



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SINALOA

FACULTAD DE CIENCIAS DEL MAR



**DOCTORADO EN CIENCIAS
EN RECURSOS ACUÁTICOS**

Variabilidad espacio-temporal del fitoplancton en la región
sur del Golfo de California

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTORADO EN CIENCIAS EN RECURSOS ACUÁTICOS

EN EL ÁREA DE MANEJO SUSTENTABLE DE AMBIENTES COSTEROS

PRESENTA:

Jorge Luis López Magaña

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Miguel Ángel Hurtado Oliva

CO-DIRECTOR DE TESIS:

Dra. Mercedes Marlenne Manzano Sarabia

Mazatlán, Sinaloa, México, Marzo del 2022



Dirección General de Bibliotecas
Ciudad Universitaria
Av. de las Américas y Blvd. Universitarios
C. P. 80010 Culiacán, Sinaloa, México.
Tel. (667) 713 78 32 y 712 50 57
dgbuas@uas.edu.mx

UAS-Dirección General de Bibliotecas

Repositorio Institucional Buelna

Restricciones de uso

Todo el material contenido en la presente tesis está protegido por la Ley Federal de Derechos de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

Queda prohibido la reproducción parcial o total de esta tesis. El uso de imágenes, tablas, gráficas, texto y demás material que sea objeto de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente correctamente mencionando al o los autores del presente estudio empírico. Cualquier uso distinto, como el lucro, reproducción, edición o modificación sin autorización expresa de quienes gozan de la propiedad intelectual, será perseguido y sancionado por el Instituto Nacional de Derechos de Autor.

Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución-No Comercial
Compartir Igual, 4.0 Internacional



Resumen

El estudio de la dinámica de los océanos a partir de sensores remotos se considera un hito en la oceanografía física y biológica, ya que ha permitido comprender procesos que operan en diferentes escalas espacio-temporales. Asimismo, esta herramienta ha permitido estudiar diferentes eventos climáticos que modulan la dinámica del fitoplancton y su impacto en diversas especies de la cadena trófica. Sin embargo, el análisis de imágenes de percepción remota para la determinación de la concentración de clorofila *a* (Chl-*a*) requiere de datos *in situ* que permitan tanto la validación de sus estimaciones, así como la calibración y propuesta de nuevos algoritmos que permitan determinar la variación en las determinaciones de ambos métodos. La zona de estudio se ubica frente a Mazatlán, Sinaloa entre una latitud de 23.334 a 22.8350 ° N y una longitud de -106.903 a -106.389 ° O. Mediante análisis satelitales se analizó la variabilidad estacional de la Chl-*a* mostrando una mayor concentración de Chl-*a* en invierno (diciembre a marzo) (1997/2016) mientras que las más bajas se observaron en verano (junio a septiembre). Con respecto a la variabilidad interanual de Chl-*a* en los años 2014 al 2016 se obtuvieron los valores más bajos de Chl-*a* ($0.14 \pm 0.00 \text{ mg m}^{-3}$) y a su vez fueron los años con mayores anomalías positivas de temperatura. Al realizar comparaciones de temperatura vs el Índice multivariado de EL Niño se identificó el inicio del año El Niño a finales del 2014 y alcanzando un máximo a mediados del 2015 y disminuyendo paulatinamente. A la par del fenómeno del ENSO se le adjunto una serie de eventos que desencadenaron un aumento en la temperatura superficial como el warm Blob en el 2013 y el incremento en la extensión de la alberca cálida 2015 dando como resultado un denominado “ENSO Godzilla o super Niño”, este evento combinado en el 2015 dio como resultado las mayores disminuciones de Chl-*a* satelital e *in-situ* (estaciones; A1, A2, A3, A4, B1, B2, B3, B4, por ejemplo; junio y enero 0.14 ± 0.00 , $0.05 \pm 0.01 \text{ mg m}^{-3}$ respectivamente). Los pigmentos fotosintéticos colectados *in-situ* se analizaron por cromatografía de líquidos (HPLC-UV) Agilent Technologies Modelo 1200. Se identificaron 8 pigmentos fotosintéticos: Peridinina, butanoyloxyfucoxantina, Fucoxantina, Diadinoxantina, Dincoxantina, Clorofila-*b* y Clorofila-*a*. Comparando la concentración de Chl-*a* *in situ* y satelital muestra que los datos obtenidos de la estación A4 (51 km mar adentro) son aptos para match-ups. Aun así la información satelital correspondiente (A4) sobre-estima los datos *in-situ* de Chl-*a* ($R^2 = 0.7438$).

Abstract

The study of the dynamics of the oceans from remote sensors is considered a milestone in physical and biological oceanography, since it has made it possible to understand processes that operate at different spatio-temporal scales. Likewise, this tool has made it possible to study different climatic events that modulate the dynamics of phytoplankton and their impact on various species of the trophic chain. However, the analysis of remote sensing images to determine the concentration of chlorophyll a (Chl-*a*) requires *in situ* data that allow both the validation of its estimates, as well as the calibration and proposal of new algorithms that allow determining the variation between the determinations between both methods. The study area is located in front of Mazatlán, Sinaloa between a latitude of 23.334 to 22.8350 ° N and a longitude of -106.903 to -106.389 ° W. Through satellite analysis the seasonal variability of Chl-*a* was analyzed showing a higher Chl-*a* in winter (december to march) (1997/2016) while the lowest were observed in summer (june to september). Regarding the interannual variability of Chl-*a* the years 2014 to 2016 showed the lowest values of Chl-*a* ($0.14 \pm 0.00 \text{ mg m}^{-3}$) and in turn were the years with the highest positive temperature anomalies. When making temperature comparisons against the multivariate EL Niño Index, the beginning of the El Niño year was identified at the end of 2014 and reaching a maximum in mid 2015 and gradually decreasing. Along with the ENSO phenomenon, a series of events that triggered an increase in surface temperature such as the warm Blob in 2013 and the increase in the extension of the 2015 warm pool were attached, resulting in a so called “ENSO Godzilla or super Niño”, this combined event in 2015 resulted in the largest decreases in satellite and *in-situ* Chl-*a* (stations; A1, A2, A3, A4, B1, B2, B3, B4, for example; June and January 0.14 ± 0.00 , $0.05 \pm 0.01 \text{ mg m}^{-3}$ respectively). Photosynthetic pigments collected *in-situ* were analyzed by liquid chromatography (HPLC-UV) Agilent Technologies Model 1200. Eight photosynthetic pigments were identified; Peridinin, Butanoyloxyfucoxanthin, Fucoxanthin, Diadinoxanthin, Dincoxanthin, Chlorophyll-*b* and Chlorophyll-*a*. Comparison of Chl-*a in-situ* and satellite data shows that data obtained from station A4 (51 km offshore) is suitable for match-ups. Even so, the corresponding satellite information (A4) overestimates the Chl-*a in-situ* data ($R^2 = 0.7438$).

A mis padres:

Gracias por todo su amor y confianza en mí. Por todos esos momentos que me apoyaron a lo largo de este recorrido.

Los Amo.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Dra. Mercedes Marlenne Manzano Sarabia y al Dr. Miguel Ángel Hurtado Oliva, directores de este proyecto, por su apoyo, por su dedicación y sobre todo por su conocimiento en la materia que fueron fundamentales e imprescindibles en la realización de este trabajo. De igual forma, expreso mi más sincero agradecimiento al comité de Tesis integrado por los Doctores Oscar Ubisha Hernández Almeida, Francisco Eduardo Hernández Sandoval y Francisco Flores Cárdenas por sus comentarios acertados, aportaciones y apoyo para la finalización de este trabajo.

Se agradece el apoyo financiero proporcionado lo largo de PROMEP UAS-NPTC UAS-PTC-039, PROFAPI 2014-121, 2014/089, 2015/124, 2015/164, ECOS Nord-Secretaría de Educación Pública-ANUIES-Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (“Influencia de la variabilidad climática en las comunidades zooplanctónicas en tres zonas costeras de Francia y México: importancia de los observatorios ambientales” Proyecto), Infraestructura CONACYT INFR-2012-01- 188065, and INFR-2017-01-280994.

Agradezco el apoyo otorgado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, 568329)

También agradezco al Dr. Pablo Piña Valdez por su valioso apoyo académico brindado durante el programa de estudios, a la Lic. Rut Lepe Nava por su valiosa ayuda a lo largo de la finalización de dicho trabajo, a la M.C. Lidia Esther Rodríguez Arredondo por su amistad y gran ayuda en la toma de muestras y al personal de la Universidad Autónoma de Sinaloa así como la Facultad de ciencias del mar por hacer de mi estancia más comfortable.

Gracias a mis compañeros de generación, Francisco, Lidia, Olivia por todo lo que nos tocó compartir juntos.

ÍNDICE

	Página
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Productividad biológica de los océanos	1
2. ANTECEDENTES	3
2.1 Fitoplancton	3
2.2 Variabilidad espacio-temporal del fitoplancton en el Golfo de California (GC)	5
2.3 Variabilidad estacional de fitoplancton en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa (región sur del GC)	7
2.4 Florecimientos Algales Nocivos (FAN)	8
2.5 Riqueza y composición del fitoplancton en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa	10
2.5.1 FAN en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa	11
2.6 Variabilidad interanual de la Chl- <i>a</i> en el GC	13
2.7 Métodos de identificación del fitoplancton	14
2.7.1 Métodos directos	14
<i>Identificación taxonómica</i>	14
2.7.2 Métodos indirectos	15
<i>Composición de pigmentos fotosintéticos</i>	15
2.8 Determinación de Chl- <i>a</i> por percepción remota: el color del océano	17
2.8.1 Algoritmos para identificación de pigmentos fitoplanctónicos	19
2.9 Alberca cálida del hemisferio oeste	20
2.10 Áreas naturales protegidas (ANP)	21
3. JUSTIFICACIÓN	23
4. HIPÓTESIS	24
5. OBJETIVOS	24
5.1 <i>Objetivo general</i>	24
5.2 <i>Objetivos particulares</i>	24
6. MATERIALES Y MÉTODOS	25
6.1 Generalidades del Golfo de California	25
6.2 Análisis de información satelital	26
6.3 Análisis de muestras de agua	30
6.4 Análisis de componentes principales	34
7. RESULTADOS Y DISCUSIONES	36
7.1 Parámetros físico-químicos	36
<i>Temperatura</i>	36
<i>pH, salinidad y oxígeno disuelto</i>	37
7.2 Variabilidad estacional de la clorofila- <i>a</i>	39
7.3 Variabilidad interanual (1997/2016) de la clorofila- <i>a</i> (mg m ⁻³)	41
7.4 Anomalías mensuales de temperatura (2002/2016)	44
7.5 Anomalías mensuales de clorofila- <i>a</i> (1997/2016)	46
7.6 Anomalías mensuales de clorofila- <i>a</i> vs MEI (Índice Multivariado El Niño)	47
7.7 Comparación Chl- <i>a</i> <i>in situ</i> y Chl- <i>a</i> <i>Sat</i>	52

7.8 Análisis de turbidez vs clorofila- <i>a</i> y precipitación	57
7.9 Composición de pigmentos	63
<i>Abundancia de fitoplancton</i>	63
<i>Variaciones temporales</i>	65
<i>Correlación de la variación temporal con la variabilidad ambiental</i>	68
<i>Variación espacial</i>	70
<i>Correlaciones de la variación espacial con la variabilidad ambiental</i>	75
7.10 Alberca cálida	79
8. CONCLUSIONES	89
9. LITERATURA CITADA	92
10. ANEXOS	118

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Pág.
1	Tendencias positivas y significativas de la Chl- <i>a</i> ($P < 0.05$) en el noroeste de México (rojo). Se evaluó la significancia de la tendencia para cada pixel (1997-2010; SeaWiFS, MODIS-Aqua). Fuente: Dra. Mercedes Marlenne Manzano Sarabia, Facultad de Ciencias del Mar, U.A.S.	2
2	Porcentaje de luz reflejada en agua y por algas (Adaptada de Han y Rundquist, 1997).	17
3	A) Composición global de temperatura de julio, agosto y septiembre 2008 (año neutral) B) composición global de temperatura de julio, agosto y septiembre 2015 (ENSO). Sensor MODIS-Aqua.	21
4	Golfo de California 1) Extensión: ~1037 km; 2) Ancho de la boca: ~200 km (Google Earth).	25
5	Polígonos de las áreas naturales protegidas marinas de México (CONANP).	30
6	Estaciones de muestreo o derroteros (puntos negros). Los derroteros considerados en la presente investigación fueron identificados con letras A y C. La línea discontinua azul muestra la extensión de la pluma del río Presidio (~30 km).	31
7	A) Caja con fondo oscuro adjunto con tres filtros B) Equipo HPLC Agilent Technologie Mod. 1200 Infinity.	33
8	Cromatograma de pigmentos fotosintéticos de una muestra en la estación C1 (19/12/15).	34
9	A) Temperatura superficial del mar (TSM) promedio del derrotero A y C por percepción remota (MODIS-Aqua 2014-2016) vs <i>in situ</i> (2014-2016) y B) TSM promedio del derrotero A por percepción remota. Letras diferentes significan diferencias significativas ($P < 0.05$). Ns: no significativo.	36
10	A) pH y B) salinidad promedio <i>in situ</i> (2014-2016) en los derroteros A y C. Letras diferentes significan diferencia significativa ($P < 0.05$).	38
11	Concentración de Chl- <i>a</i> (mg m^{-3}) por estación (1-4) para cada derrotero (A, B y C) OCTS, SeaWiFS, MODIS-Aqua (1997/2016) y temperatura superficial del mar (TSM) (A, B y C) MODIS-Aqua (2002/2016).	40
12	Concentración promedio de clorofila- <i>a</i> (mg m^{-3}) entre A) derroteros (independiente de las estaciones), B) estaciones (independiente de los derroteros) y C) interacción de los derroteros con las estaciones. OCTS, SeaWiFS, MODIS-Aqua (1997/2016). Letras diferentes significan diferencia significativa ($P < 0.05$).	41
13	Variabilidad interanual (1997/2016) de la concentración de la Chl- <i>a</i> (mg m^{-3}) en el derrotero A.	43

14	Variabilidad interanual (1997/2016) de la concentración de la Chl- <i>a</i> (mg m ⁻³) en el derrotero C.	43
15	Anomalías de temperatura superficial del mar (TSM) en el derrotero A MODIS-Aqua y tendencia lineal. Se aplicó el algoritmo de Rodionov (AR) para detectar cambios abruptos en la serie de anomalías de temperatura (2002/2016).	45
16	Anomalías de temperatura superficial del mar (TSM) en el derrotero C MODIS-Aqua y tendencia lineal. Se aplicó el algoritmo de Rodionov (AR) para detectar cambios abruptos en la serie de anomalías de temperatura (2002/2016).	46
17	Comparación del Índice Multivariado de EL NIÑO (MEI) vs anomalías de la Chl- <i>a</i> en el derrotero A y tendencia lineal. Se aplicó el algoritmo de Rodionov (AR) para detectar cambios abruptos en la serie de anomalías de Chl- <i>a</i> (1996/2016).	50
18	Comparación del MEI INDEX vs anomalías de la Chl- <i>a</i> en el derrotero C y tendencia lineal. Se aplicó el algoritmo de Rodionov (línea punteada) para detectar cambios abruptos en la serie de anomalías de Chl- <i>a</i> (1996/2016).	51
19	Comparación de la concentración (mg m ⁻³) de la clorofila <i>in situ</i> (Chl- <i>a in situ</i>) y satelital (Chl- <i>a Sat</i>) calculada para las estaciones A1-4 y C1-4. N=221(2015-2016).	52
20	A) Ubicación de las estaciones de muestreo según profundidad (las isóbatas se muestran cada 100 m de profundidad). B) Límite de la plataforma continental según cartografía oficial (línea continua negra, CONABIO, http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/).	53
21	Comparación de la concentración (mg m ⁻³) de clorofila- <i>a in situ</i> (Chl- <i>a in situ</i>) y satelital (Chl- <i>a Sat</i>) para las estaciones A4, N=34 (2015-2016).	54
22	Comparación de la concentración promedio mensual (mg m ⁻³) de clorofila <i>a in situ</i> (Chl- <i>a in situ</i>) vs satelital (Chl- <i>a Sat</i>) (2014-2015) N=237. A) derrotero A B) derrotero C.	55
23	A) Comparación de turbidez vs precipitación B) y turbidez vs Chl- <i>a</i> de los derroteros A y C estaciones 1, 2, 3 y 4 (2014-2015).	60
24	Imágenes de turbidez RGB 2014 (Color casi real).	61
25	Imágenes de turbidez RGB 2015 (Color casi real).	62
26	Concentración de pigmentos (mg m ⁻³) determinada en las muestras de agua de mar obtenidas de abril de 2015 a marzo de 2016 en las estaciones A) 1, B) 2, C) 3 y D) 4 del derrotero A.	64
27	Concentración de pigmentos (mg m ⁻³) determinada en las muestras de agua de mar obtenidas de abril de 2015 a marzo de 2016 en las estaciones A) 1, B) 2, C) 3 y D) 4 del derrotero C.	64
28	Componentes principales obtenidos a partir de la composición de pigmentos (Chl- <i>a</i> , Chl- <i>b</i> , peridina, 19-butanoyloxyfucoxantina, fucoxantina, diadinoxantina, dinoxantina y diatoxantina) de las muestras	66

	de agua de mar obtenidas de abril de 2015 a marzo de 2016 en las estaciones A) 1, B) 2, C) 3 y D) 4 del derrotero A.	
29	Componentes principales obtenidos a partir de la composición de pigmentos (Chl- <i>a</i> , Chl- <i>b</i> , peridina, 19-butanoyloxyfucoxantina, fucoxantina, diadinoxantina, dinoxantina y diatoxantina) de las muestras de agua de mar obtenidas de julio de 2015 a febrero de 2016 de las estaciones 1 a 4 para el derrotero A–D) A y E–H) C.	74
30	Variabilidad estacional de la alberca cálida del hemisferio occidental (WHWP) ($TSM \geq 28.5$ ° C) según el sensor AVHRR (1982-2018).	79
31	Comparación estacional del área de la alberca cálida del hemisferio occidental en su conjunto (WHWP) y las áreas correspondientes en el Pacífico Oriental (WHWP-EP) y el Golfo de México (WHWP-GM).	80
32	Variabilidad interanual de TSM (1985-2017) en el WHWP-EP (A) y el Golfo de California (B).	81
33	Cobertura interanual del WHWP-EP en el Golfo de California (sensor AVHRR) para Junio y Noviembre (1982-2018).	81
34	Anomalías de área (%) en el WHWP-EP según los sensores AVHRR, MODIS-Terra y MODIS-Aqua.	82
35	Anomalías de Chl- <i>a</i> correspondientes a polígonos de áreas marinas protegidas. El algoritmo para la detección de cambio de régimen (línea roja discontinua; Rodionov, 2004) se aplicó para detectar cambios abruptos en series temporales (1996-2018).	85

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Pág.
1	Clases de algas y pigmentos asociados.	4
2	Sensores remotos para la medición de color del océano.	19
3	Estaciones de muestreo. En promedio hay una distancia de 18±1 km entre cada una de las estaciones A y C (*se excluyó el derrotero B, pero la nomenclatura se ha conservado para futuras referencias).	31
4	Gradiente y composición de fase móvil para la estimación de Chl- <i>a</i> por HPLC.	32
5	Identificación de pigmentos fotosintéticos utilizando tiempo de retención y espectro de absorción por HPLC.	33
6	Oxígeno disuelto en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa.	38
7	Concentración de Chl- <i>a</i> (mg m ⁻³) por percepción remota (1997/2016), valores promedio de estaciones entre derroteros de la zona costera (estaciones 1,2) y condiciones oceánicas (estaciones 3,4).	39
8	Concentración de Chl- <i>a</i> (mg m ⁻³) Modis-Aqua 2015.	42
9	Correlación Índice Mei vs anomalías Chl- <i>a</i> 1997-2016.	49
10	Promedio de Chl- <i>a</i> para años el Niño más influyentes en la serie de datos.	49
11	Promedio mensual de la concentración de la Chl- <i>a</i> (mg m ⁻³) <i>in situ</i> vs percepción remota (2014-2015) del derrotero A N=128.	56
12	Promedio mensual de la concentración de Chl- <i>a</i> (mg m ⁻³) <i>in situ</i> vs percepción remota (2014-2015) del derrotero C N=109.	56
13	Precipitación (mm) mensual y anual de Sinaloa del 2014-2016.	59
14	Correlación turbidez vs precipitación 2014-2015.	59
15	Ponderación de factores (factor loadings) obtenidos a través del análisis temporal en el derrotero A de la composición de pigmentos a través de componentes principales (CP) y correlación de los CP con la variabilidad ambiental.	73
16	Ponderación de factores (factor loadings) obtenidos a través del análisis espacial de la composición de pigmentos a través de componentes principales (CP) y correlación de los CP con la variabilidad ambiental.	77
17	Correlación entre anomalías del área del WHWP-EP y anomalías de Chl- <i>a</i> para áreas marinas protegidas en el Pacífico mexicano.	83

I. Introducción

1.1 Productividad biológica de los océanos

El fitoplancton es el punto de partida del flujo de energía en los ecosistemas acuáticos, siendo la base de la cadena trófica. Tiene un papel fundamental en el ciclo global del carbono, secuestrando el dióxido de carbono de la atmósfera (CO₂) y fijándolo mediante el proceso de la fotosíntesis, por lo que los cambios en su composición y/o concentración son de gran relevancia ecológica (Behrenfeld *et al.*, 2006; Bach *et al.*, 2017; Ellegaard y Ribeiro, 2018). Al ser el primer nivel trófico en el océano, la variabilidad espacio-temporal del fitoplancton es objeto de estudio por parte de la comunidad científica internacional, especialmente en el contexto de diferentes escenarios de calentamiento y cambio climático global (Le Quéré *et al.*, 2003; Lanz *et al.*, 2009; Kahru *et al.*, 2012; Robinson *et al.*, 2013; Gittings *et al.*, 2018).

El Golfo de California (GC) es una de las regiones más biodiversas, estimándose que alrededor de la mitad de la producción pesquera de México proviene de esta región. Anualmente se extraen más de 500,000 toneladas de producto marino sin contar los descartes (fauna de acompañamiento), los cuales pueden llegar a duplicar o cuadruplicar lo estimado (Brusca, 2010). A su vez, la pesca en México ha registrado un incremento del 21.48 % (1980 a 2018) situando la producción promedio anual durante 2018 en 1.47 millones de toneladas (FAO, 2020).

Las aguas costeras son las que presentan la mayor productividad primaria debido a la disponibilidad de nutrientes, provenientes de ríos y otros escurrimientos continentales, así como de surgencias costeras, entre otros. Por su poca profundidad, las capas de agua del fondo se pueden mezclar con las superficiales ocurriendo hasta 100 km desde la línea de costa. Por sus características ecológicas, las zonas costeras son sitios relevantes para la crianza de una gran variedad de organismos como peces, crustáceos y moluscos de interés comercial (Mann, 1982; Cloern, 2001).

La distribución y la estructura del fitoplancton cambia espacio-temporalmente, desde grandes patrones a pequeñas sucesiones que modifican la presencia o ausencia de otras especies, afectando su distribución espacial y temporal (Haury *et al.*, 1978). Utilizando la clorofila *a* (Chl-*a*) como proxy del fitoplancton, se han reportado cambios

significativos en su estructura, que van desde tendencias globales negativas en zonas oceánicas, es decir una disminución en la concentración de Chl-*a* y productividad primaria neta (PPN), así como tendencias inversas en la zona costera, observándose incrementos significativos en los máximos anuales de PPN (e.g. 2 g C m⁻² día⁻¹ en la parte de la plataforma continental del Atlántico región noreste y 1.92 g C m⁻² día⁻¹ en la zona de afloramiento de la corriente de la Costa de Guinea) (Longhurst *et al.*, 1995; Gregg *et al.*, 2005; Behrenfeld *et al.*, 2006; Kahru *et al.*, 2009). Asimismo, respecto a cambios en su fenología, al observarse atrasos o adelantos en los ciclos estacionales del fitoplancton (Kahru *et al.*, 2010). Cabe señalar que en la zona costera de Sinaloa en su sección centro-norte, se han observado cambios significativos en la tendencia de la Chl-*a* a partir de información satelital (Figura 1), posiblemente por los aportes de nutrientes derivados de las actividades agrícolas y acuícolas (Páez-Osuna, 2004; Beman *et al.*, 2005).

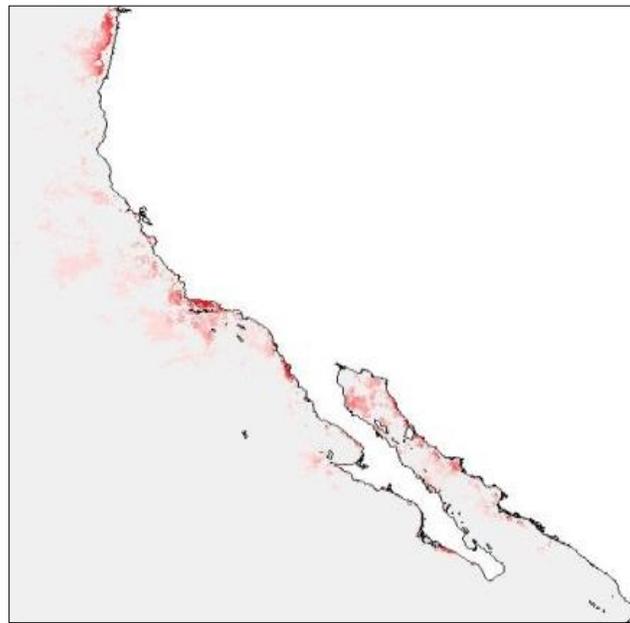


Figura 1. Tendencias positivas y significativas de la concentración de Chl-*a* ($P < 0.05$) en el noroeste de México (rojo). Se evaluó la significancia de la tendencia para cada pixel (1997-2010; SeaWiFS, MODIS-Aqua). Fuente: Dra. Mercedes Marlenne Manzano Sarabia, Facultad de Ciencias del Mar, U.A.S.

2. Antecedentes

2.1 Fitoplancton

Los productores primarios generalmente se ubican en la zona eufótica -definida como la capa superficial en la que la luz solar logra penetrar (0-200 m)- donde su ubicación en la columna de agua cambia con respecto a la hora del día o propiedades del agua y dependen de la disponibilidad de nutrientes tales como fósforo, hierro y nitrógeno que son esenciales para su desarrollo (Andrade *et al.*, 2012; Chiswell *et al.*, 2013). Diversas especies poseen motilidad a partir del uso de flagelos, los cuales les permite desplazarse (*e.g.* $1000 \mu\text{m s}^{-1}$) de forma vertical en la columna de agua, aunque limitadamente en la horizontal, además son influenciados por acción de las corrientes de agua (William *et al.*, 2013). Así, la dinámica de estos organismos depende de manera significativa de diferentes procesos físicos y químicos: corrientes marinas, surgencias, salinidad, disponibilidad de nutrientes, luz entre otros (Beman *et al.*, 2005).

El fitoplancton marino está integrado por diversos grupos taxonómicos entre los que se encuentran las clases *Bacillariophyceae* (diatomeas), *Dinophyceae* (dinoflagelados), *Primnesiophyceae* (cocolitofóridos), *Dictyochophyceae* (silicoflagelados), *Cryptophyceae* (criptomonas), *Raphidophyceae* (cloromonas), *Crysophyceae* (crisomonas), *Prasinophyceae* (prasinomonas), *Euglenophyceae* (euglenas), *Chlorophyceae* (algas verdes) y *Cianophyceae* (algas verdeazules) (Emilsson *et al.*, 2000). Las diatomeas (*Bacillariophyta*) son las primeras en aparecer y crecer después del enriquecimiento de la columna de agua, debido a la rápida asimilación de nutrientes inorgánicos principalmente compuestos de nitrógeno, fósforo y sílice. De manera general, cuando las concentraciones de diatomeas decrecen en el medio por factores (físicos, químicos, biológicos, etc.) la densidad celular de los flagelados comienza a incrementarse. Los dinoflagelados (*Dinophyta*) son componentes importantes del fitoplancton marino y de agua dulce, destacando que cerca de la mitad de las especies realizan la fotosíntesis tomando papeles claves en asociaciones simbióticas, o en la capacidad de producir Florecimientos Algales Nocivos (FAN) el cual puede ser nocivos o tóxicos, ocurriendo principalmente en áreas costeras. Entre las especies de fitoplancton alrededor de 300 taxa (7%) producen FAN masivos y sólo el 2% producen toxinas que puede provocar intoxicación y en algunos casos

la muerte para el humano y mamíferos marinos, por ejemplo; daño físico o mecánico, anoxia, reducción de la irradiancia, inestabilidad nutricional entre otras (Jeffrey y Vesk, 1997; Smayda, 1997). Algunos pigmentos fotosintéticos son específicos para cada grupo, los cuales pueden ser utilizados como biomarcadores para la identificación de los grupos que componen el fitoplancton. Algunos de los grupos de microalgas más comunes y sus respectivos pigmentos más abundantes se muestran en la Tabla 1 (Jeffrey y Vesk, 1997; Jeffrey *et al.*, 1997).

Tabla I. Clases de algas y pigmentos asociados.

Pigmentos	Clase de algas comunes				
	Bacillariophyta	Dinophyta	Prymnesiophyceae	Chlorophyta	Cyanophyta
Clorofilas					
<i>a</i>	•	•	•	•	•
<i>b</i>				●	
<i>c</i> ₁	•		•		
<i>c</i> ₂	•	•	•		
<i>c</i> ₃	•		•		
Carotenos					
<i>Caroteno β,β</i>	•	•	•	•	•
<i>Caroteno E</i>				•	
Xantofilas					
19-butanoyloxyfucoxantina			●		
Diadinoxantina	•	•	•		
Diatoxantina	•		•		
Dinoxantina		•			
Fucoxantina	●		•		
19-hexanoyloxyfucoxantina			•		
Lutenia				•	
Neoxantina				•	
Peridinina		●			
Violaxatina				•	
Zeaxantina					●
Ficobiliproteínas				•	•

Fuente: Adaptada de Ogata *et al* (1994); Jeffrey *et al* (1997); Jeffrey y Vesk (1997). •: posee el pigmento, ●: característico.

2.2 Variabilidad espacio-temporal del fitoplancton en el Golfo de California (GC)

En la oceanografía biológica, se entiende por FAN a la presencia de altas densidades celulares que son producidas por diferentes procesos oceanográficos: surgencias costeras, surgencias asociadas a remolinos, actividades antropogénicas, etc. Estos procesos aportan nutrientes de aguas profundas hacia la superficie o a partir de escurrimientos continentales los cuales al ser asimilados por las microalgas aumenta su concentración, observándose generalmente FAN en invierno y bajas densidades en verano (Valdez-Holguín, 1994; Lluch-Cota, 2000; Jayaram *et al.*, 2013). A continuación, se describe la variabilidad espacio-temporal a diferentes escalas del fitoplancton en el GC.

Las variaciones espacio temporales del fitoplancton han sido estudiadas por diferentes autores en el noroeste de México, aunque la mayoría de los estudios se han restringido al Sistema de la Corriente de California (Kahru *et al.*, 2009). La dinámica de la zona del GC contribuye en gran medida al desarrollo del fitoplancton, aunque en determinadas zonas puede verse perjudicada por alta turbulencia de las aguas (Gaxiola-Castro *et al.*, 1994; Bustos-Serrano *et al.*, 1996).

En la parte central y norte del GC, se reportaron un total de 216 taxones de fitoplancton durante el verano (junio), de ellos 104 corresponden a las diatomeas, 75 a dinoflagelados, 24 a coccolitofóridos, mientras que 13 a otros grupos: 3 criptofíceas, 3 euglenofíceas, 1 cianofícea, 3 silicoflagelados y 3 prasinofíceas, siendo predominantes las diatomeas con densidades de 1.39×10^5 cel L⁻¹. A su vez se ha observado una mayor diversidad en especies de diatomeas en la parte central (*Nitzschia seriata*, *Thalassionema nitzschioides*, *Skeletonema costatum*, *Thalassiosira pacifca*, *Nitzschia sicula*, *Nitzschia bicapitata*) que en la parte norte (*Thalassionema nitzschioides* var. *Parva*, *Thalassiosira decipiens*) (Hernández-Becerril, 1985). Mientras que las diatomeas mantienen una dominancia en la zona central por la influencia de las grandes islas (Millán-Núñez *et al.*, 1998) en zonas más alejadas hacia el sur su influencia disminuye debido al factor limitante de nutrientes que requieren para desarrollarse las diatomeas como nitrato, fosfato y silicato (López-Cortés *et al.*, 2003a), por otro lado, los dinoflagelados llegan a ser más abundantes en las diferentes estaciones, con especies como *Alexandrium* sp., *Amphidinium* sp., *Ceratium* sp., *Dinophysis* sp., *Gymnodinium* sp., *Gyrodinium* sp., *Gonyaulax* sp.,

Heterocapsa sp., *Oxyphysis* sp., *Oxytoxum* sp., *Podolampas* sp., *Prorocentrum* sp., *Protoperidinium* sp. y *Torodinium* sp. (Noriega-Cañar y Palomares-García, 2008), Así mismo en zonas alejadas de la parte central del GC (noviembre a diciembre) se ha observado que el grupo dominante es el de los dinoflagelados con densidades que varían entre 6.3×10^3 a 8.2×10^4 cel L⁻¹ siendo los géneros con mayor frecuencia; *Amphidinium*, *Oxytoxum*, *Gyrodinium* y *Peridinium* aunque la especie de mayor densidad celular encontrada fue *Exuviela vaginulla* con una densidad de 6.4×10^4 cel L⁻¹ (García-Pámanes y Lara-Lara, 2001).

A principios de invierno de 1981 (diciembre) se ha observado una dominancia por parte del grupo de las diatomeas en la zona norte y central del GC (Álvarez-Borrego y Gaxiola-Castro, 1988), mientras a finales de invierno de 1988 (febrero 26-28 y marzo 1-3) del GC (norte y centro) se han identificado un total de 40 géneros de fitoplancton (28 correspondientes a diatomeas, 10 a dinoflagelados y 2 de silicoflagelados) de los cuales las diatomeas mantuvieron un dominio en la parte norte y central con densidades máximas de 3.71×10^4 y 6.66×10^5 cel L⁻¹ respectivamente, seguido por los dinoflagelados con densidades máximas de 8.41×10^3 y 3.50×10^4 cel L⁻¹ respectivamente. *Thalassiothrix frauenfeldii* fue la especie dominante tanto en la zona norte como en la central (Millán-Núñez, 1992). También se ha observado en la región central (26 de agosto a 2 de septiembre de 1986) que el grupo dominante de las diatomeas pueden llegar a representar el 90 % del fitoplancton mientras el 10 % restante a dinoflagelados, encontrando especies como; *Asterionella* sp., *Thalassiothrix* sp., *Thalassionema* sp., *Grammatophora* sp., *Chaetoceros* sp., *Thalassiosira* sp. y *Gymnodinium* sp., *Prorocentrum* sp., respectivamente (Delgadillo-Hinojosa *et al.*, 1997). Otros estudios realizados en la parte central del GC han reportado que a mayores profundidades los cocolitofóridos como *Emiliana huxleyi* aportan una mayor cantidad de biomasa al fitoplancton, mientras que en muestras superficiales el mayor aporte es por diatomeas como *Chaetoceros bacteriastrum*, *Rhizosolenia alata*, *f. indica*, *C. didymus*, *C. curvisetus*, *Skeletonema costatum*, *Nitzschia seriata*, *Thalassiothrix frauenfeldii* (Hernández-Becerril, 1982).

En la región sur del GC, la boca es considerada como un sistema oligotrófico la mayor parte del año excepto durante los periodos de transición hidrológica provenientes del

oeste, de la parte central del GC, y por la inclusión de agua dulce procedente de ríos, generando condiciones de mezcla entre los cuerpos de agua superficiales con los inferiores lo cual genera un cambio en los nutrientes y eleva la cantidad en la producción de fitoplancton (Maske *et al.*, 2010). Los ríos contribuyen a las condiciones de mezcla y arrastre de nutrientes que se vierten hacia la zona costera produciendo un incremento en la producción primaria. Entre los ríos con mayores aportes de agua dulce al GC se encuentran: Colorado, Yaqui, Mayo, El Fuerte, Sinaloa, Culiacán, San Lorenzo, Piaxtla, Acaponeta y San Pedro, que cuentan con un 6.8% en la disponibilidad total de agua a escala nacional; en algunas ocasiones éstos arrastran contaminantes como plaguicidas organoclorados y organofosforados, metales pesados o exceso de carga orgánica lo cual altera el ecosistema. Debido a esto, en 1970 se emprendieron estudios para evaluar el impacto de las aguas residuales e industriales para garantizar la preservación de los ecosistemas (Arias-Patrón, 2005; Álvarez-Góngora, 2011). En la parte sur del GC (julio) se han observado una mayor variación de especies de diatomeas (*e.g. Azpeitia nodulifera, Grammathophora marina, Lyrella clavata, Nitzschia sigma, Thalassionema nitzschioides* con densidades de 2.0×10^2 , 1.2×10^3 , 4.0×10^2 , 1.8×10^4 , 1.4×10^3 cel L⁻¹ entre otras) pero son los dinoflagelados (*e.g. Peridinium quinquecorne* con densidades de 4.4×10^5 cel L⁻¹) los que mantienen una dominancia en días posteriores a las lluvias con una densidad total de 4.4×10^6 cel L⁻¹ (Gárate-Lizárraga y Muñetón-Gómez, 2008).

En general, en latitudes medias de la zona costera la dinámica del fitoplancton es controlada en escala estacional por periodos de mezcla en invierno, que permiten un enriquecimiento en la disponibilidad de nutrientes, empezando a acumular biomasa a mediados de invierno (Muller-Karger *et al.*, 1991; Gaxiola-Castro *et al.*, 1999; Liccardo *et al.*, 2012; Santos *et al.*, 2013). Se puede considerar que la variabilidad del fitoplancton en el GC es representada por un dominio más alto en biomasa a lo largo de la costa este y norte del GC con respecto a la porción oeste y a la región de las grandes islas (Herrera-Cervantes *et al.*, 2010).

2.3 Variabilidad estacional de fitoplancton en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa (región sur del GC)

Anualmente, se pueden observar diferencias en la composición taxonómica, así como periodos de altas densidades de fitoplancton, por distintos tipos de variables como disponibilidad de luz, nutrientes, temperatura, viento (Ripa y Marinone, 1989; Espinosa-Carreón y Valdez-Holguín, 2007). La Bahía de Mazatlán, Sinaloa es considerada como un área somera y subtropical, se han registrado densidades promedio anual de fitoplancton de 1.95 y 5.96×10^5 cél L^{-1} con concentraciones de Chl-*a* en invierno de 5.79 mg m^{-3} encontrando intervalos de condiciones mesotróficas a eutróficas¹, esto en comparación con los valores obtenidos en las zonas costeras o zonas con fuertes mareas que propicien la resuspensión de nutrientes. El crecimiento del fitoplancton es influenciado por la temperatura, vientos, tormentas, aporte de agua de los ríos, lluvia entre otros. En la Bahía de Mazatlán, Sinaloa, la temperatura media anual superficial del mar es de $25.4^{\circ}C$, teniendo los meses más calurosos de julio a septiembre con un promedio de $28.0^{\circ}C$ en la atmósfera, los vientos predominantes son del oeste y noroeste con una velocidad promedio de 2.6 a 3.4 $m\ s^{-1}$, salinidad media anual de 34 ups y una presión atmosférica anual de 1004.7 mb. Esta zona se ve afectada por tormentas tropicales, así como huracanes entre los meses de julio a octubre propiciando condiciones de resuspensión de nutrientes, además de los aportes de los ríos, aunque estos fenómenos son de menor impacto ya que solo son visibles para el área de influencia de los ríos. Los FAN son influenciados esporádicamente por los vientos de invierno a primavera provenientes del noroeste produciendo surgencias costeras y con corrientes costeras influenciadas hacia el norte la mayor parte del año (Alonso-Rodríguez, 2004; Conagua, 2012; Flores-Campaña *et al.*, 2012).

2.4 Florecimientos Algales Nocivos (FAN)

La presencia de elevadas concentraciones de clorofila-*a* está directamente relacionada con una alta densidad celular de microalgas en donde puede predominar una, dos o más especies (Sebastiá *et al.*, 2012). Estos eventos se derivan de la combinación de diversos factores físicos, químicos y biológicos, como: oxígeno, salinidad, temperatura pH, nutrientes, corrientes, oleaje, descargas de aguas residuales o desechos de estanques de acuicultura elevando así los niveles y balance de nutrientes en la zona costera. Por otro

¹ Oligotrófico: Chl-*a* < 0.25 mg m^{-3} . (Gaxiola-Castro *et al.*, 2010).

Mesotrófico: 1.0 mg $m^{-3} \leq$ Chl-*a* ≤ 0.25 m^{-3} . (Gaxiola-Castro *et al.*, 2010).

Eutrófico: Chl-*a* > 1.0 mg m^{-3} (Gaxiola-Castro *et al.*, 2010).

lado, la oxidación de la materia orgánica que se genera durante un FAN, produce distintos tipos de daños al ecosistema como los son casos de hipoxia y anoxia (oxidación de la materia orgánica provocada por microorganismos) ocasionando mortalidad de especies, debido a la disminución en la incidencia de la luz, obstrucción de branquias en peces, etc. En algunos casos, los FAN pueden ser tóxicos, dando como resultado una elevada tasa de mortalidad en peces y/o acumulación de toxinas en los tejidos de los organismos acuáticos, principalmente en los moluscos (Anderson *et al.*, 2002; Hernandez-Sandoval *et al.*, 2009; Nazmi *et al.*, 2013).

En las costas del GC se observó entre 1940 y 2011, una relación directa entre el incremento en la ocurrencia de FAN nocivos, y el incremento en las actividades antropogénicas (Band-Schmidt *et al.*, 2011). Entre las especies que comúnmente producen FAN algales en el GC se encuentran: *Akashiwo sanguinea*, *Ceratium furca*, *Ceratium divaricatum*, *Chaetoceros* spp., *Cochlodinium polykrikoides*, *Chatonella* spp., *Gambierdiscus* spp., *Gymnodinium catenatum*, *Noctiluca scintillans*, *Prorocentrum minimum*, *Prorocentrum lima*, *Pyrodinium bahamense* var. *Compressum*, *Karenia brevis*, *Cylindrotheca closterium*, *Scripsiella trochoidea*.

