

# **UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA**

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



PROPIEDADES BIO-ÓPTICAS EN EL ALTO GOLFO DE  
CALIFORNIA PARA LA EVALUACIÓN DE IMÁGENES  
SATELITALES DEL COLOR DEL OCÉANO (JUNIO 2008)

T E S I S

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

**MAESTRA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA**

PRESENTA

**MARTHA LUCERO BASTIDAS SALAMANCA**

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA (MÉXICO), AGOSTO DE 2010

## RESUMEN

En este trabajo se plantearon tres preguntas de investigación que contemplan diferentes aspectos de la óptica oceánica relacionada a la detección remota de la clorofila-a (*Chla*). Para ello se midieron datos bio-ópticos durante un crucero en Junio del 2008 (GolCa) en el Alto Golfo de California (AGC): primera profundidad óptica (1PO), concentración de *Chla*, coeficiente de absorción de luz por el fitoplancton ( $a_{ph}(\lambda)$ ) y detrito ( $a_d(\lambda)$ ), reflectancia satelital (*Rrs*) y espesor óptico de aerosoles ( $\tau_A$ ), así como datos satelitales *Chla*, *Rrs* y  $\tau_A$  obtenidos de imágenes SeaWiFS y MODIS/Aqua (NASA) a 1Km de resolución espacial. El área de estudio fue dividida en tres regiones con base en la 1PO: DC (1PO<3m) frente al Delta del Río Colorado, GI (3m<1PO<5m) alrededor de las Grandes Islas y AGM (1PO>5m) ubicada en la zona media del AGC. La primer pregunta de investigación fue evaluar la universalidad de los algoritmos empleados por estos sensores para estimar la concentración de *Chla*, la segunda buscó determinar si las diferencias encontradas entre valores satelitales e *in situ* son debidas a los componentes del agua de mar o a que las correcciones atmosféricas son insuficientes para el área de estudio y la tercera pregunta indagó sobre la necesidad de desarrollar algoritmos locales enfocados a correcciones atmosféricas o a considerar aguas Caso II sabiendo que los algoritmos globales fueron desarrollados para aguas Caso I. Los resultados obtenidos muestran que las *Rrs* presentaron buen ajuste con respecto a las medidas *in situ*; por lo tanto, no es necesario desarrollar un algoritmo local enfocado a correcciones atmosféricas. Igualmente ocurrió con la *Chla*, para la cual también se obtuvo un buen ajuste (RMSE<35%) en comparación a los datos *in situ*, indicando que los algoritmos actuales resultan apropiados para el AGC. Sin embargo, se observó una sobreestimación de *Chla in situ* atribuida a la presencia de componentes adicionales al fitoplancton en el agua de mar que alteraron la señal captada por el sensor satelital, lo que fue explicado por las diferencias en las características ópticas de las regiones previamente identificadas. Esto es, la región DC presentó sus propiedades ópticas dominadas por el sedimento, la región GI presentó un dominio por el fitoplancton y la región AGM estuvo probablemente dominada por la materia orgánica disuelta coloreada (CDOM).

## ABSTRACT

This work had the objective of answering three questions regarding different aspects of the ocean optics related to the remote detection of chlorophyll-a (*Chla*). To do that we measured some bio-optical data during a cruise in June 2008 (GolCa) at the Upper Gulf of California (UGC): first optical depth (1OD), *Chla*, absorption coefficient of phytoplankton ( $a_{ph}(\lambda)$ ) and detritus ( $a_d(\lambda)$ ), remote sensing reflectance ( $R_{rs}$ ) and aerosol optical thickness ( $\tau_A$ ), and the remote sensing data *Chla*,  $R_{rs}$  and  $\tau_A$  from SeaWiFS and MODIS/Aqua (NASA) imagery at 1 km spatial resolution. The study area was classified in three regions based on the 1OD: CD (1OD<3m) off the Colorado River Delta, GI (3m<1OD<5m) around the Great Islands and UGM (1OD>5m) located at the middle of the Upper Gulf. The first question was the evaluation of the algorithms used for those sensors to estimate *Chla*, the second assessed if the differences between satellite and *in situ* values were due to the water constituents and/or due to inappropriate atmospheric corrections applied to the study area, and the third question was to know if there is the need for the development of local algorithms focusing in atmospheric corrections or to consider Case II waters if global algorithms were developed for application to Case I waters. Results indicate that the satellite  $R_{rs}$  had a good adjustment to *in situ* measurements and for this reason it is not necessary to build a local algorithm focused on atmospheric corrections. The same happens with *Chla* which also had a good adjustment (RMSE<35%) to *in situ* measurements what indicates that actual algorithms are appropriate for application to the UGC. However, it was observed an overestimation of *in situ Chla* which was attributed to the influence of another water constituents besides phytoplankton that modify the signal received by the satellite, what was explained by the differences in the optical characteristics of the regions previously identified. They are that region CD has optical properties dominated by sediments, region GI is dominated by phytoplankton while region UGM was probably dominated by colored dissolved organic matter (CDOM).

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

**PROPIEDADES BIO-ÓPTICAS EN EL ALTO GOLFO DE CALIFORNIA  
PARA LA EVALUACIÓN DE IMÁGENES SATELITALES DEL COLOR  
DEL OCÉANO (JUNIO 2008)**

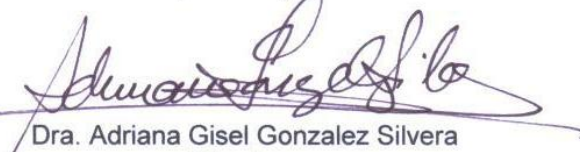
TESIS  
QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA OBTENER EL  
GRADO DE

**MAESTRA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA**

PRESENTA

**MARTHA LUCERO BASTIDAS SALAMANCA**

Aprobada por:



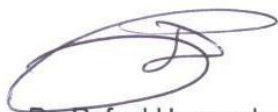
Dra. Adriana Gisel Gonzalez Silvera  
Directora



Dr. Eduardo Santamaria del Angel  
Sinodal



Dr. Roberto Millán-Núñez  
Sinodal



Dr. Rafael Hernandez Walls  
Sinodal

Dr. Robert Frouin  
Sinodal

## **DEDICATORIA**

*A mi Madre y a la memoria de mi Padre*

## AGRADECIMIENTOS

A Dios por la vida y por darme la oportunidad de conocer este hermoso país. A mi mamá y hermanos por apoyarme en la distancia y por enseñarme que los sueños no solo se sueñan si no que se luchan y se construyen.

A la Universidad Autónoma de Baja California, la Facultad de Ciencias Marinas y el Instituto de Investigaciones Oceanológicas por darme las herramientas necesarias para crecer como profesional.

Al Concejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por apoyar económicamente a extranjeros como yo a través de la beca 293770/225316.

Al grupo POPEYE (PhytOPlankton EcologY tEam): a los profesores Adriana González Silvera, Eduardo Santamaría del Ángel y Roberto Millán Núñez, por gestionar la beca UC-MEXUS, por involucrarme en los todos los proyectos del grupo, por las salidas de campo, por la asistencia a los congresos, por las horas de trabajo en equipo, por los conocimientos transmitidos y por tener la paciencia suficiente para explicarle a una Ingeniera Física la diferencia entre un cangrejo y una jaiba. Igualmente a mis compañeros de laboratorio Mafe, Mariana, Jonatan, Denisse y Yolo por el excelente trabajo en equipo y por compartir conmigo su hermosa cultura Mexicana.

Al Dr. Robert Frouin de *Scripps Institution of Oceanography* y al Dr. Rafael Hernández Walls de FCM-UABC por apoyarme en el desarrollo de este trabajo, por su tiempo, sus comentarios y enseñanzas.

A la colonia Colombiana en Ensenada, especialmente a Andrea, Mafe y Carlitos por su compañía, por las sonrisas compartidas, por los consejos no escuchados, por los brindis realizados y por compartir conmigo los momentos mas alegres así como los mas difíciles de mi Maestría.

## TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	11
1.1 Planteamiento de las preguntas de investigación .....	11
1.2 Antecedentes del área de estudio .....	9
1.3 Objetivos .....	11
2. DATOS Y MÉTODOS.....	12
2.1 Datos Satelitales SeaWIFS y MODIS .....	12
2.2 Datos In Situ radiométricos: Simbada .....	14
2.3 Datos in situ Bio-ópticos .....	25
2.3.1 Concentración de clorofila-a.....	25
2.3.2 Coeficiente de absorción de la luz por el fitoplancton .....	25
2.3.3 Primera profundidad óptica.....	28
2.4 Método de comparación .....	28
3. RESULTADOS.....	30
3.1 Imágenes satelitales (SeaWIFS y MODIS) .....	30
3.2 Calibraciones Simbada .....	33
3.3 Regiones Bio-Ópticas .....	33
3.4 Espesor óptico de aerosoles y Reflectancia marina (Simbada) .....	39
3.5 Clorofila-a (HPLC, Simbada, SeaWIFS y MODIS).....	44
3.6 Coeficiente de absorción de la luz por el fitoplancton .....	49
4. DISCUSIÓN .....	57
4.1 Evaluación de la corrección atmosférica realizada por los sensores SeaWIFS y MODIS .....	57
4.2 Evaluación de los algoritmos OC3M-v4 y OC4-v4 para la determinación de clorofila-a.....	59
4.3 Propiedades bio-ópticas y su influencia en los algoritmos SeaWIFS y MODIS para la determinación de clorofila-a .....	61
5. CONCLUSIONES.....	67
6. REFERENCIAS .....	69
APÉNDICE I.....	75

## INDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Componentes de la radiancia espectral total detectada por el sensor satelital.	5
<b>Figura 2.</b> Malla de estaciones muestreada en el Alto Golfo de California (AGC) durante el crucero GolCa del 2 al 17 de junio de 2008.	13
<b>Figura 3.</b> Mediciones realizadas con el Simbada en modo sol (a) para derivar el espesor óptico de aerosoles atmosféricos y en modo océano (b) para derivar la reflectancia marina.	15
<b>Figura 4.</b> Calibraciones realizadas al Simbada en modo sol (a) para calcular los coeficientes $LnCN_{oi}$ y en modo océano (b) para calcular los coeficientes $K_i$ .	17
<b>Figura 5.</b> Diagrama de flujo con las operaciones implementadas en Matlab para derivar el espesor óptico de aerosoles ( $\tau_A$ ), el exponente de Angstrom ( $\alpha$ ), la reflectancia marina ( $R$ ) y la $Chla$ a partir de mediciones Simbada.	24
<b>Figura 6.</b> Espectro de absorción original (a) y corregido (b) para la estación A03 de acuerdo con <i>Hoepffner y Sathyendranath (1993)</i> .	27
<b>Figura 7.</b> Imágenes diarias de $Chla$ ( $mg/m^3$ ) compuestas de los sensores SeaWIFS y MODIS para los días 3 a 16 de junio de 2008. Los puntos negros indican la posición de las estaciones muestreadas cada día.	31
<b>Figura 8.</b> Radiancia normalizada ( $mW/cm^2 \mu sr$ ) a 555 nm del sensor SeaWIFS (a y b) y a 551 nm del sensor MODIS (c y d) para las dos primeras semanas de junio de 2008.	32
<b>Figura 9.</b> Espesor óptico de aerosoles original y corregido para los datos de la campaña de calibración LM1 (Oct2008).	35
<b>Figura 10.</b> Regiones en que fue dividido el AGC durante junio de 2008 de acuerdo a la primera profundidad óptica 1PO (m).	38
<b>Figura 11.</b> Diagrama de dispersión entre valores de $Rrs$ SeaWIFS vs. Simbada para 6 estaciones (a) y $Rrs$ MODIS vs. Simbada para 8 estaciones (b) durante junio de 2008 indicando el RMSE en cada banda (entre paréntesis).	42
<b>Figura 12.</b> Espectros de reflexión (en cuentas numéricas) en modo océano para 3 estaciones representativas del AGC durante junio de	43

2008: Región DC (A03), Región AGM (K03) y Región GI (Lb04).

