obtiene cuando sólo se consideran los efectos biológicos (Alvarez-Borrego *et al.* 1975a, 1975b), y fue ligeramente mayor en 0.5 unidades a la misma relación obtenida para el estudio realizado a lo largo de región IMECOCAL durante el 97 al 2005 ($m=14.25$) (Gaxiola-Castro *et al.*, 2010). Adicionalmente, diversos estudios han reportado que la composición de la comunidad fitoplanctónica juega un papel

central en determinar la magnitud de la razón N:P del agua. Por ejemplo, en el mar de Ross se observó que cuando hubo un florecimiento de diatomeas la razón N:P fue baja (promedio \pm error estándar = 9.69 ± 0.33), mientras que en presencia de otra especie de fitoplancton (el dinoflagelado *Phaeocystis Antarctica*) la razón N:P fue alta (19.2 ± 0.6) (Arrigo *et al.* 1999). Sin embargo, a pesar de que nuestros resultados indicaron bajas concentraciones en SiO_4 dentro de la capa eufótica esto podría ser por varias razones entre ellas, que su decremento sea debido al consumo por parte de las diatomeas y/o a que el Agua Subártica presente como característica bajas proporciones en SiO_4 . Por lo tanto, se podría sugerir que las desviaciones de la relación 16:1 se consideran que estarían más probablemente relacionadas a la influencia de diferentes procesos físicos presentes en la región de estudio (advección de diferentes masas de agua con diferencias en concentración de oxígeno, surgencias costeras y/o a eventos interanuales), que mezclan aguas con características hidrográficas distintas.

Finalmente, resulta interesante notar que los interceptos negativos de la razón N:P (fig. 17b) y el exceso de PO_4 calculado para el conjunto de datos, indican que el NO_3 fue el nutriente potencialmente limitante de la producción primaria en esta zona. Mientras que la razón de Si:N en la figura 17a se encontró que el SiO_4 fue limitante en ciertos periodos (julio-2007 y agosto-2008). Adicionalmente se puede observar como la condición de limitancia del silicato se asoció con la presencia de aguas menos salinas de origen subártico (fig. 24a). Sin embargo, el NO_3 fue el nutriente limitante durante el resto del periodo de muestreo el cual nuevamente jugaría un papel importante dentro de la producción primaria (fig. 17). Al respecto, se ha observado que las concentraciones del nitrato y las razones del N:P han aumentado ligeramente en los últimos décadas (Bjorkstedt *et al.*, 2011), pero tal tendencia no se puede detectar en las concentraciones de los silicatos y fosfatos

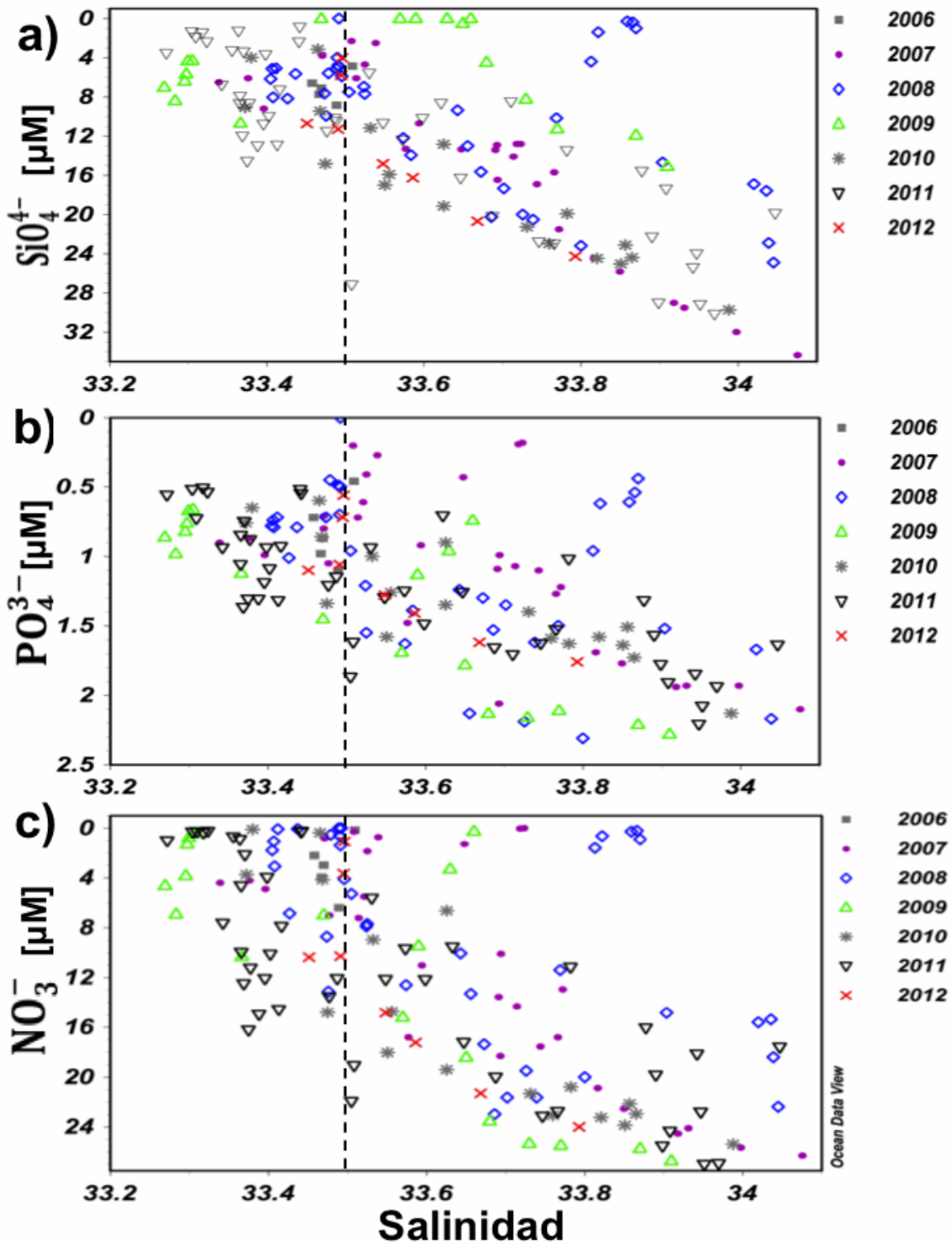


Figura 24. Distribución temporal de los nutrientes (a) SiO_4 , b) PO_4 y c) NO_3) en base a la salinidad en la estación Ensenada, de Diciembre del 2006 a Enero del 2012 razones de los nutrientes en la EE. La línea punteada delimita la salinidad climatológica mínima.

8.5 Fuente o Sumidero de Carbono y efectos en la química del carbono superficial.

Se ha encontrado que existen grandes regiones del océano como el Pacífico Ecuatorial donde se presentan altos aportes de CO₂ hacia a la atmósfera, en comparación con altas latitudes donde el océano actúa principalmente como un captador de CO₂ atmosférico (Barber y Chavez, 1983). Se ha reportado que la información sobre los flujos de océano-atmósfera de CO₂ en la franja costera es compleja, y que es consecuencia de alta variabilidad temporal de los diversos procesos que en estos ocurren. En estas zonas se presentan procesos como eventos surgencias, frentes de marea, descargas de ríos, intercambio con sedimentos y procesos biológicos los cuales controlan la dinámica de la química del CO₂ en la superficie del mar (Kempe, 1982; Mackenzie *et al.*, 1991, Wollast, 1991a). En esta sección se presenta la variabilidad temporal del $\Delta p\text{CO}_2$ como un indicador de la dirección de los flujos. En particular, después de la discusión de lo observado en la columna de agua, resulta importante evaluar el efecto de las aguas subsuperficiales sobre dicha variable. Adicionalmente, se presenta una propuesta de generación de datos de CID y Ω_{Arag} derivados de los datos de pCO₂ del sensor de la boya de cada tres horas y de una alcalinidad promedio generada en este trabajo para aguas superficiales. El propósito fue evaluar el estado de saturación de Ω_{Arag} en las aguas superficiales ante la variación temporal de CID y relacionarlo con el tema de Acidificación del Océano.

