

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



REGIONALIZACIÓN DINÁMICA MARINA MEDIANTE
RADIANCIAS NORMALIZADAS

T E S I S

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

DOCTORA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

MARIANA ELVIRA CALLEJAS JIMÉNEZ

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO. ENERO DE 2013

RESUMEN

REGIONALIZACIÓN DINÁMICA MARINA MEDIANTE RADIANCIAS NORMALIZADAS

La regionalización marina considera la organización del área de estudio en zonas con características similares que funcionen a escalas definidas. El dinamismo de las regiones es una consecuencia de la variabilidad espacio-temporal en el medio marino. La propuesta del presente trabajo fue desarrollar una nueva aproximación de regionalización dinámica marina mediante radiancias normalizadas (nLw_{λ}), con base en la primera Función Empírica Ortogonal Estandarizada ($SEOF_1$). El valor cero "0" de la $SEOF_1$, se consideró como la frontera entre la influencia costera y la oceánica. Fueron considerados dos casos de estudio: 1) Golfo de México (GM), como un área con bajo gradiente de variabilidad en temperatura y Clorofila (Chl *a*); 2) área CalCOFI, como área con un amplio gradiente de temperatura y Chl *a*. Las variables seleccionadas para la regionalización dinámica del GM, fueron la nLw_{412} y nLw_{488} provenientes del MODIS-Aqua, las $SEOF_1$ fueron acotadas en ± 4 desviaciones estándar, lo que permitió establecer 11 regiones dinámicas biogeográficas (DBGR) en dos grandes provincias: oceánica y costera. La provincia oceánica presentó tres regiones y la provincia costera se dividió en la Sub-provincia Norte y Sub-provincia Sur, con cuatro regiones cada una de ellas. Esta regionalización mostró un patrón bi-estacional regido por la temporada de huracanes. Para el área CalCOFI, se generó una aproximación multisensor al considerar los datos del MODIS-Aqua y SeaWiFS, las variables seleccionadas fueron la nLw_{412} y nLw_{555} para ambos sensores. Las $SEOF_1$ se acotaron entre ± 1.5 desviaciones estándar, lo que permitió establecer seis regiones dinámicas biogeográficas (DBGR) en dos provincias: oceánica y costera, con tres regiones cada una de ellas. El dinamismo del área CalCOFI se evidenció al considerar diferentes escenarios con base a las temporadas en las que se realizan los cruceros: invierno (Crucero 1), primavera (Crucero 2), verano (Crucero 3) y otoño (Crucero 4). Al observar el comportamiento de ambos sensores, resulta evidente que la regionalización dinámica refleja la alta energía cinética turbulenta asociada a la transición entre la provincia costera y la provincia oceánica a lo largo de la Corriente de California (CC), dicha transición se asocia principalmente a los tres procesos oceanográficos: 1) periodo de surgencias (primavera/verano); 2) periodo oceánico (verano/otoño); 3) periodo "corriente de Davidson" (invierno). La regionalización dinámica mediante radiancias normalizadas, permite establecer escenarios a diferentes periodos (diarios, semanales, crucero, estacionales e interanuales), además es apropiada para ser implementada en zonas *con o sin variabilidad significativa de temperatura y Chl a*, y permitir identificar estructuras oceanográficas de mesoescala.

ABSTRACT

DYNAMIC REGIONALIZATION BASED ON NORMALIZED RADIANCES

Marine regionalization considers organization of the study area in zones with similar characteristics functioning at defined scales. Regional dynamism is a consequence of the spatial-temporal variability in the marine environment. The proposal for the present work is to develop a new approximation of dynamic marine regionalization. This is done through normalized radiances (nLw_{λ}), based on the first Standardized Empiric Orthogonal Function ($SEOF_1$). The zero value of the $SEOF_1$ is considered the boundary between coastal and oceanic influence. Two cases of study are considered: 1) The Gulf of Mexico (GM), as an area of low variability gradient for temperature and chlorophyll (Chl *a*) 2) the CalCOFI area, as a wide gradient area for temperature and chlorophyll. The selected variables for dynamic regionalization were nLw_{412} y nLw_{488} provided by MODIS-Aqua. The $SEOF_1$ were bounded in ± 4 standard deviations, which allowed establishing 11 dynamic biogeographic regions (DBGR) in two provinces: oceanic and coastal. The oceanic province presented three regions while the coastal province was divided into a North Sub-province and a South Sub-province, with four regions each. This regionalization showed a bi-seasonal pattern governed by the hurricane season. Considering data from the MODIS-Aqua and SeaWiFS sensors a multisensory approximation was generated for the CalCOFI area. The selected variables were nLw_{412} y nLw_{555} for both sensors. The $SEOF_1$ were bounded among ± 1.5 standard deviations allowing establishing six dynamic biogeographic regions (DBGR) in two provinces: oceanic and coastal, with three regions each. The dynamism of the CalCOFI area was evident upon considering different scenarios based on the season during which the cruise was realized: winter (Cruise 1), spring (Cruise 2), summer (Cruise 3) and autumn (Cruise 4). Upon observing the behavior of both sensors, it is evident that the dynamic regionalization reflects high energy kinetic turbulence associated to the transition between the coastal province and the oceanic province along the California Current (CC). Such transition is associated mainly to three oceanographic processes: 1) upwelling season (spring/summer); 2) oceanic period (summer/autumn); 3) "Davidson Current" period (winter). Dynamic regionalization through normalized radiances allows establishing scenarios in different periods (daily, weekly, per cruise, seasonal and interannual). Furthermore, it would be suitable for application in zones *with or without significant temperature and Chl a variability* and for mesoscale oceanographic structures identification.

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

REGIONALIZACIÓN DINÁMICA MARINA MEDIANTE RADIANCIAS
NORMALIZADAS

T E S I S

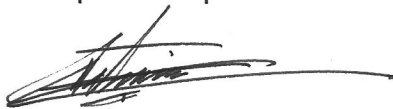
QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS
PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTORA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

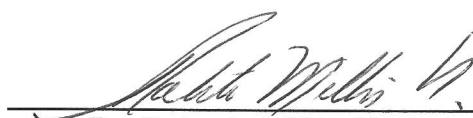
PRESENTA

MARIANA ELVIRA CALLEJAS JIMÉNEZ

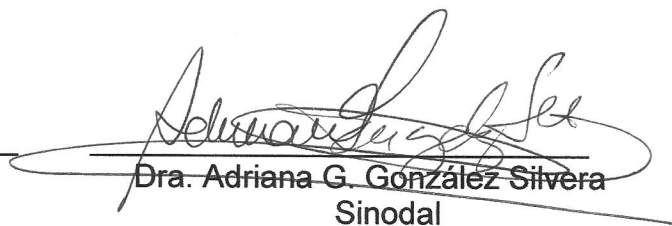
Aprobada por:



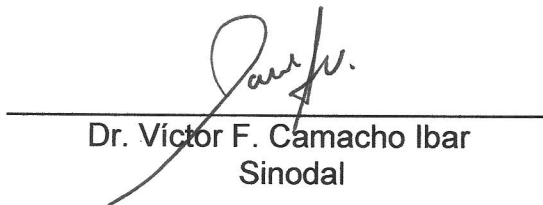
Dr. Eduardo M. Santamaría del Ángel
Director de tesis



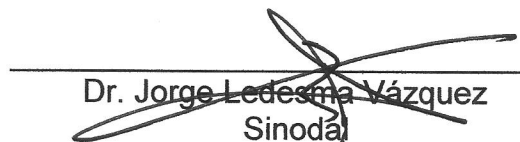
Dr. Roberto Millán Núñez
Sinodal



Dra. Adriana G. González Silvera
Sinodal



Dr. Víctor F. Camacho Ibar
Sinodal

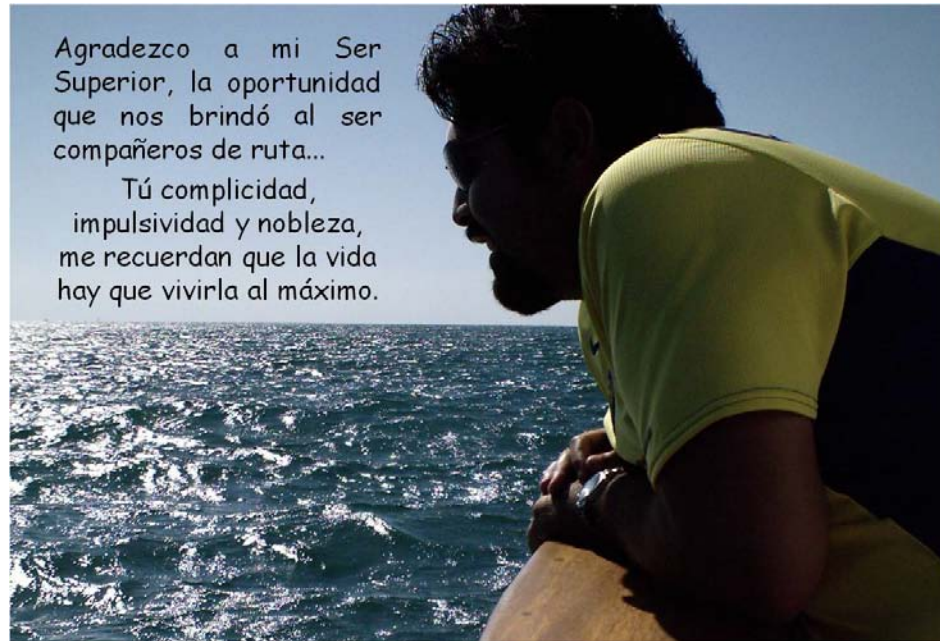


Dr. Jorge Ledesma Vázquez
Sinodal

DEDICATORIA

En memoria

Federico Jhonathan Callejas Jiménez



A mí amada familia

Por su Amor,

Apoyo

y

Fortaleza...

Porque sin importar la distancia, dificultades y pruebas de vida, han estado conmigo, hemos luchado, trabajado y alcanzado esta meta.

A mi ramillete de princesas, por amarme y recordarme la sencillez, belleza, fascinación e importancia de la vida:

Ana Mariel, Luna Airam, Karla Itzel, Tamara Ismar y Samantha Jhoana.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Autónoma de Baja California, Facultad de Ciencias Marinas e Instituto de Investigaciones Oceanológicas, por otorgarme mi grado de Doctora en Ciencias en Oceanografía Costera, por la oportunidad de seguir desarrollándome y fortalecerme tanto en lo académico como en lo personal.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), por otorgarme la beca No. 164487, para realizar mis estudios de Doctorado.

Al Dr. Eduardo Santamaría del Ángel, por la confianza que tuvo en mí, para ser su primera alumna de doctorado, lo cual me permitió ser parte del equipo "POPEYE" (PhytOPlankton EcologY tEam). Por su tiempo, asesorías y observaciones que me permitieron desarrollar mis capacidades al máximo, por ser mi director y amigo.

Al Dr. Roberto Millán Núñez, le debo mi total agradecimiento por su inmensa paciencia, invaluable consejos y constante apoyo tanto en lo académico como en lo anímico, pero sobre todo por su confianza y amistad.

A la Dra. Adriana González Silvera, por sus comentarios, apoyo, cordialidad y por su amistad, pero especialmente por la oportunidad de convivir con su familia y ser parte de ella.

Al Dr. Víctor Camacho Ibar, por ser un ejemplo constante de superación profesional y pensamiento crítico. Por sus comentarios y apoyo, pero sobre todo por mostrarme los costos, consecuencias y responsabilidades que conlleva ser una Doctora en Ciencias.

Al Dr. Jorge Ledesma Vázquez, por los comentarios, consejos y sugerencias, que me permitieron mejorar académicamente. Por esas palmaditas de ánimo cuando fue necesario y por hacerme evidente el uso y aplicación de los cheques en blanco. Gracias por la confianza, apoyo y amistad.

A la Dra. Vivian Lutz, por sus atinadas observaciones y comentarios a este trabajo, por todo tu apoyo y comprensión a distancia. Gracias por tu amistad.

A la Dra. Elizabeth Orellana Zepeda, le debo mi más profundo y sincero agradecimiento, por toda la ayuda, orientación y confianza que me brindó a lo largo de este camino. Por la experiencia y conocimiento transmitido a través de las observaciones, sugerencias y llamadas de atención, que me sirvieron para ubicarme y enriquecer mi desarrollo científico. Pero sobre todo por su aprecio y amistad. Gracias por las reuniones inolvidables que pasamos en familia.

A todos mis compañeros de laboratorio, ayudantías y servicios sociales, que han pasado por el grupo "POPEYE", no quiero omitir a nadie porque todos han sido una parte importante de este grupo de trabajo y me han aportado de alguna u otra manera enseñanzas de vida a lo largo de nuestra convivencia diaria, salidas de campo y trabajo en laboratorio. GRACIAS A TOD@S, por los momentos compartidos, por soportarme y tolerarme en los momentos buenos, malos y difíciles. Pero sobre todas las cosas por aguantar mis carcajadas, gustos en programas de radio, música, series y demás loqueras.

A mis amigos, con quienes he recorrido este camino y quienes a pesar de la distancia o rumbo, seguirán siendo parte de mi familia: Jonatan (jonas, panda, etc.), Ernesto (chayan), Alfredo (chacharita express), Raúl (lalo), Ángel (primo), Juan (el ente), Polo (pollito), Abraham (vecino), Paola, Santa, Miki, Julio Bravo, Karina García y Raquel Segura. Los quiero y los llevé en el alma.

Al personal administrativo de la Universidad Autónoma de Baja California y Facultad de Ciencias Marinas. Por la gestión y trámites administrativos, así como por la diligencia que me mostraron siempre al solicitarles su ayuda. Gracias.

A todos aquéllos que en este momento escapan de mi mente, pero formaron parte importante de esta etapa de mi vida. GRACIAS.

Agradezco a mí ser superior por mí vida y por todo lo que me da cada día... El estar viva me hace triunfadora por el simple hecho de existir.

GRACIAS A TODOS

"Cuando eres capaz de ver lo sutil, es fácil ganar" Sun Tzu

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	I
ABSTRACT	II
VOTOS APROBATORIOS.....	III
DEDICATORIA	IV
AGRADECIMIENTOS	V
ÍNDICE GENERAL	VII
LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE TABLAS	XI
LISTA DE ECUACIONES	XII
INTRODUCCIÓN GENERAL.....	1
OBJETIVOS	5
Objetivo General	5
Objetivos Particulares	5
Estructura de la tesis.....	6
CAPITULO 1. REGIONALIZACIÓN DINÁMICA MARINA	7
INTRODUCCIÓN	7
1.1 Regionalización dinámica con base en nLw para un área sin variabilidad significativa de temperatura y Chl a: Caso Golfo de México (GM).....	13
1.1.1. MÉTODO.....	17
1.1.2. RESULTADOS	21
1.1.3. DISCUSIÓN.....	37
1.1.4. CONCLUSIONES.....	44
1.2 Regionalización dinámica con base en nLw para un área con variabilidad significativa de temperatura y Chl a: área CalCOFI (Corriente de California)	45
1.2.1. MÉTODO.....	49
1.2.2. RESULTADOS	51
1.2.3. DISCUSIÓN.....	65
1.2.4. CONCLUSIONES.....	70
LITERATURA CITADA.....	71

CAPITULO 2. PERFIL VERTICAL DE CLOROFILA a EN LA REGIÓN DINÁMICA DEL ÁREA CalCOFI.....	79
INTRODUCCIÓN	79
2.1. MÉTODO.....	82
2.2. RESULTADOS	85
2.3. DISCUSIÓN.....	92
2.4. CONCLUSIONES.....	97
LITERATURA CITADA.....	98
SUMARIO Y CONCLUSIONES GENERALES	101
APÉNDICE.....	104

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Área de estudio en el Golfo de México, se muestran los principales ríos: Río Mississippi (MR); Río Atchafalaya (AR); Río Grande (RG); Río Papaloapan (PR), Grijalva-Usumacinta (G-U). El símbolo(Δ), indica la localización de las 16 estaciones seleccionadas para las 11 regiones del GM. 14
- Figura 2.** Regiones biogeográficas (DBGR) totales del Golfo de México (ver Tabla I): (R1) Región Oligotrófica del Golfo de México; (R2) Corriente de Lazo; (R3) Mar Caribe, (R4) Transición oceánico-costera Norte del Golfo de México, (R5) Plataforma de USA, (R6) Texas-Luisiana, (R7) Alabama-Florida, (R8) Transición oceánico-costera Sur del Golfo de México, (R9) Veracruz-Tabasco, (R10) Sonda de Campeche y (R11) Yucatán. 23
- Figura 3.** Serie de tiempo de SST (10 años) para las 16 estaciones seleccionas, la línea negra indica el valor promedio. 25
- Figura 4.** Temperatura máxima (triángulo rojo), mínima (cuadrado azul) y promedio (rombo verde) para las estaciones por cada región. 26
- Figura 5.** a) Serie de tiempo de nLw_{412}/nLw_{488} para todas las regiones del Golfo de México de junio, 2002 a mayo 2007. b) Valores promedio de la razón nLw_{412}/nLw_{488} por región. Valores menores a uno indican altos valores de nLw_{488} asociada a estaciones costeras; estaciones oceánicas presentan lo contrario. Para ambas figuras ver código de colores: Tabla I. 27
- Figura 6.** Representación gráfica de la regionalización por escenarios. a) Temporada de No-Huracanes, b) Temporada de Huracanes. 29
- Figura 7.** Plasticidad mensual de las regiones del Golfo de México para el año 2004. Se adicionaron los meses de noviembre y diciembre de 2003, enero y febrero 2005, para tener una visión más general. 2003: a) noviembre, b) diciembre; 2004: c) enero, d) febrero, e) marzo, f) abril, g) mayo, h) junio, i) julio, j) agosto, k) septiembre, l) octubre, m) noviembre, n) diciembre; 2005: o) enero, p) febrero. 31
- Figura 8.** Estructuras oceanográficas de mesoescala en el Golfo de México para julio de 2004: (a) resultados obtenidos de la SEOF1 de nLw_{412} y nLw_{488} . (b) Imagen Chl a, los recuerdos evidencian las estructuras observadas. 35
- Figura 9.** Series de tiempo de la concentración de Chl a, se clasificaron con forme a la [Chl a] en tres grupos: a) oligotróficas (concentraciones $< 0.20 \text{ mg m}^{-3}$); b) mesotróficas (entre 0.20 y 2.0 mg m^{-3}); c) eutróficas ($> 2.0 \text{ mg m}^{-3}$). 36
- Figura 10.** Derrotero CalCOFI, (Tomada de: Millán *et al.*, 1997). 48
- Figura 11.** DBGR totales del área CalCOFI (ver Tabla II): La línea negra representan el valor cero "0", el cual representa la frontera entre la influencia

costera y oceánica. Se establecieron la Provincia Costera y la Provincia Oceánica, con seis regiones totales, con tres regiones respectivamente: Provincia Oceánica (R1, R2 y R3); Provincia Costera (R4, R5 y R6).	52
Figura 12. Serie de tiempo SST (MODIS-Aqua) julio de 2002 y marzo de 2011, para las 113 estaciones CalCOFI. La línea color negro indica el valor promediode temperatura. Los rectangulos rojos indican los cruceros realizados en época caliente (junio a diciembre) y los azules indican los cruceros realizados época fría (enero a mayo).	55
Figura 13. Serie de tiempo de la Chl a superficial (MODIS-Aqua) para el periodo comprendido entre julio 2002 y marzo 2011, para las 113 estaciones CalCOFI. La línea negra indica el valor promedio de Chl a	56
Figura 14. a) Serie de tiempo de nLw_{412}/nLw_{555} para las estaciones de dos transectos CalCOFI (90 y 93, con sus respectivas estaciones, representadas por las líneas de distintos colores); b) Valores promedio de la razón nLw_{412}/nLw_{488} por región.	57
Figura 15. Comparativos de la razón nLw_{412}/nLw_{555} vs $SEOF_1$ para el año 2004. Mapas de la razón para el mes de: a) enero, c) abril, e) julio, g) noviembre; Mapa de la $SEOF_1$ para el mes de: b) enero, d) abril, f) julio, h) noviembre.	58
Figura 16. Representación gráfica de la regionalización estacional para el área CalCOFI: a) Invierno (C1); b) Primavera (C2); c) Verano (C3); d) Otoño (C4).	60
Figura 17. Representación gráfica de la regionalización interanual para el área CalCOFI para el mes de abril: a) 2003; b) 2004; c) 2005 y d) 2006.	62
Figura 18. Dinamismo multisensor de las provincias oceánica y costera de los cruceros: a) Crucero 1 (C1); b) Crucero 2 (C2); c) Crucero 3 (C3); d) Crucero 4 (C4). $SEOF_1$ valor cero: Multisensor (línea naranja), MODIS-Aqua (línea azul) y SeaWiFS (línea verde).	64
Figura 19. Perfil Generalizado de Clorofila con base al modelo Gaussiano.	80
Figura 20. Área de estudio CalCOFI. El polígono azul enmarca las líneas y estaciones consideradas para la modelación vertical del perfil de Chl a, durante el periodo comprendido entre enero de 2002 a diciembre de 2009. (Modificada de: http://calcofi.org/cruises/stapos-depth/113stapattern.html).	84
Figura 21. Agrupaciones generales de las DBGR totales para el área CalCOFI.	87
Figura 22. Agrupaciones generales de las DBGR totales para el área CalCOFI, por crucero. a) C1: invierno; b) C2: primavera; c) C3; verano; d) C4: otoño.	89

LISTA DE TABLAS

Tabla I. Regionalización dinámica para el Golfo de México.	24
Tabla II. Regionalización dinámica para el área CalCOFI.	53
Tabla III. Número de perfiles de Chl a usados para cada crucero, regiones y años.	86
Tabla IV. Parámetros del Perfil Promedio por crucero para cada región.	91

LISTA DE ECUACIONES

Ecuación 1. Algoritmo univocal para la obtención de Chl a	12
Ecuación 2. Razón máxima de bandas para el SeaWiFS (OC4 v4 "Ocean Chlorophyll 4-Band")	12
Ecuación 3. Razón máxima de bandas para el Modis-Aqua (OC3M-v4 "Ocean Chlorophyll 3")	12
Ecuación 4. Correlación lineal de Pearson	18
Ecuación 5. Función Empírica Ortogonal Cálculo	19
Ecuación 6. Función Empírica Ortogonal Estandarizada	19
Ecuación 7. Transformación Z	19
Ecuación 8. Perfiles Generalizados de Chl a (Gaussiana)	81
Ecuación 9. Bondad de ajuste Chi-cuadrada	82

INTRODUCCIÓN GENERAL

La productividad primaria neta (PPN) global de los productores terrestres y marinos es de aproximadamente $104.9 \text{ Pg C año}^{-1}$ y juega un papel importante en el ciclo del carbono (Field *et al.*, 1998; Borges *et al.*, 2005; Edson *et al.*, 2008). Existe una necesidad para obtener estimaciones rápidas y precisas de la productividad orgánica primaria (POP) en el ambiente marino, con la finalidad de resolver numerosos problemas relacionados con los modelos de flujo de CO_2 atmosférico. La POP es influenciada por diversos factores tanto locales como globales, por lo que el ambiente juega un papel importante en su estimación (Sakshaug *et al.*, 1997; Santhyendranath *et al.*, 1995).

La producción primaria forma parte de la base de las redes alimentarias marinas y es un importante mediador del flujo de carbono en el océano. Se ha estimado que la zona costera aporta entre el 14 y el 25% de la producción primaria oceánica mundial (Longhurst *et al.*, 1995; Field *et al.*, 1998). La estimación de la POP marina, se ha realizado durante décadas, básicamente a partir de datos *in situ* (Platt y Santhyendranath, 1988; Platt *et al.*, 1988; Martín *et al.*, 1987; Platt y Santhyendranath, 1993; Millán-Núñez, 1996; Millán-Núñez *et al.*, 1997; Barocio-León *et al.*, 2007). Sin embargo, este tipo de aproximaciones son puntuales y representan una descripción detallada a escalas espacio-temporales cortas.

Para obtener aproximaciones a mayor escala, existe la posibilidad de estimar la POP en los océanos a partir de imágenes de sensores remotos que

permiten estimar la clorofila *a* (Chl *a*), al establecer un conector entre el indicador de biomasa (concentración de pigmentos) y la tasa de fijación de carbono. Dicha conexión se realiza a través de modelos matemáticos, los cuales comprenden desde simples ajustes empíricos, pasando por semi-analíticos hasta ecuaciones analíticas complejas (Platt y Sathyendranath, 1993). Los dos últimos se basan en la relación entre la producción primaria y la luz, debido a que se basan en la relación Fotosíntesis-Irradiancia (P-E), lo que los hace dependientes de la luz.

Considerando lo anterior, Platt y Sathyendranath (1993) generalizan las variables de entrada para este tipo de modelos, a partir de datos de sensores remotos de la siguiente manera:

- ❖ La luz disponible en la superficie del mar, tomando en cuenta la pérdida por las interfaces aire-mar.
- ❖ La biomasa del fitoplancton en la superficie, como concentración de clorofila-*a* (Chl *a*).
- ❖ La variación vertical de la biomasa, desde la superficie hasta la base de la zona eufótica.
- ❖ Los parámetros del modelo fotosíntesis-luz (α^B, P_m^B) y la atenuación de luz en la columna de agua (K_d)

Las únicas variables que pueden ser medidas por sensores remotos son la luz y la Chl *a*, la determinación de las demás variables tendría que ser realizada en una escala espacial lo suficientemente fina, para que permitiera

establecer patrones de variabilidad de la información de cada variable representativos de determinada área. De ahí se desprende el concepto de regionalización (Platt y Sathyendranath, 1993; Longhurst *et al.*, 1995; Millán-Núñez *et al.*, 2006; IOCCG, 2009a).

En sistemas terrestres, el proceso de regionalización es relativamente sencillo y se basa en unidades ambientales (bosques, desiertos, selva, ciudades, entre otros). El objetivo de la regionalización es la organización del área de estudio en espacios o zonas con características similares u homogéneas, las cuales funcionan a escala definida (Córdova *et al.*, 2006). Debido al alto dinamismo del medio marino, el establecimiento de las fronteras de cada región está relacionada con aspectos físicos, biogeoquímicos y ecológicos (IOCCG, 2009a).

El proceso de regionalización ha sido usado en cálculos de POP y en estudios de manejo sustentable de ecosistemas marinos, relacionados a la toma de decisiones y establecimiento de unidades marinas ambientales (UMAs), las cuales pueden asociarse a Zonas Pesqueras Potenciales (ZPP) (Córdova *et al.*, 2006; IOCCG, 2009b).

Los sensores remotos del color del océano proveen información para estimar la luz y la concentración de clorofila en la superficie del mar, dicha estimación se basan principalmente en la transformación de variables (*v.gr.* remote-sensing reflectans (R_{rs}) o water-leaving radiance (L_w)), para producir parámetros geofísicos (*v.gr.* algoritmos universales). Los algoritmos universales consideran la razón máxima de bandas (MBR, por sus siglas en inglés), las

cuales varían según el sensor. De estos algoritmos universales se desprenden errores sistemáticos en la obtención y estimación de los pigmentos de forma remota, debido principalmente a los altos niveles de materia orgánica disuelta coloreada (CDOM, por sus siglas en inglés) y partículas detríticas (orgánicas e inorgánicas) asociada a zonas costeras, lo que origina una sobreestimación de la concentración de pigmentos (Carder, *et al.*, 1989). Incluso en aguas ópticamente dominadas por fitoplancton, la aplicación de los algoritmos universales lleva a una sobreestimación o subestimación de la concentración de pigmentos, debido principalmente a las diferencias en el espectro de las radiancias. De ahí la importancia de obtener una regionalización dinámica utilizando variables independientes de algoritmos universales para la obtención de Chl *a*. Por lo que la propuesta del presente trabajo fue presentar una aproximación para establecer una regionalización dinámica basada en los datos de las radiancias normalizadas (nLw, por sus siglas en inglés) para eliminar los errores matemáticos asociados a los algoritmos, capaz de ser aplicada en áreas *con o sin variabilidad* significativa de Chl *a*.

OBJETIVOS

Objetivo General

Desarrollar una nueva aproximación para obtener regionalizaciones dinámicas como base para la estimación de la productividad primaria (POP) marina mediante datos derivados de imágenes de color de océano.

Objetivos Particulares

1. Desarrollar una nueva aproximación de regionalización dinámica que pueda ser aplicada a:
 - 1.1 Zonas sin variabilidad significativa de temperatura y Chl a (Caso Golfo de México).
 - 1.2 Zonas con variabilidad significativa de temperatura y Chl a (Caso área CalCOFI).
2. Corroborar si las regiones obtenidas para la zona CalCOFI (Caso de estudio 1.2), muestran diferencias en cuanto a la distribución vertical de la Chl a.

Estructura de la tesis

Este trabajo se presenta en dos capítulos, cada uno de ellos desarrolla un objetivo particular:

Capítulo 1: Regionalización Dinámica.

Desarrollo e implementación de la regionalización dinámica con base en las radiancias normalizadas (nLw):

1.1 En un área *sin variabilidad significativa* de temperatura superficial (SST) y Clorofila (Chl a). Caso: Golfo de México (GM).

1.2 En un área *con variabilidad significativa* de temperatura superficial (SST) y Clorofila (Chl a). Caso: área CalCOFI de la (CC)).

Capítulo 2: Variabilidad Vertical del Perfil de Clorofila a

Incluirá la determinación de los parámetros del perfil de Chl a, con la finalidad de generar información sobre la variabilidad de la Chl a a profundidad para cada crucero y región. Con la finalidad de corroborar la regionalización dinámica obtenida a partir de nLw *versus* datos *in situ*.

CAPITULO 1. REGIONALIZACIÓN DINÁMICA MARINA

INTRODUCCIÓN

Existen dos principales aproximaciones para realizar la regionalización marina: a) Directa, que se basa en datos "*in situ*"; b) Indirecta, que utiliza datos derivados de observaciones de sensores del color del océano (Millán-Núñez *et al.*, 2006; IOCCG, 2009a).

La regionalización directa, requiere contar con programas de monitoreo continuos con una retícula pre-establecida, lo que da como resultado que los sitios factibles a regionalizar sean pocos. Esta aproximación permite caracterizar la columna de agua. Un ejemplo de esta aproximación es la propuesta por Millán-Núñez (1996), con datos extraídos de la retícula CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations), en la cual se establecen seis regiones totales: California Central (CC), Sur de California (SC) y Baja California (BC), cada una con su respectiva región costera y oceánica.

La aproximación indirecta es una opción viable para el resto de las zonas, que no cuentan con un sistema de monitoreo continuo; aunque presenta la limitante de sólo describir la capa superficial del océano. Esta técnica se originó desde que las imágenes de sensores del tipo espectroradiómetro estuvieron disponibles para su utilización y se ha implementado su uso para delimitar y caracterizar áreas o regiones marinas con base en la variabilidad espacio temporal de la concentración Chl *a* y/o temperatura satelital superficial

(SST, por sus siglas en inglés) (Santamaría-del-Ángel, *et al.*, 1994; Behrenfeld y Falkowski, 1997a, 1997b; Esaias *et al.*, 2000; González-Silvera *et al.*, 2004, 2006; Son *et al.*, 2005; Saraceno *et al.*, 2006; Devred *et al.*, 2007; Flores-de-Santiago *et al.*, 2007).

Por esta aproximación, se han hecho estudios de regionalizaciones globales, como la planteada por Longhurst *et al.* (1995), quienes proponen con base en el conocimiento previo de las condiciones oceanográficas reforzado con imágenes de satélite, la división global del océano en cuatro grandes dominios (Polar, de los Vientos Contralisios, de los Vientos Alisios y el dominio Costero) y 57 provincias biogeográficas, las cuales representan áreas con diferentes características físicas, químicas y biológicas.

Por otro lado, también ha sido utilizada en trabajos de regionalización a menor escala (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 1994, 2011; Longhurst *et al.*, 1995; Behrenfeld y Falkowski, 1997a, 1997b; Esaias *et al.*, 2000; Traykovski y Sosik, 2003; González-Silvera *et al.*, 2004, 2006; Son *et al.*, 2005; Sareceno *et al.*, 2004, 2005, 2006; Devred *et al.*, 2007; Flores de Santiago *et al.*, 2007; Oliver e Irwin, 2008; Irwin y Oliver, 2009; Djavidnia *et al.*, 2010).

Las primeras aproximaciones de regionalización marina establecieron como resultado regiones con límites estáticos, los cuales se relacionan directamente con la resolución temporal de los escenarios o compuestas, lo que modifica los límites y el número de regiones establecidas. Un ejemplo, de esto es la regionalización aplicada al Golfo de California (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 1994), la cual se basa en imágenes de color océano (CZCS) a 4 km de

resolución espacial y en compuestas semanales donde se aplica un análisis de componentes principales (PCA) y se establecen 14 regiones. Por otro lado, Lluch-Cota (2000) para la misma área de estudio, utilizó compuestas mensuales de imágenes CZCS a 9 km y logró definir dos grandes regiones mediante un análisis de conglomerados. La principal diferencia entre ambas aproximaciones fue a nivel de la escala temporal, debido a que al utilizar compuestas mensuales el efecto de las mareas se enmascara y este factor es uno de los principales componentes de la energía cinética turbulenta (TKE) en el Golfo de California.

Por lo anterior, la tendencia actual en el proceso de la regionalización marina, es considerar el dinamismo del medio, lo que permite establecer la división del medio marino en áreas con propiedades eco-fisiológicas comunes. Estas áreas deben evidenciar la dinámica natural en los diferentes escenarios a corto, mediano y largo plazo (IOCCG, 2009a).

Para considerar la dinámica natural de cada área, trabajos recientes han considerado la Chl *a* derivada de observaciones de sensores remotos, como una respuesta biológica y la temperatura superficial del mar (SST), como indicador del dinamismo físico (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 1994, 2011; Longhurst *et al.*, 1995; Behrenfeld y Falkowski, 1997a, 1997b; Esaias *et al.*, 2000; Traykovski y Sosik, 2003; González-Silvera *et al.*, 2004, 2006; Son *et al.*, 2005; Sareceno *et al.*, 2004, 2005, 2006; Devred *et al.*, 2007; Flores de Santiago *et al.*, 2007; Oliver e Irwin, 2008; Irwin y Oliver, 2009; Djavidnia *et al.*, 2010).

Matemáticamente, se han utilizado diversas aproximaciones de asociación y delimitación de regiones, las cuales ponderan el dinamismo del medio marino. Por ejemplo, Saraceno *et al.* (2006) utilizaron redes neurales para comprender la auto-organización geográfica, al utilizar un mapa de agrupación jerárquica probabilista para el área del Atlántico Sur Occidental. Sus datos de entrada fueron la Chl a satelital y la SST, al considerar los gradientes longitudinales y latitudinales de temperatura superficial, en composición mensual.

Por otro lado, Frías-Velasco (2004), al utilizar un análisis de componente principal (ACP), determinó la regionalización de los Golfos de Tehuantepec, Papagayo, Panamá y áreas adyacentes a partir de datos del SeaWiFS, en escenarios pre-establecidos donde la variabilidad fuera extrema (en presencia y ausencia de los vientos Tehuanos considerando el fenómeno de El Niño y No Niño).

Fue en el trabajo de González-Silvera *et al.* (2006), donde por primera vez se propuso una regionalización dinámica basada en la agrupación de las anomalías estandarizadas de Chl a y SST mediante Funciones Empíricas Ortogonales (FEO), en composiciones mensuales de imágenes de los sensores OCTS y SeaWiFS para la Chl a y del AVHRR para la SST, con el objetivo de establecer los límites entre regiones considerando la variabilidad espacio-temporal del sistema de corrientes Brasil-Malvinas, así como la influencia de la pluma del Río de la Plata en el Atlántico Sudoeste.