Una de las especies productora de toxinas más estudiadas es el dinoflagelado desnudo *Gymnodinium catenatum*, el cual se encuentra ampliamente distribuido en el GC (Bahía La Paz, Bahía concepción, Bahía de Los Ángeles, Puerto Libertad, Bahía Kun Kaak, Bahía Bacochibampo, Laguna de Macapule, Cruz de Elota, Punta Piaxtla, Bahía de Mazatlán, Teacapan, Bahía Banderas y Puerto Vallarta) (Band-Schmidt *et al.*, 2010). De 1984 al 2001 se han realizado estudios de identificación de FAN a lo largo de la costa occidental de la península de Baja California (*e.g.* Bahía Magdalena, Laguna San Ignacio, Laguna Ojo de Liebre) y el GC (*e.g.* Bahía de la Paz, Bahía Concepción, Isla Cerralvo). Así, se han identificado más de 30 FAN, sin embargo, no todos han sido tóxicos (Gárate-Lizárraga *et al.*, 2001). Las principales especies de dinoflagelados encontradas en ambas zonas fueron: *Gonyaulax polygramma*, *Noctiluca scintillans*, *Gymnodinium sanguineum*, *Scripsiella trochoidea*, *Prorocentrum mexicanum* y el protozooario *Myrionecta rubra*, a su vez se ha observado de marzo a agosto a *G. catenatum* en Bahía Concepción. Estudios realizados en la Bahía de La Paz, registraron del 24 de marzo a 14 de mayo del 2009 dos

especies tóxicas: rafdofícea (*Chattonella marina*) con densidades de 1.4 a 3.6×10^4 cél mL⁻¹, en muestras colectadas a una profundidad de 5-15 m y el dinoflagelado *G. catenatum* con densidades de 1×10^3 a 1.9×10^4 cél mL⁻¹ (López-Cortés *et al.*, 2009).

En la Ensenada de La Paz, B.C.S., entre el 15 y 27 de septiembre del 2000 se observó el FAN del dinoflagelado *Cochlodinium polykrikoides* donde la biomasa expresada en términos de concentraciones de Chl-*a* fue entre 2.7 a 56.8 mg m⁻³ con una abundancia de 36×10^4 a 7.05×10^6 cél L⁻¹ (Gárate-Lizárraga *et al.*, 2004). Especies como *G. catenatum*, *Mesodinium rubrum*, *Scrippsiella trochoidea*, *Chattonella marina*, entre otras especies mencionadas en los apartados anteriores, tienden a desarrollarse en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa, encontrando una similitud en la composición taxonómica del fitoplancton entre las distintas bahías (*e.g.* La Paz) debido a la amplia capacidad de estos organismos para crecer bajo distintas condiciones físicoquímicas (Cortés-Altamirano *et al.*, 1995a; Cortés-Altamirano *et al.*, 2006; Quijano-Scheggia *et al.*, 2012).

2.5 Riqueza y composición del fitoplancton en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa

En Mazatlán, Sinaloa, se ha registrado un dominio por parte de las diatomeas y los dinoflagelados (Cortés-Altamirano y Pasten-Miranda, 1984; Mee *et al.*, 1984) y en los últimos años se ha observado un incremento en los FAN (Cortés-Altamirano *et al.*, 1995b) y productividad primaria (Kahru *et al.*, 2009). Respecto a FAN que producen toxinas en la Bahía Mazatlán, Sinaloa se han observado varios eventos con abundancia principal del género *Prorocentrum* y en particular de la especie *Prorocentrum minimum* (Cortés-Altamirano y Agraz-Hernández, 1994; Sierra-Beltrán *et al.*, 2005). Sin embargo, el principal organismo productor de toxinas causante de FAN ha sido *G. catenatum*, el cual tiende a producir FAN registrándose densidades mayores 5.0×10^5 cél L⁻¹ en los meses de marzo y abril, disminuyendo o desapareciendo en verano y otoño (Mee *et al.*, 1986; Cortés-Altamirano, 1987; Cortés-Altamirano y Núñez-Pasten, 1992; Cortés-Altamirano *et al.*, 1995c; Alonso-Rodríguez, 2004).

Otros organismos que han generado FAN en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa son: *Gymnodinium splendens*, *Noctiluca scintillans*, *Oscillatoria erythraea*, *Ceratium furca*,

Scrippsiella trocoidea, entre otras (Cortés-Altamirano, 1989; Cortés-Altamirano y Núñez-Pasten, 1991).

Por otra parte, algunos organismos no tóxicos resultan benéficos sirviendo como alimento, tal es el caso de *Skeletonema costatum*, *Leptocylindrus danicus*, *Prorocentrum dentatum*, *Scrippsiella trocoidea*, *Prorocentrum balticum*, *Prorocentrum triestinum*, *Peridinium quinquecorne* y *Myrionecta rubrum* (Cortés-Altamirano, 1986; Hernández-Becerril *et al.*, 2000; Cortés-Altamirano, 2002). *Myrionecta rubrum* tiende a permanecer durante todo el año, presentando su densidad máxima de invierno a primavera de 2×10^6 cél L⁻¹ y un mínimo en otoño de 2×10^5 cél L⁻¹ (1980 a diciembre de 1982) (Cortés-Altamirano, 1984). *Myrionecta rubrum* tiene una distribución amplia y ha sido considerado como miembro del picoplancton, siendo capaz de realizar la fotosíntesis y contribuyendo a la productividad primaria de las costas, estuarios y sistemas de surgencias, esta especie ha demostrado ser significativa e incluso algunas veces dominante durante ciertos periodos. Algunas de estas especies ingieren cloroplastos por medio de fagocitosis, estos son usados para reabastecerse de carbono y nitrógeno reteniéndolos en un estado funcional por un periodo de tiempo limitado (Crawford, 1989). En invierno de 1998 se observaron FAN de *Myrionecta rubrum* frente a las costas de Sinaloa con densidades que variaron entre 2.5×10^5 cél L⁻¹ a 1.9×10^7 cél L⁻¹, cuyo perfil pigmentario se caracteriza por la presencia de clorofila *a*, *c*₂ y xantofila que es característico del grupo de las criptofitas que vive en simbiosis con *Myrionecta rubrum* (Gárate-Lizárraga *et al.*, 2002).

En el año 2000 se observaron eventos frecuentes y periódicos de FAN, de invierno a primavera conformados principalmente por dinoflagelados como *Prorocentrum balticum* (87%) *P. mexicanum* (5%) y *Ceratium furca* (5%) y (1%) de la diatomea (*Thalassiosira* sp.) observándose una ausencia de las especies comunes en este sitio, como *Myrionecta rubrum* y *G. catenatum* (Alonso-Rodríguez y Ochoa, 2004).

2.5.1 FAN en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa

Para esta zona, uno de los principales organismos causantes de FAN tóxicos ha sido *G. catenatum*. De 1979-2003 se ha observado que la mayor ocurrencia de manchas superficiales (indicador de concentraciones temporales de microalgas) ocurre en marzo y

abril observando la presencia de *G. catenatum* (Cortés-Altamirano y Licea-Durán, 2004). En abril de 1979 se reportó la presencia de *Cochlodinium* sp. durante el FAN producido por *G. catenatum*, cuya particularidad es la de resistir condiciones adversas formando quistes temporales de resistencia para continuar su ciclo de vida cuando las condiciones sean favorables, causando episodios de envenenamiento a humanos por consumo de moluscos a lo largo de 200 km de la línea de costa en el GC (Morey-Gaines, 1982; Anderson *et al.*, 1988).

Estudios realizados entre 1980-1981 y 1997 han reportado un incremento de los FAN nocivos principalmente para los dinoflagelados, posiblemente por los grandes aportes de nutrientes provenientes de actividades agrícolas hacia la zona costera (Mee *et al.*, 1984; Alonso-Rodríguez, 1998), o por procesos oceánicos como surgencias (Gómez *et al.*, 1999).

En 1980 (abril) y 1981 (mayo) se observaron densidades máximas de *G. catenatum* de 1×10^5 y 1.1×10^5 cél L⁻¹ respectivamente (Cortés-Altamirano *et al.*, 1999). Mientras en el año de 1997 (abril y octubre) se observaron densidades de *G. catenatum* de 5×10^6 y 3.8×10^6 cél L⁻¹, respectivamente (Cortés-Altamirano y Alonso-Rodríguez, 1997). Este último evento fue re-identificado como *Cochlodinium catenatum* (Cortés-Altamirano *et al.*, 1999; Cortés-Altamirano, 2002).

Estudios realizados de marzo a abril del 2006 identificaron FAN formados principalmente por las especies *Chattonella marina* y *C.cf ovata* (Raphidophyceae) y densidades de *G. catenatum*. El primer FAN ocurrió del 16 al 22 de marzo con la dominancia de *C. marina*, el segundo fue en abril 10 al 14 y el tercero se observó del 26 de abril al 12 de mayo, los dos últimos dominados por *C. marina* y *C.cf ovata* con densidades de 3.32×10^5 cél L⁻¹, lo cual constituyó el 46.5 % de la densidad, ocasionando una mortandad de 48 a 60 toneladas en organismos marinos como: peces bentónicos, moluscos, crustáceos y una alta mortalidad en peces pelágicos como (*Trachinotus paitensis*) usados para consumo humano (Cortés-Altamirano *et al.*, 2006).

En Bahía de Banderas, entre julio y diciembre del 2000, se registraron FAN de *Cochlodinium catenatum* con densidades de 1×10^4 cél mL⁻¹ con una duración de alrededor de 18 semanas afectando 63 km de la costa extendiéndose hasta las bahías de La Paz, B.C.S

y Mazatlán. Las características morfológicas encontradas en *Cochlodinium catenatum* no difieren en gran parte de las encontradas para *C. polykrikoides* y *C. heterolobatum* (Cortés-Lara *et al.*, 2004).

2.6 Variabilidad interanual de la Chl-*a* en el GC

En la escala interanual, el evento El Niño Oscilación del Sur (ENSO) tiene una influencia significativa en la variabilidad climática, forzando cambios en diferentes procesos oceánicos. Por ejemplo, durante la fase cálida de este evento disminuyen los procesos de surgencia, por lo cual se presenta una disminución en los nutrientes limitando el crecimiento del fitoplancton (Dandonneau y Donguy, 1983; González *et al.*, 2000).

En el GC, se han realizado diversos estudios sobre la composición de pigmentos fitoplanctónicos, principalmente en Bahía Concepción (*e.g.* Bustillos-Guzmán *et al.*, 2000; Bustillos-Guzmán, 2004; Palomares-García *et al.*, 2006), reportando pigmentos tales como la peridina, fucoxantina, Chl-*a*, zeaxantina, clorofila c_{1-2} y β -caroteno (Bustillos-Guzmán *et al.*, 2000; 2004). Analizando la variabilidad de Chl-*a* de septiembre de 1997 a diciembre del 2010 bajo condiciones El Niño mediante la utilización del sensor SeaWiFS, se concluyó que la distribución promedio de la clorofila *a* en el GC se puede dividir en tres zonas: la sección norte del Golfo definida como eutrófica así como las zonas costeras (extendiéndose a más de 80 km hacia mar adentro) de Sinaloa, Sonora, Nayarit, y parte de Jalisco, mesotróficas en la zona central y decreciendo a oligotrófica para su parte sur (Millán-Núñez *et al.*, 1993; Espinosa-Carreón y Valdez-Holguín, 2007). En la región norte y centro del Golfo de California, se ha registrado una amplitud de marea de hasta 6 m y áreas de suelo marino descubiertas en la bajamar de hasta 700 m (Hiriart, 2009), lo que produce un arrastre y mezcla continua de la columna de agua a más de 500 metros de profundidad, atenuando los efectos del ENSO y consecuentemente no afectan significativamente la productividad primaria en el centro y norte del GC (Round, 1967; Álvarez-Borrego y Lara-Lara 1991; Farfán y Álvarez-Borrego, 1992; Gaxiola-Castro *et al.*, 2002; Álvarez-Molina *et al.*, 2013). Durante el evento ENSO de 1982-1983, se reportó que la productividad primaria del GC se incrementó durante la fase más intensa (sur y central: 2.76 ± 0.53 , 3.12 ± 0.95 gC.m⁻².día⁻¹ respectivamente) siendo hasta siete veces mayor que el evento de 1968 y cerca

del doble de 1981-1982 (Valdez-Holguín y Lara-Lara 1983). De acuerdo con los autores, en la región central del Golfo, las causas del incremento de la productividad primaria pudieron ser causadas por una disminución del pastoreo por el zooplancton, mientras que en la región sur pudo deberse al aumento de la diversidad de especies tropicales y subtropicales, lo cual incrementó la productividad del nanofitoplancton mientras en las zonas costeras el incremento en la productividad primaria tiene una relación directa con el cambio en las precipitaciones pluviales. Otro factor que puede explicar el incremento de la productividad se relaciona con la advección vertical de aguas ricas en nutrientes, dando como resultado una elevación del nanoplancton (Torres-Moye y Álvarez-Borrego, 1985).

La ubicación de Mazatlán, Sinaloa, en la región sur del GC, ocasiona que los efectos ENSO sean más notables, observándose una disminución significativa en los FAN anuales provocados por una disminución de los nutrientes debido a las corrientes cálidas procedentes del suroeste en años El Niño; mientras que en años La Niña se ha observado un incremento del fitoplancton por los aportes de aguas frías ricas en nutrientes (Cortés-Altamirano y Núñez-Pasten, 1992; Cortés-Altamirano *et al.*, 1995a; López-Cortés *et al.*, 2003b; Kahru *et al.*, 2004; Gómez-Villareal *et al.*, 2008).

Se ha concluido, que desde 1973 a 1999 la Chl-*a* ha tenido una tendencia de incrementar desde la parte sur a la norte; mientras que para los años de 1999 al 2002 no se observó una tendencia clara, en 2011 durante un periodo frío (La Niña) se observó el valor más alto ($> 1.2 \text{ mg m}^{-3}$) de Chl-*a* (Hidalgo-González y Álvarez Borrego, 2000; Hidalgo-González y Alvarez-Borrego, 2004; López-Calderón *et al.*, 2008; Pérez-Arvizu *et al.*, 2013).

2.7 Métodos de identificación del fitoplancton

2.7.1 Métodos directos

Identificación taxonómica

Los métodos más ampliamente utilizados para la identificación taxonómica del fitoplancton son la microscopía óptica (Estrada, 1980; Gárate-Lizárraga, 1992; Pérez, 2002) y microscopía electrónica de barrido. Estos métodos requieren de diferentes agentes fijadores que permiten observar a detalle las características morfológicas de las microalgas.

Existen distintos tipos de pretratamientos dependiendo de las necesidades del estudio y tipo de microalga, entre los que se encuentran: filtración, métodos de lavado y tinción (Hasle y Frysell, 1970; Carr *et al.*, 1986; Li *et al.*, 2002).

La identificación y conteo de especies se realiza por medio de luz transmitida, fluorescencia o un microscopio electrónico requiriendo de un especialista, tanto para la preparación adecuada de las muestras como para la observación, así como del uso de una biblioteca o guía para su correcta identificación. Algunos de los inconvenientes de la microscopía es la cantidad de tiempo utilizado, así como a la dificultad de identificar algunas especies del fitoplancton debido a su tamaño (Bustillos-Guzmán *et al.*, 1995; Mackey *et al.*, 1996). Una forma de evitar esta última dificultad es el uso de microscopía electrónica de barrido, ya que permite una observación más detallada, permitiendo la observación de células muy pequeñas que no podrían distinguirse bajo el microscopio de campo claro o ya sea que la célula no resista la fijación; sin embargo, este método consume mayor tiempo para la identificación de grupos de fitoplancton (Hernández-Becerril, 1988; Cho *et al.*, 2001; González-Villarreal, 2005; Fernandes y Frassao-Santos, 2011).

2.7.2 Métodos indirectos

Composición de pigmentos fotosintéticos

La cromatografía líquida de alta resolución (High Performance Liquid Chromatography o HPLC, por sus siglas en inglés) es un recurso analítico de referencia para el análisis de pigmentos fotosintéticos, así como para la identificación de formas degradadas (feopigmentos) y pigmentos accesorios asociados al fitoplancton (Cartaxana *et al.*, 2006). Debido a la especificidad de esta técnica separando los pigmentos, éstos pueden servir como biomarcadores taxonómicos, es decir, algunos son específicos para cada grupo, lo que significa que la composición del fitoplancton puede ser inferida a través de la composición de pigmentos (Jeffrey *et al.*, 1999). Esto convierte a esta técnica en una elección ideal para estudios de biogeoquímica, producción primaria y métodos de referencia para calibración y validación de datos obtenidos por sensores remotos (Claustre *et al.*, 2004).

Las técnicas cromatograficas permiten realizar una separación rápida y cuantificación precisa de los pigmentos fotosintéticos en un solo análisis (Kwan-Wong y

Kim-Wong, 2003). La composición del fitoplancton puede identificarse usando el programa de perfiles de fotopigmentos CHEMTAX (chemical taxonomy), el cual utiliza la razón de Chl-*a* con los pigmentos individuales, los cuales se comparan con la composición de pigmentos de diagnóstico. La técnica permite identificar la presencia de diferentes grupos de algas en una muestra compuesta, especialmente cuando un grupo tiene una composición única e incluso provee un resultado más consistente con respecto a los métodos de microscopía (Ornólfssdóttir *et al.*, 2003).

Existe una variedad de métodos indirectos para la estimación del fitoplancton, entre las cuales se puede mencionar la espectrofotometría utilizada para la medición de clorofila-*a*, aunque este método es de menor sensibilidad que la técnica por HPLC y requiere un mayor volumen de muestra.

Ensayos realizados por espectrofotometría sobre los cambios en el espectro por la reflexión de la clorofila (Figura 2), mostraron que el agua oceánica refleja aproximadamente 2 % entre 400 y 500 nm y 1 % a 710 nm, con respecto a la absorción causada por la clorofila. El fitoplancton absorbe fuertemente las longitudes de onda entre los 400 y 500 nm (banda azul), a los 675 hay una fuerte absorción en la parte roja del espectro, a los 550 se observa una máxima reflexión causada por una baja absorción de la luz verde y a los 690 y 700 se observa una interacción de reflexión de las algas y un mínimo de absorción por parte de los pigmentos y el agua. La clorofila *a*, clorofila *b* y carotenoides se observan en el espectro de color entre las longitudes de onda 400-500 y 600-700nm (Han y Rundquist, 1997).

Otra de las técnicas utilizadas es la de citometría de flujo, esta técnica posee una mayor sensibilidad que la de espectrofotometría. Aunque una desventaja es que no pueden emplearse en mediciones grandes de fitoplancton y requiere un amplio entendimiento de las características ópticas de las especies; sin embargo, permite la determinación simultánea de múltiples características físicas de una sola célula (Li *et al.*, 2002).

La autofluorescencia de las células del fitoplancton permite su análisis mediante citometría de flujo de hasta aproximadamente 250-300 μ L de muestra, directamente después del muestreo o más tarde, después de la fijación y conservación adecuadas de las muestras. Además, la citometría de flujo permite analizar células por debajo de los 80 μ m

siendo perfecto para la identificación del picoplancton y nanoplancton considerados en un intervalo de tamaño de 0.2 a 2 μm y de 2 a 20 μm (Stachowski-Haberkorn *et al.*, 2009).

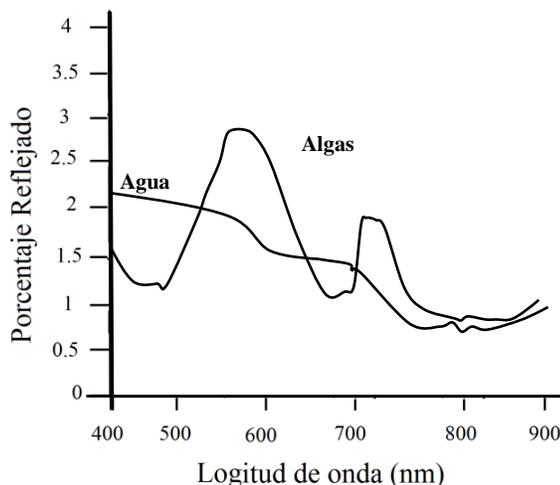


Figura 2. Porcentaje de luz reflejada en agua y por algas (Adaptada de Han y Rundquist, 1997).

2.8 Determinación de Chl-*a* por percepción remota: el color del océano

El estudio de la dinámica de los océanos a partir de sensores remotos se considera un parteaguas en la oceanografía física y biológica, ya que ha permitido comprender procesos que operan en la escala local, regional y global. A partir de mediciones satelitales tales como color, temperatura, rugosidad y altura del océano, se ha ampliado el conocimiento existente sobre los procesos oceanográficos y su dinámica espacio-temporal (Robinson, 2004; Abdul-Hadi *et al.*, 2012).

Una de las mediciones satelitales más relevantes es la correspondiente a los pigmentos fotosintéticos (Chl-*a*), como un *proxy* del fitoplancton. Si bien los muestreos *in situ* brindan información de primer orden sobre la dinámica del fitoplancton, las grandes variaciones espacio-temporales sólo pueden ser cuantificadas a partir de la percepción remota del océano. Sin embargo, las estimaciones derivadas de satélite están limitadas solo a la primera profundidad óptica (capa superficial), así como por errores asociados a la calibración de los instrumentos, diferentes componentes en la atmósfera y superficie terrestre, a los algoritmos desarrollados para procesar los datos, entre otros (Valdez-

Holguín *et al.*, 1995; McClain, 2009). Por ejemplo, la presencia de materia inorgánica suspendida en el océano puede alterar las mediciones del satélite dispersando los rayos de luz en el agua, tal es el caso de los compuestos orgánicos disueltos o sustancia amarilla regularmente ácidos húmicos o ácido fúlvico que se producen por la degradación del fitoplancton y de otras fuentes orgánicas proveniente de ríos o aguas residuales (Robinson, 2004).

Las mediciones ópticas del fitoplancton en aguas marinas se dividen en dos diferentes casos: 1) donde se miden sus pigmentos y productos degradados, en este caso se asume para casi todos los océanos abiertos incluyendo aquellos que presentan condiciones oligotróficas o aquellos que poseen una gran producción planctónica y 2) donde las mediciones son afectadas por el fitoplancton, partículas inorgánicas o sustancias amarillas, estas condiciones se encuentran en aguas cercanas a la costa, estuarios o a lo largo de mares cerrados donde se depositan diferentes tipos de compuestos orgánicos e inorgánicos o por las mareas que ayudan a la re-suspensión de las partículas del fondo en aguas someras (IOCCG, 2000).

Algunos de los sensores utilizados para realizar las estimaciones de clorofila son: Coastal Zone Color Scanner (CZCS), lanzado en octubre de 1978 siendo uno de los primeros sensores en brindar datos del color del océano y retirado en 1986. Posteriormente, el Ocean Color and Temperature Scanner (OCTS, 1996 a 1997), Sea-Viewing Wide Field of View Sensor (SeaWiFS, 1997 – 2010). Moderate Resolution Imaging Spectro radiometer (MODIS) y Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS); los dos últimos, a diferencia de los anteriores, ofrecen una mayor resolución radiométrica. La Tabla 2 muestra una lista de los sensores utilizados para las mediciones de color del océano, los cuales han permitido observar las variaciones espacio-temporales de clorofila y realizar cuantificaciones en la concentración de fitoplancton (Condal *et al.*, 2013; Dandonneau *et al.*, 2004).

Tabla 2. Sensores remotos para la medición de color del océano.

Sensor	Año de operación	Año retirado	Satélite	Numero de bandas	Cobertura espectral (nm)
Coastal Zone Colour Scanner (CZCS)	10/24/78	06/22/86	Nimbus 7	6	433-12500
Ocean Color and Temperature Scanner (OCTS)	08/17/96	07/01/97	ADEOS	12	402-12500
Polder-1	08/17/96	07/01/97	ADEOS	9	433-910
MOS	3/21/96	31/05/04	IRS P3	18	408-1600
Sea Viewing Wide Field of View Sensor (SeaWiFS)	08/01/97	Dic/2010	Orb view-2	8	402-885
OCI	01/99	16/06/2004	ROSCASA-1	6	433-12500
German Ocean Colour Monitor (OCM)	05/26/99	8/8/10	IRS-P4	8	402-885
MODIS Terra	12/18/99	Activo	Terra	36	405-14385
OSMI	12/20/99	31/01/2008	KOMPSAT	6	400-900
Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS)	03/01/02	Activo	ENVISAT	15	412-1050
the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS Aqua)	05/04/02	Activo	Aqua	36	405-14385
CMODIS	03/25/02	09/15/02	Shen Zhou-3	34	403-12500
Chinese Ocean Colour and Temperature Sensors (COCTS)	05/15/02	1/04/2004	Hai Yang-1	10	402-12501
CZI	05/15/02	10/25/03	Hai Yang-1	4	420-890
Japanese Global Imager (GLI)	12/14/02	10/25/03	ADEOS-2	36	375-12500
Polder-2	12/14/02	10/25/03	ADEOS-2	9	443-910
Geostationary Ocean Colour Imager	2010	2021	COMS	8	412-865

Fuente: Adaptada de Condal *et al* (2013); Jensen (2007).

2.8.1 Algoritmos para identificación de pigmentos fitoplanctónicos

El estudio permanente de la variabilidad espacio-temporal del fitoplancton y la influencia de la condición climática, permite entender la dinámica de estos organismos, requiriendo conformar una base de datos con cuantificaciones de pigmentos de muestras recolectadas *in situ*. La creación de algoritmos que sean consistentes con estimaciones *in situ* es un esfuerzo permanente reportado en la literatura; éstos tienen como objetivo minimizar los errores asociados al comparar los datos *in situ* y satelitales, así como

minimizar las diferencias entre productos derivados de diferentes sensores (Ardyna *et al.*, 2013; Hu *et al.*, 2013).

2.9 Alberca cálida del hemisferio oeste

La alberca cálida del hemisferio occidental (Western Hemisphere Warm Pool o WHWP; por sus siglas en inglés) es considerado como el segundo cuerpo de agua más cálido de la Tierra (el más grande corresponde a la alberca cálida del Pacífico occidental) (Wang *et al.*, 2012), la cual posee una influencia significativa en la variabilidad climática de la zona ecuatorial tropical, cuya función es la transferencia de calor y humedad a la atmósfera terrestre (Yuxing y Faming, 2012; Ruppert y Johnson, 2015). Esta zona se define como masas de agua de temperatura ≥ 28.0 °C (Song y Yu, 2013, Yan *et al.*, 2013), mientras que otros autores reportan temperaturas ≥ 28.5 °C (Flores-Morales *et al.*, 2009, Misra *et al.*, 2016). La alteración o variación en su extensión implican cambios en el océano tales como aumentos en la temperatura superficial del mar lo que conlleva a alteraciones en los patrones de circulación oceánica (Sisi *et al.*, 2015), atmosféricos como incremento en las lluvias o cambios en los patrones de circulación de vientos (Fan *et al.*, 2016; Zhou *et al.*, 2016).

Su característica estacional involucra el Pacífico Oriental, el Golfo de México y el Mar Caribe. Por otro lado, los grandes incrementos en la alberca cálida se han relacionado con el ENSO (por ejemplo, 1957-1958, 1969, 1972, 1982-1983, 1987, 1990-1991, 1992-1993 y 1997-1998; Wang y Fiedler, 2006), aunque en algunos años ENSO no están relacionados con eventos anómalos WHWP (por ejemplo; 1966, 1973, 1977, 1992) (Enfield *et al.*, 2006). Recientemente, se ha discutido que la WHWP es un precursor del ENSO con un desfase de 17 meses (Park *et al.*, 2018). Si bien la dinámica de la WHWP se ha estudiado previamente (su inicio, estacionalidad y variabilidad interanual) (*e.g.* Wang y Enfield, 2001; Wang y Enfield, 2003), los impactos en el fitoplancton aún no se han reportado ampliamente, Manzano-Sarabia (2008) discutió los efectos en la temperatura superficial, Chl-*a*, productividad primaria y pesquerías durante la gran expansión de la alberca cálida vinculada a El Niño de 1997-1998. Los eventos ENSO más importantes en las últimas décadas tuvieron lugar entre 1982-1983 y 1997-1998, lo que junto con el desarrollo de la WHWP condujo a reducciones en la Chl-*a* y la productividad primaria neta

(PPN) en el Océano Pacífico (Behrenfeld *et al.*, 2006). En el océano Pacífico, el evento ENSO influye en la escala interanual mayormente en el desplazamiento longitudinal que en el latitudinal de la alberca cálida (WP; por sus siglas en inglés) (Kim-Tae *et al.*, 2012).

Con respecto a su desarrollo se observa su inicio en primavera, alcanzando su máximo en verano (Figura 3) (Wang y Enfield, 2001). La WPWP presenta una variación mensual interanual (Picaut *et al.*, 2001; Chu-han *et al.*, 2015), variabilidad decadal (Wang y Metha, 2008), así como también tendencias a largo plazo en el desplazamiento de su latitud y longitud (Shijian y Dunxin, 2012). Análisis realizados en los últimos 100 años sugieren una tendencia a largo plazo en donde el océano entrará en condiciones climáticas más cálidas (An *et al.*, 2012).

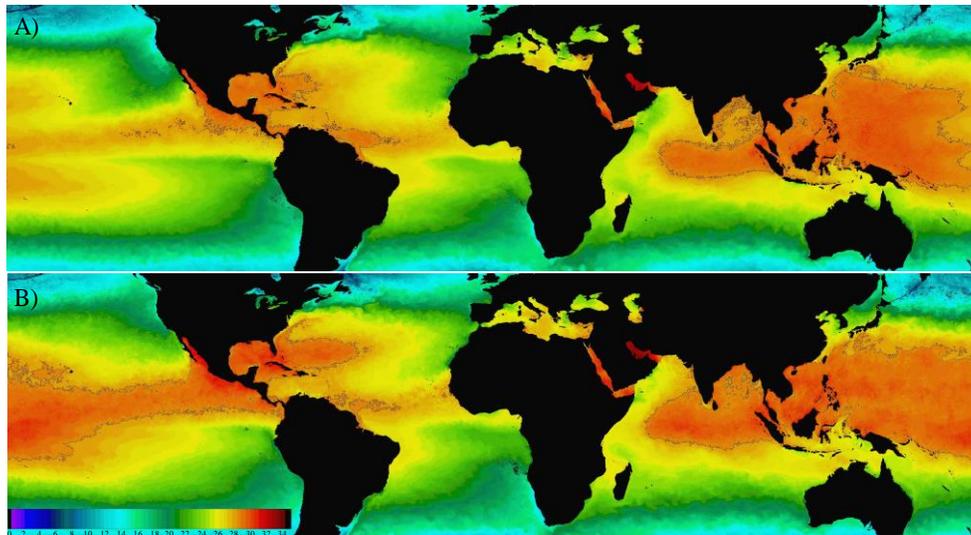


Figura 3. A) Composición global de temperatura de julio, agosto y septiembre 2008 (año neutral) B) composición global de temperatura de julio, agosto y septiembre 2015 (ENSO). Sensor MODIS-Aqua.

2.10 Áreas naturales protegidas (ANP)

Los flujos antropogénicos descargados en la zona costera ha tenido un efecto negativo en los ecosistemas y vida biológica del océano, en consecuencia también en la vida terrestre (Zeberg *et al.*, 2008; Heinze *et al.*, 2015). Las ANP son límites espaciales definidos para proteger los ecosistemas marinos, terrestres y los servicios ecosistémicos relacionados con las actividades humanas y/o la variabilidad climática (Castaño-Villa,

2005; Ortiz-Lozano *et al.*, 2009; Heinze *et al.*, 2015; Havard *et al.*, 2015). En México, las ANP están reguladas por la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP) y han aumentado en los últimos años, registrando 182 en 2019 (90, 839, 521.55 ha), de las cuales 37 corresponden a Áreas Marinas Protegidas (AMP) con 649.587 km² (último acceso: 05 de agosto de 2019).

Sin embargo, las AMP son vulnerables a múltiples presiones, por ejemplo; clima (ENSO, aumento del nivel del mar, tormentas) y estresores no climáticos (contaminación, turismo, procesos de fragmentación, acuicultura, crecimiento de la población, etc) que pueden comprometer la estructura, la conservación de la biodiversidad y los servicios de los ecosistemas en general (Alban *et al.*, 2006; Solandt *et al.*, 2014).

La variabilidad océano-atmósfera a múltiples escalas podría estar afectando los diferentes compartimentos biológicos en las AMP, como los asociados con eventos anómalos del WHWP, por lo tanto, el conocimiento sobre su impacto en el fitoplancton como un indicador de productividad biológica es necesario para estrategias precisas de manejo y conservación.

3. JUSTIFICACIÓN

A partir de diferentes estudios reportados en la literatura, se ha identificado la necesidad de realizar una investigación que permita evaluar la productividad primaria en la parte sur del GC. Se reconoce la falta de datos *in situ* para la calibración de los algoritmos que determinan la productividad primaria, impactando en el conocimiento de la dinámica del fitoplancton en la región, así como de los procesos ambientales que la modulan. El estudio de la dinámica de los océanos a partir de sensores remotos ha permitido estudiar diferentes eventos climáticos (*e.g.* vientos, temperatura superficial, regímenes de lluvias, etc.) que modulan la dinámica del fitoplancton. Sin embargo, la percepción remota y particularmente la información denominada “color del océano” tales como la determinación de Chl-*a* requieren de datos *in situ* que permitan la validación de las estimaciones y la calibración o propuesta de nuevos algoritmos que permitan calcular la concentración de esta variable de manera precisa. La generación de conocimiento de la dinámica del fitoplancton en la región de estudio impactará en la calibración empírica y desarrollo de nuevos algoritmos para determinar Chl-*a* a partir de sensores remotos. Los algoritmos estándar (C3 y C4) para la estimación de Chl-*a*, se ajustan a la dinámica o productividad particular de la zona. Mazatlán, Sinaloa, es una zona dinámica con una alta productividad primaria por aportaciones de nutrientes de ríos, surgencias ocasionadas por acción del viento entre otras, por lo tanto se espera que la concentración de Chl-*a* presente diferencias significativas entre información de satélite y aquella medida *in-situ*.

Programas establecidos en el extranjero como CalCOFI, CCE-LTER, entre otros, han permitido el desarrollo de diferentes algoritmos para realizar estimaciones de Chl-*a* a partir de mediciones sistemáticas de esta variable. En el Sistema de la Corriente de California, el programa IMECOCAL ha aportado datos de Chl-*a* con el fin de evaluar la dinámica espacio temporal del fitoplancton (Paul, 2001; Durazo *et al.*, 2005). El presente trabajo determinó las variaciones temporales y espaciales de concentración de Chl-*a* en Mazatlán, región sur del Golfo de California *e.g.* el impacto de la extensión de la alberca cálida en la Chl-*a* en las distintas ANP ubicadas tanto en el norte, centro y sur del GC, así como en el Océano Pacífico.

4. HIPÓTESIS

La concentración de Chl-*a* determinada *in situ* no presentará diferencias significativas a la estimada por medio de sensores remotos. Las variaciones espacio-temporales de los grupos que componen el fitoplancton, determinados a través de la composición de pigmentos, en el sur del Golfo de California estará determinada por las variaciones ambientales locales (*i.e.* temperatura, salinidad, pH, etc.) y regionales (*i.e.* Alberca Cálida del Hemisferio Oeste, El Niño-Oscilación del Sur).

5. OBJETIVOS

5.1 Objetivo general

Evaluar la dinámica del fitoplancton en la región sur del Golfo de California a partir del estudio de la variabilidad espacio-temporal de la Chl-*a* y otros pigmentos, tanto *in situ* como derivada de sensores remotos.

5.2 Objetivos particulares

- a) Determinar la composición de pigmentos (Chl-*a*) por HPLC en muestras de agua de mar de la región sur del Golfo de California.
- b) Analizar la dinámica espacio-temporal de los diferentes grupos taxonómicos del fitoplancton a partir de su composición pigmentaria.
- c) Evaluar la variabilidad climática local y regional a partir de sensores remotos y bases de datos para determinar su influencia en la dinámica del fitoplancton.

6. MATERIALES Y MÉTODOS

6.1 Generalidades del Golfo de California

El GC (Figura 4) es conocido por tener una alta productividad primaria, la acción del viento provoca surgencias en los periodos de invierno y primavera y debido a su poca profundidad da paso a una mezcla continua de los nutrientes de aguas inferiores con las capas superiores. Posee intervalos de temperatura superficial promedio entre 14.0 °C en febrero y 30.0 °C en agosto en la parte norte, mientras que en las del sur, la temperatura ronda entre 20.0 y 30.0 °C. (Álvarez-Borrego *et al.*, 1973; Briton *et al.*, 1986; Douglas *et al.*, 1993; Collins *et al.*, 1997; Valdez-Holguín *et al.*, 1999).

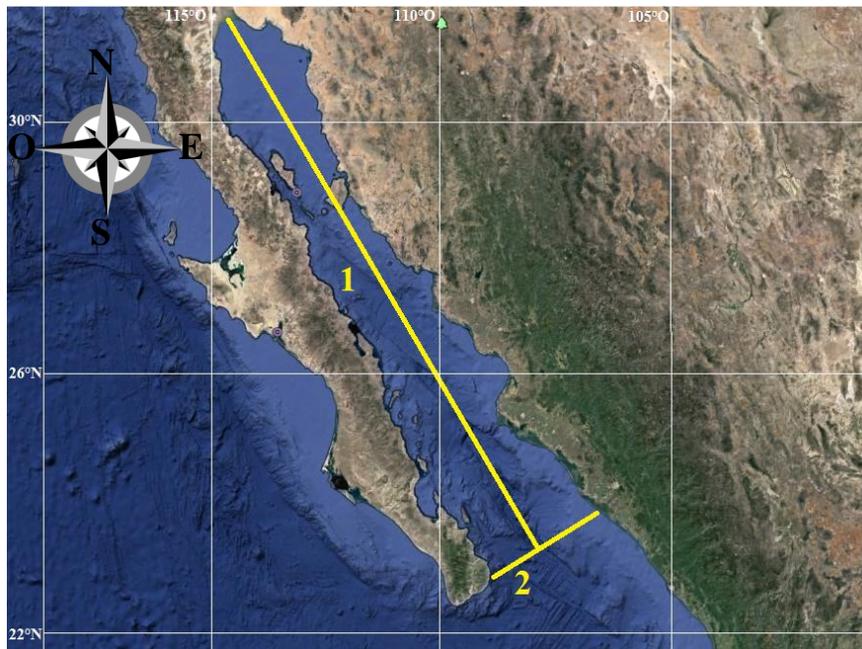


Figura 4. Golfo de California 1) Extensión: ~1037 km; 2) Ancho de la boca: ~200 km (Fuente: Google Earth).

La circulación superficial del GC incluye el intercambio de agua con el Océano Pacífico a través de la boca, principalmente por acción de las mareas, los vientos y flujo de

calor. Para la zona norte del Golfo, los periodos anticiclónicos comienzan a partir de octubre hasta mayo, para la parte central y sur en mayo y de octubre a noviembre, respectivamente; la circulación ciclónica se presenta entre julio y agosto (Reyes y Lavín, 1997; Beier, 1997; Gutiérrez *et al.*, 2004; Halfar *et al.*, 2004). Los estudios de circulación en la boca del GC indican un patrón con variaciones espaciales y temporales en los flujos de entrada y salida. Durante la primavera, el agua de la Corriente de California se esparce a través de la entrada del GC. Los flujos y transportes hacia dentro del GC ocurren cerca de Sinaloa y el flujo hacia afuera a lo largo de Baja California, sugiriendo que el intercambio de aguas se da vía circulación ciclónica con una propagación de ondas costeras provenientes del Pacífico en un orden temporal de 10 días (Marinone, 1988; Castro *et al.*, 2000; Beron-Vera y Ripa, 2000), produciendo mareas en las costas definidas como el cambio continuo y regular del nivel del mar y de corrientes por periodos diurnos o semidiurnos (Ripa y Velázquez, 1993). Cálculos hidrodinámicos realizados entre Cabo San Lucas y Bahía Banderas han definido una corriente superficial neta de 10 cm s^{-1} saliendo del Golfo, en febrero; y una de 21 cm s^{-1} entrando al GC en agosto (Roden, 1964). En la región de Guaymas localizada en el centro del GC, se han observado que los flujos de calor en el océano, la temperatura, velocidad superficial, estrés del viento y nivel del mar tienen fluctuaciones estacionales en un ciclo anual el cual alcanza su mínimo entre diciembre y febrero y el máximo entre julio y septiembre (Ripa y Marinone, 1989).

La precipitación anual del GC depende significativamente de las incidencias de tormentas tropicales y huracanes, en las que se observa mayor precipitación en la región oriental. Hacia el norte se observan condiciones secas con precipitaciones anuales menores de 100 mm durante invierno y hacia al sur con precipitaciones de 1000 mm. Al sur de las islas Ángel de la Guarda e Isla Tiburón las lluvias empiezan entre junio y octubre (Brusca, 2010), en Sinaloa en verano obteniendo las mayores precipitaciones en septiembre con promedio anual de 812 mm (INEGI, 1994).

6.2 Análisis de información satelital

Se realizó un diagnóstico de la variabilidad climática regional y local a partir del análisis de diferentes variables derivadas de diferentes sensores remotos y bases de datos:

temperatura superficial del mar (AVHRR, MODIS-Aqua, MODIS-Terra), turbidez, y precipitación.

De manera paralela, se utilizaron imágenes satelitales de Chl-*a* con una resolución de pixel de 1 y 4 km de los sensores MODIS-Aqua, MERIS, OCTS, SeaWiFS. Para el análisis de los datos satelitales se realizó la correlación entre los valores *in situ* y satelitales coincidentes en tiempo y espacio encontrados (*match-ups*) conforme procedimientos estándar publicados para identificar posibles sobre-estimaciones o sub-estimaciones de los sensores remotos (Kahru y Mitchell, 1999; Werdell y Bailey, 2005; Antoine *et al.*, 2008). Se utilizaron las estadísticas derivadas de 3×3 pixeles centrados respecto a la ubicación de los datos *in situ* obtenidos para proveer al menos 7 pixeles válidos utilizando los siguientes parámetros; número de pixeles válidos, mínimo, máximo, promedio, mediana, desviación estándar y se compararon con la media aritmética con el valor *in situ* en el que previamente los datos fueron refinados con diferentes tipos de criterios (diferencia de tiempo con muestras *in situ* < 12 H, máximo-mínimo/mínimo < 1) para separar las representaciones más acertadas y representativas y eliminar las más cuestionables y de baja relación. En primer término, se utilizaron los algoritmos estándar (OC3, OC4) para estimación de Chl-*a*.