El $\Delta p\text{CO}_2$ se expresa por la diferencia entre la presión parcial del océano y la atmósfera. Este parámetro indica el grado de saturación de CO₂ en el océano con relación a la atmósfera. Los valores positivos de $\Delta p\text{CO}_2$ indican que el océano está sobresaturado de CO₂ con relación al CO₂ atmosférico, lo cual favorece un flujo del océano hacia la atmósfera. Los valores negativos de $\Delta p\text{CO}_2$, indican que el océano está subsaturado con respecto a la atmósfera por lo que se esperaría un flujo de CO₂ de la atmósfera hacia el océano.

Una de las limitaciones que se tienen al realizar muestreos bimensuales o trimestrales como ocurrió en este análisis, es que en las aguas superficiales (primeros 20 m) ocurren los procesos de fotosíntesis y desgasificación los cuales

ocurren a una escala de tiempo mucho más rápida (horas, días etc.). Los cálculos del $\Delta p\text{CO}_2$ con mediciones discretas muestran que durante octubre a diciembre (2006), se observaron valores muy cercanos al valor en equilibrio con la atmósfera ($381 \mu\text{atm}$). Mientras que de enero a julio (2007) los valores detectados estuvieron muy por debajo del valor en equilibrio con la atmósfera ($> a -150 \mu\text{atm}$), lo que sugiere la zona se comportó como un sumidero de CO_2 atmosférico. Posteriormente tanto para el 2008 y 2009, se observaron valores positivos ($< a 200 \mu\text{atm}$) mayores al valor en equilibrio con la atmósfera (385 y $387 \mu\text{atm}$, respectivamente). Igualmente del 2010 hasta finales del 2011, se observaron valores por arriba del valor en equilibrio con la atmósfera ($> a 135 \mu\text{atm}$), por tanto en todo ese periodo de casi un año la zona fue fuente de CO_2 del océano hacia la atmósfera. Dichas características perduraron hasta septiembre del 2011, posteriormente se volvió a observar valores cercanos y por debajo del valor en equilibrio con la atmósfera para los meses posteriores (fig. 25).

Algo a destacar fueron los periodos de septiembre (2007); agosto, noviembre (2008); junio (2009); abril, junio y septiembre (2011), ya que en dichos periodos se observaron valores que oscilaron entre 100 y $230 \mu\text{atm}$. En dichos meses se observaron los valores más altos de $\Delta p\text{CO}_2$, siendo en junio del 2009 el máximo valor (fig. 25). Si se considera que el periodo 2007-2008 se presentó el evento LN, este comportamiento concuerda con lo descrito por Friederich *et al.*, (2002) para las costas de Oregón. Ellos encontraron que durante la fase fría (LN) se observó un gradiente positivo ($\sim 250 \mu\text{atm}$) que propició que esta zona se comportara como una fuente de CO_2 hacia la atmósfera. El contraste en el mismo estudio, los autores encontraron que durante la fase cálida (EN) el flujo de CO_2 fue en sentido contrario (sumidero de CO_2). Los resultados anteriores, coinciden con lo observado durante el EN del periodo de abril del 2009 a abril del 2010. Cabe mencionar que en el evento de LN del 2010-2012 presentó el mismo patrón observado durante el 2007-2008, pero con valores ligeramente menores a los observados durante el 2008 ($< a 200 \mu\text{atm}$) (fig. 25). El ascenso de aguas con altos valores de $p\text{CO}_2$ observados en este trabajo, sugiere ser el resultado de un acoplamiento de los eventos de LN como lo reportan Nam *et al.* (2011) para las

aguas costeras del California, pero además con la contribución de eventos intensos de surgencias. La combinación de los eventos anteriores podría favorecer con un mayor transporte de nutrientes y carbono hacia la superficie y por tanto estimular un incremento en la biomasa fitoplanctónica como lo reportan que ocurrió durante el 2011 (Bjorkstedt *et al.*, 2012).

Sin embargo, hasta este punto habría que tener en consideración los pocos datos superficiales generados. Algo a destacar es que en esta investigación inicialmente se contaba con una boya oceanográfica instalada a principios del 2006, pero que presentó problemas técnicos y fue reinstalada hasta el verano del 2008. Los datos generados hasta el momento en dicha boya corresponden al periodo de agosto del 2008 a agosto del 2012, pero con una breve interrupción de febrero a mediados de abril del 2010 (igualmente por problemas técnicos). Los datos obtenidos por medio de esta boya, muestran de una manera más detallada la variación superficial del $\Delta p\text{CO}_2$ y los cambios de temperatura de cuatro años.

En general la variabilidad observada en la boya se puede dividir en dos partes:

- 1) Un periodo donde la estación Ensenada se comportó como fuente de CO_2 a la atmósfera en primavera-verano del 2009, 2010, 2011 y 2012, en los cuales se encontró valores más altos en CID (2168, 2171, 2179, 2195 μmolkg^{-1} , respectivamente) y los valores más bajos en Ω_{Arag} (1.6, 1.6, 1.5, 1.4, respectivamente) (fig. 26).
- 2) Un periodo donde la estación Ensenada se comportó como sumidero de CO_2 o también con periodos con valores en equilibrio con la atmosfera en los meses de otoño-invierno del 2008, 2009, 2010, 2011. Se observaron valores bajos de CID de 1994, 2016, 1906, 1921 μmolkg^{-1} , respectivamente), y con valores más altos de Ω_{Arag} de 3.4, 3.2, 4.3, 4.2, respectivamente (fig. 26).

Estudios realizados para la región de Baja California, han mostrado que para los periodos de invierno-primavera hay un flujo con dirección hacia el océano, en contraste con el verano-otoño en los cuales se observó un flujo de CO_2 hacia la atmósfera (Hernández–Ayón *et al.*, 2010). Este comportamiento difiere con lo

observado para la estación Ensenada, ya que los máximos (mínimos) pulsos de $p\text{CO}_2$ se detectaron durante primavera-verano (otoño-invierno). Estas diferencias entre la EE vs lo reportado por Hernández-Ayón *et al.* (2010) se debe a que las mediciones fueron realizadas solo en regiones oceánicas y lejos de la influencia de eventos de surgencia. En particular en las regiones de California y Baja California los eventos de surgencias se presentan en los primeros 80 km.