Posteriormente, Flores-de-Santiago *et al.* (2007), tomando la aproximación establecida por Gonzalez-Silvera *et al.* (2006), buscaron definir micro-regiones dinámicas de alta resolución espacio-temporal en la zona de las Grandes Islas en el Golfo de California. Utilizaron imágenes de SST y Chl *a* que provenían de la misma plataforma MODIS-Aqua a un km de resolución en composiciones diarias, lo que eliminó el desfase de tiempos de la toma de datos, al utilizar datos de diferentes plataformas.

Ambos trabajos solucionan la problemática del dinamismo en zonas que presentan un amplio gradiente de SST y Chl *a*.

Sin embargo, los métodos numéricos hasta ahora utilizados para la regionalización indirecta, están en función de la resolución matemática de una matriz de covariancia o de correlación, la cual para su construcción considera que las variables de entrada presenten un intervalo amplio de variabilidad, para que funcionen. Por lo anterior, en lugares con baja variabilidad de SST y Chl *a*, la resolución matemática de la matriz de covariancia puede no dar los resultados suficientemente robustos para definir las regiones y los límites entre estas.

Aunado a lo anterior, los métodos de detección remota de Chl *a*, se basan en la transformación de variables (*v.gr.* radiancias: Remote sensing reflectance (R_{rs} , por sus siglas en ingles) en parámetros (*v.gr.* algoritmos universales). Dicha transformación involucra algoritmos universales (Ecu. 1) que consideran la utilización de escalas logarítmicas, con diferentes razones de banda (Ecu. 2 y 3) según el sensor (O'Reilly *et al.*, 2000).

$$Chla = 10^{[a_0 + (a_1 * R) + (a_2 * R^2) + (a_3 * R^3) + (a_4 * R^4)]} \quad (\text{Ecu. 1})$$

Donde: a_0, a_2, a_3, a_4 son los coeficientes de las ecuaciones para cada sensor:

Sensor/Coeficiente	a0	a1	a2	a3	a4
SeaWiFS	0.366	-3.067	1.930	0.649	-1.532
MODIS-Aqua	0.283	-2.753	1.457	0.659	-1.403

Y R es la razón máxima de bandas descrita para cada sensor como:

Para el SeaWiFS, es el OC4 v4 "Ocean Chlorophyll 4-Band"

$$R = \log_{10} \left[\frac{R_{rs\ 443} > R_{rs\ 490} > R_{rs\ 510}}{R_{rs\ 555}} \right] \quad (\text{Ecu. 2})$$

Para el Modis-Aqua, es el OC3M-v4 "Ocean Chlorophyll 3"

$$R = \log_{10} \left[\frac{R_{rs\ 443} > R_{rs\ 488}}{R_{rs\ 551}} \right] \quad (\text{Ecu. 3})$$

Lo que da como resultado que a bajas concentraciones de Chl a (condiciones oligotróficas), la señal sea altamente detallada y burda en altas concentraciones (condiciones eutróficas).

Con base en lo anterior, la propuesta del presente trabajo fue obtener una regionalización dinámica con base en radiancias normalizadas (nLw, por sus siglas en inglés) y no en la Chl a . Se consideraron dos casos de estudio:

a) Golfo de México, como caso de zona sin variabilidad significativa de temperatura y Chl a .

b) Área CalCOFI, como caso de zona con variabilidad significativa de temperatura y Chl a .

1.1 Regionalización dinámica con base en nLw para un área *sin variabilidad significativa* de temperatura y Chl *a*: Caso Golfo de México (GM)

El Golfo de México (Fig. 1) es una cuenca que ha sido ampliamente estudiada desde el punto de vista físico, geológico y biológico, así como en relación a la comunicación con el Océano Atlántico.

El GM se localiza en la Zona Sub-tropical, es una cuenca semi-cerrada, con batimetría muy variable, en la parte del Canal de Yucatán la plataforma continental es muy estrecha aproximadamente 2 km, mientras que en la Península de Yucatán se incrementa hasta 250 km. El Banco de Campeche, abarca desde la parte oriental de la Laguna Términos hasta Isla Mujeres, cuenta con una pendiente suave, el talud continental es pronunciado y uniforme, con excepción del Cañón de Campeche. La plataforma de Veracruz y Tamaulipas es muy estrecha y se ensancha frente a Texas y Louisiana, continúa hasta Florida. La profundidad en el centro del GM es de aproximadamente 3.600 m (Monreal-Gomez *et al.*, 2004).

El GM está influenciado por diferentes masas de agua que fluyen por el Canal de Yucatán y entran al GM a diferentes profundidades:

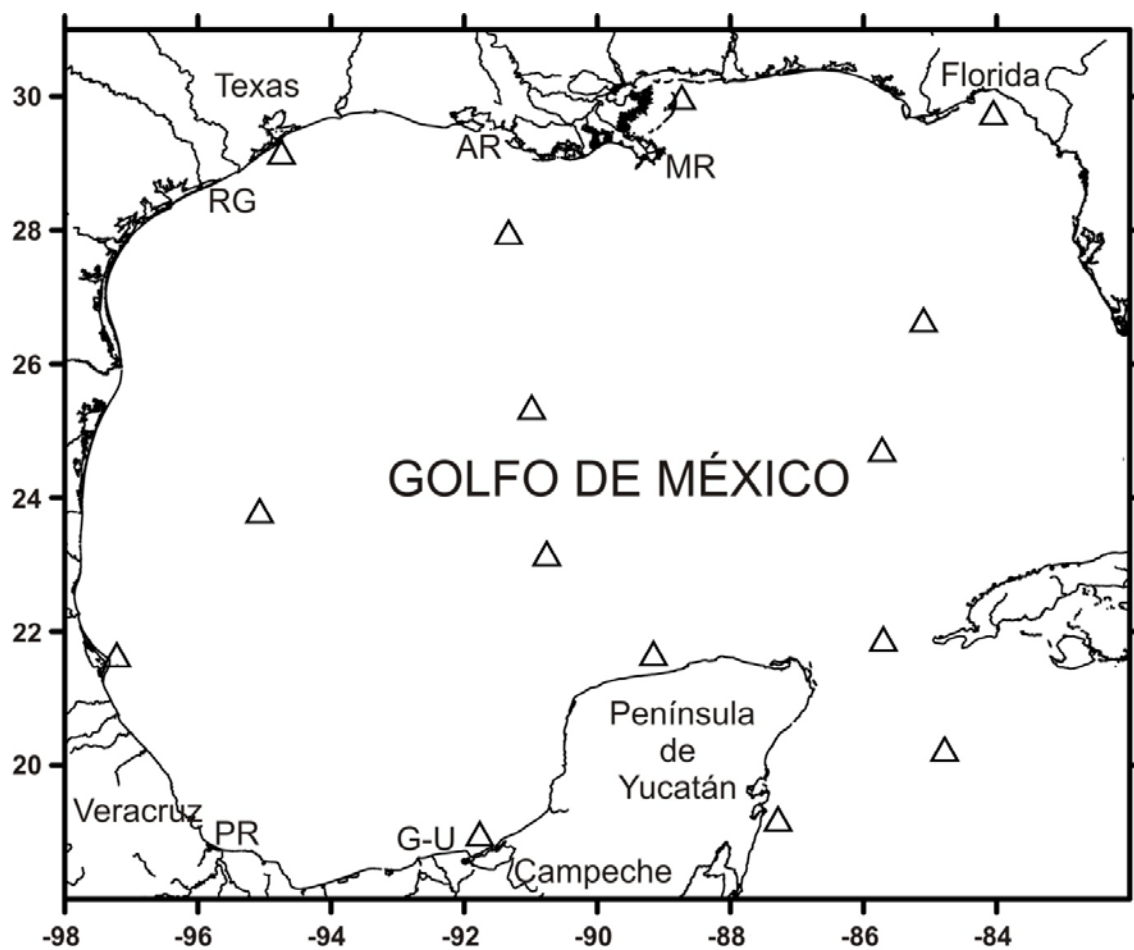


Figura 1. Área de estudio en el Golfo de México, se muestran los principales ríos: Río Mississippi (MR); Río Atchafalaya (AR); Río Grande (RG); Río Papaloapan (PR), Grijalva-Usumacinta (G-U). El símbolo(Δ), indica la localización de las 16 estaciones seleccionadas para las 11 regiones del GM.

En la superficie se encuentra el agua Sub-superficial Sub-tropical del Caribe (ASsSsC), la cual se caracteriza por temperaturas de aproximadamente 22.5 °C y una salinidad de 36.60; a una profundidad de entre 650 y 950 m, se localiza el Agua Intermedia del Antártico (AIA), se caracteriza por sus temperaturas que oscilan entre los 6.1 y 6.3 °C, con una salinidad de entre 34.86 y 34.89; por último se encuentra el Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN), la cual se observa a profundidades mayores a 1100 m, caracterizada por altas salinidades y muy bajas temperaturas. Al interior del GM la ASsSsC crea dos nuevas masas de agua por convección: la Superficial Sub-tropical del Golfo de México y el Agua Común del Golfo de México (Monreal-Gomez *et al.*, 2004).

El sistema de Corrientes del GM comprende al Mar Caribe (Corriente del Caribe y Corriente de Yucatán) y Golfo de México (Corriente de Lazo, Corriente Mexicana y Corriente de Florida). La Corriente del Caribe gira bruscamente hacia el oeste cruza la cuenca del Caimán e ingresa al Golfo de México por el canal de Yucatán. Eventualmente, se separa desde el Banco de Campeche, para convertirse en la Corriente de Lazo, la cual posteriormente se convertirá en la Corriente de Florida (Hofmann y Worley, 1986; Molinari y Morrison, 1988; Fratantoni, 2001). Los valores promedio de transporte para la Corriente del Caribe son aproximadamente de 24 Sv (Sheinbaum *et al.*, 2002). La Corriente de Lazo es variable en su posición, presenta señales estacionales, donde la intrusión tiende a ser más frecuente en primavera (Leipper, 1970; Maul, 1977). Sin embargo, esta puede ocurrir en cualquier estación o intervalo de tiempo.

La corriente Mexicana forma remolinos ciclones y anticiclones (Maul *et al.*, 1985). Las velocidades máximas para esta corriente son de 74 cm/s con un transporte de 31.5 Sv, tanto en forma ciclónica como anticiclónica, sin embargo el transporte neto en la sección de cruce es de 8.9 Sv (Brooks y Legeckis, 1982).

Las aguas superficiales del golfo alcanzan su mayor temperatura en verano, aparentemente asociado con la latitud, en la costa nororiental la temperatura es de alrededor de los 28 °C, mientras que se incrementa entre 28.9 y 29.7 °C en el sector central y suroriental, respectivamente (Fernández-Eguiarte *et al.*, 1992; Toledo-Ocampo, 1996). En invierno la variación de la temperatura fluctúa entre los 20 a 22.5 °C, incrementándose en la porción central y costa oriental de Yucatán hasta los 24 °C, mientras que aguas superficiales de la costa del Mar Caribe la temperatura oscila entre 25 y 25.5 °C (Fernández-Eguiarte *et. al*, 1992).

Dentro del área de estudio se presentan dos principales fenómenos, los huracanes y los nortes. Los huracanes ocurren en verano y causan intensas tormentas cuyas trayectorias ciclónicas normalmente inciden sobre la costa noroccidental. Los fenómenos de nortes se desarrollan normalmente entre octubre y marzo, cada año se presentan entre 15 y 20, con una duración entre uno y cinco días. Los vientos frecuentemente exceden los 40 km/h, creando mareas de tormenta que inundan las tierras bajas, erosionan playas y transportan sedimentos en diversas direcciones.

1.1.1. MÉTODO

Se generó la base de datos de Chl *a*, SST, nLw₄₁₂, nLw₄₄₃, nLw₄₈₈, nLw₅₅₀ y nLw₆₇₀ para el Golfo de México (GM), mediante composiciones mensuales derivadas a partir de 12,500 imágenes diarias (LAC) del MODIS-Aqua. El periodo comprendido fue de junio 2002 a mayo 2007, con una resolución espacial de 1 km. Las imágenes fueron construidas mediante una proyección cilíndrica equidistante y los productos fueron procesados mediante SeaDAS ver. 5.5 utilizando algoritmos estándares.

Se realizó la serie de tiempo de SST, a partir del AVHRR el periodo comprendido de 1989 a 2009, con la finalidad de definir la variación de temperatura en el GM. Se creó la climatología anual para cada variable y posteriormente se establecieron escenarios relacionados a temporada de huracanes (Junio a Noviembre) y temporada de no huracanes (Diciembre a Mayo).

La selección de las variables de entrada se basó en la resolución numérica del análisis de componente principal (ACP). Se consideró el primer componente por ser el más significativo y representar la mejor combinación lineal de las variables originales (Preisendorfer 1988; Santamaría del Ángel, 1994; Santamaría del Ángel *et al.*, 2011). En el primer análisis realizado se evidenció la separación de la Chl *a* y la SST del resto de las variables (nLw _{λ}), donde el primer componente incluyó todas las nLw _{λ} . Posteriormente, se realizó otro ACP solo con las nLw _{λ} , en este proceso se probaron diferentes

combinaciones de nLw_{λ} , mediante un proceso de eliminación, la mayor variabilidad (99.99%) fue explicada por las variables seleccionadas nLw_{412} y nLw_{488} .

Las variables seleccionadas fueron usadas para determinar las regiones dinámicas biogeográficas (DBGR, por sus siglas en inglés) para el Golfo de México con base a la primer Función Empírica Ortogonal Estandarizada (SEOF₁).

La SEOF₁ se calculó a partir de la resolución ortogonal de la matriz de correlación lineal de Pearson (Ecu. 4) para las variables.

$$r_p = \frac{Cov_{v_1v_2}}{SD_{v_1} SD_{v_2}} \quad (\text{Ecu. 4})$$

Dónde: $Cov_{v_1v_2}$ es la covariancia de v_1 por v_2 y SD_{v_1}, SD_{v_2} son las desviaciones estándar de v_1 y v_2 .

A partir de lo anterior se obtuvo la matriz correlación de las variables (r_A, r_B, r_C), dando como resultado una matriz cuadrada con la diagonal en uno (e.g, M1, matriz de correlación de las variables)

$$\begin{bmatrix} 1 & r_B r_A & r_C r_A \\ r_A r_B & 1 & r_C r_B \\ r_A r_C & r_B r_C & 1 \end{bmatrix} \quad \text{M1}$$

Uno de los teoremas básicos para este tipo de matrices es el teorema espectral de dimensión finita, el cual dice que toda matriz simétrica cuyas entradas sean reales puede ser diagonalizada por una matriz ortogonal, obteniendo eigenvalores y eigenvectores reales (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2011).

Una FEO clásica (Ecu. 5), se basa en el desarrollo del polinomio ponderado de las variables por los coeficientes derivados del eigenvector de la combinación.

$$FEO = b_{11} * Var_1 + b_{12} * Var_2 + b_{13} * Var_3 + \dots + b_{1k} * Var_k \quad (\text{Ecu. 5})$$

Donde b_{11} a b_{1k} son los coeficientes del primer eigenvector y Var_1 a Var_{1k} son las variables.

La $SEOF_1$ correspondiente (Ecu. 6), es el polinomio ponderado pero a partir de las variables estandarizadas mediante una transformación Z (Ecu. 7).

$$SEOF_1 = b_{11} * ZVar_1 + b_{12} * ZVar_2 + b_{13} * ZVar_3 + \dots + b_{1k} * ZVar_k \quad (\text{Ecu. 6})$$

Donde b_{11} a b_{1k} son los coeficientes del primer eigenvector y $ZVar_1$ a $ZVar_{1k}$ son las variables estandarizadas (Ecu. 5)

$$Z = \frac{(x_i - \bar{x})}{SD_x} \quad (\text{Ecu. 7})$$

Donde x_i es el dato i , $\bar{x}$ promedio y SD_x la desviación estándar de la variable.

Los valores numéricos de la $SEOF_1$ al ser a dimensionales, permitieron delimitar las fronteras entre las DBGR. El valor numérico cero “0” de la $SEOF_1$ involucra a todos los componentes del polinomio que operan en su promedio (Preisendorfer, 1988; Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2011). Las $SEOF_1$ fueron acotadas al óptimo y se graficaron sobre las imágenes de Chl a , con la finalidad de evaluar la variabilidad espacial.

Para evaluar las diferencias entre las variables seleccionadas, se seleccionaron 16 localidades a lo largo del GM, ocho en la provincia costera y ocho en la provincia oceánica (Fig. 1). Se utilizó la razón entre las variables seleccionadas para verificar las regiones identificadas.

Con la finalidad de evidenciar el dinamismo del GM, se plantearon escenarios con base en la temporada de Huracanes y No-Huracanes. La temporada de huracanes, comprende el periodo de junio a noviembre (NOAA, 2009). Para corroborar la plasticidad de las regiones, se realizó una descripción general del 2004, debido a que presentó la mayor cantidad de imágenes con baja o nula nubosidad.

1.1.2. RESULTADOS

Como una primera aproximación se aplicó la metodología de regionalización descrita por Gonzalez-Silvera *et al.* (2006), con base a Funciones Empíricas Ortogonales (FEO). Sin embargo, esta no funcionó cuando se trató de aplicar en el GM, debido principalmente a que es una zona *sin variabilidad significativa* en temperatura y Chl *a*, dicha aproximación no fue capaz de definir regiones al interior del GM, principalmente porque las variables involucradas presentaron una baja o nula variabilidad.

La selección de las variables de entrada mediante la resolución numérica del análisis de componente principal (ACP), evidenció la separación de la Chl *a* y la SST del resto de las variables (nLw_{λ}), donde el primer componente incluyó todas las nLw_{λ} . Con base a un segundo ACP, las variables seleccionadas fueron la nLw_{412} y nLw_{488} , debido a que lograron explicar la variabilidad del eigenspacio generado, lo que permitió definir los límites de las regiones biogeográficas (DBGR). Las $SEOF_1$ fueron acotadas en el intervalo de desviaciones estándar entre ± 4 , lo cual explicó el 99.9% de los datos. El valor numérico cero “0” de la $SEOF_1$, involucra todos los componentes del polinomio que operan en su promedio, por lo que se consideró como la frontera entre la influencia costera y la oceánica.

Con base en lo anterior, se definió la regionalización dinámica para el GM, en dos grandes provincias: Oceánica y Costera. La Provincia Oceánica, presentó tres regiones: Oligotrófica del Golfo de México (R1), Corriente de Lazo

(R2) y Mar Caribe (R3) (Fig. 2). La Provincia Costera se dividió en dos sub-provincias, la primera es la Sub-provincia Norte del Golfo de México, la cual incluyó la Región Norte de Transición (R4), Región Plataforma de USA (R5), Región Texas-Luisiana (R6) y Región Alabama-Florida (R7); la segunda fue la Sub-provincia Sur del Golfo de México, la cual presentó la Región Sur de Transición (R8), Región Veracruz-Tabasco (R9), Región Sonda de Campeche (R10) y Región Yucatán (R11) (Fig. 2) (Tabla I).

La serie de tiempo de SST para las 16 estaciones seleccionadas (Fig. 3), evidenció la variación de temperatura superficial entre los 15 y 30 °C. Sin embargo, al observar el comportamiento de la temperatura en valores: máximo, mínimo y promedio por región (Fig. 4), se observa que la diferencia en temperatura no es superior a 5 °C entre estaciones, con excepción de las R5, R6 y R7. Por otro lado, se observó que la variación de la temperatura en el tiempo no sobrepasó los 8 °C, para la mayoría de los casos. Las estaciones R5, R6 y R7, presentaron el mayor intervalo de temperatura entre los 30-15 °C.

La serie de tiempo de la razón nLw_{412}/nLw_{488} (Fig. 5a), evidenció una separación entre la provincia costera y oceánica, con valores cercanos a la unidad. La provincia oceánica presentó valores superiores a la unidad en más del 80% de las observaciones con un valor promedio de 1.43 (Fig. 5b). La provincia costera presentó valores menores a la unidad en más del 85 % de las observaciones con valores promedio de 0.78. Mientras que en las dos regiones de transición Norte y Sur (R4, R8), presentaron valores de 1.18 y 1.12, respectivamente (Fig. 5).

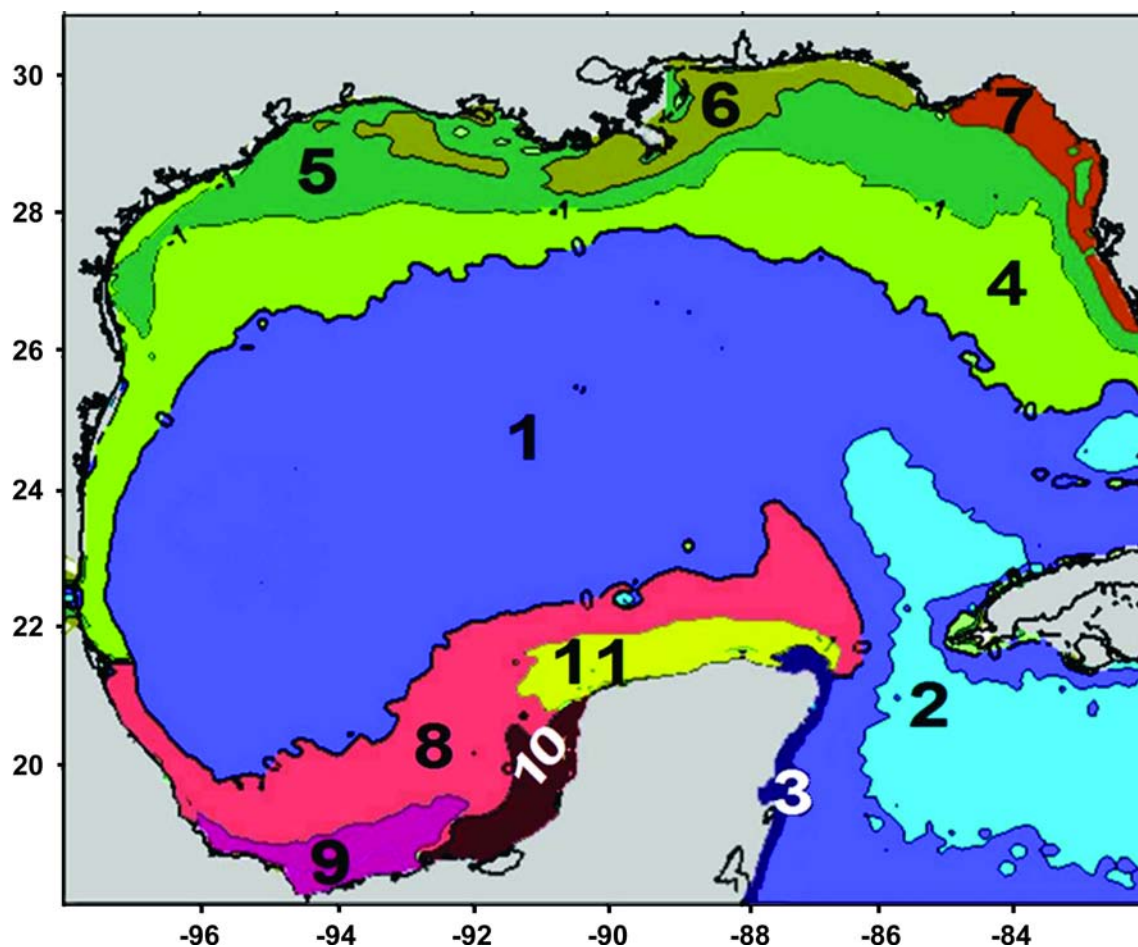


Figura 2.Regiones biogeográficas (DBGR) totales del Golfo de México (ver Tabla I): (R1) Región Oligotrófica del Golfo de México;(R2) Corriente de Lazo; (R3) Mar Caribe, (R4) Transición oceánico-costera Norte del Golfo de México, (R5) Plataforma de USA, (R6) Texas-Luisiana, (R7) Alabama-Florida, (R8) Transición oceánico-costera Sur del Golfo de México, (R9) Veracruz-Tabasco, (R10) Sonda de Campeche y (R11) Yucatán.

Tabla I. Regionalización dinámica para el Golfo de México.

REGIONES BIOGEOGRÁFICAS GOLFO DE MÉXICO	
Provincia Oceánica	Regiones:  1) Región Oceánica  2) Corriente de Lazo  3) Mar Caribe
Provincia Costera Sub-provincia costera Norte del GM	Regiones:  4) Transición oceánica-costera Norte  5) Plataforma de USA  6) Texas-Luisiana  7) Alabama-Florida
Sub-provincia costera Sur del GM	Regiones:  8) Transición oceánica-costera Sur  9) Veracruz-Tabasco  10) Sonda de Campeche  11) Yucatán

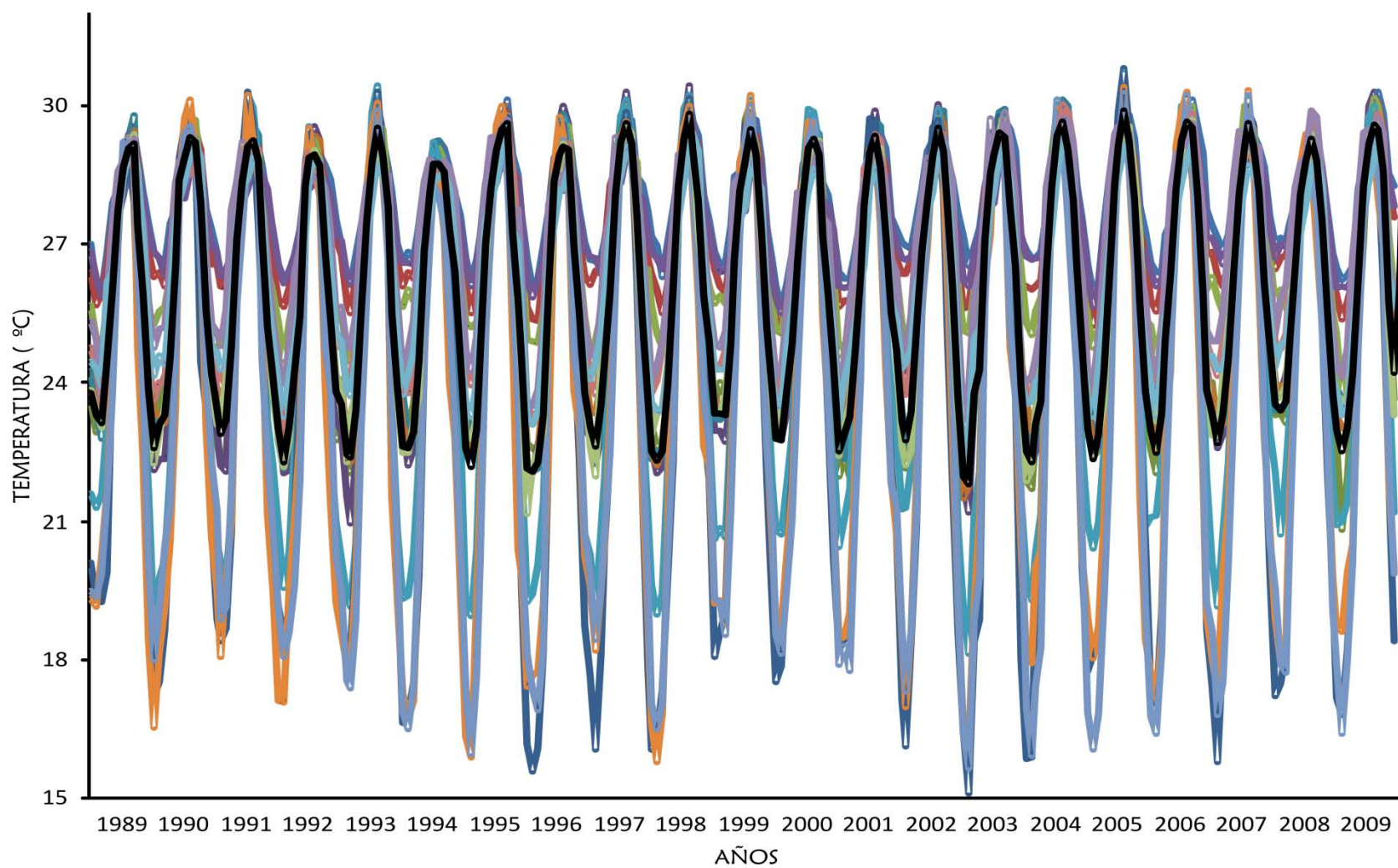


Figura 3. Serie de tiempo de SST (10 años) para las 16 estaciones seleccionadas, la línea negra indica el valor promedio.

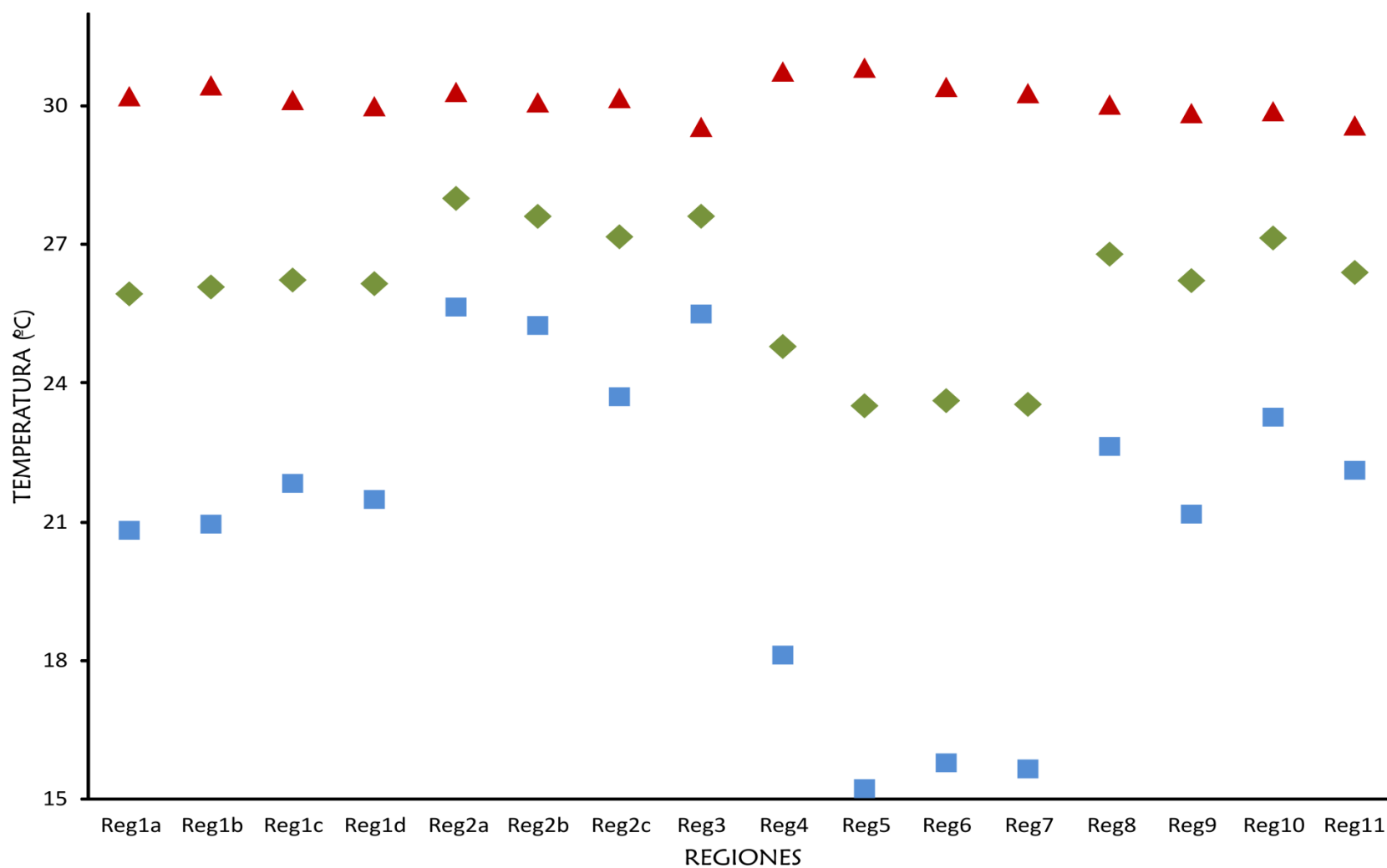


Figura 4. Temperatura máxima (triángulo rojo), mínima (cuadrado azul) y promedio (rombo verde) para las estaciones por cada región.

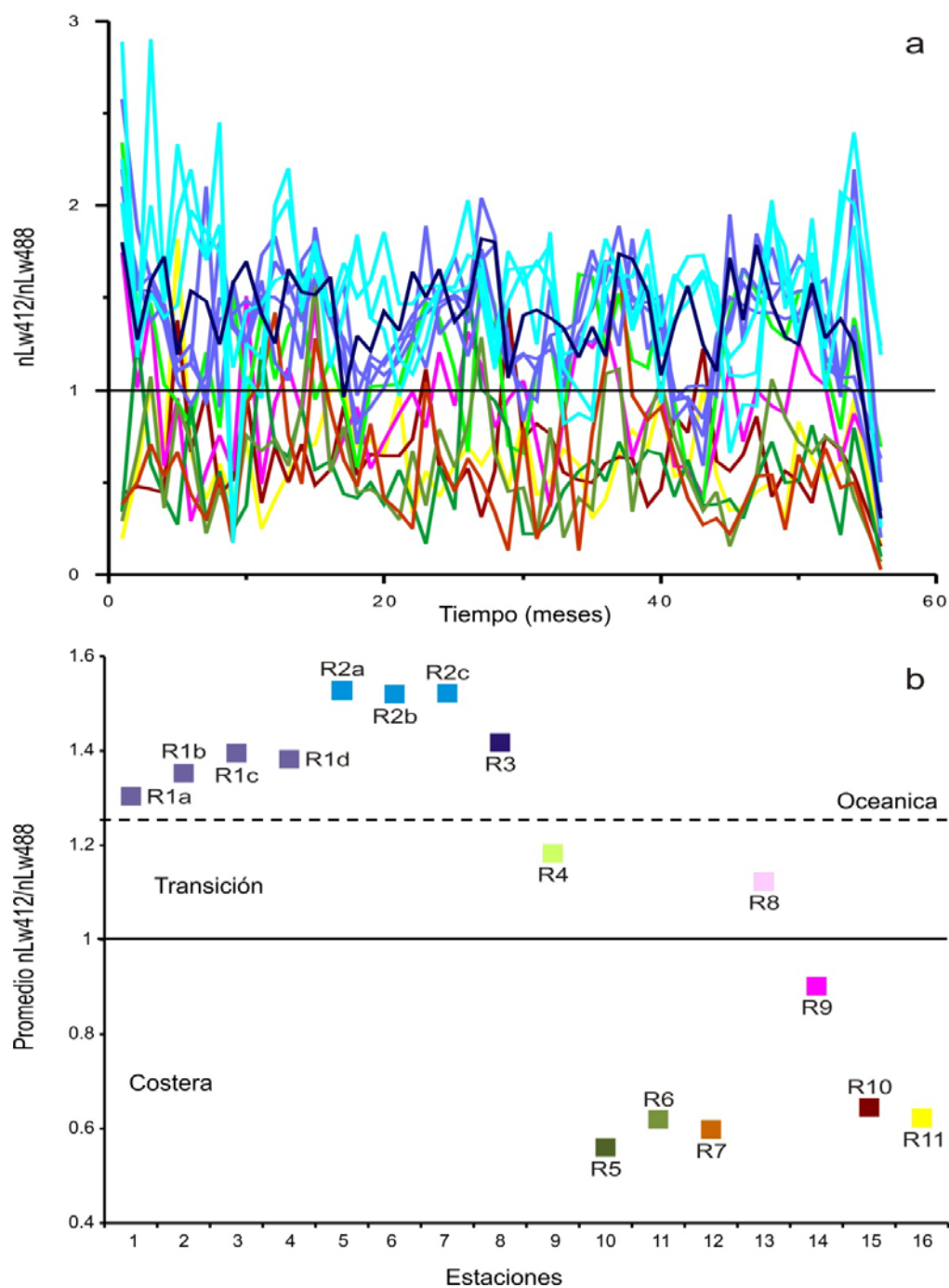


Figura 5. a) Serie de tiempo de nLw_{412}/nLw_{488} para todas las regiones del Golfo de México de junio, 2002 a mayo 2007. b) Valores promedio de la razón nLw_{412}/nLw_{488} por región. Valores menores a uno indican altos valores de nLw_{488} asociada a estaciones costeras; estaciones oceánicas presentan lo contrario. Para ambas figuras ver código de colores: Tabla I.