**Figura 13.** Diagramas de dispersión entre valores de *Chla*: SeaWIFS vs. HPLC (a), SeaWIFS vs. Simbada (b), MODIS vs. HPLC (c), MODIS vs. Simbada (d) y Simbada vs. HPLC (e) incluyendo la recta 1:1 de asociación ideal. 45

**Figura 14.** Relación entre la razón de reflectancias satelitales MODIS ( $Rrs488/Rrs551$ ), SeaWIFS ( $Rrs490/Rrs555$ ) y Simbada ( $Rrs490/Rrs555$ ) y la *Chla* HPLC. Se incluye la curva teórica de los algoritmos OC3M-v4 (MODIS) y OC4-v4 (SeaWIFS). 48

**Figura 15.** Variación de  $a_{ph}(440)$  (a),  $a_{ph}^*(440)$  (b),  $a_{ph}(675)$  (c) y  $a_{ph}^*(675)$  (d) como función de la *Chla in situ* incluyendo las líneas de regresión de los datos medidos (línea negra sólida) y de los modelos propuestos por Barocio-León (2006) (línea gris sólida) y Bricaud et al. (2004) (línea gris punteada). 51

**Figura 16.** *Chla* multisensor en  $mg/m^3$  (a) y espectros de absorción para las estaciones A01 (b), A02 (c), A03 (d) y A04 (e) muestreadas el 6 de junio de 2008. 54

**Figura 17.** *Chla* multisensor en  $mg/m^3$  (a) y espectros de absorción para las estaciones Lb04 (b), Lb05 (c) y Lb06 (d) muestreadas el 4 de junio de 2008. 55

**Figura 18.** *Chla* multisensor en  $mg/m^3$  (a) y espectros de absorción para las estaciones K03 (b), K04 (c) y K05 (d) muestreadas el 11 de junio de 2008. 56

## INDICE DE TABLAS

<b>Tabla I.</b> Bandas espectrales MODIS y SeaWIFS en las longitudes de onda del visible y NIR y su uso primario. CDOM (por sus siglas en inglés) es materia orgánica disuelta coloreada. Modificada de <a href="http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/">http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/</a> .	3
<b>Tabla II.</b> Información de las campañas de calibración del Simbada en modo sol.	18
<b>Tabla III.</b> Coeficientes de calibración en modo sol obtenidos para las campañas en Laguna Mountain: LM1 (Oct2008) y LM2 (Abr2010) y San Pedro Mártir: SPM1 (Nov2008) y SPM2 (Nov2009).	34
<b>Tabla IV.</b> Corrección a los coeficientes de calibración en modo sol realizada a la campaña de Laguna Mountain en Oct-2008 (LM1).	36
<b>Tabla V.</b> Coeficientes de calibración del Simbada en modo océano.	37
<b>Tabla VI.</b> Comparación estadística entre valores SeaWIFS y Simbada.	40
<b>Tabla VII.</b> Comparación estadística entre valores MODIS y Simbada.	41
<b>Tabla VIII.</b> Valores de <i>Chla</i> obtenidos por los diferentes métodos para algunas estaciones de la malla <i>Go/Ca</i> durante junio de 2008.	46
<b>Tabla IX.</b> Descriptores estadísticos RMSE y BIAS (transformados logarítmicamente en base 10 y sin transformar) obtenidos al comparar valores de <i>Chla</i> por los diferentes métodos.	47
<b>Tabla X.</b> Resultados de la prueba de significancia de los coeficientes $a_{ph}(440)$ y $a_{ph}(675)$ para determinar su contribución a la <i>Chla</i> derivada de satélite en las tres áreas en que fue dividido el AGC de acuerdo a la 1PO.	52
<b>Tabla XI.</b> Resultados de la prueba de significancia del coeficiente $a_{ph}(\lambda)$ para determinar su contribución a la $Rrs(\lambda)$ derivada de satélite en el AGC durante junio de 2008.	53

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 Planteamiento de las preguntas de investigación

El uso de imágenes satelitales para estudiar procesos oceánicos ha llegado a ser una herramienta importante en la investigación y el monitoreo oceanográfico en diferentes regiones del planeta (*Esaias et al., 1998*). Los datos suministrados por el CZCS (*Coastal Zone Color Scanner*), que fue el primer sensor del color del océano lanzado a bordo del satélite Nimbus 7 (noviembre de 1978 a junio de 1986), mostraron por primera vez la capacidad de este tipo de sensores de observar la distribución de pigmentos del fitoplancton en los océanos del mundo desde el espacio (*Feldman et al. 1989; McClain et al., 1993; Yoder et al., 1993*).

Desde ese entonces, han sido varios los lanzamientos de espectroradiómetros a bordo de satélites, los cuales captan la radiancia emergente del océano a diferentes longitudes de onda del espectro electromagnético y suministran datos globales del color del océano, en especial de concentración de clorofila-a (*Chla*), disponibles para la comunidad científica en general.

Actualmente, se encuentran en operación los sensores SeaWiFS (*Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor*) de la NASA (*National Aeronautic and Space Administration*), lanzado en 1997 a bordo del satélite SEASTAR, OCM (*Ocean Color Monitor*) lanzado en 1999 por la agencia ISRO (*Indian Space Research Organization*), MERIS (*MEdium Resolution Imaging Spectrometer*) de la ESA (*European Space Agency*) a bordo del ENVISAT puesto en órbita en marzo del 2002, MODIS (*Moderating Resolution Imaging Spectroradiometer*) de la NASA a bordo del satélite AQUA lanzado en mayo del 2002 y el mas reciente de ellos, el HICO (*Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean*) lanzado en septiembre de 2009 por la NASA.

Los datos obtenidos por sensores remotos del color del océano, complementan los datos adquiridos *in situ*, ya que tienen mayor cobertura

espacial logrando obtener información sinóptica y con mayor periodicidad. Aunque la ventana de observación es mucho mayor con respecto a un punto muestreado en campo; la obtención de los mismos está sujeta a condiciones atmosféricas de cielo claro, ausencia de nubes y está limitada a la primera profundidad óptica, que para propósitos de percepción remota, se define como la profundidad a partir del cual se origina el 90% de la irradiancia reflejada por el océano (*Gordon y McCluney, 1975*).

Por otro lado, los complejos procesos de interacción radiación-atmósfera y radiación-superficie del océano, tales como absorción y esparcimiento por componentes atmosféricos y oceánicos, hacen que los datos adquiridos desde plataformas espaciales tengan cierto nivel de incertidumbre; por lo cual, los datos provenientes de sensores satelitales, necesitan ser contrastados con respecto a los obtenidos experimentalmente (*Hooker y McClain, 2000; Watson y Casey, 2004; Franz et al., 2007*).

Los sensores de color del océano miden la radiancia emergente en un número determinado de longitudes de onda, denominadas bandas espectrales, y a partir de esta información se infiere la concentración de pigmentos del fitoplancton en la primera profundidad óptica (*Darecki y Stramski, 2004; Barocio-León et al., 2007*).

El MODIS cuenta con 36 bandas espectrales en longitudes de onda que abarcan desde los 400 hasta los 14400 nm, las cuales tienen diferente resolución espacial, es decir, el tamaño de la ventana de observación es diferente. Las dos primeras bandas tienen resolución espacial de 250 m, las siguientes cinco bandas de 500 m, y las restantes 29 bandas tienen resolución espacial de 1 Km, entre las que se encuentran las requeridas por los algoritmos que estiman *Chla*. Por su parte, el SeaWiFS cuenta con 8 bandas espectrales, 6 en el visible (entre 400 y 700 nm) y 2 en el infrarrojo cercano - NIR (entre 700 y 1100 nm). Las propiedades espectrales de cada banda en el visible y su uso primario se listan en la Tabla I.

**Tabla I.** Bandas espectrales MODIS y SeaWIFS en las longitudes de onda del visible y NIR y su uso primario. CDOM (por sus siglas en inglés) es materia orgánica disuelta coloreada. Modificada de <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>

Uso primario	MODIS		SeaWIFS	
	Banda	Ancho de banda (nm)	Banda	Ancho de banda (nm)
CDOM y turbidez	8	405 - 420	1	402-422
Máximo de absorción de la <i>Chla</i>	9	438 - 448	2	433-453
Clorofila y otros pigmentos	10	483 - 493	3	480-500
Sedimentos suspendidos y turbidez	11	526 - 536	4	500-520
<i>Chla</i> y sedimentos suspendidos	12	546 - 556	5	545-565
Absorción de la <i>Chla</i>	13	662 - 672	6	660-680
	14	673 - 683		
Absorción de O <sub>2</sub>	15	743 - 753	7	745-785
Espesor óptico de aerosoles y vapor de agua	16	862 - 877	8	845-885

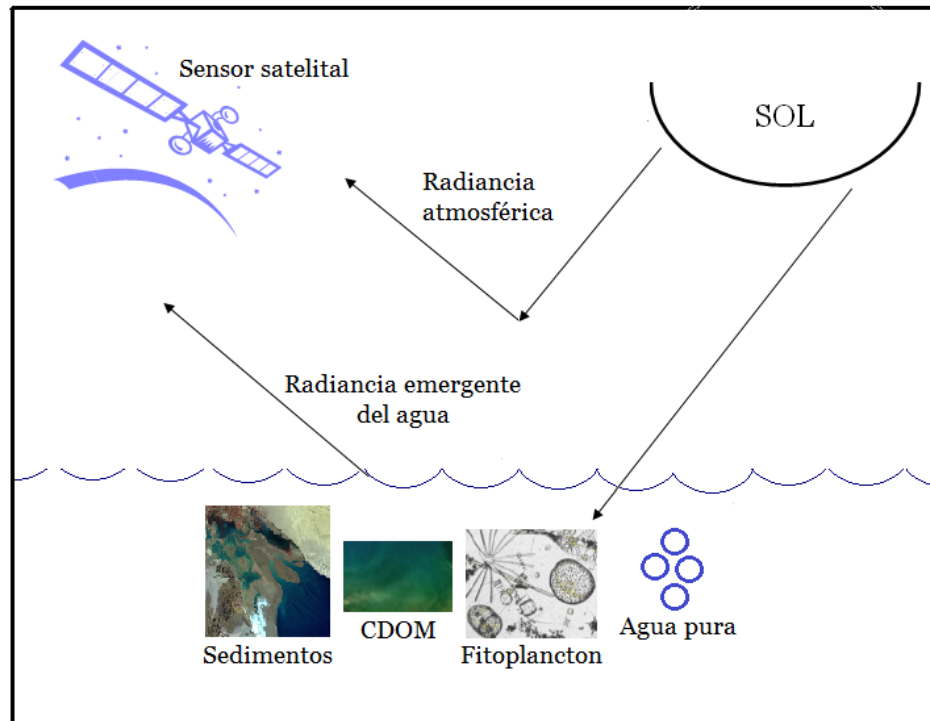
Para que exista percepción por parte de un sensor, éste debe detectar un flujo energético proveniente de un objeto. Este flujo debe tener una intensidad determinada, provenir de una unidad de superficie y tener una dirección concreta. El flujo de energía emitido o recibido por unidad de área a través de un cono de ángulo sólido se conoce como Radiancia ( $L$ ). La radiancia es muy difícil de medir ordinariamente, por lo que la mayoría de las mediciones de campo de luz abarcan integrales de la distribución de radiancia, donde no se toma en cuenta el ángulo de incidencia del flujo de fotones, y la cantidad medida se denomina Irradiancia ( $E$ ) (Kirk, 1994).

No obstante, lo que se conoce como color del océano corresponde a la reflectancia ( $R$ ), la cual es la razón entre la irradiancia emergente del océano ( $E_u$ ) con respecto a la incidente proveniente del sol ( $E_d$ ) y por tanto no tiene unidades (Ec. 1) y es función de la profundidad ( $Z$ ) y la longitud de onda ( $\lambda$ ).

$$R(Z, \lambda) = \frac{E_u(Z, \lambda)}{E_d(Z, \lambda)} \quad (1)$$

La radiancia espectral total ( $L_T(\lambda)$ ) detectada por el sensor se puede dividir en dos componentes (Fig. 1): la radiancia emergente del agua (*Water Leaving Radiance*,  $L_w(\lambda)$ ) y la radiancia que no ha penetrado la superficie del mar, pero que es reflejada de otras fuentes hacia el sensor (IOCCG, 2000). Mientras que los efectos del océano dominan la primera, los fenómenos atmosféricos dominan la segunda, generando ruido no deseado.

La  $L_w(\lambda)$  está determinada por la distribución espectral de la luz bajo el agua, la cual depende de los procesos de absorción y esparcimiento de cuatro principales componentes del agua de mar los cuales determinan la señal recuperada por el sensor: el agua de mar pura, el fitoplancton, la materia orgánica disuelta coloreada (CDOM, por sus siglas en inglés) y la materia inorgánica particulada (IOCCG, 2000).



**Figura 1.** Componentes de la radiancia espectral total detectada por el sensor satelital.

La reflectancia definida en (1) también es función de los coeficientes de absorción ( $a$ ) y esparcimiento hacia atrás ( $b_b$ ) de la luz por los componentes del agua de mar (Morel y Maritorena, 2001) (Ec. 2). Estos se relacionan con el factor  $f$  que depende de las condiciones de iluminación y las propiedades ópticas anisotrópicas del cuerpo de agua (Morel y Gentilli, 1996). De acuerdo a Gordon y Morel (1983),  $b_b \ll a$  y decrece con la longitud de onda para la mayoría de los ambientes oceánicos y costeros. El coeficiente de absorción ( $a$ ) de la luz es el resultado de la contribución por cuatro componentes (Prieur y Sathyendranath, 1981; Carder et al., 1991) como se muestra en la ecuación 3.

$$R(Z, \lambda) = f \frac{b_b}{a} \quad (2)$$

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_d(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda) \quad (3)$$

Donde  $a_w(\lambda)$  es el coeficiente de absorción de la luz por el agua pura (Pope y Fry, 1997),  $a_{ph}(\lambda)$  el del fitoplancton,  $a_d(\lambda)$  el del detrito (material particulado no vivo) y  $a_{CDOM}(\lambda)$  el coeficiente de absorción del CDOM. La suma de  $a_{ph}(\lambda)$  y  $a_d(\lambda)$  constituye el material orgánico particulado  $a_p(\lambda)$ .