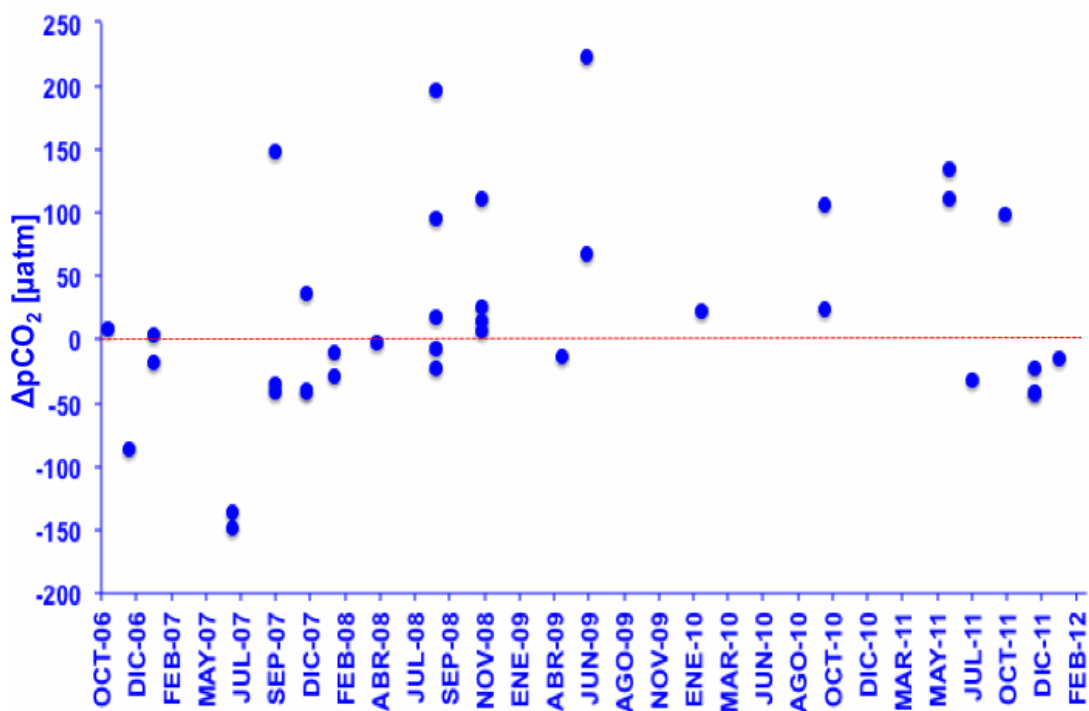


Figura 25. Variación estacional del $\Delta p\text{CO}_2$ superficial a partir de muestras discretas (entre 0 y 10 m de profundidad) durante el periodo de octubre del 2006 a enero del 2012 frente a las costas de Ensenada, B.C.

Se ha propuesto que las costas mexicanas del Pacífico Norte suelen comportarse como una fuente de CO_2 (regiones menores los 30°N), mientras que hacia el norte de México (por arriba de los 40°N) la zonas costeras se comportan como sumideros de CO_2 (Chávez *et al.*, 2007). En este trabajo no se calcularon los flujos de CO_2 , sin embargo el valor promedio neto anual estimado de todos los datos del $\Delta p\text{CO}_2$ para la EE resultó en valores positivos (+17.3 μatm) indicativo de

que la zona se comporta como fuente de CO₂ hacia la atmósfera. Por lo tanto nuestros resultados en relación a valor promedio neto anual coincide con lo reportado por Hernández-Ayón *et al.* (2010) en relación al sentido de los flujos y el diagnóstico de la zona. Sin embargo, como se menciono anteriormente nuestros resultados difieren estacionalmente con los reportados por Hernández-Ayón *et al.* (2010). No obstante, los resultados obtenidos hasta el momento en este estudio y los generados previamente resaltan la necesidad de realizar muestreos más detallados con un énfasis otras regiones costeras de las costas de BC.

En otro aspecto ligado a los efectos en los cambios de la química del carbono en la superficie, se observó en este trabajo que las propiedades físico-químicas estuvieron sujetas a cambios estacionales de la oceanografía física de la zona, así como también a la presencia de eventos interanuales como La Niña/El Niño y la anomalía del ASA. Sin embargo, el escenario estacional puede ser diferente cuando ocurren combinaciones con variaciones interanuales. Por ejemplo, la serie de tiempo en la boya mostró que los periodos de primavera y verano del 2010, 2011 y 2012 destacaron por presentar temperaturas menores a 14°C y valores altos de CID (2171, 2179 y 2195 μmolkg^{-1} , respectivamente) y por valores bajos superficiales en Ω_{arag} (1.6, 1.5 y 1.4, respectivamente). Dichos valores corresponden con los pulsos en surgencias (figs. 8a y 26c), los cuales parecen estar favorecidos por la combinación de estos procesos con el evento de LN. Por lo tanto, este escenario no sería el óptimo para organismos calcificadores en las que se incluyen diferentes especies de moluscos de importancia comercial. Mientras que las condiciones más óptimas para estos organismos en relación a aguas más saturadas en CaCO₃ ($\Omega_{\text{arag}} > 1$), podrían ser las detectadas durante los otoños e inviernos del 2008-2009 y 2009-2010 con valores de Ω_{arag} entre 2.3 a 3.4. Sin embargo, cabe mencionar que durante el otoño e invierno del 2009-2010 se presentó el evento de EN, el cual no solo presentó altos valores en CaCO₃ sino también altas concentraciones en oxígeno disuelto.

Por lo tanto, los efectos ecológicos estarían entonces relacionados a la presencia y duración de condiciones óptimas/no óptimas de manera estacional y con variaciones adicionales dependiendo si se combina o no con eventos

interanuales. La EE por tanto, se convierte en un sitio que permite monitorear los cambios estacionales e interanuales de las variables de sistema del CO₂ que ocurren en la región norte de Baja California. Así, la importancia de un monitoreo continuo en zonas costeras que forman parte del SCC, radica no sólo en visualizar la variabilidad temporal en las condiciones físicos-químicas, sino además se podría convertir en un sitio muy útil para el sector pesquero dedicado a la acuicultura de moluscos al utilizar EE como un monitor de la condiciones de las aguas costeras.