Las imágenes satelitales fueron analizadas con el programa Windows Image Manager. Se realizó un análisis (ANOVA, $P < 0.05$) multifactorial y prueba *a posteriori* de Tukey de las estaciones y derroteros con la finalidad de seleccionar los derroteros que tengan una diferencia significativa (A, B o C) debido a los aportes provenientes de los ríos, así como diferencias entre las estaciones (1, 2, 3, 4) con respecto a la distancia (costa y zona tipo oceánica). Asimismo, se aplicaron análisis ANOVA y prueba *a posteriori* para los análisis de series de tiempo de Chl-*a* (1996/2016) y temperatura (2002/2016) y su comparación vs análisis *in situ*. Para detectar cambios abruptos en las anomalías de Chl-*a* o de temperatura se utilizó el algoritmo propuesto por Rodionov (2004) el cual permite calcular valores absolutos, así como de anomalías, aplicando un análisis secuencial de la serie de tiempo mediante la prueba estadística t-test para determinar si existen diferencias significativas entre años.

El Índice Multivariado de El Niño (MEI v1) es una combinación del análisis de seis variables océano-atmosféricas del océano Pacífico tropical, presión superficial del mar, componentes del viento superficial zonal y meridional, temperatura superficial del mar,

temperatura superficial del aire y nubosidad total del cielo, para monitorear el ENSO. Este índice fue utilizado para comparación con las anomalías de Chl-*a* de los derroteros A y C de las estaciones 1, 2, 3 y 4. En el caso de la Chl-*a* las anomalías fueron expresadas como anomalías porcentuales. Las series fueron suavizadas con el filtro 4253H (Statistica v 6.0) y posteriormente se aplicó un análisis de correlación cruzada para analizar posibles desfases en la serie del MEI vs Chl-*a*.

Se calculó la turbidez del agua (2014-2015; presentaron anomalías de Chl-*a* inusuales y los índices de precipitación más altos) a partir del programa Windows Image Manager (módulo WAM) aplicando correcciones atmosféricas a las bandas 1 y 2 del sensor MODIS; 1) Corrección atmosférica de bandas 1, 2 y 3 para crear una imagen RGB (color casi real) que permite observar detalles de procesos oceanográficos (frentes oceánicos, plumas de sedimentos, FAN) y 2) Corrección atmosférica de las bandas 1 y 2, el índice de turbidez (cantidad de partículas en la superficie) es calculado extrayendo la banda 2 de la banda 1 (www.wimsoft.com). Los datos de turbidez se compararon con datos de Chl-*a* y precipitación (estación meteorológica más cercana a nuestra área de estudio). A la par se aplicaron correlaciones en desfase (-4,-3,-2,-1, 0, 1, 2, 3,4).

La variabilidad espacial de la alberca cálida del hemisferio oeste (por sus siglas o WHWP) se evaluó para el Pacífico Oriental (denominado como el WHWP-EP por sus siglas en inglés; extendiéndose desde el ecuador hasta 35 ° N y extendiéndose desde el continente hasta 130 ° O) y adicionalmente para el Golfo de California (definido como un “Gran Ecosistema Marino” ; <http://www.lmehub.net/#gulf-of-california>). La temperatura mensual superficial del mar fue obtenida por satélite (TSM; resolución de 4 km) del sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR v5.3 de 1982-2018; www.nodc.noaa.gov/SatelliteData/pathfinder4km), y los sensores MODIS-Terra (2000-2018) y MODIS-Aqua (2002-2018) (<https://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/>), los archivos se descargaron con extensión .nc los cuales fueron convertidos a .HDF. Para MODIS-Aqua y MODIS-Terra se descargaron de manera mensual y para el sensor AVHRR por día por lo cual posteriormente fueron compuestas mensualmente mediante el comando `_wam_composite_month`. Posteriormente se analizaron con el software Windows Image Manager para calcular el área (km²) con TSM \geq 28.5°C, *i.e.* el área correspondiente al

WHWP-EP- y realizar una comparación entre sensores. Las anomalías mensuales del área se calcularon como desviación de la media y se expresaron como porcentaje.

Los polígonos correspondientes a 18 AMP en el Pacífico mexicano (Figura 5) se descargaron de la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (http://sig.conanp.gob.mx/website/pagsig/info_shape.htm), series de tiempo mensuales y anomalías relacionadas de Chl-*a* (resolución de 1 km de píxeles; derivada de la combinación de múltiples satélites provista por el Dr. Mati Kahru (<http://wimsoft.com/CAL/>)) fueron calculadas para esos polígonos y se correlacionó con las anomalías de área correspondientes al WHWP -EP. Aunque existen diferencias entre sensores individuales, los datos combinados de diferentes sensores han proporcionado varios beneficios, por ejemplo, una cobertura mejorada y menores incertidumbres en los productos recuperados (McClain *et al.*, 2009; Maritorena *et al.*, 2010; Kahru *et al.*, 2012). Además se aplicó el algoritmo para la detección de cambios de régimen (Rodionov, 2004) para la serie de datos de anomalías de Chl-*a*. El área con $TSM \geq 28.5$ °C en el Pacífico mexicano y el Golfo de California se comparó mediante una prueba ANOVA bi-factorial (Zar, 1999) utilizando como variables independientes los años analizados (es decir, 2002 a 2018) y sensores (es decir, AVHRR, MODIS-Terra y MODIS-Aqua), seguido de una prueba de Tukey para determinar las diferencias significativas ($P < 0.05$) entre medias (Statistica v13; TIBCO software Inc).

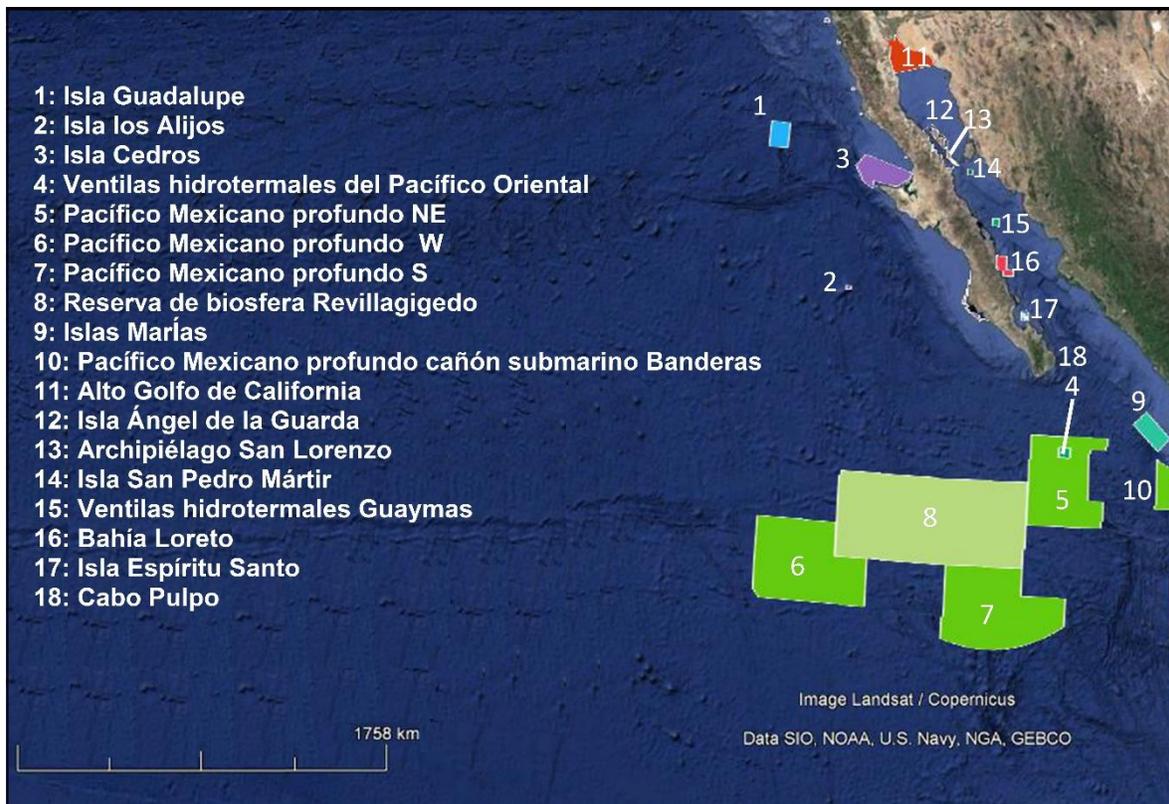


Figura 5. Polígonos de las áreas naturales protegidas marinas de México (Fuente: CONANP).

6.3 Análisis de muestras de agua

Se recolectaron muestras de agua superficial con botellas Nalgen oscuras de 1 L y se conservaron las muestras hasta llegar al laboratorio para su procesamiento el cual nos sirvió para la cuantificación de pigmentos fotosintéticos así como inferir los diferentes grupos taxonómicos de microalgas presentes en la plataforma continental y oceánica correspondiente a la región central de Mazatlán, Sinaloa (Figura 6) (Tabla 3). Cabe mencionar que el derrotero C se encuentra a una distancia cercana al río Baluarte, el cual aporta altas concentraciones de nutrientes por las descargas de agua hacia la costa. Adicionalmente, se midieron la temperatura, pH y salinidad mediante un potenciómetro Hanna Hi98128 y un refractómetro portátil respectivamente, a la par se utilizó una sonda para los tres parámetros con una frecuencia mensual (2014-2016).

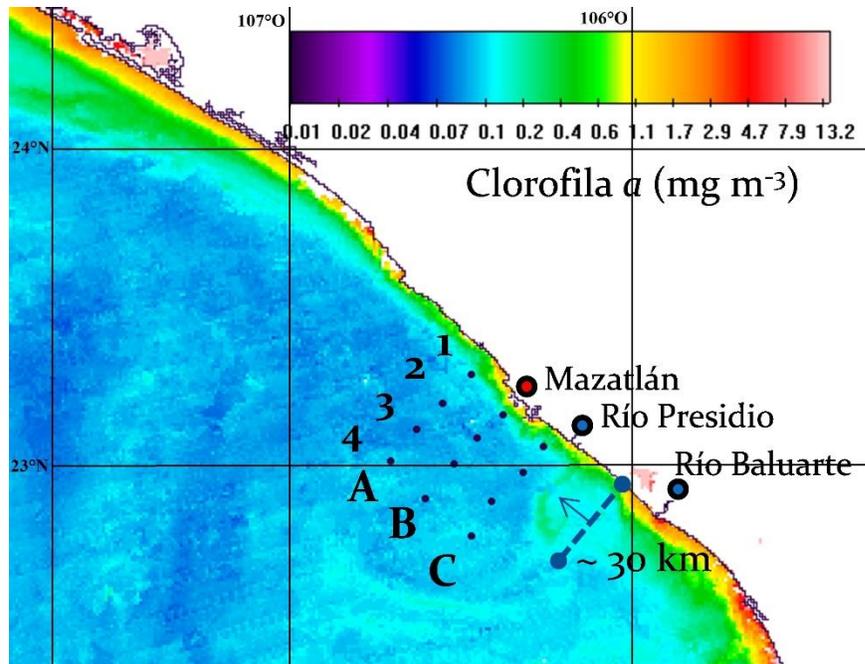


Figura 6. Estaciones de muestreo o derroteros (puntos negros). Los derroteros considerados en la presente investigación fueron identificados con letras A y C. La línea discontinua azul muestra la extensión de la pluma del río Presidio (~30 km).

Tabla 3. Estaciones de muestreo. En promedio hay una distancia de 18 ± 1 km entre cada una de las estaciones A y C (*se excluyó el derrotero B, pero la nomenclatura se ha conservado para futuras referencias).

Longitud	Latitud	Estación	Distancia promedio a la costa
-106.903	23.087	A4	51.44 km
-106.806	23.187	A3	36.51 km
-106.711	23.261	A2	23.59 km
-106.606	23.334	A1	10.23 km
-106.799	22.967	*B4	47.36 km
-106.692	23.067	*B3	31.63 km
-106.607	23.133	*B2	20.19 km
-106.512	23.206	*B1	7.63 km
-106.658	22.835	C4	47.30 km
-106.58	22.929	C3	33.99 km
-106.465	23.01	C2	19.31 km
-106.389	23.085	C1	8.07 km

La concentración de pigmentos se realizó filtrando aproximadamente un litro de agua a través de filtros de fibra de vidrio Whatman GF/F de 47 mm de diámetro y 0.7 μm de tamaño de poro para concentrar el fitoplancton. La filtración fue llevada a cabo en una caja con fondo oscuro para evitar la posible degradación de los pigmentos por la entrada de luz (Figura 7 A). Los filtros fueron colocados en papel aluminio y congelados a $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ hasta su procesamiento. La extracción de los pigmentos fotosintéticos se realizó macerando los filtros, sometiéndolos a ultrasonido (10 MHz) por 5 minutos y dejándolos reposar en acetona 100% grado HPLC a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ por 24 horas en la oscuridad. Posteriormente, las muestras fueron centrifugadas a $3220 \times g$ a $-4.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ por 15 minutos. Los extractos se pasaron a viales ámbar de 2 mL para HPLC y se almacenaron a $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ hasta su análisis en el HPLC. Los pigmentos fotosintéticos fueron determinados por cromatografía de líquidos (Zapata *et al.*, 2000 modificado por Quintana-López *et al.*, 2019). Se inyectaron 100 μL de los extractos en un cromatógrafo de líquidos Agilent Technologies Modelo 1200 (Figura 7B) equipado con inyector automático, detector de arreglo de diodos a 440 nm (250 a 900 nm). La fase estacionaria fue una columna Zorbax C8 de 4.6×100 mm, de 3.5 μm tamaño de partículas, la temperatura fue constante a $25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Se utilizó un flujo de 1 mL min^{-1} , la fase móvil fue una conjugación de dos soluciones A y B (Tabla 4). La identificación de los pigmentos se realizó utilizando dos criterios, a) Espectro de absorción de 350–750 nm y b) tiempo de retención, comparándolos con estándares externos adquiridos en DHI Lab. Products, Hoersholm, Dinamarca (Figura 8). En la Tabla 5 se observan los tiempos de retención para cada uno de los pigmentos identificados. Las estimaciones de Chl-*a*, se compararon con estimaciones derivadas de múltiples sensores remotos.

Tabla 4. Gradiente y composición de fase móvil para la estimación de Chl-*a* y otros pigmentos por HPLC.

Tiempo (min)	Solución A	Solución B
	Metanol:acetonitrilo: piridina acuosa (50:25:25)	Metanol:acetonitrilo:acetona (20:60:20)
0	100	0
22	60	40
28	5	95
38	5	95
40	100	0

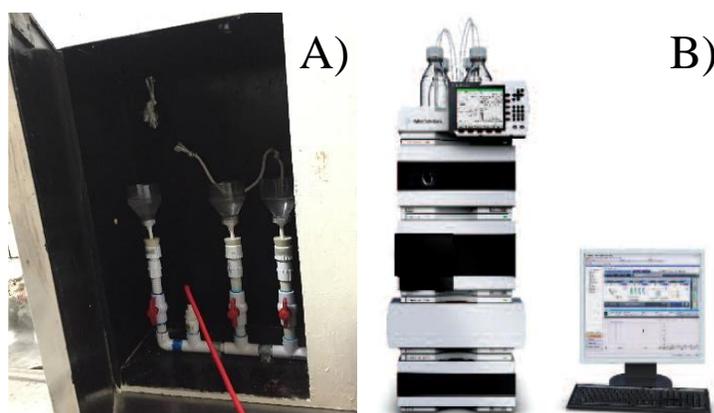


Figura 7. A) Caja con fondo oscuro adjunto con tres filtros B) Equipo HPLC Agilent Technologie Mod. 1200 Infinity.

Tabla 5. Identificación de pigmentos fotosintéticos utilizando tiempo de retención y espectro de absorción por HPLC.

Num. de pico	Pigmento	Retención (tiempo)	Longitud de onda (nm)		
1	Peridinina	11.34±0.48	473		
2	19-butanoyloxyfucoxantina	14.70±0.24	446	469	
3	Fucoxantina	15.72±0.59	449		
4	Diadinoxantina	21.00±0.07	417	441	470
5	Dinoxantina	21.54±0.41	422	446	476
6	Diatoxantina	24.53±0.42	426	453	481
7	Clorofila- <i>b</i>	30.20±0.15	462	599	648
8	Clorofila- <i>a</i>	32.07±0.21	431	617	662

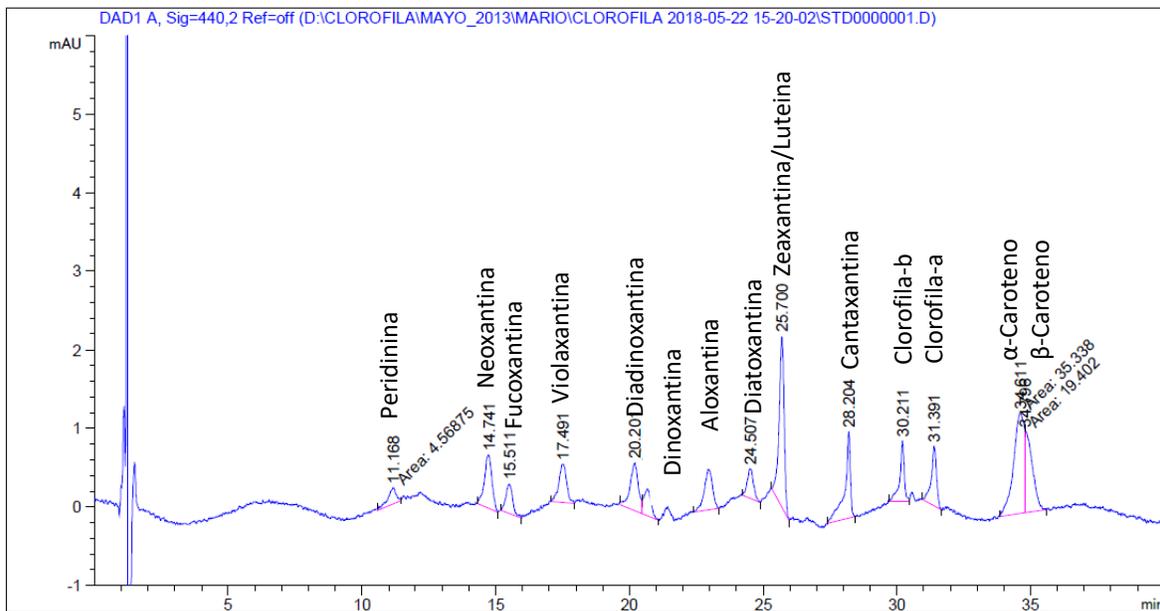


Figura 8. Cromatograma (440 nm) de pigmentos fotosintéticos (estándar DHI Lab. Products, Hoersholm).

6.4 Análisis de componentes principales

La composición de pigmentos fotosintéticos se utilizó como un *proxy* para establecer la abundancia y composición taxonómica por grupos del fitoplancton en las muestras de agua de mar obtenidas de abril de 2015 a marzo de 2016. La abundancia se determinó a partir de la concentración de Chl-*a*, mientras que la composición taxonómica por grupos de la variación del resto de los pigmentos detectados.

Para el análisis de la variación temporal se usaron las muestras de agua obtenidas del derrotero A debido a que fue el único en el cual se realizó el muestreo anual completo. Por su parte, el análisis de la variación espacial se realizó a través de la comparación de los pigmentos en los derroteros A y C para el periodo julio 2015 a febrero 2016.

Debido a que las migraciones verticales del fitoplancton, así como las condiciones oceanográficas, ambientales pueden incidir en la recolección de las muestras, se decidió transformar en porcentaje relativo la información obtenida de la concentración de pigmentos y analizarlos a través del análisis estadístico multivariado de componentes

principales (PCA). Este análisis permitió extraer la máxima variabilidad común de todos los pigmentos encontrados en las muestras de agua y conformar con ellos los componentes principales y determinar cuáles son los pigmentos que contribuyen significativamente en la variación total de cada componente principal. Este análisis se realizó en cada una de las cuatro estaciones del derrotero A y posteriormente los componentes principales de cada estación se analizaron a través de una ANOVA para determinar la variación temporal anual, seguido de un análisis de Tukey para establecer las diferencias entre las fechas de muestro. Así mismo se aplicaron correlaciones de la variación temporal y espacial con la variabilidad ambiental (pH, temperatura y salinidad).

7. RESULTADOS Y DISCUSIONES

7.1 Parámetros físico-químicos

Temperatura

La comparación de los datos *in situ* con aquellos derivados de sensores remotos MODIS-Aqua 2014-2016 (Figura 9A) muestran que no existe diferencia significativa entre parámetros *in-situ* vs satélite en ambos derroteros (A y C) ($P < 0.05$), observándose variaciones significativas entre los meses de muestreo (Figura 9B).

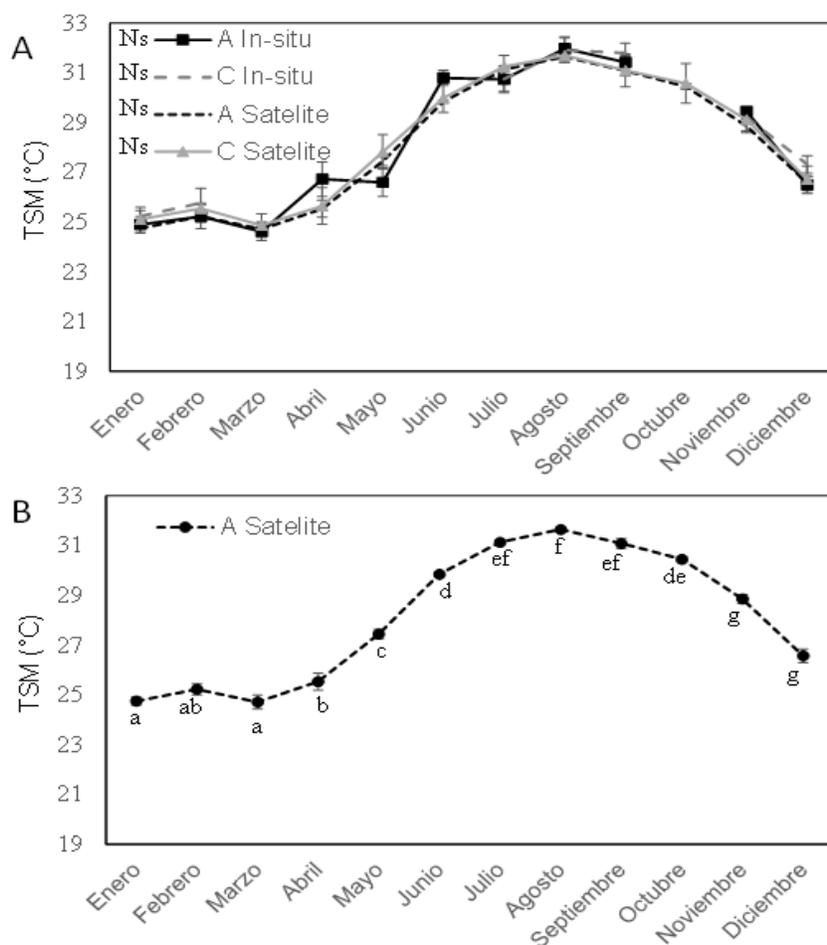


Figura 9. A) Temperatura superficial del mar (TSM) promedio del derrotero A y C por percepción remota (MODIS-Aqua 2014-2016) vs. *in situ* (2014-2016) y B) TSM promedio del derrotero A por percepción remota (MODIS-Aqua 2014-2016). Letras diferentes significan diferencias significativas ($P < 0.05$). Ns: no significativo.

La mayor temperatura superficial (2014-2016), tanto *in-situ* como satelital, se observó en julio y agosto (31.34 ± 0.82). Los valores mensuales máximos de temperatura superficial fueron en agosto del 2015 de 31.97 ± 0.48 y 31.91 ± 0.49 °C de A y C *in-situ* respectivamente y de 31.65 ± 0.28 y 31.70 ± 0.23 °C de A y C satelital respectivamente, mientras los menores en enero del 2016 con un promedio mensual de 24.95 ± 0.46 y 25.50 ± 0.18 °C de A y C *in-situ* respectivamente y de 24.75 ± 0.35 y 25.11 ± 0.37 °C de A y C satelital respectivamente. Variaciones similares con relación a la temperatura, con valores máximos en el verano (julio y agosto), se han reportado previamente para esta zona (Ripa y Marinone 1989; Mitchell e Ivanova, 2002). A diferencias de la zona norte y central del GC, en donde la temperatura permanece en condiciones similares a través de los años debido a que es un ecosistema cerrado, la zona sur puede presentar variaciones por la ocurrencia de eventos únicos como El Niño.

pH, salinidad y oxígeno disuelto

Los valores superficiales promedio (2014-2016) de pH fueron de 8.79 ± 0.34 y 8.85 ± 0.40 de A y C respectivamente y los valores más bajos en enero, febrero, marzo y diciembre, mientras que el mayor valor en agosto (Figura 10A), se observaron diferencias significativa entre agosto y los demás meses del año. Estas diferencias pueden deberse a la entrada de agua dulce proveniente de ríos Presidio y Baluarte, ubicados en la zona adyacente a Mazatlán Sinaloa. En los océanos existe una reacción denominada efecto amortiguador (buffering) ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{HCO}_3^- + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+ + \text{H}^+$), el cual permite mantener un equilibrio en el pH cuando entran aportes grandes de aguas con diferentes condiciones a las oceánicas (Qu *et al.*, 2008).

La salinidad mostró variaciones con respecto a las temporadas teniendo su mínimo en agosto de 30.40 ± 0.54 ups para el derrotero C en el 2014 y 30 ± 0 ups para los derroteros A y C del 2015, posiblemente debido a las grandes cantidades de aguas dulce vertidas por el río Presidio en temporada de lluvias (Tabla 13) y máximo en diciembre de 35 ± 0 y 34.75 ± 0.5 ups de A y C del 2015 (Figura 10 B). De acuerdo con Uncles *et al.* (2018), el aumento del flujo de agua vertido por ríos en temporada de lluvias es un factor que tiene como consecuencia la disminución de la salinidad superficial como la observada en este estudio.

Para oxígeno disuelto se obtuvieron datos en temporadas de invierno: diciembre y en enero, febrero y marzo (Tabla 6).

Tabla 6. Oxígeno disuelto en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa.

Derrotero/Estación	Oxígeno disuelto (mg/L)			
	2015	2016	2016	2016
	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo
A1	5.9	5.99	6.8	6.85
A2	6.1	6.09	6.88	6.9
A3	5.9	5.95	6.81	6.92
A4	6.23	5.84	6.86	6.7
C1	5.22	6.1	6.77	Nd
C2	5.86	5.59	6.82	Nd
C3	6.2	5.9	6.87	Nd
C4	6.3	6.26	6.7	Nd

Nd: No disponible.

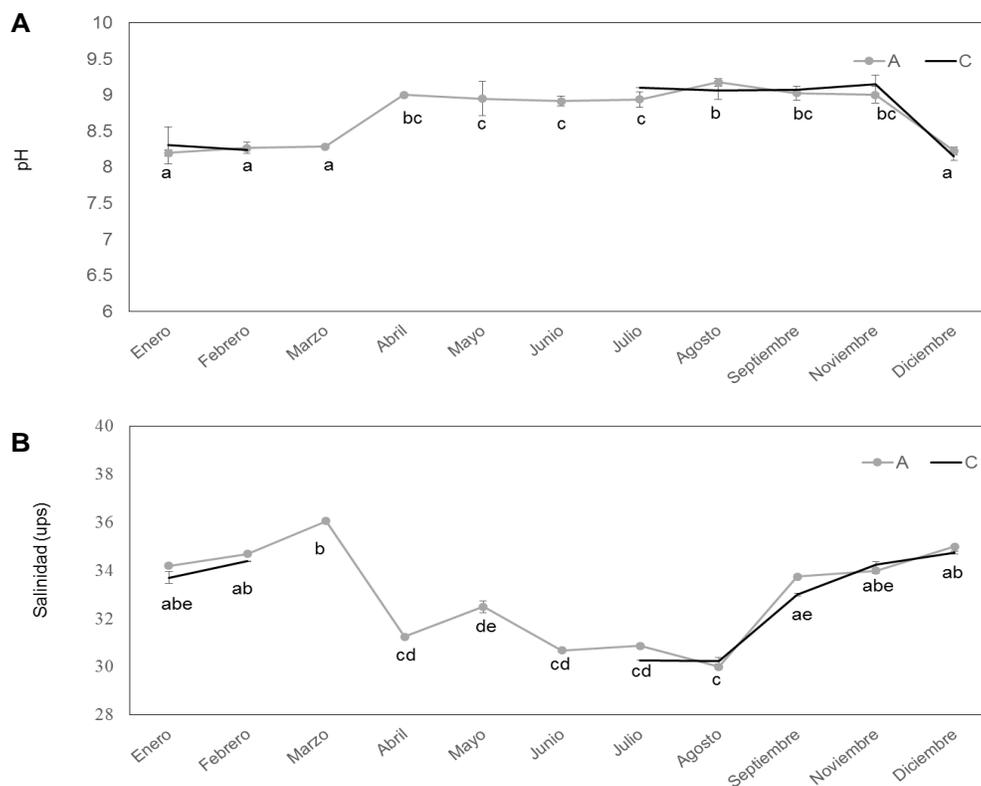


Figura 10. A) pH y B) salinidad promedio *in situ* (2014-2016) en los derroteros A y C. Letras diferentes indican diferencias significativas ($P < 0.05$).

7.2 Variabilidad estacional de la clorofila-*a*

Se realizó un análisis derivado de múltiples sensores remotos (OCTS, SeaWiFS, MODIS-Aqua) de los años 1996-2016 y mediante un análisis de varianza de una vía y prueba a *posteriori* de Tukey ($P < 0.05$). Se observó que, para todas las zonas de muestreo, la mayor concentración de clorofila-*a* se presentó en invierno (febrero, marzo) y primavera (abril) y la menor en verano (julio) (Tabla 7). Por otra parte, se pudo apreciar una relación inversa entre temperatura de los derroteros A, B, C y Chl-*a*, en donde la Chl-*a* tiende a disminuir en temperaturas cálidas (30.0 ± 2.0 °C) y conforme disminuye la temperatura (25.0 ± 1.0 °C) la Chl-*a* incrementa (Figura 11).

El incremento en la Chl-*a* puede explicarse a través de las surgencias, ocasionadas por incremento de los vientos que provocan una resuspensión de materia orgánica del fondo con grandes cargas de nutrientes inorgánicos, incrementando la productividad primaria, mientras que para los meses de julio y agosto la intensidad de los vientos disminuye y se incrementa la temperatura propiciando estratificación de las aguas, disminuyendo el crecimiento de fitoplancton debido a la poca disponibilidad de nutrientes (Muller-Karger *et al.*, 1991; Alonso-Rodríguez, 2004). Estudios realizados por López-Sandoval *et al.* (2009) concuerdan con los periodos de concentración altos en primavera y bajos en verano de Chl-*a* para zonas con gran actividad (surgencias) ubicados en la región sur del Golfo de California.

Tabla 7. Concentración de Chl-*a* (mg m^{-3}) por percepción remota (1997/2016), valores promedio de estaciones entre derroteros de la zona costera (estaciones 1,2) y condiciones oceánicas (estaciones 3,4).

	Mes	1 (A, B, C)	2 (A, B, C)	3 (A, B, C)	4 (A, B, C)
		Zona costera		Condiciones oceánicas	
Concentraciones máximas	Febrero	4.81±0.31	2.25±0.23	1.46±0.02	1.03±0.11
	Marzo	4.70±0.31	1.86±0.27	1.01±0.08	0.70±0.02
	Abril	4.83±0.37	1.94±0.09	0.87±0.09	0.45±0.01
Concentraciones mínimas	Julio	0.72±0.07	0.27±0.00	0.20±0.00	0.20±0.00
	Agosto	1.45±0.38	0.46±0.06	0.36±0.01	0.27±0.04

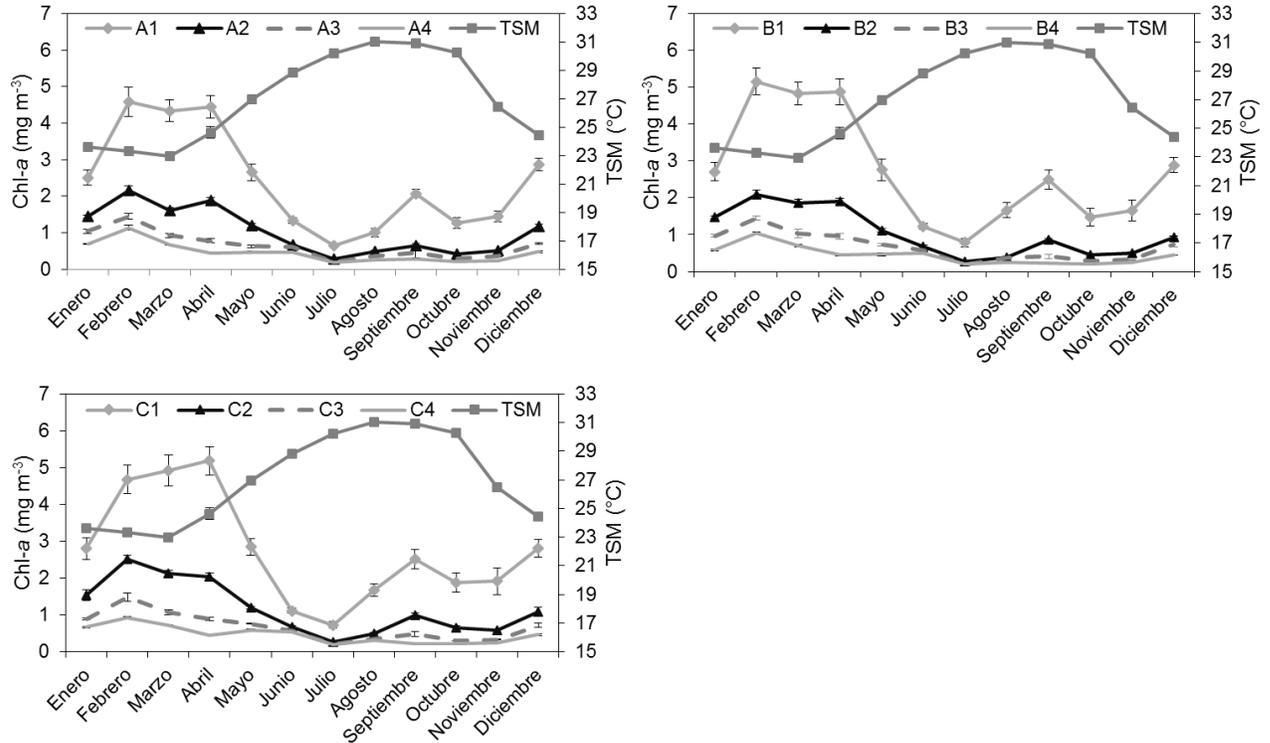


Figura 11. Concentración de Chl-*a* (mg m⁻³) por estación (1-4) para cada derrotero (A, B y C) OCTS, SeaWiFS, MODIS-Aqua (1997/2016) y temperatura superficial del mar (TSM) (A, B y C) MODIS-Aqua (2002/2016).

La mayor concentración promedio de Chl-*a* (1997/2016) se encontró en los derroteros A y B (1.14 ± 0.05 y 1.21 ± 0.05 mg m⁻³), respectivamente (Figura 12 A). En las estaciones 1 y 2 se observó una mayor concentración de Chl-*a* (2.36 ± 0.09 y 1.03 ± 0.04 mg m⁻³) debido a su cercanía a la costa, y a medida que se va alejando de la costa la Chl-*a* tiende a disminuir (condiciones oceánicas en las estaciones 3 y 4) (Figura 12 B). Lo anterior puede deberse a que los cuerpos de agua costeros poseen una mayor cantidad de fitoplancton con respecto a los cuerpos de agua de carácter oceánico, ello como causa de las descargas de nutrientes derivados de las áreas continentales, así como a su poca profundidad (Corcoran y Shipe, 2011).

En la Figura 12 C se observa la mayor concentración promedio de Chl-*a* para el derrotero B estación 1 (2.66 ± 0.17 mg m⁻³) aunque no existe diferencia significativa con el derrotero A estación 1 (2.40 ± 0.17 mg m⁻³). Se encontraron diferencias significativas en las

concentraciones de Chl-*a* entre los derroteros y estaciones ($P < 0.05$) y se observó una interacción significativa ($P < 0.05$) entre derroteros y estaciones. A partir de estos resultados se optó por considerar los derroteros A y C para comparar el efecto de los aportes de nutrientes provenientes del río Presidio.

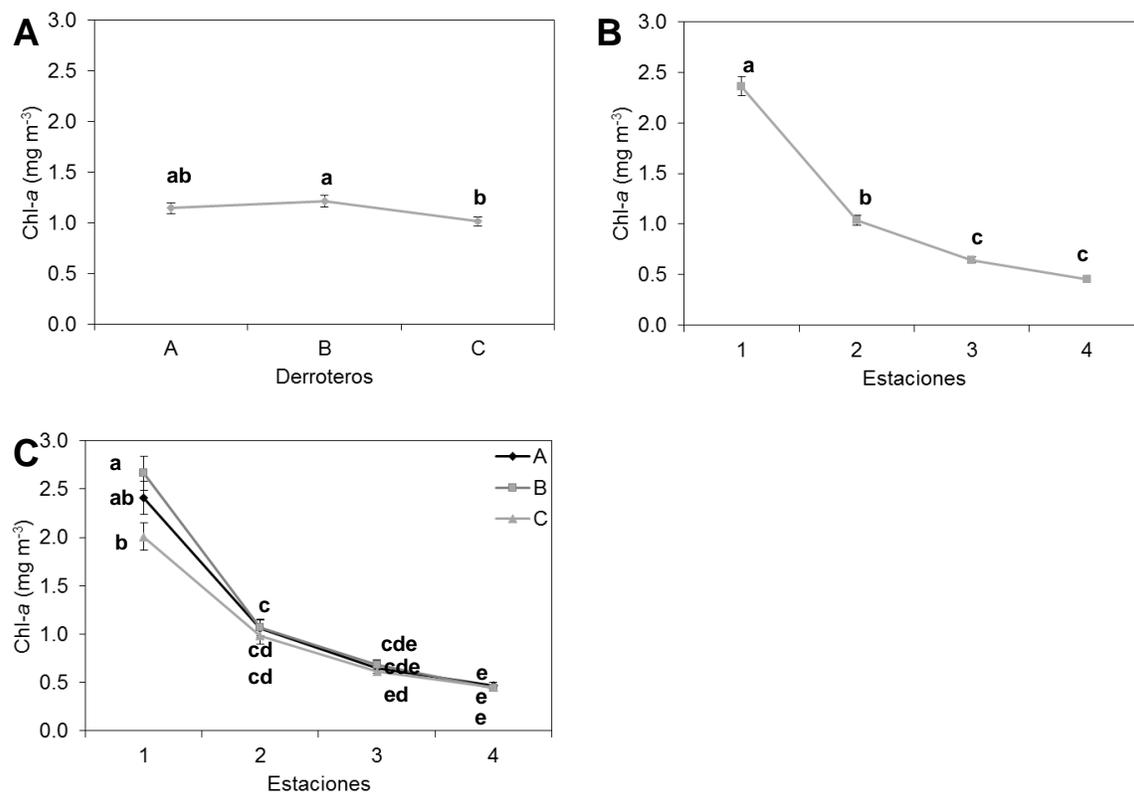


Figura 12. Concentración promedio de clorofila-*a* (mg m^{-3}) entre A) derroteros (independiente de las estaciones), B) estaciones (independiente de los derroteros) y C) interacción de los derroteros con las estaciones. OCTS, SeaWiFS, MODIS-Aqua (1997/2016). Letras diferentes significan diferencia significativa ($P < 0.05$).

7.3 Variabilidad interanual (1997/2016) de la clorofila-*a* (mg m^{-3})

Se encontraron diferencias significativas en la concentración de Chl-*a*, esto de acuerdo a un análisis de varianza de una vía y prueba a *posteriori* de Tukey ($P < 0.05$). La mayor concentración de Chl-*a* se encontró en el año 2000 y 2013, mientras que las menores fueron para 2014, 2015 y 2016 \leq que 1 mg m^{-3} (Figuras 13 y 14). Datos de la NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>) definen a 2015 como año Niño, definiéndolo incluso como un evento extremo y de más impacto en las últimas décadas (Stramm *et al.*, 2016; Santoso

et al., 2017; Tseng *et al.*, 2017; Xue y Kumar *et al.*, 2017). Los datos de la presente investigación y correspondiente a 2015 presentan una concentración de Chl-*a* baja para la zona oceánica (estaciones 3 y 4), obteniendo una concentración promedio anual de 0.38 ± 0.31 , 0.38 ± 0.33 mg m⁻³ respectivamente para los derroteros A y C, aunque a su vez muestran un margen de error grande debido probablemente a los aportes de nutrientes por lluvias u otras fuentes (*i.e.* agricultura) en los meses de enero, febrero, agosto y septiembre (Tabla 8). Al realizar comparaciones con datos obtenidos por Escalante *et al.* (2013) se observa una semejanza con respecto a la concentración promedio anual en años Niño en la entrada del Golfo de California de 0.30 ± 0.032 mg m⁻³ (1997, 2002, 2004, 2006 y 2009). Por otra parte Coria-Monter *et al.* (2018) observaron un intervalo en la concentración de 0.17 a 0.92 mg m⁻³ en el 2015 para la parte sur del GC, observando una mitigación de los efectos de El Niño debido a la gran dinámica que posee la región. Otro factor a tomar en cuenta es el incremento de la temperatura atmosférica que ocasionó el Niño de 2015, considerado como uno de los más intensos históricamente registrados, el cual incrementó la temporada de lluvias, obteniendo como resultado un mayor arrastre de nutrientes por parte de los ríos hacia la plataforma continental y áreas oceánicas adyacentes (Quan *et al.*, 2018).

Tabla 8. Concentración de Chl-*a* (mg m⁻³) MODIS-Aqua (2015).