En el contexto de la percepción remota, se trabaja una cantidad conocida como reflectancia medida remotamente ( $Rrs$ , por sus siglas en inglés), la cual está directamente relacionada a la reflectancia, pero hace uso de la radiancia emergente en vez de la irradiancia (IOCCG, 2000), tiene unidades de  $sr^{-1}$  y se define en la ecuación 4.

$$Rrs(\theta, \varphi, \lambda) = \frac{L\omega(\theta, \varphi, \lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (4)$$

La forma de calcular la  $Rrs$  a partir de imágenes satelitales es con base en la radiancia normalizada ( $nLw$ ) y la Irradiancia solar media ( $F_0$ ) como se muestra en la ecuación 5.

$$Rrs(\theta, \varphi, \lambda) = \frac{nLw(\lambda)}{F_0} \quad (5)$$

Donde  $nLw$  ( $\text{mW}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ ) es la radiancia que debería ser medida en un océano de superficie plana, con el sol en el cenit y en ausencia de atmósfera y constituye la variable fundamental para la obtención del dato geofísico, esto es, la *Chla*. Si los valores de  $nLw$  no son precisos, tampoco lo serán los productos derivados de ella.

Los algoritmos desarrollados para estimar *Chla* de datos de *Lw* se basan en condiciones donde el fitoplancton, aparte del agua de mar, es el principal determinante de las propiedades ópticas del agua (*IOCCG, 2000*). Este tipo de ambiente acuático fue definido como Aguas Caso I (*Morel y Prieur, 1977*), donde el fitoplancton y sus productos de degradación juegan el papel predominante; mientras que en las Caso II las propiedades ópticas resultan del efecto de sedimentos en suspensión, partículas orgánicas y/o CDOM y por lo tanto se asocian con regiones costeras y lagos. Estas aguas son en general las más productivas y con un importante significado económico, ecológico y social, por lo que es necesario determinar como funcionan los algoritmos de obtención de *Chla* (pensados para aguas Caso I) en aguas Caso II.

Los sensores de color del océano están ubicados en el espacio a aproximadamente 700 km de altura de la superficie terrestre; a esta altura, la radiancia que emana de la columna de agua contribuye con no más del 15% de la radiancia total detectada por el sensor (*McClain, 2009*). Esto lleva a la necesidad de introducir una corrección, denominada corrección atmosférica, la cual se realiza de forma rutinaria en el procesamiento de la imagen y para la cual es necesario determinar el esparcimiento por moléculas y aerosoles, la absorción por ozono y la reflexión especular en la superficie del mar en un amplio intervalo de geometrías y campos de visión del sensor satelital (*Deschamps et al., 2004; McClain, 2009*).

Los algoritmos de corrección atmosférica han mejorado notablemente desde el CZCS. El algoritmo de corrección atmosférica usado para imágenes

SeaWIFS y MODIS se basa en el uso de dos bandas en el NIR, 765 y 865 nm (*Hu et al., 2000*), el cual permite estimar las propiedades ópticas de los aerosoles y extrapolarlas al espectro visible (*Gordon y Wang, 1994*). Este algoritmo supone que en el NIR el océano es ópticamente negro y  $L_w=0$  (*Siegel et al., 2000*); lo cual no se cumple para aguas turbias donde a estas longitudes de onda  $Rrs>0$  (*Moore et al., 1999*). Al asumir que la reflectancia es despreciable en el NIR, se puede desacoplar la señal atmosférica de la señal oceánica en la superficie usando modelos teóricos de transferencia radiativa en la atmósfera (*IOCCG, 2006*).

El espesor óptico de aerosoles ( $\tau_A$ , adimensional) es una medida cuantitativa de la extinción de la radiación solar debida a la absorción y esparcimiento por aerosoles entre el punto de observación y la parte superior de la atmósfera y su medición es importante para la calibración y validación de algoritmos que derivan  $\tau_A$  de satélites (*Wang, 1999*). Así mismo, el coeficiente de Angstrom ( $\alpha$ , adimensional) es una medida de la dependencia espectral de  $\tau_A$  y es interpretado como un índice de la distribución de tamaños de los aerosoles presentes en la atmósfera.

Las  $Rrs$  corregidas del efecto atmosférico son usadas en algoritmos empíricos para calcular la concentración de *Chla* en el fitoplancton. Estos se basan en un polinomio de cuarto grado de la razón de reflectancias entre diferentes bandas (4 para SeaWIFS y 3 para MODIS) y son empíricos porque fueron derivados de datos experimentales: OC4-v4 para SeaWIFS (*O'Reilly et al., 1998*) y OC3M-v4 para MODIS (*O'Reilly et al., 2000*).

Las mediciones de  $\tau_A$  y  $Rrs$  realizadas por los sensores a bordo de satélites pueden también llevarse a cabo *in situ* usando radiómetros. El Simbada, una versión avanzada del radiómetro Simbad (*Deschamps et al., 2004*), fue construido por el Laboratorio de Óptica Atmosférica de la Universidad de Lille (Francia) y es un instrumento diseñado específicamente para evaluar imágenes satelitales del color del océano a partir de la medición de  $\tau_A$  y  $Rrs$  en 11 bandas espectrales (350, 380, 412, 443, 490, 510, 565, 620, 670, 750 y 870 nm), que son similares a las bandas en las que miden los actuales sensores del color del océano.

El Simbada también adquiere automáticamente datos de presión atmosférica, temperatura, humedad relativa y velocidad del viento. En la parte superior del instrumento hay una antena GPS que adquiere la posición geográfica y hora de la medición. Posee un sensor de inclinación que suministra información sobre la orientación del equipo al momento de hacer la medición: *roll* para el eje X y *pitch* para el eje Y. Idealmente, *roll* debe ser igual a cero puesto que no debe haber movimiento lateral, y *pitch* debe estar en cierto rango permitido para garantizar que el polarizador permanezca en la posición adecuada y así evitar el resplandor del cielo en la superficie del océano conocido como *glint*:  $45^\circ < pitch < 90^\circ$  para modo sol y  $-30^\circ < pitch < -60^\circ$  para mediciones en modo océano, ángulos tomados con respecto al cero cartesiano.

Con la finalidad de evaluar las imágenes satelitales del color del océano en el Alto Golfo de California, las preguntas de investigación que se propusieron al iniciar este estudio fueron: ¿Qué tan universales son los algoritmos (OC3M-v4 – OC4-v4) empleados por los sensores satelitales del color del océano para estimar concentración de *Chla*?, ¿Las diferencias encontradas entre valores de reflectancia por bandas del sensor e *in situ* son debidas a las componentes del agua de mar o a que las correcciones atmosféricas son insuficientes para el área de estudio?, y finalmente, ¿Es necesario desarrollar un algoritmo local enfocado a correcciones atmosféricas o uno que considere aguas Caso II sabiendo que los algoritmos son desarrollados para aguas Caso I?

## 1.2 Antecedentes del área de estudio

El Golfo de California (GC) es una de las áreas más productivas en el mundo (Álvarez-Borrego y Lara-Lara 1991), la cual cuenta con una región de umbrales cercanos a grandes islas, donde fenómenos asociados a las mareas transportan continuamente agua fría subsuperficial hacia la superficie. La entrada de agua profunda por la boca del GC, en combinación con la mezcla vertical en la región de las grandes islas, resulta en una fuente

rica en nutrientes y carbono hacia la superficie que favorece la alta productividad (*Gaxiola-Castro et al., 1995; Zirino et al., 1997*).

Estudios sobre regionalización biogeográfica (*Santamaría del Ángel et al., 1994*), regionalización dinámica (*Flores-de-Santiago et al., 2007*), de circulación (*Martínez y Allen, 2004; López-Calderón et al., 2008*) y estado del ecosistema (*Lluch-Cota et al., 2007*), han sido llevados a cabo en el GC mediante el uso de imágenes satelitales del color del océano y han contribuido a la descripción sinóptica de procesos oceanográficos en diferentes escalas espaciales y temporales.

*Pegau et al.* (1999) encontraron que en el GC las propiedades ópticas son dominadas por el fitoplancton y sus derivados (aguas Caso I), a excepción de la parte extrema del noroeste del golfo donde domina el material inorgánico, zona que recibe el aporte de sedimentos provenientes de la erosión, retrabajamiento y resuspensión del material depositado en el delta del Río Colorado (*Cupul-Magaña, 1994; Carriquiry y Sánchez, 1999*). Esta zona es un estuario negativo con alta productividad primaria fitoplanctónica (*Millán-Núñez et al., 1999*)

El Alto Golfo de California (AGC), comprendido desde el delta del Río Colorado hasta la latitud 28°N, tiene una gran importancia biológica puesto que incluye las áreas de distribución de diversas especies endémicas (*Flessa y Téllez-Duarte, 2001*) y es el sitio de desove y maduración de especies como la sardina *Sardinops sagax*, el camarón azul (*Litopenaeus stylirostris*) y el camarón café (*Penaeus californiensis*) (*Hammann et al., 1998; Calderón-Aguilera et al., 2003; Marinone et al., 2004*).

Las mediciones de color del océano en esta región han mostrado que el AGC es un área con una gran dinámica oceanográfica y con muchos patrones de distribución superficial (*Santamaría-del-Ángel et al., 1994; López-Calderón et al., 2008*). Además, tiene la característica de presentar poca nubosidad lo que permite obtener de forma regular imágenes de satélite; por esta razón es una localidad ideal para estudios de este tipo (*Pegau et al., 1999; 2002*).

### 1.3 Objetivos

#### Objetivo General

Caracterización bio-óptica del Alto Golfo de California para la evaluación de imágenes satelitales del color del océano durante junio de 2008.

#### Objetivos específicos

- Comparar el espesor óptico de los aerosoles medido *in situ* con los medidos por MODIS y SeaWIFS.
- Comparar las reflectancias medidas *in situ* con las medidas por MODIS y SeaWIFS.
- Comparar la concentración de clorofila medida *in situ* con la obtenida a partir de la aplicación del algoritmo OC4-v4 a los datos radiométricos *in situ* y con la derivada de las imágenes de color del océano.
- Evaluar la variación espacial del coeficiente de absorción de luz del fitoplancton y su relación con la variación de la reflectancia espectral.

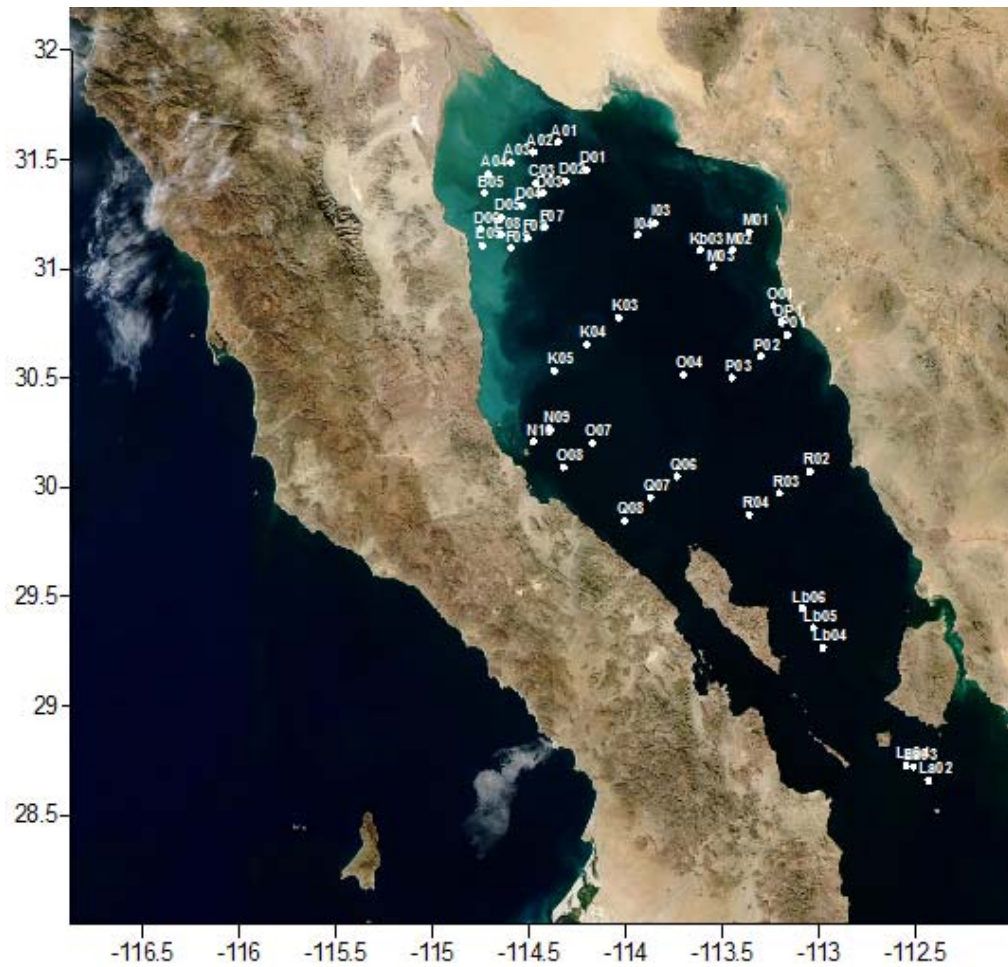
## 2. DATOS Y MÉTODOS

Durante los días 2 al 17 de junio de 2008, se llevó a cabo el crucero GolCa a bordo del buque oceanográfico Francisco de Ulloa realizando una malla de 48 estaciones sobre el AGC comprendida entre los 28 y 32°N y entre los 112 y 115°W (Fig. 2). Las variables físicas temperatura, salinidad, presión y fluorescencia fueron medidas con un perfilador CTD (SBE 911 plus), la transparencia del agua con un disco Secchi y los parámetros meteorológicos con una estación automática a bordo del buque. A partir de muestras de agua tomadas con botella Niskin de 5 litros se realizaron análisis para concentración de pigmentos del fitoplancton y coeficientes de absorción de luz del material particulado. En las estaciones realizadas durante el día (entre las 10a.m y 3p.m) en las cuales la nubosidad fue cero y no hubo espuma de mar, se obtuvieron datos de  $\tau_A$  y  $Rrs$  con el radiómetro Simbada y se procesaron imágenes del color del océano del SeaWIFS y el MODIS para las mismas fechas.