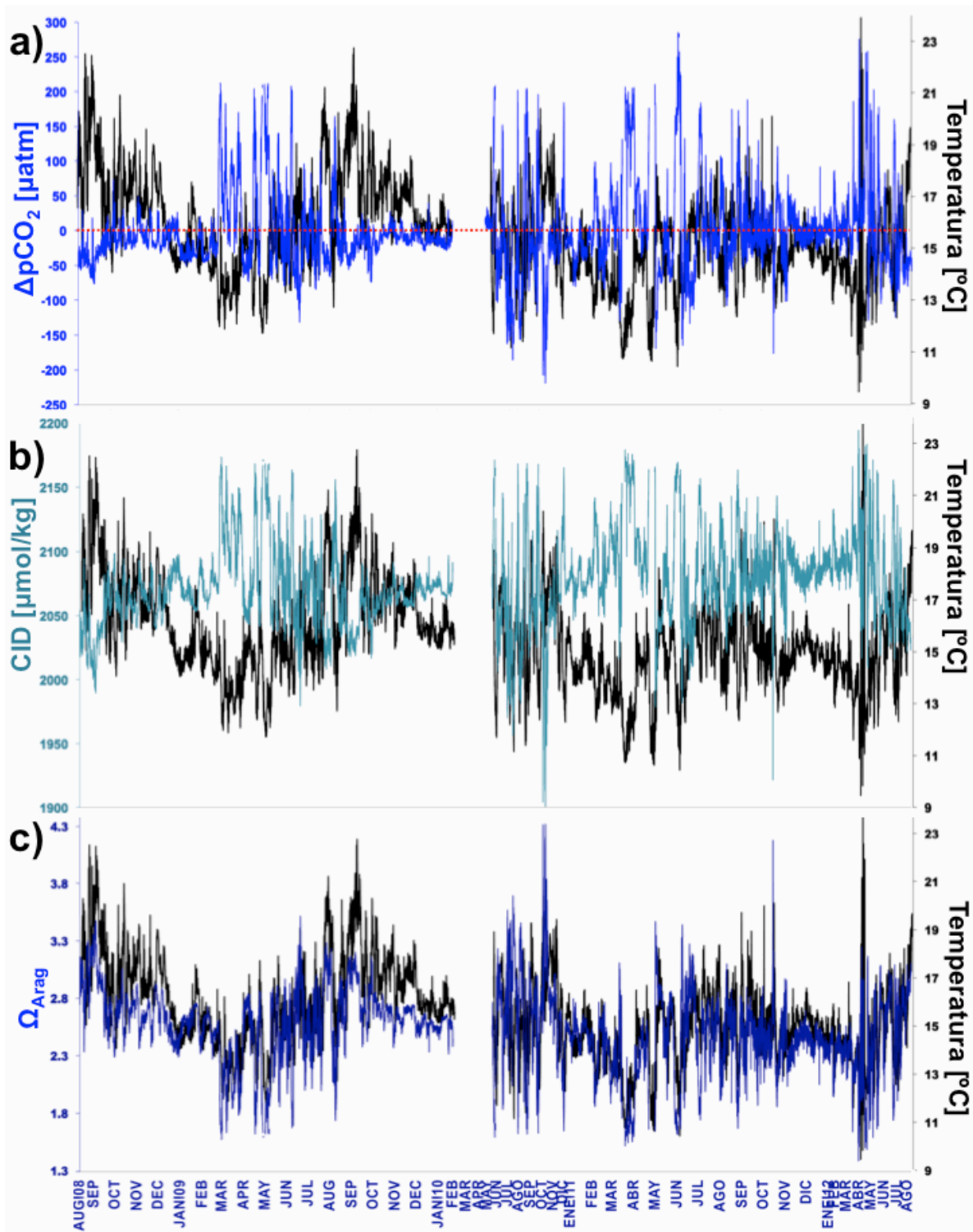


Figura 26. Serie de tiempo del a) $\Delta p\text{CO}_2$ (línea azul) y temperatura (línea negra), b) CID ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) (línea azul) y c) Omega aragonita (Ω_{Arag}) (línea verde) en la estación Ensenada de agosto del 2008 a agosto del 2012.

9. CONCLUSIONES

1. Se ha observado que la región norte de BC es una zona altamente dinámica lo que podría favorecer a una serie de combinaciones de procesos estacionales con procesos de mayor escala tales como: periodos fuertes de surgencias + LN, periodos sin surgencias + EN, surgencias + LN + aportes mayores en las proporciones de aguas subárticas, periodos sin surgencias + EN + aportes mayores en las proporciones de aguas subárticas, entre otras posibles combinaciones que modularían inicialmente la condiciones oceanográficas de la zona y con su consecuente efecto en la química del agua.
2. Se encontró que la Estación Ensenada es un sitio estratégico para la detección de eventos oceanográficos de diferentes escalas como: la escala estacional que incluye los periodos con y sin surgencias, y periodos de escala interanual como EN, LN y variaciones en los aportes de los flujos de Agua Subártica.
3. Se encontró que bajo condiciones variadas durante el periodo de estudio, en la EE hubo un predominio de la presencia del ASA. Sin embargo, las variaciones de salinidad sugirieron la presencia de AESs principalmente en primavera-verano.
4. Se detectó que las surgencias costeras fue uno de los mecanismos que transportan aguas profundas cercas de la superficie con características de aguas ricas en CID y nutrientes pero con bajos valores de pH, oxígeno y subsaturadas en omega aragonita durante primavera-verano.
5. Durante el 2007-2008, en la estación Ensenada se observaron aguas más salinas, con bajo oxígeno y bajo pH y subsaturadas en Ω_{arag} (~ 30 m). Estas condiciones indican la influencia de aguas subtropicales en esta región durante la presencia del evento LN.

6. Durante el 2010-2012 se combinó el evento LN con una mayor proporción de ASA y con intensos eventos de surgencia. Esto favoreció la presencia de altas concentraciones de CID, $p\text{CO}_2$, nutrientes (a excepción de SiO_4), bajo pH, y aguas subsaturadas en Ω_{arag} a ~ 40 m de profundidad, pero con altas concentraciones de oxígeno disuelto a diferencia del evento de LN del 2007-2008. Por lo tanto las condiciones oceanográficas presentes en la zona, jugaran un papel muy importante en la distribución de las variables químicas en la columna de agua.
7. Durante el 2009-2010 el evento EN originó un debilitamiento en las surgencias como se esperaba. Esto generó la presencia de aguas cálidas superficiales con altas concentraciones de oxígeno disuelto, altos valores de pH, y con bajas concentraciones de CID, $p\text{CO}_2$ y nutrientes. En contraste con EN del 2012, el cual se caracterizó por la presencia de aguas frías y salinas y con altas concentraciones de oxígeno disuelto. Por lo tanto, los eventos de EN presentaran una química de agua diferente la cual dependerá de las condiciones oceanográficas que se encuentren presentes en la región.
8. Los cálculos del $\Delta p\text{CO}_2$ resultaron positivos en la EE durante el evento de LN 2008 y 2010-2012 con máximos de 196 y 135 μatm , respectivamente. Por lo tanto, estos datos sugieren que la zona se comportó como fuente de CO_2 hacia la atmósfera.
9. Durante el evento La Niña (2010-2012) acoplada con mayores proporciones del ASA favoreció la presencia de aguas con valores de pH superficiales cercanos al equilibrio, así como bajas concentraciones de CID y $p\text{CO}_2$ superficiales. Mientras que por debajo de los 20 m se detectaron valores bajos de pH y altas concentraciones de CID y $p\text{CO}_2$. Por lo tanto, podrías asumirse que bajo esta combinación la zona eufótica se vera

afectada por un descenso en la disponibilidad de carbono pero con altos valores de pH y oxígeno.

10. Durante LN 2008 se observaron pulsos de nutrientes dentro de la zona eufótica, en contraste con EN del 2009-2010, en el cual se observó un columna de agua pobre en nutrientes. Pero durante LN 2010-2012 se encontró valores altos de nutrientes, pero no como los observados durante LN del 2008. Por lo tanto, se asume que los eventos de LN favorecen con un enriquecimiento de nutrientes y CID a lo largo de la columna, sin embargo este enriquecimiento será diferente, ya que estará sujeto a las condiciones oceanográfica que se encuentren presentes. No obstante, el contraste es EN el cual no favorece al desarrollo del fitoplacton debido a los bajos aportes de nutrientes disponibles en la columna de agua.
11. Se encontró que el nutriente potencialmente limitante de la producción primaria en la zona durante el periodo de muestreo fue el NO_3 , sin embargo durante el 2009 el nutriente limitante fue el SiO_4 el cual pudo estar atribuido a la presencia de un mayor flujo hacia el sur de aguas menos salinas asociadas al ASA.
12. Las estimaciones de las variables de CID y Ω_{arag} a partir del modelo empírico de Alin *et al.* (2012), mostraron un patrón similar a los datos medidos (por debajo de los 30 m). Además, se encontró que la advección podría explicar más del 90% de la variabilidad en las variables del sistema del CO_2 , mientras que el restante $\sim 10\%$ se podría atribuir a la actividad biológica y al proceso de desgasificación superficial. Por lo cual, se puede decir que la aplicación de este modelo basado en variables proxy sería una herramienta muy importante, la cual podría mostrar en una mayor resolución los cambios que puedan presentar las variables del pH, CID y el omega aragonita a lo largo de la columna. Sin embargo, no hay que olvidar que estos modelos se validan mediante datos *in situ* por lo cual es

importante continuar colectando muestras para poder proyectar mejor los posibles cambios que se puedan esperar con el tiempo.