El dinamismo natural del GM, se evidenció al considera la temporada de Huracanes y No Huracanes, con base en el análisis de $SEOF_1$, dicho dinamismo se observa en la Fig. 6a y b. Para la temporada de No-Huracanes (Fig. 6a), se observa una fuerte influencia costera, con una amplia extensión de cobertura de las regiones de Transición Oceánica-costera Norte y Sur (R4 y R8) donde se pueden observar perfectamente separadas. Cabe mencionar que la región del Mar Caribe (R3) se encuentra disminuida y muy cercana a la costa, en comparación con la representación general. Las regiones de Yucatán (R11), Veracruz-Tabasco (R9), Alabama-Florida (R7) y Texas-Luisiana (R6) disminuyen su área, mientras que la región Sonda de Campeche (R10) presenta un aumento de su área de influencia (Fig. 6a; Tabla I).

Para la época de Huracanes (Fig. 6b), se observa una clara dominancia de la provincia oceánica al interior del GM, relacionada a la intrusión de la Corriente de Lazo (R2), mientras que la provincia costera se ve disminuida (Fig. 6b), en este escenario las regiones de Transición Oceánica-costera Norte y Sur (R4 y R8) se fusionan y se comportan como una misma. Se observa que las regiones de Yucatán (R11), Veracruz-Tabasco (R9), Alabama-Florida (R7) y Texas-Luisiana (R6), incrementan su área influencia hacia el interior del GM, mientras que la Sonda de Campeche (R10) disminuye (Fig. 6b; Tabla I).

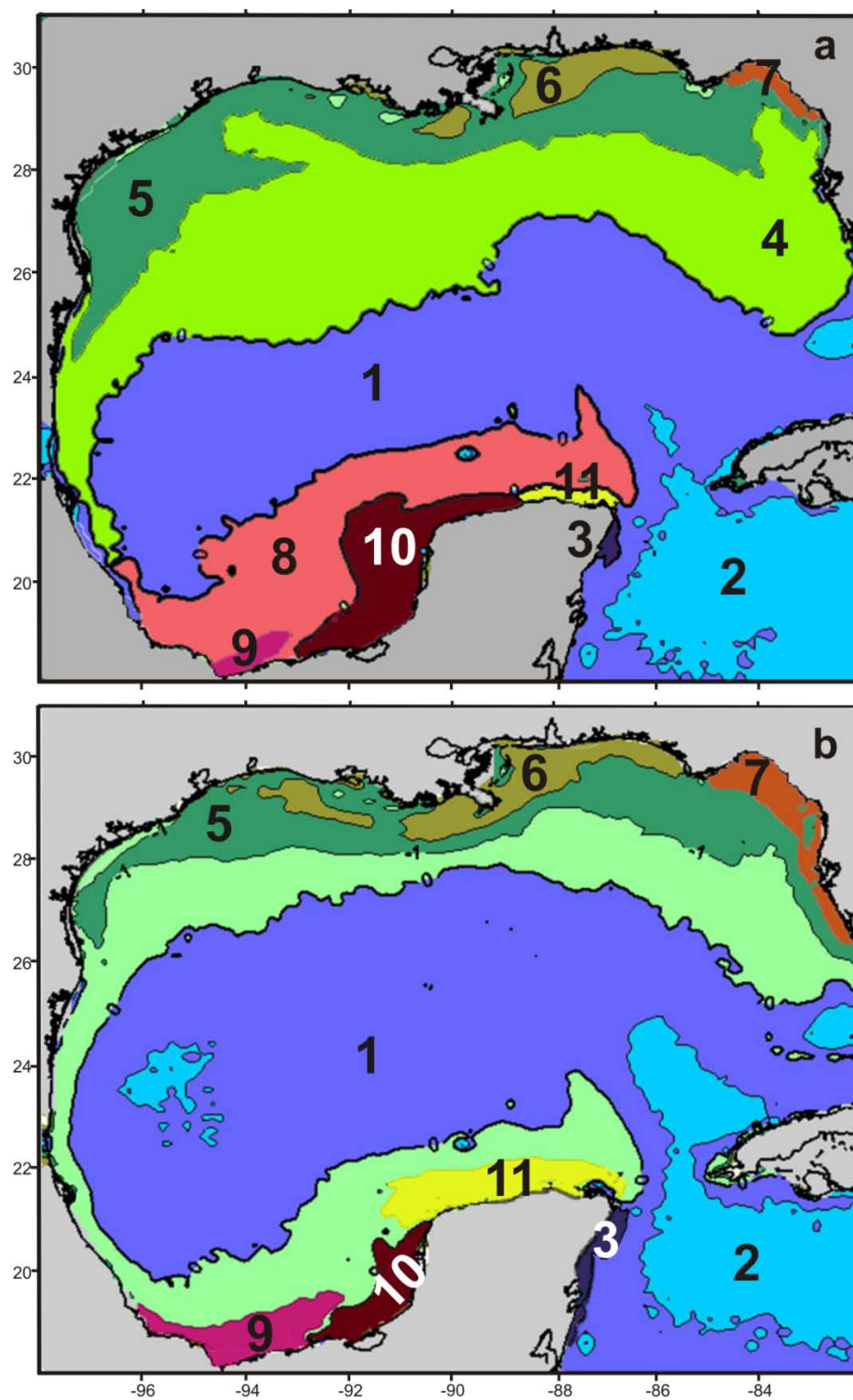


Figura 6. Representación gráfica de la regionalización por escenarios. a) Temporada de No-Huracanes, b) Temporada de Huracanes.

Con la finalidad de evidenciar la plasticidad de las regiones al interior del GM, se realizó la descripción general de 2004 (Fig. 7). Para el mes de enero (Fig. 7c), la dominancia de la influencia costera fue casi total al interior del GM, se evidencia al norte la presencia de las regiones Texas-Luisiana (R6), Alabama-Florida (R7) y al sur Veracruz-Tabasco (R9) y Sonda de Campeche (R10). Cabe mencionar que para este mes, la Sonda de Campeche (R10) presentó la máxima influencia del año. En febrero (Fig. 7d), se observó un comportamiento muy similar al mes de enero en relación a la dominancia costera, se observó una mayor influencia de la Corriente de Lazo (R2). En marzo (Fig. 7e), la provincia Oceánica comienza aumentar su área de influencia y es clara la intrusión de la Corriente de Lazo (R2) al interior del GM. La provincia Costera disminuye su área de influencia y evidencia la separación de las sub-provincias de transición oceánica-costera norte (R4) y sur (R8). Las regiones norteñas Texas-Luisiana (R6) y Alabama-Florida (R7) se comportan como una misma y se observa la presencia de la Región Plataformas de USA (R5) con una influencia hasta la parte sur de Tamaulipas. Cabe resaltar que observó la totalidad de las regiones establecidas para la sub-provincia sur del GM: Región de transición oceánica-costera sur (R8), Veracruz-Tabasco (R9), Sonda de Campeche (R10) y Yucatán (R11). Para abril (Fig. 7f), la dominancia entre la provincia oceánica y costera es aproximadamente del 50 %, se observó el retroceso de la Corriente de Lazo (R2).

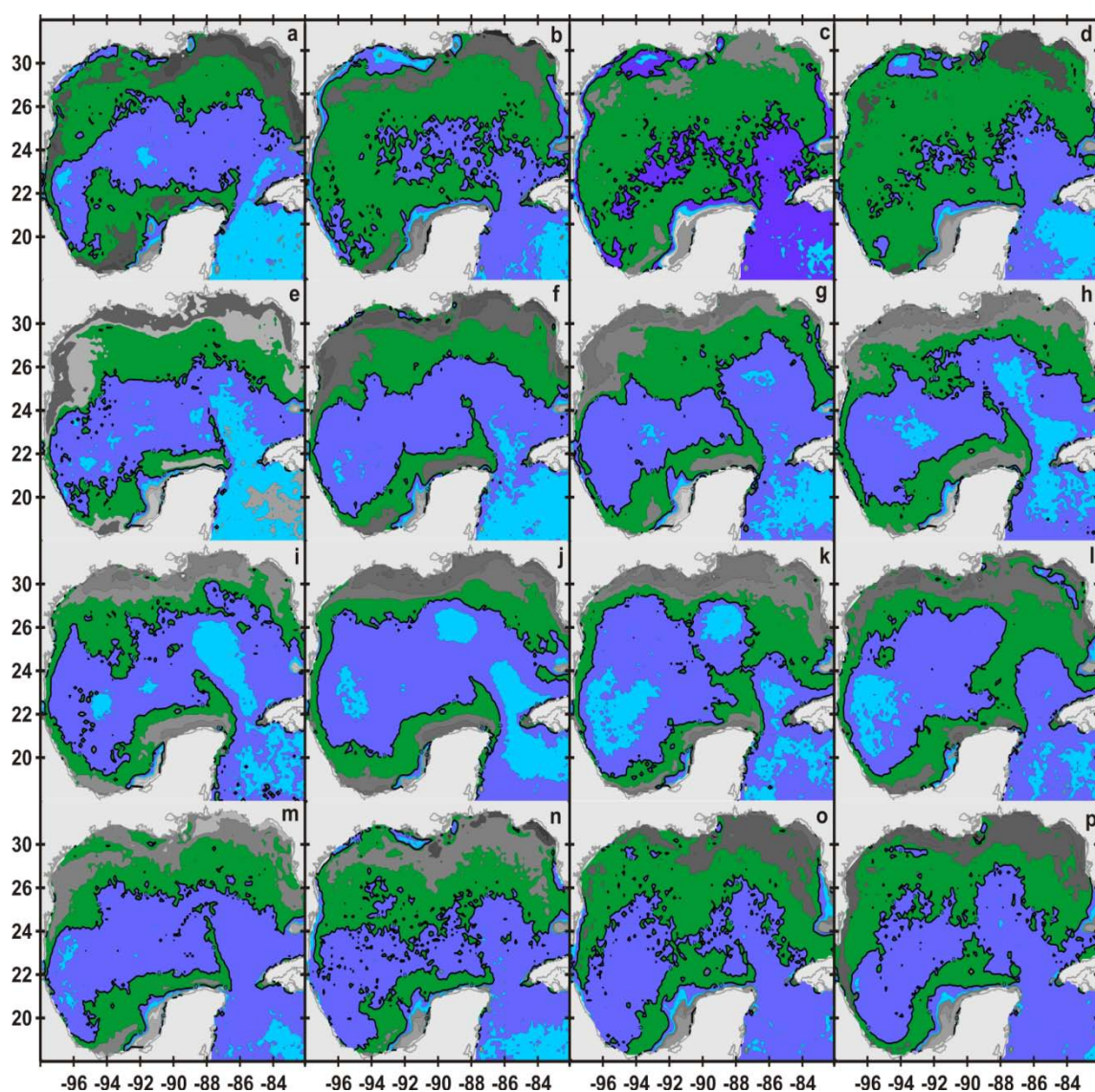


Figura 7. Plasticidad mensual de las regiones del Golfo de México para el año 2004. Se adicionaron los meses de noviembre y diciembre de 2003, enero y febrero 2005, para tener una visión más general. 2003: a) noviembre, b) diciembre; 2004: c) enero, d) febrero, e) marzo, f) abril, g) mayo, h) junio, i) julio, j) agosto, k) septiembre, l) octubre, m) noviembre, n) diciembre; 2005: o) enero, p) febrero.

Por otro lado, en la sub-provincia costera norte se observó la totalidad de las regiones establecidas en ella: Región de Transición oceánica-costera Norte (R4), Plataformas de USA (R5), Texas-Luisiana (R6) y Alabama-Florida (R7). En la sub-provincia costera sur la región de transición oceánico-costera (R8) cubre una mayor área de influencia, la región Veracruz-Tabasco (R9), Sonda de Campeche (R10) y Yucatán (R11) presentan un aumento en su área de influencia. Para el mes de mayo (Fig. 7g), existe una evidente separación entre la sub-provincia costera norte y sur; para este mes se observa nula influencia de la Región Veracruz-Tabasco (R9). En junio (Fig. 7h), se vuelve a observar el ingreso de la Corriente de Lazo (R2) hacia el interior del GM y se hacen evidente la presencia de la región del Mar Caribe (R3). Las regiones de transición oceánica-costera norte (R4) y sur (R8) convergen, se logra observar la delimitación de las regiones: Plataforma de USA (R5), Texas-Luisiana (R6), Alabama- Florida (R7) en la porción norte del GM; Veracruz-Tabasco (R9), Sonda de Campeche (R10) y Yucatán (R11). En julio (Fig. 7i) se observa una importante inyección de la Corriente de Lazo (R2) al interior al GM. Existe una disminución de la influencia costera. Sin embargo, cabe resaltar que las regiones Veracruz-Tabasco (R9), Yucatán (R11) y Mar Caribe (R3), presentaron un aumento en su área de influencia. Para el mes de agosto (Fig. 7j) se observa una amplia dominancia oceánica, el aporte de la Corriente de Lazo (R2) es muy evidente. En septiembre (Fig. 7k), se observó un debilitamiento de la provincia costera hacia la zona de Tamaulipas y Veracruz, en este mes se observa la mayor área de influencia de la Corriente de Lazo al interior del GM. En octubre

(Fig. 7l), se observa una gran alberca de agua oceánica, con un núcleo de agua correspondiente a la Corriente de Lazo (R2), en general todas las regiones presentan una disminución en su área de influencia. Para el mes de noviembre (Fig. 7m), se observa nuevamente la separación de la provincia costera, evidenciando a las regiones de transición oceánica-costera norte (R4) y sur (R8). En diciembre (Fig. 7n), se observa nuevamente como la Provincia costera comienza a dominar sobre la provincia oceánica, cabe resaltar que en este mes no se observa la influencia de la Corriente de Lazo (R2) al interior del GM. A lo largo del año se observó la variación en tamaño de la Región del Mar Caribe (R3), la cual presenta su máxima amplitud durante el periodo de junio-agosto.

Se estableció la diferenciación de estructuras oceanográficas superficiales a meso escala (remolinos, filamentos, entre otros), con base a la compuesta mensual de Chl *a* de julio del 2004 (Fig. 8a, b). Se evidenciaron tres principales remolinos anticiclónicos y una amplia influencia costera en la parte norte del GM, así como una fuerte intrusión oceánica hacia el interior del GM, proveniente del Mar Caribe. Los resultados obtenidos a partir de la SEOF₁ de las nLW₄₁₂ y nLW₄₈₈ para el mes de julio de 2004 (Fig. 8b) coinciden con las estructuras observadas en la imagen de Chl *a*, localizadas en la misma zona pero con diferente intensidad. Las SEOF₁ delimitaron los tres remolinos, la influencia costera y la intrusión oceánica (Corriente de Lazo).

Se realizaron las series de tiempo de la concentración de Chl *a* (Fig. 9) para todas y cada una de las regiones, se clasificaron conforme a la concentración de Chl *a* en tres grupos: oligotróficas (concentraciones < 0.20 mg

m^{-3}); mesotróficas (entre 0.20 y 2.0 mg m^{-3}) y eutróficas ($> 2.0 \text{ mg m}^{-3}$) de acuerdo a Barocio-Leon *et al.* (2006). De esta manera, se consideró como regiones oligotróficas a la Provincia Oceánica, la Región de la Corriente de Lazo y la Región del Mar Caribe (Fig. 9a), las cuales son regiones con mayor influencia oceánica. Por otro lado, las Regiones Mesotróficas fueron, las subprovincias Costera Norte, Costera Sur y la región de Yucatán (Fig. 9b), las cuales se consideran como zonas de transición entre el dominio oceánico y costero. Las regiones restantes todas ellas regiones costeras (Plataformas EUA, Texas-Luisiana, Alabama–Florida, Veracruz y Sonda de Campeche), fueron consideradas como Eutróficas (Fig. 9c).

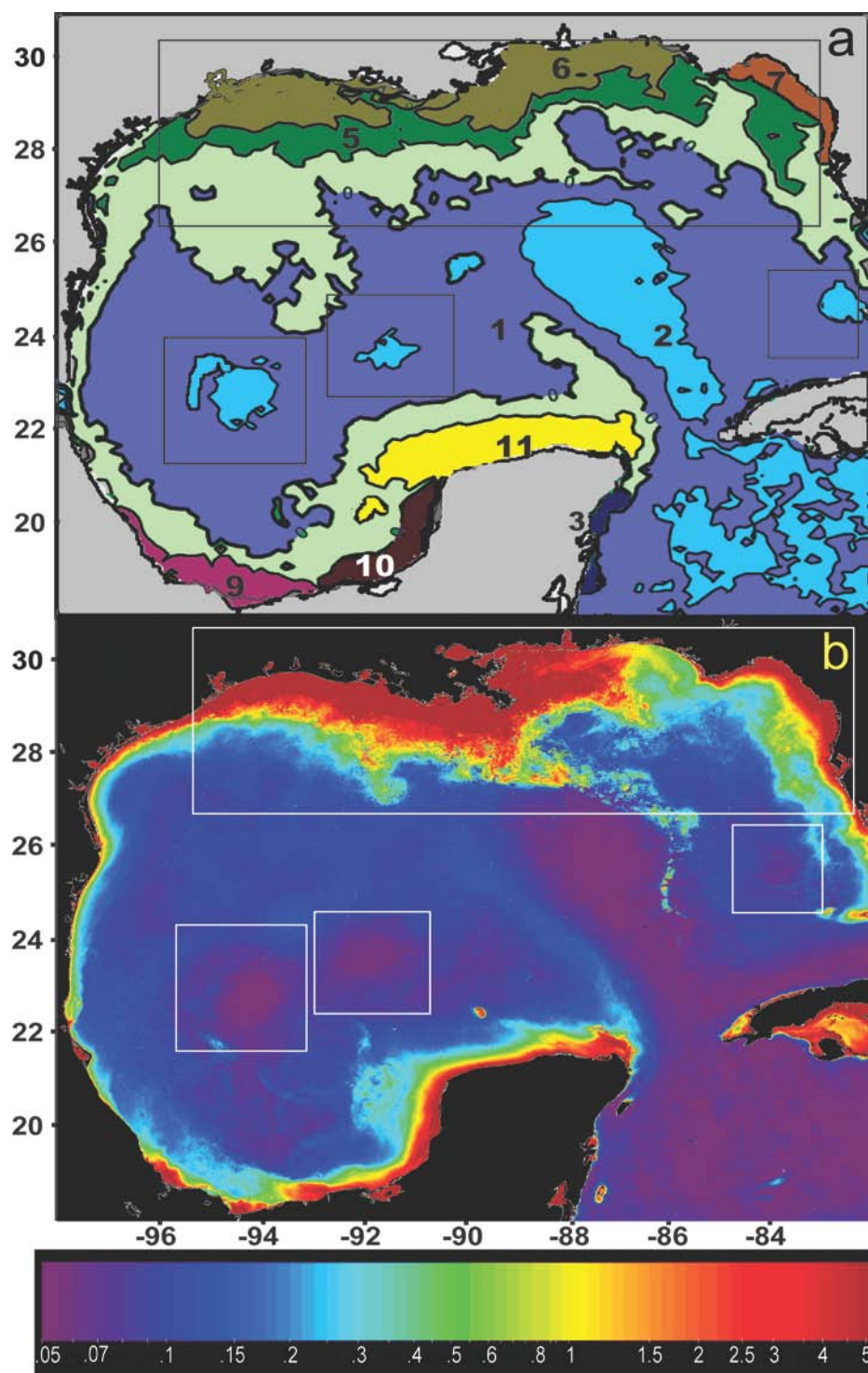


Figura 8. Estructuras oceanográficas de mesoescala en el Golfo de México para julio de 2004: (a) resultados obtenidos de la SEOF1 de nLw_{412} y nLw_{488} . (b) Imagen Chl a, los recuadros evidencian las estructuras observadas.

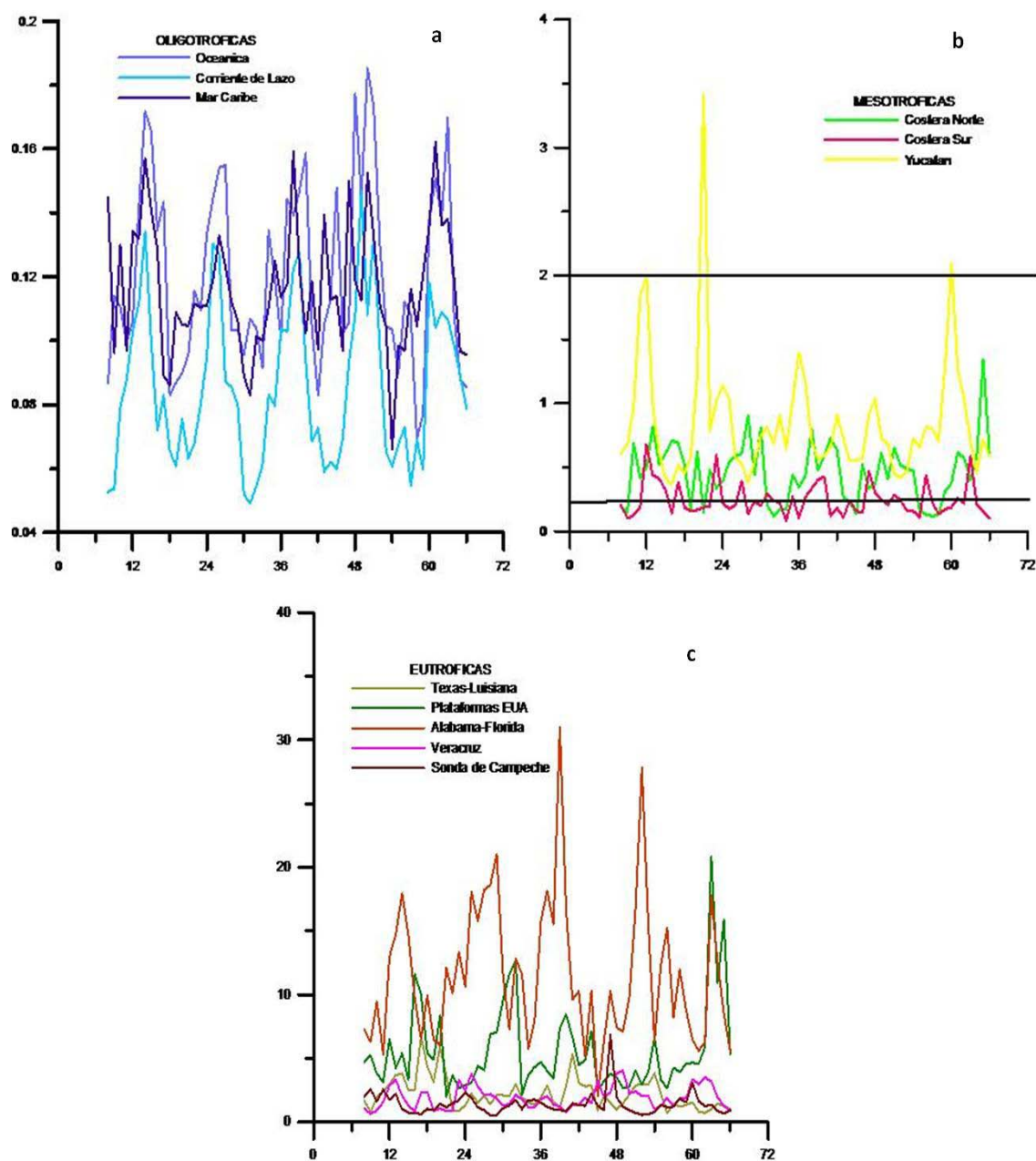


Figura 9. Series de tiempo de la concentración de Chl a, se clasificaron con forme a la [Chl a] en tres grupos: a) oligotróficas (concentraciones < a 0.20 mg m⁻³); b) mesotróficas (entre 0.20 y 2.0 mg m⁻³); c) eutróficas (> a 2.0 mg m⁻³).

1.1.3. DISCUSIÓN

El dinamismo de las regiones es una consecuencia natural en el medio marino, debido a que se modifica la intensidad de las asociaciones entre las variables, así como la heterogeneidad dentro de cada unidad (Hooker *et al.*, 2000). La regionalización a partir de imágenes de satélite depende de la información de la capa superficial del océano correspondiente a la primera profundidad óptica $\left(\frac{1}{K_d}\right)$. A pesar de ello, se han realizado diversas aproximaciones para caracterizar áreas marinas con base a la variabilidad espacio-temporal de la Chl *a* y la temperatura (Santamaría-del-Ángel, *et al.*, 1994; Behrenfeld y Falkowski, 1997a, 1997b; Esaias *et al.*, 2000; González-Silvera *et al.*, 2004, 2006; Son *et al.*, 2005; Saraceno *et al.*, 2006; Devred *et al.*, 2007; Flores-de-Santiago *et al.*, 2007; Hardman-Mountford *et al.*, 2008). Sin embargo, para el GM, fue imposible establecer y determinar la variabilidad del área con base a Chl *a* y SST, debido a que la temperatura del agua superficial no varía más allá de 5 °C, tanto en espacio como en tiempo (Fernández-Eguiarte *et al.*, 1992; Toledo-Ocampo, 1996). La serie de tiempo de SST para las 16 estaciones seleccionadas (Fig. 3, 4), corrobora dicha conducta, se observó que la diferencia en temperatura no es superior a 7 °C entre las estaciones, con excepción de R5, R6 y R7, mientras que la variación de la temperatura en el tiempo no sobrepasó los 8 °C, para la mayoría de los casos.

De esta forma el comportamiento de la temperatura como constante no permitió resolver matemáticamente la matriz cuadrada y por lo tanto no se

obtuvo la resolución ortogonal de las variables al considerar Chl *a* y SST. En este análisis las variables seleccionadas fueron nLw_{412} y nLw_{488} , debido a que lograron explicar la mayor variabilidad del eigenespacio generado y permitieron definir los límites entre las regiones dinámicas biogeográficas (DBGR). Cabe resaltar que el método descrito no sólo aplica para estos dos predictores, por lo que es necesario realizar análisis adicionales para determinar las variables específicas para ser aplicado en otras áreas. La nLw_{412} representa la señal de las sustancias amarillas (CDOM) asociadas a la costa (Morel, 1980; Mobley, 1994) y la nLw_{488} es la longitud de onda más cercana a 500 nm, donde todos los componentes del agua absorben menos y ha sido usada para clasificar aguas oceánicas y costeras (Jerlov, 1976; Morel, 1980; Mobley, 1994; Morel y Gentili, 2009). El GM recibe dos terceras partes del aporte terrígeno del Atchafalaya, debido a que es la cuenca de drenaje más grande del sistema del río Mississippi en Texas y Río Grande en la costa de USA, que en conjunto constituyen el 75% del área de drenaje (Moody, 1967). Por otro lado, el aporte terrígeno de las costas mexicanas se asocia principalmente con el sistema de ríos Grijalva-Usumacinta junto con el Río Papaloapan que contribuyen con el 55% (Bassols, 1977). La concentración de sustancias ópticamente activas, tales como la CDOM y materia en suspensión, varían significativamente tanto en tiempo como en espacio, en relación al aporte de agua que ingrese al GM. La absorción de Chl *a* y CDOM en el sistema del Río Mississippi, varía considerablemente entre los periodos de altas y bajas descargas del río (Walker y Rabalais, 2006; Snedden *et al.*, 2007). Significantes variaciones interanuales

pueden observarse para cada parámetro en función al volumen total de descargas durante cada periodo (Kesel *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 2008).

La otra variable seleccionada a partir del análisis preliminar fue la nLw_{488} , la cual ha sido utilizada en trabajos previos como la porción azul de la razón azul-verde, cuando el contenido de clorofila es alto (O'Reilly *et al.*, 1998). En la presente aproximación no se usó como una razón, sino como una combinación lineal entre dos variables ($SEOF_1$) que representan una fuerte señal (412 nm) vs una débil señal (488 nm).

Traykovski y Sosik (2003) presentan un esquema de clasificación de provincias biogeoquímicas basadas en el análisis de Chl *a* y diferentes radiancias normalizadas: nLw a 420 ó 443 nm, 510 ó 520 nm, 550 ó 555 nm, las cuales fueron seleccionadas como representativas de diferentes tipos de aguas ópticas. Oliver *et al.* (2004) con datos del AVHRR, basados en remote sensing reflectance a 490 nm ($R_{rs(490)}$) y 555 nm ($R_{rs(555)}$), definieron regiones sobre la plataforma continental. Sin embargo, en publicaciones posteriores (Oliver *et al.*, 2004; Oliver e Irwin, 2008) ellos utilizan la misma aproximación pero usando diferentes variables, tales como 443, 551 ó 555 nm. Dicha selección de variables corresponde a la razón azul:verde de los algoritmos utilizados para la determinación de Chl *a* en tipos de agua Caso 1 (Behrenfeld y Falkowski, 1997a, b; Morel y Maritonena, 2001; McClain *et al.*, 2002; Morel y Gentili, 2009).

En el presente trabajo se utilizó la $SEOF_1$ debido a que explica la mayor variabilidad de las variables y permitió la definición de los límites entre DBGR.

El valor numérico cero "0" de la $SEOF_1$ involucra a todos los componentes del polinomio que operen en su valor medio, lo que permitió establecer la diferenciación entre la influencia costera y la oceánica (Preisendorfer, 1988, Santamaría-del-Ángel *et al.*, 1994, 2011); las $SEOF_1$ fueron acotadas entre ± 4 desviaciones estándar, lo cual explicó el 99.9% de los datos. En áreas con alta variabilidad el intervalo de acotamiento es menor que en áreas con baja variabilidad. Esto se pudo observar al comparar los resultados con los reportados por González-Silvera *et al.* (2006) y Flores-de-Santiago *et al.* (2007), en ambos trabajos se observa que al acotar las desviaciones estándar entre +1 y -1, se logra explicar el 99.9% de los datos, este comportamiento se presentó en áreas con alta variabilidad de SST y Chl *a*, tales como la Confluencia Brasil-Malvinas y el Golfo de California. El intervalo de acotamiento de la $SEOF_1$ es específica para cada área y el número de desviaciones estándar dependerá de la variabilidad de cada sitio, zonas con fuerte gradiente de SST y Chl *a* presentarán un estrecho margen, mientras que en zonas con un débil gradiente se incrementará el número de desviaciones estándar.

La presente aproximación permitió establecer la clasificación de 11 regiones totales, de las cuales ocho fueron costeras y tres oceánicas (Tabla I, Fig. 3). Esta clasificación fue corroborada al analizar la serie de tiempo de nLw_{412}/nLw_{488} (Fig. 5), donde se evidenció que la mayoría de las regiones costeras presentaron valores <1 , lo que mostró un alto valor de nLw_{488} que indica una alta absorción de CDOM a 412 nm. Por otro lado, las regiones oceánicas presentaron un patrón opuesto con valores >1.20 , lo que indica altos

valores de nLw_{412} (o baja absorción de CDOM). Dos regiones R4 y R8, presentaron valores superiores a uno pero menores a 1.20, lo cual permite separarlas claramente del resto y fueron establecidas como regiones de transición oceánica-costera (Fig. 2). El concepto de zona de transición costera (CTZ, por sus siglas en inglés) ha sido descrito ampliamente para aguas del norte de California, (Chávez *et al.*, 1991; Hood *et al.*, 1991; Handler, 2002) como una área de chorros y remolinos que marcan la transición entre la influencia de aguas costeras y aguas oceánicas. Zavala-Hidalgo y Fernández-Eguiarte (2006) regionalizaron el GM desde el punto de vista de los procesos físicos y geológicos, donde definieron 10 regiones. Sin embargo, dicha aproximación presenta fronteras estáticas reflejo directo de la batimetría.

El dinamismo natural del GM se evidenció al analizar dos diferentes escenarios, No-Huracanes y Huracanes (Fig. 5). Al comparar ambos escenarios se observa que en el escenario de No-Huracanes (Fig. 5a), el área de influencia de la provincia oceánica es reducida, mientras que la influencia costera es amplia. Para el escenario de Huracanes (Fig. 5b), se evidenció que dentro del GM existe una dominancia de la provincia oceánica, debido a la influencia de la Corriente de Lazo (R2), mientras que la provincia costera se ve disminuida. La Corriente de Lazo es variable en su posición, presenta señales estacionales, donde la intrusión tiende a ser más frecuente en primavera (Leipper, 1970; Maul, 1977). Sin embargo, esta puede ocurrir en cualquier estación y periodo, sus remolinos ciclónicos y anticiclónicos asociados constituyen los mecanismos primarios que movilizan, distribuyen y dispersan las masas de agua en el Golfo

de México (Elliot, 1982; Forristall *et al.*, 1992). Por otro lado, cuando la Corriente de Lazo penetra la región oriental del Golfo a la altura de los 27 °N, se crean remolinos ciclónicos y anticiclónicos que se desprenden de la corriente y viajan comúnmente hacia el occidente (Vidal *et al.*, 1992). La Corriente de Lazo es variable en su posición, presenta señales estacionales, donde la intrusión tiende a ser más frecuente en primavera (Leipper, 1970; Maul, 1977). Sin embargo, esta puede ocurrir en cualquier estación y periodo, sus anillos ciclónicos y anticiclónicos asociados constituyen los mecanismos primarios que movilizan, distribuyen y dispersan las masas de agua en el Golfo de México (Elliot, 1982; Forristall *et al.*, 1992). Lo cual fue evidenciado con los resultados mensuales del 2004, donde se puede inferir que la Corriente de Lazo es la fuerza que desestabiliza las condiciones internas del Golfo de México.

Al considerar el dinamismo de las regiones con base en SST como componente físico y la concentración de Chl *a* como componente biológico (González-Silvera *et al.*, 2006; Saraceno *et al.*, 2004, 2005), es necesario contar con una amplia variabilidad de SST y Chl *a* en espacio y tiempo, tal como se presenta en la confluencia Brasil-Malvinas, donde se observa una variación temporal de 22 °C (verano-invierno) y una variación espacial mayor a 10 °C en menos de medio grado de latitud (González-Silvera *et al.*, 2006). El GM no cumple con dicha premisa, debido a que la SST no varía más de 5 °C, tanto en espacio como en tiempo (Fernández-Eguiarte *et al.*, 1992; Toledo-Ocampo, 1996), lo cual se corrobora con la serie de tiempo (Fig. 2). Por lo tanto, con base en los resultados obtenidos en el presente trabajo la regionalización

dinámica mediante nLw es adecuada para utilizarse en áreas con poca variabilidad en SST y Chl *a*.