### 2.1 Datos Satelitales SeaWIFS y MODIS

El  $\tau_A$ ,  $\alpha$  y  $nLw$  son productos obtenidos en el procesamiento de imágenes MODIS y SeaWIFS (Gordon y Wang, 1994). Para los días en que se realizó el crucero GolCa se procesaron imágenes MODIS y SeaWIFS empleando el software SeaDAS V5.5 y se obtuvieron los productos  $\tau_A(869 \text{ nm})$ ,  $\alpha(531-869 \text{ nm})$ ,  $nLw(412, 443, 488, 531, 551, 667 \text{ y } 869 \text{ nm})$  y  $Chla$  para el MODIS y  $\tau_A(865 \text{ nm})$ ,  $\alpha(510-865 \text{ nm})$ ,  $nLw(412, 443, 490, 510, 555, 670 \text{ y } 865 \text{ nm})$  y  $Chla$  para el SeaWIFS.

Con el objetivo de identificar estructuras de mesoescala utilizando la  $Chla$  como trazador, se realizaron compuestas multisensor entre imágenes diarias SeaWIFS y MODIS, obteniendo de esta forma mayor cobertura espacial, ya que los satélites pasan a diferente hora.



**Figura 2.** Malla de estaciones muestreada en el Alto Golfo de California (AGC) durante el crucero GolCa del 2 al 17 de junio de 2008.

Con la finalidad de evaluar el papel de los sedimentos en las características ópticas de las aguas del AGC, se utilizaron las compuestas semanales SeaWIFS de  $nLw(555)$  (banda 5 de la Tabla I) y MODIS de  $nLw(551)$  (banda 12 de la Tabla I), ya que los valores en esta banda están relacionados a dispersión de luz por sedimentos (IOCCG, 2000; Morel y Belanger, 2006).

Una vez determinadas las radiancias normalizadas ( $nLw$ ), estas fueron transformadas a reflectancias satelitales ( $Rrs$ ) empleando la ecuación 5, donde  $F_0$  ( $mW.cm^{-2}.\mu m^{-1}$ ) es la irradiancia solar nominal característica para cada banda y es suministrada por *Ocean Color Home Page*:

[http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS/MSL12/master\\_prodlst.html](http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS/MSL12/master_prodlst.html).

## **2.2 Datos *In Situ* radiométricos: Simbada**

Las mediciones Simbada deben ser hechas durante el día en condiciones de cielo claro, ausencia de nubes y evitando estaciones que presenten espuma de mar. El espesor óptico de aerosoles es derivado de la medición de la transmitancia atmosférica, para lo cual se miden irradiancias provenientes del sol a  $45^\circ$  del cero cartesiano (Fig. 3a) y para cuantificar la reflectancia marina se mide la radiancia emergente del agua a  $-45^\circ$  del cero cartesiano (Fig. 3b). Para estos ángulos, el reflejo y la polarización residual se minimizan.

Previo a su uso en campo el equipo debe ser calibrado en modo sol y modo océano de acuerdo al protocolo descrito en *Deschamps et al. (2004)*. Para la calibración en modo sol se utilizó el método de *Bouguer-Langley*.



a) Medición en modo sol



b) Medición en modo océano

**Figura 3.** Mediciones realizadas con el Simbada en modo sol (a) para calcular el espesor óptico de aerosoles atmosféricos y en modo océano (b) para calcular la reflectancia marina.

La calibración consiste en medir la intensidad del sol en una atmósfera estable (elevadas altitudes) como función de la masa de aire, variando el ángulo solar (ángulo comprendido entre el cenit local y la línea de vista al sol) para luego extrapolar la medición a la masa de aire cero.

Las mediciones deben ser realizadas en condiciones de mayor claridad posible y a elevadas altitudes para minimizar los efectos de variabilidad atmosférica (Fig. 4a). Se realizaron 4 campañas de calibración: (1) Laguna Mountain (San Diego, Estados Unidos) el 8 de octubre de 2008, (2) San Pedro Mártir (Baja California, México) el 15 de noviembre de 2008, (3) San Pedro Mártir (Baja California, México) el 20 de noviembre de 2009 y (4) Laguna Mountain (San Diego, Estados Unidos) el 9 de abril de 2010. La Tabla II muestra la información de cada una de las campañas.

La irradiancia solar  $I_i(\theta_s)$  en la longitud de onda  $i$  se expresa como:

$$I_i(\theta_s) = I_{oi} \left( d_0/d \right)^2 \exp[-\tau_i m(\theta_s)] \quad (6)$$

Donde  $I_o$  es la irradiancia solar extraterrestre en la parte superior de la atmósfera,  $d_o$  es la distancia media Tierra-Sol;  $\theta_s$  es el ángulo solar;  $\tau$  es el espesor óptico total de la atmósfera,  $d$  es la distancia Tierra-Sol durante la calibración y  $m$  es la masa de aire.

La masa de aire (Ec. 7) es función del ángulo solar, el cual a su vez depende de la longitud, hora de la medición y de las constantes  $a$ ,  $b$  y  $c$ :

$$m(\theta_s) = \left[ \cos(\theta_s) + a(90 - \theta_s + b)^c \right]^{-1} \quad (7)$$

Con constantes de:  $a = 0.50572$ ,  $b = 6.07995^\circ$ ,  $c = -1.6363$



a) Calibración en modo sol



b) Calibración en modo océano

**Figura 4.** Calibraciones realizadas al Simbada en modo sol (a) para calcular los coeficientes  $LnCN_{oi}$  y en modo océano (b) para calcular los coeficientes  $K_i$ .

**Tabla II.** Información de las campañas de calibración del Simbada en modo sol.

	<b>Laguna M. (08/10/2008)</b>	<b>S. Pedro Mártir (15/11/2008)</b>	<b>S. Pedro Mártir (20/11/2009)</b>	<b>Laguna M. (09/04/2010)</b>
<b>Posición</b>	116.41°W 32.87°N	115.45°W 31.0°N	115.45°W 31.04°N	116.41°W 32.87°N
<b>Altura (m)</b>	1896	2800	2800	1896
<b>Presión (mb)</b>	865	735	735	865
<b>Mediciones</b>	217	446	486	190
<b>Δ ángulo solar</b>	89.8° - 43.8°	91.9° - 50°	91.9° - 60°	86.5° - 35.3°

Durante mediciones hechas con el Simbada en modo sol, la cuenta numérica medida en la banda  $i$ ,  $CN_i$ , es proporcional a  $I_i$ , permitiendo escribir (6) de la forma:

$$\ln(CN_i) = \ln(CN_{0i}) + 2\ln(d_0/d) - \tau_i m(\theta_s) \quad (8)$$

A partir de la regresión lineal  $\ln(CN_i)$  vs.  $m$  para cada banda de la ecuación 8, se obtuvieron los coeficientes de calibración  $\ln CN_{0i}$  (intercepto) y el espesor óptico total  $\tau$  en la banda  $i$  (pendiente).

Teniendo en cuenta que  $\tau$  está referido como la suma de las contribuciones debida a los aerosoles, a las moléculas y al ozono (Ec. 9), estas últimas dos variables deben ser calculadas también.  $\tau_M$  se calculó a partir de la presión atmosférica y  $\tau_{O_3}$  a partir de una climatología que contiene la medida del espesor de la capa de Ozono en unidades Dobson para diferentes meses del año y de acuerdo a la latitud del punto de interés (*Deschamps et al., 2004*).

$$\tau = \tau_A + \tau_M + \tau_{O_3} \quad (9)$$

Debido a que las mediciones fueron realizadas a elevadas alturas, teóricamente no se debería tener contribución por aerosoles; no obstante, para verificar esta suposición se calculó  $\tau_A$  como la diferencia entre los valores obtenidos de  $\tau$  y los teóricos ( $\tau_t = \tau_M + \tau_{O_3}$ ). Los valores negativos indican errores en la calibración, puesto que el valor medido debe ser al menos igual o mayor que el teórico.

Para corregir este efecto se realizó lo siguiente:

- Los valores de  $\tau_A$  ( $\tau - \tau_t$ ) fueron ajustados a una función potencial debido a que el espesor óptico de los aerosoles debe presentar un decaimiento con la cuarta potencia de la longitud de onda (Ley de Rayleigh).

- Estos nuevos valores de espesor óptico de aerosoles ( $\tau'_A$ ) fueron incluidos en la ecuación 9 para recalcular  $\tau$  y obtener  $\tau'$ .
- Los coeficientes de calibración fueron calculados nuevamente ( $LnCN'_{oi}$ ).

Para la obtención de  $\tau_A$  en ambientes marinos, la masa de aire ya no varía (puesto que no se varía el ángulo solar),  $\tau$  se obtiene de la ecuación 8 y  $\tau_A$  de la ecuación 9.

El cálculo del coeficiente de Angstrom (Ec. 10), está dado por la regresión en escala logarítmica de  $\tau_A$  vs.  $\lambda_i$  en las longitudes de 620 a 865 nm (bandas Simbada 8 a 11).

$$\tau_A(\lambda) = \lambda^{-\alpha} \quad (10)$$

Dado que el Simbada obtiene  $\tau_A$  para 11 longitudes de onda y los sensores del color del océano solo para una, se calcularon los  $\tau_A$  para las demás longitudes de onda aplicando la ecuación 11.

$$\tau_A(\lambda) = \tau_A(\lambda_S) \times (\lambda / \lambda_S)^{-\alpha_S} \quad (11)$$

Donde  $\lambda_S$  es 869 o 865 dependiendo del sensor MODIS o SeaWIFS respectivamente,  $\lambda$  es la longitud de onda del SIMBADA y  $\alpha_S$  es el coeficiente de Angstrom, dependiente también del sensor empleado.

El Simbada no mide la irradiancia solar incidente, esta variable es computada a partir de la transmitancia atmosférica  $Trans$  (que depende del espesor óptico de la atmósfera), la irradiancia solar extraterrestre en la parte superior de la atmósfera, la distancia Tierra-Sol y el ángulo solar (Ec. 12).

$$E_{di} = E_{d0i} \text{Cos}(\theta_S) \text{Trans}_i (d_0/d)^2 \quad (12)$$

Donde:

$$Trans_i = \exp\left[-(0.52\tau_{Mi} + 0.16\tau_{Ai} + \tau_{O3i})/Cos(\theta_s)\right] \quad (13)$$

Por otro lado, la reflectancia que capta el sensor, o reflectancia marina bruta ( $R$ ), se calcula a partir de las mediciones realizadas en modo océano (cuenta numérica en la banda  $i$ ,  $CN_i$ ) (Ec. 14) y los coeficiente de calibración  $K_i$  para cada banda.

$$R = \frac{K_i CN_i}{Cos(\theta_{si}) Trans_i (d_0 / d)^2} \quad (14)$$

Los coeficientes  $K_i$  fueron obtenidos a partir de una calibración realizada en Laguna Mountain en abril de 2010 con una placa de *Spectralon* (Fig. 4b) de reflectancia conocida ( $\rho=0.99$ ) y fueron calculados a partir de la ecuación 15.

$$K_i = \frac{\rho Cos(\theta_{si}) Trans_i (d_0 / d)^2}{2CN_i} \quad (15)$$

Donde  $CN_i$  son las mediciones en modo océano realizadas sobre la placa. La transmitancia atmosférica se calculó a partir de mediciones en modo sol realizadas en el mismo lugar y posteriores a las mediciones en modo océano.

$R$  es la reflectancia que capta el sensor, pero para saber qué fue realmente lo que emergió del agua, se debe hacer la corrección por luz de cielo, lo que depende a su vez de la velocidad del viento,  $\tau(865 \text{ nm})$  y  $\alpha(510-865 \text{ nm})$ . Además, teniendo en cuenta que el Simbada mide la radiancia verticalmente polarizada, se debe hacer una corrección por polarización. Una vez corregidos los valores de  $R$ , estos fueron transformadas a reflectancias satelitales ( $Rrs$ ) empleando la ecuación 16, resultando esta última cantidad en unidades de  $\text{sr}^{-1}$ .

$$Rrs = \frac{R}{\pi} \quad (16)$$

Finalmente, para obtener la *Chla* a partir de datos Simbada, se aplicó el algoritmo OC4-v4 (O'Reilly et al., 1998) como lo muestra la ecuación 17. No se aplicó el algoritmo OC3 debido a que las bandas del Simbada corresponden a las bandas SeaWIFS y no a las MODIS, con excepción de la banda 565 nm, que en el SeaWIFS está centrada a los 555 nm.

$$Chla = 10^{(0.366 - 3.067 R_{log} + 1.93 R_{log}^2 + 0.649 R_{log}^3 - 1.532 R_{log}^4)} \quad (17)$$

Donde  $R_{log}$  está dada por la ecuación 18, siendo el numerador el valor de *Rrs* que resulte más elevado de entre los tres comparados.

$$R_{log} = \log \frac{(Rrs443 > Rrs490 > Rrs510)}{Rrs555} \quad (18)$$

La descarga de los datos del Simbada se hizo a través del puerto serial del equipo. Una vez descargados al computador, los archivos correspondientes a cada medida y a cada estación fueron leídos en Matlab para su procesamiento y visualización.