10. LITERATURA CITADA

- 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(C5), doi: 10.1029/2011JC007511.
- Alvarez-Borrego S, Guthrie D, Culbertson CH, Park PK. (1975a). Test of Redfield's model for oxygen-nutrient relationships using regression analysis. *Limnol. Oceanogr.* 20: 795–805.
- Alvarez-Borrego S, Culbertson CH, Park PK. (1975b). Oxygen-nutrient relationships in the Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.* 20: 806–814.
- Amador JA, Alfaro EJ, Lizano OG, Magaña VO. (2006). Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography* 69: 101–142.
- Arrigo KR, Robinson DH, Worthen DL, Dunbar RB, DiTullio GR, VanWoert M, Lizotte MP. (1999). Phytoplankton community structure and the drawdown of nutrients and CO₂ in the Southern Ocean. *Science* 283: 365–367.
- Arrigo KR, Dunbar RB, Lizotte MP, Robinson DH. (2002). Taxon- specific differences in C/P and N/P drawdown for phyto- plankton in the Ross Sea, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* 29: (44-1)-(44-4).
- Block, B. A., I. D. Jonsen, S. J. Jorgensen, A. J. Winship, Scott A. Shaffer, S. J. Bograd, E. L. Hazen et al. "Tracking apex marine predator movements in a dynamic ocean." *Nature* 475, no. 7354 (2011): 86-90.
- Barber RT, Chavez FT. (1983). Biological consequences of El Niño. *Science* 222: 1203-1210.
- Barber, R.T., Smith, R.L. (1981). Coastal upwelling ecosystems. In: Longhurst, A. (Ed.), *Analysis of marine ecosystems*. Academic Press, New York, pp. 31-68.
- Bates, N. R., M. H. P. Best, K. Neely, R. Garley, A. G. Dickson, and R. J. Johnson (2012). Detecting anthropogenic carbon dioxide uptake and ocean acidification in the North Atlantic ocean, *Biogeosciences*, 9(7), 2509–2522, doi:10.5194/bg-9-2509-2012.
- Bakun, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247: 198-201.
- Brinton, E., and A. Townsend (2003). Decadal variability in abundances of the dominant euphausiid species in southern sectors of the California Current. *Deep-Sea Res.* ii. 50:2449–2472
- Bjorkstedt, E., R. A. L. F. Goericke, S. McClatchie, E. Weber, W. I. L. L. I. A. M. Watson, N. A. N. C. Y. Lo, B. I. L. L. Peterson et al. "State of the California Current 2009–

- 2010: Regional variation persists through transition from La Niña to El Niño (and back?)." *CalCOFI Rep* 51 (2010): 1-69.
- Bjorkstedt, Eric P., Ralf Goericke, Sam McClatchie, Ed Weber, William Watson, Nancy Lo, Bill Peterson et al. "State of the California Current 2010-2011: Regionally variable responses to a strong (but fleeting?) La Niña." (2011).
- Bjorkstedt, Eric P., Ralf Goericke, Sam McClatchie, Ed Weber, William Watson, Nancy Lo, William T. Peterson et al. "State of the California Current 2011–2012: Ecosystems Respond To Local Forcing as La Nina Wavers and Wanes." (2012).
- Bograd, S.J., Chereskin, T.K., Roemmich, D. (2001). Transport of mass, heat, salt, and nutrients in the southern California Current System: annual cycle and interannual variability. *Journal of Geophysical Research* 106, 9255–9275.
- Bograd, S. J., and R. J. Lynn (2003), Anomalous subarctic influence in the southern California Current during 2002, *Geophys. Res. Lett.*, 30(15), 8020, doi:10.1029/2003GL017446.
- Bograd, S. J., C. G. Castro, E. Di Lorenzo, D. M. Palacios, H. Bailey, W. Gilly, and F. P. Chavez (2008), Oxygen declines and the shoaling of the hypoxic boundary in the California Current, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L12607, doi:10.1029/2008GL034185.
- Borges, A., S. Alin, F. Chavez, P. Vlahos, K. Johnson, J. Holt, W. Balch, N. Bates, R. Brainard, W.-J. Cai, C. Chen, K. Currie, M. Dai, M. Degrandpre, B. Delille, A. Dickson, W. Evans, R. Feely, G. Friederich, G.-C. Gong, B. Hales, N. Hardman-Mountford, J. Hendee, J. Hernández-Ayón, M. Hood, E. Huertas, D. Hydes, D. Ianson, E. Krasakopoulou, E. Litt, A. Luchetta, J. Mathis, W. McGillis, A. Murata, J. Newton, J. Iafsson, A. Omar, F. Perez, C. Sabine, J. Salisbury, R. Salm, V. Sarma, B. Schneider, M. Sigler, H. Thomas, D. Turk, D. Vandemark, R. Wanninkhof, and B. Ward (2010), A global sea surface carbon observing system: Inorganic and organic carbon dynamics in coastal oceans, in *Proceedings of OceanObs09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)*, edited by J. Hall, D. E. Harrison, and D. Stammer, 2.1, pp. 67–88, ESA Publication WPP-306, doi:10.5270/OceanObs09.cwp.07.
- Castro CG, Collins CA, Waltz P, Pennington JT, Michisaki RP, Friederich G, Chavez FP. (2002). Nutrient variability during El Niño 1997-98 in the California current system off central California. *Progr. Oceanogr.* 54: 171–184.
- Castro, R., Martínez, A., (2010). Variabilidad espacial y temporal del campo de viento frente a la península de Baja California. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1977–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 129-147.
- Cervantes-Díaz G. Y., Hernández-Ayón J. M., Camacho-Ibar V., Durazo R., Linacre-Rojas L., Delgadillo-Hinojosa F., Siqueiros-Valencia A., Lara-Lara R. (2012). Estudios de la biogeoquímica marina durante la combinación de eventos interanuales y decadales en la región norte de las costas de de Baja California. Libro: *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México*.

- Carr Mary-Elena, Marjorie AM Friedrichs, Marjorie Schmeltz, Maki Noguchi Aita, David Antoine, Kevin R. Arrigo, Ichio Asanuma et al. "A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color." *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53, no. 5 (2006): 741-770.
- Chan F, Barth JA, Lubchenco J, Kirincich A, Weeks H, Peterson WT, Menge BA. (2008). Emergence of anoxia in the California Current large marine ecosystem. *Science*: 319, 920.
- Chavez, F.P., Barber, R.T., Huyer, A., Kosro, P.M., Ramp, S.R., Stanton, T., Rojas de Mendiola, B., (1991). Horizontal advection and the distribution of nutrients in the coastal transition zone of northern California: effects on primary production, phytoplankton biomass and species composition. *Journal of Geophysical Research* 96, 14833-14848.
- Chavez, F. P., P. G. Strutton, G. E. Friederich, R. A. Feely, G. C. Feldman, D. G. Foley, and M. J. McPhaden (1999), Biological and chemical response of the equatorial Pacific Ocean to the 1997–98 El Niño, *Science*, 286, 2126–2131, doi:10.1126/science.286.5447.2126.
- Chavez, F.P., T. Takahashi, W.-J. Cai, G. Friederich, B. Hales, R. Wanninkhof, y Feely R.A. (2007). Coastal Oceans. In: *The First State of the Carbon Cycle Report (SOCCR): The North American Carbon Budget and Implications for the Global Carbon Cycle. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research* [King, A.W., L. Dilling, G.P. Zimmerman, D.M. Fairman, R.A. Houghton, G. Marland, A.Z. Rose, and T.J. Wilbanks (eds.)]. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Climatic Data Center, Asheville, NC, USA, pp. 157-166.
- Chen, C. T. A., K. K. Liu, and R. Macdonald (2003). Continental Margin Exchanges, p. 53–97. In M. J. R. Fasham (ed.), *Ocean biogeochemistry: A synthesis of the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS)*. Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Chelton, D. B., and R. E. Davis (1982), Monthly mean sea-level variability along the West Coast of North America, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 757–784, doi:10.1175/1520-0485(1982)012<0757:MMSLVA>2.0.CO;2.
- Chelton, D.B., (1984). Seasonal variability of alongshore geostrophic velocity off central California. *Journal of Geophysical Research* 89 (C3), 3473–3486.
- Diaz, R. J., and R. Rosenberg (2008), Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems, *Science*, 321, 926–929, doi:10.1126/science.1156401.
- Dickson, A. G., Afghan, J. D., and Anderson G.C. (2003). Reference materials for oceanic CO₂ analysis: a method for the certification of total alkalinity. *Marine Chemistry*, 80: 185-197.
- Di Lorenzo E. (2003). Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System, *Deep Sea Res. Part II*. 50: 2371–2388.