Aunado a lo anterior, la Chl *a* adquirida de las observaciones de los sensores remotos presenta la problemática de estar en escala exponencial, relacionada con los algoritmos desarrollados para ambientes donde el campo de luz en el agua solamente fuera afectado por la señal del agua y por la concentración de fitoplancton. Sin embargo, al utilizar estos algoritmos en aguas donde existen otros componentes como materia orgánica disuelta pueden causar una sobreestimación de la $[Chla_{\text{satelital}}]$ (Carder, *et al.*, 1989). Lo que da como resultado una descripción detallada en concentraciones altas y una descripción burda en concentraciones bajas. El uso de las nLw, permite obtener una mejor asociación entre las variables pixel a pixel.

Por tal motivo, se plantearon escenarios con base en la temporada de Huracanes y No-huracanes. La temporada de huracanes, comprende el periodo de junio a noviembre (NOAA, 2009) y se relaciona con intensas tormentas cuyas trayectorias ciclónicas normalmente inciden sobre la costa noroccidental.

Dicha aproximación, evidenció la plasticidad del comportamiento en las regiones asociadas a la temporada de Huracanes y No-Huracanes, al graficar simultáneamente el valor cero de la SEOF₁ sobre las imágenes de Chl *a* (Fig. 3c, d).

1.1.4. CONCLUSIONES

La importancia de la regionalización ha ganado el reconocimiento internacional que pone de manifiesto la necesidad de evaluar los métodos utilizados para "describir y medir" el medio acuático. La aproximación que aquí se presenta permitió establecer las regiones dinámicas biogeográficas (DBGR) del Golfo de México en dos grandes provincias: oceánica y costera. Esta regionalización muestra un patrón bi-estacional regido por la temporada de huracanes. También permitió identificar estructuras oceanográficas de mesoescala (remolinos y filamentos, entre otros). Los resultados confirman que la regionalización dinámica propuesta en este trabajo para el GM mediante la regionalización dinámica a través de nLw es adecuada para uso en zonas ***sin variabilidad significativa*** de temperatura y Chl a. Con base en lo anterior podemos confirmar que la presente aproximación sirve para evidenciar estructuras a meso escala, las cuales pueden ser tomadas como regiones dinámicas aisladas de las demás.

1.2 Regionalización dinámica con base en nLw para un área *con variabilidad significativa* de temperatura y Chl *a*: área CalCOFI (Corriente de California)

El Sistema de la Corriente de California (SCC), soporta una de las mayores regiones de surgencia costera del mundo. El proceso de surgencia costera trae consigo agua fría y rica en nutrientes, de entre 60 y 200 m de profundidad a la superficie (Huyer, 1983; Handler, 2002), la costa de California es responsable del 11% de la producción primaria oceánica (Chavez y Toggweiler, 1995).

La Corriente de California es el brazo oriental del giro anticiclónico de gran escala del Pacífico Norte, la cual es una corriente superficial (hasta 300 m de profundidad) cuyo transporte neto es hacia el ecuador a lo largo de la costa occidental de Norte América (Lynn y Simpson, 1987; Durazo *et al.*, 2005). Frente a la costa de Baja California, pasa a unos 200 Km de la costa, mientras que para la región Central y Sur de California pasa alrededor de 300 a 400 Km de la costa. La velocidad promedio que alcanza dicha corriente frente a la costa de California usualmente es menor a 25 cm s^{-1} , pero se han reportado hasta velocidades de 50 cm s^{-1} (Lynn y Simpson, 1987). El límite oeste de la Corriente de California se localiza entre los 850 y 900 Km de la costa, donde se presenta el Frente de California, el cual divide la Corriente de California de la masa de agua Nor-Pacífico Oriental (Sverdrup *et al.*, 1942). Por otra parte, la Contra Corriente de California, es una corriente intermitente que se presenta en

superficie durante otoño e invierno, con un flujo costero y estrecho en dirección al norte (Durazo *et al.*, 2005; Lynn y Simpson, 1987; Chelton, 1982). La Contra Corriente Sub-superficial, se localiza entre los 150 y 600 m por debajo del núcleo de la Corriente de California. Esta se caracteriza por ser una masa de agua con alta salinidad (>34.3) y con temperaturas que fluctúan entre 8 y 15 °C, la cual fluye hacia el polo con un núcleo de alta velocidad a lo largo del talud continental de Norteamérica (Lynn y Simpson, 1987). Dicha corriente se origina al este del Pacífico Ecuatorial (Sverdrup y Fleming, 1941; Reid *et al.*, 1958) y se extiende desde el sur de Baja California hacia el norte de Columbia Británica. Su núcleo está comúnmente localizado a 60 km fuera de la costa frente a Baja California (Lynn y Simpson, 1987).

En la Corriente de California frente a la costa de Baja California, se observan estructuras dinámicas complejas, como meandros y remolinos de mesoescala, que tienen una influencia importante sobre procesos biológicos en el área (Aguirre-Hernández *et al.*, 2004; Soto-Mardones, 2004). Se ha percibido que las zonas con alto dinamismo son más productivas (Aguirre-Hernández *et al.*, 2004). Las márgenes continentales orientales como el SCC, se caracterizan por regímenes muy productivos alimentados por surgencias, la cual se asocia a la producción pesquera de estas zonas (Kudela *et al.*, 2005). Las surgencias están muy relacionadas a los vientos prevalecientes, que son la principal fuerza que los genera (Pitcher *et al.*, 1998). En el SCC, se presentan surgencias costeras en una franja de unos 50 km, que acarrearán agua relativamente fría, salada, rica en nutrientes y deficiente en oxígeno hacia la superficie (Lynn y

Simpson, 1987). Las más intensas ocurren regularmente durante los primeros meses del año (invierno-primavera) en la porción sur, a fines de primavera y en verano al norte de la península (Goericke *et al.*, 2004).

En la parte sur del SCC, destaca una estructura oceanográfica denominada como el Frente de Ensenada (Peláez y McGowan, 1986; Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2002), la cual es una estructura detectable la mayor parte del año. Sin embargo, la mayor intensidad se presenta de finales de marzo hasta principios de junio, con un desplazamiento latitudinal de alrededor de 150 km a lo largo del año (Haury *et al.*, 1993, Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2002). Dicha estructura presenta concentraciones de Chl *a* regularmente superiores a 2 mg m^{-3} al norte y menores a 1 mg m^{-3} al sur (Thomas y Strub, 1990). El cambio abrupto regularmente se localiza al norte de la costa de Baja California y presenta una forma de "M", siendo detectable entre concentraciones de Chl *a* de 0.25 a 0.5 mg m^{-3} (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2002).

California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations (CalCOFI) (Fig. 10), es un programas de monitoreo constante (1951- a la fecha) en el SCC; a partir de él, se obtiene una de las series de tiempo oceanográficas más completas y extensas del mundo (Lynn y Simpson, 1987). La zona CalCOFI, fue dividida por Lynn y Simpson (1987) en: California Central (CC), Sur de California (SC) y Baja California (BC); posteriormente Millán-Núñez (1996) y Millán-Núñez *et al.* (1997), las subdividen en inshore (CCi, SCi, BCi) y offshore (CCo, Sco, BCo).

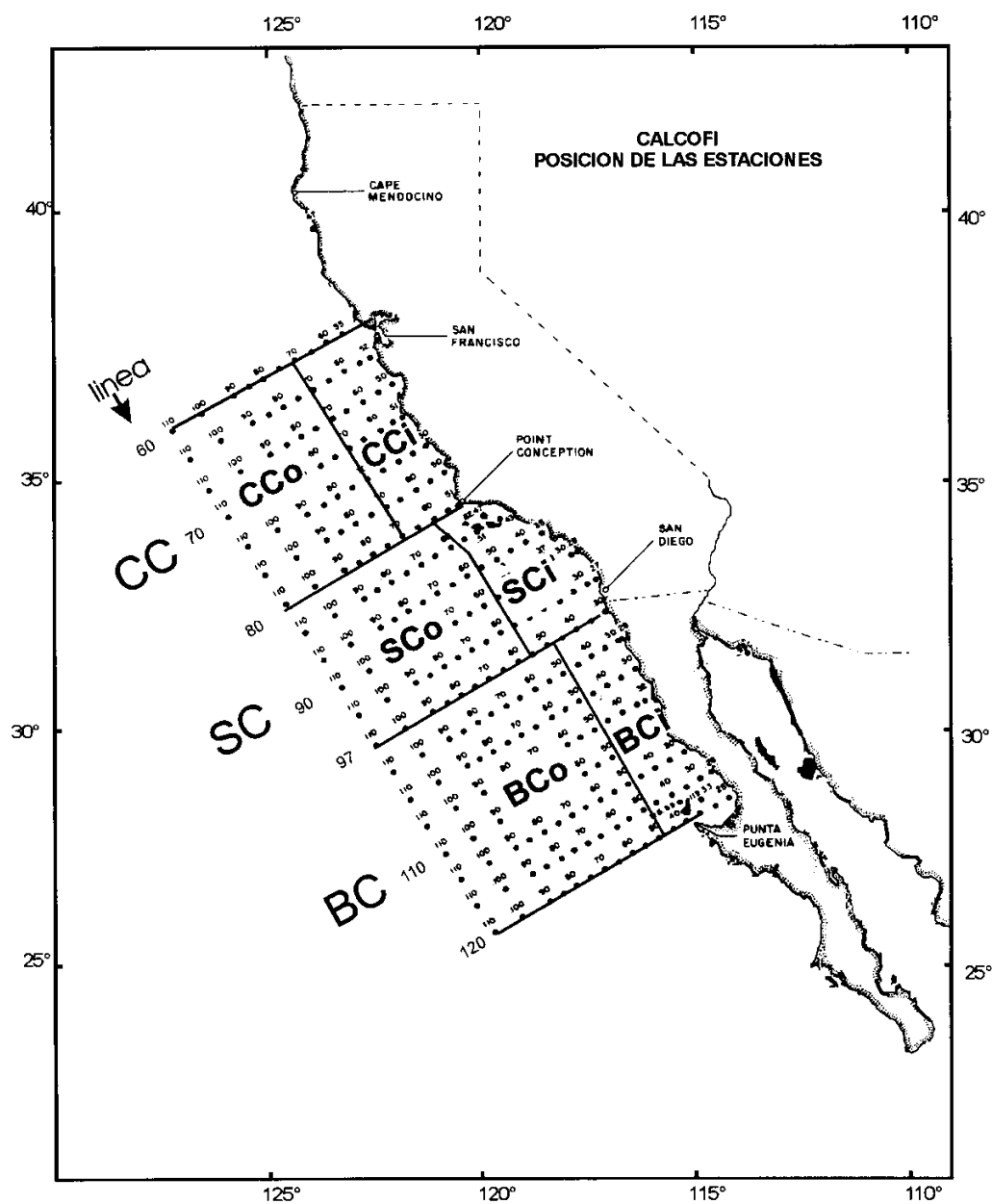


Figura 10. Derrotero CalCOFI, (Tomada de: Millán *et al.*, 1997).

1.2.1. MÉTODO

La base de datos utilizada para este trabajo comprendió datos *in situ* de la red de monitoreo CalCOFI (36 cruceros), así como imágenes de satélite diarias con resolución espacial de 1 km (LAC), derivadas del MODIS-Aqua (21,571 imágenes) y SeaWiFS (12,757 imágenes) de Chl *a* y las nLw correspondientes para cada sensor (MODIS-Aqua: 412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667 y 678; SeaWiFS: Chl *a*, 412, 443, 490, 510, 555 y 670) durante el periodo del 2002 al 2010. Las imágenes fueron construidas mediante una proyección cilíndrica equidistante y los productos fueron procesados mediante SeaDAS ver. 5.5 utilizando algoritmos estándares.

El área de estudio abarcó dos secciones de la zona CalCOFI, California Central (CC) y Sur de California (SC). Los datos fueron bloqueados en relación a las fechas correspondientes de cada crucero, con la finalidad de establecer la regionalización dinámica para cada crucero. Se definieron las épocas del año con base a la serie de tiempo de temperatura y Chl *a* mensual, a partir del MODIS-Aqua, para el total de las estaciones CalCOFI.

La selección de las variables de entrada se realizó mediante la resolución numérica del análisis de componente principal (ACP). La Chl *a* se descartó desde un inicio por considerarse una variable redundante. Se calculó la primer Función Empírica Ortogonal Estandarizada (SEOF₁), mediante la metodología descrita en la sección 1.1 para determinar las regiones dinámicas biogeográficas (DBGR) dentro del área CalCOFI, para este aparatado se realizó

una aproximación multisensor con variables de entrada del MODIS-Aqua, SeaWiFS, así como el promedio geométrico de ambos sensores.

Para evaluar las diferencias entre las variables seleccionadas, se seleccionaron dos transectos de la red de monitoreo CalCOFI con sus respectivas estaciones: 90 (120, 110, 100, 90, 80, 70, 60, 53, 45, 37, 35, 30, 28 y 27.7), 93 (120, 110, 100, 90, 80, 70, 60, 55, 50, 45, 40, 35, 30, 28 y 26.7) (Fig. 10). Se utilizó la razón entre las variables seleccionadas para validar las regiones identificadas. También se obtuvieron los mapas de cobertura de la razón y de la $SEOF_1$.

Con la finalidad de evidenciar el dinamismo del área CalCOFI, se plantearon escenarios con base a las temporadas en las que se realizan los cruceros: invierno (Crucero 1), primavera (Crucero 2), verano (Crucero 3) y otoño (Crucero 4). Con la finalidad de establecer la variabilidad interanual de las regiones, se realizó la regionalización del Crucero 2 (mes de abril) del 2003 al 2006.

1.2.2. RESULTADOS

Las variables seleccionadas para la construcción de la $SEOF_1$ para el área CalCOFI fueron la nLw_{412} y la nLw_{555} ; ambas proporcionaron resultados significativos, al contribuir con la mayor variabilidad del eigenespacio generado. La resolución numérica del ACP evidenció dos componentes significativos para ambos sensores: el MODIS-Aqua en el primer componente agrupó las nLw : 412, 443, 469 y 488; en el segundo componente se agruparon nLw : 547, 555, 667 y 678; el SeaWiFS en el primer componente agrupó a nLw : 412, 443, 490 y 510; el segundo componente agrupó nLw : 555 y 670. Las agrupaciones presentaron una asociación similar para ambos sensores, siendo las variables con mayor peso por componente, la nLw_{412} y nLw_{555} , con un 87.3 y 90.6% de variabilidad acumulada para el MODIS/Aqua y SeaWiFS respectivamente.

Las $SEOF_1$ explicaron el 99.9% de los datos en ± 1.5 desviaciones estándar; los valores numéricos de la $SEOF_1$, al ser adimensionales permitieron delimitar las fronteras entre regiones. El valor numérico cero "0" de la $SEOF_1$, se consideró como frontera entre la influencia costera y oceánica, debido a que involucra todos los componentes del polinomio que operan en su promedio.

La regionalización dinámica multisensor para el área CalCOFI, a partir del promedio geométrico de las $SEOF_1$ del MODIS-Aqua y del SeaWiFS para la totalidad de los cruceros y temporadas, evidenció dos principales provincias: Oceánica y Costera, con tres regiones dinámicas biogeográficas (DBGR) cada una (Fig. 11, Tabla II).

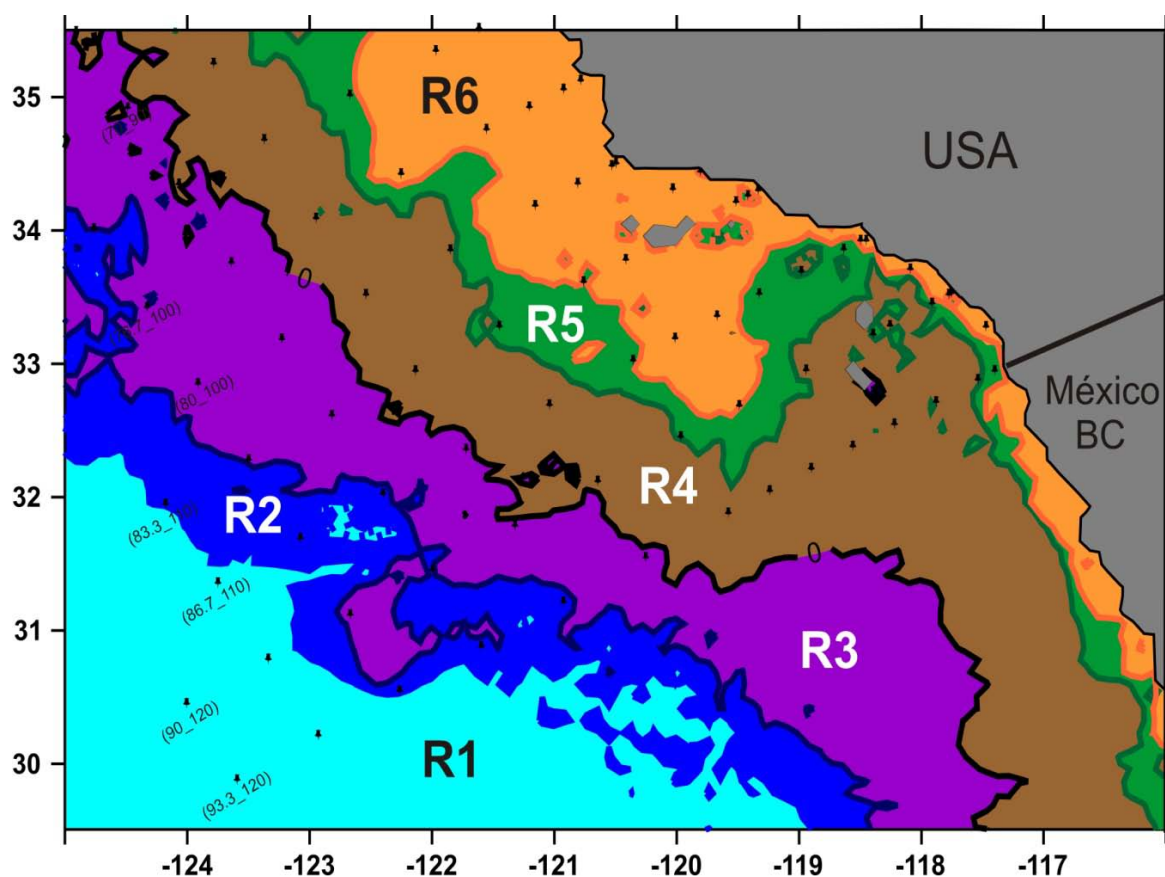


Figura 11. DBGR totales del área CalCOFI (ver Tabla II): La línea negra representan el valor cero "0", el cual representa la frontera entre la influencia costera y oceánica. Se establecieron la Provincia Costera y la Provincia Oceánica, con seis regiones totales, con tres regiones respectivamente: Provincia Oceánica (R1, R2 y R3); Provincia Costera (R4, R5 y R6).

Tabla II. Regionalización dinámica para el área CalCOFI.

REGIONALIZACIÓN DINÁMICA CalCOFI	
Provincia Oceánica	Regiones:  1) Región Oceánica  2) Región de Mezcla Oceánica  3) Región Transición Oceánica
Provincia Costera	Regiones:  4) Región Transición Costera  5) Región de Mezcla Costera  6) Región Costera

La serie de tiempo de SST y Chl *a*, evidenció la amplia variación que existe de temperatura y Chl *a* en la zona CalCOFI. La temperatura fluctuó entre los 9 y 23 °C (Fig. 12), con un intervalo de variación aproximado de 14 °C. Las máximas temperaturas se presentaron entre junio y noviembre, mientras que las mínimas se presentaron entre enero y mayo, lo que permitió establecer la alternancia de periodos fríos y cálidos. La serie de tiempo de Chl *a* (Fig. 13), permitió establecer el intervalo de variación de Chl *a*, el cual fluctuó entre 0.01 y 26 mg m⁻³.

La serie de tiempo de la razón nLw_{412}/nLw_{555} (Fig. 14a), evidenció una separación entre la provincia oceánica y provincia costera, con valores cercanos a cuatro. La R1 presentó valores superiores a cuatro en el 74 % de las observaciones con un valor promedio de 5.57 (Fig. 14b). Mientras que la R6 presentó valores menores a dos en más del 56 % de las observaciones con un valor promedio de 1.02. Sin embargo, no fue posible identificar la totalidad de las regiones obtenidas. Por tal motivo, se generaron mapas de la razón nLw_{412}/nLw_{555} por crucero, con la finalidad de cubrir la totalidad del área y confirmar la presencia y diferenciación de las seis regiones totales. Se realizó el comparativo entre los mapas de la razón nLw_{412}/nLw_{555} vs $SEOF_1$ para el año 2004 (Fig.15), con lo cual se pudo evidenciar la totalidad de las regiones.

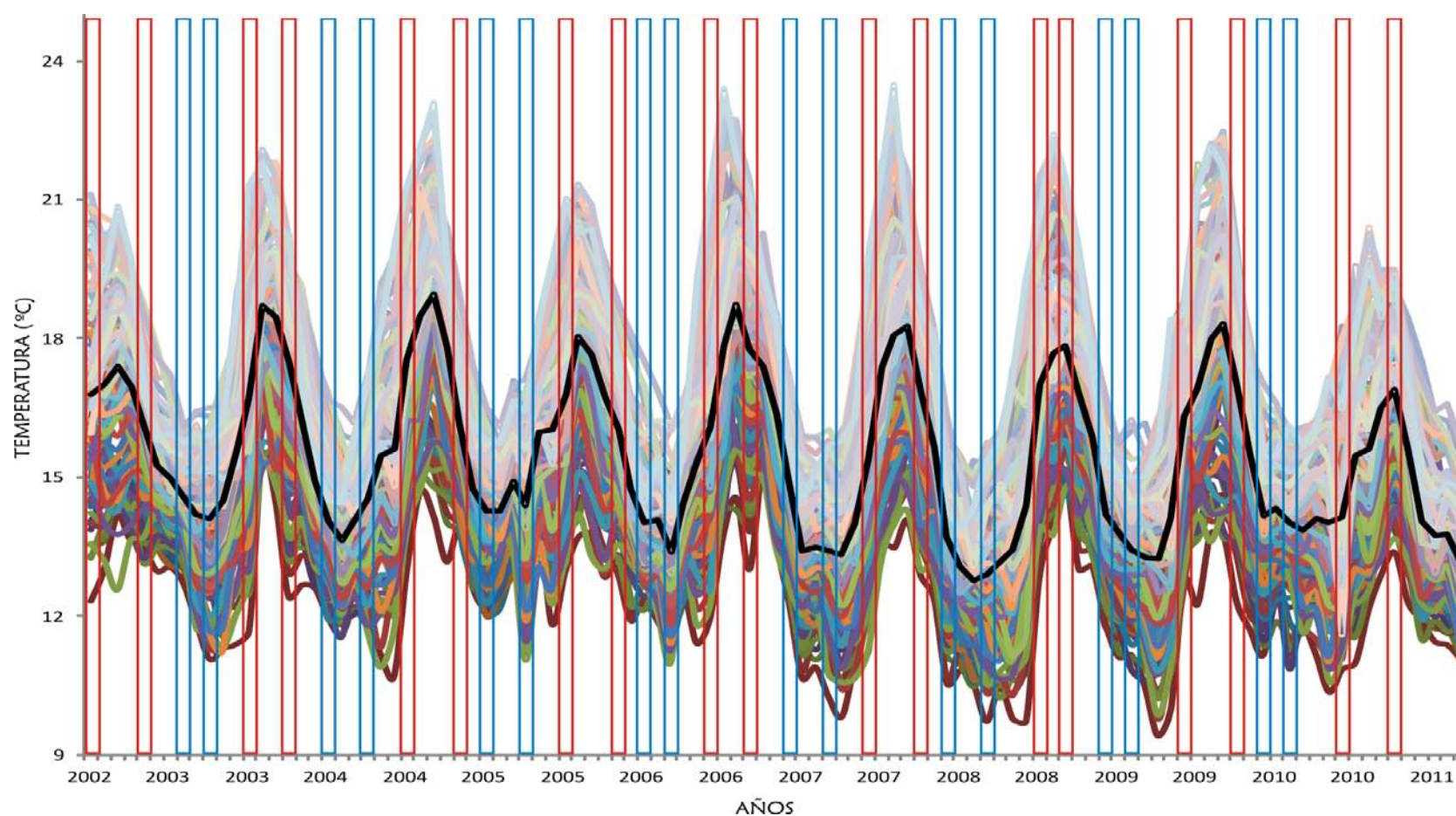


Figura 12. Serie de tiempo SST (MODIS-Aqua) julio de 2002 y marzo de 2011, para las 113 estaciones CalCOFI. La línea color negro indica el valor promediode temperatura. Los rectangulos rojos indican los cruceros realizados en época caliente (junio a diciembre) y los azules indican los cruceros realizados época fría (enero a mayo).

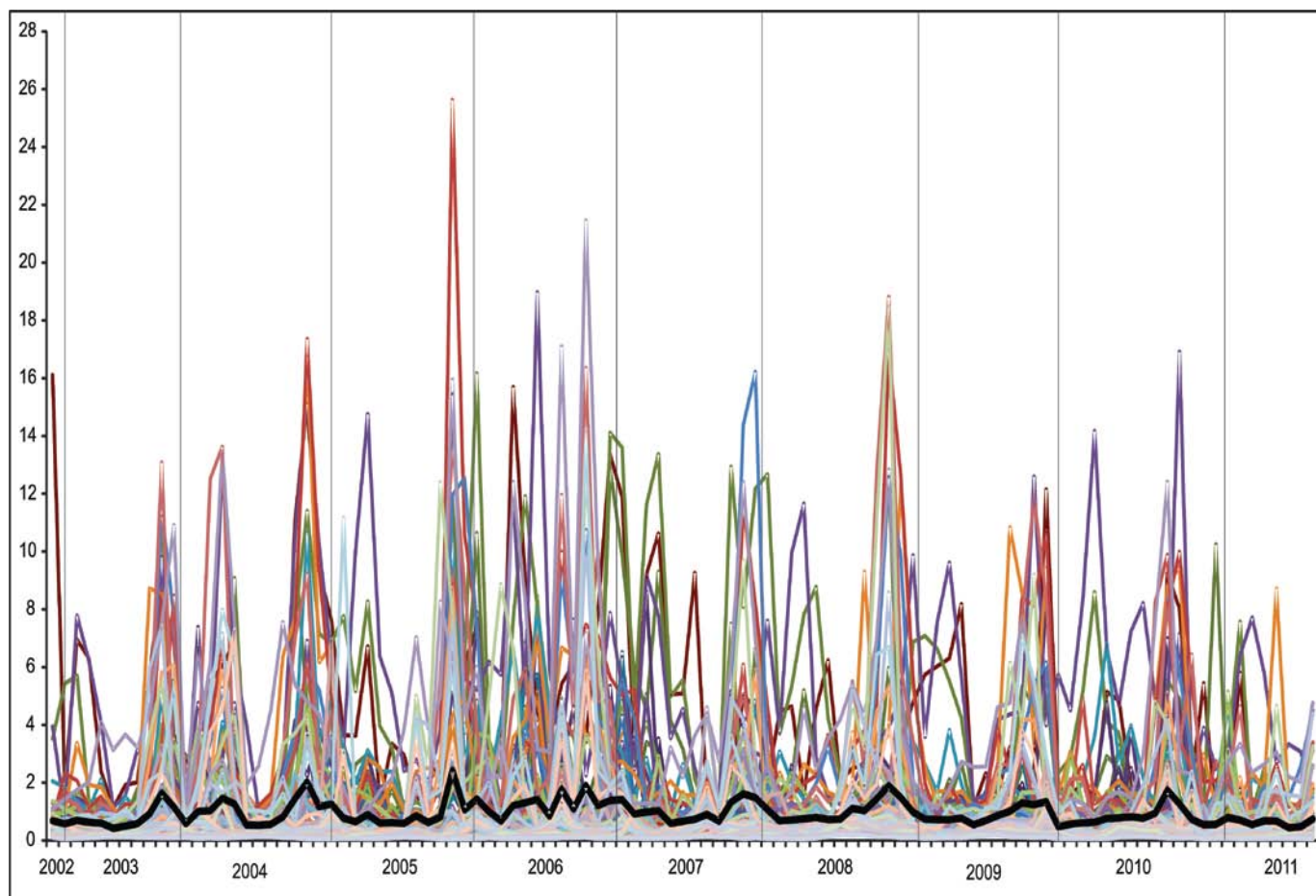


Figura 13. Serie de tiempo de la Chl a superficial (MODIS-Aqua) para el periodo comprendido entre julio 2002 y marzo 2011, para las 113 estaciones CalCOFI. La línea negra indica el valor promedio de Chl a

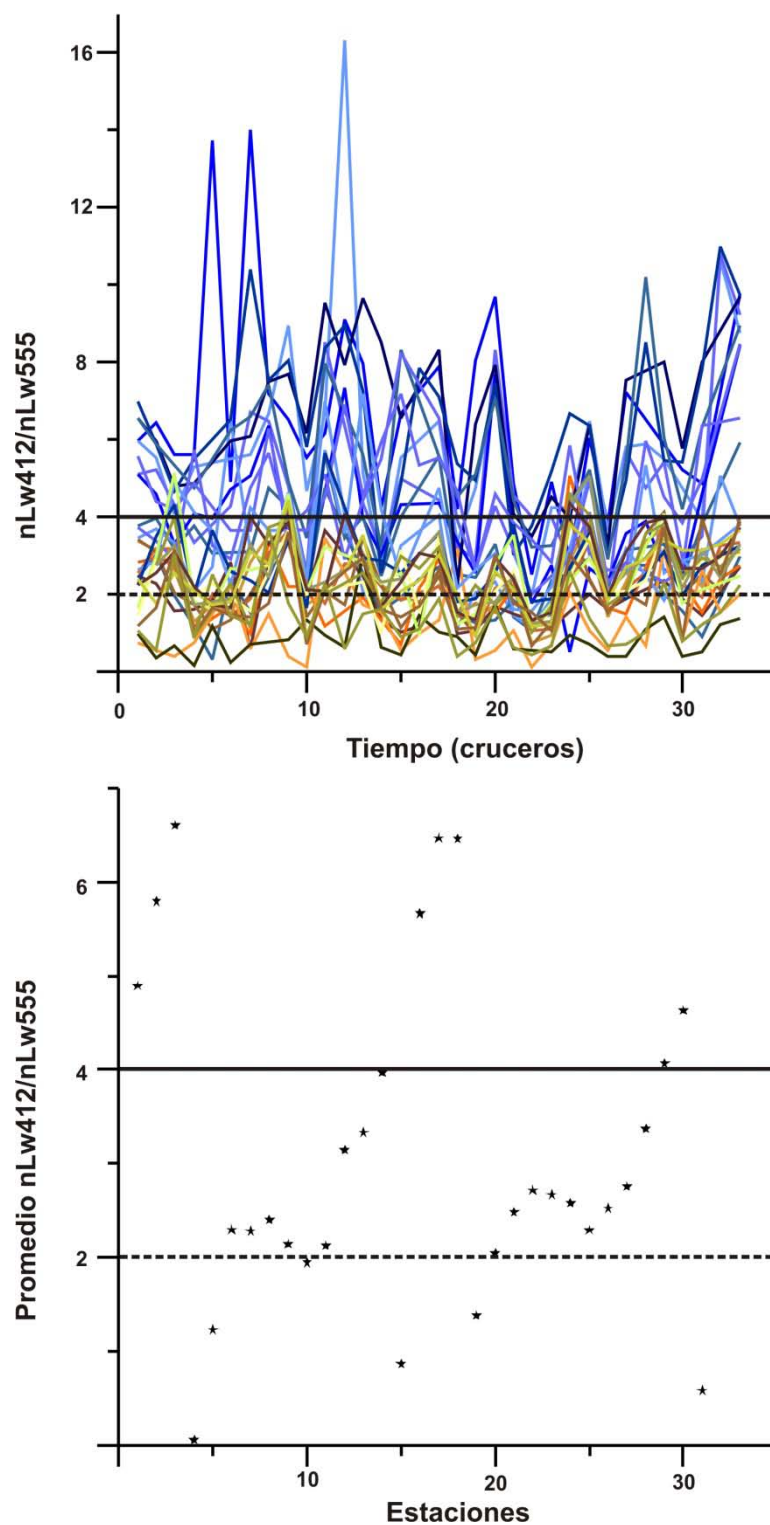


Figura 14. a) Serie de tiempo de nLw_{412}/nLw_{555} para las estaciones de dos transectos CalCOFI (90 y 93, con sus respectivas estaciones, representadas por las líneas de distintos colores); b) Valores promedio de la razón nLw_{412}/nLw_{488} por región.

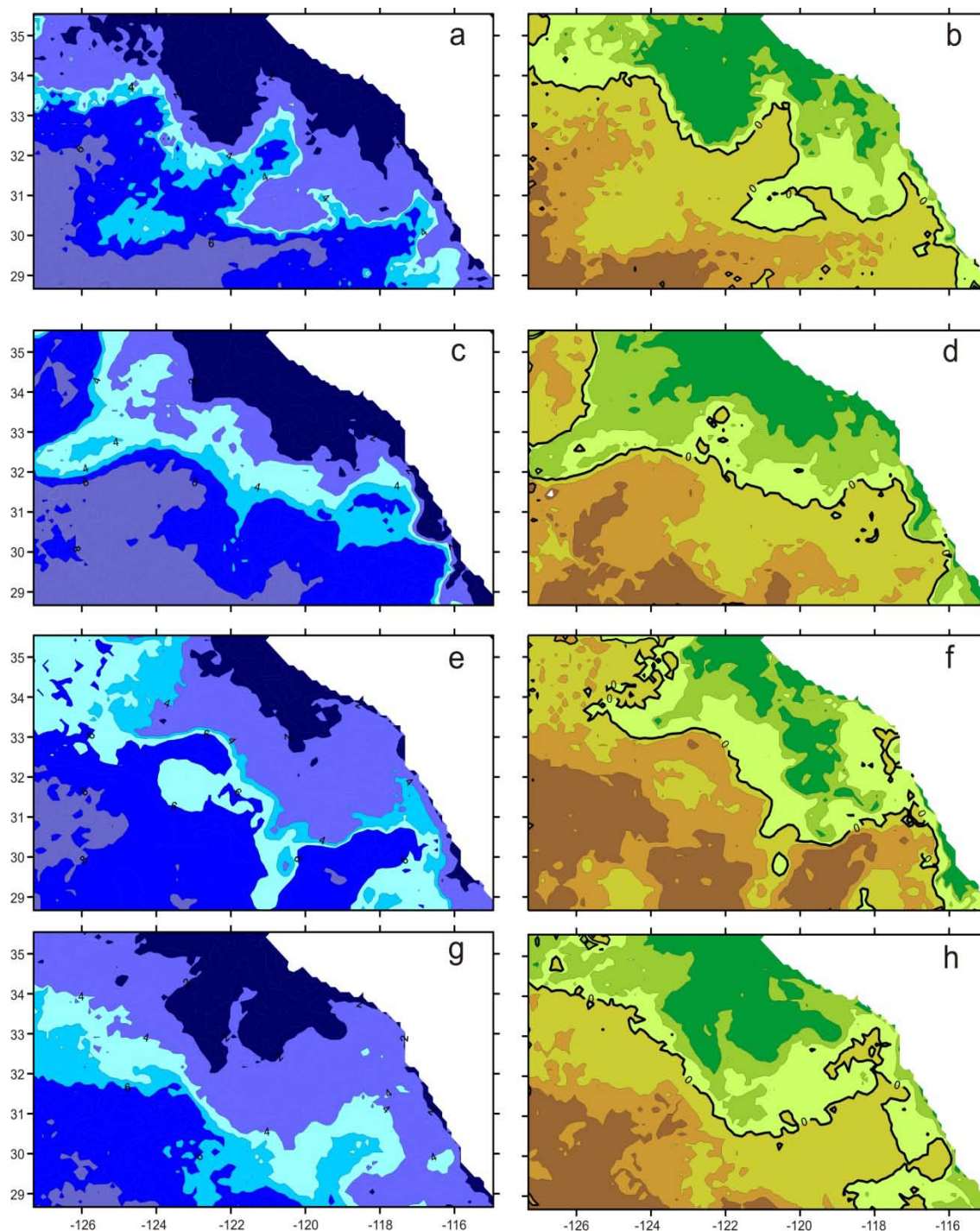


Figura 15. Comparativos de la razón nLw_{412}/nLw_{555} vs SEOF₁ para el año 2004. Mapas de la razón para el mes de: a) enero, c) abril, e) julio, g) noviembre; Mapa de la SEOF₁ para el mes de: b) enero, d) abril, f) julio, h) noviembre.