Año	Mes	A3	A4	C3	C4
2015	Enero	0.58	0.36	0.51	0.32
	Febrero	0.42	0.35	0.39	0.33
	Marzo	0.36	0.29	0.31	0.24
	Abril	0.22	0.23	0.23	0.21
	Mayo	0.37	0.29	0.34	0.28
	Junio	0.18	0.17	0.18	0.16
	Julio	0.21	0.30	0.18	0.28
	Agosto	1.69	0.85	1.59	1.26
	Septiembre	0.48	0.19	0.54	0.24
	Octubre	0.32	0.21	0.34	0.21
	Noviembre	0.30	0.24	0.27	0.22
	Diciembre	0.32	0.29	0.23	0.22

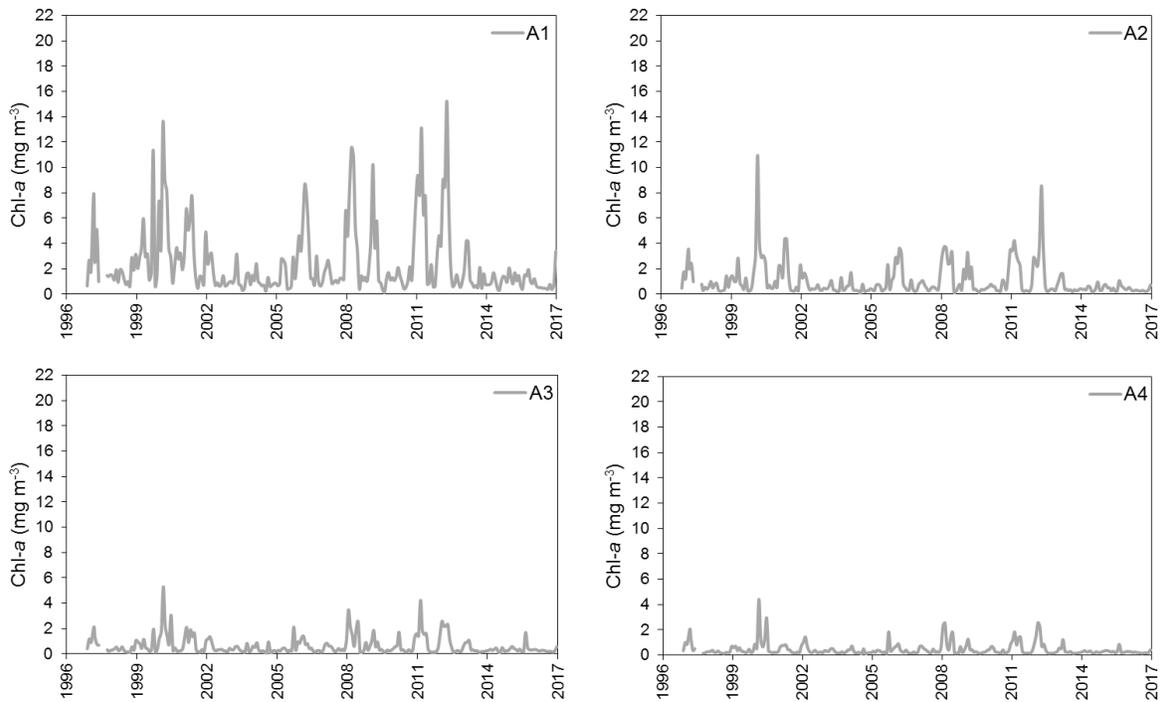


Figura 13. Variabilidad interanual (1997/2016) de la concentración de la Chl-*a* (mg m^{-3}) en el derrotero A.

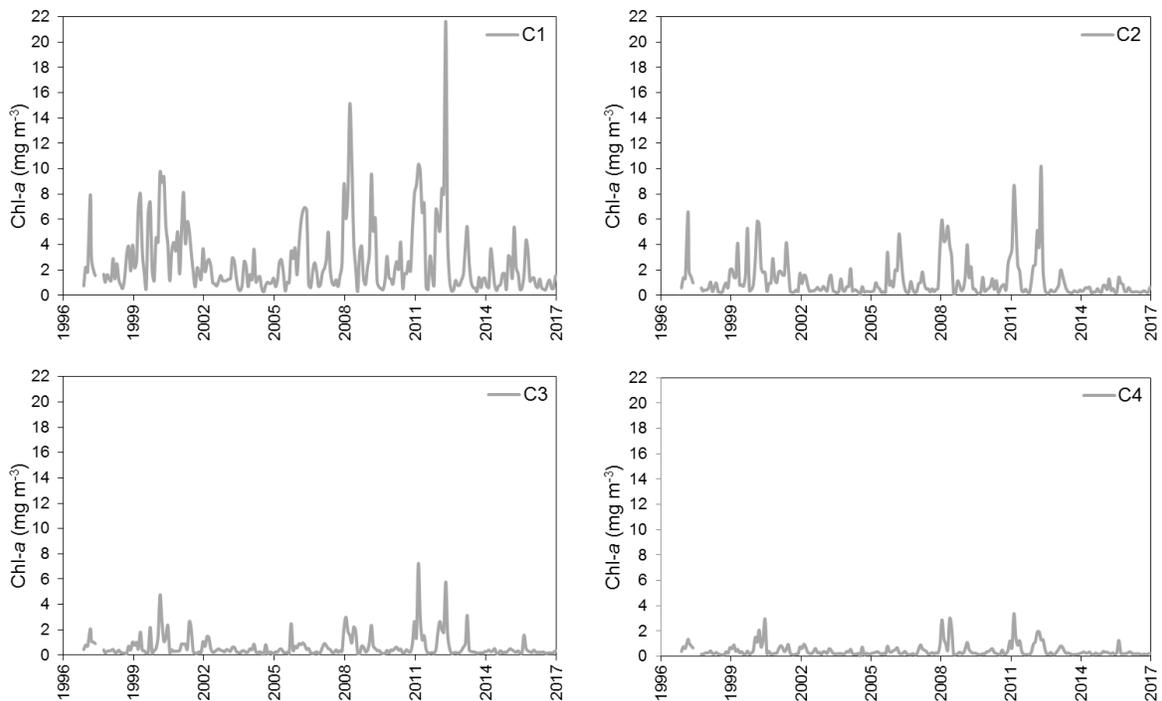


Figura 14. Variabilidad interanual (1997/2016) de la concentración de la Chl-*a* (mg m^{-3}) en el derrotero C.

7.4 Anomalías mensuales de la temperatura (2002/2016)

En las Figuras 15 y 16 se observa la serie de datos del 2002 al 2016 obtenidos del sensor MODIS-Aqua de los derroteros A y C, observando condiciones de anomalías positivas y negativas similares ya que la temperatura no varió significativamente de una estación a otra o entre los derroteros, a excepción del 2012 en la estación A1 en donde se registró una anomalía negativa de menor magnitud.

La mayor anomalía negativa se observó en enero de 2011 ($18.6\text{ }^{\circ}\text{C}$) con un valor promedio anual de $26.18\pm 4.04\text{ }^{\circ}\text{C}$ (derroteros A y C) y las mayores anomalías positivas para los años 2014, 2015 y 2016, con un valor de temperatura promedio anual de $28.08\pm 2.53\text{ }^{\circ}\text{C}$ (A y C 2014), $28.57\pm 2.73\text{ }^{\circ}\text{C}$ (A y C 2015) y 27.66 ± 2.7 (A y C 2016) y un valor máximo de temperatura alcanzado en agosto del 2015 de $32.1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Escalante *et al.* (2013) mostraron datos de temperatura promedio anual superficial de $27.32\pm 0.17\text{ }^{\circ}\text{C}$ para la entrada del Golfo de California en años Niño (1997, 2002, 2004, 2006 y 2009), observando las mayores anomalías positivas de temperatura entre verano y otoño, mientras que Coria-Monter *et al.* (2018) mostraron valores de temperatura en un intervalo de 21.0 a $32.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (2014, 2015, 2016) en la región sur del GC, observando un incremento positivo en las anomalías de temperatura de $3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ en enero del 2014, dando comienzo al gran evento que inicialmente por su intensidad y pronóstico de evolución fue nombrado coloquialmente como “El Niño Godzilla”, siendo resultados similares a los encontrados en esta investigación.

García-Morales *et al.* (2017) consideraron que agosto de 2015 registró las anomalías de temperatura más altas, mientras que Sánchez-Velasco *et al.* (2017) las reportaron en junio, variando en una temperatura promedio de $30.0\pm 3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la región sur del GC, aunque sin grandes efectos negativos sobre la fauna marina (larvas de peces), probablemente a la resistencia de los organismos ante cambios abruptos en la temperatura. Las anomalías de temperatura en la serie de tiempo considerada a partir del 2002-2016 muestran una tendencia de incremento de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) de los derroteros A y C estaciones 1, 2, 3 y 4 respectivamente, aunque cabe mencionar que la tendencia podría cambiar conforme se agreguen más años a la serie de tiempo, ya que solo se está analizando una fracción de la línea del tiempo. Por otra parte, Manzano-Sarabia (2008) observó un incremento en las anomalías de temperatura para la parte del Golfo de México

considerando un periodo de 22 años del sensor AVHRR (1987-2006), ello sugiere que para la parte ecuatorial se presentó una tendencia en el incremento de la temperatura con lo que posiblemente dará como consecuencia una disminución en los índices de Chl-*a* debido a la disminución entre las mezclas de las aguas inferiores con las superficiales (Doney, 2006; Elorriaga-Verplancken *et al.*, 2016). Lo contrario ocurre en latitudes altas en las cuales se ha observa un incremento en la productividad primaria (Kahru *et al.*, 2009).

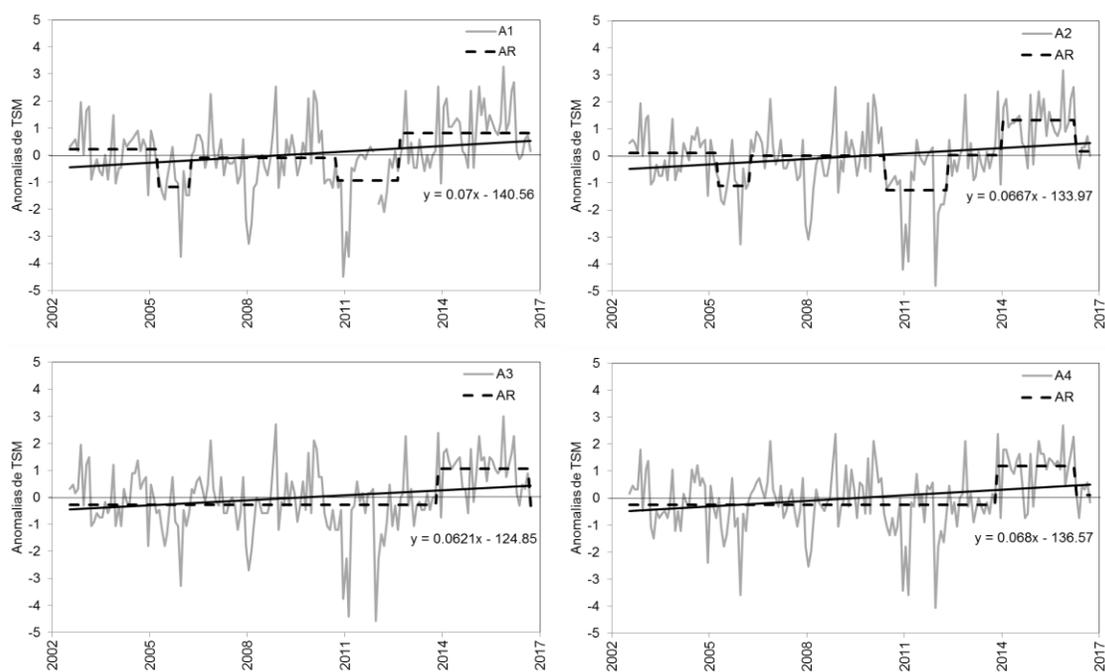


Figura 15. Anomalías de temperatura superficial del mar (TSM) en el derrotero A MODIS-Aqua y tendencia lineal. Se aplicó el algoritmo de Rodionov (AR) para detectar cambios abruptos en la serie de anomalías de temperatura (2002/2016).

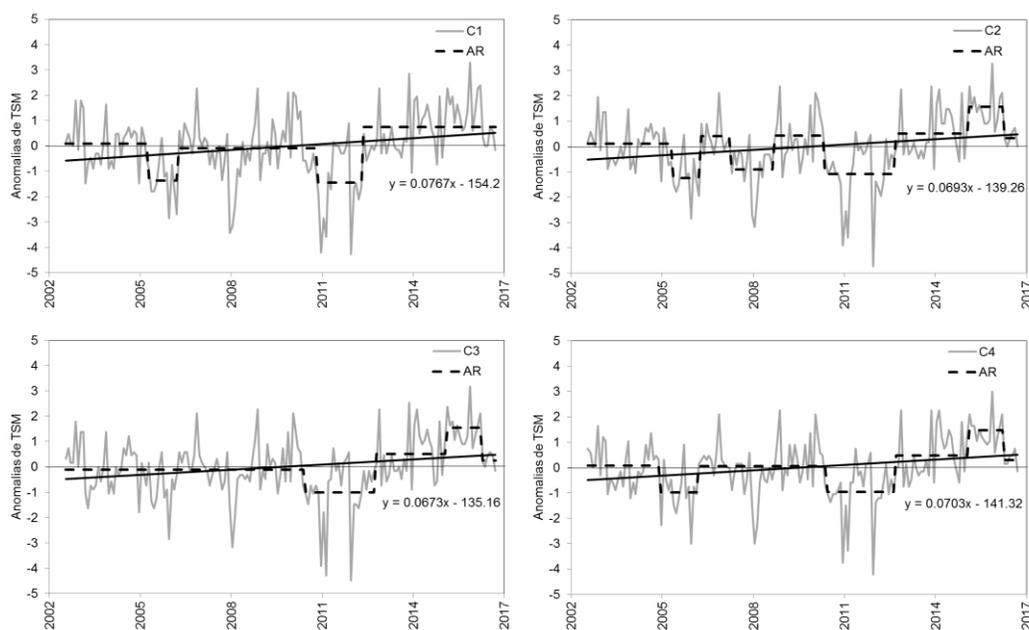


Figura 16. Anomalías de temperatura superficial del mar (TSM) en el derrotero C MODIS-Aqua y tendencia lineal. Se aplicó el algoritmo de Rodionov (AR) para detectar cambios abruptos en la serie de anomalías de temperatura (2002/2016).

7.5 Anomalías mensuales de clorofila-*a* (1997/2016)

Los resultados de Chl-*a* en la estación A1 sugieren una dominancia de anomalías positivas para los años del 1999 al 2001, 2006, 2008, 2011 y 2012 mientras las negativas se observaron en 1998, 2002 al 2004, 2007, 2010, 2013, 2014, 2015 y 2016. Para la estación A2 las anomalías positivas fueron más recurrentes de 1999 al 2000, 2006, 2008, 2011 y 2012 en tanto las negativas en 1998, 2002- 2004, 2007, 2010, 2013, 2015 y 2016. Para la estación A3 se observaron anomalías positivas en los años 1999 al 2001, 2006, 2008, 2011, 2012 mientras las negativas en los años 1998, 2002 al 2004, 2007, 2010, 2013, 2015 y 2016. Para la estación A4 las anomalías positivas se observaron en el 2000, 2006, 2008, 2011 y 2012 y las negativas en 1998, 2002 al 2004, 2007, 2010, 2013, 2015 y 2016 (Figura 17). Para el derrotero C (Figura 18), se pueden observar las tendencias positivas más marcadas para los años 2000, 2006, 2008 y 2011 y 2012 para todas las estaciones y las negativas para los años del 1997, 2002 al 2005, 2010, 2013, 2014, 2015 y 2016.

El año 2016 presentó anomalías negativas de mayor magnitud, y fueron observadas de enero a marzo (A y C). Por otro lado, en años ENSO (1996-2016) se encontraron

anomalías positivas inusuales en temporada de lluvia (agosto) y asimismo, se encontraron anomalías inusuales positivas en agosto de 2015, considerado como uno de los eventos ENSO con mayor magnitud (García-Morales *et al.*, 2017).

Las anomalías positivas inusuales de Chl-*a* localizadas en años ENSO dentro del GC pueden haber sido el producto de la gran actividad que posee y por el aumento de la humedad y el cambio en la circulación resultado del aumento en la temperatura superficial del océano obteniendo un incremento en la precipitación anual (Quan *et al.*, 2018; Coria-Monter *et al.*, 2018). Por ejemplo, los datos de precipitación promedio de la estación meteorológica Rosario (-105.917O, 23.000N) registraron el inicio de temporada de lluvias en verano de julio a septiembre, observando valores de 25.9, 18.8, 6.9, 0.8, 1.4, 48.6, 211.9, 230.3, 223.9, 58.6, 29.9, 24.3 mm (1996-2010) respectivamente de enero a diciembre. Estas anomalías positivas podrían ser resultado de los grandes aportes de nutrientes provenientes del río Presidio hacia las costas, mitigando los efectos negativos del ENSO. Por otra parte, los datos de CONAGUA (<http://www.conagua.gob.mx>) señalan que el río Presidio descarga hacia el océano adyacente un total de 962 millones de m³ año⁻¹ (1950 a 2010). También, es posible la influencia de algunos otros ríos en ciertos periodos; en particular, el río Baluarte, ya que éste se encuentra en la posición número 16 del país con respecto a escurrimientos naturales con un promedio (1950 a 2010) de 1,639 millones de m³ año.

Cortés-Altamirano *et al.* (1995^a) y López-Cortés *et al.* (2003^b) sugieren que la región de la boca del GC se ve afectada significativamente por los procesos de El Niño y La Niña. Por lo cual, los datos presentan cierta coincidencia con las variaciones de Chl-*a* pese a las anomalías inusuales observadas por los aportes del río Presidio, tal es el caso para los años 2000 y 2011 que se observó tendencias positivas haciendo referencia en años tipo Niña (Gómez-Villareal *et al.*, 2008; Pérez-Arvizu *et al.*, 2013) o por los efectos negativos de El Niño 2014-2016 encontrando influencias negativas en la Chl-*a* por aumentos positivos en la temperatura (Dole *et al.*, 2017; Coria-Monter *et al.*, 2018).

7.6 Anomalías mensuales de clorofila-*a* vs MEI (Índice Multivariado de El Niño)

Datos de la NOAA confirmaron el inicio de El Niño hacia finales de 2014, alcanzando su máximo a mediados de 2015 y disminuyendo paulatinamente a partir de enero del 2016 (Figuras 17 y 18), posicionándose como uno de los eventos de mayor

impacto en anomalías positivas de temperatura (semejantes a las de 1997-1998). Al comparar los datos derivados de la presente investigación con el índice MEI (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/>) se observó una correlación significativa para los Derroteros A y C para todas las estaciones; a la par se observó que la correlación va disminuyendo cuando aumenta la distancia a la costa. Al suavizar las series de tiempo (1997-2016) y aplicar desfases en las correlaciones se observaron correlaciones significativas en la mayoría de los casos a excepción del desfase -4 del derrotero A estación 4 (0.12). Además, se observó una mejor correlación en el desfase de 3 meses para el derrotero A y para el derrotero C en el desfase de 2 meses (Tabla 9). Por su parte, Herrera-Cervantes *et al.* (2010) observaron desfases de inclusive 1 año entre los efectos del evento ENSO con respecto a la disminución en la concentración de Chl-*a* en el Golfo de California, por lo que no es de extrañar que los resultados de la presente investigación muestren una mejor correlación con los meses desfasados, ello debido a que los eventos del ENSO no muestran inmediatamente sus efectos sobre la Chl-*a*, más bien éstos ocurren desfasados en el tiempo (Tabla 9).

Para la parte sur del GC, los efectos del ENSO llegan primero y posteriormente se difunden hacia la parte norte. En la serie de tiempo 1997-2016, para los derroteros A y C la mayor disminución significativa en los promedios de Chl-*a* se observó en coincidencia con los eventos ENSO de 1997-1998 y 2015-2016, mostrando diferencias significativas entre dichos eventos ENSO (Tabla 10). El evento de 1997-1998 es considerado como uno de los años ENSO con mayor impacto en la disminución en los índices de Chl-*a* (Manzano-Sarabia, 2008), así como el ocurrido recientemente y denominado como “El Niño Godzilla” (Coria-Monter *et al.*, 2018). Por otra parte, las anomalías de Chl-*a* en la serie de tiempo considerada a partir de 1997-2016 muestran una tendencia de disminución en la concentración de Chl-*a* (mg m^{-3}) de los derroteros A y C en todas las estaciones.

Tabla 9. Correlación Índice MEI vs anomalías Chl-*a* 1997-2016.

Derrotero/estación	Desfase (Mes)								
	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4
A1 Coef. Corr.	0.29*	0.34*	0.40*	0.46*	0.53*	0.57*	0.60*	0.60*	0.58*
A2 Coef. Corr.	0.17*	0.22*	0.30*	0.37*	0.45*	0.51*	0.55*	0.55*	0.51*
A3 Coef. Corr.	0.18*	0.23*	0.29*	0.36*	0.44*	0.50*	0.54*	0.55*	0.51*
A4 Coef. Corr.	N.S	0.18*	0.25*	0.32*	0.40*	0.46*	0.50*	0.50*	0.48*
C1 Coef. Corr.	0.40*	0.45*	0.50*	0.55*	0.58*	0.59*	0.59*	0.56*	0.52*
C2 Coef. Corr.	0.24*	0.30*	0.37*	0.44*	0.51*	0.57*	0.59*	0.57*	0.52*
C3 Coef. Corr.	0.21*	0.27*	0.34*	0.41*	0.49*	0.54*	0.57*	0.57*	0.53
C4 Coef. Corr.	0.13*	0.17*	0.23*	0.31*	0.39*	0.46*	0.51*	0.52*	0.50*

*= Correlación significativa, N.S= No significativo, N=228.

Tabla 10. Promedio de Chl-*a* para años el Niño más influyentes en la serie de datos.

Promedio	(1997-1998)	(2015-2016)
A (A1,A2,A3,A4)	0.86±0.05 ^a	0.63±0.06 ^b
C (C1,C2,C3,C4)	0.83±0.05 ^a	0.64±0.06 ^b

Letras diferentes significan diferencia significativa ($P < 0.05$).

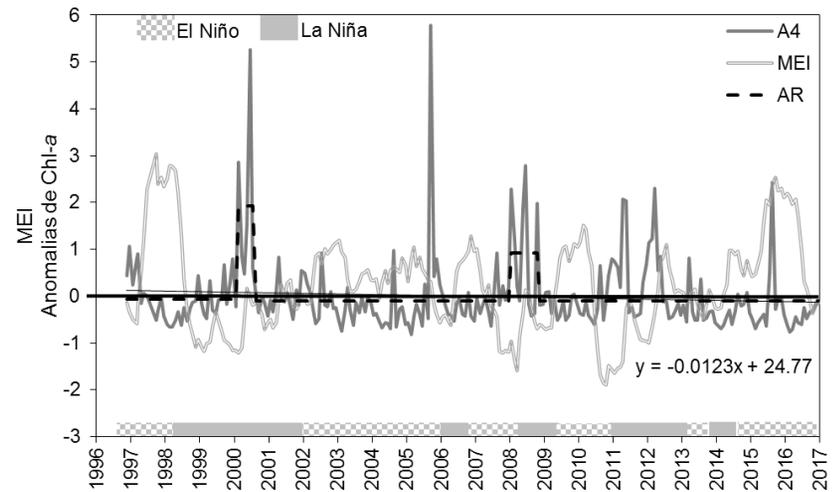
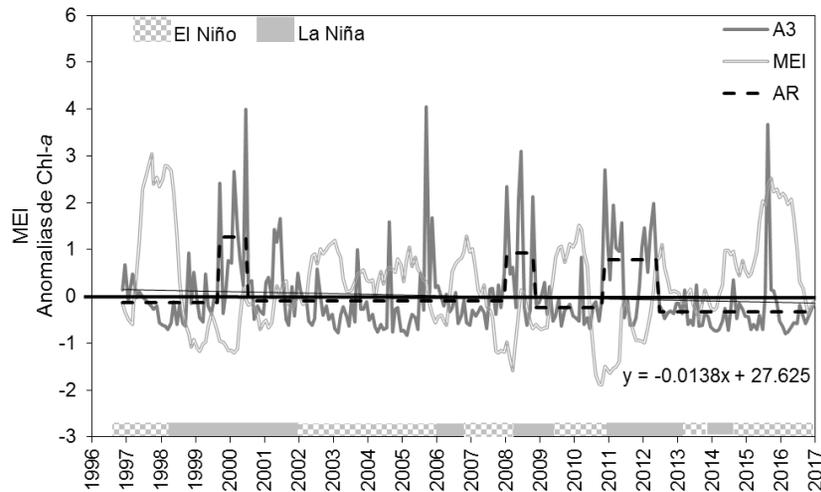
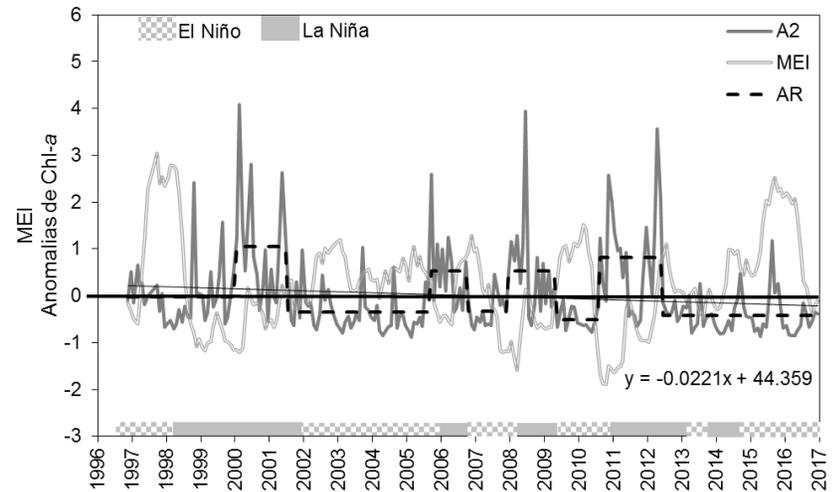
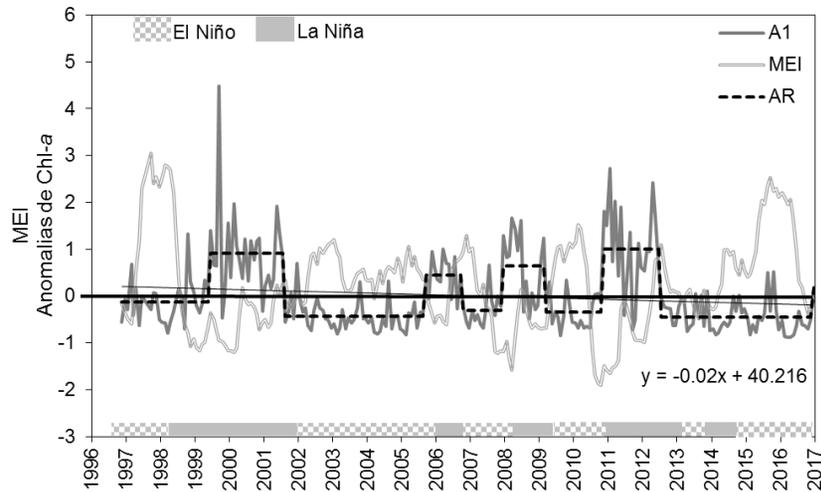


Figura 17. Comparación del Índice Multivariado de El Niño (MEI) vs anomalías de la Chl-*a* en el derrotero A y tendencia lineal. Se aplicó el algoritmo de Rodionov (AR) para detectar cambios abruptos en la serie de anomalías de Chl-*a* (1996/2016).

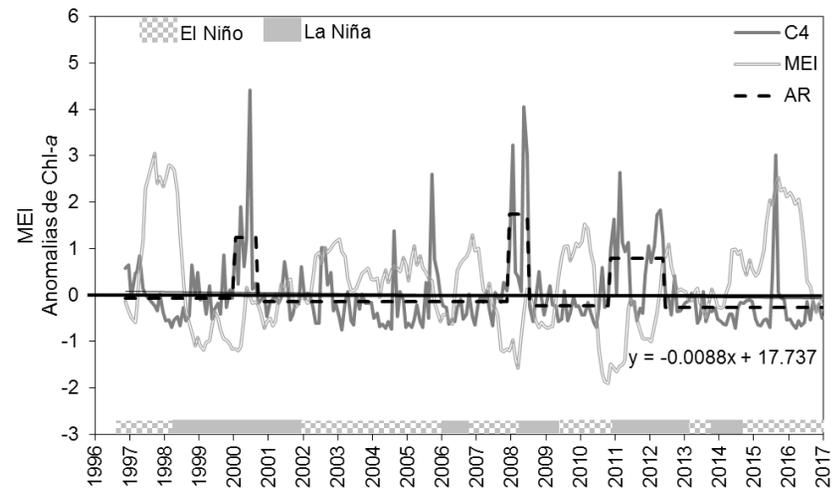
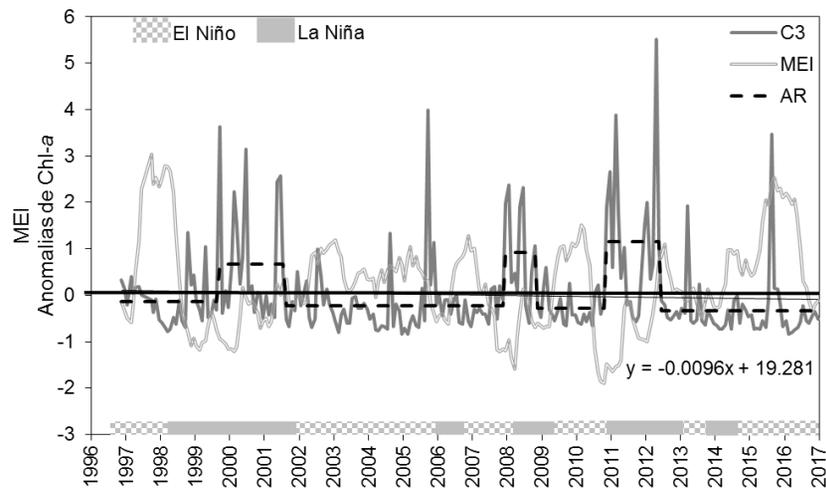
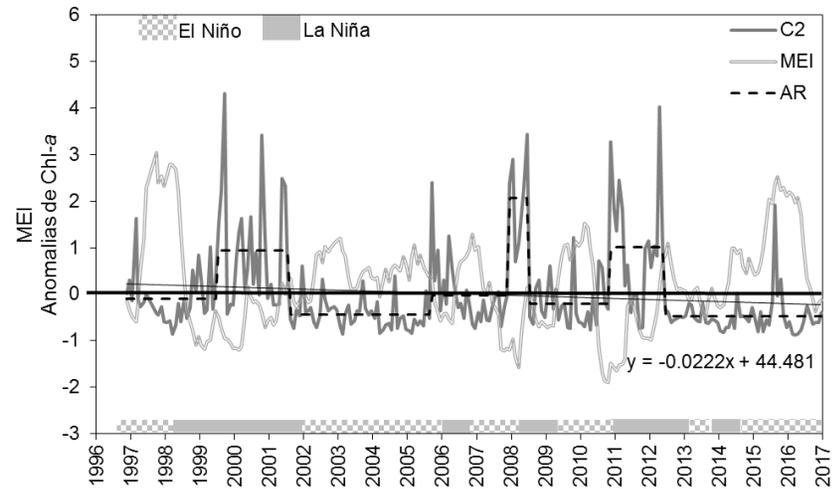
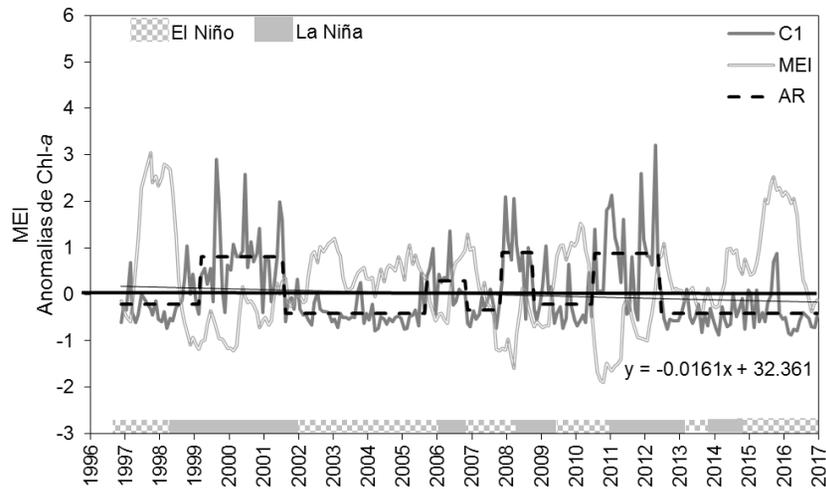


Figura 18. Comparación del Índice MEI vs anomalías de la Chl-a en el derrotero C y tendencia lineal. Se aplicó el algoritmo de Rodionov (línea punteada) para detectar cambios abruptos en la serie de anomalías de Chl-a (1996/2016).

7.7 Comparación Chl-*a* *in situ* y Chl-*a* *Sat*

Se realizó la cuantificación de Chl-*a* a partir de las muestras recolectadas *in situ* (Chl-*a* *in situ*, con un análisis total de 221 muestras) y determinada a través de cromatografía líquida de alta precisión (HPLC), datos que a su vez fueron comparados con aquellos derivados de imágenes satelitales del sensor MODIS-Aqua para las fechas correspondientes al muestreo o la más cercana en aquellos casos donde no se tuvo la información inmediata (Figura 19). Esta comparación muestra una dispersión significativa en los datos satelitales, lo cual es de esperarse según la ubicación de las estaciones consideradas, ya que éstas se encuentran en dos regiones con diferencias oceanográficas, una región costera correspondiente a la plataforma continental en la que recibe aportes de aguas con compuestos orgánicos e inorgánicos (estaciones 1-3) y la otra con condiciones más oceánicas en la cual residen aguas en las cuales sus mediciones son referentes al fitoplancton y sus productos degradados (agua de tipo caso 1, estación 4; Figura 20) (IOCCG, 2000).

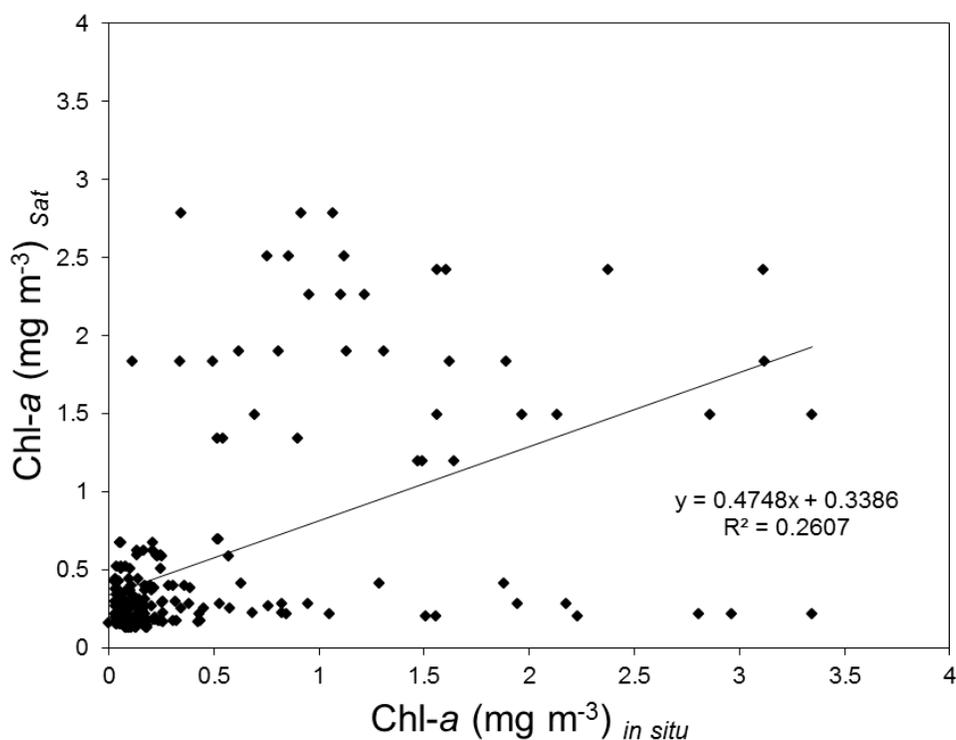


Figura 19. Comparación de la concentración (mg m^{-3}) de la clorofila *in situ* ($\text{Chl-}a_{in situ}$) y satelital ($\text{Chl-}a_{sat}$) calculada para las estaciones A1-4 y C1-4. N=221(2015-2016).

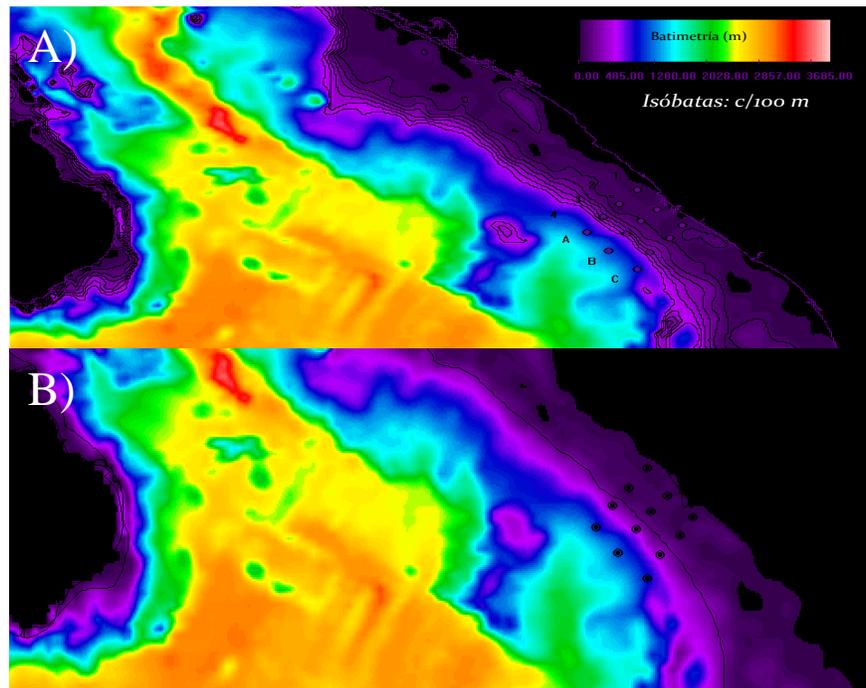


Figura 20. A) Ubicación de las estaciones de muestreo según profundidad (las isóbatas se muestran cada 100 m de profundidad). B) Límite de la plataforma continental según cartografía oficial (línea continua negra, CONABIO, <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>).

Debido a lo anterior, se analizó de manera separada las estaciones más alejadas de la costa (A4 y C4), encontrándose un coeficiente de regresión relativamente alto para la estación A4 ($r^2 = 0.74$; Figura 21). Este coeficiente de regresión es similar a los reportados (0.86, 0.79, 0.79 y 0.81) al utilizar otros sensores (OCTS, SeaWiFS, MODIS-Aqua y MERIS, respectivamente) para otras regiones del mundo al compararlos con los valores *in situ* (Kahru *et al.*, 2012). Este resultado muestra dos aspectos significativos. El primero en relación con la identificación de las estaciones que serán de utilidad para la comparación de $\text{Chl-}a_{in situ}$ y $\text{Chl-}a_{sat}$, ya que en éstas se encontró un valor de regresión alto indicando una correspondencia importante entre las mediciones por percepción remota vs. *in situ*, lo que permitirá elegir esta información para la calibración de los algoritmos estándar o con la

propuesta de uno nuevo si fuera el caso. Por otra parte, los datos derivados del sensor MODIS-Aqua subestima los valores reales determinados *in situ*.

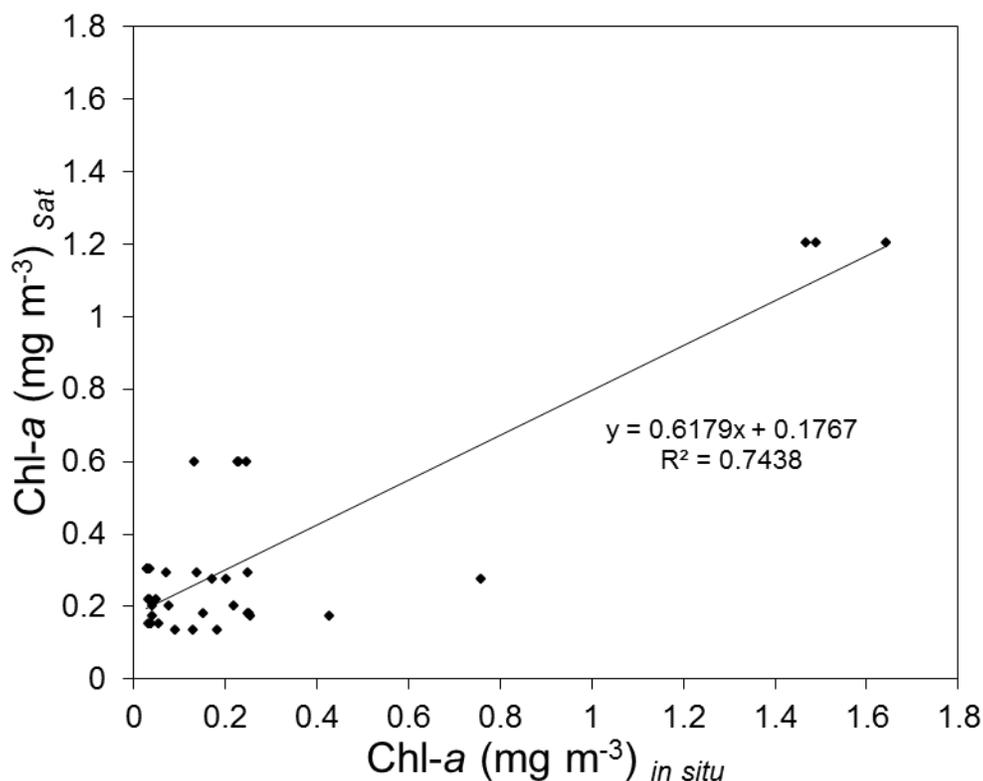


Figura 21. Comparación de la concentración (mg m⁻³) de clorofila *a in situ* (Chl-*a in situ*) y satelital (Chl-*a sat*) para las estaciones A4, N=34 (2015-2016).

En la Figura 22 se tomaron datos *in situ* de Chl-*a* del 2014 que no fueron incluidos en análisis anteriores o próximos debido a que no se tomaron duplicados, pero para este análisis son de gran utilidad, ya que permitió intuir la existencia de aportes grandes de nutrientes de los ríos adyacentes a los puntos de muestreo.