El diagrama de flujo de la figura 5 muestra la secuencia de operaciones implementadas en Matlab para calcular el espesor óptico de aerosoles ( $\tau_A$ ), el exponente de Angstrom ( $\alpha$ ), la reflectancia marina ( $R$ ) y la *Chla* a partir de las medidas en cuentas numéricas realizadas por el equipo en cada banda para lo cual se desarrollaron 8 programas en Matlab (ver Apéndice I).

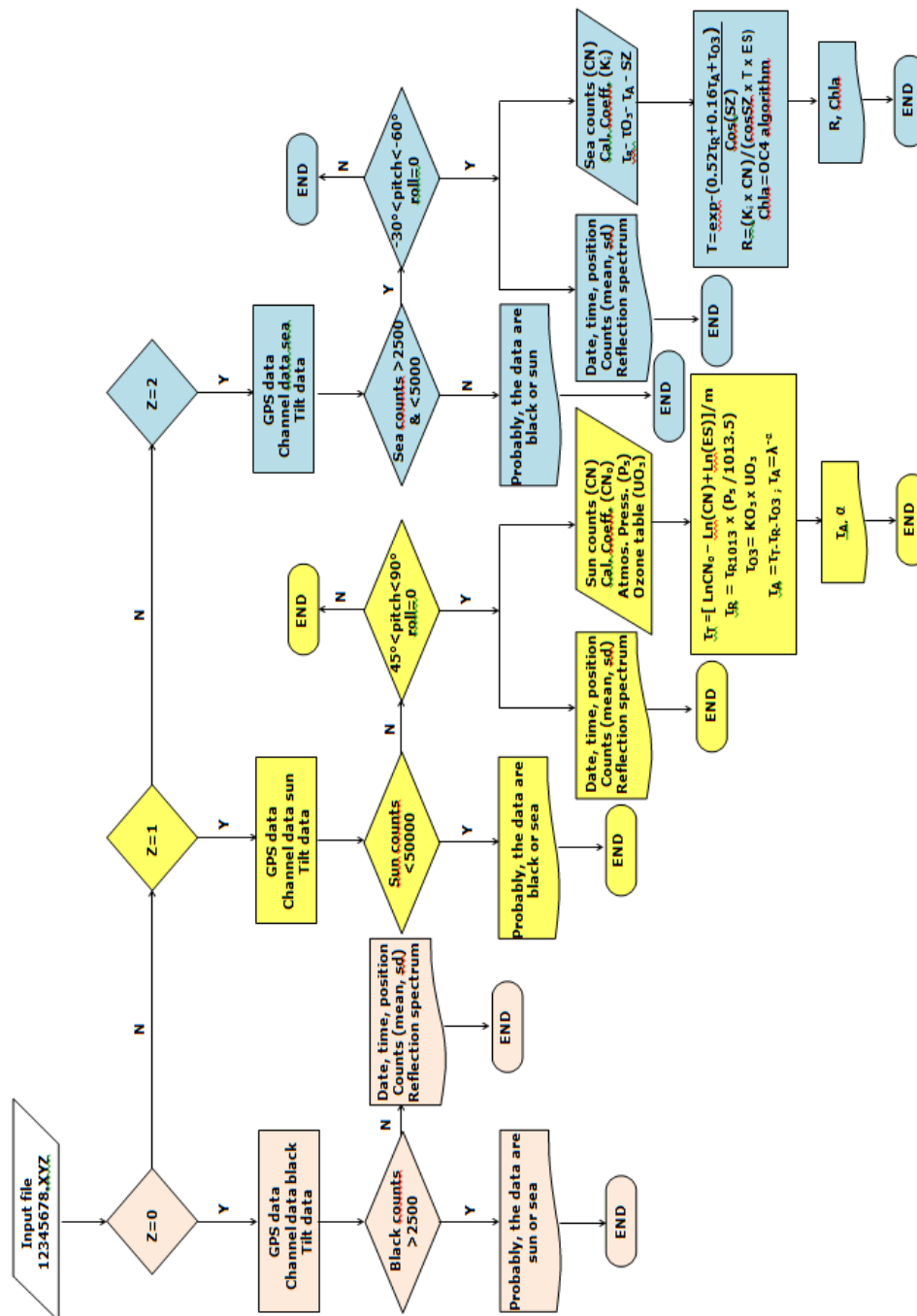
El archivo de entrada tiene el formato 12345678.XYZ, donde 123 corresponde al día juliano de la medición, 45678 a la hora UTM, XY al año de la medición y Z puede ser 0, 1 ó 2: 0 si la medición fue *black*, 1 apuntando al sol y 2 apuntando al océano.

Si Z=0 significa que la medición fue *black*, es decir, se realizaron mediciones con la tapa puesta donde se supone los valores de cuentas

numéricas debes ser mínimos. El control de calidad de los datos requiere que estos no sean mayores a 2500. También se extraen los valores de GPS y los correspondientes a los sensores de inclinación.

Si  $Z=1$  significa que la medición fue realizada en modo sol. Se extraen los valores de cuentas numéricas, tomando como válidos solo aquellos mayores a 50000, se extraen los valores de GPS y de los sensores de inclinación, verificando que  $45^\circ < pitch < 90^\circ$  que corresponde al plano solar. De las mediciones realizadas en modo sol y usando los coeficientes de calibración  $CN_{oi}$  se calculan  $\tau_A$ ,  $\alpha$  y  $Trans$  (transmitancia atmosférica).

Finalmente, si  $Z=2$  significa que la medición se hizo apuntando al océano. Se extraen los valores de cuentas numéricas, tomando como válidos solo aquellos mayores a 2500 y menores a 5000, se extraen los valores de GPS y de los sensores de inclinación, verificando que  $-30^\circ < pitch < -60$ . De las mediciones realizadas en modo océano y usando los coeficientes de calibración  $K_i$  se calculan  $R$  y  $Chla$ .



**Figura 5.** Diagrama de flujo con las operaciones implementadas en Matlab para calcular el espesor óptico de aerosoles ( $\tau_A$ ), el exponente de Angstrom ( $\alpha$ ), la reflectancia marina ( $R$ ) y la  $Chla$  a partir de mediciones Simbada.

## 2.3 Datos *in situ* Bio-ópticos

### 2.3.1 Concentración de clorofila-a

La determinación de *Chla* se realizó usando el método de cromatografía líquida de alta resolución (HPLC) propuesto por *Barlow et al. (1997)*. Para la obtención del extracto, un litro de agua de mar fue filtrado en campo con filtros GF/F de 25 mm que posteriormente fueron almacenados en nitrógeno líquido. En el laboratorio, los filtros fueron descongelados y la extracción de pigmentos se hizo en acetona al 100% y ruptura mecánica de las células empleando un sonicador por 3 minutos. Se almacenaron en congelador oscuro por 24 horas para posteriormente centrifugar el extracto y filtrarlo nuevamente en filtros de 0.2  $\mu\text{m}$  para eliminar residuos. Los pigmentos fueron separados mediante una columna de 150 mm por 46 mm *Adsorbosphere* C8 de 3  $\mu\text{m}$ , utilizando un sistema de gradiente de dos solventes (*Barlow et al., 1997*): metanol y acetato de amonio (70:30 v:v).

### 2.3.2 Coeficiente de absorción de la luz por el fitoplancton

Los coeficientes  $a_p(\lambda)$  y  $a_d(\lambda)$  se determinaron siguiendo la metodología descrita en *Mitchell et al. (2000)*. Un volumen variable (500 a 1000 ml) de agua de mar fue filtrado en filtros GF/F de 25 mm de diámetro y almacenadas en nitrógeno líquido hasta su posterior análisis. En laboratorio, los filtros fueron descongelados y humedecidos con agua de mar filtrada. Se utilizaron filtros nuevos saturados con esta solución como blancos.

Se midió la densidad óptica del filtro ( $DO_p$ ) en un espectrofotómetro marca Perkin-Elmer Lambda 10 equipado con esfera integradora en el intervalo entre 400 y 800 nm. A seguir se llevo el filtro a un aparato de filtración donde se dejó remojando en metanol caliente por 15 min. Este procedimiento se realizó dos veces después del cual el filtro se lava abundantemente con agua de mar filtrada. De esta manera se espera eliminar todo el material pigmentado y al tomar una segunda lectura del filtro en el espectrofotómetro se obtiene la DO del material detrital no pigmentado ( $DO_d$ ).

Los espectros obtenidos en unidades de DO fueron ajustados a cero en 750 nm para minimizar las diferencias entre los filtros con muestra y los blancos, asumiendo que la absorción a 750 nm es cero.

Los coeficientes  $a_p(\lambda)$  y  $a_d(\lambda)$  fueron determinados usando las ecuaciones 19 y 20, y de la diferencia entre las dos lecturas se calculó el coeficiente de absorción de la luz por el fitoplancton,  $a_{ph}(\lambda)$  (Ec. 21).

$$a_p(\lambda) = (2.303S/V)[0.4068DO_p(\lambda) + 0.368DO_p^2(\lambda)] \quad (19)$$

$$a_d(\lambda) = (2.303S/V)[0.4068DO_d(\lambda) + 0.368DO_d^2(\lambda)] \quad (20)$$

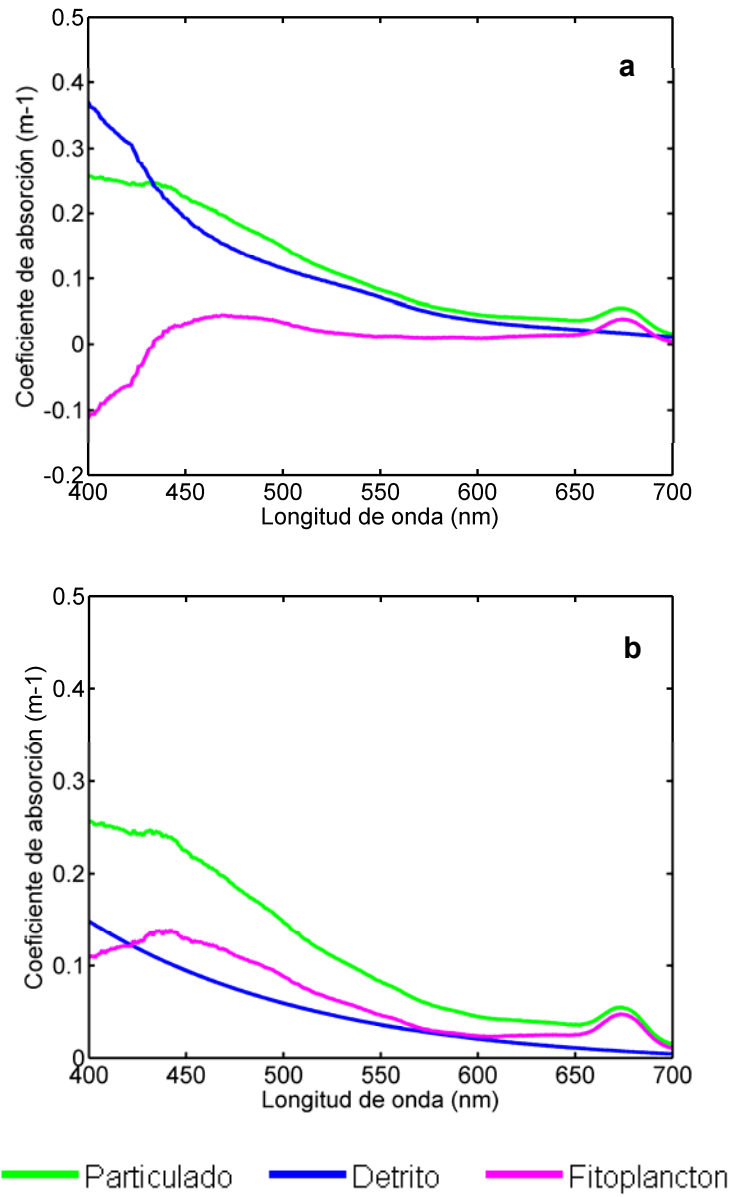
$$a_{ph}(\lambda) = a_p(\lambda) - a_d(\lambda) \quad (21)$$

Donde S es el área de filtrado (en m<sup>2</sup>), V es el volumen filtrado (m<sup>3</sup>), 0.4068 y 0.368 son los coeficientes de corrección de la dispersión en el trayecto a través de los filtros de fibra de vidrio, particulares para el espectrofotómetro utilizado y determinados previamente.

De las 37 estaciones muestreadas, 7 muestras de superficie presentaron  $a_d(\lambda) > a_p(\lambda)$  en la parte azul del espectro, por ello en las estaciones A03, D02, Kb03, La02, La04, M01 y Q07 fue necesario aplicar la corrección propuesta por *Hoepffner y Sathyendranath (1993)*. Un ejemplo de esta corrección se muestra en la figura 6 para la estación A03.