Para evidenciar el dinamismo natural del área CalCOFI, se consideraron los diferentes escenarios que contemplan la variación estacional (Fig. 16) e interanual (Fig. 17).

Para observar la variación estacional se consideraron las cuatro temporadas en las que se realizan los cruceros CalCOFI: a) Invierno (Crucero 1= C1); b) Primavera (Crucero 2= C2); c) Verano (Crucero 3= C3); d) Otoño (Crucero 4= C4); con base en el análisis de SEOF₁. Para la temporada de Invierno (C1) (Fig. 16a), se observó una alta variabilidad del total de las regiones; cabe resaltar que las regiones R1, R2 y R6 presentaron la menor cobertura, mientras que las regiones de transición (R3, R4) presentaron la mayor cobertura del área de estudio. En primavera (C2) (Fig. 16b), se observó una amplia dominancia costera, asociada a las máximas áreas de cobertura de la R6 y R5, siendo este escenario en el que la R5 presentó la máxima área de cobertura; también se observó una disminución de la cobertura de las regiones de transición (R3, R4). Así mismo, con base al incremento del área de cobertura de la R1 y R2 se observa el aumento en la influencia oceánica. Para la temporada de verano (C3) (Fig. 16c), se evidenció la mejor definición para el total de las regiones, siendo evidente el incremento en el área de cobertura de las regiones R1, R2 y R3, siendo en este escenario donde se observa la máxima cobertura de dichas regiones. En otoño (C4) (Fig. 16d), se observó nuevamente el aumento en el área de cobertura de las regiones de transición (R3 y R4) siendo en este escenario cuando la R4 presentó la máxima área de cobertura.

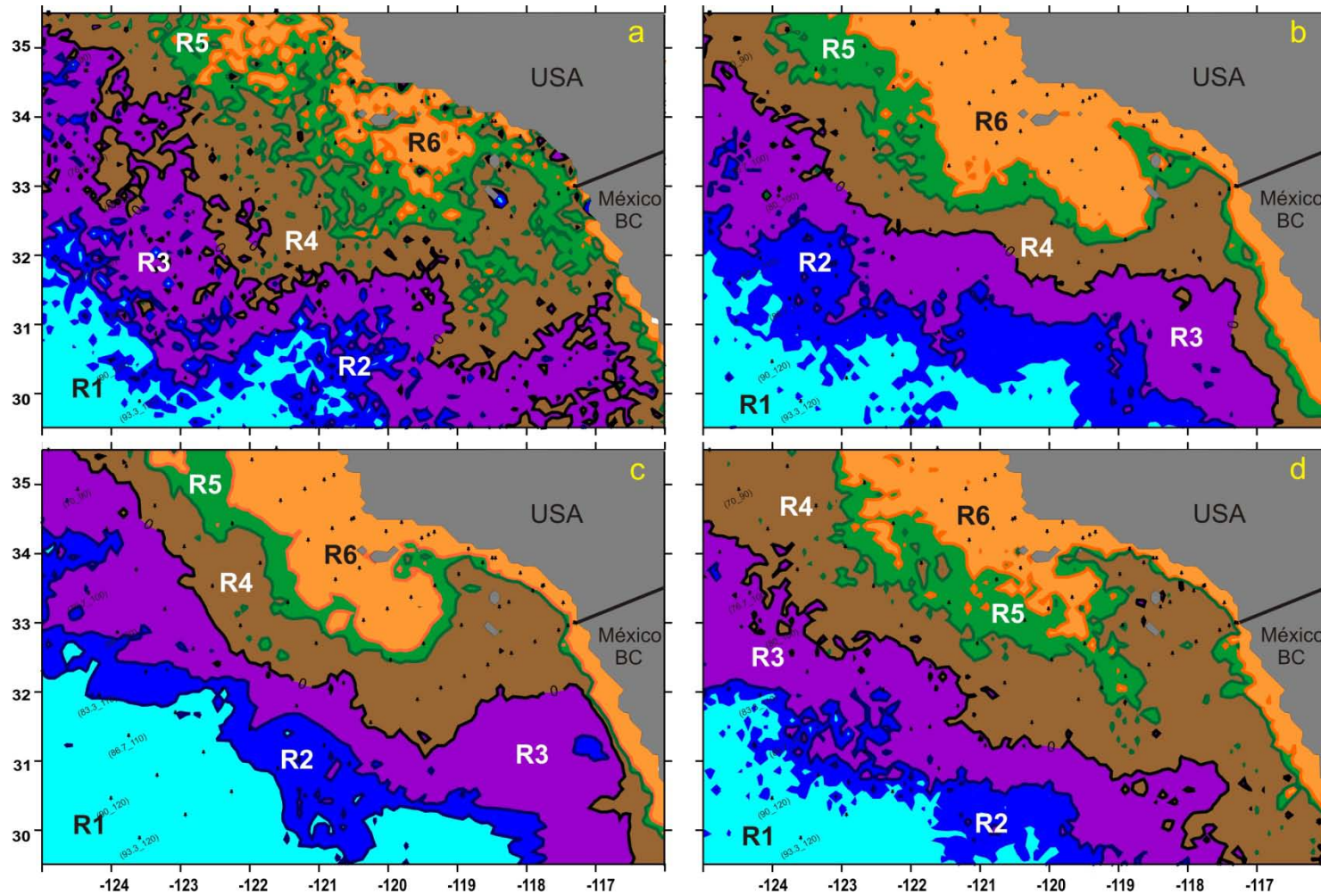


Figura 16. Representación gráfica de la regionalización estacional para el área CalCOFI: a) Invierno (C1); b) Primavera (C2); c) Verano (C3); d) Otoño (C4).

La variabilidad interanual (Fig. 17), evidenció de manera general las diferencias entre la influencia de la provincia costera y oceánica. En abril del 2003 (Fig. 17a), se observó un dominio de la provincia costera, cuando la R5 presentó la máxima área de cobertura, con algunas proyecciones de las regiones R6 y R4. Cabe mencionar que en este año la región de transición oceánica (R3) presentó su máxima cobertura.

Para 2004 (Fig. 17b), se observó un amplio dominio de la provincia oceánica, coligada con la proyección o concentración de las regiones costeras R4, R5 y R6 en forma de lengüeta entre las líneas 76.7 y 83, con baja presencia hacia el sur. Cabe resaltar el amplio dominio de la región R1 por debajo de estas líneas del derrotero CalCOFI, siendo la región de mayor cobertura de la provincia oceánica para este año, mientras que R2 y R3 presentaron su mínima expresión en comparación con el resto de los años.

El 2005 (Fig. 17c), mostró una clara dominancia de la región de transición R3 y se observa el retroceso de la región oceánica R1; la provincia costera presenta una proyección de las regiones costeras R4, R5 y R6 alrededor de las líneas 76.7 y 83. Sin embargo, no es tan pronunciada como en el 2004. Cabe resaltar que las tres regiones volvieron a observarse a lo largo de la costa, teniendo su máxima cobertura hacia el sur en comparación con el resto de los años. En 2006 (Fig.17d), fue evidente el dominio de la provincia costera, al presentar las máximas coberturas de sus tres regiones en el área.

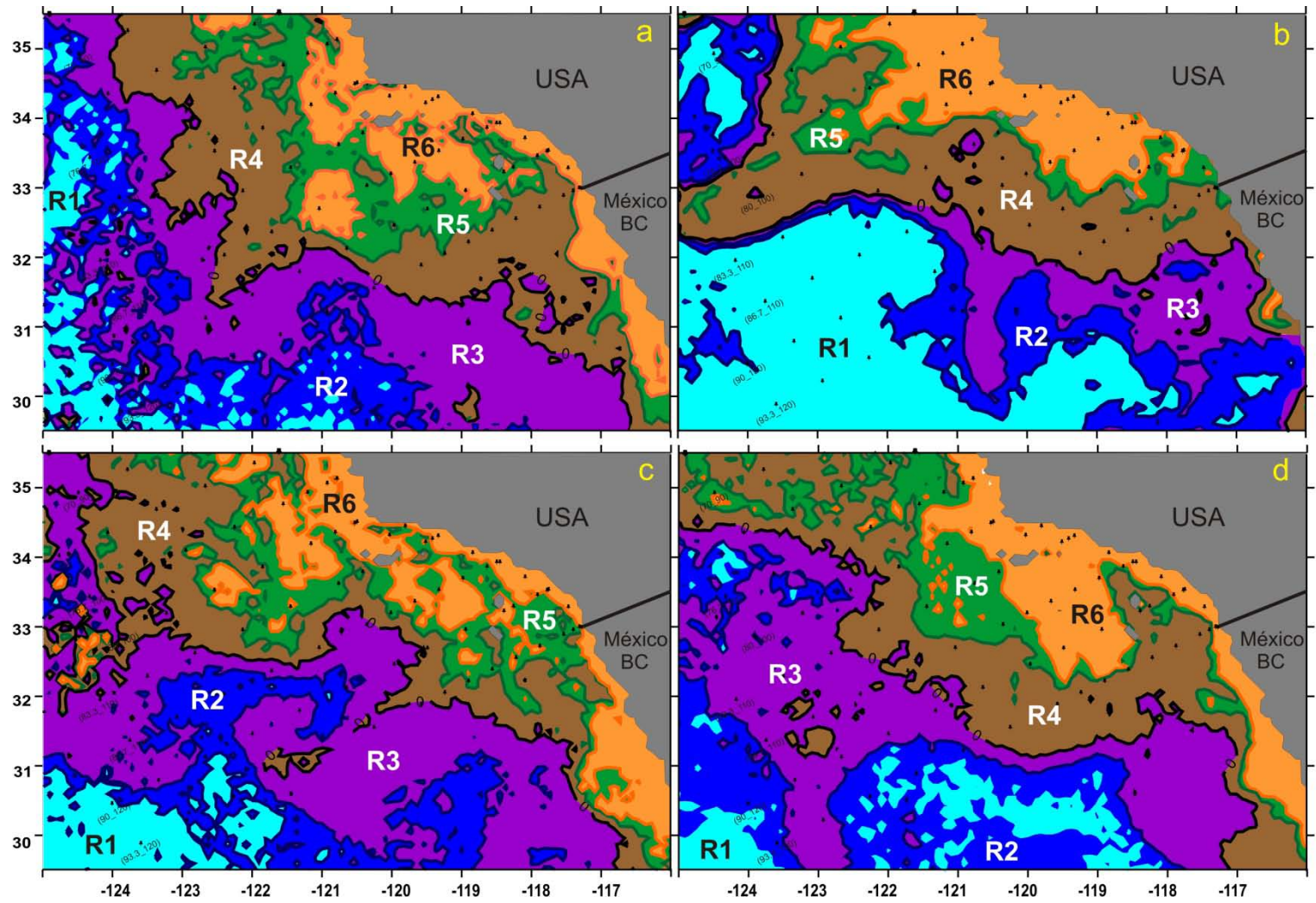


Figura 17. Representación gráfica de la regionalización interanual para el área CalCOFI para el mes de abril: a) 2003; b) 2004; c) 2005 y d) 2006.

La plasticidad estacional de las regiones entre ambos sensores y la regionalización multisensor, fueron realizados para las cuatro temporadas en las que se realizan los cruceros CalCOFI: a) Invierno; b) Primavera; c) Verano; d) Otoño (Fig.18). La SEOF₁ cero "0" del MODIS-Aqua se representó con la línea de color azul y el SeaWiFS mediante una línea verde, mientras que la línea naranja representa el promedio geométrico de ambos sensores o aproximación multisensor. Se sobrepuso la regionalización estática propuesta por Millán-Núñez (1996), la cual se basó en el criterio de la profundidad del máximo profundo de clorofila (ZM_{PC}) contra la distancia perpendicular a la costa. Los límites se fijaron en los transectos 70, 58 y 45 de las líneas 70, 90 y 110 respectivamente, con la finalidad de evidenciar el dinamismo y desplazamiento de las regiones en referencia a un punto fijo.

Los cruceros con menor variabilidad para ambos sensores fueron los correspondientes a C2 (Fig. 18b) y los C3 (Fig. 18d), mientras que los C1 (Fig. 18a) presentaron las máximas diferencias entre sensores, así como en el área de delimitación de las provincias. Resultó evidente que hacia el sur del área CalCOFI, en C1 y C3 (Fig. 18a, d) el SEOF₁ "0" estuvo más cercano a la costa, mientras que los C2 y C4 (Fig. 18b, e) se encuentran desplazados costa fuera; el comportamiento en la porción norte varía según el crucero, en el caso de los C1 (Fig. 18a) se observó la oscilación entre los transectos 70 y 110 del derrotero CalCOFI, mientras que en los C3 (Fig. 18c) la señal se observa sobre el transecto 80 y en C2 se observó aproximadamente en el transecto 90, en C4 se presentó el máximo desplazamiento entre los transectos 100 y 110.

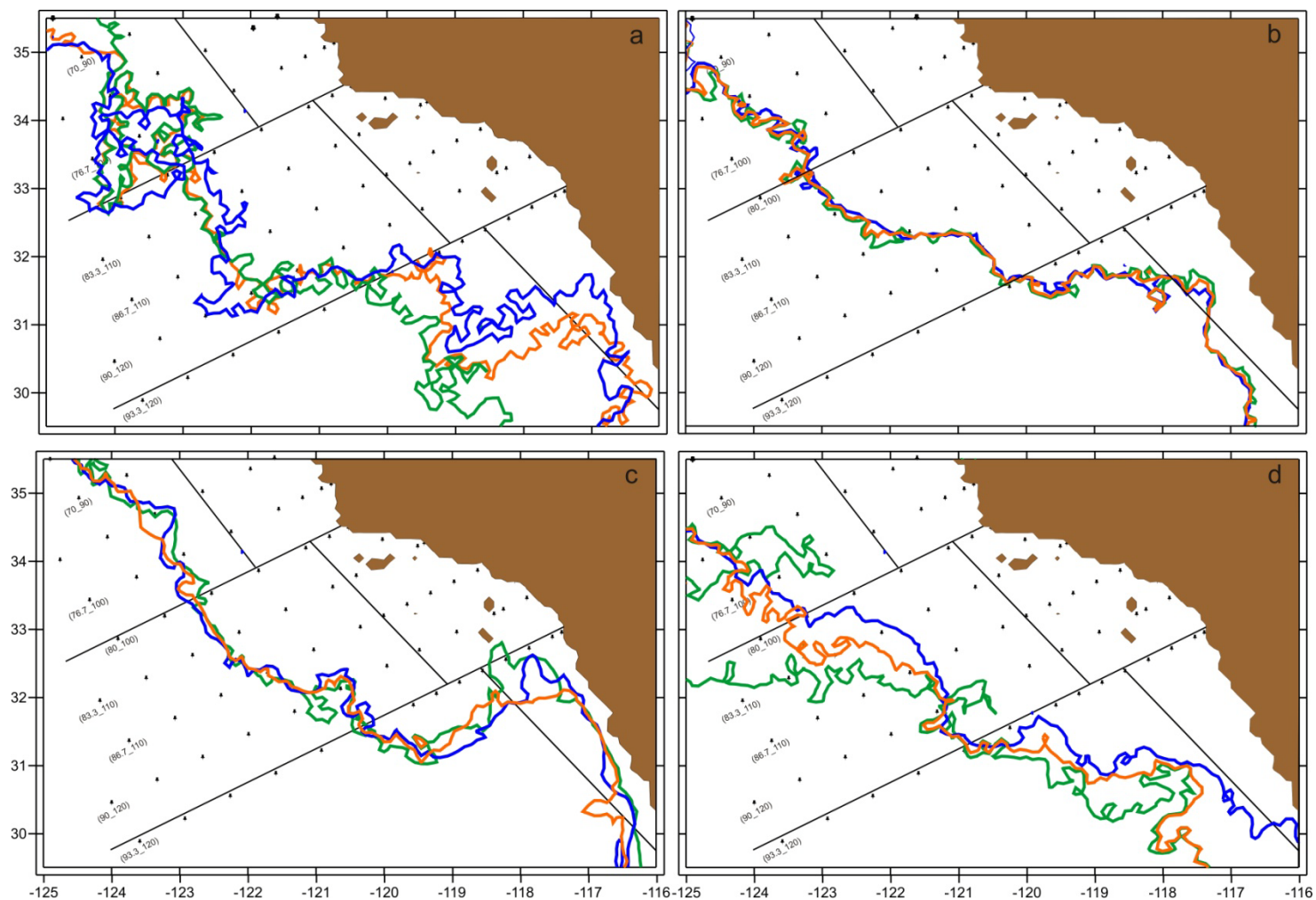


Figura 18. Dinamismo multisensor de las provincias oceánica y costera de los cruceros: a) Crucero 1 (C1); b) Crucero 2 (C2); c) Crucero 3 (C3); d) Crucero 4 (C4). SEOF₁ valor cero: Multisensor (línea naranja), MODIS-Aqua (línea azul) y SeaWiFS (línea verde).

1.2.3. DISCUSIÓN

En este análisis las variables seleccionadas fueron nLw_{412} y nLw_{555} , debido a que lograron explicar la mayor variabilidad del eigenespacio generado y permitieron definir los límites entre las DBGR del área CalCOFI. La nLw_{412} representa la señal de las sustancias amarillas asociadas a la costa (Morel, 1980; Mobley, 1994) y la nLw_{555} se ha utilizado en la clasificación de tipos de agua (Jerlov, 1976; Morel, 1980; Mobley, 1994). El método descrito no sólo aplica para estos dos predictores, como se observó en el subcapítulo anterior. De ahí la importancia de realizar análisis adicionales para determinar las variables específicas y de mayor peso, para ser aplicado en diferentes áreas.

Las $SEOF_1$ fueron acotadas entre ± 1.5 desviaciones estándar, las cuales explicaron el 99.9% de los datos. Esto concuerda con lo reportado anteriormente para áreas con alta variabilidad de SST y Chl *a* (González-Silvera *et al.*, 2006; Flores-de-Santiago *et al.*, 2007).

La serie de tiempo de SST y Chl *a* (Fig.12 y 13) evidenciaron la amplia variación que existe de temperatura y Chl *a* en la zona CalCOFI. La temperatura, presentó un intervalo de variación aproximado de 14 °C. Las máximas temperaturas se presentaron entre junio y noviembre, mientras que las mínimas se presentaron entre enero y mayo. Esto demostró la alternancia de periodos fríos y cálidos, los cuales correspondieron con las épocas frías (enero a mayo) y épocas calientes (junio a diciembre) descritas por Millán-Núñez (1996). Al sobreponer la duración aproximada de los cruceros realizados

durante el periodo de 2002 a 2010 (Fig. 12), se observó que la mayoría de los cruceros realizados en épocas frías coinciden con los valles más profundos correspondientes a las temperaturas más bajas. Mientras que los cruceros realizados en épocas calientes, presentaron un desfase entre las fechas de realización y los picos máximos de temperatura, dejando fuera del muestreo las máximas temperaturas. La serie de tiempo de Chl *a* (Fig. 13), permitió establecer el intervalo de variación de Chl *a*, entre 0.01 y 26 mg m⁻³. Al comparar ambas series de tiempo (Fig. 12 y 13), se pudo observar la asociación de los máximos de Chl *a* con los mínimos de temperatura, tendencia que puede estar asociada directamente con las surgencias costeras presentes en el área. Las mayores intensidades de surgencia para el área de estudio se presentan durante la primavera en la zona norte y hacia el sur ocurren entre primavera y verano (Chavez *et al.*, 1991; Chavez y Toggweiler, 1995; Thomas y Brickley, 2006; Durazo *et al.*, 2010). Cabe resaltar que el pico máximo de Chl *a* se presentó en abril de 2005, el cual no fue el único evento de surgencia para el periodo de estudio, pero sí el más intenso. El 2005 se consideró como un año anómalo asociado al cambio en las condiciones atmosférico-oceanográficas de la CC (Kosro *et al.*, 2006; Pierce *et al.*, 2006; Schwing *et al.*, 2006; Sydeman *et al.*, 2006; Thomas y Brickley, 2006). Al cuantificar la magnitud y los patrones espacio-temporales de las anomalías de Chl *a*, a lo largo de la CC (23-50°N), se observó que para abril las anomalías negativas se intensificaron y se extendieron fuera de la costa desde el norte de isla Vancouver hasta los 45°N, mientras que más al sur (después de los 40°N) las anomalías fueron positivas y

se extendieron hasta los 27°N (Thomas y Brickley, 2006). Esta tendencia se corroboró con la serie de tiempo tanto de temperatura como de Chl *a* (Fig. 12 y 13), donde el valor máximo de Chl *a* (25.6 mg Chl *a* m⁻³) se presentó en el mes de abril de 2005, asociado con una temperatura aproximada de 11 °C.

El dinamismo de las regiones es una consecuencia natural en el medio marino (Hooker *et al.*, 2000). La duración de los cruceros fue un factor que pudo haber afectado los resultados de este trabajo, debido a que el proceso de regionalización se basó en periodos cortos de 15 a 20 días, lo que permitió que la regionalización fuera más susceptible a la energía cinética turbulenta presente en el área, asociada a los fenómenos de meso escala (giros, remolinos, filamentos y frentes) y a factores físicos-climatológicos que marcan la transición entre la región costera y la región oceánica (Chavez, *et al.*, 1991; Hood, 1991; Handler, 2002, Santamaría del Ángel *et al.*, 2002; Aguirre-Hernández *et al.*, 2004; Soto-Mardones, 2004).

La presente aproximación permitió establecer la clasificación de seis regiones totales, de las cuales tres fueron costeras y tres oceánicas (Tabla 2, Fig. 11). Esta clasificación fue corroborada al realizar la comparación entre los mapas de la Razón 412:555 y de las SEOF₁ (Fig. 15), lo que permitió validar las seis regiones establecidas, ya que ambos permitieron observar una clara división de las regiones. La SEOF₁ es la más sensible y permitió obtener una representación espacio-temporal asociada al valor cero, mientras que la razón sólo representa la variabilidad espacial asociada a los procesos presentes en el

área de estudio, sin un límite real de separación entre la influencia oceánica de la costera.

Cabe resaltar que los cruceros con menor variabilidad entre regiones fueron el C2 y C3 (Fig. 16 y 18), esto se relaciona principalmente con la transición del periodo de surgencias, caracterizado por un aumento en la fuerza y velocidad del viento entre marzo y abril (Lynn y Simpson, 1987; Pitcher *et al.*, 1998; Pennington y Chavéz, 2000; Handler, 2002; Goericke *et al.*, 2004; Kudela *et al.*, 2005), lo que resulta en el transporte de agua superficial con bajas temperaturas y altas salinidades (Reid *et al.*, 1958; Hickey, 1979; Chelton, *et al.*, 1982; Lynn y Simpson, 1987; Korso, 1991), dando como resultado la diferenciación clara entre la influencia costera y oceánica. En el caso particular de C3 (Fig. 18c) la forma de “U” que se observa, se puede asociar al desplazamiento del frente de Ensenada, el cual es detectable la mayor parte del año, pero es más intenso de finales de marzo a principios de julio (Santamaría-de-Ángel *et al.*, 2002).

Al observar el comportamiento de las regiones en los diferentes escenarios, resulta evidente que la regionalización dinámica refleja la alta energía cinética turbulenta asociada a la transición entre la región costera y la región oceánica a lo largo de la CC. Esta transición se asocia principalmente a los tres procesos oceanográficos principales reconocidos para la CC: 1) periodo de surgencias (primavera/verano); 2) periodo oceánico (verano/otoño), el cual se asocia al debilitamiento de las surgencias lo que permite una mayor influencia oceánica; 3) periodo “corriente de Davidson” (invierno), este último

asociado al debilitamiento de los vientos hacia el ecuador lo que permite el desarrollo de una contracorriente costera con dirección hacia el norte a todo lo largo de la costa del Pacífico Norte Americano (Skogsberg, 1936, 1946; Reid *et al.*, 1958, Reid y Schwartzlose, 1962; Wooster, 1963; Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987; Chelton *et al.*, 1982; Korso, 1991; Handler, 2002).

Al comparar la regionalización dinámica con la regionalización estática propuesta por Millán-Núñez *et al.* (1997) (Fig. 18), se observó un desplazamiento de la provincia costera hacia el oeste en referencia a la costa, lo cual da como consecuencia una mayor influencia y cobertura del área costera. Por otro lado, es importante considerar las variaciones estacionales e interanuales asociadas a una regionalización dinámica como la presentada en este trabajo. De hecho, las regiones obtenidas por la presente aproximación, permitieron diferenciar la influencia costera de la oceánica en seis regiones. Durazo *et al.* (2010), con base en diagramas T-S sugieren que el límite de la provincia del sur de California se extiende hasta 28°N, donde se identificaron dos provincias al norte y sur de Punta Eugenia, y proponen que la circulación profunda es el mecanismo físico que permite dicha separación. Por lo tanto, al estar asociada a la circulación profunda no es posible detectarla mediante imágenes superficiales derivadas de los satélites.

1.2.4. CONCLUSIONES

La presente aproximación permitió establecer la regionalización dinámica del área CalCOFI, en dos Provincias: Oceánica y Costera con seis regiones totales. Estas seis regiones fueron clasificadas con base en la $SEOF_1$, que es más sensible que la razón 412:555, debido a que permite una separación real entre la influencia oceánica y costera mediante el valor cero, que involucra la totalidad de los componentes del polinomio que operan en su promedio.

La regionalización dinámica mediante radiancias normalizadas, permite establecer escenarios en diferentes periodos (diarios, semanales, crucero, estacionales e interanuales), además es apropiada para ser implementa en zonas *con o sin variabilidad significativa* de temperatura y Chla.

LITERATURA CITADA

- Aguirre-Hernández, E., G. Gaxiola-Castro, S. Nájera-Martínez, T. Baumgartner, M. Kahru y B.G. Mitchell. 2004. Phytoplankton absorption, photosynthetic parameters, and primary production off Baja California: summer and autumn 1998. *Deep-Sea Research II*, 51: 799-816.
- Bassols, B.A. 1977. *Economic Geography of Mexico*; Trillas, 3era Ed., ISBN: 968-24-4843-3. Mexico, 440p.
- Barocio-León, O. A., R. Millán-Núñez, E. Santamaría-Del-Ángel, A. González-Silvera. 2007. Phytoplankton primary productivity in the euphotic zone of the California Current System estimated from CZCS imagery. *Ciencias Marinas* 33 (1): 59-72.
- Behrenfeld, M., y P. Falkowski. 1997a. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol.Oceanogr.* 42: 1-20.
- Behrenfeld, M., y P. Falkowski. 1997b. A consumer's guide phytoplankton primary productivity models. *Limnol.Oceanogr.* 42: 1479-1491.
- Borges, A. V., B. Delille y M. Frankignoulle. 2005. Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts. *Geophysical Research Letters* 32(L14601), doi:10.1029/2005GL023053.
- Brooks, D. A. y R. V. Legeckis. 1982. A ship and satellite view of hydrographic features in the Gulf of Mexico. *Journal Geophysical Research* 87:4195-4206.
- Carder, K. L., R. G. Steward, G. R. Harvey, y P. B. Ortner. 1989. Marine humic and fulvic acids: Their effects on remote sensing of ocean chlorophyll, *Limnol. Oceanogr.*, 34, 68– 81.
- Chavez, F. P., Barber, R. T., Huyer, A., Kosro, P. M., Ramp, S. R., Stanton, T. and Rojas de Mendiola, B. 1991. Horizontal advection and the distribution of nutrients in the coastal transition zone off northern California: Effects on primary production, phytoplankton biomass and species composition. *Journal of Geophysical Research*, 96: 14833-14848.
- Chavez, F. P. y Toggweiler, J. R. 1995. Physical estimates of global new production: the upwelling contribution. In: *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*, edited by C. P. Summerhayes, K. C. Emeis, M. V. Angel, R. L. Smith and B. Zeitzschel. J. Wiley & Sons, Chichester, pp. 313-320.
- Chelton, D.B. 1984. Seasonal variability of alongshore geostrophic velocity off central California. *J. Geophys. Res.* 89: 3473-3486.
- Chelton, D. B., Bernal, P. A. y McGowan, J. A. 1982. Large-scale interannual physical and biological interaction in the California Current. *Journal of Marine Research*, 40 (4): 1095-1125.
- Córdova y Vázquez, A., F. Rosete, G. Enríquez y B. Fernández. 2006. Ordenamiento ecológico marino. Visión temática de la regionalización. Instituto Nacional de Ecología, México. 226 p.
- Devred, E., S. Sathyendranath y T. Platt. 2007. Delineation of ecological provinces using ocean colour radiometry. *Mar Ecol Prog Ser* 346:1-13.
- Djavidnia S., F. Mélin y N. Hoepffner. 2010. Comparison of global ocean colour data records. *Ocean Sci.* 6: 61-76 www.ocean-sci.net/6/61/2010/

- Durazo, R., G. Gaxiola-Castro, B. Lavaniegos, R. Castro-Valez, J. Gómez-Valdés y A.D.S. Mascarenhas. 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*. 31(3): 537-552.
- Durazo, R., A.M.Ramírez-Manguilar, L.E. Miranda, L.A. Soto-Mardones. *Climatología de Variables hidrográficas*. 2010. IN: *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 1997-2007*. (Eds.) G.Gaxiola-Castro y R. Durazo. Primera edición Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Edson, J.B., M.D. Degrandpre, N. Frew y W.R. McGillis. 2008. Investigations of Air-Sea Gas Exchange in the CoOp Coastal Air-Sea Chemical Exchange Project. *Oceanography* 21 (4):34-45.
- Elliot, B.A. 1982. Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*. 12:1292-1309.
- Esaias, E.W., R. L. Iverson y K. Turpie. 2000. Ocean provincia classification using ocean color data: observing biological signatures of variations in physical dynamics. *Global Change Biology* 6: 39-55.
- Fernández-Eguiarte, A., A. Gallegos-García y J. Zavala-Hidalgo. 1992. Oceanografía física 1 (masas de agua y mareas de los mares mexicanos. In *Atlas Nacional de México*. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Field, C.B., Behrenfeld, M.J., Randerson, J.T., Falkowski, P. 1998. Primary Production of the Biosphere: Integrating Terrestrial and Oceanic Components. *Science* 281, 237 DOI: 10.1126/science.281.5374.237
- Flores-de-Santiago, F.J., E. Santamaría-del-Ángel, A. González-Silvera, A. Martínez-Díaz-de-León, R. Millán-Núñez, & J. Kovacs. 2007. Assessing dynamics micro-regions in the Great Islands of the Gulf of California based on MODIS aqua imagery products. *Proc. SPIE*, Vol.6680, 668010 (2007); doi:10.1117/12.732574
- Forristal, G.Z., Schaudt, K.J., Cooper, C.K. 1992. Evolution and kinematics of a loop current Eddy in the Gulf of Mexico during 1985. *Journal of Geophysical Research*. 97(2):2173-2184.
- Fratantoni, D. M. 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *Journal of Geophysical Research* 106:22067-22093.
- Frías-Velasco, A. 2004. Regionalización de la biomasa fitoplanctónica en los golfos de Tehuantepec, Papagayo, Panamá y áreas adyacentes, mediante imágenes satelitales de color del océano. Tesis de licenciatura. Universidad del Mar. Biología Marina.
- Goericke, R., E. Venrick, A. Mantyla, S. Bograd, F.B. Schwing, A. Huyer, R.L. Smith, P.A. Wheeler, R. Hooff, W.T. Peterson, G. Gaxiola-Castro, J. Gómez-Valdez, B.E. Lavaniegos, K.D. Hyrenbach y W.J. Sydeman. 2004. The state of the California Current, 2003-2004: a rare "normal" year. *CalCOFI Reports*, 45: 27-59.
- González-Silvera, A., E. Santamaría-del-Ángel, V. M. T. García, C. A. E. García, R. Millán-Núñez, F. Müller-Karger. 2004. Biogeographically regions of the tropical and subtropical Atlantic Ocean off South America: classification based on pigment (CZCS and chlorophyll-a (SeaWiFS) variability. *Continental Shelf Research*. 24, 983-1000.

- González-Silvera, A., E. Santamaría-del-Ángel, R. Millán-Núñez. 2006. Spatial and temporal variability of the Brazil-Malvinas confluence and the La Plata Pluma as seen by SeaWiFS and AVHRR imagery. *J. Geophys. Res.* 111:C06010
- Handler, N., 2002. Biogeochemical and ecological provinces within the California Current System. http://www.mbari.org/education/internship/02interns/2002_papers.html
- Haury, L. R., E. Venrick, C.L. Fey, J. A. McGowan y P.P. Niler. 1993. The Ensenada Front: July 1985. *CalCOFI Reports*, 34:69-88. DOI: 10.1016/0079-6611(83)90010-1
- Hickey, B. M. 1979. The California Current System--hypotheses and facts. *Progress in Oceanography*, 8: 191-279.
- Hardman-Mountford, N. J., Hirata, T., Richardson, K.A. y J. Aiken. 2008. An objective methodology for the classification of ecological pattern into biomes and provinces for the pelagic ocean. *Remote Sensing of Environment* 112:3341-3352.
- Hofmann, E. E. y J. Worley. 1986. An investigation of the circulation of the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 91:14221-14238.
- Hood, R. R. A. y M.R.; Huyer, A. 1991. Phytoplankton and photosynthetic light response in the coastal transition zone off northern California in June 1987. *Journal of Geophysical Research*, 96 (C8): 14,769-14,780.
- Hooker, S.B., Rees, N. y Aiken, J. 2000. An objective methodology for identifying oceanic provinces, *Prog. Oceanogr.*, 45, 313– 338.
- Huyer, A. 1983. Coastal upwelling in the California current system. *Progress In Oceanography* 12 (3):259-284.
- IOCCG, 2009a. Partition of the Ocean into Ecological Provinces: Role of Ocean-Colour Radiometry. Dowell, M. y Platt, T. (eds.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 9, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG, 2009b. Remote Sensing in Fisheries and Aquaculture. Forget, M.-H., Stuart, V. y Platt, T. (eds.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 8, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- Irwing, A.J. y Oliver, M. J. 2009. Are ocean deserts getting larger? *Geophysical Research Letters* 36, L18609. Doi: 10.1029/2009GL039883.
- Jerlov, N.G. 1976. *Marine Optics*. Elsevier Oceanography Series, 14. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York; 231p.
- Kesel, R.H., Yodis, E.G., McCraw, D.J., 1992. An approximation of the sediment budget of the lower mississippi river prior to major human modification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 711–722. doi: 10.1002/esp.3290170707
- Kudela, R., G. Pitcher, T. Probyn, F. Figueiras, T. Moita y V. Trainer. 2005. Harmful algal blooms in coastal upwelling systems. *Oceanography*, 18(2), 184-197.
- Korso, P. M. H., A.; Ramp, S. R.; Smith, R. L.; Chavez, F. P.; Cowles, T.J.; Abbott, M.R.; Strub, P.T.; Barber, R. T.; Jessen, P. y Small, L.F. 1991. The structure of the transition zone between coastal waters and the open ocean off northern California, winter and spring 1987. *Journal of Geophysical Research*, 96: 14,707-14,730.