En análisis anteriores se demostró que a finales del 2014 comenzó uno de los eventos El Niño más impactantes y en los análisis de anomalías se demostró que existe anomalías inusuales positivas de Chl-*a* en los meses de lluvia en nuestros puntos de muestreo (2014-2015), por lo cual se realizó una comparación del promedio mensual de Chl-*a* (2014-2015) de los datos *in situ* vs. satélite encontrando diferencias significativas ($P < 0.05$) (Desglose estadístico Anexo 5) (Tabla 11 y 12). Al mismo tiempo, se observó en

julio, agosto y septiembre, tanto en el derrotero A como el C, un incremento en la concentración de Chl-*a*, de lo cual se infiere que la influencia del río Presidio pueden desplazarse hasta la parte norte (Derrotero A). Además, se pudo concluir que los meses de lluvia generaron una gran variabilidad en los datos de 2014-2015; mientras que para el 2016 no se puede observar algún efecto positivo de la precipitación en los datos *in situ* debido a que solo se realizaron muestreos de enero a marzo. Sin embargo, los análisis satélites de anomalías de Chl-*a* corroboraron las observaciones, ya que los efectos El Niño mantuvieron negativos los valores de Chl-*a*, sin alguna anomalía positiva en la temporada de lluvias (Figura 17,18). Ello pudo deberse a que el evento ya estaba en declive para dichas fechas, por lo que la presión que ejercía sobre el aumento de la precipitación no fue tan marcado como en 2014-2015; esto puede observarse más claramente en el análisis de turbidez (Sección 7.8).

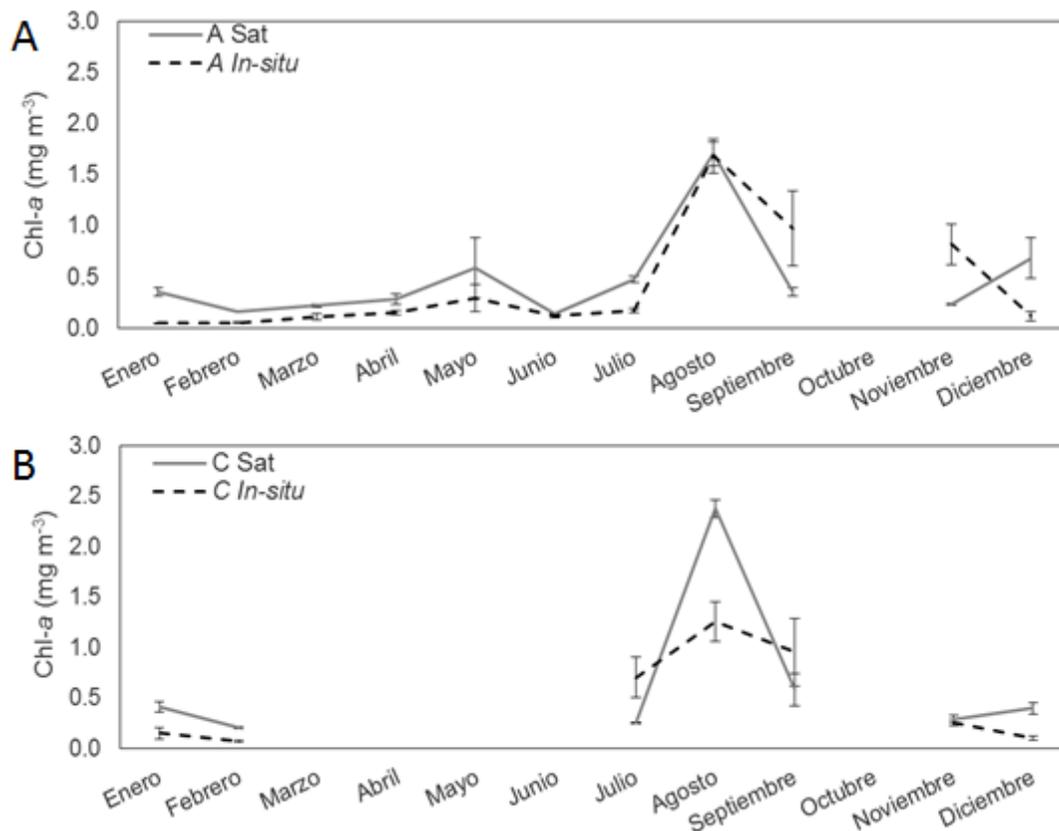


Figura 22. Comparación de la concentración promedio mensual (mg m^{-3}) de clorofila *a in situ* (Chl-*a in situ*) vs satelital (Chl-*a Sat*) (2014-2015) N=237. A) derrotero A B) derrotero C.

Tabla 11. Promedio mensual de la concentración de la Chl-*a* (mg m⁻³) *in situ* vs percepción remota (2014-2015) del derrotero A N=128.

Derrotero A	<i>In situ</i>	Percepción remota
Enero	0.05±0.01 ^b	0.35±0.04 ^a
Febrero	0.05±0.00 ^b	0.16±0.00 ^a
Marzo	0.11±0.03 ^b	0.22±0.01 ^a
Abril	0.15±0.02 ^b	0.28±0.05 ^a
Mayo	0.29±0.13 ^b	0.59±0.29 ^a
Junio	0.11±0.01 ^b	0.14±0.00 ^a
Julio	0.17±0.02 ^b	0.48±0.03 ^a
Agosto	1.68±0.16 ^b	1.70±0.12 ^b
Septiembre	0.97±0.37 ^a	0.35±0.04 ^b
Octubre	Nd	Nd
Noviembre	0.82±0.19 ^a	0.23±0.01 ^b
Diciembre	0.12±0.04 ^b	0.68±0.20 ^a

Los datos son media ± error estándar. Las medias se compararon a través de una prueba t-student, letras distintas indican diferencias significativas. Nd: No disponible.

Tabla 12. Promedio mensual de la concentración de Chl-*a* (mg m⁻³) *in situ* vs percepción remota (2014-2015) del derrotero C N=109.

Derrotero C	<i>In situ</i>	Percepción remota
Enero	0.15±0.06 ^b	0.41±0.05 ^a
Febrero	0.07±0.01 ^b	0.20±0.01 ^a
Marzo	Nd	Nd
Abril	Nd	Nd
Mayo	Nd	Nd
Junio	Nd	Nd
Julio	0.70±0.20 ^a	0.25±0.01 ^b
Agosto	1.25±0.20 ^b	2.37±0.09 ^a
Septiembre	0.95±0.33 ^b	0.58±0.16 ^b
Octubre	Nd	Nd
Noviembre	0.25±0.03 ^b	0.29±0.03 ^b
Diciembre	0.10±0.02 ^b	0.39±0.06 ^a

Los datos son media \pm error estándar. Las medias se compararon a través de una prueba t-student, letras distintas indican diferencias significativas. Nd: No se detectó.

7.8 Análisis de turbidez vs clorofila-*a* y precipitación

Se determinó por percepción remota la turbidez del mar en los años con mayor influencia en anomalías positivas inusuales de Chl-*a* referente a temporada de lluvia. Se seleccionó 2014, año de inicio de El Niño y 2015 donde se determinó el impacto más intenso de este evento. Estos dos años a su vez fueron afectados por la expansión de la alberca cálida, maximizando los efectos del incremento en la temperatura superficial del océano Pacífico, teniendo efectos positivos en la precipitación de la región de Sinaloa (Tabla 13). Los resultados se graficaron en conjunto con los valores de precipitación (Figura 23 A) y Chl-*a* (Figura 23 B), además para determinar mejor la influencia de la turbidez se elaboraron imágenes de color casi real (red, green, blue; RGB) (Figura 24 y 25). Se observó que en ciertos periodos estas variables parecen estar relacionadas; particularmente, la precipitación parece explicar en cierta medida los incrementos de turbidez.

Los datos meteorológicos fueron tomados de la estación más cercana al punto de muestreo, para el derrotero C estación 1 que es la más cercana hay una distancia alrededor de 25 km y la más lejana, derrotero A estación 4 a 75 km, por lo cual se observa un desfase entre la precipitación y la turbidez, ya que dicho efecto se propaga desde la desembocadura de los ríos hasta llegar a los puntos analizados. Las correlaciones entre ambas variables se realizaron tomando en cuenta dicho desfase, y a partir de esto se observó una correlación significativa entre turbidez vs precipitación en el desfase -1 mes (Tabla 14). Dicho desfase negativo puede relacionarse con el efecto de las lluvias en la parte alta de la cuenca, sin embargo, en el presente estudio no fue posible analizar dicha información.

El incremento en la temperatura superficial de los océanos tiene relación con la precipitación, ya que este incrementa la humedad de la atmósfera por una mayor evaporación superficial de los océanos así como por el cambio en la circulación de los vientos, ya sea por efectos del ENSO o cambios en la alberca cálida (Zhou *et al.*, 2016; Lim *et al.*, 2018), o en general cualquier evento que incremente el nivel de la humedad atmosférica de la región (Murakami *et al.*, 2017; Krishnamurthy *et al.*, 2018). Los efectos

del Niño 2014-2016 afectaron la región sur del GC incrementando la temperatura de la zona, iniciando en junio del 2014, declinando en febrero del 2016, alcanzado un punto estable en agosto de la misma fecha (Coria-Monter *et al.*, 2018) y alcanzando los valores máximos de temperatura en junio del 2015 (Sánchez-Velasco *et al.*, 2017). Junges *et al.*, 2019 observaron diferencias entre la precipitación anual de años normales, años La Niña y El Niño de 481,385, 549 mm respectivamente, situación similar para la región de Sinaloa en donde en años La Niña como el del 2000 o 2011 presentan una precipitación anual menor de 691.9 y 595.3 mm, respectivamente, en comparación a la observada durante el Niño de 2015, con 1048.6 mm (CONAGUA, 2012). Así, se puede inferir que en el área de estudio hay una relación directa entre las variables; es decir, el incremento en la temperatura superficial de los océanos tiene como consecuencia el incremento en la evaporación y posteriormente en la precipitación. Lo anterior, genera mayor arrastre de distintos tipos de materia orgánica e inorgánica vertida hacia el océano por el río Presidio o inclusive por el río Baluarte incrementando la turbidez en la plataforma continental y zona oceánica adyacente. Al respecto, Jong *et al.* (2018) observaron que las diferencias en precipitación durante El Niño 2015-2016 en la región sur del GC no fueron tan impactantes como las registradas en 1997-1998, aunque para la región de Sinaloa fue lo contrario, observando una mayor precipitación anual en el 2015 que en 1997, 1048.6 y 670.6 mm respectivamente.

Por otra parte, la turbidez vs. Chl-*a* no presentaron ninguna correlación significativa en los desfases o el origen. Los cambios en la turbidez del agua de mar fueron ocasionados por diversos factores, por lo que se entiende que las variables analizadas no expliquen del todo los cambios de este fenómeno. Esto no implica que el incremento de turbidez no tenga relación con la Chl-*a* o la precipitación; más bien son un conjunto de variables que propician la turbidez y analizarlas por separado puede dar un efecto de no relación.

La turbidez puede incrementar por resuspensión o adición de partículas como fitoplancton o sedimentos (Kahru *et al.*, 2004; Otero y Carbery, 2005), que pueden ser el producto de la marea, ríos, efluente de carácter antropogénico o por tormentas que afecten la región (Van der Hout *et al.*, 2017). En general la turbidez se relaciona con la productividad de los ecosistemas acuáticos, ya sea que interfiera con la trasmisión de luz, afectando directamente a la productividad primaria (Porter *et al.*, 2017; Zabala-Agudelo *et*

al., 2019) o beneficiándola con el enriquecimiento de nutrientes por la adición o suspensión (Quan *et al.*, 2018). En las costas de Sinaloa, existen diversos factores que contribuyen a la resuspensión o adición de partículas, por ejemplo, los aportes y plumas de partículas generadas por los ríos como el Baluarte y Presidio, lo somero de la región, las corrientes de marea y tormentas tropicales. Esto fenómenos generan la re-suspensión de los componentes del fondo marino o adición de los mismos. Para este estudio, aunque no se observó una interacción directa entre el incremento de la turbidez con la Chl-*a* se puede inferir que debido a la influencia de los ríos adyacentes a Sinaloa existe un mayor incremento en la productividad primaria.

Tabla 13. Precipitación (mm) mensual y anual de Sinaloa del 2014-2016.

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Precipitación Anual
2014	1.4	0.2	7	0.2	2.4	104.6	235.1	241	202.7	25.8	54.2	1.8	876.1
2015	29.5	33.3	35	13.1	4.9	81.2	201.3	255.5	213.2	116.1	25	40.5	1048.6
2016	1.5	0.5	11.6	11.6	5.3	54	231.2	229.7	151.1	19.5	4.8	19.7	730.4

Fuente: Adaptada de CONAGUA (<https://smn.conagua.gob.mx/es/>)

Tabla 13. Correlación turbidez vs precipitación 2014-2015.

Derrotero/estación	Desfase (Mes)									
	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	
A1 Coef. Corr.	-0.02	0.03	0.14	0.81 *	-0.21	0.18	-0.05	-0.03	-0.16	
A2 Coef. Corr.	0.01	0.03	0.18	0.79 *	-0.17	0.16	-0.08	-0.01	-0.17	
A3 Coef. Corr.	-0.07	-0.01	0.13	0.80 *	-0.15	0.18	-0.04	-0.02	-0.15	
A4 Coef. Corr.	-0.10	-0.05	0.10	0.80 *	-0.13	0.17	-0.01	-0.02	-0.15	
C1 Coef. Corr.	-0.03	-0.14	0.17	0.76 *	-0.13	0.19	-0.04	-0.01	-0.16	
C2 Coef. Corr.	-0.04	-0.02	0.12	0.80 *	-0.14	0.19	-0.06	0.02	-0.17	
C3 Coef. Corr.	-0.07	0.09	0.14	0.84 *	-0.13	0.19	-0.05	-0.03	-0.15	
C4 Coef. Corr.	-0.10	0.07	0.13	0.84 *	-0.14	0.19	-0.06	-0.02	-0.17	

*= Correlación significativa, N=21.

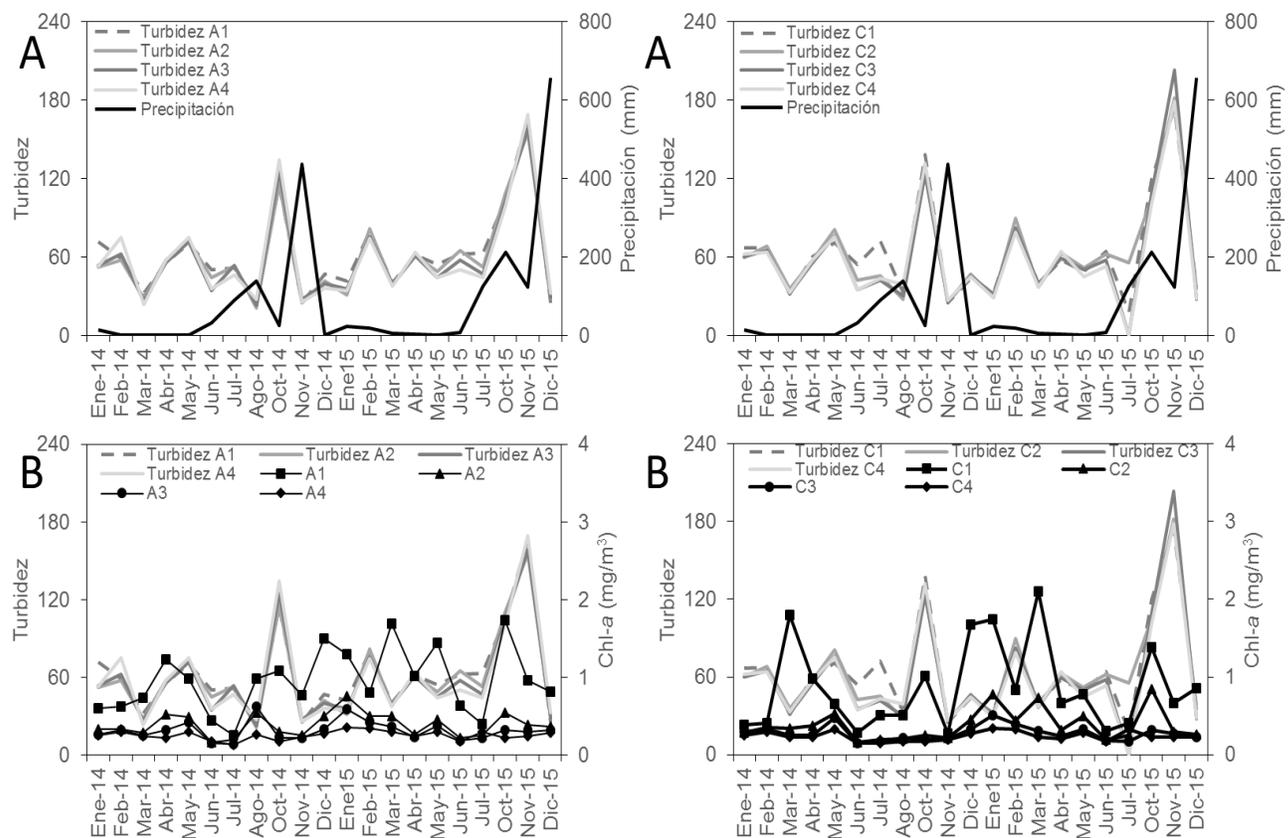


Figura 23. A) Comparación de turbidez vs precipitación B) y turbidez vs Chl-a de los derroteros A y C estaciones 1, 2, 3 y 4 (2014-2015).

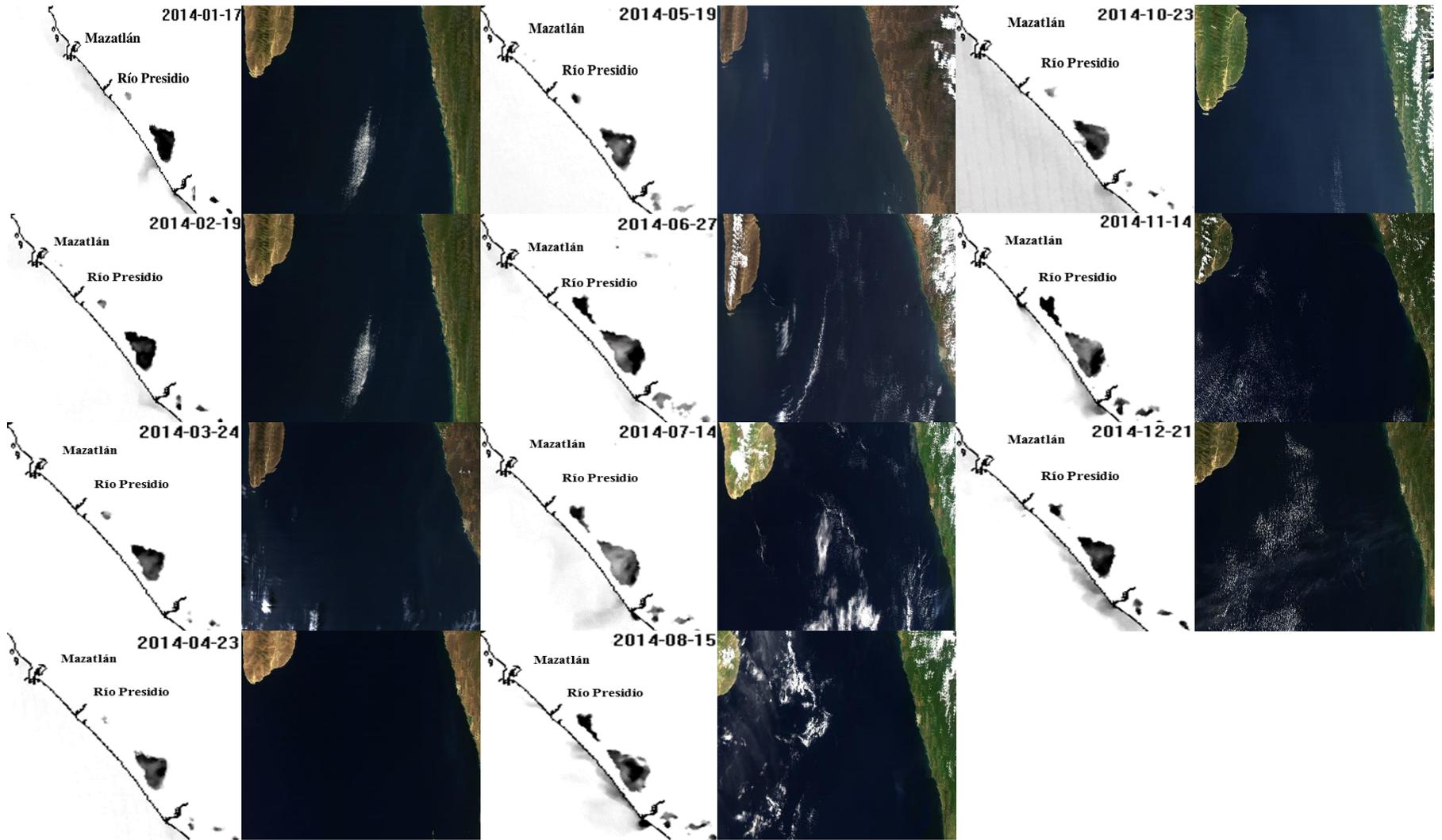


Figura 24. Imágenes de turbidez RGB 2014 (Color casi real).

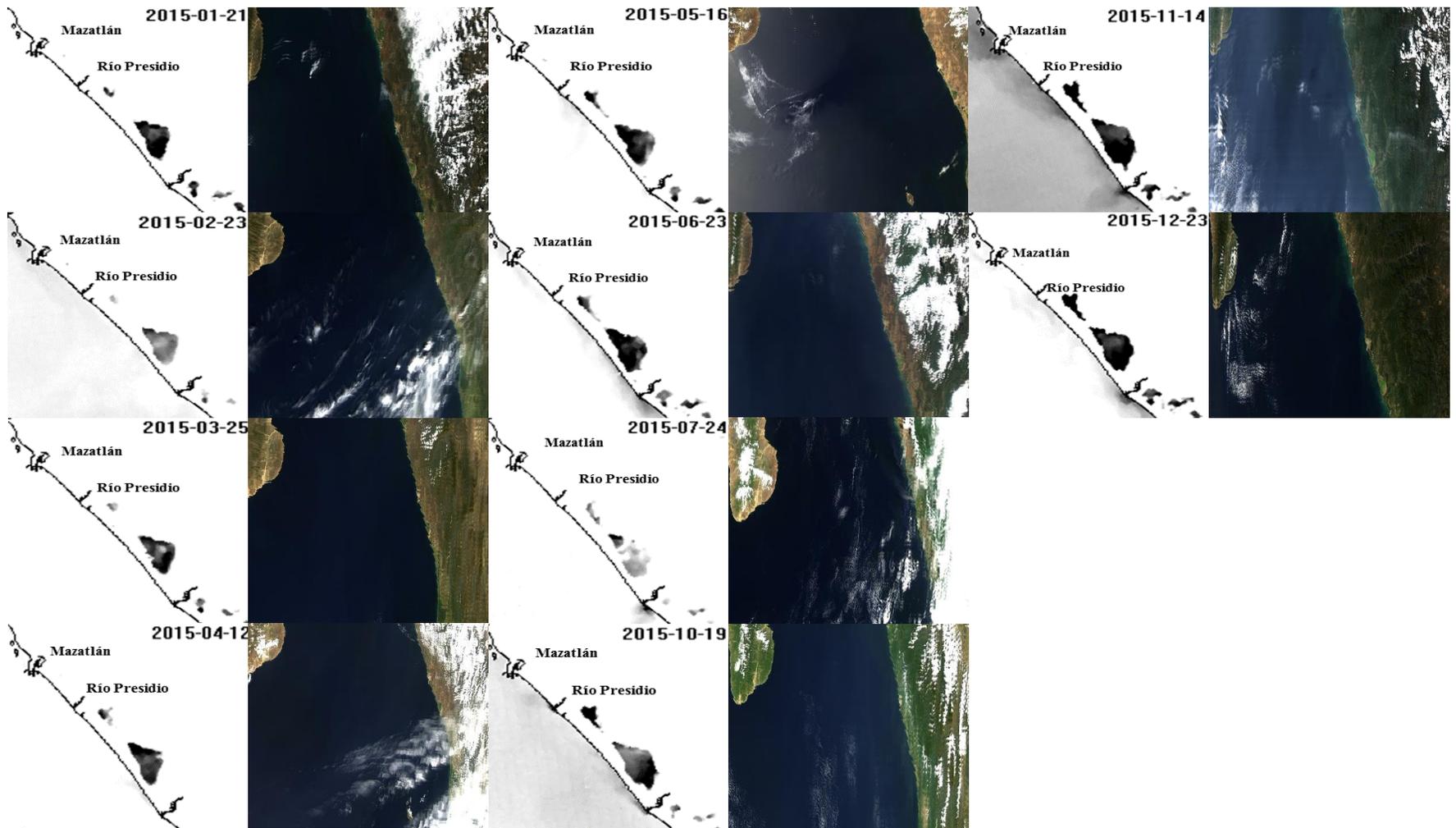


Figura 25. Imágenes de turbidez RGB 2015 (Color casi real).

7.9 Composición de pigmentos

Se identificaron 8 pigmentos (Chl-*a*, Chl-*b*, peridinina, 19-butanoyloxyfucoxantina, fucoxantina, diadinoxantina, dinoxantina y diatoxantina) en las muestras de las diferentes estaciones de ambos derroteros (A y C). La composición pigmentaria se analizó con la finalidad de inferir la abundancia en la composición del fitoplancton. La variación de la composición de pigmentos de las muestras de agua analizadas de las cuatro estaciones del derrotero A y C se muestran en las Figuras 26 y 27, respectivamente.

Abundancia de fitoplancton

En el derrotero A, la concentración de la mayoría de los pigmentos fue estadísticamente diferente ($P < 0.05$) con relación a la fecha de muestreo en las cuatro estaciones del derrotero A, con excepción de la concentración de 19-butanoyloxyfucoxantina y diatoxantina en la estación 1; 19-butanoyloxyfucoxantina en las estaciones 2, 3 y 4; fucoxantina en las estaciones 2 y 4; y diadinoxantina en la estación 4 (Figura 26).

Mientras que en el derrotero C, los pigmentos que no mostraron diferencias significativas fueron la dinoxantina para la estación 1; peridinina, 19-butanoyloxyfucoxantina y diatoxantina para la estación 2; peridina, 19-butanoyloxyfucoxantina, diadinoxantina, dinoxantina y diatoxantina para la estación 3; peridinina, 19-butanoyloxyfucoxantina y diadinoxantina para la estación 4 (Figura 27).

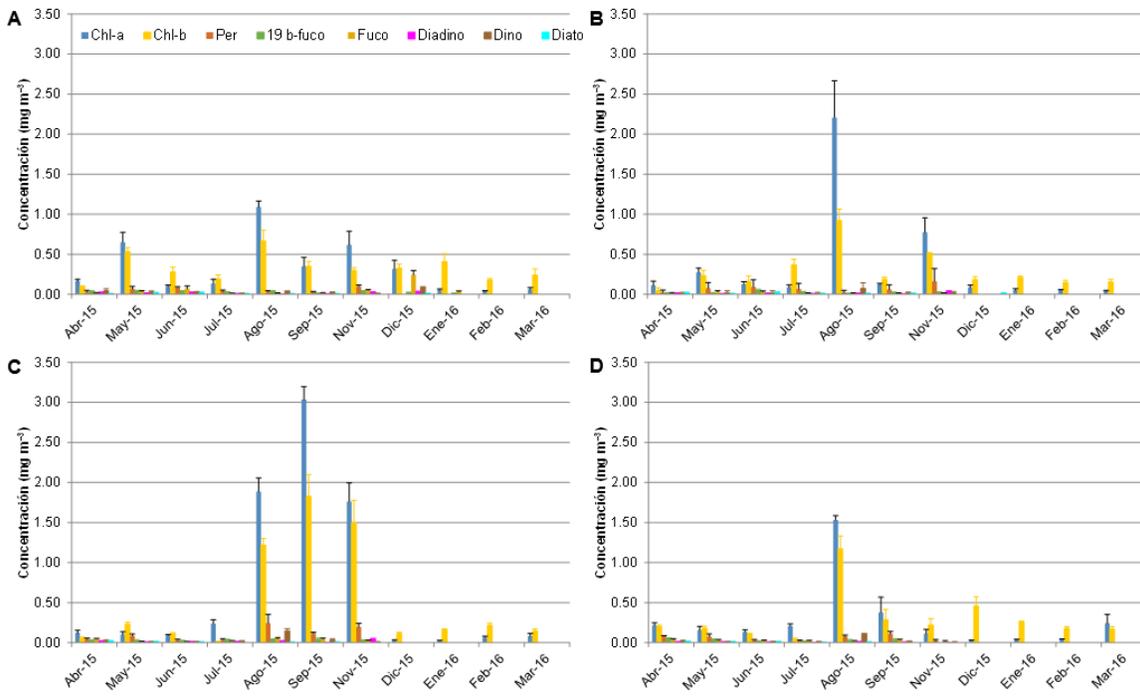


Figura 26. Concentración de pigmentos (mg m^{-3}) determinada en las muestras de agua de mar obtenidas de abril de 2015 a marzo de 2016 en las estaciones A) 1, B) 2, C) 3 y D) 4 del derrotero A.

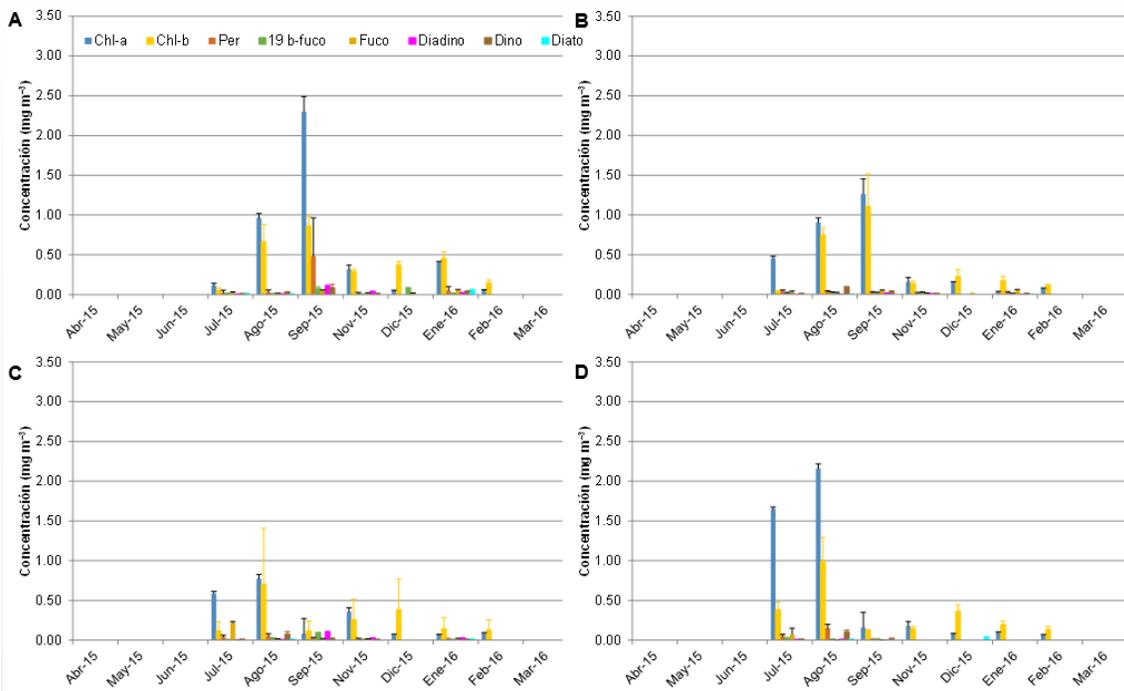


Figura 27. Concentración de pigmentos (mg m^{-3}) determinada en las muestras de agua de mar obtenidas de abril de 2015 a marzo de 2016 en las estaciones A) 1, B) 2, C) 3 y D) 4 del derrotero C.

Como era de esperar, la Chl-*a* fue el pigmento con mayor concentración en las diferentes estaciones de ambos derroteros (Figura 26 y 27). En el derrotero A, las concentraciones más altas se observaron en agosto para las estaciones 1, 2 y 4 (1.09 ± 0.07 , 2.21 ± 0.46 y 1.53 ± 0.05 mg m⁻³), mientras que en la estación 3 la mayor fue de 3.04 ± 0.16 mg m⁻³ el cual se registró en septiembre. En el derrotero C, la concentración de Chl-*a* fue mayor en agosto en las estaciones 3 y 4 (0.77 ± 0.22 y 2.16 ± 0.37 mg m⁻³), y en septiembre para las estaciones 1 y 2 (2.29 ± 0.82 y 1.26 ± 0.36 mg m⁻³).

La Chl-*b* fue el segundo pigmento más abundante en ambos derroteros y siguió el mismo patrón de variación observado con la Chl-*a*, es decir, mayores concentraciones en agosto y septiembre. En el derrotero A, la Chl-*b* se encontró en un intervalo de 0.09 ± 0.01 a 0.67 ± 0.14 mg m⁻³ para la estación 1; 0.05 ± 0.03 a 0.92 ± 0.14 mg m⁻³ para la estación 2; 0.016 ± 0.004 a 1.83 ± 0.27 mg m⁻³ para la estación 3; 0.037 ± 0.021 a 1.17 ± 0.16 mg m⁻³ para la estación 4. Mientras que en el derrotero C, la concentración de Chl-*b* se encontró en un intervalo de 0.05 ± 0.03 a 0.86 ± 0.12 mg m⁻³ para la estación 1; 0.04 ± 0.01 a 1.11 ± 0.41 mg m⁻³ para la estación 2, 0.12 ± 0.04 a 0.704 ± 0.149 mg m⁻³ para la estación 3; 0.12 ± 0.01 a 0.99 ± 0.30 mg m⁻³ para la estación 4. El resto de los pigmentos se encontraron en concentraciones por debajo de las detectadas para la Chl-*b*.

Variaciones temporales

La variación temporal de la composición de pigmentos se analizó únicamente en el derrotero A, puesto que en este se realizó el muestreo anual completo. En la primera estación se obtuvieron 3 componentes principales (Figura 28A), mientras que en el resto de las estaciones (2 a 4) solo dos componentes principales (Figura 28B, 28C y 28D). Los tres componentes principales que se obtuvieron en la estación 1 explican el 45, 20 y 14% de la varianza total, con una contribución significativa en el primer componente de la Chl-*b* (-0.77), 19-butanoyloxyfucoxantina (0.80), diadinoxantina (0.88), dinoxantina (0.79), y diatouxantina (0.70); en el segundo componente de la Chl-*a* (-0.95) y en el tercer componente de la fucoxantina (-0.72). Los valores de varianza total para los factores 1 y 2 de las estaciones 2 a 4 fueron de: 2) 58 y 19%, 3) 62 y 19%, y 4) 60 y 17%. En contraste con la estación 1, se observó la misma contribución de todos los pigmentos analizados para

los dos factores principales obtenidos de las estaciones 2 a 4, los valores de correlación con los factores son similares y guardan el mismo sentido (*i.e.* positivo o inverso) (Tabla 15).

Se observaron diferencias significativas en los componentes principales obtenidos de la combinación lineal de la composición de pigmentos en cada una de las cuatro estaciones del derrotero A. Se observó una variación similar del componente 1 en las 4 estaciones, con mayores valores en abril de 2015, para disminuir significativamente al final del periodo de muestreo en marzo de 2016. Por otro lado, fueron mayores los valores del factor 2 de la estación 1 en el verano del 2015 e invierno de 2016, mientras que en las estaciones 2 a 4 los valores fueron mayores en verano y otoño de 2015 (Figura 28).

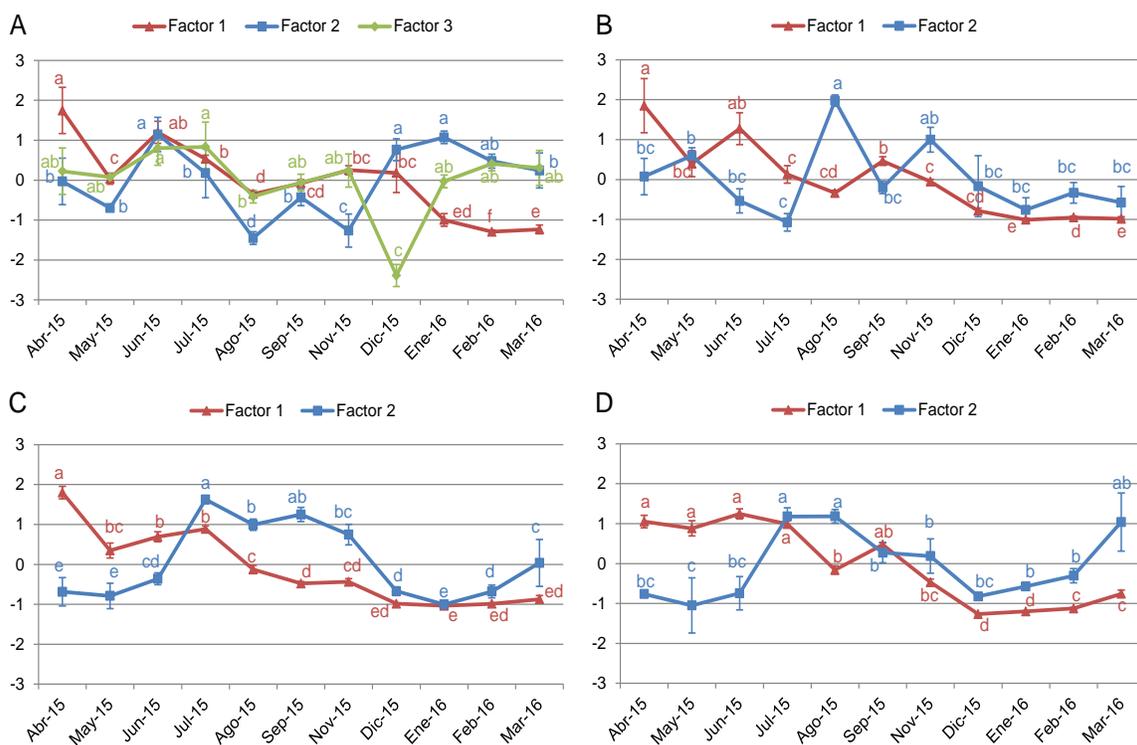


Figura 28. Componentes principales obtenidos a partir de la composición de pigmentos (Chl-*a*, Chl-*b*, peridina, 19-butanoyloxyfucoxantina, fucoxantina, diadinoxantina, dinoxantina y diatoxantina) de las muestras de agua de mar obtenidas de abril de 2015 a marzo de 2016 en las estaciones A) 1, B) 2, C) 3 y D) 4 del derrotero A.

Al igual que se ha observado en otras regiones, la abundancia temporal del fitoplancton varió con relación a la época del año (temporal), como dentro de las estaciones de muestro para el derrotero A. La mayor abundancia de fitoplancton ocurrió en las estaciones 2 y 3, seguido de la estación 4 y la menor en la estación 1. Los mayores valores de abundancia de fitoplancton en la estación 1 ocurrieron a finales de la primavera y otoño del 2015, mientras que en las otras estaciones a finales del verano y durante el otoño de 2015 (Figura 26). En el derrotero C, se observa de igual manera en las cuatro estaciones que los mayores valores de la abundancia de fitoplancton ocurrieron a finales del verano y durante el otoño de 2015, aunque se desconoce lo que pudo haber sucedido durante la primavera puesto que no se obtuvieron muestras durante esta época del año (Figura 27).

Los tres principales centros de mayor productividad en la costa este del Golfo de California se localizan en Sinaloa, estas son las Bahías de Mazatlán, Santa María-La Reforma, y Topolobampo (Osorio-Tafall, 1943). En las costas de Sinaloa, se han registrado 169 especies de microalgas, de las cuales 115 son especies de diatomeas, 31 dinoflagelados, 11 cianofitas, 7 clorofitas, 3 silicoflageladas y 2 euglenofitas. Asimismo, los FAN son muy frecuentes de febrero a mayo, mientras que menores durante el verano, para aumentar en el otoño y mantenerse durante el invierno (Cortés-Altamirano, 2002). Recientemente, se evaluó la composición de las especies de microalgas en Mazatlán, encontrándose a *Gymonodinium catenatum* y *Margalefidium polykrikoides* como las principales especies tóxicas de mayor frecuencia. Aunque los FAN no se han registrado en eventos fuertes del ENSO (83-84 y 92-93), sí se han observado en otros periodos, por los que se concluye que los FAN están asociados a las fases cálidas o frías de la Oscilación Decadal del Pacífico, ya que ocurren eventos recurrentes que fertilizan la columna de agua, principalmente observándose un máximo mayor de febrero a mayo y un segundo máximo de menor abundancia de septiembre a noviembre (Cortés-Altamirano *et al.*, 2019).

Aunque en el presente trabajo de acuerdo a la composición de pigmentos se demostró que existen diferencias temporales en la abundancia, la composición de especies del fitoplancton fue similar entre las estaciones 2 a 4 del derrotero A. Esto con excepción de algunas variaciones en la estación 1, en la que se observó una mayor contribución de los dinoflagelados con dinoxantina que peridinina, mientras que las diatomeas con fucoxantina disminuyeron en el verano para aumentar durante el invierno (Tabla 15). En contraste, en el

resto de las estaciones se observó que las diatomeas (fucoxantina, diadinoxantina, diatoxantina) y los dinoflagelados (peridinina, dinoxantina) fueron particularmente abundantes durante la primavera y el verano, para disminuir durante el otoño y no detectarse en el invierno e inicio de la primavera de 2016. Por su parte, las algas verdes y/o flageladas (Chl-*b*) mostraron un patrón inverso; es decir, fueron menos abundantes durante la primavera y verano de 2015, para aumentar significativamente durante el otoño, invierno e inicio de la primavera de 2016. Es probable que lo anterior se deba a una mayor variabilidad ambiental en la estación 1 por su cercanía a la costa, esto ocasionado por la alta dinámica costera (*i.e.* mareas, corrientes, oleaje, etc.). Mientras que en las estaciones 2 a 4 más lejanas a la costa, la variación ambiental pudo haber disminuido; así al estar más alejado de la costa, tendría como resultado una mayor similitud entre ellas. Esto puede explicar las variaciones en la composición taxonómica entre grupos del fitoplancton observadas entre las estaciones (Tabla 15).