Se evaluó la relación entre  $a_{ph}(\lambda)$  y *Chla* en las longitudes de onda del máximo de absorción de la *Chla* (440 y 675 nm) y se comparó con modelos obtenidos previamente por otros autores. La concentración de pigmentos es la fuente dominante de la variabilidad de la absorción por el material particulado en el agua, y la *Chla* es el pigmento en mayor proporción en el fitoplancton. Por esta razón es conveniente normalizar la absorción del fitoplancton ( $a_{ph}(\lambda)$ ) por la *Chla* para poder describir su variabilidad (*Bricaud et al., 2004*); obteniéndose así el coeficiente de absorción específico del fitoplancton ( $a_{ph}^*(\lambda)$ ), en unidades de m<sup>2</sup>/mg*Chla* (Ec. 22).

$$a_{ph}^*(\lambda) = a_{ph}(\lambda) / Chla \quad (22)$$



**Figura 6.** Espectro de absorción original (a) y corregido (b) para la estación A03 de acuerdo con *Hoepffner y Sathyendranath (1993)*.

### 2.3.3 Primera profundidad óptica

Con el objetivo de evaluar si existe un patrón espacial de distribución de las propiedades ópticas en el AGC se utilizó la primera profundidad óptica (1PO) para la regionalización del área de estudio. La 1PO fue calculada a partir de la profundidad de disco Secchi (DS), que de acuerdo con Kirk (1994) se define como:

$$1PO = DS / 1.77 \quad (23)$$

### 2.4 Método de comparación

A fin de determinar el grado de correspondencia entre datos satelitales e *in situ*, el proceso de comparación involucró el cálculo del error cuadrático medio (RMSE, Ec. 24) y sesgo (BIAS, Ec. 25). Sea  $x_i$  el  $i$ -ésimo dato *in situ* (Simbada o HPLC) y  $y_i$  el  $i$ -ésimo dato satelital (SeaWIFS o MODIS):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2} \quad (24)$$

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left( \frac{y_i - x_i}{x_i} \right) \quad (25)$$

El RMSE es una estimación del error del conjunto de datos pronosticados (satelitales) con respecto a los observados (*in situ*), mientras que el BIAS proporciona información sobre la tendencia del modelo a sobrestimar ( $BIAS > 0$ ) o subestimar ( $BIAS < 0$ ) una variable. Debido a que el criterio de evaluación de los algoritmos del color del océano se basa en datos transformados logarítmicamente (Gregg y Casey, 2004), el cálculo del RMSE y BIAS se realizó con y sin la transformación logarítmica.

Con el objetivo de determinar la contribución de  $a_{ph}(440)$  y  $a_{ph}(675)$  a la  $Chla$  estimada por el satélite para las regiones en que fue dividido el AGC, se utilizó la significancia de los coeficientes de un modelo polinomial de grado 1, orden 2 (Ec. 26). Se escogieron estas longitudes de onda debido a que corresponden a las de máxima absorción por la  $Chla$  (Bricaud et al., 2004).

$$Chla = b_0 + b_1 a_{ph}(440) + b_2 a_{ph}(675) \quad (26)$$

Donde los coeficientes  $b_1$  y  $b_2$  son las ponderaciones de la contribución de  $a_{ph}(440)$  y  $a_{ph}(675)$  para explicar la  $Chla$  del satélite. La prueba de significancia incluyó el cálculo del estadístico  $t$ , donde la hipótesis nula ( $H_0$ ) es que  $b_i=0$  y no hay tasa de variación de la  $Chla$  con  $a_{ph}(440)$ , mientras que la alterna ( $H_1$ ) es que si la hay.  $H_0$  se rechaza cuando el valor calculado para  $t$  se encuentra dentro de la zona de rechazo de  $H_0$ , delimitada por  $\pm t$  crítico. Si esto ocurre, se acepta  $H_1$  y el coeficiente  $b_i$  es estadístico significativo. Lo mismo aplica para  $b_2$ .

De forma similar, se determinó la contribución de  $a_{ph}(\lambda)$  a la  $Rrs(\lambda)$  en las longitudes de onda usadas por los algoritmos OC3M-v4 (443, 488 y 551 nm para MODIS) y OC4-v4 (443, 490, 510 y 555 nm para SeaWiFS), para lo cual se utilizaron polinomios de grado 1, orden 1 (Ec. 27). No obstante, esta aproximación se aplicó al conjunto total de datos y no por regiones como en el caso de  $Chla$  vs.  $a_{ph}(\lambda)$ . Lo anterior debido a que la  $Chla$  satelital proviene de un algoritmo diseñado para aguas Caso I, y es objetivo de este trabajo evaluar si existen componentes adicionales al fitoplancton en la señal recuperada por el sensor (razón por lo cual fueron escogidas las longitudes de onda 440 y 675nm), mientras que la  $Rrs(\lambda)$  es una propiedad óptica medida directamente por el sensor.

$$Rrs(\lambda) = b_0 + b_1 a_{ph}(\lambda) \quad (27)$$

### 3. RESULTADOS

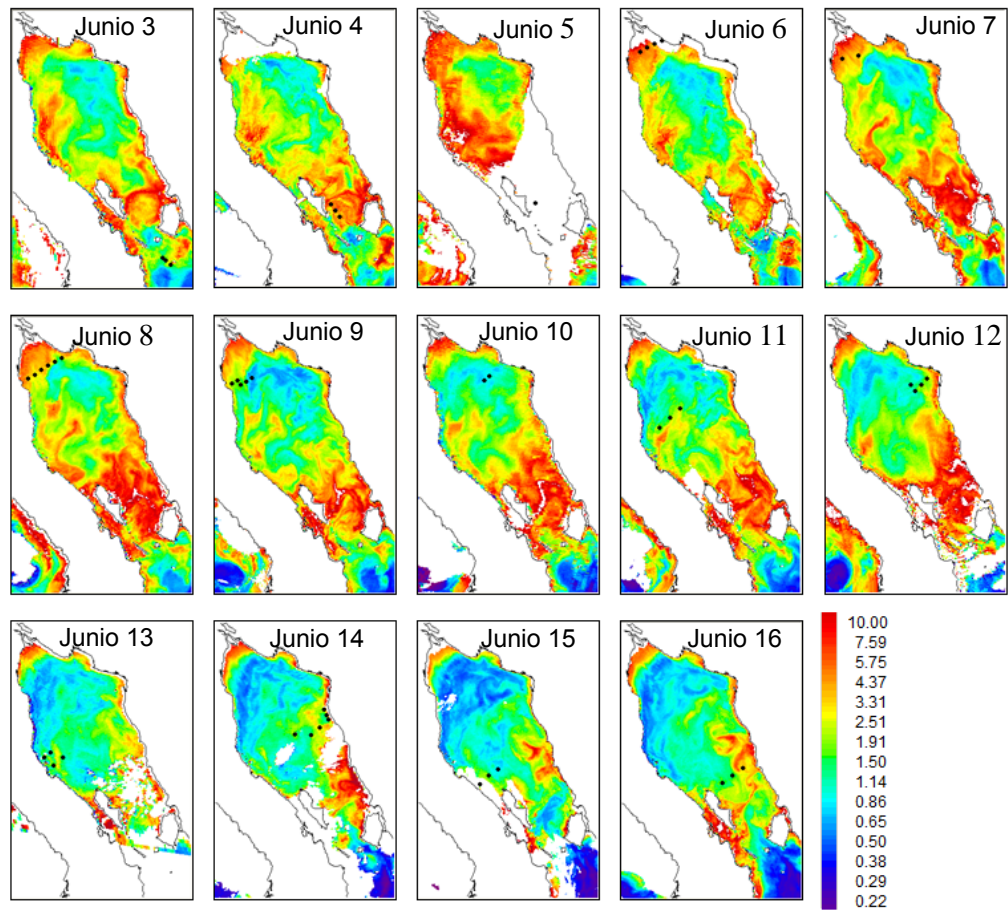
#### 3.1 Imágenes satelitales (SeaWIFS y MODIS)

Las imágenes diarias compuestas de los sensores SeaWIFS y MODIS permitieron identificar algunas estructuras de mesoescala durante el mes de junio de 2008 utilizando la *Chla* como trazador (Fig. 7).

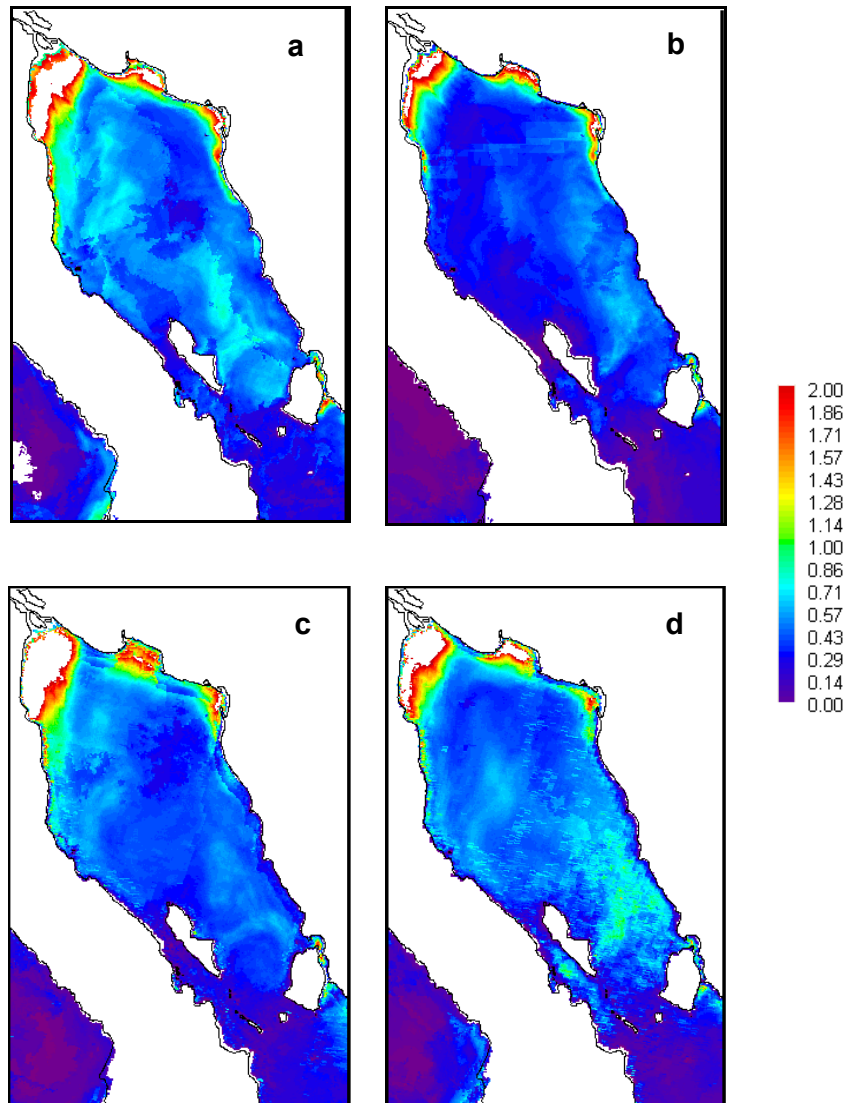
Desde el día 7 se presentaron dos filamentos en la parte noroeste con concentraciones alrededor de los 4 mg/m<sup>3</sup>, los cuales fueron persistentes hasta el día 12. En estos días también se encontraron remolinos con altos valores de *Chla* alrededor de las Islas Ángel de la Guarda (IAG) y Tiburón (IT). El día 12 se destacó un remolino ciclónico de baja concentración de *Chla* (alrededor de 1 mg/m<sup>3</sup>) al norte de la IAG, el cual venía formándose tres días atrás. Finalmente, el día 15 apareció una estructura similar a un hongo con valores alrededor de los 4 mg/m<sup>3</sup> el cual duró hasta el día siguiente.

Las imágenes diarias también revelaron una disminución progresiva en la *Chla* durante el período de cruce, aunque manteniendo en proporción los valores mayores y la más alta dinámica (remolinos de mesoescala) alrededor de la IAG durante los 12 primeros días del mes.

Las imágenes de las *nLw*(555) del SeaWIFS y *nLw*(551) del MODIS fueron utilizadas para evaluar el papel de los sedimentos en las características ópticas de las aguas del AGC durante las dos primeras semanas de junio, semanas en las cuales se desarrolló el cruce GolCa. Las mayores *nLw* hasta el límite de la saturación (datos blancos en la imagen), se encontraron en la parte norte del AGC y entre Isla Tiburón y el estado de Sonora (Fig. 8).



**Figura 7.** Imágenes diarias de  $Chla$  ( $mg/m^3$ ) compuestas de los sensores SeaWiFS y MODIS para los días 3 a 16 de junio de 2008. Los puntos negros indican la posición de las estaciones muestreadas cada día.



**Figura 8.** Radiancia normalizada ( $\text{mW}/\text{cm}^2 \mu \text{sr}$ ) a 555 nm del sensor SeaWiFS (a y b) y a 551 nm del sensor MODIS (c y d) para las dos primeras semanas de junio de 2008.