- Kosro, P. M., W. T. Peterson, B. M. Hickey, R. K. Sherman y S. D. Pierce. 2006. Physical versus biological spring transition: 2005, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L22S03, doi:10.1029/2006GL027072.
- Leipper, D. F. 1970. A sequences of current patterns in the Gulf of Mexico ring as determined from kinematic analyses. *Journal Geophysical Research* 75: 637-657.
- Lluch-Cota S. E. 2000. Coastal upwelling in the Eastern Gulf of California. *Oceanologica Acta* 23 (6):731-740.
- Longhurst, A., S. Sathyendranath., T. Platt, y C. Caverhill. 1995. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *Journal of Plankton Research*.17 (6), 1245-1271.
- Lynn, R.J. y J.J. Simpson. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.*92(C2): 12947-12966.
- Martín J. H., G. A. Knauer, D. M. Karl y W. W. Broenkow. 1987. VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep Sea Research*34: 267-285.
- Maul, G. A. 1977. The annual cycle of the Gulf Loop Current. Part I: Observations during a one-year time series. *J. Mar. Res.*35:29-47.
- Maul, G. A., D. A. Mayer y S. R. Baig. 1985. Correlations between a continues 3-years current-meter observations at the sill of the Yucatan Strait, satellite measurements of Gulf Loop Current area, and regional sea level. *Journal Geophysical Research* 90:9089-9096.
- McClain, C.R., Christian, J.R., Signorini, S.R., Lewis, M.R., Asanuma, I., Turk, D., Dupouy-Douchement, C., 2002. Satellite ocean-color observations of the tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Research II* 49:2533-2560.
- Millán-Núñez, R. 1996. Caracterización de los parámetros que determinan el perfil vertical de .clorofila a en la Corriente de California. Tesis de Doctorado. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. División de Oceanología, Departamento de Ecología.
- Millán-Núñez, R., S. Alvarez-Borrego y C.C. Trees. 1997. Modeling the vertical distribution of chlorophyll in the California Current System. *Journal Geophysical Research* 102:8595-8595.
- Millán-Núñez, R., Santamaría-del-Ángel, E. y González-Silvera, A., 2006. Methods for the regionalization of the ocean zone through biologic aspects. In: Córdova, Rosete, Enríquez y Fernández (Compiladores). *Marine ecologic ordering. Thematic vision of regionalization*.
- Mobley, C., 1994. *Light and Water, Radiative Transfer in Natural Waters*. Academic Press, 592p. ISBN-10: 0125027508.
- Molinari, R. L y J. Morrison.1988. The separation of the Yucatan Current from the Campeche Bank and the intrusión of the loop currentinto the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*93:10645-10654.
- Monreal-Gómez, M. A., D.A. Salas-de-León y H. Velasco-Mendoza. 2004. La hidrodinámica del Golfo De México. En: (Compiladores: Caso Chávez M; Pisanty I. y Ezcurra E.) *Diagnóstico ambiental del Golfo de México Volumen 1*. México D. F. Primera ed. 84pp.

- Moody, C.L., 1967. Gulf of Mexico distributive province. *Am. Assoc.Pet.Geo. Bull.*, 51: 179-199.
- Morel, A. 1978. Available usable, and stored radiant energy in relation to marine photosynthesis. *Deep Sea Res.* 25: 673-688.
- Morel, A., 1980. In-Water and Remote measurements of ocean color. *Boundary-Layer Meteorology* 18: 177-201
- Morel, A. y Gentili, B., 2009. A simple band ratio technique to quantify the colored dissolved and detrital organic material from ocean color remotely sensed data. *Remote Sensing of environment* 113, 998-1011.
- Morel, A. y Maritorena, S., 2001. Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal. *J. Geophys. Res.*, 106 (C4): 7163-7180.
- Oliver, M. J. e Irwin, A. J., 2008. Objective global ocean biogeographic provinces. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L15601, doi:10.1029/2008GL034238.
- Oliver, M.J., Glenn, S., Kohut, J.T., Irwin, A. J., Schofield, O.M., Moline, M., y Bissett, W.P., 2004. Bioinformatic approaches for objective detection of water masses on continental shelves, *J.Geophys. Res.*, 109, C07S04, doi:10.1029/2003JC002072.
- O'Reilly, J. E., S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru, y C. McClain. 2000. Ocean color chlorophyll-a algorithms for SeaWiFS, OC2 and OC4, in *SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses: Part 3, SeaWiFS Postlaunch Tech. Rep. Ser.*, vol. 11, version 4, edited by S. B. Hooker and E. R. Firestone, pp. 9– 23, NASA Goddard Space Flight Cent., Greenbelt, Md..
- Peláez, J. y J.A. McGowan. 1986. Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite. *Limnology and Oceanography* 31(5): 927-950.
- Pennington, J. T. y Chavez, F. P. 2000. Seasonal fluctuations of temperature, salinity, nitrate, chlorophyll and primary production at station H3/M1 over 1989-1996 in Monterey Bay, California. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 47 (5-6): 947-973.
- Pierce, S., J. Barth, R. Thomas y G. Fleischer. 2006. Anomalously warm July 2005 in the northern California Current: Historical context and the significance of cumulative wind stress. *Geophysical Research Letters* (33): 1-6. L22S04, doi:10.1029/2006GL027149, 2006
- Pitcher, G.C., Boyd A.J., Horstman D.A. y Mitchell-Innes B.A. 1998. Subsurface dinoflagellate populations, frontal blooms and the formation of red tide in the southern Benguela upwelling system. *Marine Ecology Progress Series*, 172, 253-264.
- Platt T. y S. Sathyendranath. 1988. Oceanic primary production: estimation by remote sensing at local and regional scales. *Science* 241:1613–1620.
- Platt, T., S. Sathyendranath, C.M. Caverhill y M.R. Lewis. 1988. Oceanic primary production and available light: further algorithms for remote sensing. *Deep-Sea Research*, 35: 855-879.

- Platt T. y S. Santhyendranath. 1993. Estimations of primary production for interpretation of remotely sensed data on ocean color. *Journal Geophysical Research*.98:14561-14576.
- Preisendorfer, R.W. 1988. Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography. En: Eslinger, D.L., J.J. O'Brien, R.L. Iverson. 1989. Empirical Orthogonal Function Analysis of Cloud-Containing Coastal Zone Color Scanner Images of Northeastern North American Coastal Waters. *J. Geophys. Res.* 94(C8): 10884-10890.
- Reid, J.L., Jr., G.I. Roden y J.G. Wyllie. 1958. Studies of the California Current System. *CalCOFI Reports*, 67: 2491-2497.
- Reid, J. L. S y R.A. Schwartzlose. 1962. Direct measurements of the Davidson Current off Central California. *Journal of Geophysical Research*, 67 (6): 2491-2497.
- Sakshaug, E., A. Bricaud, Y. Dyonneau, P.G. Falkowski, D.A.Kiefer, L. Legendre, A. Morel, J. Parslow y M. Takahashi. 1997. Parameters of photosynthesis: definitions, theory and interpretation of results. *J. Plankton Res.* 19, 1637-1670.
- Santamaría-del-Ángel, E., S. Álvarez-Borrego, F. E. Müller-Karger. 1994. Gulf of California bio-geographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.*99 (C4): 7411-7421.
- Santamaría-del-Ángel, E., R. Millán-Núñez, A. González-Silvera y F. Müller-Karger. 2002. The color signature of the Ensenada Front and its seasonal and internal variability. *CalCOFI Reports*, 43:155-161.
- Santamaría-del-Ángel, E., A. González-Silvera, R. Millán-Núñez, M.E. Callejas-Jiménez y R. Cajal-Medrano. 2011. Case Study 19 Determining Dynamic Biogeographic Regions using Remote Sensing Data. En: Morales, J., Stuart, V., Platt, T., Sathyendranath, S. (Eds.) (2011). *Handbook of Satellite Remote Sensing Image Interpretation: Applications for Marine Living Resources Conservation and Management*, EU PRESPO and IOCCG, Dartmouth, Canada.
- Saraceno, M., Provost, C., Piola, A.R., Bava, J., Gagliardini, A., 2004. Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. *J. Geophys. Res.* 109: C05027, doi:10.1029/2003JC002127.
- Saraceno, M., Provost, C., y Piola, A.R., 2005. On the relationship between satellite-retrieved surface temperature fronts and chlorophyll a in the western South Atlantic. *J. Geophys. Res.* 110: C11016, doi:10.1029/2004JC002736.
- Saraceno M. C. Provost y M. Lebbah. 2006. Biophysical regions identification using an artificial neuronal network: A case study in the South Western Atlantic. *Advances in Space Research* 37:793-805.
- Sathyendranath S, A. Longhurst, C. Caverhill y T. Platt T. 1995. Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic. *Deep-Sea Res*42:1773–1802.
- Schwing, F. B., N. A. Bond, S. J. Bograd, T. Mitchell, M. A. Alexander y N. Mantua (2006), Delayed coastal upwelling along the U.S. West Coast in 2005: A historical perspective, *Geophys. Res. Lett.*,33, L22S01, doi:10.1029/2006GL026911.

- Sheinbaum, J., J. Candela, A. Badan y J. Ochoa. 2002. Flow structure and transportation in the Yucatan Channel. *Geophys. Res. Lett.* 29(3):10.1029/2001GL0139990.
- Skogsberg, T. 1936. Hydrography of Monterey Bay, California. Thermal conditions, 1929-1933. *Transactions of the American Philosophical Society*, 29: 1-152.
- Skogsberg, T. 1946. Hydrography of Monterey Bay, California. Thermal conditions, Part II, 1934-1937. *Proceedings of the American Philosophical Society*, 90: 350-386.
- Snedden, G.A., Cable, J.E., Swarzenski, C., y Swenson, E. 2007. Sediment discharge into a subsiding Louisiana deltaic estuary through a Mississippi River diversion. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 71:181-193
- Son S. H., J. Campbell, M. Dowell, S. Yoo y J. Noh. 2005. Primary production in the Yellow Sea determined by ocean color remote sensing. *Mar Ecol Prog Ser* 303:91-103.
- Soto-Mardones, L., A. Parés-Sierra, J. Garcia, R. Durazo y S. Hormazabal. 2004. Análisis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off Baja California) from hydrographic ADCP and altimetry data. *Deep-Sea Research II*, 51:785-798.
- Sverdrup, H.U. y R.H. Fleming. 1941. The waters off southern California March to July 1937. *Bull. Scripps Institution of Oceanography. University of California, La Jolla*, 4: 261-378.
- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson y R.H. Fleming. 1942. The oceans, their physics, chemistry, and general biology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J. 1087 pp.
- Sydeman, W. J., R. W. Bradley, P. Warzbok, C. L. Abraham, J. Jancke, K. D. Hyrenbach, V. Kousky, J. M. Hipfner y M. D. Ohman. 2006. Planktivorous auklet *Ptychoramphusaleuticus* responses to ocean climate, 2005: Unusual atmospheric blocking?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L22S09, doi:10.1029/2006GL026736.
- Thomas, A.C. y P.T. Strub. 1990. Seasonal and interannual variability of pigment concentration across a California Current frontal zone. *J. Geophys. Res.*, 95:13023-13042.
- Thomas, A y P. Bricley. 2006. Satellite measurements of chlorophyll distribution during spring 2005 in the California Current
- Toldeo-Ocampo, A., 1996. Environmental characterization of the Gulf of Mexico. In: Vázquez-Botello, A., Rojas-Galaviz, J., Benítez, J., Zárate-Lomeli, D., (Eds.), 1996. The Gulf of Mexico, pollution and environmental impact: Diagnostics and trends. UAC-EPOMEX Serie Cient. 5. Mexico, 666pp.
- Traykovski, L.V. y Sosik, H.M. 2003. Feature-based classification of optical water types in the Northwest Atlantic based on satellite ocean color data. *J. Geophys. Res.*, 108(C5), 3150, doi:10.1029/2001JC001172, 2003.
- Turner, R. E., Rabalais, N. N. y Justinc, E. 2008. Gulf of Mexico Hypoxia: alternate states and a legacy. *Environmental Science and Technology* 42, 2323-2327.
- Vidal, V.M., Vidal, F.V., Pérez-Molero, J.M., 1992. Collision of the loop current anticyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf Mexico. *J. Geophys. Res.* 97(2): 2155-2172.

- Walker, N.D. y Rabalais, N.N. 2006. Relationships among Satellite Chlorophyll a, River Inputs, and Hypoxia on the Louisiana Continental Shelf, Gulf of Mexico. *Estuaries and Coasts* 29(6B):1081-1093.
- Wooster, W. S. R. 1963. Eastern boundary currents. In: *The Sea*, edited by M. H. Hill. Interscience, New York, pp. 253-280
- Zavala-Hidalgo J. y A. Fernández-Eguiarte. 2006. Propuesta para la regionalización de los mares mexicanos desde el punto de vista de los procesos físicos: El caso del Golfo de México. In: Cordova, Verges, Enriquez y Fernandez (Compiladores). *Ordenamiento ecológico marino. Visión temática de la regionalización*. 21-32p

CAPITULO 2. PERFIL VERTICAL DE CLOROFILA *a* EN LAS REGIONES DINÁMICAS DEL ÁREA CalCOFI

INTRODUCCIÓN

El objetivo de una regionalización es la organización de un área en espacios o zonas con características similares u homogéneas, las cuales funcionan a escala definida (Córdova *et al.*, 2006). El dinamismo de las regiones es una consecuencia natural en el medio marino, debido a que se modifica la intensidad de las asociaciones entre las variables, así como la heterogeneidad dentro de cada unidad (Hooker *et al.*, 2000). El establecimiento de las fronteras de cada región, está relacionado con el cambio de aspectos biogeoquímicos y ecológicos (IOCCG, 2009a).

De los elementos bióticos del ecosistema, el fitoplancton responde rápido a los cambios del medio, debido principalmente a su tiempo de vida corto. Por esta razón, los cambios en la biomasa fitoplanctónica son indicadores directos de las variaciones espacio-temporales del sistema.

Como cada región es el resultado único de las combinaciones de los factores biogeoquímicos y ecológicos, se esperaría que a una concentración superficial de clorofila diera origen a un perfil vertical característico de dicha región. La misma concentración superficial en otra región debería de dar un perfil diferente.

Los perfiles de Chl *a* varían tanto en la vertical como en la horizontal al considerar la concentración superficial de Chl *a*, a lo largo del área de estudio, por lo que es incorrecto suponer que la estructura vertical del fitoplancton es

determinada por los mismos procesos en diferentes parcelas de agua. Por tal motivo, es importante considerar los procesos involucrados como los principales factores que controlan la producción del fitoplancton, dentro de estos se incluye: disponibilidad y calidad de la luz, temperatura, disponibilidad de nutrientes, estructura física de la columna de agua, así como el estado fisiológico y composición de especies del fitoplancton y el pastoreo (Cullen, 1982; Platt *et al.*, 1988; Taguchi *et al.*, 1994; Millán-Núñez, 1996; Omachi, 2003; Behrenfeld *et al.*, 2004; Reynolds, 2006)

Con base al supuesto de distribución de la Chl *a* en la columna de agua, Platt *et al.* (1988) introducen el concepto de "perfiles generalizados de Chl *a* " representados por una curva Gaussuiana (Fig. 19), descrita por la Ecuación 8.

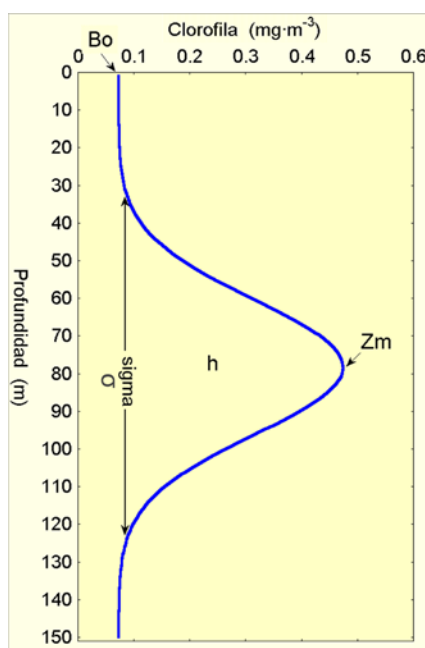


Figura 19. Perfil Generalizado de Clorofila con base al modelo Gaussiano.

$$B(Z) = B_o + \frac{h}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(Z-Z_m)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (\text{Ecu. 8})$$

Donde B_o es la biomasa inicial por debajo de la curva, h es la biomasa total sobre la línea de base, σ es la curtosidad de la curva y Z_m es la profundidad del máximo de concentración de clorofila.

Sathyendranath *et al.* (1995) evidenciaron que el perfil vertical de Chl *a* fue un excelente descriptor de la variabilidad ambiental en la cuenca del Atlántico Norte. Lograron clasificar biogeoquímicamente el área y observaron diferencias para cada provincia, en relación a los parámetros que definen el perfil vertical de Chl *a*, así como los parámetros de la curva fotosíntesis-luz (curva P-E). Por otro lado, Millán-Núñez *et al.* (1997) caracterizaron los perfiles verticales de Chl *a* para el Sistema de la Corriente de California (SCC) entre 1978 y 1992. Consideraron la relación de Z_m con la distancia a la línea de costa, lo cual evidenció la importancia que tiene Z_m al establecer los límites entre las provincias y regiones.

Por lo anterior, se supone que la variación del perfil vertical de Chl *a*, es respuesta de la variabilidad espacio-temporal que define cada región. El objetivo principal de este capítulo es comprobar la variabilidad de las DBGR obtenidas para el área CalCOFI (Capítulo 1.2: *Regionalización dinámica con base en nLw para una zona “con variabilidad significativa” de temperatura y Chl a: área CalCOFI (Corriente de California)*), con base en la variabilidad espacio-temporal de la distribución vertical de la Chl *a*.

2.1.MÉTODO

Para esta sección se consideraron los perfiles de CalCOFI que fueron obtenidos durante horas luz, entre las 6:00 y 18:00 hrs del día, realizados entre el periodo del 2002 y 2009; comprendidos entre la línea 70 y la línea 93 como límite norte y sur respectivamente (Fig. 20), siendo un total de 998 perfiles.

Los perfiles fueron clasificados por crucero (C1: enero-febrero; C2: marzo-abril; C3: julio-agosto; C4: octubre-noviembre) y por región (R1, R2, R3, R4, R5 y R6) y por categoría (Fig. 11, Tabla II).

Se determinaron los parámetros gaussianos para cada perfil, al considerar el máximo de Chl *a_{in situ}* como el máximo del perfil. Con base en lo anterior, se modeló la curtosis del perfil hasta obtener la menor integración de las diferencias cuadráticas entre los valores observados y modelados, mediante una bondad de ajuste Chi-cuadrada (Ecu. 9).

$$X^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i} \quad (\text{Ecu. 9})$$

Donde O_i es el valor observado, E_i es el valor esperado, con k-1 grados de libertad.

Con la finalidad de obtener los perfiles ajustados hasta los 150 m de profundidad, se obtuvo la integración del área bajo la curva metro a metro a partir de los datos de Chl *a_{in situ}*, usando la Función de Distribución Acumulativa de una campana de gauss (CDF-gauss, por sus siglas en inglés).

Con la finalidad de comprobar si las diferencias entre las regiones obtenidas para el área CalCOFI, también se presentan con base a la variabilidad espacio-temporal de la distribución vertical de la Chl *a*, se determinó el prototipo numérico de los perfiles mediante Funciones Empíricas Ortogonales (FEO). Se seleccionó la primer FEO como prototipo de forma-magnitud, por ser la más significativa y representar la mejor combinación lineal de las variables originales (Preisendorfer 1988; Santamaría del Ángel, 1994; Santamaría del Ángel et al., 2011). Como variables de entrada para dicho análisis se consideró la variabilidad de los perfiles tanto en forma como en magnitud. Las variables relacionadas con la forma, son los parámetros derivados de la curva Gaussiana (*Bo*, *h*, *sigma* y *Zm*); mientras que la magnitud se representó por la Chl *a* en el máximo ($Chl_{a_{max}}$) y la biomasa integrada hasta los 150 m.

Con la finalidad de visualizar las diferencias entre regiones, se realizó el análisis estadístico Cluster por variables mediante ligamiento promedio y correlación absoluta, a un nivel de similitud del 80%.

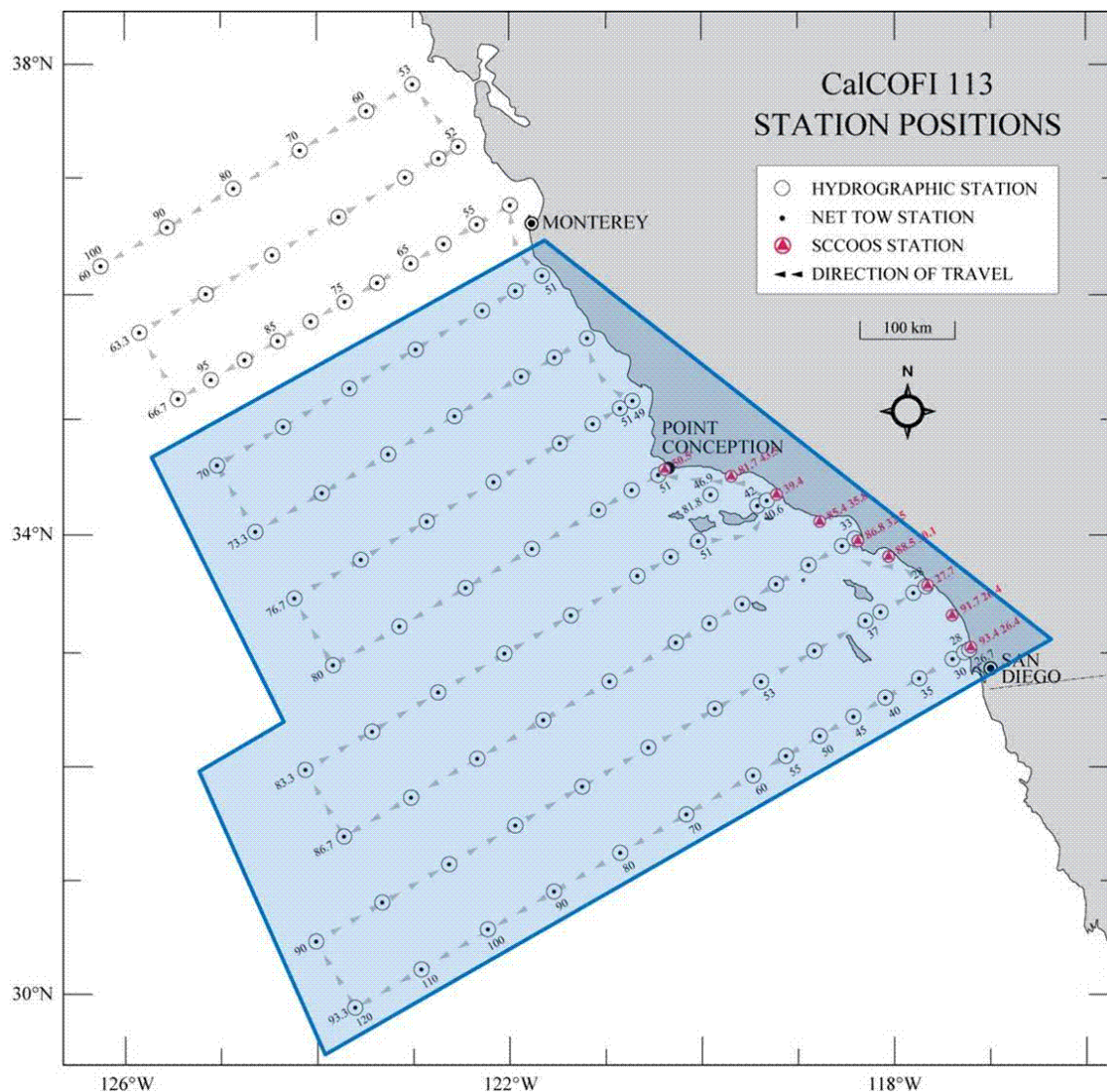


Figura 20. Área de estudio CalCOFI. El polígono azul enmarca las líneas y estaciones consideradas para la modelación vertical del perfil de Chl *a*, durante el periodo comprendido entre enero de 2002 a diciembre de 2009. (Modificada de: <http://calcofi.org/cruises/stapos-depth/113stapattern.html>).

2.2. RESULTADOS

Al considerar la variabilidad del perfil vertical de Chl *a*, fue posible evidenciar la diferencia espacio-temporal entre regiones y al interior de cada región. Para corroborar dicha variabilidad se utilizaron un total de 998 perfiles (Tabla III), los cuales fueron clasificados por crucero, categoría y región.

La distribución de los perfiles por crucero (Tabla III), permitió identificar que el C4 presentó el mayor número de observaciones (256 perfiles). Al considerar las regiones por crucero, se observó que la R6 presentó el mayor número de perfiles (326), mientras que R2 tan sólo presentó 49 perfiles.

Los resultados del análisis Cluster para las DBGR obtenidas para el área CalCOFI, evidenciaron cuatro agrupaciones principales (Fig. 21). Se observó la separación entre las regiones oceánicas y costeras al 52.52% de similitud. Las regiones costeras se separaron en dos grupos, por un lado la R6 con un 84.17%, mientras que las R4 y R5 se asociaron al 98.64%. En el caso de las regiones oceánicas se observó al 96.16% de similitud la separación de la R1, mientras que las R2 y R3 se asociaron al 99.64%.

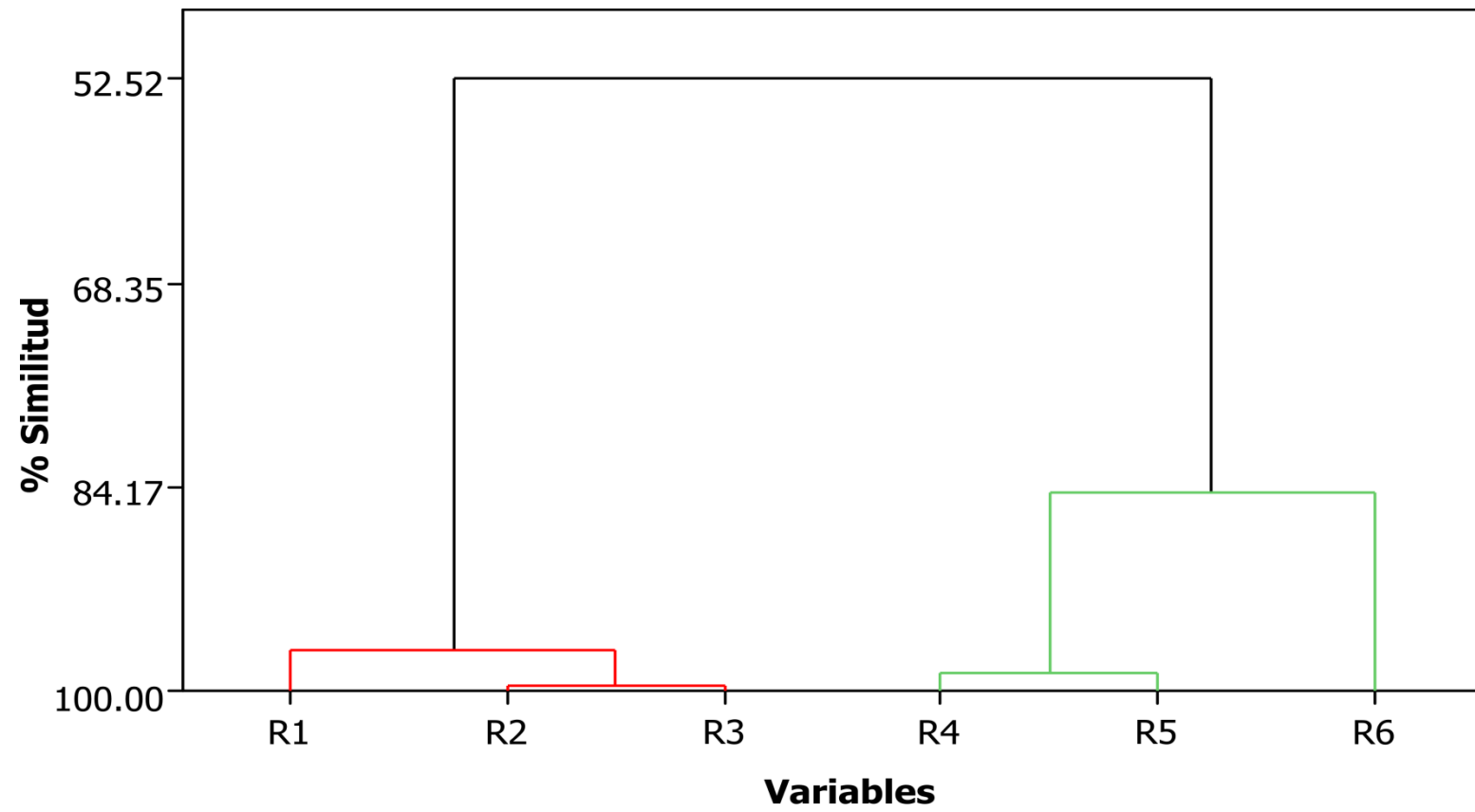


Figura 21. Agrupaciones generales de las DBGR totales para el área CalCOFI.

Al observar el comportamiento de las DBGR para cada crucero (Fig. 22), resulta evidente la agrupación de las regiones en cuatro grupos. Sin embargo, las asociaciones entre las regiones varían según el crucero.

Los cruceros C1 y C3 (Fig. 22a, c), mantienen el mismo patrón de asociación entre las regiones. Para ambos casos se observó la separación entre las regiones costeras y las oceánicas con valores superiores al 50% de similitud. Las regiones oceánicas para ambos cruceros se agruparon en dos grupos con valores superiores al 90%, por un lado la R1, mientras que la R2 y R3 se asociaron como una sola región. Para las regiones costeras también se evidenciaron dos grupos: la R6 se separó con valores superiores al 80% de similitud, mientras que la R4 y R5 se agruparon al 98%.

Para el C2 (Fig. 22b), la separación de las regiones costeras y oceánicas se hizo evidente al 49.41% de similitud. Las regiones costeras presentaron el mismo patrón de división que los cruceros anteriores. Sin embargo, se evidenció un cambio en las asociaciones de las regiones oceánicas, la R1 y R2 se comportaron como una sola región con 99.7% de similitud, mientras que la R3 se separó al 95.23%.

En el caso particular del C4 (Fig. 22d) la separación entre las regiones costeras y las oceánicas no se observó claramente. La R6 se comportó como grupo externo al separarse del resto al 49.78% de similitud. Las asociaciones de las regiones restantes evidenció la mezcla entre las regiones costeras y oceánicas al agruparse la R2 y R4 al 99.10%, mientras que la R5 se separó al 96.63%, la R1 y R3 se agruparon al 98.60%.

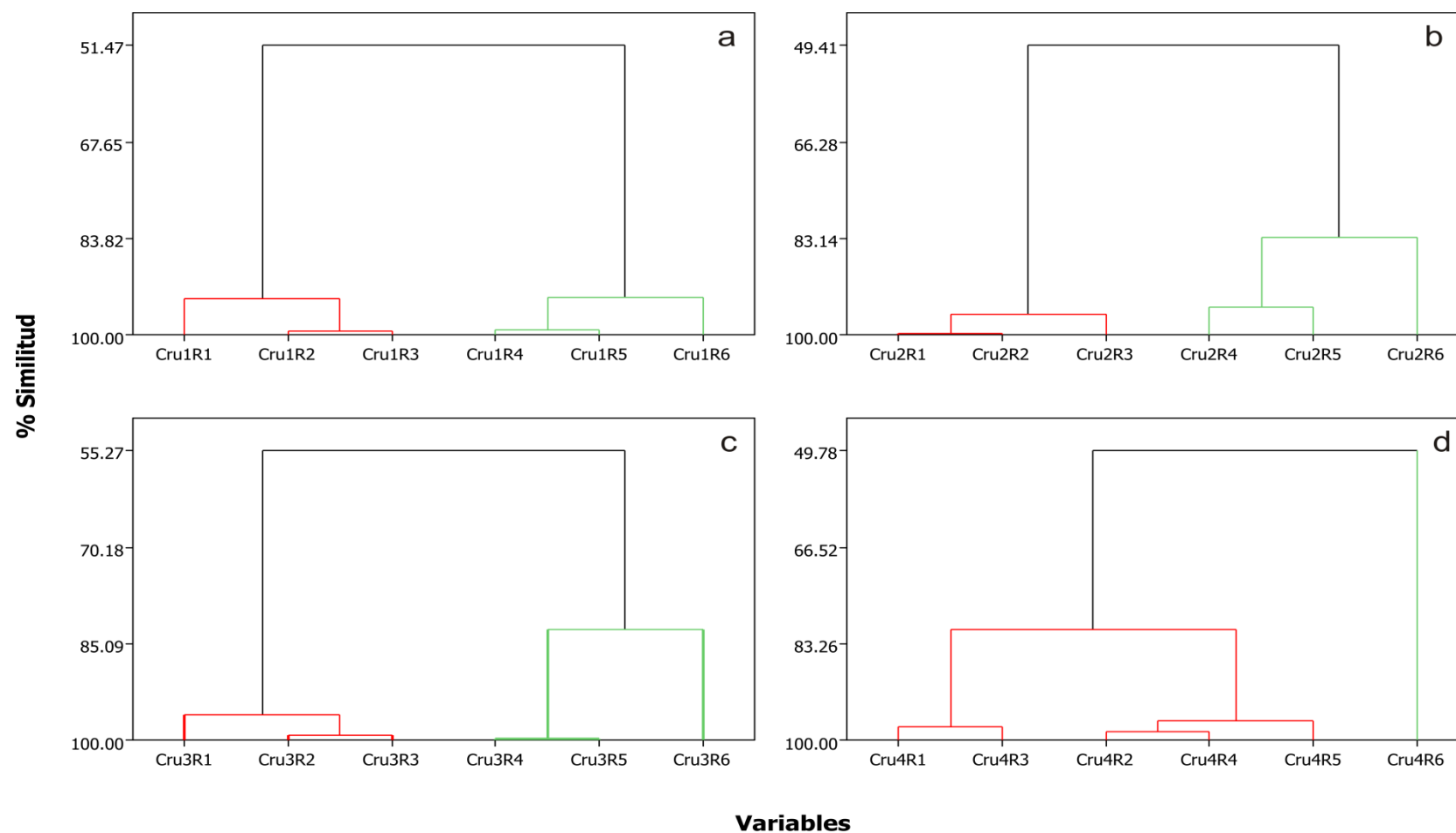


Figura 22. Agrupaciones generales de las DBGR totales para el área CalCOFI, por crucero. a) C1: invierno; b) C2: primavera; c) C3; verano; d) C4: otoño.

El comportamiento de los parámetros de los perfiles promedios por crucero para cada región (Tabla IV), varió en relación a la distancia con la costa.

Para Z_m , sus valores disminuyeron conforme se acerca a la costa (Tabla IV), en este caso la Región Oceánica (R1) presentó los máximos valores de Z_m , mientras que en la Región Costera (R6) mostró los mínimos. Esta disminución en los valores se observó en los cuatro cruceros.

En el caso de σ , se presentó el mismo comportamiento a disminuir sus valores conforme se acerca a la costa (Tabla IV). Este comportamiento fue evidente en los cuatro cruceros, la Región Costera (R1) exhibió el máximo valor y la Región Costera (R6) el mínimo valor.

Por otro lado, los valores de h presentaron un comportamiento inverso, al ser evidente que las regiones costeras (R4, R5 y R6) presentaron los máximos valores, mientras que las regiones oceánicas (R1, R2 y R3) presentaron los valores mínimos.