La disminución de la presencia de dinoflagelados durante el invierno quizá pueda explicarse por el incremento de la temperatura debido a las condiciones ENSO y de la alberca cálida, estas condiciones favorecen la estratificación de las corrientes marinas, evitando la aparición de surgencias y con ello la re-suspensión de los quistes de los dinoflagelados y el enriquecimiento de nutrientes, la presencia de FAN se correlaciona positivamente con las condiciones Niña e inversamente con los años Niño (Cortés-Altamirano, 2002). La concentración de nutrientes inorgánicos tiene un efecto en la composición de grupos del fitoplancton, *e.g.* después de un incremento de nitrato en la columna de agua las diatomeas son las primeras en aparecer, para luego al disminuir el sílice que utilizan para la formación de la pared celular, las diatomeas decrecen, favoreciendo el incremento de los flagelados (Jeffrey y Vesk, 1997).

Correlaciones de la variación temporal con la variabilidad ambiental

En la estación 1, se observó una correlación inversa ($r = -0.57$, $P < 0.05$) del factor 1 con la variación mensual de la salinidad, mientras que el factor 2 se correlacionó inversamente ($r = -0.80$, $P < 0.01$) con la variación mensual del pH. En la estación 2, el factor 1 se correlacionó positivamente con la variación mensual de la temperatura superficial del mar (TSM) ($r = 0.63$, $P < 0.05$) y el pH ($r = 0.55$, $P < 0.05$), e inversamente

con los cambios mensuales de salinidad ($r = -0.64$, $P < 0.05$); mientras que el factor 2 se correlacionó positivamente ($r = 0.65$, $P < 0.05$), con la variación en el pH. En la estación 3, el factor 1 se correlacionó positivamente con la variación en la TSM ($r = 0.58$, $P < 0.05$) y pH ($r = 0.73$, $P < 0.05$), e inversamente con la salinidad ($r = -0.78$, $P < 0.01$); mientras que el factor 2 se correlacionó positivamente ($r = 0.64$, $P < 0.05$) con la TSM. Por último, en la estación 4, el factor 1 se correlacionó positivamente con la variación mensual de la temperatura ($r = 0.51$, $P < 0.05$) y pH ($r = 0.72$, $P < 0.05$) e inversamente ($r = -0.88$, $P < 0.05$) con la variación mensual de la salinidad (Tabla 15).

La composición de pigmentos y su variación temporal sugiere una dominancia de grupos del fitoplancton marino, excepto a finales del verano y durante el otoño, donde se observa un incremento significativo en la concentración de la Chl-*b*. Ello, sugiere una mayor abundancia de algas verdes, prasinophytas o euglenophytas, grupos del fitoplancton asociada a aguas salobres y dulces. El aumento de estos grupos del fitoplancton pudiera explicar el incremento de la abundancia observada durante el verano y otoño de 2015. Este aumento de la abundancia de algas verdes y/o flageladas coincide con la disminución de la salinidad durante esta época del año (Figura 26), lo cual se reflejó en la correlación inversa del factor 1 con la variación de la salinidad en las 4 estaciones (Tabla 15). La disminución de la salinidad pudo haber sido ocasionado por los aportes de agua de lluvia y de los ríos Presidio y Baluarte, los cuales tienen una contribución promedio (1950 a 2010 de agua dulce hacia el mar de 962 y 1,639 millones de m^3 año⁻¹) (CONAGUA, 2012). Este aporte de agua dulce tiene un efecto sobre las características fisicoquímicas del agua marina, como cambios en la temperatura, pH, aporte de materia orgánica y nutrientes inorgánicos, así como su balance estequiométrico.

Se ha descrito, en diversos trabajos, que la variación estacional de la temperatura ejerce un efecto particular en la abundancia y composición del fitoplancton (Rasconi *et al.*, 2017; Vidal *et al.* 2017; Ciotti *et al.*, 2018; Trombetta *et al.*, 2019; Reyes-Mendoza *et al.*, 2019). En concordancia, en el presente trabajo se observó una correlación de la TSM con la variación de los pigmentos utilizados como biomarcadores de los diversos grupos del fitoplancton.

De acuerdo con los componentes principales de las estaciones 2, 3 y 4, se observó que la mayor abundancia de fitoplancton ocurrió en el verano donde también se observaron

las mayores temperaturas (31.5 ± 0.4 °C), mientras que la mayor diversidad en la composición de pigmentos del fitoplancton ocurrió en la primavera (26.0 ± 0.3 °C), para disminuir durante el verano y otoño (30.3 ± 0.9 °C) hasta alcanzar los menores valores en el invierno (25.1 ± 0.1 °C). En contraste, la variación estacional de la temperatura no se correlacionó significativamente con ninguno de los 3 componentes principales obtenidos de la estación 1, su cercanía a la costa la expone a una mayor variabilidad ambiental, esto ocasionado por la alta dinámica costera (*i.e.* mareas, corrientes, oleaje, etc.).

El considerable aporte de agua dulce de los ríos Presidio y Baluarte, tiene un efecto significativo en las características fisicoquímicas del agua marina donde desembocan, modificando nutrientes, temperatura, la salinidad, y el pH, este último quizá ocasionado por la oxidación de la materia orgánica (O'Connor *et al.*, 2016; Bode *et al.*, 2017; Kim *et al.*, 2018; Kim *et al.*, 2019) contenida en los escurrimientos de los ríos hacia la zona costera. El valor de pH tendió a disminuir (9 a 8.3, en promedio para las 4 estaciones) del inicio al final del muestreo (abril-2015 a marzo-2016) se correlacionó significativamente (ver componentes principales Tabla 14) con el aumento de la abundancia de fitoplancton (Chl-*a*) en la estación 1, con las variaciones de la composición taxonómica por grupos (pigmentos detectados) y abundancia (Chl-*a*) de fitoplancton en la estación 2, y con la composición taxonómica por grupos (pigmentos detectados) de las estaciones 3 y 4.

Variación espacial

La variación espacial se analizó a través de la comparación del análisis de pigmentos de los derroteros A y C para el periodo julio 2015 a febrero 2016, mientras que la variación temporal se analizó de las muestras de agua obtenidas del derrotero A.

El análisis estadístico muestra diferencias significativas en los componentes principales obtenidos del análisis de las muestras de agua de mar obtenidas de julio de 2015 a febrero de 2016 en ambos derroteros. Se compararon los componentes principales (o factores) entre estaciones (Figura 29) y los pigmentos que contribuyeron significativamente en el análisis (Tabla 16).

En la primera estación del derrotero A y C se obtuvieron 3 componentes, los cuales explican el 78.2 y 77.4% de variación total acumulada de los datos analizados,

respectivamente. Los pigmentos que contribuyeron significativamente en el análisis para el primer componente del derrotero A fueron la Chl-*b* (-0.85), diadinoxantina (0.84) y dinoxantina (0.76); mientras que en el primer componente del derrotero C los pigmentos que contribuyeron significativamente en el análisis fueron la Chl-*b* (-0.89), la peridinina (0.73), y dinoxantina (0.86). La fucoxantina (0.88) y la clorofila-*a* (-0.72) fueron los pigmentos significativos en el segundo componente de la estación 1 para los derroteros A y C, respectivamente. De igual manera, la Chl-*a* (0.72) y diatoxantina (0.72) en el tercer componente para la misma estación en ambos derroteros (Tabla 16).

En la estación 2 se obtuvieron dos componentes que explican el 77.8 y 77.4 de la variación total acumulada de los datos analizados para los derroteros A y C, respectivamente. En la estación 2 del derrotero A, los pigmentos que contribuyeron significativamente en el primer factor fueron peridinina (-0.87), 19-butanoyloxyfucoxantina (-0.85), fucoxantina (-0.93), diadinoxantina (-0.83), y dinoxantina (-0.79); mientras que en el componente 1 de la estación 2 fueron piridina (-0.83), 19-butanoyloxyfucoxantina (-0.75), fucoxantina (-0.70), diadinoxantina (-0.88), y dinoxantina (-0.74), y diatoxantina (-0.80). En el segundo componente, la Chl-*a* y Chl-*b* fueron los pigmentos significativos en el derrotero A (-0.95 y 0.84) y C (-0.85 y 0.96) (Tabla 16).

En la estación 3, se obtuvieron 3 y 2 componentes para los derroteros A y C, los cuales explican el 86 y 74.2% del total de la variación de los datos analizados. Los pigmentos que contribuyeron significativamente en el primer componente del derrotero A fueron la Chl-*a* (0.82), Chl-*b* (-0.96), peridinina (0.93), 19-butanoyloxyfucoxantina (0.83), fucoxantina (0.86), diadinoxantina (0.83), y dinoxantina (0.87); en contraste, en el derrotero C los pigmentos significativos fueron Chl-*b* (0.86), peridinina (-0.86), diadinoxantina (-0.74), y dinoxantina (-0.71). En el factor 2, la diatoxantina (-0.95) y la Chl-*a* para el derrotero A y C, respectivamente. En el factor 3 del derrotero C, la diatoxantina (0.83) (Tabla 16).

En la estación 4, se obtuvieron 2 y 3 factores para los derroteros A y C, los cuales explican 79.9 y 80.3% del total de la variación de los datos analizados. Los pigmentos que

contribuyeron significativamente en el primer factor del derrotero A fueron Chl-*a* (0.84), Chl-*b* (-0.97), peridinina (0.73), 19-butanoyloxyfucoxantina (0.87), fucoxantina (0.70), diadinoxantina (0.94), y dinoxantina (0.92); mientras que en el primer factor del derrotero C la Chl-*b* (0.79), peridinina (-0.79), 19-but-fuco (-0.74), diadinoxantina (-0.81), y dinoxantina (-0.83). En el factor 2, la diatoxantina (-0.89) y la Chl-*a* (-0.70) para los derroteros A y C, respectivamente. En el factor 3 del derrotero C, la fucoxantina (0.73) (Tabla 16).

Tabla 15. Ponderación de factores (factor loadings) obtenidos a través del análisis temporal en el derrotero A de la composición de pigmentos a través de componentes principales (CP) y correlación de los CP con la variabilidad ambiental.

<i>Variación</i>	Estación 1			Estación 2		Estación 3		Estación 4	
	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 1	Factor 2	Factor 1	Factor 2	Factor 1	Factor 2
Chl- <i>a</i>	0.20	-0.95	-0.23	0.01	0.98	0.15	0.97	0.49	0.84
Chl- <i>b</i>	-0.77	0.55	0.27	-0.80	-0.59	-0.84	-0.53	-0.88	-0.45
Peridinina	0.62	-0.06	0.57	0.80	-0.03	0.77	0.03	0.74	-0.25
19-but-fuco	0.80	0.08	0.28	0.78	-0.27	0.84	0.07	0.85	-0.32
Fucoxantina	0.26	0.42	-0.72	0.83	-0.11	0.93	-0.16	0.70	0.02
Diadinoxantina	0.88	0.10	0.11	0.85	-0.06	0.81	-0.24	0.92	-0.23
Dinoxantina	0.79	0.20	-0.29	0.85	0.13	0.88	0.05	0.86	0.19
Diatoxantina	0.70	0.34	-0.01	0.79	-0.27	0.82	-0.46	0.67	-0.47
Eigenvalor	3.6	1.6	1.2	4.6	1.5	5.0	1.5	4.8	1.4
Varianza total (%)	45.2	19.5	14.4	58.0	18.7	62.3	18.9	60.1	17.3
Eigenvalor acumulado	3.6	5.2	6.3	4.6	6.1	5.0	6.5	4.8	6.2
Varianza acumulada (%)	45.2	64.6	79.0	58.0	76.7	62.3	81.2	60.1	77.4
<i>Coefficientes de correlación</i>									
TSM	0.48	-0.43	-0.10	0.63*	0.39	0.58*	0.64*	0.52*	0.32
Salinidad	-0.57*	0.32	-0.23	-0.64*	-0.20	-0.78**	-0.29	-0.88*	-0.18
pH	0.34	-0.80**	0.09	0.55*	0.65*	0.73*	0.44	0.72*	0.39

Los factores de peso significativos (≥ 0.7) y correlaciones significativas con las variables ambientales se muestra en negritas.

Significancia estadística = $P < 0.05$, $P < 0.01$.

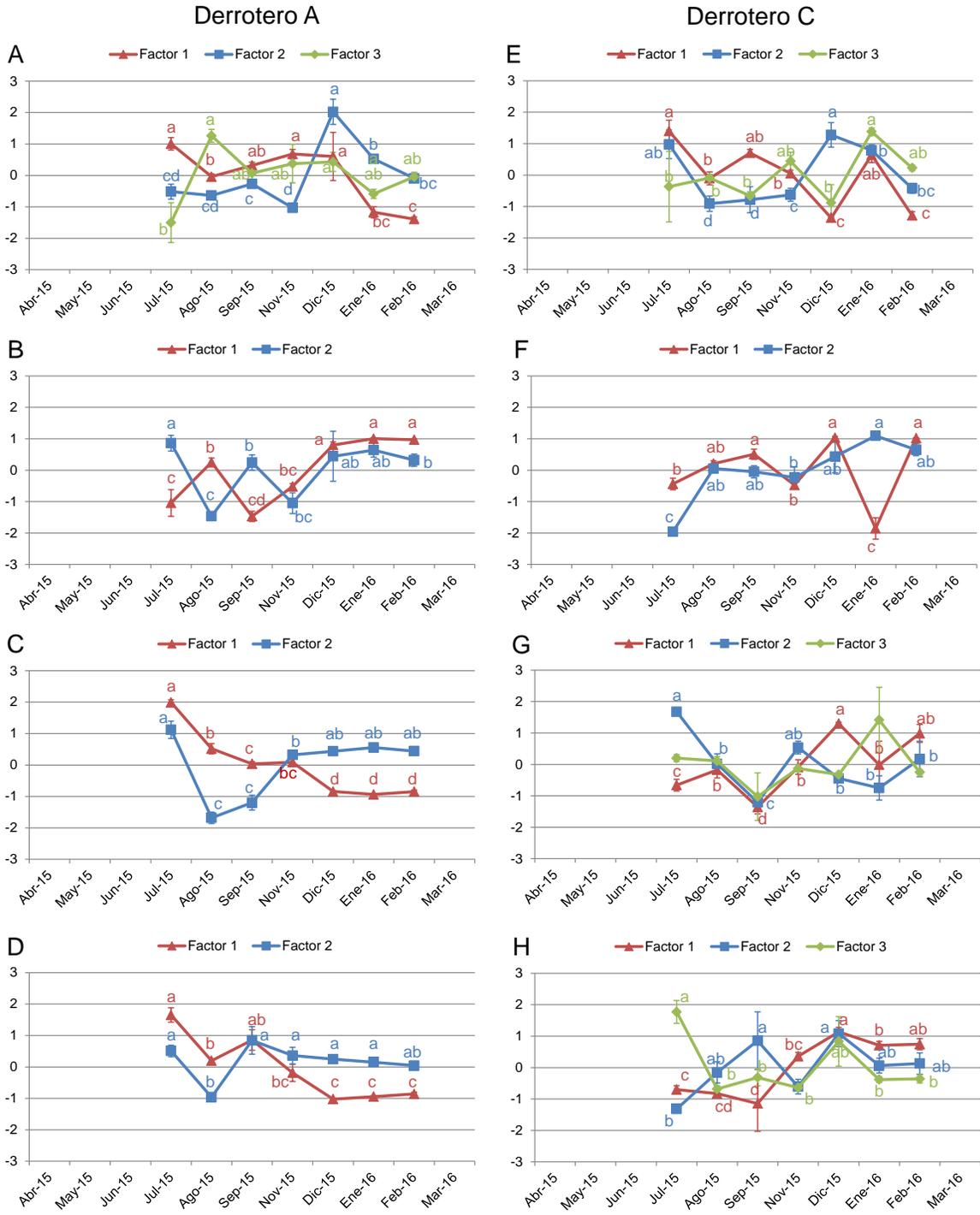


Figura 29. Componentes principales obtenidos a partir de la composición de pigmentos (Chl-*a*, Chl-*b*, peridina, 19-butanoyloxyfucoxantina, fucoxantina, diadinoxantina, dinoxantina y diatoxantina) de las muestras de agua de mar obtenidas de julio de 2015 a febrero de 2016 de las estaciones 1 a 4 para el derrotero A–D) A y E–H) C.

Correlaciones de la variación espacial con la variabilidad ambiental

No se observaron correlaciones significativas del primer factor de los derroteros A y C de la estación 1 con las variables ambientales. El factor 2 del derrotero A se correlacionó significativa- y positivamente con las variaciones de la salinidad ($r = 0.79$, $P < 0.05$) e inversamente ($r = -0.87$, $P < 0.05$) con los cambios en el pH. No se observaron correlaciones significativas del tercer factor de ambos derroteros de la estación 1 con las variables ambientales (Tabla 16).

En la estación 2, el factor 1 del derrotero A se correlacionó significativa- e inversamente ($r = -0.79$, $P < 0.05$) con la variación de la temperatura superficial del mar (TSM). No se observaron correlaciones significativas del factor 1 del derrotero C. El factor 2 del derrotero A se correlacionó significativa- e inversamente ($r = -0.76$, $P < 0.05$) con la variación del pH; mientras que el mismo factor del derrotero C se correlacionó significativa- y positivamente ($r = 0.77$, $P < 0.05$) con la variación de la salinidad (Tabla 16).

En la estación 3, el factor 1 del derrotero A se correlacionó significativa- y positivamente con las variaciones de la TSM ($r = 0.82$, $P < 0.05$) y pH ($r = 0.82$, $P < 0.05$). El factor 2 de ninguno de los dos derroteros, ni el factor 3 del derrotero C, se correlacionaron con las variables ambientales (Tabla 16).

En la estación 4, el factor 1 se correlacionó significativa- y positivamente con las variaciones de la TSM ($r = 0.75$, $P < 0.05$) y el pH ($r = 0.80$, $P < 0.05$), e inversamente con la salinidad ($r = -0.87$, $P < 0.05$). En contraste, el factor 1 del derrotero C se correlacionó significativa- y positivamente ($r = 0.79$, $P < 0.05$) con la variación de la salinidad; e inversamente con las variaciones de la TSM ($r = -0.86$, $P < 0.05$) y pH ($r = -0.85$, $P < 0.05$) (Tabla 16).

Diferencias espaciales significativas se observaron en la abundancia y composición del fitoplancton en las 4 estaciones entre los derroteros A y C, observándose una mayor variabilidad en este último (Figura 28). En la primera estación se observó una mayor abundancia de fitoplancton (1.09 ± 0.10 , 0.96 ± 0.26 Chl-*a*) en el derrotero A que en el C respectivamente, esto para el verano (junio a agosto) y finales de otoño (septiembre a noviembre de 2015), para luego disminuir (0.05 ± 0.01 , 0.41 ± 0.17 Chl-*a*) en el derrotero A y aumentar en el C respectivamente, durante el invierno de 2015-2016. La abundancia de algas verdes y/o flageladas, inferida a través de la Chl-*b*, siguió el mismo patrón antes descrito para la abundancia del fitoplancton (Chl-*a*). Se observó una dominancia de dinoflagelados (peridinina y dinoxantina) y menor abundancia de diatomeas (diatoxantina) en esta estación para el derrotero C; mientras que en el derrotero A, dominó la presencia de diatomeas y euglonofitas (fucoxantina y diadinoxantina) con una menor abundancia y composición diferente de dinoflagelados (dinoxantina). La dominancia de diatomeas (fucoxantina) en el derrotero A se correlacionaron positivamente con las variaciones de salinidad ($r = 0.79$, $P < 0.05$), por lo que los nutrientes acarreados a la zona costera por los ríos Presidio y Baluarte, parecen impactar positivamente en la abundancia de las diatomeas.

En la estación 2 se observó una mayor abundancia de fitoplancton marino (incluyendo dinoflagelados y diatomeas) en el verano, con una tendencia a disminuir durante el otoño e invierno. Las variaciones de la composición y abundancia del fitoplancton marino se correlacionaron ($r = -0.79$, $P < 0.05$) con el aumento de la TSM en verano, y con la disminución durante el invierno. En contraste, las microalgas verdes y/o flageladas (Chl-*b*) mostraron un patrón inverso a la composición y abundancia del fitoplancton marino, siendo más abundantes durante el invierno. La disminución del pH durante el invierno, aunado a la disminución de la TSM, parecen favorecer la aparición de las microalgas verdes y/o flageladas. A pesar de que no se observó un efecto de la salinidad, es probable que su disminución durante la temporada de lluvias (verano), tenga también un efecto positivo, aunque desfasado, en el aumento de la abundancia de microalgas verdes y/o flageladas.

Tabla 16. Ponderación de factores (factor loadings) obtenidos a través del análisis espacial de la composición de pigmentos a través de componentes principales (CP) y correlación de los CP con la variabilidad ambiental.

<i>Variación</i>	Estación 1			Estación 2		Estación 3			Estación 4			
	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 1	Factor 2	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 1	Factor 2	Factor 3	
Derrotero A	Chl- <i>a</i>	0.52	-0.43	0.72	0.10	-0.95	0.82	-0.39	n.s.	0.84	-0.34	n.s.
	Chl- <i>b</i>	-0.85	0.12	-0.49	0.48	0.84	-0.96	0.19	n.s.	-0.97	0.11	n.s.
	Peridinina	0.60	-0.58	-0.41	-0.87	-0.05	0.93	0.02	n.s.	0.73	0.37	n.s.
	19-but-fuco	0.40	-0.06	-0.46	-0.85	0.29	0.83	0.40	n.s.	0.87	0.08	n.s.
	Fucoxantina	0.28	0.88	0.10	-0.93	0.22	0.86	0.27	n.s.	0.70	0.31	n.s.
	Diadinoxantina	0.84	0.05	-0.19	-0.83	-0.24	0.83	0.36	n.s.	0.94	0.09	n.s.
	Dinoxantina	0.76	0.52	0.07	-0.79	-0.17	0.87	-0.20	n.s.	0.92	-0.04	n.s.
	Diatoxantina	0.64	0.02	-0.44	-0.41	0.58	0.21	-0.95	n.s.	0.23	-0.89	n.s.
	Eigenvalor	3.3	1.6	1.4	4.1	2.2	5.4	1.5	n.s.	5.2	1.2	n.s.
	Varianza total (%)	40.9	19.8	17.5	50.8	27.0	67.3	18.7	n.s.	65.1	14.8	n.s.
	Eigenvalor acumulado	3.3	4.9	6.3	4.1	6.2	5.4	6.9	n.s.	5.2	6.4	n.s.
	Varianza acumulada (%)	40.9	60.7	78.2	50.8	77.8	67.3	86.0	n.s.	65.1	79.9	n.s.
	Derrotero C	Chl- <i>a</i>	0.59	-0.72	-0.15	0.46	-0.85	-0.35	0.81	0.11	-0.61	-0.70
Chl- <i>b</i>		-0.89	0.30	0.25	0.24	0.96	0.83	-0.50	0.03	0.79	0.56	-0.11
Peridinina		0.73	0.06	-0.32	-0.83	-0.25	-0.86	-0.25	0.00	-0.79	0.17	0.09
19-but-fuco		-0.11	0.68	-0.57	-0.75	-0.18	-0.43	-0.44	-0.53	-0.74	0.39	0.15
Fucoxantina		0.58	0.63	-0.21	-0.70	-0.56	-0.44	0.53	0.15	-0.37	-0.48	0.73
Diadinoxantina		0.54	-0.08	0.33	-0.88	0.16	-0.74	-0.40	0.27	-0.81	0.42	0.00
Dinoxantina		0.86	0.29	0.20	-0.74	0.11	-0.71	-0.30	-0.13	-0.83	0.45	-0.20
Diatoxantina		0.35	0.44	0.72	-0.80	0.43	-0.05	-0.38	0.83	0.33	0.45	0.52
Eigenvalor		3.2	1.8	1.2	3.9	2.3	3.0	1.8	1.1	3.8	1.7	1.0
Varianza total (%)		39.9	22.0	15.4	49.2	28.3	37.5	23.1	13.6	46.9	20.9	12.5
Eigenvalor acumulado	3.2	5.0	6.2	3.9	6.2	3.0	4.9	5.9	3.8	5.4	6.4	
Varianza acumulada (%)	39.9	62.0	77.4	49.2	77.4	37.5	60.6	74.2	46.9	67.8	80.3	
Derrot. A	<i>Coefficientes de correlación</i>											
	TSM	0.54	-0.64	0.29	-0.79*	-0.54	0.82*	-0.64	-	0.75*	0.21	-
	Salinidad	-0.53	0.79*	-0.09	0.72	0.28	-0.64	0.06	-	-0.87*	-0.16	-
Derrot. C	pH	0.51	-0.87*	0.18	-0.65	-0.76*	0.82*	0.49	-	0.80*	0.11	-
	TSM	0.39	-0.57	-0.54	0.11	-0.68	-0.79*	-0.04	-0.07	-0.86*	-0.29	-0.14
	Salinidad	-0.56	0.47	0.24	0.21	0.77*	0.59	-0.04	0.01	0.79*	0.68	0.09
	pH	0.41	-0.60	0.07	-0.15	-0.67	-0.63	0.43	0.09	-0.85*	-0.72	-0.31

Los factores de peso significativos (≥ 0.7) y correlaciones significativas con las variables ambientales se muestra en negritas. Significancia estadística = $P < 0.05$, $P < 0.01$

Al igual que en las estaciones anteriores, en la estación 3 de ambos derroteros (A y C), se observó una mayor abundancia de fitoplancton (Chl-*a*) durante el verano y otoño, para disminuir en el invierno. En el derrotero A, con excepción de las microalgas verdes y/o flageladas que mostraron un patrón inverso, es decir más abundantes en invierno, el resto de los pigmentos detectados indicadores de los diversos grupos de fitoplancton siguieron este mismo patrón. En contraste, en el derrotero C, sólo los dinoflagelados (peridinina y dinoxantina), diatomeas (diadinoxantina) y algas verdes y/o flageladas (Chl-*b*) fueron más abundantes en verano que en invierno. Las diatomeas (diatoxantina), fueron más abundantes en el derrotero A durante el verano; en contraste, este mismo grupo del fitoplancton fue más abundante en el derrotero C durante el invierno. Las variaciones en la abundancia y composición del fitoplancton obtenida en cada uno derroteros se explican por la variación estacional de la TSM, mientras que la variación del pH, influyó en la composición del fitoplancton del derrotero A (Tabla 16).

La abundancia de fitoplancton (Chl-*a*) en ambos derroteros (A y C) de la estación 4, fue mayor durante el verano y otoño, para disminuir durante el invierno. En el derrotero A, la composición del fitoplancton, incluyendo diatomeas y dinoflagelados, siguieron el mismo patrón. Con excepción del grupo de diatomeas (fucoxantina), la composición de fitoplancton del derrotero C siguió el mismo patrón observado en la composición del derrotero A. Las diatomeas (fucoxantina) en el derrotero C fueron más abundantes en el verano, con tendencia a permanecer estables en el resto del periodo muestreado. En ambos derroteros (A y C), la composición de microalgas verdes y/o flageladas siguió el mismo patrón, con valores más altos en el invierno que en el verano. De manera similar a lo observado en los resultados de la variación temporal, la disminución de los grupos de fitoplancton y el incremento de las algas verdes y/o flageladas durante el invierno parece estar relacionado con el incremento de la TSM, propiciando a la estratificación de las de la columna de agua, impidiendo con ello la aparición de surgencias y con ello la resuspensión de nutrientes para su desarrollo (Cortés-Altamirano, 2002).

7.10 Alberca cálida

La cobertura espacial y temporal de $TSM \geq 28.5 \text{ }^\circ\text{C}$ se muestra para los datos derivados del sensor AVHRR para caracterizar la firma estacional del WHWP (Figura 30, 31). En general, considerando las regiones del Pacífico Oriental, el Golfo de México y el Mar Caribe, el WHWP mostró la extensión máxima en septiembre ($9,400,557 \text{ km}^2$) y por separado durante mayo ($3,259,968 \text{ km}^2$) y septiembre ($7,693,544 \text{ km}^2$) para el WHWP-EP, la WHWP del Golfo de México y del Mar Caribe, respectivamente (Figura 29, 30). Por otro lado, el WHWP-EP está bien desarrollada desde julio hasta octubre en el GC y desaparece en noviembre-junio (Figura 30), aunque su firma puede aparecer en meses anteriores según se registra durante años anómalos, por ejemplo, se registró un área de 850 km^2 con $TSM \geq 28.5 \text{ }^\circ\text{C}$ en mayo de 2014, en la región sureste del Golfo de California, es decir, la costa sur de Sinaloa (no se muestra).

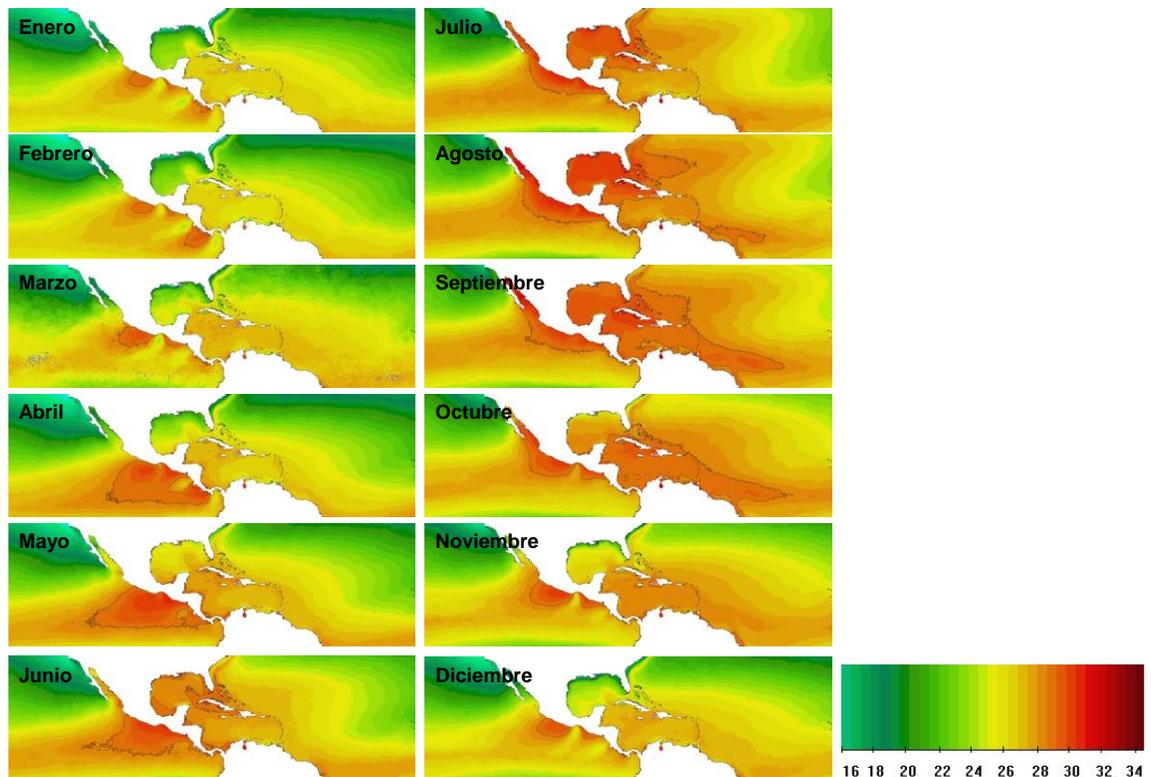


Figura 30. Variabilidad estacional de la alberca cálida del hemisferio occidental (WHWP) ($TSM \geq 28.5 \text{ }^\circ\text{C}$) según el sensor AVHRR (1982-2018).

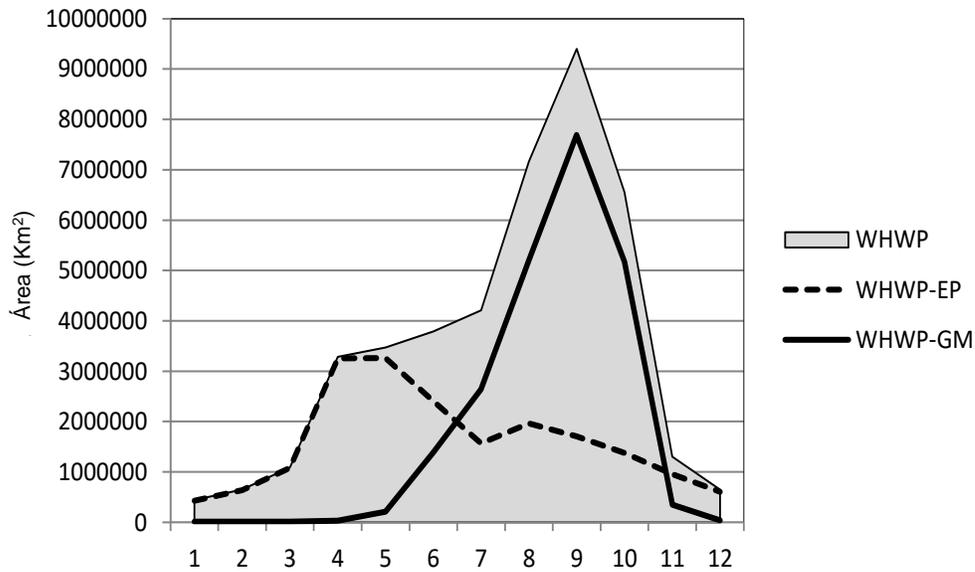


Figura 31. Comparación estacional del área de la alberca cálida del hemisferio occidental en su conjunto (WHWP) y las áreas correspondientes en el Pacífico Oriental (WHWP-EP) y el Golfo de México (WHWP-GM).

La variabilidad interanual correspondiente al área del WHWP-EP derivada de los sensores AVHRR, MODIS-Terra y MODIS-Aqua se muestra en la Figura 32. De acuerdo con estas series de tiempo, la mayor extensión del WHWP-EP ha ocurrido durante eventos ENSO fuertes, es decir, 1982-1983, 1997-1998 y 2015-2016. Las diferencias entre sensores y años en el área estimada del WHWP-EP según la prueba ANOVA fueron significativas ($P < 0.05$) y un grupo homogéneo está integrado por AVHRR y MODIS-Terra según la prueba Tukey HSD. La comparación entre sensores para el Golfo de California no mostró diferencias significativas ($P > 0.05$) al analizar el período común entre sensores (2002-2018) que podría estar relacionado con el bajo impacto de la temperatura en el GC.

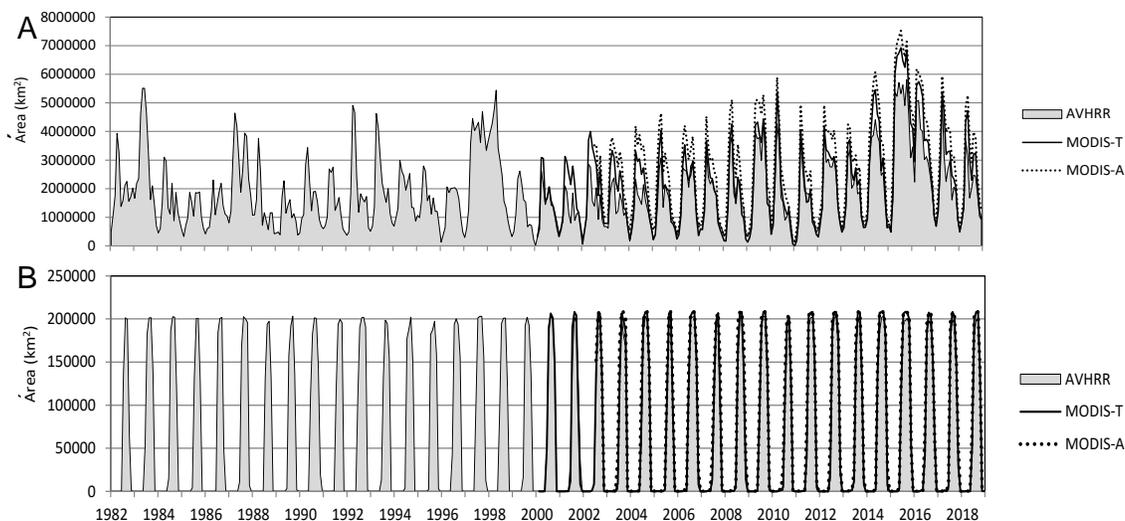


Figura 32. Variabilidad interanual de TSM (1985-2017) en el WHWP-EP (A) y el Golfo de California (B).

Por otro lado, se observó una tendencia creciente en el área con $TSM \geq 28.5 \text{ }^\circ\text{C}$ en el Golfo de California principalmente en junio y noviembre (Figura 33), es decir, el periodo afectado en el Pacífico Oriental (lo contrario ocurre en el Golfo de México y el Mar Caribe), pero el inicio y finalización de la expansión estacional del WHWP-EP en el GC (Figura 30). Esto sugiere que la vulnerabilidad del GC a las áreas más cálidas está aumentando y, por lo tanto, en las Áreas Marinas Protegidas o AMP. Estos resultados se derivaron de los datos AVHRR y fueron similares a los datos MODIS-Terra y MODIS-Aqua (no mostrados).

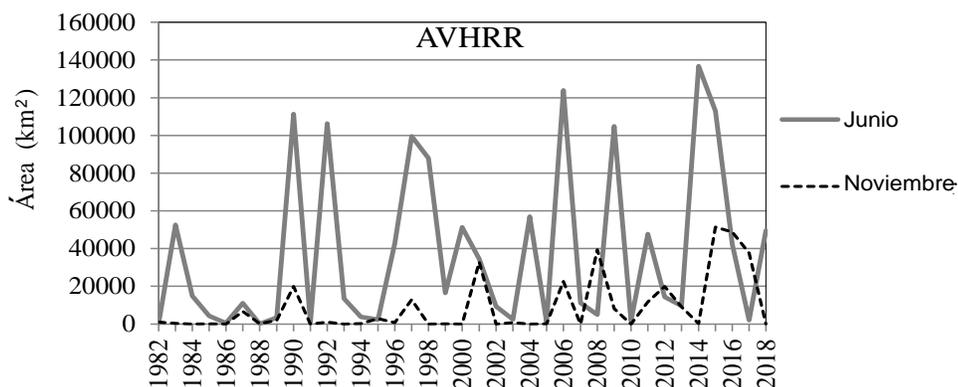


Figura 33. Cobertura interanual del WHWP-EP en el Golfo de California (sensor AVHRR) para junio y noviembre (1982-2018).

Las anomalías de área (%) para cada sensor mostraron una variabilidad similar (Figura 34), aunque la magnitud fue diferente con variaciones significativas (prueba ANOVA, $P < 0.05$). Las anomalías de área más altas (>100% en comparación con la media climatológica) se observaron durante 1982-1983, 1997-1998, 2009-2010 y 2015-2016.

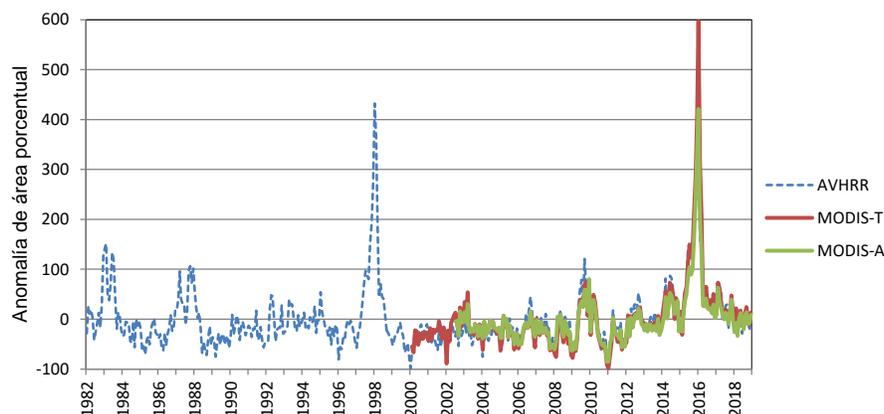


Figura 34. Anomalías de área (%) en el WHWP-EP según los sensores AVHRR, MODIS-Terra y MODIS-Aqua.

Para analizar el impacto del WHWP-EP en el compartimento biológico superior, se realizaron series temporales de anomalías de Chl-*a* en 18 polígonos correspondientes a AMP (Figura 35) y se correlacionaron con anomalías de área del WHWP-EP (Tabla 17). MODIS-Terra y MODIS-Aqua mostraron resultados similares en comparación con AVHRR (Tabla 16), por lo tanto, se discutirán solo en datos derivados de MODIS. El coeficiente de correlación fue bajo y negativo en la mayoría de los casos ($r \leq -0.33$), pero aun estadísticamente significativo. Las anomalías de Chl-*a* correspondientes a la isla Guadalupe y la isla Vizcaíno Bay-Cedros ubicadas en el Sistema de la Corriente de California (CCS; por sus siglas en inglés) mostraron una correlación baja y significativa con el WHWP-EP ($r \leq -0.25$). Por otro lado, AMP ubicadas en el GC central y norteño no mostró un impacto significativo del WHWP-EP, excepto el GC superior (Área 11; con el coeficiente de correlación negativo más alto) mientras que las áreas 16, 17 y 18 corresponden al GC sur mostró una correlación negativa débil pero aún significativa. Esta respuesta podría estar asociada a la gran dinámica oceánica que se encuentra en la región de las islas ubicadas en el centro del GC, lo que permite una buena mezcla que mantiene un régimen estable en la concentración superficial de Chl-*a*. En el Pacífico mexicano

profundo, las áreas 7 y 10 (Pacífico mexicano profundo-S y Pacífico mexicano Cañón profundo de Banderas), mostraron la mayor correlación negativa entre las anomalías Chl-*a* y las anomalías del área WHWP-EP en esta región (Tabla 16). Por otro lado, el algoritmo para la detección de cambio de régimen (Rodionov, 2004) mostró que la mayoría de las áreas en el GC no registraron cambios abruptos durante el período analizado, excepto un período con un predominio de anomalías negativas de Chl-*a* en el Alto GC (área 11) después de 2012 y la parte sur del GC después de 2009 (área 18) y 2013 (área 17). Las áreas en el Pacífico mexicano profundo (áreas 4, 5, 6, 7, 8) mostraron un paso negativo después de 2012 y/o 2015, con un cambio a anomalías positivas durante 2018 para las áreas 5 y 6.

Tabla 17. Correlación entre anomalías del área del WHWP-EP y anomalías de Chl-*a* para áreas marinas protegidas en el Pacífico mexicano.

AVHRR																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Coefficiente de correlación	0.24*	0.21*	-0.22*	-0.18*	-0.13*	N.S	-0.16*	N.S	-0.21*	-0.28*	-0.25*	N.S	N.S	N.S	-0.14*	-0.20*	-0.25 *	-0.27*

MODIS-T																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Coefficiente de correlación	-0.20*	N.S	-0.24*	-0.21*	-0.20*	-0.18*	-0.30*	-0.21*	-0.19*	-0.27*	-0.32*	N.S	N.S	N.S	N.S	-0.19*	-0.23 *	-0.24*

MODIS-A																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Coefficiente de correlación	-0.20*	N.S	-0.25*	-0.14*	N.S	-0.19*	-0.30*	-0.17*	-0.18*	-0.27*	-0.33*	N.S	N.S	N.S	N.S	-0.19*	-0.23 *	-0.22*

* $P < 0.05$; N.S: sin correlación significativa.