- Doney, D. C. (2010). The growing human footprint on coastal and open-ocean biogeochemistry, *Science*, 328, 1512–1516, doi:10.1126/science.1185198.
- Dore, J. E., R. Lukas, D. W. Sadler, M. J. Church, and D. M. Karl (2009), Physical and biogeochemical modulation of ocean acidification in the central North Pacific, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106, 12,235–12,240, doi: 10.1073/pnas.0906044106.
- Durazo R, Baumgartner T. (2002). Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Prog.Oceanogr.* 54: 7–31.
- Durazo, R., Gaxiola-Castro, G., Lavaniegos, B., Castro-Valdez, R., Gomez-Valdes, J. Mascarenhas Jr., A.S. (2005). Oceanographic conditions west of Baja California, 2002-2003: A weak El Niño and Subarctic water enhancement., 31, 537-552.
- Durazo, R. (2009). Climate and upper ocean variability off Baja California, Mexico: 1997–2008. *Progress in Oceanography*. 83: 361–368
- Durazo R, Ramirez M. Anax, Miranda Luis E. y Soto-Mardones Luis A. (2010). Climatología de variables hidrográficas en la Corriente de California frente a Baja California. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1977–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 25-57.
- Espinosa-Carreón TL, Strub PT, Beier E, Ocampo-Torres F, Gaxiola-Castro G. (2004). Seasonal and Interannual variability of satellite derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California., *J. Geophysical Res.* 109, C03039, doi:10.1029/2003JC0020105.
- Feely, R. A., et al. (2002), In situ calcium carbonate dissolution in the Pacific Ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, 16(4), 1144, doi:10.1029/2002GB001866.
- 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, doi:10.1126/science.1097329.
- Feely, Richard A., Christopher L. Sabine, J. Martin Hernández-Ayón, Debby Ianson, Burke Hales. (2008). Evidence for Upwelling of Corrosive 'Acidified' Water onto the Continental Shelf. *Science* 320, p 1490-1492.
- Feely, R. A., B. Hales, C. Sabine, D. Greeley, K. Lee, S. Alin, and L. Juranek (2008b), A new proxy method for estimating the aragonite saturation state of coastal waters using chemical and hydrographic data, *Eos Trans. AGU*, 89(53), Fall Meet. Suppl., Abstract OS33E-03.
- 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(4), 36–47, doi:10.5670/oceanog.2009.95.
- Feely, R. A., C. L. Sabine, R. H. Byrne, F. J. Millero, A. G. Dickson, R. Wanninkhof, A. Murata, L. A. Miller, and D. Greeley. (2012). Decadal changes in the aragonite and

calcite saturation state of the Pacific Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 26: 1029-2011.

Friederich-Gernot, E., Walz, P.M., Burczynski, M.G. and Chavez F.P. (2002). Inorganic carbon in the central California upwelling system during the 1997–1999 El Niño–La Niña event. *Progress in Oceanography* 54 (2002) 185:203

Freeland, H.J., Gatién, G., Huyer, A., Smith, R. L. (2003). Cold halocline in the northern California Current: An invasion of subarctic water, *Geophysical Research Letters*, 30, 1141, doi:10.1029/2002GL016663.

Gaxiola-Castro G, Durazo R, Lavaniegos B, De la Cruz-Orozco ME, Millán-Nuñez E, Soto-Mardones L, Cepeda-Morales J. (2008). Pelagic ecosystem response to interannual variability off Baja California. *Cienc. Mar.* 34: 263-270.

Gaxiola-Castro G, De la Cruz-Orozco ME, Nájera-Martínez S, Martínez-Gaxiola MD, Rodríguez-Gamboa A. (2010). Nutrientes: efectos de procesos locales y de gran escala. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1977–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 59-85.

Gay, P. S., and T. K. Chereskin (2009), Mean structure and seasonal variability of the poleward undercurrent off southern California, *J. Geophys. Res.*, 114, C02007, doi:10.1029/2008JC004886.

Gómez-Valdés J, Jerónimo G. (2009). Upper mixed layer temperature and salinity variability in the tropical boundary of the California Current, 1997–2007. *J. Geophys. Res.* 114: C03012.

González-Dávila, M., J. M. Santana-Casiano, M. J. Rueda, and O. Llinas (2010), The water column distribution of carbonate system variables at the ESTOC site from 1995 to 2004, *Biogeosciences*, 7(10), 3067–3081, doi:10.5194/bg-7-3067-2010.

Goericke R, Venrick E, Mantyla A, Bograd SJ, Schwing FB, Huyer A, Smith RL, Wheeler PA, Hooff R, Peterson WT, Chavez F, Collins C, Marinovic B, Lo NCH, Gaxiola-Castro G, Durazo R, Hyrenbach KD, Sydeman WJ. (2005). The State of the California Current, 2004-2005: Still cool?. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 46: 32–71.

Goericke, R., Venrick, E., Koslow, T., Sydeman, W.J., Schwing, F.B., Bograd, S.J., Peterson, W.T., Emmett, R., Lara-Lara, J.R., Gaxiola-Castro, G., Gómez-Valdés, J., Hyrenbach, K.D., Bradley, R.W., Wiese, M.J., Harvey, J.T., Collins, C., Lo, N.C.H., (2007). The state of the California current, 2006–2007: regional and local processes dominate. *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigation Reports* 48, 33–66.

Gruber, N., C. Hauri, Z. Lachkar, D. Loher, T. L. Frolicher, and G.-K. Plattner (2012), Rapid progression of ocean acidification in the California Current System, *Science*, 337, 220–223, doi:10.1126/science.1216773.

Hansell DA, Carlson CA. (2001). Marine dissolved organic matter and carbon cycle. *Oceanography* 14:41-49.