En el caso particular de B_o se observaron valores inferiores a la unidad, sin ningún patrón claro de comportamiento. Sin embargo, la Región Costera (R6) siempre presentó los valores máximos para todos los cruceros.

Tabla IV. Parámetros del Perfil Promedio por crucero para cada región.

Crucero 1 (C1)				
REGIONES (No. Observaciones)	Parámetros Promedios			
	h (mg m ⁻²)	Sigma (σ) (m)	Zm (m)	Bo (mg m ⁻³)
R1 (10)	13.82	21.65	77.00	0.0329
R2 (04)	15.78	19.13	37.7	0.02945
R3 (50)	25.08	21.04	36.75	0.02817
R4 (81)	38.95	12.88	20.00	0.0246
R5 (39)	69.50	13.81	22.57	0.01496
R6 (64)	61.60	10.95	11.33	0.2217
Crucero 2 (C2)				
REGIONES (No. Observaciones)	Parámetros Promedios			
	h (mg m ⁻²)	Sigma (σ) (m)	Zm (m)	Bo (mg m ⁻³)
R1 (16)	20.73	22.07	91.13	0.01644
R2 (19)	22.971	20.79	81.12	0.001176
R3 (49)	28.25	20.50	44.67	0.01343
R4 (36)	39.24	17.901	36.00	0.01074
R5 (31)	82.80	27.40	39.00	0.02472
R6 (96)	62.00	10.78	20.14	0.646
Crucero 3 (C3)				
REGIONES (No. Observaciones)	Parámetros Promedios			
	h (mg m ⁻²)	Sigma (σ) (m)	Zm (m)	Bo (mg m ⁻³)
R1 (35)	22.093	22.59	64.00	0.02355
R2 (21)	21.933	18.16	53.50	0.0242
R3 (24)	24.58	17.85	42.67	0.01501
R4 (66)	50.40	13.233	25.80	0.01513
R5 (14)	24.43	10.81	23.00	0.01645
R6 (87)	44.24	7.48	15.00	0.384
Crucero4 (C4)				
REGIONES (No. Observaciones)	Parámetros Promedios			
	h (mg m ⁻²)	Sigma (σ) (m)	Zm (m)	Bo (mg m ⁻³)
R1 (34)	16.551	22.61	65.38	0.03273
R2 (05)	21.48	17.29	41.00	0.01561
R3 (51)	24.24	15.81	36.50	0.316
R4 (47)	38.02	11.86	23.00	0.258
R5 (40)	26.42	10.22	18.49	0.0198
R6 (79)	37.18	8.84	15.57	0.615

2.3. DISCUSIÓN

La variabilidad del perfil vertical de Chl *a*, es indicador de la diferencia espacio-temporal entre regiones y al interior de cada región. De manera general con base a los resultados obtenidos (Fig. 21), se corroboró la separación entre la provincia oceánica y la costera, con cuatro regiones totales: Región Oceánica (R1), Región de Transición Oceánica (R2 y R3), Región de Transición Costera (R4 y R5) y Región Costera (R6). Cabe mencionar que en la regionalización dinámica obtenida con base en nLw (subcapítulo 1.2), permitió establecer seis regiones totales. Sin embargo, al realizar la comparación de estas regiones con base a la variabilidad del perfil vertical de Chl *a*, en relación a su forma y magnitud, sólo cuatro presentaron diferencias estadísticas significativas: Región Oceánica (R1), Región de Transición Oceánica (R2 y R3), Región de Transición Costera (R4 y R5) y Región Costera (R6), con base a la distribución vertical del perfil.

Cabe reiterar que aunque de manera general sólo se observaron cuatro asociaciones principales en relación a la variabilidad vertical del perfil de Chl *a*, la fusión o los cambios en las asociaciones entre las regiones se modificaron según el escenario (Fig. 22). Aunque estadísticamente sólo cuatro de las seis regiones fueron significativamente diferentes, las seis presentan características individuales que reflejan la señal de la energía cinética turbulenta presente en el área, asociada a los fenómenos de meso escala (giros, remolinos, filamentos y frentes) y a factores físicos-climatológicos que marcan la transición entre la

región costera y la región oceánica (Chavez, *et al.*, 1991; Hood, 1991; Handler, 2002, Santamaría del Ángel *et al.*, 2002; Aguirre-Hernández *et al.*, 2004; Soto-Mardones, 2004), lo cual podría explicar las diferencias en el número y asociaciones de las regiones.

Al observar el comportamiento de las regiones en los diferentes escenarios, resulta evidente que la regionalización dinámica refleja la alta energía cinética turbulenta asociada a la transición entre la región costera y la región oceánica a lo largo de la CC. Dicha transición se asocia principalmente a los tres procesos oceanográficos principales aceptados para la CC: 1) periodo de surgencias (primavera/verano); 2) periodo oceánico (verano/otoño), el cual se asocia al debilitamiento de las surgencias lo que permite una mayor influencia oceánica; 3) periodo “corriente de Davidson” (invierno), este último se asocia al debilitamiento de los vientos hacia el ecuador lo que permite el desarrollo de una contracorriente costera con dirección hacia el norte a todo lo largo de la costa del Pacífico Norte Americano (Skogsberg, 1936, 1946; Reid *et al.*, 1958, 1962; Wooster, 1963; Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987; Chelton *et al.*, 1982; Korso, 1991; Handler, 2002).

En el caso del C1, las cuatro regiones se pueden relacionar con la alta variabilidad de la zona de estudio en invierno, la cual se asocia directamente a la corriente de Davidson (Skogsberg, 1936, 1946; Reid *et al.*, 1958, 1962; Wooster, 1963; Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987; Chelton, 1984; Korso, 1991; Handler, 2002) lo que permitió diferenciar claramente la influencia oceánica de la costera. Mientras que en C3, las diferencias entre las

asociaciones se relacionan al desplazamiento del frente de Ensenada, el cual es detectable la mayor parte del año, pero es más intenso de finales de marzo a principios de julio (Santamaría *et al.*, 2002). Para el C2 se relacionan principalmente con la transición del periodo de surgencias, caracterizado por un aumento en la fuerza y velocidad del viento entre marzo y abril (Lynn y Simpson, 1987; Pitcher *et al.*, 1998; Pennington y Chavéz, 2000; Handler, 2002; Goericke *et al.*, 2004; Kudela *et al.*, 2005) dando como resultado la diferenciación clara entre la influencia costera y oceánica. En el caso particular de C4 se observó un comportamiento diferente en las asociaciones de las regiones, lo cual se puede explicar al compararlo con la regionalización por escenarios (Fig. 16d). En esta se observa un aumento en el área de cobertura de las regiones de transición, siendo en este escenario cuando la R4 presentó la máxima área de cobertura, lo cual explicaría por qué la R2 se agrupó con R4. Esto es, debido a la transición del periodo oceánico y la contracorriente de Davidson, la mezcla entre la provincia costera y oceánica es fuerte y no permite evidenciar la diferenciación entre ellas, lo que dio como consecuencia que se asociaran regiones oceánicas (R2) con regiones costeras (R4) (Fig. 22d).

El comportamiento de los parámetros de los perfiles promedios, fue disminuir o aumentar según con la distancia a la costa (Tabla IV). En el caso de Z_m y σ , ambos tendieron a disminuir sus valores conforme la región está más cercana a la costa, siendo este comportamiento el mismo para los cuatro cruceros. Para el caso de h , se observó una tendencia inversa, al ser evidente el aumento de los valores conforme se acercó a la costa. En el caso de Bo no

se evidenció ningún patrón claro de comportamiento de los valores y estos siempre fueron inferiores a la unidad con la asociación del máximo valor a la Región Costera (R6) en los cuatro cruceros. Los valores de h , permitieron marcar una diferencia clara entre la provincia oceánica y la costera, al evidenciar que la Región Costera (R6) y la Región de Transición Costera (R4 y R5), siempre presentaron los valores máximos en los cuatro cruceros. Mientras que la provincia oceánica, presentó los valores mínimos asociados a la Región Oceánica (R1) y la Región de Transición Oceánica (R2 y R3).

Millán-Núñez (1996), reportó la diferencia de los parámetros entre las provincias cercanas y alejadas a la costa, para las regiones de California Central (CC) y Baja California (BC). La tendencia de Z_m fue incrementar en el SCC con la distancia a la costa; h tendió a aumentar sus valores conforme se acerca a la costa, mientras que para σ utilizó el valor promedio de este parámetro, para la estimación de los perfiles en función de la $Chl_{a\text{superficial}}$.

El máximo profundo de clorofila (MPC) es una característica permanente en el área de la Corriente de California con una tendencia general de incrementar su profundidad de norte a sur y con la distanciar a la costa (Millán-Núñez, 1996; Millán-Núñez *et al.*, 1997). La tendencia observada en Z_m en este estudio, permite corroborar la separación entre las regiones, debido a las diferencias entre los valores de los parámetros del perfil promedio por crucero para cada región. Lo anterior se corroboró con lo reportado por Sathyendranath *et al.* (1995) quienes indican que la mayoría de los límites entre las provincias biogeográficas demuestran tener alguna relación con Z_m .

Con base a lo anterior se confirman cuatro de las seis regiones obtenidas por la regionalización dinámica con base a nLw para el área CalCOFI, la cual se asocia principalmente a los tres procesos oceanográficos para la CC: 1) periodo de surgencias (primavera/verano); 2) periodo oceánico (verano/otoño); 3) periodo corriente de Davidson (invierno) (Skogsberg, 1936, 1946; Reid *et al.*, 1958, 1962; Wooster, 1963; Hickey, 1979; Lynn y Simpson, 1987; Chelton *et al.*, 1982; Corso, 1991; Handler, 2002).

2.4. CONCLUSIONES

Se confirma la separación entre la provincia oceánica y costera, con cuatro regiones totales para el área CalCOFI con base a los perfiles verticales de Chl *a*. Dentro de la provincia oceánica se confirma la Región Oceánica (R1) y la Región de Transición Oceánica (R2 y R3), mientras que para la provincia costera se confirma la presencia Región Costera (R6) y la Región de Transición Costera (R4 y R5), con la capacidad de modificar sus asociaciones o agrupaciones según la temporada o crucero.

La variabilidad espacio-temporal de las regiones se asocia principalmente a los tres procesos oceanográficos para la CC: 1) periodo de surgencias (primavera/verano); 2) periodo oceánico (verano/otoño); 3) periodo corriente de Davidson (invierno), los cuales fueron asociados al comportamiento de los perfiles de Chl *a*, en cuanto a su forma y magnitud.

El $Chl a_{max}$ es una característica permanente en el área de la CC con una tendencia general de incrementar la profundidad con la distancia a la costa. Además la Z_m se incrementa conforme disminuye la $[Chl a_{sup}]$ lo que da como resultado que a mayores $[Chl a_{sup}]$ se asocien menores profundidades.

LITERATURA CITADA

- Aguirre-Hernández, E., G. Gaxiola-Castro, S. Nájera-Martínez, T. Baumgartner, M. Kahru y B.G. Mitchell. 2004. Phytoplankton absorption, photosynthetic parameters, and primary production off Baja California: summer and autumn 1998. *Deep-Sea Research II*, 51: 799-816.
- Behrenfeld, M.J., O. Prasil, M. Babin, y F. Bruyant. 2004. In search of a physiological basis for covariations in light limited and light saturated photosynthesis. *J. Phycol* 40: 4-25
- Chavez, F. P., Barber, R. T., Huyer, A., Kosro, P. M., Ramp, S. R., Stanton, T. y Rojas de Mendiola, B. 1991. Horizontal advection and the distribution of nutrients in the coastal transition zone off northern California: Effects on primary production, phytoplankton biomass and species composition. *Journal of Geophysical Research*, 96: 14833-14848.
- Córdova y Vázquez, A., F. Rosete, G. Enríquez y B. Fernández. 2006. Ordenamiento ecológico marino. Visión temática de la regionalización. Instituto Nacional de Ecología, México. 226 p.
- Chelton, D.B. 1984. Seasonal variability of alongshore geostrophic velocity off central California. *J. Geophys. Res.* 89: 3473-3486.
- Chelton, D. B., Bernal, P. A. y McGowan, J. A. 1982. Large-scale interannual physical and biological interaction in the California Current. *Journal of Marine Research*, 40 (4): 1095-1125.
- Cullen, J. 1. 1982. The deep chlorophyll maximum: comparing vertical profiles of chlorophyll a. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 39: 791-803.
- Goericke, R., E. Venrick, A. Mantyla, S. Bograd, F.B. Schwing, A. Huyer, R.L. Smith, P.A. Wheeler, R. Hooff, W.T. Peterson, G. Gaxiola-Castro, J. Gómez-Valdez, B.E. Lavaniegos, K.D. Hyrenbach y W.J. Sydeman. 2004. The state of the California Current, 2003-2004: a rare "normal" year. *CalCOFI Reports*, 45: 27-59.
- Handler, N. 2002. Biogeochemical and ecological provinces within the California Current System. http://www.mbari.org/education/internship/02interns/2002_papers.html
- Hickey, B. M. 1979. The California Current System--hypotheses and facts. *Progress in Oceanography*, 8: 191-279.
- Hood, R. R. A. y M.R.; Huyer, A. 1991. Phytoplankton and photosynthetic light response in the coastal transition zone off northern California in June 1987. *Journal of Geophysical Research*, 96 (C8): 14,769-14,780.
- Hooker, S.B., Rees, N., Aiken, J., 2000. An objective methodology for identifying oceanic provinces, *Prog. Oceanogr.*, 45, 313– 338.
- IOCCG, 2009a. Partition of the Ocean into Ecological Provinces: Role of Ocean-Colour Radiometry. Dowell, M. y Platt, T. (eds.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 9, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- Korso, P. M. H., A.; Ramp, S. R.; Smith, R. L.; Chavez, F. P.; Cowles, T.J.; Abbott, M.R.; Strub, P.T.; Barber, R. T.; Jessen, P. y Small, L.F. 1991. The structure of the transition zone between coastal waters and the open ocean off northern California, winter and spring 1987. *Journal of Geophysical Research*, 96: 14,707-14,730.
- Kudela, R., G. Pitcher, T. Probyn, F. Figueiras, T. Moita y V. Trainer. 2005. Harmful algal blooms in coastal upwelling systems. *Oceanography*, 18(2), 184-197.
- Lynn, R.J. y J.J. Simpson. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92(C2): 12947-12966.
- Millán-Núñez, R. 1996. Caracterización de los parámetros que determinan el perfil vertical de clorofila a en la Corriente de California. Tesis de Doctorado. Centro de Investigación

- Científica y de Educación Superior de Ensenada. División de Oceanología, Departamento de Ecología.
- Millán-Núñez, R., S. Álvarez-Borrego y C.C. Trees. 1997. Modeling the vertical distribution of chlorophyll in the California Current System. *Journal Geophysical Research* 102:8595-8595.
- Peláez, J. y J.A. McGowan. 1986. Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite. *Limnology and Oceanography* 31(5): 927-950.
- Pitcher, G.C., A.J. Boyd, D.A. Horstman y B.A. Mitchell-Innes. 1998. Subsurface dinoflagellate populations, frontal blooms and the formation of red tide in the southern Benguela upwelling system. *Marine Ecology Progress Series*, 172, 253-264.
- Omachi, C. Y. 2003. Investigation of primary productivity along the Atlantic Meridional transect (50°N to 33°S) through fast repetition rate fluorometry. PhD Thesis. University of Plymouth. Faculty of Science, School of Earth, Ocean and Environmental Sciences. 248p.
- Platt T. y S. Sathyendranath. 1988. Oceanic primary production: estimation by remote sensing at local and regional scales. *Science* 241:1613-1620.
- Preisendorfer, R.W. 1988. Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography. En: Eslinger, D.L., J.J. O'Brien, R.L. Iverson. 1989. Empirical Orthogonal Function Analysis of Cloud-Containing Coastal Zone Color Scanner Images of Northeastern North American Coastal Waters. *J. Geophys. Res.* 94(C8): 10884-10890.
- Reid, J.L., Jr., G.I. Roden y J.G. Wyllie. 1958. Studies of the California Current System. *CalCOFI Reports*, 67: 2491-2497.
- Reid, J. L. S y R.A. Schwartzlose. 1962. Direct measurements of the Davidson Current off Central California. *Journal of Geophysical Research*, 67 (6): 2491-2497.
- Reynolds, C.S. 2006. *Ecology of Phytoplankton*. Cambridge University Press. New York. 535p.
- Santamaría-del-Ángel, E., S. Álvarez-Borrego, F. E. Müller-Karger. 1994. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99 (C4): 7411-7421.
- Santamaría-del-Ángel, E., R. Millán-Núñez, A. González-Silvera y F. Müller-Karger. 2002. The color signature of the Ensenada Front and its seasonal and internal variability. *CalCOFI Reports*, 43:155-161.
- Santamaría-del-Ángel, E., A. González-Silvera, R. Millán-Núñez, M.E. Callejas-Jiménez y R. Cajal-Medrano. 2011. Case Study 19 Determining Dynamic Biogeographic Regions using Remote Sensing Data. En: Morales, J., Stuart, V., Platt, T., Sathyendranath, S. (Eds.) (2011). *Handbook of Satellite Remote Sensing Image Interpretation: Applications for Marine Living Resources Conservation and Management*, EU PRESPO and IOCCG, Dartmouth, Canada.
- Sathyendranath S, A. Longhurst, C. Caverhill y T. Platt T. 1995. Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic. *Deep-Sea Res.* 42:1773-1802.
- Skogsberg, T. 1936. Hydrography of Monterey Bay, California. Thermal conditions, 1929-1933. *Transactions of the American Philosophical Society*, 29: 1-152.
- Skogsberg, T. 1946. Hydrography of Monterey Bay, California. Thermal conditions, Part II, 1934-1937. *Proceedings of the American Philosophical Society*, 90: 350-386.
- Soto-Mardones, L., A. Parés-Sierra, J. García, R. Durazo y S. Hormazabal. 2004. Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off Baja California) from hydrographic ADCP and altimetry data. *Deep-Sea Research II*, 51:785-798.
- Taguchi, S., H. Kasai y H. Saito. 1994. Estimation of vertical distribution of chlorophyll a off East Hokkaido by Gaussian Curve Fitting. *Proc. NIPR Symp. Polar Biol.* 7: 17-31.

Wooster, W. S. R. 1963. Eastern boundary currents. In: *The Sea*, edited by M. H. Hill. Interscience, New York, pp. 253-280

SUMARIO Y CONCLUSIONES GENERALES

La presente investigación fue motivada al intentar obtener la regionalización dinámica marina para el Golfo de México (GM), con base en las anomalías de Chl *a* y SST siguiendo la propuesta de González-Silvera *et al.* (2006). Sin embargo, esta aproximación no permitió establecer las regiones y sus límites, debido principalmente a que los métodos numéricos utilizados están en función de la resolución matemática de una matriz de correlación, la cual considera que las variables de entrada presentan un intervalo considerable de variabilidad. Aunado a lo anterior, la estimación de la Chl $a_{\text{satelital}}$ derivada de datos espectroradiométricos, involucra un algoritmo universal con relaciones logarítmicas en sus componentes (O'Reilly *et al.*, 2000), lo que da como resultado que a concentraciones oligotróficas la variabilidad de la Chl $a_{\text{satelital}}$ sea descrita en mayor detalle que las concentraciones mesotróficas y eutróficas.

Con la finalidad de minimizar las incertidumbres asociadas al uso de la Chl *a* y SST para la regionalización, el presente trabajo propone el uso de la cantidad de luz que emerge de la columna de agua (nLw_{λ}), como un indicador directo de las características ópticas, las cuales están en función de los diferentes componentes que influyen en la dispersión y absorción de la luz. Cada nLw puede utilizarse como descriptor de los distintos componentes bio-ópticos del sistema. Por ejemplo, la nLw_{412} , representa la señal del CDOM o sustancias amarillas, así como la nLw_{555} se asocia a la absorción mínima de

los componentes presentes en el agua y ha sido utilizada en la clasificación de tipos de aguas.

Con base a la mejor combinación numérica de las nLw que caracterizan el sistema, expresada en la primer Función Empírica Ortogonal Estandarizada (SEOF₁), se delimitaron las fronteras entre las regiones dinámicas biogeográficas (DBGR) para el GM (caso tipo de una zona *sin variabilidad significativa* de Chl a y SST) y el área CalCOFI (Caso tipo de una zona *con variabilidad significativa* de Chl a y SST).

La resolución matemática propuesta es robusta y permite establecer escenarios a diferentes periodos (días, semanas, crucero, estacionalidad e interanualidad), al mantener la co-variabilidad espacio-temporal de los elementos dentro de cada región para zonas con o sin variabilidad significativa de Chl a y SST.

Cabe resaltar que la regionalización dinámica con base a las nLw desarrollada en el presente trabajo, exhibió una alta sensibilidad en la detección de estructuras oceanográficas de mesoescala (remolinos, filamentos, frentes, entre otros), debido principalmente a la resolución matemática de SEOF₁, la cual en su valor cero indica que todos los componentes asociados operan en su promedio.

Con base en lo anterior, la delimitación de cada región es el resultado único de las combinaciones de los factores biogeoquímicos y ecológicos. De los elementos bióticos del ecosistema marino, el fitoplancton, por su tiempo de vida corto, es uno de los que responde en menor tiempo a los cambios del medio.

Por esta razón, las fluctuaciones en la biomasa fitoplanctónica pueden ser indicadores directos de las variaciones espacio-temporales del sistema.

Debido a lo antes expuesto, y con la finalidad determinar si la regionalización dinámica con base a las nLw para el área CalCOFI también se puede aplicar al considerar la variabilidad vertical del perfil Chl *a*, como indicador de las diferencias espacio-temporales entre regiones y dentro de cada región. De manera general el comportamiento de los perfiles varió en forma y magnitud entre regiones y por crucero, lo que permitió corroborar la separación entre la provincia oceánica y la costera, con cuatro regiones totales: Región Oceánica (R1), Región de Transición Oceánica (R2 y R3), Región de Transición Costera (R4 y R5) y Región Costera (R6).



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Continental Shelf Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/csr

Research papers

Dynamic Regionalization of the Gulf of Mexico based on normalized radiances (nLw) derived from MODIS-Aqua

Mariana Callejas-Jimenez, Eduardo Santamaria-del-Angel*, Adriana Gonzalez-Silvera, Roberto Millan-Núñez, Ramon Cajal-Medrano

Universidad Autónoma de Baja California, Facultad de Ciencias Marinas, Carretera Tijuana-Ensenada, km 106, Ensenada 22860, Baja California, México

ARTICLE INFO

Article history:

Received 12 May 2011

Received in revised form

13 January 2012

Accepted 20 January 2012

Available online 17 February 2012

Keywords:

Dynamic regionalization

Ocean color

Water-leaving radiance

Gulf of Mexico

ABSTRACT

A dynamic regionalization of the Gulf of Mexico (GoM) was carried out based on normalized radiances derived from MODIS-Aqua while considering its seasonal variability (Hurricane and Non-hurricane seasons). Daily images with a 1 km resolution from June 2002 to May 2007 were used. To define the dynamic regions, the first Standard Empirical Orthogonal Function (SEOF₁) was calculated by combining nLw₄₁₂ nm and nLw₄₈₈ nm. The GoM was divided into two large provinces: oceanic and coastal. Within the oceanic province there are three regions with oligotrophic conditions. The coastal province displayed two sub-provinces (the northern and southern Gulf of Mexico) within which eight regions were located. Two of them were classified as transition regions. In general, most regions could be associated with general circulation patterns and/or river discharge influence. When looking at changes in coverage and the number of divisions, this regionalization shows a bi-seasonal modulation governed by hurricane seasons. The approximation presented here allows the dynamic regionalization of the GoM, a zone characterized by small surface gradients on Chl *a* and SST, including the recognition of smaller structures such as eddies.

© 2012 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Regionalization is the organization of an area into zones or regions with similar or homogeneous characteristics that operate on a defined scale. Making partitions or classifications in aqueous media is not an easy task due to the highly dynamic nature of the media. The definition of boundaries is related to ocean classification through ecological and biogeochemical aspects (IOCCG, 2009a), which can be associated with Potential Fishing Zones (PFZ) (IOCCG, 2009b).

The global net primary production (NPP) of marine and terrestrial primary producers is approximately 104.9 Pg C year⁻¹, and it plays an important role in the carbon cycle (Field et al., 1998; Borges et al., 2005; Edson et al., 2008). Primary production comprises of the basis of marine food webs and is an important mediator of carbon flux in the ocean. Coastal primary production has been estimated to contribute 14–25% of the global oceanic primary production (Longhurst et al., 1995; Field et al., 1998). Therefore, there is a need to obtain quick and precise estimates of

primary productivity with the intent of solving numerous environmental problems related to CO₂ flux models.

There are two main ways of carrying out marine regionalization: directly, using *in situ* generated data; indirectly, using data derived from remote sensor observations (Millán-Núñez et al., 2006; IOCCG, 2009a). Direct regionalization requires continuous monitoring programs in areas with broad, pre-established coverage. Thus, the costs of monitoring operations are high, and as a result, the number of sites available for regionalization is limited.

Areas that do not have pre-established coverage and continuous monitoring can be best addressed by indirect approximation, which has been used since sensor images have become available (Santamaría-del-Ángel et al., 1994, 2011; Longhurst et al., 1995; Behrenfeld and Falkowski, 1997a, b; Esaias et al., 2000; Traykovski and Sosik, 2003; González-Silvera et al., 2004, 2006; Son et al., 2005; Saraceno et al., 2004, 2005, 2006; Devred et al., 2007; Flores-de-Santiago et al., 2007; Oliver and Irwin, 2008; Irwin and Oliver, 2009; Djavidnia et al., 2010). The trend in marine regionalization is to consider dynamic regionalizations that allow the division of ocean surfaces into areas with common eco-physiological properties. These areas should display their dynamic nature when considering different scenarios that allow the demonstration of temporal variability at the short, mid and long term (IOCCG, 2009a).

Several approximations have been developed in recent years, considering the Chlorophyll *a* (Chl *a*) as a response of the biological

* Corresponding author. Tel.: +52 646 1745600x120; fax: +52 646 1744103.

E-mail addresses: cajime@uabc.edu.mx (M. Callejas-Jimenez), santamaria@uabc.edu.mx (E. Santamaria-del-Angel), adriana.gonzalez@uabc.edu.mx (A. Gonzalez-Silvera), rmillan@uabc.edu.mx (R. Millan-Núñez), rcajal@uabc.edu.mx (R. Cajal-Medrano).

processes and Sea Surface Temperature (SST) as a physical dynamics into different water masses. However, regionalization based on ocean color imagery is limited because it is based on information from the surface layer (corresponding to the first optical depth (1Zop)). Nevertheless, several approximations have been made to characterize ocean areas based on the space–time variability of Chl *a* and SST (Santamaría-del-Ángel et al., 1994; Longhurst et al., 1995; Behrenfeld and Falkowski, 1997a, b; Esaias et al., 2000; González-Silvera et al., 2004, 2006; Son et al., 2005; Saraceno et al., 2004, 2005, 2006; Flores-de-Santiago et al., 2007; Devred et al., 2007; Oliver et al., 2004; Oliver and Irwin, 2008; Djavidnia et al., 2010). Devred et al. (2007), through a cluster analysis between Chl *a* and SST data from MODIS-Aqua and *in situ* data obtained from three cruises, established the dynamic nature of the northwest Atlantic Ocean provinces, initially defined by Longhurst et al. (1995). Saraceno et al. (2006) proposed a classification derived from the construction of an artificial neural network, encompassing a probability-based version of self-organization in a hierarchical grouping map. González-Silvera et al. (2006) proposed a dynamic regionalization that determined the limits between regions when considering the spatial and temporal variations in the systems of the Brazil–Falkland Current and Plata River Delta (southwest Atlantic Ocean), this combination was based on the first Empirical Orthogonal Function (EOF).

Considering the full processes to determine SST and Chl *a* from remote sensing observation, both parameters come from different depths. The main problem with satellite Chl *a* is the application of generic or standard algorithms for the estimation of pigment concentrations; additionally there is the problem of scale in which Chl *a* is given (log scale), producing two contrasting effects: (a) great detail in oligotrophic waters and (b) coarse estimations in eutrophic conditions.

Regions have not been observed in zones where SST and Chl *a* variability is low or in zones without a broad gradient of SST. An example of such zones is the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea, where it has been reported that the surface water temperature does not vary more than 5 °C, in space or in time (Fernández-Eguiarte

et al., 1992; Toldeo-Ocampo, 1996). The highest surface water temperatures in the Gulf of Mexico are found during summer. These temperatures are apparently related to latitude, with 28 °C in the northeast coast (Fernández-Eguiarte et al., 1992), increasing to 28.9 in the central region and 29.7 °C in the southeast (Toldeo-Ocampo, 1996). During winter, the temperature varies between 20 and 22.5 °C, increasing in the central region and the east coast of Yucatan by up to 24 °C. (Fernández-Eguiarte et al., 1992).

Several other studies applied selected radiance wavelengths for the water type classification. For instance, Traykovski and Sosik (2003) developed an optical water type classification approach based on remotely sensed water-leaving radiance (nLw), to study the spatial and temporal dynamics of ecologically and bio-geochemically important properties of the upper ocean, using three bands: 443 nm, 520 nm and 550 nm and Oliver et al. (2004) proceeded with the same approach but using different variables, such as 443 and 551 or 555 nm. The selected variables in the approaches above correspond to those of the blue:green ratio algorithm used for Chl *a* developed for Case 1 waters. Moreover, Santamaría-del-Ángel et al. (2011), based on the first EOF₁, specifically selected the nLw412 (because it is a measure of the signal of yellow substances frequently associated with the coast) and nLw488 (the closest wavelength to 500 nm, where all the components in the water column absorb less) to classify coastal and oceanic waters in the southern California Current System.

We apply EOF₁ for establishing the dynamic regionalization of the Gulf of Mexico accordingly with Santamaría-del-Ángel et al. (2011) because our study area (GoM) is considered as a zone without a strong SST and Chl *a* gradient. Such regionalization is based on the normalized water-leaving radiance data obtained from MODIS-Aqua.

2. Methods

A database for Chl *a*, SST, nLw412, nLw443, nLw488, nLw550 and nLw670 was generated for the GoM (Fig. 1) through monthly

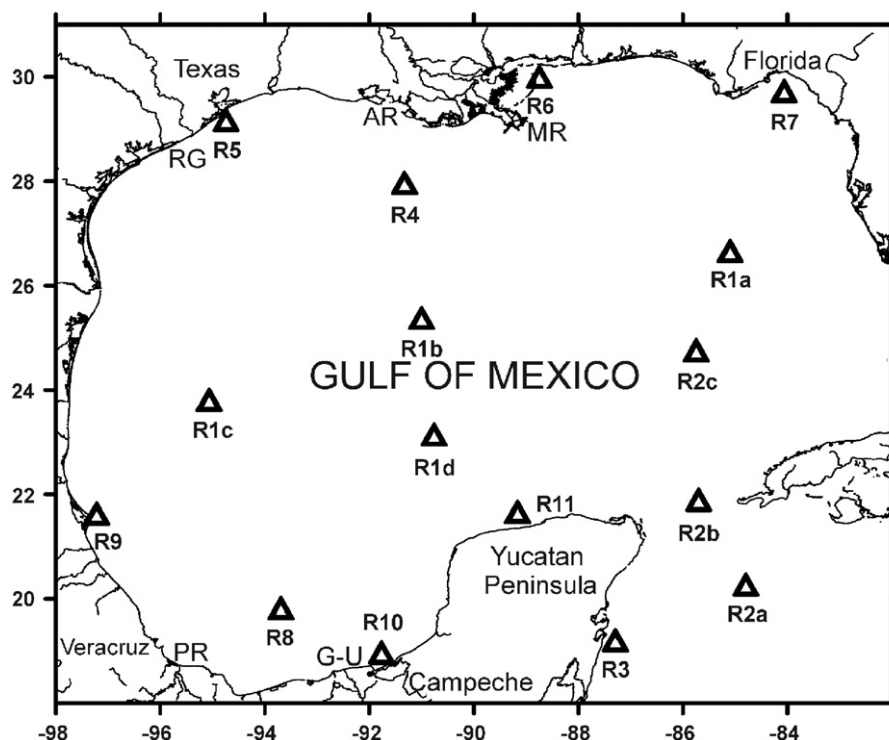


Fig. 1. Study area in the Gulf of Mexico, showing the main rivers: Mississippi River (MR); Atchafalaya River (AR); Rio Grande (RG); Papaloapan River (PR); Grijalva–Usumacinta (G–U). The 16 locations used in the classification. The validation of the selected variables.

compositions derived from 12,500 MODIS-Aqua daily images with a spatial resolution of 1 km/pixel (LAC). The period encompassed June 2002 to May 2007. The images were constructed through an equidistant cylindrical projection, and the results were processed with SeaDAS version 5.5 using standard algorithms.

Annual climatology was created for each variable, and scenarios related to hurricane (June–November) and non-hurricane seasons (December–May).

The input database used were nLw412 and nLw488, the selection of these two variables was based on a principal components analysis (PCA) which considers the first component as the most significant and represent the best linear combination of the original variables (Preisendorfer, 1988; Santamaría-del Ángel et al., 2011). A first analysis resulted on the separation of Chl *a* and SST from the rest of the variables (nLw(λ)) where the first component included all radiance wavelengths. Subsequently a PCA was applied using all nLw(λ) data as input variables. In this process we tested different combinations of nLw(λ), maximum variability (99.99%) was explained by the selected variables (nLw412 and nLw488).

The variables selected above were used as input to determine the dynamic biogeographic regions (DBGR) for the Gulf of Mexico based on SEOF₁ (Santamaría-del Ángel et al., 2011).

The numerical values of SEOF₁ are dimensionless, and they allow the definition of boundaries between DBGR. Such values were attached according to the number of standard deviations. A numerical zero “0” value of the SEOF₁ involves all the components of the polynomial that operate on its mean value. The SEOF₁ was graphed over the images of Chl *a* to evaluate the spatial variability.

To evaluate the differences between the selected variables for the analysis we extracted a time series for each variable for 16 locations, eight in the coastal province and eight in the oceanic province (Fig. 1). The ratio between these variables was used to validate the identified regions.

3. Results

The selected variables for SEOF₁ analysis were nLw412 and nLw488 because they explained the greatest amount of the variability of the generated eigenspace and allowed the definition of boundaries between DBGR. The SEOF₁ was bound by the standard deviation interval between +4 and –4, which explained 99.9% of the data.

The analysis above resulted in two provinces: oceanic and coastal (Fig. 2, Table 1). They were separated based on the numerical value of zero “0” of the SEOF₁ that involves all the components of the polynomial that operate on its mean value, which allowed the differentiation of the coastal from the oceanic influence.

The oceanic province displayed three regions: Gulf of Mexico Oligotrophic Region (R1); Loop Current (R2) and Caribbean Sea (R3) (Fig. 2). The coastal province was divided into two sub-provinces. The first sub-province is in the northern Gulf of Mexico and includes four regions: Northern Coastal–Oceanic transition (R4); USA Platform (R5); Texas–Louisiana (R6) and Alabama–Florida (R7). The second sub-province is the southern Gulf of Mexico which was divided into four regions: Southern Coastal–Oceanic transition (R8); Veracruz–Tabasco (R9); Campeche Bank (R10) and Yucatan (R11) (Fig. 2) (Table 1).