Esta sección se centró en describir los cambios en Chl-*a* en AMP del Pacífico mexicano y el probable impacto de la alberca cálida de acuerdo con tres sensores satelitales diferentes (AVHRR, MODIS-Terra y MODIS-Aqua). Los cambios en la temperatura superficial del mar han sido objeto de estudio desde la perspectiva local a global, por ejemplo, las tendencias (Barbosa, 2011; An *et al.*, 2012; Dunstan *et al.*, 2018) y los impactos en los compartimentos biológicos, por ejemplo; el impacto en la pesca (Manzano-Sarabia *et al.*, 2008; Lanz *et al.*, 2009). Por otro lado, las AMP en México han sido muy distintivas según los servicios ecosistémicos que brindan (Ortiz-Lozano *et al.*, 2017), comunidad biológica (Rodríguez-Martínez, 2008) y los indicadores sociales (Morzaría-Luna *et al.*, 2014), además de los problemas de gestión (Stamieszkin *et al.*, 2009; Ortiz-Lozano *et al.*, 2009; Ortiz-Lozano, 2012; Ortiz-Lozano *et al.*, 2017). Sin embargo, la

relevancia de considerar una perspectiva oceanográfica para la planificación y gestión de la conservación marina todavía se pasa por alto en la mayoría de los estudios en México. En particular, se ha destacado en estudios recientes la importancia de considerar el establecimiento de áreas pelágicas protegidas (Game *et al.*, 2009) y la implementación de un fondo oceanográfico en AMP (Spiridonov *et al.*, 2017).

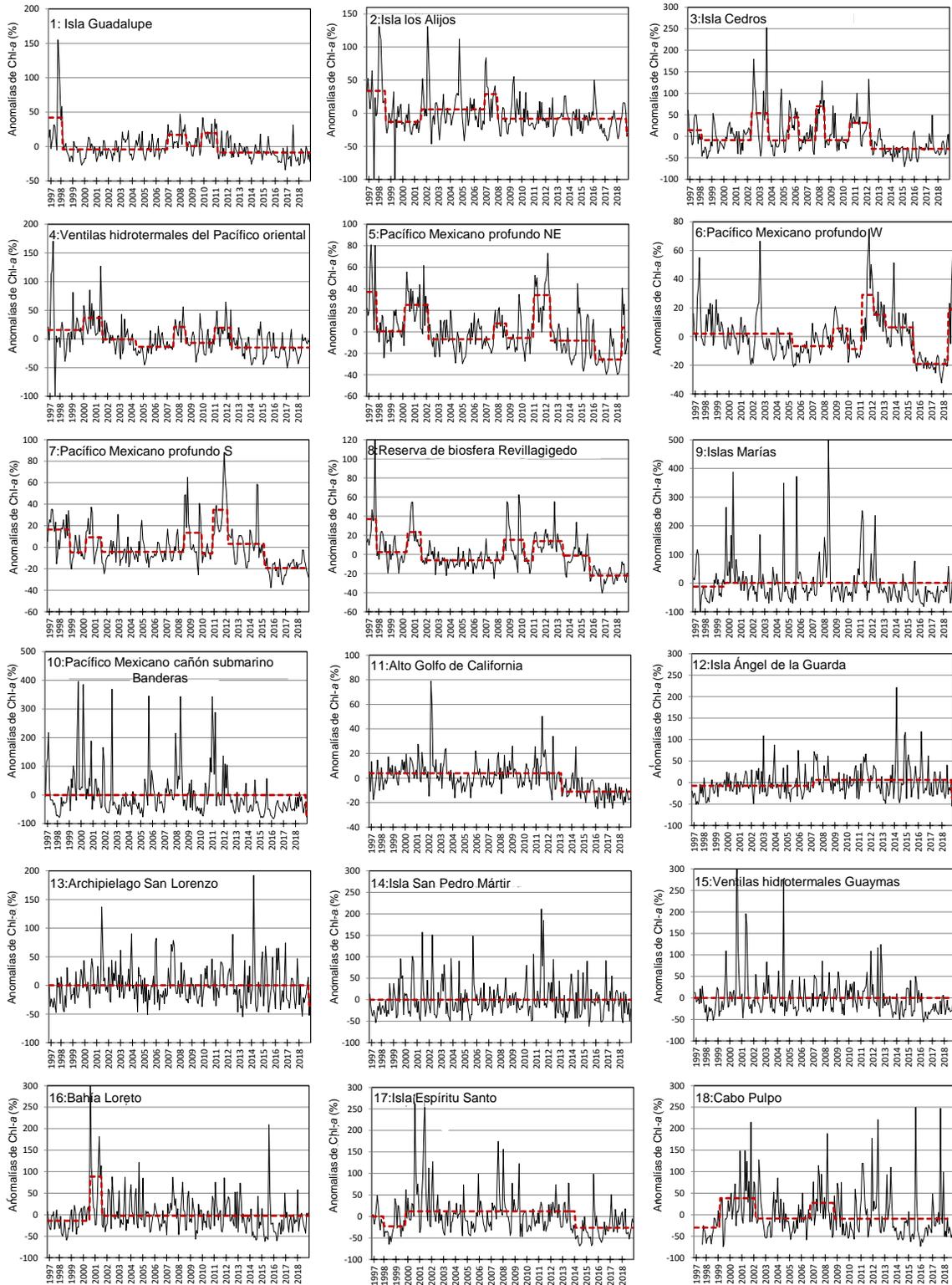


Figura 35. Anomalías de Chl-*a* correspondientes a polígonos de áreas marinas protegidas. El algoritmo para la detección de cambio de régimen (línea roja discontinua; Rodionov, 2004) se aplicó para detectar cambios abruptos en series temporales (1996-2018).

Como primer paso, el área WHWP-EP se calculó de acuerdo con los datos obtenidos por satélite de tres sensores diferentes, AVHRR, MODIS-Terra y MODIS-Aqua. Si bien la evolución temporal fue similar entre los sensores, la magnitud no lo fue (Figura 31). Las diferencias en la TSM derivada de satélite se han informado en otros estudios (Armstrong *et al.*, 2012; Feng y Hu, 2016), donde se encuentra que este parámetro es menos sensible a los factores perturbadores, por ejemplo, brillo solar, sin embargo, se han resaltado las diferencias entre los sensores, por ejemplo; resolución espectral, procesamiento de datos, algoritmos para la estimación de TSM (Armstrong *et al.*, 2012). A pesar de las diferencias observadas en el área, la tendencia constante en todos los casos sugirió que el área del WHWP-EP está aumentando en las últimas dos décadas, alcanzando un máximo durante el ENSO 2015-2016. Tal crecimiento en la extensión del WHWP-EP puede aumentar la vulnerabilidad del AMP en el Pacífico Mexicano a condiciones más cálidas.

La variabilidad estacional e interanual de la WHWP ha sido discutida por varios autores (Wang y Enfield, 2001; Wang y Enfield, 2003; Enfield *et al.*, 2006; Misra *et al.*, 2016), sin embargo, la influencia en los componentes biológicos no se ha investigado a profundidad. La Chl-*a* se ha utilizado profundamente en la era satelital como un *proxy* de la biomasa de fitoplancton. Desde el lanzamiento del Coastal Zone Color Scanner en 1978 hasta el sensor MODIS-Aqua que aún está en curso, varios estudios han analizado Chl-*a* derivado de datos satélite para comprender los cambios espaciales y temporales de la biomasa de fitoplancton. Por ejemplo, se ha documentado una disminución en las tendencias mundiales de Chl-*a* y PPN en el océano abierto (Behrenfeld *et al.*, 2006), mientras que se ha observado un aumento significativo en los máximos anuales de PPN a lo largo de las zonas costeras de todo el mundo, incluido el sistema de corrientes de California y Golfo de California (Kahru *et al.*, 2009).

Se observaron diferencias en las anomalías Chl-*a* entre AMP, es decir, las ubicadas en el sistema de corrientes de California, el Pacífico mexicano profundo y el GC. La correlación negativa más alta se detectó en el Pacífico Sur y el Alto Golfo de California, mientras que la mayoría de los puntos ubicados en el GC centrales y norteños no mostraron respuesta al WHWP-EP, (con excepción del GC superior). Se esperaba que la firma

estacional del WHWP-EP en el sistema de corrientes de California fuera baja ya que el WHWP-EP limita su extensión norte a $\sim 22.8^{\circ}\text{N}$ (extremo de la península de Baja California; Figura 29), sin embargo, se reportó una incursión norte del WHWP-EP, por ejemplo; se observó $\text{TSM} \geq 28.5^{\circ}\text{C}$ hasta 24.5°N durante septiembre de 2009, e incluso hasta 29°N durante 2015. Las anomalías de *Chl-a* en AMP del Sistema de la Corriente de California (áreas 1, 2 y 3) revelaron un paso negativo después de 2007 (Los Alijos, área 2), 2011 (isla Guadalupe) y 2012 (isla Cedros) (Figura 34), que contrasta con el estado general de esta corriente, es decir, una fase fría (CalCOFI, 2013). Del mismo modo, una disminución en *Chl-a* fue reportada anteriormente (CalCOFI, 2012) para la misma área (Punta Eugenia, $\sim 28^{\circ}\text{N}$) con un aumento en los máximos de TSM durante 1998-2012 (Arroyo-Loranca *et al.*, 2015), que se relacionó con diferentes respuestas en el área fuera y dentro de la costa por los eventos de la Oscilación Decadal del Pacífico y El Niño. Aquí, se encontró una correlación negativa baja pero aún significativa entre las anomalías de *Chl-a* y WHWP-EP de las AMP ubicadas en el Sistema de la Corriente de California (isla Guadalupe y la isla Cedros), lo que sugiere una mayor vulnerabilidad a la $\text{TSM} \geq 28.5^{\circ}\text{C}$. Las anomalías negativas prevalecieron después de 2011 de acuerdo con el algoritmo de detección de cambio de régimen (Rodionov, 2004), sin signos de una recuperación temprana al final del periodo analizado (1997-2018) como una probable respuesta negativa después del evento conocido como “warm Blob” del 2013 y el ENSO 2015 (Jimenez-Quiroz *et al.*, 2019). Aunque se informó la aparición del warm Blob para 2013, ya se había registrado un periodo bajo en productividad incluso antes, es decir, 2012, lo que sugirió que el compartimento biológico respondió a otros tipos de factores.

Estacionalmente, la influencia del WHWP-EP en el GC comienza en julio y desaparece en noviembre (Figura 29). Sin embargo, la mayor parte del centro y el norte del Golfo de California no mostraron respuesta al WHWP-EP, excepto el Alto Golfo de California (área 11) y las AMP ubicadas en el sur, es decir, la Bahía de Loreto, la isla Espíritu Santo y Cabo Pulpo (áreas 16, 17 y 18, respectivamente). Esto podría estar relacionado con el bajo impacto conocido de los eventos cálidos en el GC, particularmente en el área media del GC donde residen diversas islas en la cual se ejerce una fuerte mezcla relacionada con vientos, mareas, saltos hidráulicos y corrientes (Robles-Tamayo *et al.*,

2018), que se superponen con los informes de tendencias de no largo plazo en TSM (Luch-Cota *et al.*, 2013). Por otro lado, las áreas con TSM ≥ 28.5 °C están aumentando en el GC desde 1982 para los meses de inicio y decadencia del WHWP-EP, es decir, junio y noviembre (Figura 32), lo que sugiere que el GC se está volviendo más vulnerable a condiciones más cálidas. La variabilidad estacional de Chl-*a* mostró cambios entre las áreas de acuerdo con las diferentes dinámicas, aunque, en general, siguió la evolución estacional del WHWP-EP (Figura 29), es decir, el valor máximo de Chl-*a* ocurrió durante los meses de invierno en áreas ubicadas en el Pacífico mexicano, cuando se registra la fase decadente del WHWP-EP.

Para las AMP ubicadas en la región conocida como Reserva de la Biósfera del Pacífico Mexicano Profundo, se registró un paso negativo en todas las áreas analizadas (4,5,6,7,8) durante 2012 y siguió otro paso negativo en 2015, excepto en las islas Mariás (área 9) y el Pacífico Mexicano profundo cañón submarino Banderas (área 10) que están más influenciados por las condiciones costeras. Esta región se ve más afectada por diversos eventos que tienen una firma profunda en el Pacífico tropical y subtropical, por ejemplo, ENSO y la alberca cálida, por lo tanto, el doble paso negativo en las anomalías Chl-*a* observadas en 2012 y 2015 podría estar relacionado con la mayor influencia de tales eventos. La tendencia positiva observada en las anomalías del área del WHWP-EP (Figura 33) siguió la respuesta reportada para el Pacífico sur de México, es decir, una clara tendencia al calentamiento después del ENSO 1997-1998 (Luch-Cota *et al.*, 2013). La productividad biológica de las AMP del Pacífico mexicano profundo fue más susceptible a las anomalías de WHWP-EP, es decir, las anomalías de Chl-*a* cayeron c.a. -20% para la mayoría de las áreas después del ENSO 2015, considerado un “ENSO Godzilla o super Niño”, además de los eventos de 1982-1983 y 1997-1998.

8. CONCLUSIONES

El perfil de pigmentos fotosintéticos identificados en las muestras de agua de mar demostró que los grupos fitoplanctónicos presentes fueron: Diatomeas, Dinoflagelados, Euglenofitas, microalgas verdes y/o flageladas. Se lograron identificar ocho pigmentos fotosintéticos en las muestras de agua de mar (Chl-*a*, Chl-*b*, peridina, 19-butanoyloxyfucoxantina, fucoxantina, diadinoxantina, dinoxantina y diatoxantina).

En el ciclo estacional determinado por percepción remota (1996-2016), los meses con mayor concentración de Chl-*a* se registraron de febrero a mayo, para disminuir durante julio y agosto, y volver a incrementar de diciembre a febrero. Los cambios interanuales en la temperatura muestran un efecto directo en la variabilidad de la concentración de Chl-*a* (fitoplancton). Esto se observó en el análisis de la variación interanual de la clorofila en las estaciones de muestreo (Figura 10) y en los análisis de anomalías de temperatura y Chl-*a*, en los cuales mediante el algoritmo de Rodionov se identificaron cambios positivos abruptos en la temperatura para el Niño Godzilla 2014-2016 y a su vez mediante el mismo algoritmo se identificaron cambios abruptos negativos en las concentraciones de Chl-*a* para los mismos años. En los años 2014, 2015 y 2016 (ENSO en conjunto con la alberca cálida) se observó en los meses de lluvias un incremento en la Chl-*a* (por ejemplo en agosto 2015 satelital, *in situ*; 1.69, 4.75 mg m⁻³ respectivamente) este incremento se atribuyó a los aportes de nutrientes vertidos hacia la zona costera por parte de los ríos adyacentes a Mazatlán Sinaloa.

De los resultados obtenidos del sensor MODIS-Aqua se identificó a finales del 2014 el inicio de un ENSO extremo, alcanzando a mediados del 2015 su punto máximo en la temperatura (31.95 °C), para posteriormente disminuir en febrero del 2016 (24.3 °C). Mientras los datos *in-situ* 32.7 °C y 24.8 °C respectivamente.

La comparación de los datos de Chl-*a in situ* y satelital muestra que los datos obtenidos de la estación A4 (51 km mar adentro) son aptos para match-ups debido a que no tienen una influencia directa con los procesos oceanográficos (mareas, corrientes, oleaje etc.), propios que ocurren adyacentes a las zonas costeras (estaciones 1, 2, 3), asimismo se determinó que las concentraciones de Chl-*a* obtenida a través de la percepción satelital subestima la concentración *in situ*, por lo cual se deben realizar mayores mediciones para disminuir el margen de error.

El aumento en la turbidez de la zona adyacente al río Presidio (agosto a octubre y julio a noviembre para 2014 y 2015, respectivamente) está directamente correlacionado con la precipitación en la desfase -1 mes.

De acuerdo a los pigmentos fotosintéticos identificados se encontró una mayor variación de la composición del fitoplancton en las estaciones cercanas a la costa, lo que podría estar relacionado por la disponibilidad de nutrientes que aportan los ríos Presidio y Baluarte a la zona costera lo cual permite un mejor crecimiento del fitoplancton, mientras que las estaciones más alejadas mostraron una menor composición de grupos fitoplanctónicos.

Debido a las variaciones oceanográficas locales y regionales, puesto que ocurren procesos de alta energía cercanos a la costa y condiciones más estables al alejarse de la misma la composición de dinoflagelados fue diferente entre las estaciones cercanas y lejanas a la costa.

Se concluye que la variación estacional coincide con los resultados previamente reportados para la región, excepto durante el invierno de 2016, en que las altas temperaturas ocasionadas por las condiciones del ENSO y la alberca cálida favorecieron la estratificación de las corrientes oceánicas, evitando las surgencias y la resuspensión de nutrientes, evitando el desarrollo del fitoplancton.

En relación a la variación temporal, se observó una mayor cantidad de dinoflagelados y diatomeas durante la primavera y verano, disminuyendo en el otoño sin que se observaran en invierno de 2016. Las algas verdes fueron poco abundantes durante la primavera y verano, aumentando durante el otoño, invierno y primavera de 2016.

Debido a las diferencias en composición de fitoplancton entre ambos derroteros estos se explicaron por la variabilidad local, principalmente por el aporte de nutrientes de los ríos adyacentes al derrotero C. En relación a la variación espacial, en ambos derroteros se observó el mismo patrón, mayor abundancia durante el verano y otoño, para disminuir en el invierno. Dinoflagelados y diatomeas siguieron el mismo patrón, con excepción de las diatomeas en el derrotero C, que fueron más abundantes en el verano, con tendencia a permanecer estables durante el periodo muestreado. En ambos derroteros, las microalgas verdes/flageladas fueron más abundantes en el invierno que en el verano.

Con respecto a la alberca cálida, a pesar de las diferencias observadas entre los sensores en la estimación del WHWP-EP, la tendencia constante en todos los casos sugirió que el área con $TSM \geq 28.5$ °C está aumentando desde las últimas dos décadas, alcanzando un máximo durante el ENSO 2015-2016, aumentando también la vulnerabilidad de las AMP a condiciones más cálidas.

Las AMP ubicadas en el Pacífico mexicano profundo mostraron una respuesta negativa en las anomalías de Chl-*a* debido a la influencia del ENSO y variaciones anómalas de la WHWP.

Se concluye que la vulnerabilidad a las condiciones más cálidas está incrementando en este gran ecosistema marino (GC) debido a la tendencia creciente de las áreas con $TSM \geq 28.5$ °C tanto en los meses de inicio como en la atenuación de la WHWP-EP.

9. LITERATURA CITADA

- Abdul-Hadi A., Mansor S., Pradhan B., Tan C.K. (2012). Seasonal variability of chlorophyll-*a* and oceanographic conditions in Sabah waters in relation to Asian monsoon- a remote sensing study. *Environmental Monitoring and Assessment* Vol. 185: 3977-3991.
- Alban F., Appéré G., Boncoeur J. (2006). *Economic Analysis of Marine Protected Areas. A literature Review*: Editorial Austen, M., Higgins, R., Mangi, S., Marcos, C., Maynou, F., Pérez-Ruzafa, A., Vandeperre, F.; EMPAFISH Project: European Union Pp 64, ISBN.978-84-8371-732-5.
- Alonso-Rodríguez R. (1998). Mareas rojas y su relación con la calidad del agua en la porción sur de la Bahía de Mazatlán, Sinaloa México. Tesis de Maestría en ciencias del Mar. Proyecto académico de especialización UACPyP-UNAM. 165 Pp.
- Alonso-Rodríguez R. (2004). Hidrología y condiciones ambientales que determinan la proliferación de dinoflagelados causantes de marea roja en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa México. Tesis de Doctor en ciencias orientación en Acuicultura. Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S.C. 117 Pp.
- Alonso-Rodríguez R., Luis-Ochoa J. (2004). Hydrology of Winter-spring “red tides” in Bahia de Mazatlan, Sinaloa, México. *Harmful Algae* Vol. 3: 163-171.
- Álvarez-Borrego S., Galindo-Bect L.A., Flores-Báez B.P. (1973). Hidrología. En: Estudio químico sobre la contaminación por insecticidas en la desembocadura del Río Colorado. Tomo 1. Reporte Final a la Dirección de Acuicultura de la Secretaria de Recursos Hidráulicos Ensenada Baja california I-200.
- Álvarez-Borrego S., Gaxiola G. (1988). Photosynthetic parameters of northern Gulf of California phytoplankton. *Continental Shelf Research*. Vol. 8: 37-47.
- Álvarez-Borrego S., Lara Lara J. R. (1991). The Gulf and Peninsular Province of the Californias: The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. Editorial: Dauphin and Simoneit. *America Association of Petroleum Geologist* Vol. 47: 555-567.
- Álvarez-Góngora C.C., Liceaga-Correa M.A., Herrera-Silveira J.A. (2011). Variaciones estacionales de la estructura comunitaria del fitoplancton en zonas de descarga de

- agua subterránea en la costa norte de la Península de Yucatán. *International Journal of Tropical Biology and Conservation* Vol. 60: 157-172.
- Álvarez-Molina L. L., Álvarez-Borrogo S., Lara-Lara J.R., Marinone S.G. (2013). Variaciones anual y semianual de la biomasa y producción fitoplanctónica en el golfo de California central estimadas de datos de satélite. *Ciencias Marinas* Vol. 39(2): 217-230.
- An S.I., Kim J.W., Im S.H., Kim B.M., Park J.H. (2012). Recent and future sea surface temperature trends in tropical pacific warm pool and cold tongue regions. *Climate Dynamis* Vol. 39: 1373-1383.
- Anderson D.M., Glibert P.M., Burkholder J.M. (2002). Harmful Algal Blooms and Eutrophication: Nutrient Sources, Composition, and Consequences. *Estuarine Research Federation* Vol. 25: 704-726.
- Anderson D.M., Jacobson D.M., Bravo I., Wren J.H. (1988). The unique, Microreticulate Cyst of the Naked Dinoflagellate *Gymnodinium Catenatum*. *Journal of Phycology* Vol. 24: 255-262.
- Andrade I., Hormazabal S.E., Correa-Ramirez M.A (2012). Ciclo anual de la clorofila-a satelital en el archipiélago de Juan Fernández (33°S), Chile. *Latin American Journal of Aquatic Research* Vol. 40: 657-667.
- Antoine D., d'Ortenzio F., Hooker S.B., Bécu G., Gentili B., Tailliez D., Scott A.J. (2008). Assessment of uncertainty in the ocean reflectance determined by three satellite ocean color sensors (MERIS, SeaWiFS and MODIS-A) at an offshore site in the Mediterranean Sea (BOUSSOLE project). *Journal of Geophysical Research* Vol. 113: C07013.
- Ardyna M., Babin M., Gosselin M., Devred E., Bélanger S., Matsuoka A., Tremblay J.E. (2013). Parameterization of vertical chlorophyll a in the Arctic Ocean: impact of the subsurface chlorophyll maximum on regional, seasonal, and annual primary production estimates. *Biogeosciences* Vol. 10: 4383-4404.
- Arias-Patrón E. (2005). Plan de acción para el uso eficiente de agua dulce en el Golfo de California. Reporte técnico final para WWF 64 P.

- Armstrong E.M., Wagner G., Vazquez-Cuervo J., Chin T.M. (2012). Comparisons of regional satellite sea surface temperature gradients derived from MODIS and AVHRR sensors. *International Journal of Remote Sensing* Vol. 33(21): 6639-6651.
- Arroyo-Loranca R.G., Álvarez-Borrego S., Ortiz-Figueroa M., Calderón-Aguilera L.E. (2015). Spatial and temporal variation of satellite-derived phytoplankton biomass and production in the California Current System off Punta Eugenia, during 1997-2012. *Hidrobiológica* Vol. 25(3): 321-334.
- Bach L.T., Alvarez-Fernandez S., Hornick T., Stuhr A., Riebesell U. (2017). Simulated ocean acidification reveals winners and losers in coastal phytoplankton. *PLoS ONE* Vol. 12(11): e0188198.
- Band-Schmidt C.J., Bustillos-Guzmán J.J., López Cortés D.J., Gárate-Lizárraga I., Núñez-Vázquez E.J., Hernández-Sandoval F. (2010). Ecological and Physiological Studies of *Gymnodinium catenatum*. *Marine Drugs* Vol. 8: 1935-1961.
- Band-Schmidt C.J., Bustillos-Guzmán J.J., López Cortés D.J., Núñez-Vázquez E.J., Hernández-Sandoval F. (2011). El estado actual del estudio de florecimientos algales nocivos en México. *Hidrobiológica* Vol. 21(3): 381-412.
- Barbosa S.M. (2011). Testing for Deterministic Trends in Global Sea Surface Temperature. *J. Climate* Vol. 24: 2516-2522.
- Behrenfeld M. J., O'Malley R.T., Siegel D.A., McClain C.R., Sarmiento J.L., Feldman G.C., Milligan A.J., Falkowski P.G., Letelier R.M., Boss E.S. (2006). Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature* 444: 752-755.
- Beier E. (1997). A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *Journal Physical Oceanography* Vol. 27: 615-632.
- Beman J.M., Arrigo K.R., Matson P.A. (2005). Agricultural runoff fuels large phytoplankton blooms in vulnerable areas of the ocean. *Nature* Vol.434: 211-214.
- Beron-Vera F.J., Ripa P. (2000). Three-dimensional aspects of the seasonal heat balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* Vol. 105: 11441-11457.
- Bode A., Varela M., Prego R., Rozada F., Santos M.D. (2017). The relative effects of upwelling and river flow on the phytoplankton diversity patterns in the ria of A Coruña (NW Spain). *Marine Biology* Vol. 164(4): 93.

- Briton E., Flemminger A., Siegel-Causey D. (1986). The temperate and tropical Planktonic biotas of the Gulf of California. *CalCOFI Report Vol. XXVII*
- Brusca C.R. (2010). *The Gulf of California: Biodiversity and Conservation*. Editorial: University of Arizona Press. Impresa en Estados Unidos de América Pp 354.
- Bustillos-Guzmán J., Claustre H., Marty J.C. (1995). Specific phytoplankton signatures and their relationship to hydrographic conditions in the coastal northwestern Mediterranean Sea. *Marine Ecology Progress Series Vol. 124: 247-258*.
- Bustillos-Guzmán J., López-Cortés D., Hernández F., Murillo I. (2000). Pigment signatures associated with an anoxic coastal zone: Bahía Concepción, Gulf of California. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology Vol. 249: 77-88*.
- Bustillos-Guzmán J., Gárate-Lizárraga I., López-Cortés D., Hernández-Sandoval F. (2004). The use of pigment "fingerprints" in the study of harmful algal blooms. *Revista de Biología Tropical Vol.52: 1-11*.
- Bustos-Serrano H., Millán-Núñez R., Cajal-Medrano R. (1996). Efecto de la marea en la productividad orgánica primaria en una laguna costera del Canal de Ballenas, Golfo de California. *Ciencias Marinas Vol. 22(2): 215-233*.
- CalCOFI Rep. (2012). Reports; Heine, J.N., Koslow, A.J.; La Jolla, California, 53 Pp 176, ISSN.0575-3317.
- CalCOFI Rep. (2013). Reports; Heine, J.N., McClatchie, S.; La Jolla, California 54, Pp 216, ISSN.0575-3317.
- Cartaxana P., Mendes C.R., Leeuwe M.A., Brotas V. (2006). Comparative study on microphytobenthic pigments of muddy and sandy intertidal sediments of the Tagus estuary. *Estuarine Coastal and Shelf Science Vol. 66: 225-230*.
- Carr J.M. Hergenrader G.L. Troelstrup N.T. (1986). A simple, Inexpensive Method for Cleaning Diatoms. *Transactions of the American Microscopical Society Vol. 105(2); 152-157*.
- Castaño-Villa G.J. (2005). Protected areas, criteria for their election and problems in their conservation. *Boletín Científico-centro de museos-museo de historia Natural Vol. 10:79-101*.

- Castro R., Mascareñas A.S., Durazo R., Collins C.A. (2000). Variación estacional de la temperatura y salinidad en la entrada del Golfo de California. *Ciencias Marinas* Vol. 26 (4): 561-583.
- Chiswell S.T., Bradford-Grieve J., Hadfield M.G., Kennan S.C. (2013). Climatology of surface chlorophyll a, autumn-winter and spring blooms in the southwest Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research* Vol. 118: 1003-1018.
- Cho E.S., Kim G.Y., Choi B.D., Rhodes L.L., Kim T.J., Kim G.H., Lee J.D. (2001). A Comparative Study of the Harmful Dinoflagellates *Cochlodinium polykrikoides* and *Gyrodinium impudicum* Using Transmission Electron Microscopy, Fatty Acid Composition, Carotenoid Content, DNA Quantification and Gene Sequences. *Botanica Marina* Vol. 44: 57-66.
- Chu-han L., Lu H., Jin-hai H., Yu-jing Q. (2015). Interannual variation in heat content of the western pacific warm pool and its effect on eastern Asian climate anomalies. *Journal of Tropical Meteorology* Vol. 21(3): 246-254.
- Ciotti Á.M., Ferreira A., Giannini M.F.C. (2018). Seasonal and event-driven changes in the phytoplankton communities in the Araçá Bay and adjacent waters. *Ocean and Coastal Management* Vol. 164: 14-31.
- Claustre H., Hooker S.B., Van-Heukelem L., Berthon J.F., Barlow R., Ras J., Sessions H., Targa C., Thomas C., Linde D., Marty J.C. (2004). An intercomparison of HPLC phytoplankton pigment methods using *in situ* samples: application to remote sensing and database activities. *Marine Chemistry* Vol. 85: 41-61.
- Cloern J.E. (2001). Our evolving conceptual model of the coastal eutrophication problem. *Marine Ecology Progress Series* Vol. 210: 223-253.
- Collins C.A., Garfield A.S., Mascarenhas Jr., Spearman M.G., Rago T.A. (1997). Ocean currents across the entrance to the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* Vol. 102: 20927-20936.
- Conagua (Comisión nacional del agua). (2012). Análisis de las temporadas de huracanes de los años 2009, 2010 y 2011 en México. Editor: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, impresa en México: ISBN: 978-607-8246-30-4.
- CONANP: http://sig.conanp.gob.mx/website/pagsig/datos_anp.htm Accessed on August 05, 2019.

- Condal A.R., Vega-Moro A., Ardisson P.L. (2013). Climatological, annual, and seasonal variability in chlorophyll concentration in the Gulf of Mexico, western Caribbean, and Bahamas using NASA colour maps. *International Journal of Remote Sensing* Vol. 34: 1591-1614.
- Corcoran A.A., Shipe R.F. (2011). Inshore-offshore and vertical patterns of phytoplankton biomass and community composition in Santa Monica Bay, CA (USA). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* Vol. 94: 24-35.
- Coria-Monter E., Monreal-Gómez Salas de León D.A., Durán-Campos E. (2018). Impact of the “Godzilla El Niño” Event of 2015-2016 on Sea-Surface Temperature and Chlorophyll-a in the Southern Gulf of California, Mexico, as Evidenced by Satellite and In Situ Data. *Pacific Science* Vol. 72(4): 411-422.
- Cortés-Altamirano R. (1984). Mareas rojas producidas por el ciliado *Mesodinium rubrum* (Lohman) en el litoral de Mazatlán, Sinaloa, México. *Biótica* Vol. 9: 259-269.
- Cortés-Altamirano R. (1986). Serie coleccionable plancton: *Skeletonema costatum* (Grev.) cleve y *Skeletonema tropicum* cleve. *Revista de Ciencias del Mar U.A.S* Vol. 8: 22-23.
- Cortés-Altamirano R. (1987). Observaciones de mareas rojas en la Bahía de Mazatlán Sinaloa, México. *Ciencias Marinas* Vol. 13(4): 1-19.
- Cortés-Altamirano R. (1989). Serie coleccionable plancton: *Oscillatoria erythraea* (Ehr. ex Gomont) Geitler. *Revista de Ciencias del Mar U.A.S* Vol. 10: 17-18.
- Cortés-Altamirano R. (2002). Atlas de Biodiversidad de Sinaloa, Mareas rojas: biodiversidad de microbios que pintan el mar. Editorial: Cifuentes L., J. Gaxiola López. Colegio de Sinaloa, México Pp. 29-41.
- Cortés-Altamirano R., Pasten-Miranda N. (1984). Composición, abundancia y distribución del fitoplancton del Estero de Urías, Sin., México. III Periodo de otoño 1980. *Revista Latinoamérica de microbiología* Vol. 2: 353-363.
- Cortés-Altamirano, R. y Núñez-Pasten A. (1991). Registros de mareas rojas en la Bahía de Mazatlán, Sin., México. (1985-1990). *Revista de Investigación Científica UABCS* Vol. 2(1): 44-55.

- Cortés-Altamirano R., Núñez-Pasten A. (1992). Doce años (1979-1990) de registros de mareas rojas en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa México. *Anales del instituto de Ciencias del Mar y Limnología México* Vol. 19: 113-121.
- Cortés-Altamirano R., Agraz-Hernández C.M. (1994). Presencia de *Prorocentrum minimum* (Pav.) Schiller en estanques para cultivo de camarón. *Ciencias del Mar* Vol. 13: 11-16.
- Cortés-Altamirano R., Manrique F.A., Luna-Soria R. (1995a). Presencia de mareas rojas en la costa Este del Golfo de California. *Revista latinoamericana de microbiología* Vol.37: 337-342.
- Cortés-Altamirano R., Hernández-Becerril D.U., Luna-Soria R. (1995b). Evaluación y prevención de los efectos de las mareas rojas en la Bahía de Mazatlán, Sin, (1994). *Revista de Ciencias del Mar U.A.S* Vol. 14: 14-18.
- Cortés-Altamirano R., Hernández-Becerril., Luna-Soria R. (1995c). Mareas rojas en México: una revisión. *Revista Latinoamericana de microbiología* Vol. 37: 343-352.
- Cortés-Altamirano R., Alonso-Rodríguez R. (1997). Mareas rojas durante 1997 en la Bahía de Mazatlán, Sinaloa, México. *Ciencias del Mar, UAS* Vol 15: 31-37.
- Cortés-Altamirano R., Núñez-Pasten A., Pasten-Miranda N. (1999). Abundancia anual de *Gymnodinium catenatum* Graham dinoflagelado tóxico de la costa Este del Golfo de California. *Ciencias y Mar* Vol. 3: 50-56.
- Cortés-Altamirano R., Licea-Durán S. (2004). Decoloración en proliferaciones de microalgas como parámetro bioindicador en la Bahía de Mazatlán, México. *Revista de Biología Tropical* Vol. 52: 27-34.
- Cortés-Altamirano R., Alonso-Rodríguez R., Sierra-Beltrán A. (2006). Fish mortality associated with *Chattonella marina* and *C. cf. ovata* (Raphidophyceae) blooms in Sinaloa (México). *Harmful Algae News* Vol. 31: 7-8.
- Cortés-Lara M.C., Cortés-Altamirano., Sierra-Beltrán. (2004). Presencia de *Cochlodinium catenatum* (Gymnodiniales: Gymnodiniaceae) en mareas rojas de Bahía de Banderas, Pacífico mexicano. *Revista de Biología Tropical* Vol. 52: 35-49.
- Cortés-Altamirano, R., Alonso-Rodríguez, R., Salas-de-León, D. (2019). Historical observations of algal blooms in Mazatlán Bay, Sinaloa, Mexico (1979-2014). *PloS ONE* 14(1): e0210631.

- Crawford D.W. (1989). *Mesodinium rubrum*: the phytoplankter that wasn't. Marine Ecology Progress Series Vol. 58: 161-174.
- Dandonneau Y., Deschamps P.Y., Nicolas J.M., Loisel H., Blanchot J., Montel Y., Thieuleux F., Bécu G. (2004). Seasonal and interannual variability of ocean color and composition of phytoplankton communities in the North Atlantic, Equatorial Pacific and South Pacific. Deep-Sea Research Vol. 51: 1-3.
- Dandonneau Y., Donguy J.R. (1983). Changes in sea surface chlorophyll concentration related to the 1982 El Niño. Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter Vol. 21: 14-15.
- Delgadillo-Hinojosa F., Gaxiola-Castro G., Segovia-Zavala J.A., Muñoz-Barbosa A., Orozco-Borbón M.V. (1997). The Effect of Vertical Mixing on Primary Production in a Bay of the Gulf of California. Estuarine, Coastal and Shelf Science Vol. 45: 135-148.
- Dole R.M., Spackman J.R., Newman M., Compo G.P., Smith C.A., Hartten L.M., Barsugli J.J., Webb R.S., Hoerling M.P., Cifelli R., Wolter K., Barnett C.D., Gehne M., Gelaro R., Kiladis G.N., Abbott S., Albers J., Brown J.M., Cox C.J., Darby L., Boer G., Luisi B., Dias J., Dunion J., Eischeid J., Fairall C., Gambacorta A., Gorton B.K., Hoell A., Intrieri J., Jackson D., Johnston P.E., Akish A., Lataitis R., Mahoney K.M., McCaffrey K., McColl H.A., Mueller M.J., Murray D., Neiman P.J., Otto W., Persson O., Quan W., Rangwala I., Ray A.J., Reynolds D., Dellaripa E.R., Rosenlof K., Sakaeda N., Sardeshmukh P.D., Slivinski L.C., Solomon A., Smith L., Swales D., Tulich S., White A., Wick G., Winterkorn M.G., Wolfe A.E., Zamora R. (2017). Advancing Science and Services during the 2015-16 El Niño: The NOAA El Niño Rapid Response Field Campaign. Bulletin of the American Meteorological Society Vol. 99: 975-1001.
- Doney S.C. (2006). Plankton in a warmer world. Nature 695-696.
- Douglas M.W., Maddox R.A., Howard K. (1993). The Mexican Monsoon. Journal of Climate Vol. 6: 1665-1677.
- Dunstan P.K., Foster S.D., King E., Risbey J., O'Kane T.J., Monselesan D., Hobday A.J., Hartog J.R., Thompson P.A. (2018). Global patterns of change and variation in sea surface temperature and chlorophyll a. Scientific Reports. Vol. 8: 14624.

- Durazo R., Gaxiola-Castro G., Lavaniegos B., Castro-Valdez R., Gómez-Valdés J., Mascarenhas A.S. (2005). Condiciones oceanográficas frente a la costa occidental de Baja California, 2002-2003: Influencia de un El niño débil y del incremento de agua subártica. *Ciencias Marinas* Vol. 31(3): 537-552.
- Ellegaard M., Ribeiro S. (2018). The long-term persistence of phytoplankton resting stages in aquatic 'seed banks'. *Biological Reviews* Vol. 93: 166-183.
- Elorriaga-Verplancken F., Sierra-Rodríguez G., RosalesNanduca H., Acevedo-Whitehouse K., Sandoval-Sierra J. (2016). Impact of the 2015 El Niño-Southern Oscillation on the Abundance and Foraging Habits of Guadalupe Fur Seals and California Sea Lions from the San Benito Archipelago, Mexico. *PloS ONE* Vol. 11(5): e0155034.
- Emilsson I., Ibarra M.M., Souza C.A.P., Weis V.S., Mendieta M.A.A., Ramirez R.G.B., Fuentes L.E., Barba A.G., Salgado M.A.G., Alzántara P.H., Soto M.L.P., García A.Z.M., Redondo P.N., Ortiz J.G.O., Jarero J.R., Martin F.A.S., Resendiz E.Z., Becerra A.B., Hernández O.M., Alonso M.L., Peredo R.M. (2000). Métodos de muestreo en la Investigación Oceanográfica. Editorial: Barba A.G., Weiss V.S., Ramírez R.G.B. Universidad Nacional Autónoma de México Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología Pp: 101-110, 246,247.
- Enfield D.B., Lee S.K., Wang C. (2006). How are large western hemisphere warm pools formed?. *Progress in Oceanography* Vol. 70: 346-365.
- Escalante F., Valdez-Holguín J.E., Álvarez-Borrego., Lara-Lara J.R. (2013). Variación temporal y espacial de temperatura superficial del mar, clorofila a y productividad primaria en el Golfo de California. *Ciencias Marinas* Vol.39 (2): 203-215.
- Espinosa-Carreón T.L., Valdez-Holguín J.E. (2007). Variabilidad interanual de clorofila en el Golfo de California. *Ecología Aplicada* Vol. 6: 83-92.
- Estrada M. (1980). Composición taxonómica el fitoplancton en una zona próxima a la desembocadura del río Besos (Barcelona), de octubre de 1978 a marzo de 1970. *Investigación pesquera* Vol. 44(2): 275-289.

- Fan L., Shin S.I., Liu Z., Liu Q. (2016). Two sided impacts of warm pool SSTs on Australian precipitation changes. *Internal Journal of climatology* Vol. 36: 4697-4704.
- FAO (2020). El estado mundial de la pesca y la acuicultura 2020. La sostenibilidad en acción. Roma Pp 13-20, ISBN. 978-92-5-132756-2.
- Farfán C., Álvarez-Borrego S. (1992). Zooplankton Biomass of the Northernmost Gulf of California. *Ciencias Marinas* Vol. 18: 17-36.
- Feng L., Hu C. (2016). Comparison of Valid Ocean Observations Between MODIS Terra and Aqua Over the Global Oceans. *Transactions on Geoscience and Remote Sensing* Vol. 54(3): 1575-1585.
- Fernandes L.F., Frassao-Santos E.K. (2011). Mucilaginous species of *Thalassiosira* Cleve emend. Hasle (Diatomeae) in South Brazilian waters. *Acta Botanica Brasilica* Vol. 25(1): 31-42.
- Flores-Campaña L.M., Arzola-Gonzales J.F., Ramírez-Soto M., Osorio-Pérez A. (2012). Repercusiones del cambio climático global en el estado de Sinaloa, México. *Cuadernos de Geografía- Revista colombiana de Geografía* Vol. 21(1): 115-129.
- Flores-Morales A.L., Parés-Sierra A., Marinone S.G. (2009). Factors that modulate the seasonal variability of the sea Surface temperature of the Eastern Tropical Pacific. *Geofísica Internacional* Vol. 48(3): 337-349.
- Game E.T., Grantham H.S., Hobday A.J., Pressey R.L., Lombard A.T., Beckley L.E., Gjerde K., Bustamante R., Possingham H.P., Richardson A.J. (2009). Pelagic protected areas: the missing dimension in ocean conservation. *Trends in Ecology & Evolution* Vol. 24(7): 360-369.
- Gárate-Lizárraga I. (1992). Variación espacio temporal de la abundancia fitoplanctónica y de la estructura de las asociaciones microfitoplanctónicas en el sistema lagunar magdalena almejas durante 1984-1986. Tesis de Maestría en ciencias marinas. Centro interdisciplinario de ciencias marinas departamento de plancton Baja California sur La Paz 94 Pp.
- Gárate-Lizárraga I., Hernández-Orozco., Band-Schimidt C., Serrano-Castillas. (2001). Red tides along the coasts of the Baja California Península, México (1984 to 2001). *Oceánides* Vol. 16(2): 127-134.