- Haury L, Shulenberger E. (1982). Horizontal transport of phosphorus in the California Current. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 23: 149–159.
- Hickey BM. (1979). The California Current System, hypotheses and facts. *Prog.Oceanogr.*191-279.
- Hickey, B.M. (1998). Coastal oceanography of western North America from the tip of Baja California to Vancouver Island. En: Robinson, A.R., Brink K.H. (Eds.), *Coastal Segment, The Sea, Vol 11*. Wiley, New York, pp. 345-391.
- Huyer, A., & Smith, R. L. (1985). The signature of El Niño off Oregon in 1982–83. *Journal of Geophysical Research*, 90, 7133–7142.
- Hernández-Ayón J. M., G. Gaxiola Gilberto, Francisco Chavez, TaroTakahashi, Dick Feely, C. L. Sabine, Burke Hales y R. Lara-Lara (2010). Variabilidad Espacial y Temporal del Flujo de CO₂ Océano-Atmosfera En La Costa Oeste de Baja California, México. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1977–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 197-208.
- Jerónimo G, Gómez-Valdés J. (2007). A subsurface warm–eddy off northern Baja California in July 2004. *Geophys. Res. Lett.* 34: L06610.
- Juranek, L. W., R. A. Feely, W. T. Peterson, S. R. Alin, B. Hales, K. Lee, C. L. Sabine, and J. Peterson (2009). A novel method for determination of aragonite saturation state on the continental shelf of central Oregon using multi-parameter relationships with hydrographic data, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L24601, doi:10.1029/2009GL040778.
- 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 Ciencias/Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California (UABC). 68pp.
- Kempe S. (1982). Valdivia Cruise, October 1981: carbonate equilibria in the Estuaries of Elbe, Weser, Ems and in the Southern Germany Bight. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* 52:719-742.
- Keeling, R. F., A. Körtzinger, and N. Gruber (2010), Ocean deoxygenation in a warming world, *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 2, 199–229, doi:10.1146/annurev.marine.010908.163855.
- Kleypas, J. A., R. A. Feely, V. J. Fabry, C. Langdon, C. L. Sabine, and L. L. Robbins,(2006). Impacts of Ocean Acidification on Coral Reefs and Other Marine Calcifiers: A Guide for Future Research, report of a workshop held 18–20 April 2005, St. Petersburg, FL, sponsored by NSF, NOAA, and the U.S. Geological Survey, 88 pp.
- Largier JL, Lawrence CA, Roughan M, Kaplan DM, Dever EP, Dorman CE, Kudela RM, Bollnes SM, Wilkerson FP, Dugdale RC, Botsford LW, Garfield N, Kuebel-Cervantes B, Koracin D. (2006). WEST: A northern California study of the role of wind-driven

- transport in the productivity of coastal plankton communities. *Deep-Sea Res. II* 53: 2833–2849.
- Lavaniegos B.E., Jiménez-Pérez L.C., Gaxiola-Castro G. (2002) Plankton response to El Niño 1997–1998 and La Niña 1999 in the southern region of the California Current. *Progress in Oceanography* 54:33–58.
- Lavaniegos BE, Ohman MD. (2003). Long-term changes in pelagic tunicates of the California Current. *Deep Sea Res.* 50: 2473-2498.
- Lavaniegos, B.E., Ambriz-Arreola, I., Hereu, C.M., Jimenez-Perez, L.C., Cadena- Ramirez, J.L. y 659 García-García, P., (2010). Variabilidad estacional e interanual del zooplancton en la parte 660 Mexicana de la Corriente de California. Ed. INE-CICESE. 10 Años de IMECOCAL. Instituto Nacional de Ecología y Centro de Investigación Científica y de Educación de Ensenada. *En Prensa*.
- Leinweber, A., and N. Gruber. "Variability and trends of ocean acidification in the Southern California Current System: A timeseries from Santa Monica Bay." *Journal of Geophysical Research: Oceans* (2013).
- Levin, L. A. (2003). Oxygen minimum zone benthos: Adaptation and community response to hypoxia, *Oceanogr. Mar. Biol.*, 41, 1–45.
- Levin, L. A., W. Ekau, A. Gooday, F. Jorrisen, J. Middelburg, C. Neira, N. Rabalais, S. W. A. Naqvi, and J. Zhang (2009). Effects of natural and human-induced hypoxia on coastal benthos, *Biogeosciences*, 6, 2063–2098, doi: 10.5194/bg-6-2063-2009.
- Lewis, E. and Wallace, D.W.R. (1998). Program Developed for CO₂ System. Rep. 105, 33 pp., Oak Ridge Natl. Lab., U.S. Dep. of Energy, Oak Ridge, Tenn., 1998. (Available at <http://cdiac.esd.ornl.gov/oceans/co2rprt.html>).
- Linacre R. L., J.M., Hernández-Ayón, G. Cervantes-Díaz, F. Delgadillo-Hinojosa, R. Durazo, J.M. Lara-Lara, V. Camacho-Ibar, A. Siqueiros-Valencia, C. Bazán-Guzmán, (2010a). Temporal variability of the physical and chemical water characteristics at a coastal monitoring observatory: Station ENSENADA. *Continental Shelf Research* 30 (2010) 1730–1742.
- Linacre L, Hernández-Ayón JM, Durazo R, Delgadillo-Hinojosa F et al. (2010b). Temporal variability of the physicochemical water characteristics at a coastal monitoring observatory: station ENSENADA. *Cont Shelf Res* 30:1730–1742
- Linacre, L., Landry, M. R., Cajal-Medrano, R., Lara-Lara, J., Hernández-Ayón, J., Mouriño-Pérez, R. R.,... & Bazán-Guzmán, C. (2012). Temporal dynamics of carbon flow through the microbial plankton community in a coastal upwelling system off northern Baja California, Mexico. *Marine Ecology Progress Series*, 461, 31-46.
- Lynn, R.J., (1967). Seasonal variation of temperature and salinity at 10 meters in the California Current. *CalCOFI Report* 11, 86–157.
- Lynn R, Simpson JJ. (1987). The California Current system: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92: 12947-12966.

- Lynn, R.J., Baumgartner, T., García, J., Collins, C.A., Hayward, T.L., Hyrenbach, K.D., Mantyla, A.W., Murphree, T., Shankle, A., Schwing, F.B., Sakuma, K.M. and Tegner, M.J. (1998). The state of the California Current, 1997–1998: Transition to El Niño conditions. *CalCOFI Rep.*, 39: 25–49.
- Mackenzie FT, Brewers JM, Charlson RJ, Hoffman EE, Knauer GA, Kraft JC, Nothing EM, Quack B, Walsh JJ, Whitfield M, Wollast RM (1991). What is the importance of coastal margins process in Global Change? En: Mantoura RF, Martin JM, , Wollast RM (eds.), *Ocean Margins Process in Global Change*. John Wiley and Sons, Chichester. Pp. 433-454.
- McClatchie S, Goericke R, Koslow JA, Schwing FB, Bograd SJ, Charter R, Watson W, Lo N, Hill K, Gottschalk J, L'Heureux M, Xue Y, Peterson WT, Emmett R, Collins C, Gaxiola-Castro G, Durazo R, Kahru M, Mitchell BG, Hyrenbach KD, Sydeman WJ, Bradley RW, Warzybok P, Bjorkstedt E. (2008). The state of the California Current, 2007-2008: La Niña conditions and their effects on the ecosystem. *CalCOFI Rep.* 49:39-76.
- McClatchie, S., R. Goericke, F. B. Schwing, S. J. Bograd, W. T. Peterson, R. Emmett, R. Charter *et al.* "The State of the California Current, spring 2008-2009: Cold conditions drive regional differences in coastal production." *California Cooperative Fisheries Investigations Reports* 50 (2009): 43-68.
- McClatchie, S., Goericke, R., Cosgrove, R., Auad, G., Vetter, R. (2010). Oxygen in the Southern California Bight: multidecadal trends and implications for demersal fisheries. *Geophysical Research Letters* 37, L19602. doi:10.1029/2010GL044497.
- McGowan, J.A., Chelton, D.B., Conversi, A. (1996). Plankton patterns, climate, and change in the California Current. *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations Reports* 37, 45-68.
- Mehrbach, C., C. H. Culbertson, J. E. Hawley and R. M. Pytowicz, (1973). Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure, *Limnol. Oceanogr.* 18:897 – 907.
- Nam, S., H.-J. Kim, and U. Send (2011), Amplification of hypoxic and acidic events by La Niña conditions on the continental shelf off California, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L22602, doi:10.1029/2011GL049549.
- Oliva-Méndez N (2012). Evaluación del estado de saturación de Aragonita en las costas de Baja California, México. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas.UABC. 97 pp.
- Pérez-Brunius P., López, A., Pineda, J. (2006). Hydrographic conditions near the coast of northwestern Baja California: 1997–2004. *Continental Shelf Research* 26, 885–901.
- Pérez-Brunius P, López M, Parés-Sierra A, Pineda J. (2007). Comparison of upwelling indices off Baja California derived from three different wind data sources. *CalCOFI Rep.* 48: 204-214