### 3.2 Calibraciones Simbada

Los resultados de la regresión  $\ln(CN_i)$  vs.  $m$  para cada banda en la calibración en modo sol de la campaña SPM1 se muestran en la figura 3 del Apéndice I y los coeficientes obtenidos ( $\ln CN_{oi}$ ) en todas las campañas se listan en la Tabla III. Estos coeficientes son característicos de cada equipo y fueron empleados en el cálculo del espesor óptico total  $\tau$  (Ec. 9).

El procedimiento de corrección a la contribución por aerosoles fue aplicado a los valores de  $\tau_A$  obtenidos en las cuatro campañas de calibración. No obstante, solamente los de la campaña LM1 presentaron el comportamiento esperado (decaimiento Rayleigh) (Fig. 9) y por lo tanto solo se trabajó con estos valores (Tabla IV) en los procedimientos que se realizan a seguir.

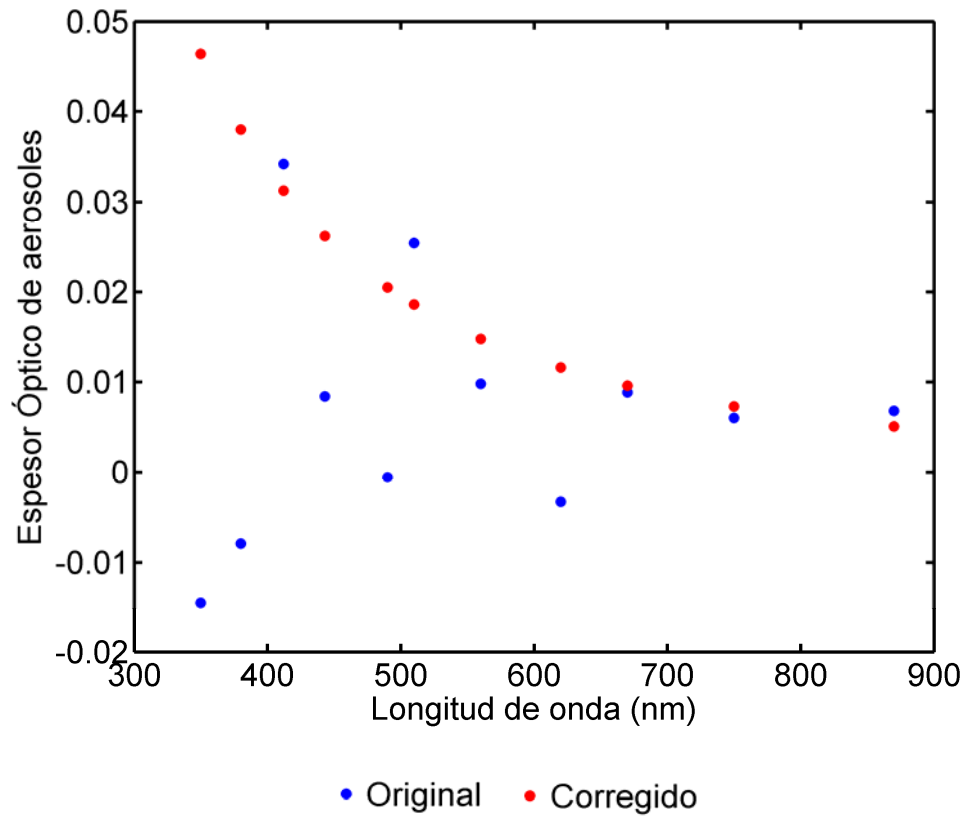
Los coeficientes de calibración en modo océano (valores de  $K_i$ , Tabla V) al igual que los  $\ln CN_{oi}$ , son característicos de cada equipo y permitieron calcular la reflectancia que capta el sensor, o reflectancia marina bruta ( $R$ ) a partir de las mediciones realizadas en modo océano, para lo cual se usó la ecuación 14.

### 3.3 Regiones Bio-Ópticas

Con el objetivo de evaluar si existe un patrón de distribución de las propiedades ópticas en el AGC se utilizó a la primera profundidad óptica (1PO) como indicador de estas diferencias. Se determinaron tres regiones (Fig. 10): DC ( $1PO < 3m$ ) con 8 estaciones cercanas al Delta del Río Colorado, GI ( $3m < 1PO < 5m$ ) con 10 estaciones cercanas a las Grandes Islas, y AGM ( $1PO > 5m$ ) con 16 estaciones en la zona media del AGC.

**Tabla III.** Coeficientes de calibración en modo sol obtenidos para las campañas en Laguna Mountain: LM1 (Oct2008) y LM2 (Abr2010) y San Pedro Mártir: SPM1 (Nov2008) y SPM2 (Nov2009).

<b>Banda (nm)</b>	<b><i>LnC<sub>N<sub>oi</sub></sub></i></b> <b>(LM1)</b>	<b><i>LnC<sub>N<sub>oi</sub></sub></i></b> <b>(SPM1)</b>	<b><i>LnC<sub>N<sub>oi</sub></sub></i></b> <b>(SPM2)</b>	<b><i>LnC<sub>N<sub>oi</sub></sub></i></b> <b>(LM2)</b>
<b>350</b>	12.78	12.69	11.31	12.49
<b>380</b>	12.29	12.19	13.36	11.19
<b>412</b>	13.15	13.09	12.91	12.89
<b>443</b>	13.87	13.87	12.71	13.54
<b>490</b>	13.78	13.80	13.47	13.63
<b>510</b>	13.8	13.8	12.32	13.08
<b>560</b>	13.86	13.8	12.69	13.17
<b>620</b>	14.75	14.76	13.78	14.6
<b>670</b>	14.32	14.32	13.53	13.91
<b>750</b>	14.93	14.91	13.75	14.81
<b>870</b>	14.03	13.99	13.32	13.92



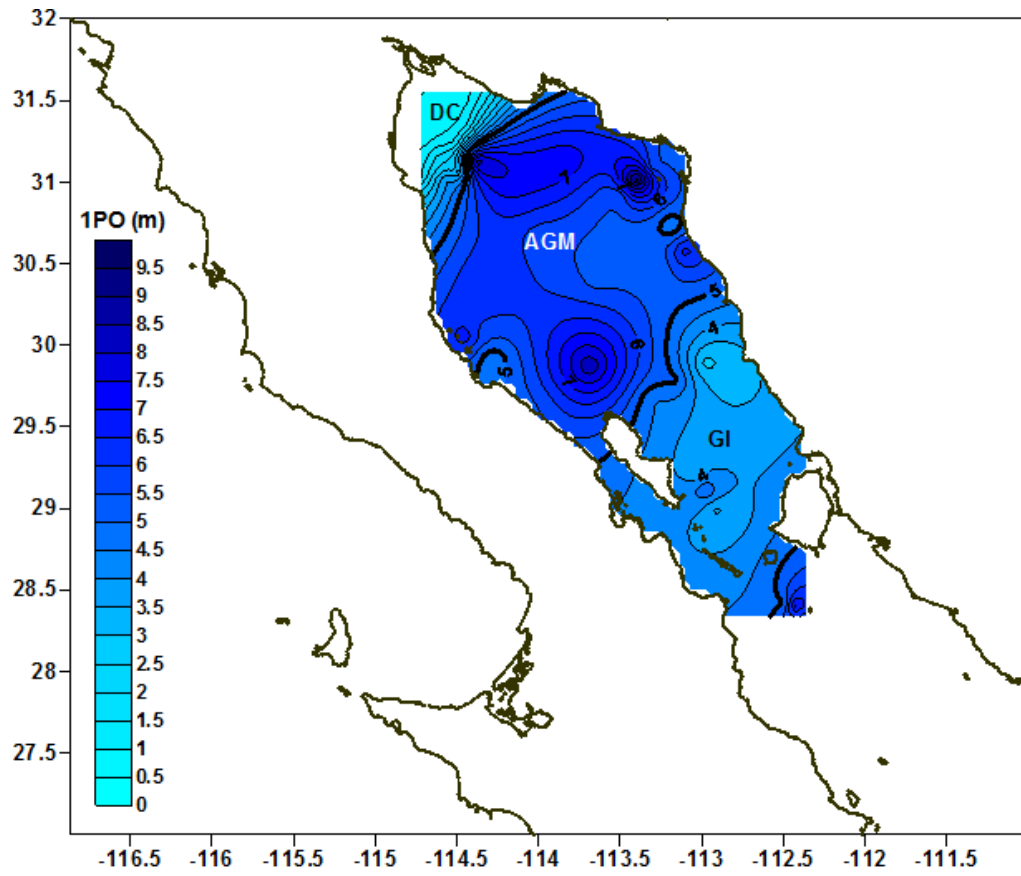
**Figura 9.** Espesor óptico de aerosoles original y corregido para los datos de la campaña de calibración LM1 (Oct2008).

**Tabla IV.** Corrección a los coeficientes de calibración en modo sol realizada a la campaña de Laguna Mountain en Oct-2008 (LM1).

<b>Banda (nm)</b>	$\tau$	$\tau_t$	$\tau_A$	$\tau'_A$	$\tau'$	$LnCN'_{oi}$
<b>350</b>	0.52	0.53	-1.45e-2	0.028	0.55	12.88
<b>380</b>	0.37	0.38	-7.91e-3	0.024	0.39	12.37
<b>412</b>	0.30	0.27	3.42e-2	0.021	0.32	13.21
<b>443</b>	0.21	0.20	8.39e-3	0.018	0.23	13.94
<b>490</b>	0.13	0.13	-5.47e-4	0.015	0.15	13.85
<b>510</b>	0.15	0.12	2.54e-2	0.015	0.16	13.85
<b>560</b>	0.12	0.11	9.77e-3	0.012	0.13	13.90
<b>620</b>	0.08	0.08	-3.32e-3	0.010	0.09	14.79
<b>670</b>	0.06	0.05	8.85e-3	0.009	0.07	14.35
<b>750</b>	0.03	0.025	6.01e-3	0.007	0.04	14.96
<b>870</b>	0.02	0.012	6.82e-3	0.006	0.03	14.05

**Tabla V.** Coeficientes de calibración del Simbada en modo océano.

<b>Banda (nm)</b>	<b><i>K<sub>i</sub></i> (x 10<sup>-6</sup>)</b>
350	10.50
380	9.42
412	4.30
443	2.16
490	1.25
510	1.14
560	2.60
620	0.98
670	1.37
750	0.88
870	1.61



**Figura 10.** Regiones en que fue dividido el AGC durante junio de 2008 de acuerdo a la primera profundidad óptica 1PO (m).

### 3.4 Espesor óptico de aerosoles y Reflectancia marina (Simbada)

Se hicieron mediciones de  $\tau_A$  en 34 estaciones GolCa, en las cuales se obtuvieron valores negativos para las bandas 510, 565, 620 y 670 nm en 20 de ellas. El problema con los  $\tau_A < 0$  es que el valor a 565 nm es requerido para calcular la Transmitancia atmosférica (Ec. 13), variable que es usada para calcular la Reflectancia (Ec. 14) y finalmente poder calcular la  $Rrs$  a esa misma longitud de onda (Ec. 16), valores necesarios para determinar la  $Chla$  vía OC4-v4 (Ec.17). Por lo tanto, solo para las 14 estaciones que presentaron  $\tau_A(565) > 0$  se pudo aplicar el algoritmo; estas estaciones fueron: K05, La03, O01, O07, O08, OP1, P01, P02, P03, Q06, Q07, Q08, R03 y R04.

Los valores  $\tau_A$  y  $Rrs$  SeaWIFS subestimaron los valores Simbada en las bandas del azul (412 a 490 nm) y rojo (670 y 870 nm) y sobrestimaron el verde (510 y 565 nm) mientras que la  $Chla$  (vía OC4-v4) resultó sobrestimada (Tabla VI). Con respecto al MODIS (Tabla VII), los  $\tau_A$  resultaron sobrestimados en todas las bandas (excepto a los 412 nm) y todos los  $Rrs$  subestimados (excepto a los 510 nm), por su parte la  $Chla$  (vía OC3M-v4) resultó sobrestimada.

La comparación de  $Rrs$  satelital (SeaWIFS y MODIS) vs. Simbada (Figs. 11a y 11b) muestra valores bajos de RMSE para ambos sensores, aunque es mas evidente para el SeaWIFS que las sobrestimaciones compensan mejor las subestimaciones que el MODIS.