- Gárate-Lizárraga I., Band-Schmidt C., Cervantes-Duarte R., Escobedo-Urías D. (2002). Mareas rojas de *Mesodinium rubrum* (lohmann) Hamburger y Buddenbrock en el Golfo de California (invierno de 1998). *Hidrobiología* Vol. 12: 15-20.
- Gárate-Lizárraga I., López-Cortez D.J., Bustillos-Guzmán J.J., Hernández-Sandoval. (2004). Blooms of *Cochlodinium polykrikoides* (Gymnodiniaceae) in the Gulf of California, México. *Revista de Biología Tropical* Vol. 52: 51-58.
- Gárate-Lizárraga I., Muñetón-Gómez M.S., (2008). Bloom of *Peridinium quinquecorne* Abé in la ensenada de la Paz, Gulf of California (July 2003). *Acta Botanica Mexicana* Vol. 83: 33-47.
- García-Morales R., López-Martínez J., Valdez-Holguín J.E., Herrera-Cervantes H., Espinosa-Chaurand L.D. (2017). Environmental Variability and Oceanographic Dynamics of the Central and Southern Coastal Zone of Sonora in the Gulf of California. *Remote Sensing* Vol. 9: 925.
- García-Pámanes J., Lara-Lara J.R. (2001). Microzooplankton Grazing in the Gulf of California. *Ciencias Marinas* Vol. 27: 73-90.
- Gaxiola-Castro G., Álvarez-Borrego., Lavín M.F., Zirino A., Náneja-Martínez S. (1999). Spatial variability of the photosynthetic parameters and biomass of the Gulf of California phytoplankton. *Journal of Plankton Research* Vol. 21(2): 231-245.
- Gaxiola-Castro G., Álvarez-Borrego S., Nájera-Martínez S., Zirino A.R. (2002). Internal waves effect on the Gulf of California phytoplankton. *Ciencias Marinas* Vol. 28: 297-309.
- Gaxiola-Castro G., Garcia-Cordova J., Valdez-Holguín J.E., Botello-Ruvalcaba M. (1994). Spatial distribution of chlorophyll a and primary productivity in relation to winter physical structure in the Gulf of California. *Continental Shelf Research* Vol. 15(9): 1043-1059.
- Gittings J.A., Raitos D.E., Krokos G., Hoteit I. (2018). Impacts of warming on phytoplankton abundance and phenology in a typical tropical marine ecosystem. *Scientific Reports* Vol.8: 2240.
- Gómez R.A., Alvarez R., García O.S. (1999). Red tide evolution in the Mazatlán Bay area from remotely sensed sea surface temperatures. *Geofísica Internacional* Vol. 38(2): 63-71.

- Gómez-Villareal M.C., Martínez-Gaxiola M.D., Peña-Manjarrez J.L. (2008). Proliferaciones algales 2000-2001 en Bahía de Banderas, México según el sensor SeaWiFS. *Revista de Biología Tropical* Vol. 56(4): 1653-1664.
- González N.M., Muller-Karger F.E., Estrada S.C., Pérez-Reyes R., Victoria del Rio I. (2000). Near-surface phytoplankton distribution in the western Intra-Americas Sea: The Influence of El Niño and weather events. *Journal of Geophysical Research* Vol. 105: 14029-14043.
- González-Villarreal L.M. (2005). Foliar trichome variation in *Clethra* Subsect. *Cuellaria* (CLETHRACEAE) from México. *Ibugana Boletín IBUG* Vol.13 (2): 17-65.
- Gregg W.W., Casey N.W., McClain C.R. (2005). Recent trends in global ocean chlorophyll. *Geophysical Research Letters* Vol.32: L03606.
- Gutiérrez O.Q., Marinone S.G., Parés-Sierra A. (2004). Lagrangian surface circulation in the Gulf of California from a 3D numerical model. *Deep Sea Research* Vol. 51: 659-672.
- Halfar J., Goldinez-Orta L., Mutti M., Valdez-Holguín J.E., Borges J.M. (2004). Nutrient and temperature controls on modern carbonate production: An example from the Gulf of California, Mexico. *Geology* Vol. 32: 213-216.
- Han L., Rundquist D.C. (1997). Comparison of NIR/RED Ratio and first Derivate of Reflectance in estimating Algal-Chlorophyll concentration: A case study in a turbid reservoir. *Remote sensing of Environment* Vol. 62: 253-261.
- Hasle G.R., Fryxell G.A. (1970). Diatoms: cleaning and mounting for light and electron microscopy. *Transactions of the American Microscopical Society* Vol. 84(4): 469-474.
- Haury L. R., McGowan J.A., Wiebe P.H. (1978). Spatial Pattern in Plankton Communities: Patterns and Processes in the Time-Space Scales of Plankton Distributions. Editorial: John H. Steele. *NATO Conference Series* Vol.3 Pp 277-327.
- Havard L., Brigand L., Cariño M. (2015). Stakeholder participation in decision-making processes for marine and coastal protected areas: Case studies of the south-western Gulf of California, Mexico. *Ocean & Coastal Management* Vol. 116: 116-131.

- Heinze C., Meyer S., Goris N., Anderson L., Steinfeldt R., Chang N.L.Q., Bakker D.C.E. (2015). The ocean carbon sink-impacts, vulnerabilities, and challenges. *Earth System Dynamics* Vol. 6: 327-358.
- Hernández-Becerril D.U. (1982). Vertical Distribution of Phytoplankton in the Central and Northern Part of the Gulf of California (June 1982). *Marine Ecology* Vol. 8(3): 237-251.
- Hernandez-Becerril D.U. (1985). Phytoplankton Structure in the Gulf of California. *Ciencias Marinas* Vol. 11: 23-38.
- Hernández-Becerril D.U. (1988). Observaciones de algunos dinoflagelados (Dinophyceae) del Pacífico Mexicano con microscopio fotónico y electrónico de barrido. *Investigación pesquera* Vol. 52: 515-529.
- Hernández-Becerril D.U., Cortés-Altamirano R., Alonso R.R. (2000). The dinoflagellate genus *Prorocentrum* along the coasts of the Mexican Pacific. *Hidrobiología* Vol. 418: 11-121.
- Hernández-Sandoval F.H., López-Cortes D.J., Band-Schmidt C.J., Gárate-Lizárraga I., Núñez-Vázquez E.J., Bustillos-Guzmán J.J. (2009). Toxinas paralizantes en moluscos bivalvos durante una proliferación de *Gymnodinium cantenatum* Graham en la Bahía de la Paz, México. *Hidrobiología* Vol. 19(3): 245-256.
- Herrera-Cervantes H., Lluch-Cota D.B., Sanromán G.G.V., Lluch-Belda D. (2010). ENSO influence on satellite-derived chlorophyll trends in the Gulf of California. *Atmósfera* Vol. 23: 253-262.
- Hidalgo-González R.M., Álvarez Borrego S. (2000). Chlorophyll profiles and the water column structure in the Gulf of California. *Oceanologica Acta* Vol.24: 19-28.
- Hidalgo-González R.M., Alvarez-Borrego S. (2004). Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from the satellite sensor SeaWiFS. *Deep-Sea Research II* Vol. 51: 739-752.
- Hiriart-Le G.B. (2009). Potencial energético del Alto Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 61: 143-146.
- Hu C., Feng L., Lee Z. (2013). Uncertainties of SeaWiFS and MODIS remote sensing reflectance: Implications from clear water measurements. *Remote Sensing of Environment* Vol. 133: 168-182.

- INEGI. (1994). Mazatlán, Estado de Sinaloa. Cuaderno Estadístico Municipal. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Gobierno del Estado de Sinaloa Pp 123.
- IOCCG report number 3. (2000). Remote sensing of ocean color in coastal, and other optically complex, water. Editorial: Sathyendranath S Pp 5-15.
- Jayaram C., Kochuparambil A.J., Balchand A.N. (2013). Interannual variability of chlorophyll-a concentration along the southwest coast of India. *International Journal of Remote Sensing* Vol. 34: 3820-3831.
- Jeffrey S.W., Vesk M. (1997). Introduction to marine phytoplankton and their pigment signatures: Phytoplankton pigments in oceanography: guidelines to modern methods. Editorial S.W. Jeffrey, Mantoura R. F. C., Wright S.W. UNESCO publication chapter Paris Pp 37-84, ISBN.9231032755.
- Jeffrey S.W., Vesk M., Mantoura R.F.C. (1997). Phytoplankton pigments: windows into the pastures of the sea. *Nature y Resources* Vol. 33(2): 14-19.
- Jeffrey S.W., Wright S.W., Zapata M. (1999). Recent advances in HPLC pigment analysis of phytoplankton. *Marine and Freshwater Research* Vol. 50: 879-96.
- Jensen J.R. (2007). Remote sensing of the environment: an Earth Resource Perspective. Editorial: Pearson Prentice Hall impreso en los Estados Unidos de America Pp: 1-37,249-290,409-442.
- Jimenez-Quiroz M.C., Cervantes-Duarte R., Funes-Rodriguez, R., Barón-Campis S.A., García-Romero F.J., Henández-Trujillo S., Hernández-Becerril D.U., Gonzáles-Armas R., Martell-Bubois R., Cerceira-Estrada S., Fernández-Méndez J.I., Gonzales-Ania L.V., Vásquez-Ortiz M., Barrón-Barraza F.J. (2019). Impact of “The Blob” and “El Niño” in the SW Baja California Peninsula: Plankton and Environmental Variability of Bahia Magdalena. *Frontiers in Marine Science* Vol. 6(25): 1-25.
- Jong B.T., Ting M., Seager R., Henderson N., Lee D.E., (2018). Role of Equatorial Pacific SST Forecast Error in the Late Winter California Precipitation Forecast for the 2015/16 El Niño. *Jornal of Climate* Vol. 31(2): 839-852.

- Junges A.H., Bremm C., Fontana D.C. (2019). Rainfall climatology, variability, and trends in Veranópolis, Rio Grande do Sul, Brazil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* Vol. 23(3): 160-166.
- Kahru M., Gille S.T., Murtugudde R., Strutton P.G., Manzano-Sarabia M., Wang H., Mitchell B. (2010). Global correlations between winds and ocean chlorophyll. *Journal of Geophysical Research* Vol. 115: C12040.
- Kahru M., Kudela R., Manzano-Sarabia M., Mitchell B.G. (2009). Trends in primary production in the California Current detected with satellite data. *Journal of Geophysical Research* Vol. 114.
- Kahru M., Kudela R., Manzano-Sarabia M., Mitchell B.G. (2012). Trends in the surface chlorophyll of the California Current: Merging data from multiple ocean color satellites. *Deep Sea Research II* Vol. 2: 89-98.
- Kahru M., Marinone S.G., Lluch-Cota., Parés-Sierra A., Greg-Mitchell B. (2004). Ocean-color variability in the Gulf of California: scales from days to ENSO. *Deep sea Research* Vol. 51 II: 139-146.
- Kahru M., Michell B.G., Diaz A., Miura M. (2004). MODIS detects a devastating algal bloom in Paracas Bay, Peru. *EOS Trans. AGU Eos, Transactions American Geophysical Union* Vol. 85: 465.
- Kim D., Park G.H., Baek S.H., Choi Y., Kim T.W. (2018). Physical and biological control of aragonite saturation in the coastal waters of southern South Korea under the influence of freshwater. *Marine Pollution Bulletin* Vol. 129: 318-328.
- Kim-Tae K., Jin-Yi Y., Lu M.M. (2012). The distinct behaviors of Pacific and Indian Ocean warm pool properties on seasonal and interannual time scales. *Journal of Geophysical Research* Vol. 117: D05128.
- Kim Y., Lee J.H., Kang J.J., Lee J.H., Lee H.W., Kang C.K., Lee S.H. (2019). River discharge effects on the contribution of small-sized phytoplankton to the total biochemical composition of POM in the Gwangyang Bay, Korea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* Vol. 226: 106293.
- Krishnamurthy L., Vecchi G.A., Yang X., Wiel K.D., Balaji V., Kapnick S.B., Jia L., Zeng F., Paffendorf K., Underwood S. (2018). Causes and Probability of Occurrence of

- Extreme Precipitation Events like Chennai 2015. *Journal of Climate* Vol. 31(10): 3831-3848.
- Kwan-Wong C., Kim-Wong C. (2003). HPLC pigment analysis of marine phytoplankton during a red tide occurrence in Tolo Harbour, Hong Kong. *Chemosphere* Vol. 52: 1633-1640.
- Lanz E., López-Martínez J., Nevárez-Martínez M., Dworak J.A. (2009). Small pelagic Fish catches in the Gulf of California associated with sea surface temperature and chlorophyll. *CalCOFI Report* Vol. 50: 134-146.
- Le Quéré C., Aumont O., Monfray P., Orr, J. (2003). Propagation of climatic events on ocean stratification, marine biology, and CO²: Case studies over the 1979–1999 period. *Journal of Geophysical Research* Vol. 108: 3375.
- Li H.P., Gong G.C., Hsiung T.M. (2002). Phytoplankton pigment analysis by HPLC and its application in algal community investigations. *Botanical Bulletin Academia Sinica* Vol. 43: 283-290.
- Liccardo A., Fierro A., Iudicone D., Bouruet-Aubertot P. (2012). Response of the deep chlorophyll maximum to fluctuations in vertical mixing intensity. *Progress in Oceanography* Vol. 109: 33-46.
- Lim Y.K., Schubert S.D., Chang Y., Molod A.M., Pawson S. (2018). The Impact of SST-Forced and Unforced Teleconnections on 2015/16 El Niño Winter Precipitation over the Western United States. *Journal of Climate* Vol. 31 (15): 5825-5844.
- Lluch-Cota S.E. (2000). Coastal upwelling in the Eastern Gulf of California. *Oceanología Acta* Vol. 23: 731-740.
- Lluch-Cota S.E., Tripp-Valdez M., Lluch-Cota D.B., Lluch-Belda D., Verbesselt J., Herrera-Cervantes H., Bautista-Romero J.J. (2013). Recent trends in sea surface temperature off Mexico. *Atmósfera* Vol. 26(4): 537-546.
- Longhurst A., Sathydranath S., Platt T., Caverhill C. (1995). An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *Journal Plankton Research* Vol. 17(6): 1245-1271.
- López-Calderon J., Martinez A., González-Silvera A., Santamaria-del-Angel E., Millán-Núñez R. (2008). Mesoscale eddies and wind variability in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* Vol. 133: C10001 1-13.

- López-Cortés D.J., Gárate-Lizárraga I., Bustillos-Guzmán J.J., Alonso-Rodríguez R., Murillo-Murillo I. (2003a). Variability of the trophic state and phytoplankton biomass of Bahía Concepcion, Gulf of California (1997-1999). *Hidrobiológica* Vol. 13: 195-206.
- López-Cortés D.J., Bustillos-Guzmán J.J., Gárate-Lizárraga I., Hernández-Sandoval F.E., Murillo-Murillo I. (2003b). Phytoplankton biomasses and hydrographic conditions during El Niño 1997-1998 in Bahía Concepción, Gulf of California, México. *Geofísica Internacional* Vol. 42: 495-504.
- López-Cortés D.J., Band-Schmidt C.J., Gárate-Lizárraga I., Bustillos-Guzmán J.J., Hernández-Sandoval F.E., Núñez-Vázquez E. (2009). Co-ocurrencia de *Chattonella marina* y *Gymnodinium catenatum* en la Bahía de La Paz, Golfo de California (primavera 2009). *Hidrobiología* Vol. 21(2): 185-196.
- López-Sandoval D.C., Lara-Lara J.R., Álvarez-Borrego S. (2009). Phytoplankton production by remote sensing in the region off Cabo Corrientes, Mexico. *Hidrobiológica* Vol. 19(3): 185-192.
- Mackey M.D., Mackey D.J., Higgins H.W., Wright S.W. (1996). CHEMTAX- a program for estimating class abundances from chemical markers: application to HPLC measurements of phytoplankton. *Marine Ecology Progress Series* Vol. 144: 265-283.
- Mann K.H. (1982). *Ecology of Coastal Water: A systems Approach*. Editorial: University of California Press. Impresa en Gran Bretaña Pp: 2-11, 19-24, 88.
- Manzano-Sarabia M.M. (2008). Efecto de la variabilidad oceánica en variables biológicas de la sonda de Campeche. Evaluación de los efectos de el Niño-Oscilación del sur 1997-1998. Tesis de Doctor en Ciencias orientación en pesquerías. Centro de Investigación Biológicas del Noroeste, S.C. 123 Pp.
- Manzano-Sarabia M., Salinas-Zavala C.A., Kahru M., Lluch-Cota S.E., González-Becerril A. (2008). The impact of the 1997-1999 warm-SST and low-productivity episode on fisheries in the southwestern Gulf of Mexico. *Hydrobiologia* Vol. 610 (1): 257-267.
- Marinone S.G. (1988). Una nota sobre la variabilidad no estacional de la región central del Golfo de California. *Ciencias Marinas* Vol. 14: 117-134.

- Maritorena S., Fanton d'Andon O.H., Mangin A., Siegel D.A. (2010). Merged satellite ocean color data products using a bio-optical model: characteristics, benefits, and issues. *Remote Sensing of Environment* Vol. 114: 1791-1804.
- Maske H., Medrano R.C., Castro A.T., Mercado A.J., Jauregui C.O.A., Castro G.G., Ochoa J. (2010). Inorganic carbon and biological oceanography above a shallow oxygen minimum in the entrance to the Gulf of California in the Mexican Pacific. *Limnology and Oceanography* Vol. 55(2): 481-491.
- McClain C.R. (2009). A decade of satellite ocean color observations. *Annual Review of Marine Science* Vol. 1: 19-42.
- Misra V., Groenen D., Bhardwaj A., Mishra A. (2016). The warm pool variability of the tropical northeast Pacific. *International Journal of Climatology* Vol. 36: 4625-4637.
- Mee D.L., Cortés-Altamirano R., García De La Parra L. (1984). Di-nitrogen fixation in a eutrophic tropical bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. Vol. 19: 477-483.
- Mee D.L., Espinosa M., Diaz G. (1986). Paralytic shellfish poisoning with a *Gymnodinium catenatum* red tide on the Pacific coast of Mexico. *Marine Environmental Research* Vol. 19: 77-92.
- Millán-Núñez E.M. (1992). Spatial Distribution of the Phytoplankton in the Northern Gulf of California. *Ciencias Marinas* Vol. 18: 101-117.
- Millán-Núñez E., Lara-Lara J.R., Cleveland J.S. (1998). Variation in specific absorption coefficients and total phytoplankton in the Gulf of California. *CalCOFI Report* Vol. 39: 159-168.
- Millán-Núñez R., Medrano R.C., Santamaría del Angel E., Millán-Núñez E. (1993). Productividad primaria y clorofila a en la parte central del Golfo de California (otoño 1987). *Ciencias Marinas* Vol. 19: 29-40.
- Mitchell D.L., Ivanova D. (2002). Gulf of California Sea Surface Temperatures and the North American Monsoon: Mechanistic Implications from Observations. *Journal of Climate* Vol. 15(17): 2261-2281.
- Morey-Gaines G. (1982). *Gymnodinium catenatum* Graham (Dinophyceae): morphology and affinities with other armoured forms. *Phycologia* Vol. 21: 154-163.

- Morzaria-Luna H.N., Turk-Boyer P., Moreno Baez M. (2014). Social indicators of vulnerability for fishing communities in the Northern Gulf of California, Mexico: Implications for climate change. *Marine Policy* Vol. 45: 182-193.
- Muller-Karger F.E., Walsh J.J., Evans R.H., Meyers M.B. (1991). On the seasonal phytoplankton concentration and sea surface temperature cycles of the Gulf of Mexico as determined by Satellites. *Journal of Geophysical Research Oceans* Vol. 96: 12645-12665.
- Murakami H., Vecchi G.A., Delworth T.L., Wittenberg A.T., Underwood S., Gudgel R., Yang X., Jia L., Zeng F., Paffendorf K., Zhamg W. (2018). Dominant Role of Subtropical Pacific Warming in Extreme Eastern Pacific Hurricane Seasons: 2015 and the Future. *Journal of Climate* Vol. 30(1): 243-264.
- Nazmi S.M., Mustapha A.M., Lihan T. (2013). Satellite Derived Measurements of Coastal Water Chlorophyll-a Variability. *World Applied Sciences Journal* Vol. 21: 879-887.
- Noriega-Cañar A.M., Palomares-García J.R. (2008). Pastoreo por el microzooplancton en Bahía Concepción Golfo de California, México. *Hidrobiológica* Vol. 18: 141-151.
- O'Connor B.S., Muller-Karger F.E., Nero R.W., Hu C., Peebles E. (2016). The role of Mississippi River discharge in offshore phytoplankton blooming in the northeastern Gulf of Mexico during August 2010. *Remote Sensing of Environment* Vol. 173: 133-144.
- Ogata T., Kodama M., Nomura S., Kobayashi M., Nozawa T., Katoh T., Mimuro M. (1994). A novel peridinin chlorophyll a protein (PCP) from the marine dinoflagellate *Alexandrium cohorticula*: a high pigment content and plural spectral forms of peridinin and chlorophyll a. *FEBS Letters* Vol. 35: 367-371.
- Ornólfssdóttir E.B., Pinckney J.L., Tester P.A., (2003). Quantification of the relative abundance of the toxic Dinoflagellate, *Karenia Brevis* (Dinophyta) using unique photopigments. *Journal of Phycology* Vol. 39: 449-457.
- Ortiz-Lozano L. (2012). Identification of priority conservation actions in marine protected areas: Using a causal networks approach. *Ocean & Coastal Management* Vol. 55: 74-83.

- Ortiz-Lozano L., Guitiérrez-Velázquez A.L., Granados-Barba A. (2009). Marine and terrestrial protected areas in Mexico: Importance of their functional connectivity in conservation management. *Ocean & Coastal Management* Vol. 52: 620-627.
- Ortiz-Lozano L., Olivera-Vázquez L., Espejel I. (2017). Legal protection of ecosystem services provided by Marine Protected Areas in Mexico. *Ocean & Coastal Management* Vol. 138: 101-110.
- Osorio-Tafall, B.F. (1943). El mar de Cortés y la productividad fitoplanctónica de sus aguas. *Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas de México*. Número 3, 73-118.
- Otero E., Carbery K.K. (2005). Chlorophyll a and turbidity patterns over coral reefs systems of La Parguera Natural Reserve, Puerto Rico. *Revista de Biología Tropical* Vol. 53: 25-32.
- Páez-Osuna F. (2004). Retos y perspectivas de la camaronicultura en la zona costera. *Revista Latinoamérica de Recursos Naturales* Vol 1: 21-31.
- Palomares-García R., Bustillos-Guzmán J.J., López-Cortés D. (2006). Pigment-specific rates of phytoplankton growth and microzooplankton grazing in a subtropical lagoon. *Journal of Plankton Research* Vol. 28(12): 1217-1232.
- Paul J.H. (2001). *Methods in microbiology: Marine microbiology*. Editorial: University of South Florida Department of Marine Science St Petersburg, Florida. Academic press San Diego San Francisco New York, Boston London Sydney Tokyo Pp: 20-23.
- Park J.H., Kug J.S., Li T., Behera S.K. (2018). Predicting El Niño Beyond 1-year Lead: Effect of the Western Hemisphere Warm Pool. *Scientific Reports* Vol. 8: 14957.
- Pérez-Arvizu E.M., Aragón-Noriega E.A., Espinosa-Carreón T.L. (2013). Variabilidad estacional de la clorofila a su respuesta a condiciones El Niño y La Niña en el Norte del Golfo de California. *Revista de Biología Marina Y Oceanografía* Vol. 48: 131-141.
- Pérez M.C. (2002). Fitoplancton del río Negro, Uruguay. *Limnetica* Vol. 21(1-2): 81-92.
- Picaut J., Ioualalen M., Delcroix T., Masia F., Murtugudde R., Vialard J. (2001). The oceanic zone of convergence on the Eastern edge of the pacific warm pool: A synthesis of results and implication for EL Niño-Southern Oscillation and

- biogeochemical phenomena. *Journal of Geophysical Research* Vol. 106(2): 2363-2386.
- Porter N.S., Branch G.M., Sink K.J. (2017). Changes in shallow-reef community composition along environmental gradients on the East African coast. *Marine Biology* Vol. 164: 101.
- Qu T., Du Y., McCreary-Jr J.P. (2008). Buffering Effect and Its Related Ocean Dynamics in the Indonesian Throughflow Region. *Journal of Physical Oceanography* Vol. 38: 503-516.
- Quan X.W., Hoerling M., Smith L., Perlwitz J., Zhang T., Hoell A., Wolter K., Eischeid J. (2018). Extreme California Rains During Winter 2015/16: A Change in El Niño Teleconnection?. *Bulletin of the American Meteorological Society* Vol. 99: 49-53.
- Quijano-Scheggia S., Olivos Ortiz A., Bustillos-Guzmán J.J., Garcés E., Gaviño-Rodríguez J.H., Galicia-Pérez M.C., Patiño-Barragan M., Band-Schmidt C.J., Hernández-Sandoval F.J., López-Cortés D.J. (2012). Bloom of *Gymnodinium catenatum* in Bahía Santiago and Bahía Manzanillo, Colima, México. *Revista de Biología Tropical*. Vol. 60: 173-186.
- Quintana-López A., Hurtado-Oliva M.A., Manzano-Sarabia M., López-Peraza D.J., Hernández C., García A., Palacios E. (2019). Effect of rearing conditions on astaxanthin accumulation in the white shrimp *Penaeus vannamei* (Boone, 1931). *Latin American Journal of Aquatic Research* Vol. 47(2): 303-309.
- Rasconi S., Winter K., Kainz M.J. (2017). Temperature increase and fluctuation induce phytoplankton biodiversity loss – Evidence from a multi-seasonal mesocosm experiment. *Ecology and Evolution* Vol. 7: 2936-2946.
- Reyes A.C., Lavín M.F. (1997). Effects of the autumn-winter meteorology upon the surface heat loss in the Northern Gulf of California. *Atmósfera* Vol. 10: 101-123.
- Reyes-Mendoza O., Herrera-Silveira J., Mariño-Tapia I., Enriquez C., Largier J.L. (2019). Phytoplankton blooms associated with upwelling at Cabo Catoche. *Continental Shelf Research* Vol. 174: 118-131.
- Ripa P., Marinone S. (1989). Seasonal variability of temperature, salinity, velocity, vorticity and sea level in the central Gulf of California, as inferred from historical data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* Vol. 115: 887-914.

- Ripa P., Velázquez G. (1993). Modelo unidimensional de la marea en el Golfo de California. *Geofísica Internacional* Vol. 32: 41-56.
- Robles-Tamayo C.M., Valdez-Holguín J.E., García-Morales R., Figueroa-Preciado G., Herrera-Cervantes H., López-Martínez J., Enríquez-Ocaña L.F. (2018). Sea Surface Temperature (SST) Variability of the Eastern Coastal Zone of the Gulf of California. *Remote Sensing* Vol. 10: 1434.
- Rodionov S. N. (2004). A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *Geophysical Research Letters* Vol. 31: L09204.v.
- Robinson C.J., Gómez-Gutiérrez J., Salas de León D.A. (2013). Jumbo squid (*Dosidicus gigas*) landings in the Gulf of California related to remotely sensed SST and concentrations of chlorophyll a (1998–2012). *Fisheries Research* Vol. 137: 97-103.
- Robinson I.S. (2004). Measuring the oceans from the space the principles and methods of satellite oceanography. Editorial: Chichester, UK impresa en Germany Pp: 11-14, 19-26. 149-151, 162-167.
- Roden G.I. (1964). Marine Geology of the Gulf of California: Oceanographic aspects of the Gulf of California. Editorial: Van Andel T.H., Shor G.G. Vol. 3: 30-58.
- Rodríguez-Martínez R.E. (2008). Community involvement in marine protected areas: The case of Puerto Morelos reef, México. *Journal of Environmental Management* Vol. 88: 1151-1160.
- Round F.E. (1967). The phytoplankton of the Gulf of California composition, distribution and contribution to the sediments. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* Vol. 1: 76-97.
- Ruppert J.H., Johnson R.H. (2015). On the cumulus diurnal cycle over the tropical warm pool. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* Vol. 8: 669-690.
- Sánchez-Velasco L., Beier E., Godínez V.M., Barton E.D., Santamaría-del-Angel E., Jiménez-Rosemberg S.P.A., Marinone S.G. (2017). Hydrographic and fish larvae distribution during the “Godzilla El Niño 2015 – 2016” in the northern end of the shallow oxygen minimum zone of the Eastern Tropical Pacific Ocean. *Journal of geophysical research Oceans* Vol. 122: 2156-2170.
- Santos M., Moita M.T., Bashmachnikov I., Menezes G.M., Carmo V., Loureiro C.M., Mendonca A., Silva A.F., Martins A. (2013). Phytoplankton variability and

- oceanographic conditions at Condor seamount, Azores (NE Atlantic). *Deep Sea Research II* Vol. 98(A) 52-62.
- Santoso A., Mcphaden M.J., Cai W. (2017). The defining characteristics of ENSO extremes and the strong 2015/2016 El Niño. *Reviews of Geophysics* Vol. 55: 1079-1129.
- Sebastiá M. T., Estornell J., Rodilla M., Martí J., Falco S. (2012). Estimation of chlorophyll (A) on the Mediterranean coast using a QuickBird image. *Revista de Teledetección* Vol. 37: 23-33.
- Shijian H., Dunxin H. (2012). Heat center of the western Pacific warm pool. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology* Vol. 30(1): 169-176.
- Sierra-Beltrán A.P., Cortés-Altamirano R., Cortés-Lara M.C. (2005). Occurrences of *Prorocentrum minimum* (Pavillar) in México. *Harmful Algae* Vol. 4: 507-517.
- Sisi Q., Qilong Z., Baoshu Y. (2015). Seasonal variability in the thermohaline structure of the western Pacific Warm Pool. *Acta Oceanologica Sinica* Vol. 34(7): 44-53.
- Smayda T.J. (1997). Harmful algal blooms: Their ecophysiology and general relevance to phytoplankton blooms in the sea. *Limnology and Oceanography* Vol. 42(2): 1137-1153.
- Song X., Yu L. (2013). How much net Surface heat flux should go into the Western Pacific Warm Pool? *Journal of Geophysical Research: Ocean* Vol. 118: 3569-3585.
- Solandt J.L., Jones P., Duval-Diop D., Kleiven A.R., Frangoudes K. (2014). Governance challenges in scaling up from individual MPAs to MPA networks. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* Vol. 24(2): 145-152.
- Spiridonov V., Solovyev B., Chuprina E., Pantyulin A., Sazonov A., Nedospasov A., Stepanova S., Belikov S., Chernova N., Gavrilov M., Glazov D., Krasnov Y., Tertitsky G., Onufrenya I. (2017). Importance of oceanographical background for a conservation priority areas network planned using MARXAN decision support tool in the Russian Arctic seas. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* Vol. 27(S1): 52-64.
- Stachowski-Haberkorn S., Quiniou L., Beker B., Haberkorn H., Marie D., Broise D. (2009). Comparative study of three analysis methods (TTGE, flow cytometry and HPLC) for xenobiotic impact assessment on phytoplankton communities. *Ecotoxicology* Vol. 18: 364-376.

- Stamieszkin K., Wielgus J., Gerber L.R. (2009). Management of a marine protected area for sustainability and conflict resolution: Lessons from Loreto Bay National Park (Baja California Sur, Mexico). *Ocean & Coastal Management* Vol. 52: 449-458.
- Stramm L., Fischer T., Grundle D.S., Krahnemann G., Bange H. W., Marandino C.A. (2016). Observed El Niño conditions in the Eastern tropical Pacific in October 2015. *Ocean Science* Vol. 12: 861-873.
- Tseng Yu-Heng., Ding R., Huang Xiao-meng. (2017). The warm Blob in the northeast Pacific—the bridge leading to the 2015/16 El Niño. *Environmental Research Letters* Vol. 12: 054019.
- Torres-Moye G., y Álvarez-Borrego S. (1985). The 1983 El Niño Effects on Nutrients and Summer Phytoplankton of Western Baja California Coastal Waters. *Ciencias Marinas* Vol. 11: 107-113.
- Trombetta T., Vidussi F., Mas S., Parin D., Simier M., Mostajir B. (2019). Water temperature drives phytoplankton blooms in coastal waters. *PloS ONE* Vol. 14(4): e0214933.
- Uncles R.J., Hooper T., Stephens J.A., Harris C. (2018). Seasonal variability of turbidity, salinity, temperature and suspended chlorophyll in a strongly tidal sub-estuary: The Lynher Marine Conservation Zone. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* Vol. 212: 253-264.
- Valdez-Holguín J.E. (1994). Variaciones diarias de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y clorofila a, en una laguna hipersalina del Golfo de California. *Ciencias Marinas* Vol. 20(2): 123-137.
- Valdez-Holguín J.E., Álvarez-Borrego S., Trees C.C. (1999). Seasonal and Spatial Characterization of the Gulf of California Phytoplankton Photosynthetic Parameters. *Ciencias Marinas* Vol. 25: 445-467.
- Valdez-Holguín J.E., Gaxiola-Castro G., Cervantes-Duarte R. (1995). Productividad primaria en el Golfo de California, calculada a partir de la relación entre irradiancia superficial y clorofila de la zona eufótica. *Ciencias Marinas* Vol. 21(3): 311-329.
- Valdez-Holguín J.E., y Lara-Lara J.R. (1983). Primary Productivity in the Gulf of California Effects of El Niño 1982-1983 Event. *Ciencias Marinas* Vol. 13: 34-50.

- Van der Hout C.M., Witbaard R., Bergman M.J.N., Duineveld G.C.A., Rozemeijer M.J.C. (2017). The dynamics of suspended particulate matter (SPM) and chlorophyll- a from intratidal to annual time scales in a coastal turbidity maximum. *Journal of Sea Research* Vol. 127: 105-118.
- Vidal T., Calado A.J., Moita M.T., Cunha M.R. (2017). Phytoplankton dynamics in relation to seasonal variability and upwelling and relaxation patterns at the mouth of Ria de Aveiro (West Iberian Margin) over a four-year period. *PloS ONE* Vol. 12(5): e0177237.
- Wang C., Enfield D.B. (2001). The tropical Western Hemisphere warm pool. *Geophysical Research Letters* Vol. 28(8): 1635-1638.
- Wang C., Enfield D.B. (2003). A Further Study of the Tropical Western Hemisphere Warm Pool. *Journal of Climate* Vol. 16: 1476-1493.
- Wang C., Fiedler P.C. (2006). ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review, *Progress In Oceanography* Vol. 69: 239-266.
- Wang H., Chen J., Liu Q. (2012). Interdecadal variability of the western Pacific Warm Pool. *Geoscience and Remote Sensing Pp*, 864-867 ISBN. 978-1-4673-1159-5.
- Wang H., Metha V.M. (2008). Decadal Variability of the Indo-Pacific Warm Pool and Its Association with Atmospheric and Oceanic Variability in the NCEP–NCAR and SODA Reanalyses. *Journal of Climate* Vol. 21: 5545-5565.
- Werdell P.J., Bailey S.W. (2005). An improved *in situ* bio-optical dataset for ocean color algorithm development and satellite data product validation. *Remote Sensing Environmental* Vol. 98: 122-140.
- William M.D., Climent E., Barry M., De Lillo F., Boffetta G., Cencini M., Stocker R. (2013). Turbulence drives microscale patches of motile phytoplankton. *Nature Communications* Vol. 4: 1-7.
- Xue Y., Kumar A. (2017). Evolution of the 2015/16 El niño and historical perspective since 1979. *Science China Earth Sciences* Vol. 60: 1572-1588.
- Yan S., Sun D.Z., Linxin W., Fan W. (2013). Western Pacific Warm Pool and ENSO Asymmetry in CMIP3 Models. *Advances in atmospheric Sciences* Vol. 30(3): 940-953.

- Yuxing Y., Faming W. (2012). Northward expansion of the western Pacific Warm Pool in late 1990s and early 2000s. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology* Vol. 30(4): 684-689.
- Zabala-Agudelo A.M., Hernández E., Agudelo D.M., Aguirre N.J., Vélez F.J. (2019). Temporal variation of phytoplankton functional morphology in a Colombian Caribbean floodplain system. *Biota Colombiana* Vol. 20(2): 2-19.
- Zapata M., Rodriguez F., Garrido J.L. (2000). Separation of chlorophylls and carotenoids from marine phytoplankton: a new HPLC method using a reversed phase C8 and pyridine-containing mobile phases. *Marine Ecology Progress Series* Vol. 195: 29-45.
- Zar J.H. (1999). *Biostatistical Analysis*. Editorial 4th; Hall, P.; Englewood Cliffs, New Jersey USA, Pp 663, ISBN.013081542X,9780130815422.
- Zhou G., Yang S., Zheng D. (2016). Multi- scale variation of the meridional movement of the western Pacific warm pool and its associated large-scale climate features. *Theoretical Applied Climatology* Vol. 219: 859-872.

10. ANEXOS

Anexo 1

Análisis de varianza de una vía del promedio (Derrotero A y C) de temperatura *in situ* vs satelital y análisis estacional del derrotero A satelital (2014-2016).

Efecto	Temperatura SS	Grados de libertad	Temperatura MS	Temperatura F	Temperatura P
Sat vs <i>In situ</i> promedio	0.56	3.00	0.19	0.02	1.00
Error	201.25	24.00	8.39		
derrotero A Mensual satelital	913.29	11.00	83.03	257.29	0.00
Error	38.72	120.00	0.32		

Anexo 2

Análisis de varianza de una vía de la Chl-*a* estacional.

Efecto	Chl- <i>a</i> SS	Grados de libertad	Chl- <i>a</i> MS	Chl- <i>a</i> F	Chl- <i>a</i> P
Mes	67.21	11.00	6.11	77.63	0.00
Error	1.89	24.00	0.08		

Anexo 3

Análisis de varianza de dos vías de los derroteros y estaciones de Chl-*a*.

Efecto	Chl- <i>a</i> SS	Grados de libertad	Chl- <i>a</i> MS	Chl- <i>a</i> F	Chl- <i>a</i> P
Derrotero	18.98	2.00	9.49	4.47	0.01
Estación	1510.67	3.00	503.56	237.17	0.00
Derrotero/ Estación	31.94	6.00	5.32	2.51	0.02
Error	5758.20	2712.00	2.12		
Total	7319.79	2723.00			

Anexo 4

Análisis de varianza de una vía de la Chl-*a* anual (1997-2016).

Derrotero /estación	Efecto	Chl- <i>a</i> SS	Grados de libertad	Chl- <i>a</i> MS	Chl- <i>a</i> F	Chl- <i>a</i> P
A1	Variabilidad	417.23	19.00	21.96	4.17	0.00

	interanual					
	Error	1089.53	207.00	5.26		
A2	Variabilidad interanual	83.57	19.00	4.40	2.88	0.00
	Error	315.90	207.00	1.53		
A3	Variabilidad interanual	21.11	19.00	1.11	2.61	0.00
	Error	88.02	207.00	0.43		
A4	Variabilidad interanual	11.04	19.00	0.58	2.40	0.00
	Error	50.17	207.00	0.24		
C1	Variabilidad interanual	221.67	19.00	11.67	2.87	0.00
	Error	840.12	207.00	4.06		
C2	Variabilidad interanual	54.87	19.00	2.89	2.10	0.01
	Error	284.72	207.00	1.38		
C3	Variabilidad interanual	21.06	19.00	1.11	2.80	0.00
	Error	82.08	207.00	0.40		
C4	Variabilidad interanual	9.70	19.00	0.51	2.98	0.00
	Error	35.51	207.00	0.17		

Anexo 5

Análisis de varianza de una vía de la concentración promedio mensual de Chl-*a* (mg m⁻³) entre *in situ* y satelital (2014-2015) del derrotero A y C.

Derrotero	Efecto	Chl- <i>a</i> SS	Grados de libertad	Chl- <i>a</i> MS	Chl- <i>a</i> F	Chl- <i>a</i> P
A	Enero	0.50	1.00	0.50	54.39	0.00
	Error	0.18	20.00	0.01		
	Febrero	0.07	1.00	0.07	484.23	0.00
	Error	0.00	22.00	0.00		
Marzo		0.07	1.00	0.07	8.68	0.01
	Error	0.18	22.00	0.01		
Abril		0.07	1.00	0.07	8.68	0.01
	Error	0.18	22.00	0.01		
Mayo		0.52	1.00	0.52	3.76	0.07
	Error	3.02	22.00	0.14		
Junio		0.00	1.00	0.00	5.73	0.03
	Error	0.02	22.00	0.00		

	Julio	0.61	1.00	0.61	59.60	0.00
	Error	0.25	24.00	0.01		
	Agosto	0.00	1.00	0.00	0.01	0.91
	Error	5.45	22.00	0.25		
	Septiembre	2.32	1.00	2.32	2.85	0.11
	Error	17.85	22.00	0.81		
	Noviembre	2.05	1.00	2.05	8.99	0.01
	Error	5.02	22.00	0.23		
	Diciembre	1.93	1.00	1.93	7.54	0.01
	Error	5.63	22.00	0.26		
C	Enero	0.36	1.00	0.36	11.84	0.00
	Error	0.61	20.00	0.03		
	Febrero	0.11	1.00	0.11	52.27	0.00
	Error	0.05	22.00	0.00		
	Julio	1.22	1.00	1.22	5.19	0.03
	Error	5.19	22.00	0.24		
	Agosto	8.78	1.00	8.78	27.12	0.00
	Error	8.42	26.00	0.32		
	Septiembre	0.82	1.00	0.82	0.99	0.33
	Error	18.13	22.00	0.82		
	Noviembre	0.01	1.00	0.01	0.70	0.41
	Error	0.26	22.00	0.01		
	Diciembre	0.56	1.00	0.56	23.99	0.00
	Error	0.56	24.00	0.02		