- Costanza, Robert, *et al.* "The value of the world's ecosystem services and natural capital." *nature* 387.6630 (1997): 253-260.
- Ramp, S. R., McClean, J. L., Collins, C. A., Semtner, A. J., & Hays, K. A. S. (1997). Observations and modeling of the 1991–1992 El Niño signal off central California. *Journal of Geophysical Research*, 102, 5553–5582
- Reid JL Jr., Roden GI, Wyllie JG. (1958). Studies of the California Current system, Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Prog. Rep. 1:27-56.
- Rienecker, M. M., & Mooers, C. N. K. (1986). The 1982–1983 El Niño signal off northern California. *Journal of Geophysical Research*, 91, 6597–6608.
- Ribas-Ribas, M., J. M. Hernández-Ayón, V. F. Camacho-Ibar, A. Cabello-Pasini, A. Mejia-Trejo, R. Durazo, S. Galindo-Bect, A. J. Souza, J. M. Forja, and A. Siqueiros-Valencia. "Effects of upwelling, tides and biological processes on the inorganic carbon system of a coastal lagoon in Baja California." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 95, no. 4 (2011): 367-376.
- Roden, G.I. (1971). Aspects of the transition zone in the Northeastern Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 76, 3462-3475.
- Romero-Centeno R, Zavala-Hidalgo J, Raga B. (2007). Midsummer Gap Winds and Low Level Circulation over the Eastern Tropical Pacific. *Jour. Climate*, 20, 3768-3784.
- Roemmich, D., and J. A. McGowan (1995), Climatic warming and the decline of zooplankton in the California Current, *Science*, 267, 1324– 1326.
- Rykaczewski, R.R., Dunne, J.P. (2010). Enhanced nutrient supply to the California Current Ecosystem with global warming and increased stratification in an earth system model. *Geophysical Research Letters* 37, L21606. doi:10.1029/ 2010GL045019.
- Sabine, C. L., *et al.* (2004), The oceanic sink for anthropogenic CO₂, *Science*, 305(5682), 367–371, doi:10.1126/science.1097403.
- Sabine, C. L., and R. A. Feely (2007), The oceanic sink for carbon dioxide, in *Greenhouse Gas Sinks*, edited by D. Reay, C. N. Hewitt, K. Smith, and J. Grace, pp. 31–49, CABI Publishing, Oxfordshire, U.K.
- Simpson, J. J. (1984). El Niño-induced onshore transport in the California current during 1982–1983. *Geophysical Research Letters*, 11, 241–242.
- Siegenthaler, Urs, Thomas F. Stocker, Eric Monnin, Dieter Lüthi, Jakob Schwander, Bernhard Stauffer, Dominique Raynaud *et al.* "Stable carbon cycle–climate relationship during the late Pleistocene." *Science* 310, no. 5752 (2005): 1313-1317.
- Smith, R.L., (1995). The physical processes of coastal ocean upwelling systems. In: Summerhayes, C.P., Emeis, K.-C., Angel, M.V., Smith, R.L., Zeitzschel, B. (Eds.), *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*. Wiley, New York, pp. 39-64

- Smith SV, Hollibaugh JT. (1993). Coastal metabolism and the oceanic carbon balance. *Reviews of Geophysics* 31:75–89.
- Soto-Mardones, L., A. Pares-Sierra, J. Garcia, R. Durazo y S. Hormazabal, (2004). Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off Baja California) from hydrographic, ADCP and altimetry data. *Deep Sea Res. II*, 51: 785-798.
- Strub, P.T., James, C., 2000. Altimeter-derived variability of surface velocities in the California Current System: 2. Seasonal circulation and eddy statistics. *Deep-Sea Research II* 47, 831–870.
- Strub PT, James C. (2002). Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific gyres: Part 1. Seasonal variability. *Progress. Ocean.* 53, 163–183.
- Stramma, L., G. C. Johnson, J. Sprintall, and V. Mohrholz (2008), Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans, *Science*, 320, 655–658, doi:10.1126/science.1153847.
- Summerhayes, C.P., Emeis, K.-C., Angel, M.V., Smith, R.L., Zeitzschel, B. (1995). Upwelling in the Ocean: Modern processes and Ancient Records. In: Summerhayes, C.P., Emeis, K.-C., Angel, M.V., Smith, R.L., Zeitzschel, B. (Eds.), *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*. Wiley, New York, pp. 2-37.
- Tyrrell T, Law CS. (1997). Low N:P ratios in the global ocean. *Nature*. 387: 793–796.
- Vaquero-Sunyer, R., and C. M. Duarte (2008), Thresholds for hypoxia for marine biodiversity, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 105, 15,452–15,457, doi:10.1073/pnas.0803833105.
- Sverdrup, H. V. y Fleming, RH. (1941). The waters off the Coast of California, March to July, 1937. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.* (4):261-378.
- Van Cappellen P, Dixit S, van Beusekom J. (2002). Biogenic silica dissolution in the oceans: Reconciling experimental and field-based dissolution rates. *Global Biogeochem. Cycles* 16: 23- 1–23-10.
- Venrick, E., Bograd, S., Checkley, D., Cummings, S., Durazo, R., Gaxiola-Castro, G., Hunter, J., Huyer, A., Hyrenbach, K.D., Lavaniegos, B.E., Mantyla, A., Schwing, F.B., Smith, R.L., Sydeman, W.J., Wheeler P.A. (2003). The State of the California Current, 2002-2003: Tropical and Subarctic influences vie for dominance. *CalCOFI Reports*, 44, 28-60.
- Wheeler, P. A., A. Huyer, and J. Fleischbein (2003), Cold halocline, increased nutrients and higher chlorophyll off Oregon in 2002, *Geophys. Res. Lett.*, 30(15), 8021, doi:10.1029/2003GL017395.
- Wootton, J. T., C. A. Pfister, and J. D. Forester (2008), Dynamic patterns and ecological impacts of declining ocean pH in a high-resolution multi-year dataset, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105 (48), 18,848–18,853, doi:10.1073/pnas.0810079105.

Wolter, k., and M. s. timlin. (1998). Measuring the strength of ENso events—how does 1997/98 rank? *Weather*. 53:315–324.

Wollast R. (1991a). *The Coastal Carbon Cycle : Fluxes, Sources and Sink*. In: *R.F..Mantoura, J.M. Martin and R. Wollast eds., Ocean Margin Processes in Global Change*. John Wiley & Sons, Chichester, pp.365-382.