The time series of the ratio nLw412/nLw488 (Fig. 3a) denoted that values vary around the unit and there is a clear separation between the oceanic and coastal provinces. The oceanic province had values higher than one for more than 80% of the observations with an average of 1.43 (Fig. 3b). The coastal province had values

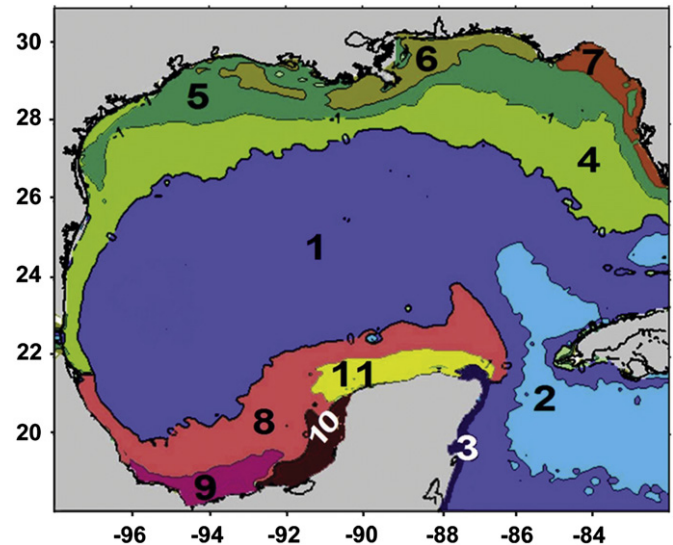


Fig. 2. Total regions of the Gulf of Mexico (see Table 1): (R1) Gulf of Mexico Oligotrophic Region; (R2) Loop Current; (R3) Caribbean Sea; (R4) Northern Coastal–Oceanic Transition; (R5) USA Platform; (R6) Texas–Louisiana; (R7) Alabama–Florida; (R8) Southern Coastal–Oceanic Transition; (R9) Veracruz–Tabasco; (R10) Campeche Bank and (R11) Yucatan.

Table 1
Dynamic regionalization for the Gulf of Mexico.

Regions		
Oceanic Province		1) Gulf of Mexico oligotrophic region
		2) Loop current
		3) Caribbean Sea
Coastal Province		4) Northern coastal–oceanic transition
		5) USA platform
Sub-province Northern Gulf of Mexico		6) Texas–Louisiana
		7) Alabama–Florida
Sub-province Southern Gulf of Mexico		8) Southern coastal–oceanic transition
		9) Veracruz–Tabasco
		10) Campeche Bank
		11) Yucatan

less than one for more than 85% of the observations with an average of 0.78. Within the coastal province we classified two transitions regions, one to the north (R4) with an average ratio of 1.18 and one to the south (R8) with an average ratio of 1.12.

To describe the dynamic nature in the GoM, different scenarios were postulated based on the Non-Hurricane and Hurricane seasons. For that we applied the SEOF₁ approach and results can be observed in Fig. 4a and b. For the Non-Hurricane season (Fig. 4a), the oceanic province area is reduced and a strong coastal influence was observed. Within the oceanic province it has to be noted that the Caribbean Sea region (R3) is reduced and closer to the coast when compared with the general scenarios. The extension of the northern and southern coastal–oceanic transition regions (R4 and R8) is larger than in the general scenarios (Fig. 2). The Yucatan (R11), Veracruz–Tabasco (R9),

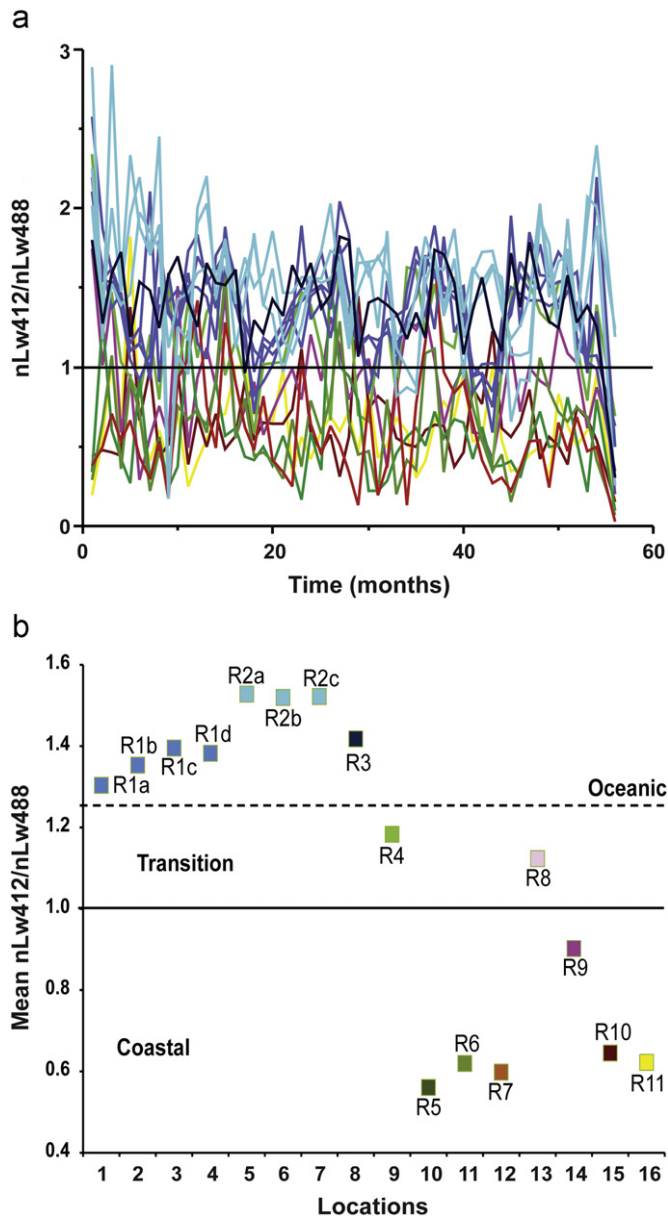


Fig. 3. (a) Time series of the $nLw412/nLw488$ for all GoM regions from June, 2002 to May, 2007. (b) Mean $nLw412/nLw488$ values by region. Values lower than one indicates higher values of $nLw488$ associated with coastal locations; oceanic locations have the opposite. Color codes are in Table 1.

Alabama–Florida (R7) and Texas–Louisiana (R6) regions diminished their area, while the Campeche Bank region (R10) increased.

For the Hurricane season (Fig. 4b), there was a dominance of the oceanic province and the intrusion of the Loop Current (R2) into the GoM is clear. The Caribbean Sea region (R3) is larger than in the not-hurricane season. The coastal province diminished (Fig. 4b) and the northern and southern coastal–oceanic transition regions (R4 and R8) merged. Likewise, the Yucatan (R11), Veracruz–Tabasco (R9), Alabama–Florida (R7) and Texas–Louisiana (R6) regions increased their area while the Campeche Bank region (R10) decreased.

A monthly Chl *a* composite image for July 2004 (Fig. 5b) shows three main anticyclonic eddies and a broad coastal influence in the north, and a strong oceanic intrusion towards the inside of the GoM coming from the Caribbean Sea. The application of the SEOF₁ approach evidenced these features (Fig. 5a).

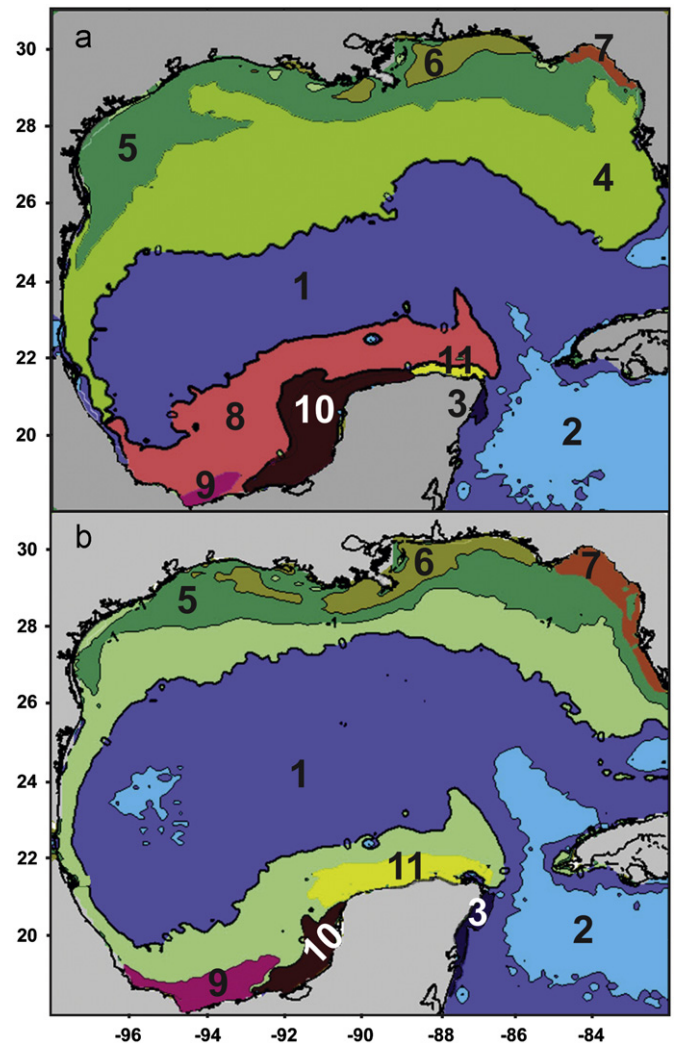


Fig. 4. Graphical representation of the regionalization by scenario. (a) Non-Hurricane season, (b) Hurricane season.

4. Discussion

The dynamic nature of regions is a natural consequence of aqueous media due to the modification of association intensity between the variables, as well as the heterogeneity within each unit (Hooker et al., 2000). In our analysis the selected variables were $nLw412$ and $nLw488$, because they explained better the variability of the generated eigenspace and allowed the definition of boundaries between DBGR. We emphasized that the method described is not limited to those two predictors; however other areas may require additional preliminary analysis to determine the more appropriate variable. The $nLw412$ represents the signal of CDOM absorption associated with the coast (Morel, 1980; Mobley, 1994; Morel and Gentili, 2009). GoM receives more than two thirds of the Atchafalaya deposits of the mainland US, mostly because of the large size of the drainage basins of the Mississippi-system of rivers in Texas and Rio Grande, which together constitute the 75% of the drainage area (Moody, 1967). Moreover in the Mexican mainland, the Grijalva–Usumacinta system with the Papaloapan contributes about 55% of river discharges (Bassols, 1977). The concentration of optically active substances such as CDOM and suspended matter in this area can vary significantly both spatially and temporally as a function of that freshwater input. For example, Chl *a* and CDOM absorption in the Mississippi River system are often correlated to total suspended solids and

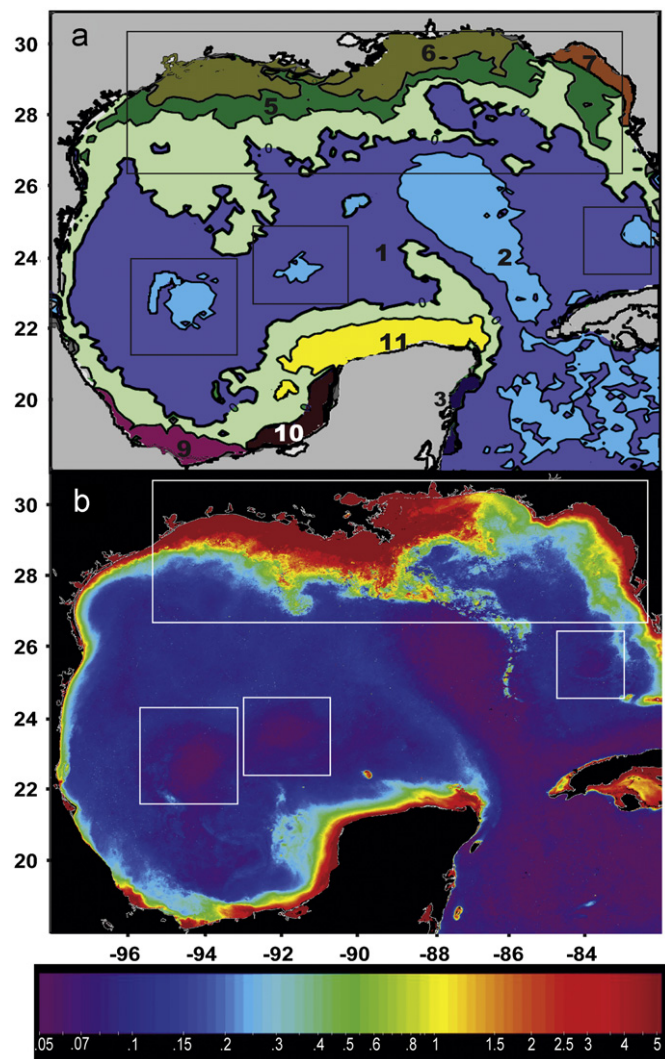


Fig. 5. Surface oceanographic structures present in the Gulf of Mexico at the mesoscale during July 2004: (a) results obtained from the SEOF₁ of nLw₄₁₂ and 488. (b) Chl *a* image. The insets display the observed structures.

therefore vary significantly between periods of low and high river discharges (Walker and Rabalais, 2006; Snedden et al., 2007). Significant interannual variations in each parameter may also be observed as a function of changes in total volume discharge during each flow period (Kesel et al., 1992; Turner et al., 2008). For this reason we should expect not only a seasonal but also an interannual variability of the area covered by these waters and its corresponding influence on DBGR spatial distribution.

The other selected variable in the preliminary analysis was nLw₄₈₈ nm which in previous works has been used as the blue variable of the blue:green ratio when the chlorophyll content becomes high (O'Reilly et al., 1998). In this work we are not using a ratio but a linear combination between two variables (SEOF₁) that represents a strong signal (412 nm) vs. a weak signal (488 nm), following the same rationale than in blue:green ratios.

Traykovski and Sosik (2003) presented a classification scheme to classify biogeochemical provinces based on the analysis of Chl *a* and nLw at 420 (or 443), 510 (or 520) and 550 (or 555) nm which were selected as representative of different optical water types. Oliver et al. (2004) besides AVHRR data used the remote sensing reflectance measured at 490 nm ($R_{rs(490)}$) and at 555 nm ($R_{rs(555)}$) to define regions over continental shelf areas. However, they selected these variables based on a "preliminary analysis".

In their following publications (Oliver et al., 2004; Oliver and Irwin, 2008) they proceeded with the same approach but using different variables, such as 443 and 551 or 555 nm. In the approaches above the selected variables correspond to those of the blue:green ratios algorithm used for Chl *a* developments in Case 1 waters (Morel and Maritorena, 2001; McClain et al., 2002; Morel and Gentili, 2009 and others). The selection of variables has been discussed elsewhere (IOCCG, 1998, 2000) but it is known that they represent the shift in the color from oceanic Case 1 waters to deep blue in oligotrophic waters (very low chlorophyll concentration) to dark green in eutrophic waters (high concentration). This shift results from the comparison of the strong absorption by algal pigments in the blue band (with a maximum around 445 nm), with the weak absorption in the green–yellow band (550–580 nm). The rationale for using a ratio technique, rather than another kind of combination, lies in the variability and the uncertainty affecting the absolute values of R_{rs} or nLw, which is considerably diminished for the ratio.

Specifically, we used the SEOF₁ because it explains the greatest portion of the variability and allowed the definition of boundaries between DBGR. The numerical value of zero "0" of the SEOF₁ involves all the components of the polynomial that operate on its mean value, which allowed the differentiation of the coastal influence from the oceanic influence. The SEOF₁ was bound by the standard deviation interval between +4 and −4, which explained 99.9% of the data. Santamaría-del Ángel et al. (2011) described that the maximum values of the standard deviation of SEOF₁ fluctuate between ± 3.4 and 4 in areas with low variability, when that variability increases, the SEOF₁ values can be reduced to ± 1 to 2. For example, Santamaría-del Ángel et al. (2011) used the same variables as in this study in an area characterized for strong gradients (southern California Current System), observing SEOF₁ values between ± 1 and 2. Other areas with strong variability in SST and Chl *a* (e.g., Brazil–Falkland Current and Plata River Delta (González-Silvera et al., 2006); Canal de Ballenas inside the Gulf of California (Flores-de-Santiago et al., 2007)), the standard deviation interval was around ± 1 . The SEOF₁ range is specific for each location and the number of standard deviations depends on the variability at each site, showing a narrow range in areas with a strong gradient, but increasing in areas with a weak gradient.

Our analysis resulted in the classification of 11 regions, being eight coastal and three oceanic (Table 1, Fig. 2). The coastal characteristic of the classified regions was confirmed when we analyzed the time series of nLw₄₁₂/nLw₄₈₈ (Fig. 3) where for most of them the ratio was < 1 indicating an expected higher values of nLw₄₈₈ (or higher CDOM absorption at 412 nm). The oceanic regions have the opposite pattern and the ratio was > 1.20 , indicating higher values of nLw₄₁₂ (or lower CDOM absorption at 412 nm). Two regions (R4 and R8) presented a ratio higher than one but lower than 1.20 and were clearly separated from the others and for that reason we classified them as transition regions. In fact, they are located in an intermediate zone that geographically separates oceanic and coastal regions (Fig. 2). The concept of a coastal transition zone (CTZ) has been described extensively for the waters off northern California (Chavez et al., 1991; Hood et al., 1991; Handler, 2002) as a region of energetic jets and eddies marking the transition between the inshore coastal zone and open ocean waters for the California Current System.

Seasonal weather climate in the GoM is characterized by a dry period from February to May and anticyclonic cold fronts (north) from December to February (Non-Hurricane season). A rainy summer occurs from June to October with the presence of tropical depressions (Day et al., 2004) which causes intense storms with cyclonic trajectories that generally impact the northwest coast (NOAA, <http://www.nhc.noaa.gov/>).

The dynamic nature of the region boundaries was evidenced when we analyzed two different scenarios, the Non-Hurricane and Hurricane seasons (Fig. 4). For the not-hurricane season (Fig. 4a), the oceanic province area is reduced and a strong coastal influence was observed. Within the oceanic province it has to be noted that the Caribbean Sea region (R3) is reduced and it is closer to the coast when compared with the general scenarios (Fig. 2). In addition, the Loop Current region remains outside the GoM. The extension of the northern coastal–oceanic transition region (R4) is larger than in the general scenarios (Fig. 2). This pattern can be associated to both (a) the strong freshwater discharge from US rivers resulting from thaw and continental rain from April to May (Day et al., 2004; Monreal-Gómez et al., 2004); (b) the presence of cold fronts that produce winds that blow from north to south, known locally as “Nortes” (northerlies), with an intensity that frequently exceeds 40 km/h. North fronts occur every year from October and can continue until April, with the highest intensities from December to February (Day et al., 2004).

For the Hurricane season (Fig. 4b), there was a dominance of the oceanic province and the intrusion of the Loop Current (R2) into the GoM is clear. The GoM is influenced by the Caribbean Current System, which is associated with the Caribbean Sea (Caribbean Current and Yucatan Current) and the Gulf of Mexico (Loop Current, Mexican Current and Florida Current). The Caribbean Current enters the GoM by the Yucatan channel, then transforms into the Loop Current and finally turns into the Florida Current that connects to the Atlantic Ocean through the Florida Channel (Hofmann and Worley, 1986; Molinari and Morrison, 1988; Fratantoni, 2001; Sheinbaum et al., 2002). The Loop Current location has a seasonal variability, with a strongest intrusion during spring–summer (Leipper, 1970; Maul, 1977; Elliot, 1982; Forristal et al., 1992), what can be clearly seen in our Hurricane season (Fig. 4b). Besides, the Caribbean Sea region (R3) is larger than in the Non-hurricane season, the coastal province diminished (Fig. 4b) and the northern and southern coastal–oceanic transition regions (R4 and R8) merged. Hurricane-force winds have dramatic effects on the upper ocean, promoting strong wind stirring in the surface layer (Gierach and Subrahmanyam, 2007; Zamudio and Hogan, 2008) which can explain the patterns observed in our results. Likewise, the Yucatan (R11), Veracruz–Tabasco (R9), Alabama–Florida (R7) and Texas–Louisiana (R6) regions showed a greater influence toward the GoM. Tropical depression also brings strong precipitation rates over the entire basin (Mexican and US coasts) which explains this pattern increasing mainly in the areas of R6 and R7.

In order to evaluate the application of our approach to shorter time scales and for the differentiation of local mesoscale structures, we used a monthly composite for July 2004 (Fig. 5a and b). It was possible to identify the same regions than for the Hurricane season (Fig. 4b), but with special emphasis on three eddies and evidencing the fluidity of the boundaries between regions. The GoM is influenced by the Caribbean current system, which is associated with the Caribbean Sea (Caribbean Current and Yucatan Current) and the Gulf of Mexico (Loop Current, Mexican Current and Florida Current) (Fig. 4a and b). The Caribbean Current enters the GoM by the Yucatan channel, then transforms into Loop Current and finally turns into the Florida Current (Hofmann and Worley, 1986; Molinari and Morrison, 1988; Fratantoni, 2001; Sheinbaum et al., 2002; Chérubin et al., 2006). The Loop Current is variable in its location and displays seasonal signals, where intrusion tends to be more frequent during spring (Leipper, 1970; Maul, 1977). However, this effect can happen in any season and period. The Caribbean Current's cyclonic and anticyclonic eddies make up the primary mechanisms that move, distribute and disperse the masses of water in the Gulf of Mexico

(Elliot, 1982; Forristal et al., 1992). On the other hand, the Loop Current penetrates the eastern region of the Gulf at 27°N, and cyclonic and anticyclonic whirlpools are created, which stray from the current and travel together toward the west (Vidal et al., 1992). Large warm-core eddies (anticyclonic) episodically separate from the Loop Current at time intervals and flow northward to the platform of Yucatán Peninsula (Romanou et al., 2004; Chérubin et al., 2006; Chang and Ory, 2010).

5. Conclusions

The approximation presented here was based on the use of the normalized radiances at two wavelengths (nLw412 and nLw488) which allowed the dynamic regionalization of the GoM, a zone characterized by small surface gradients on Chl *a* and SST. Through that the GoM was divided into two large provinces: oceanic and coastal, with 11 regions, including the recognition of smaller structures such as eddies.

Acknowledgments

The first author acknowledges receipt of a scholarship from the Mexican Council for Science and Technology (CONACyT no. 164487). We also acknowledge the MODIS-Aqua mission Scientifics and associated NASA personnel for the production of 12,500 daily images used in this research effort.

References

- Bassols, B.A., 1977. Economic Geography of Mexico, 3rd ed. Trillas, Mexico, ISBN: 968-24-4843-3 (440 p.).
- Behrenfeld, M., Falkowski, P., 1997a. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnology and Oceanography* 42, 1–20.
- Behrenfeld, M., Falkowski, P., 1997b. A consumer's guide phytoplankton primary productivity models. *Limnology and Oceanography* 42, 1479–1491.
- Borges, A.V., Delille, B., Frankignoulle, M., 2005. Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: diversity of ecosystems counts. *Geophysical Research Letters* 32 (L14601). doi:10.1029/2005GL023053.
- Chang, Y.L., Ory, L.Y., 2010. Why can wind delay the shedding of loop current eddies? *Journal of Physical Oceanography* 40, 2481–2495.
- Chavez, F.P., Barber, R.T., Huyer, A., Kosro, P.M., Ramp, S.R., Stanton, T., Rojas de Mendiola, B., 1991. Horizontal advection and the distribution of nutrients in the coastal transition zone off northern California: effects on primary production, phytoplankton biomass and species composition. *Journal of Geophysical Research* 96, 14833–14848.
- Chérubin, L.M., Morel, Y., Chassignet, E.P., 2006. Loop current ring shedding: the formation of cyclones and the effect of topography. *Journal of Physical Oceanography* 36, 569–591.
- Day, J.W., Díaz de León, A., González, G., Moreno-Casasola, P., Yáñez-Arancibia, A., 2004. Diagnóstico Ambiental del Golfo de México, Resumen Ejecutivo. In: Caso, M., Pisanty, I., Ezcurra, E., (Compiladores), Diagnóstico Ambiental del Golfo de México. INE-SEMARNAT. ISBN: 968-817-705-9.
- Devred, E., Sathyendranath, S., Platt, T., 2007. Delineation of ecological provinces using ocean colour radiometry. *Marine Ecology Progress Series* 346, 1–13.
- Djavidnia, S., Mélin, F., Hoepffner, N., 2010. Comparison of global ocean colour data records. *Ocean Science* 6, 61–76. <www.ocean-sci.net/6/61/2010/>.
- Edson, J.B., Degrandpre, M.D., Frew, N., McGillis, W.R., 2008. Investigations of air–sea gas exchange in the CoOp coastal air–sea chemical exchange project. *Oceanography* 21 (4), 34–45.
- Elliot, B.A., 1982. Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography* 12, 1292–1309.
- Esaias, E.W., Iverson, R.L., Turpie, K., 2000. Ocean provincial classification using ocean color data: observing biological signatures of variations in physical dynamics. *Global Change Biology* 6, 39–55.
- Fernández-Eguiarte, A., Gallegos-García, A., Zavala-Hidalgo, J., 1992. Physical oceanography 1 (water masses and tides of Mexican seas). In: National Atlas of Mexico. Geography Institute, UNAM, Mexico.
- Field, C.B., Behrenfeld, M.J., Randerson, J.T., Falkowski, P., 1998. Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. *Science* 281, 237. doi:10.1126/science.281.5374.237.
- Flores-de-Santiago, F.J., Santamaría-del-Ángel, E., González-Silvera, A., Martínez-Díaz-de-León, A., Millán-Núñez, R., Kovacs, J., 2007. Assessing dynamics micro-regions in the Great Islands of the Gulf of California based on MODIS aqua imagery products. *Proceedings of the SPIE* 6680 (668010), 2007. doi:10.1117/12.732574.

- Forristal, G.Z., Schaudt, K.J., Cooper, C.K., 1992. Evolution and kinematics of a loop current Eddy in the Gulf of Mexico during 1985. *Journal of Geophysical Research* 97 (2), 2173–2184.
- Fratantoni, D.M., 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990s observed with satellite-tracked drifters. *Journal of Geophysical Research* 106, 22067–22093.
- Gierach, M., Subrahmanyam, M., 2007. Satellite data analysis of the upper ocean response to Hurricanes Katrina and Rita (2005) in the Gulf of Mexico. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 4, 132–136.
- González-Silvera, A., Santamaría-del-Ángel, E., García, V.M.T., García, C.A.E., Millán-Núñez, R., Muller-Karger, F., 2004. Bio geographical regions of the tropical and subtropical Atlantic Ocean off South America: classification based on pigment (CZCS) and chlorophyll-a (SeaWiFS) variability. *Continental Shelf Research* 24, 983–1000.
- González-Silvera, A., Santamaría-del-Ángel, E., Millán-Núñez, R., 2006. Spatial and temporal variability of the Brazil–Malvinas confluence and the La Plata Pluma as seen by SeaWiFS and AVHRR imagery. *Journal of Geophysical Research* 111, C06010.
- Handler, N., 2002. Biogeochemical and Ecological Provinces within the California Current System. <http://www.mbari.org/education/internship/02interns/2002_papers.html>.
- Hood, R.R., Abbott, M.R., Huyer, A., 1991. Phytoplankton and photosynthetic light response in the coastal transition zone off northern California in June 1987. *Journal of Geophysical Research* 96 (C8), 14,769–14,780.
- Hofmann, E.E., Worley, J., 1986. An investigation of the circulation of the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research* 91, 14221–14238.
- Hooker, S.B., Rees, N., Aiken, J., 2000. An objective methodology for identifying oceanic provinces. *Progress in Oceanography* 45, 313–338.
- IOCCG, 1998. Minimum requirements for an operational, ocean colour sensor for the open ocean. In: Morel, A. (Ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 1. IOCCG, Villefrance-sur-Mer, France.
- IOCCG, 2000. Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex waters. In: Sathyendranath, S. (Ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 3. IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG, 2009a. Partition of the ocean into ecological provinces: role of ocean-colour radiometry. In: Dowell, M., Platt, T. (Eds.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 9. IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG, 2009b. Remote sensing in fisheries and aquaculture. In: Forget, M.-H., Stuart, V., Platt, T. (Eds.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 8. IOCCG, Dartmouth, Canada.
- Irwin, A.J., Oliver, M.J., 2009. Are ocean deserts getting larger? *Geophysical Research Letters* 36, L18609. doi:10.1029/2009GL039883.
- Kesel, R.H., Yodis, E.G., McCraw, D.J., 1992. An approximation of the sediment budget of the lower mississippi river prior to major human modification. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, 711–722. doi:10.1002/esp.3290170707.
- Leipper, D.F., 1970. A sequences of current patterns in the Gulf of Mexico ring as determined from kinematic analyses. *Journal Geophysical Research* 75, 637–657.
- Longhurst, A., Sathyendranath, S., Platt, T., Caverhill, C., 1995. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *Journal of Plankton Research* 17 (6), 1245–1271.
- Maul, G.A., 1977. The annual cycle of the Gulf Loop Current. Part I: observations during a one-year time series. *Journal of Marine Research* 35, 29–47.
- McClain, C.R., Christian, J.R., Signorini, S.R., Lewis, M.R., Asanuma, I., Turk, D., Dupouy-Douchement, C., 2002. Satellite ocean-color observations of the tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Research II* 49, 2533–2560.
- Millán-Núñez, R., Santamaría-del-Ángel, E., González-Silvera, A., 2006. Methods for the regionalization of the ocean zone through biologic aspects. In: Córdova, Rosete, Enríquez, Fernández (Compiladores), Marine Ecologic Ordering. Thematic Vision of Regionalization.
- Mobley, C., 1994. Light and Water, Radiative Transfer in Natural Waters. Academic Press (ISBN-10: 0125027508, 592 p.).
- Molinari, R.L., Morrison, J., 1988. The separation of the Yucatan Current from the Campeche Bank and the intrusion of the loop current into the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research* 93, 10645–10654.
- Monreal-Gómez, M.A., Salas-de-León, D.A., Velasco-Mendoza, H., 2004. La Hidrodinámica del Golfo de México. In: Caso, M., Pisanty, I., Ezcurra, E. (Comp.), Diagnóstico Ambiental del Golfo de México. Instituto Nacional de Ecología (INE-SEMARNAT).
- Moody, C.L., 1967. Gulf of Mexico distributive province. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 51, 179–199.
- Morel, A., 1980. In-water and remote measurements of ocean color. *Boundary-Layer Meteorology* 18, 177–201.
- Morel, A., Gentili, B., 2009. A simple band ratio technique to quantify the colored dissolved and detrital organic material from ocean color remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment* 113, 998–1011.
- Morel, A., Maritorena, S., 2001. Bio-optical properties of oceanic waters: a reappraisal. *Journal of Geophysical Research* 106 (C4), 7163–7180.
- Oliver, M.J., Irwin, A.J., 2008. Objective global ocean biogeographic provinces. *Geophysical Research Letters* 35, L15601. doi:10.1029/2008GL034238.
- Oliver, M.J., Glenn, S., Kohut, J.T., Irwin, A.J., Schofield, O.M., Moline, M., Bissett, W.P., 2004. Bioinformatic approaches for objective detection of water masses on continental shelves. *Journal of Geophysical Research* 109, C07S04. doi:10.1029/2003JC002072.
- O'Reilly, J.E., Maritorena, S., Greg Mitchell, B., Siegel, D.A., Carder, K.L., Garver, S.A., Kahru, M., McClain, C., 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research* 103, 24937–24953.
- Preisendorfer, R.W., 1988. Principal component analysis in meteorology and oceanography. In: Eslinger, D.L., O'Brien, J.J., Iverson, R.L. (Eds.), Empirical Orthogonal Function Analysis of Cloud-Containing Coastal Zone Color Scanner Images of Northeastern North American Coastal Waters. *Journal of Geophysical Research* 94 (C8), 10884–10890.
- Romanou, A., Chassignet, E.P., Sturges, W., 2004. Gulf of Mexico circulation within a high-resolution numerical simulation of the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 109, C01003. doi:10.1029/2003JC001770.
- Santamaría-del-Ángel, E., Álvarez-Borrego, S., Müller-Karger, F.E., 1994. Gulf of California bio-geographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research* 99 (C4), 7411–7421.
- Santamaría-del-Ángel, E., González-Silvera, A., Millán-Núñez, R., Callejas-Jiménez, M.E., Cajal-Medrano, R., 2011. Case study 19. In: Morales, J., Stuart, V., Platt, T., Sathyendranath, S. (Eds.), Handbook of Satellite Remote Sensing Image Interpretation: Applications for Marine Living Resources Conservation and Management. EU PRESPO, IOCCGIn: Morales, J., Stuart, V., Platt, T., Sathyendranath, S. (Eds.), Handbook of Satellite Remote Sensing Image Interpretation: Applications for Marine Living Resources Conservation and Management. EU PRESPO, IOCCG.
- Saraceno, M., Provost, C., Piola, A.R., Bava, J., Gagliardini, A., 2004. Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. *Journal of Geophysical Research* 109, C05027. doi:10.1029/2003JC002127.
- Saraceno, M., Provost, C., Piola, A.R., 2005. On the relationship between satellite-retrieved surface temperature fronts and chlorophyll a in the western South Atlantic. *Journal of Geophysical Research* 110, C11016. doi:10.1029/2004JC002736.
- Saraceno, M., Provost, C., Lebbah, M., 2006. Biophysical regions identification using an artificial neuronal network: a case study in the South Western Atlantic. *Advances in Space Research* 37, 793–805.
- Snedden, G.A., Cable, J.E., Swarzenski, C., Swenson, E., 2007. Sediment discharge into a subsiding Louisiana deltaic estuary through a Mississippi River diversion. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 71, 181–193.
- Sheinbaum, J., Candela, J., Badan, A., Ochoa, J., 2002. Flow structure and transportation in the Yucatan Channel. *Geophysical Research Letters* 29 (3). doi:10.1029/2001GL013990.
- Son, S.H., Campbell, J., Dowell, M., Yoo, S., Noh, J., 2005. Primary production in the Yellow Sea determined by ocean color remote sensing. *Marine Ecology Progress Series* 303, 91–103.
- Toldeo-Ocampo, A., 1996. Environmental characterization of the Gulf of Mexico. In: Vázquez-Botello, A., Rojas-Galaviz, J., Benítez, J., Zárate-Lomeli, D. (Eds.), The Gulf of Mexico, Pollution and Environmental Impact: Diagnostics and Trends, vol. 5. UAC-EPOMEX Serie Cient, MexicoIn: Vázquez-Botello, A., Rojas-Galaviz, J., Benítez, J., Zárate-Lomeli, D. (Eds.), The Gulf of Mexico, Pollution and Environmental Impact: Diagnostics and Trends, vol. 5. UAC-EPOMEX Serie Cient, Mexico. (666 pp.).
- Traykovski, L.V., Sosik, H.M., 2003. Feature-based classification of optical water types in the Northwest Atlantic based on satellite ocean color data. *Journal of Geophysical Research* 108 (C5), 3150. doi:10.1029/2001JC001172,2003.
- Turner, R.E., Rabalais, N.N., Justic, E., 2008. Gulf of Mexico Hypoxia: alternate states and a legacy. *Environmental Science and Technology* 42, 2323–2327.
- Vidal, V.M., Vidal, F.V., Pérez-Molero, J.M., 1992. Collision of the loop current anticyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf Mexico. *Journal of Geophysical Research* 97 (2), 2155–2172.
- Walker, N.D., Rabalais, N.N., 2006. Relationships among satellite chlorophyll a, river inputs, and hypoxia on the Louisiana Continental Shelf, Gulf of Mexico. *Estuaries and Coasts* 29 (6B), 1081–1093.
- Zamudio, L., Hogan, P.J., 2008. Nesting the Gulf of Mexico in Atlantic HYCOM: oceanographic processes generated by Hurricane Ivan. *Ocean Modelling* 21, 106–125. doi:10.1016/j.ocemod.2007.12.002.