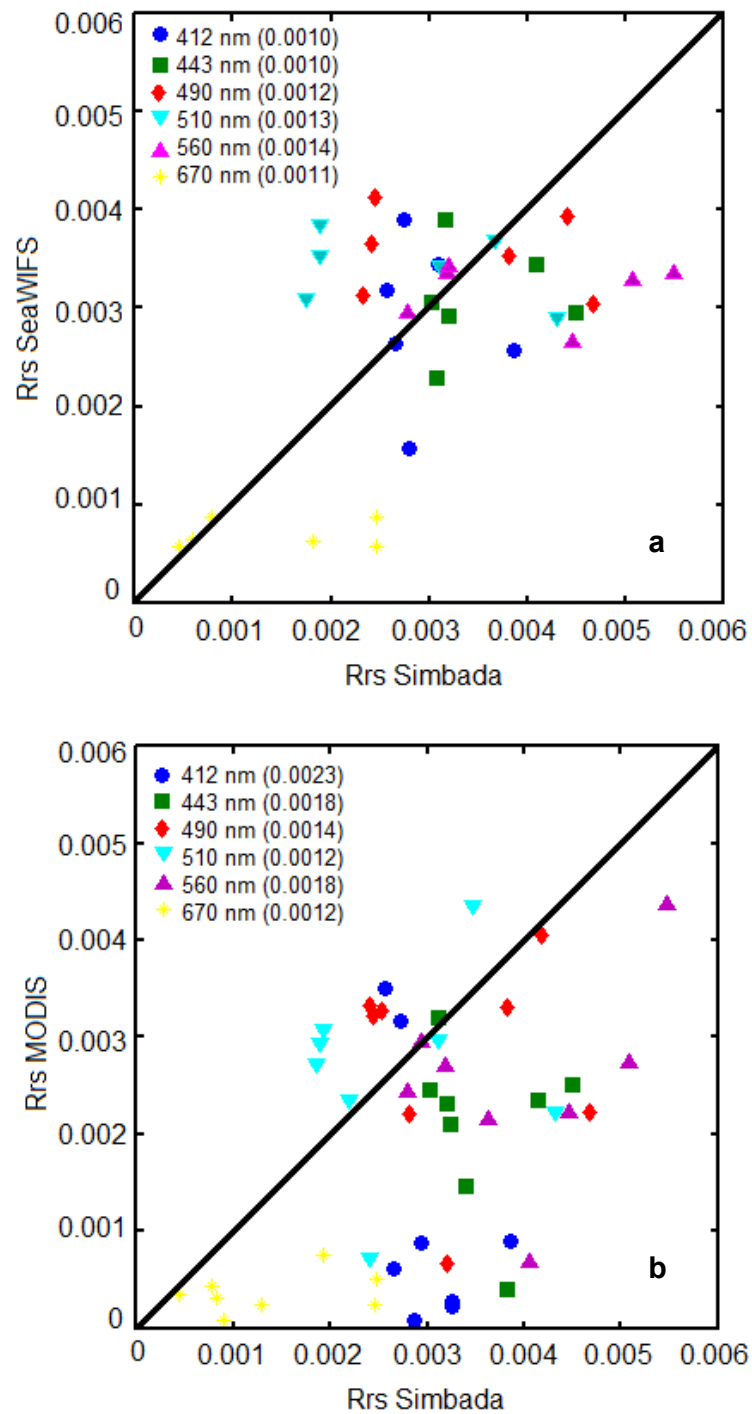
Con el fin de relacionar la reflectancia en 3 estaciones representativas de la malla GolCa: A03 de la región DC, K03 de la región AGM y Lb04 de la región GI con los valores de  $Chla$  y los espectros de absorción obtenidos en dichas estaciones, se analizó el espectro de reflexión en modo océano obtenido con el Simbada (Fig. 12).

**Tabla VI.** Comparación estadística entre valores SeaWIFS y Simbada.

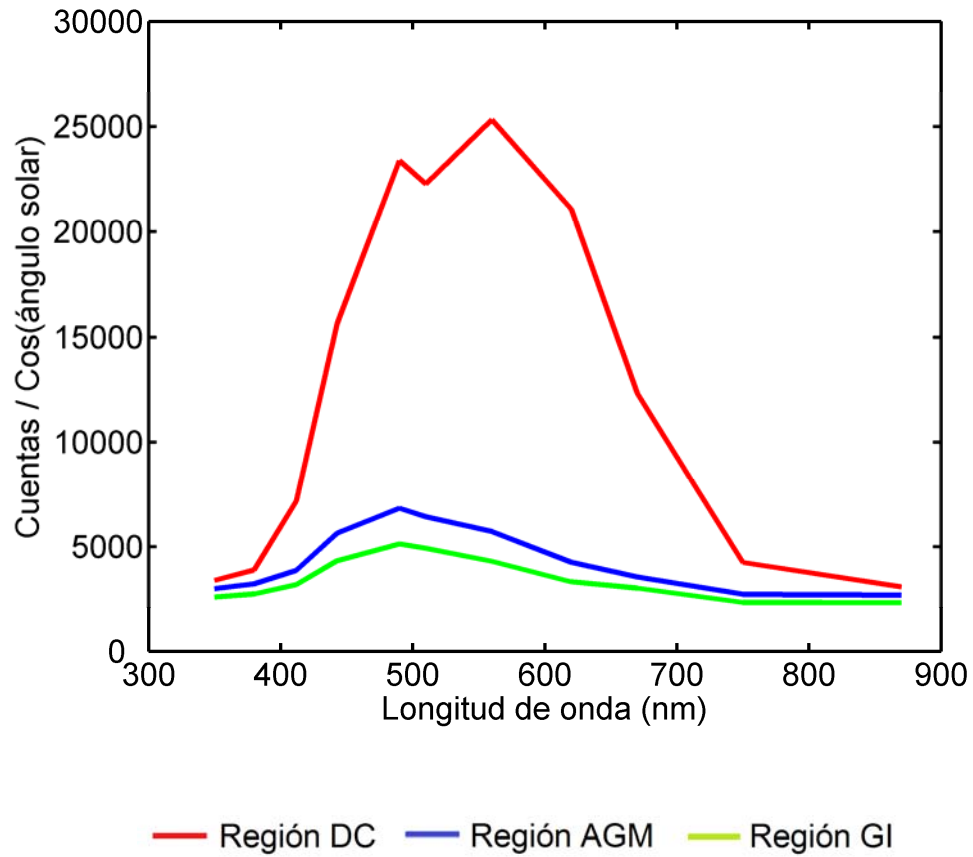
	$\lambda$ (nm)	BIAS	RMSE
<b><math>\tau_A</math></b> (n=14)	412	-0.04	0.09
	443	-0.05	0.10
	490	-0.05	0.11
	510	0.08	0.11
	565	0.05	0.09
	670	0.02	0.08
	870	-0.003	0.08
<b><math>Rrs</math></b> (n=6)	412	-0.0001	0.0010
	443	-0.0004	0.0010
	490	0.0002	0.0012
	510	0.0007	0.0013
	560	-0.0009	0.0014
	670	-0.0007	0.0011
<b><math>Chla</math></b> (n=10)		0.17	0.27

**Tabla VII.** Comparación estadística entre valores MODIS y Simbada.

	$\lambda$ (nm)	BIAS	RMSE
<b><math>\tau_A</math></b> (n=13)	412	-0.0003	0.11
	443	0.0006	0.10
	490	0.002	0.10
	510	0.13	0.17
	565	0.10	0.14
	670	0.08	0.13
	870	0.06	0.11
<b><i>Rrs</i></b> (n=8)	412	-1.8e-3	0.0023
	443	-1.5e-3	0.0018
	490	-4.7e-4	0.0014
	510	2.7e-5	0.0012
	560	-1.4e-3	0.0018
	670	-1e-3	0.0012
<b><i>Chla</i></b> (n=9)		0.25	0.31



**Figura 11.** Diagrama de dispersión entre valores de  $Rrs$  SeaWiFS vs. Simbada para 6 estaciones (a) y  $Rrs$  MODIS vs. Simbada para 8 estaciones (b) durante junio de 2008 indicando el RMSE en cada banda (entre paréntesis).



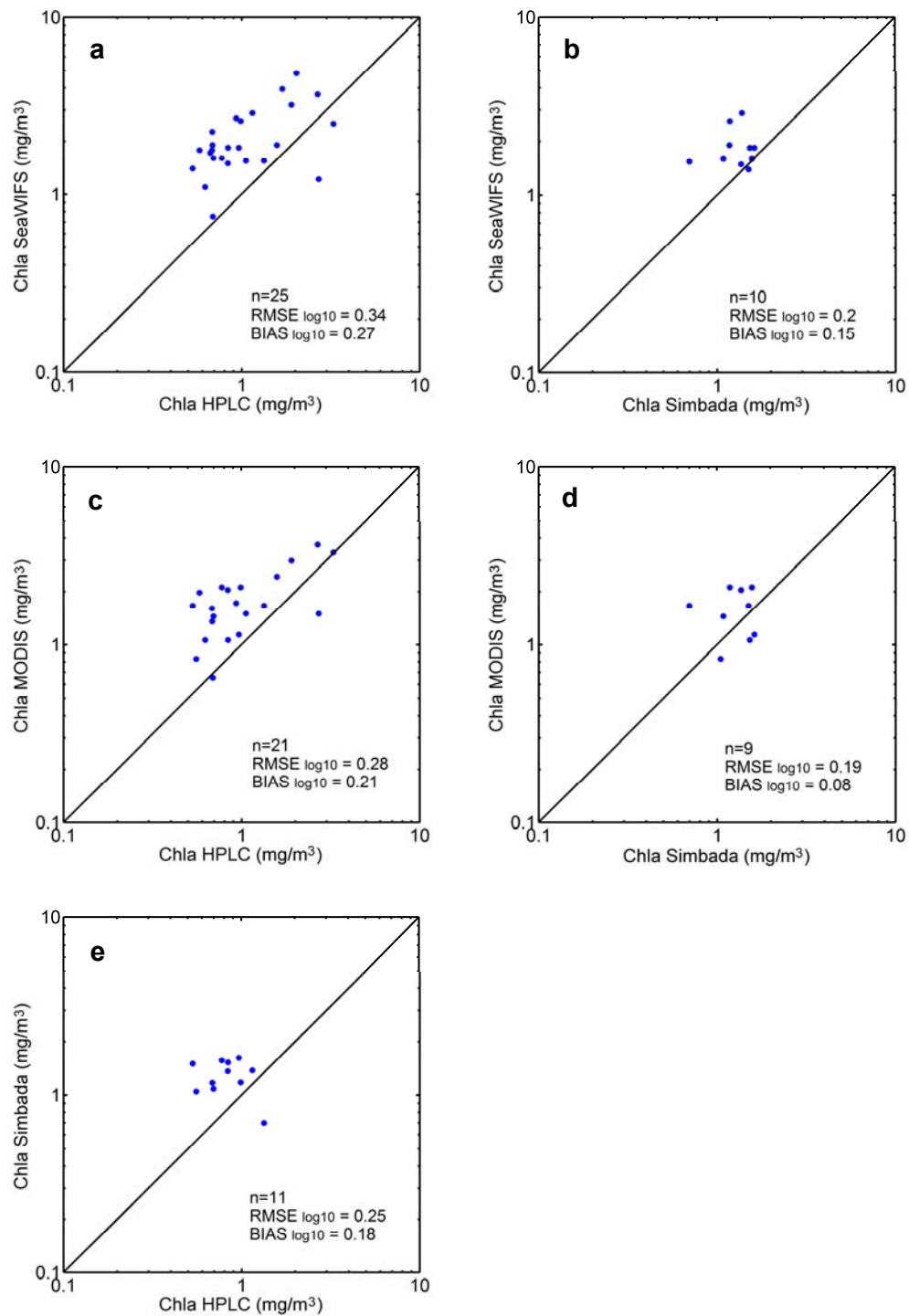
**Figura 12.** Espectros de reflexión (en cuentas numéricas) en modo océano para 3 estaciones representativas del AGC durante junio de 2008: Región DC (A03), Región AGM (K03) y Región GI (Lb04).

### 3.5 Clorofila-a (HPLC, Simbada, SeaWIFS y MODIS)

La *Chla* satelital (SeaWIFS y MODIS) presento valores más elevados a los determinados *in situ* (Figs. 13a y 13c). *Bricaud et al.* (2004) proponen una clasificación de las aguas según la cual aguas con concentraciones de *Chla* por encima de  $2 \text{ mg/m}^3$  se clasifican como eutróficas, entre  $0.2$  y  $2 \text{ mg/m}^3$  como mesotróficas y como oligotróficas aquellas por debajo de  $0.2 \text{ mg/m}^3$ . Esta clasificación también se utilizó en este trabajo donde se determinó que el mismo número de estaciones fueron clasificadas como mesotróficas tanto por el sensor remoto como por la medición HPLC (Tabla VIII).

Con la finalidad de evaluar el efecto de la transformación logarítmica en la comparación de los datos satélite *vs. in situ*, se calcularon los RMSE y BIAS utilizando los datos transformados y sin transformar (Tabla IX).

Como mencionado anteriormente, los algoritmos OC3M-v4 y OC4-v4 empleados por los sensores MODIS y SeaWIFS utilizan una razón entre bandas que permite determinar la *Chla*. La razón se define en función del mayor valor de *Rrs* medido por el sensor al comparar cuatro (OC4-v4) ó tres (OC3M-v4) bandas. En este trabajo se analizó la relación entre la mayor razón de *Rrs* SeaWIFS y la *Chla* HPLC para 18 estaciones, *Rrs* MODIS y la *Chla* HPLC para 13 estaciones y *Rrs* Simbada y la *Chla* HPLC para 11 estaciones (Fig. 14). Estas razones,  $Rrs_{490}/Rrs_{555}$  para el SeaWIFS y el Simbada, fueron las que resultaron mayores de las tres analizadas ( $Rrs_{443}/Rrs_{555}$ ,  $Rrs_{490}/Rrs_{555}$  y  $Rrs_{510}/Rrs_{555}$ ) tanto para el satélite como para el Simbada; mientras que para el MODIS, la razón  $Rrs_{488}/Rrs_{551}$  fue la que resultó mayor de las dos analizadas ( $Rrs_{443}/Rrs_{551}$  y  $Rrs_{488}/Rrs_{551}$ ). Se incluye la curva teórica derivada de los algoritmos OC3M-v4 (MODIS) y OC4-v4 (SeaWIFS).



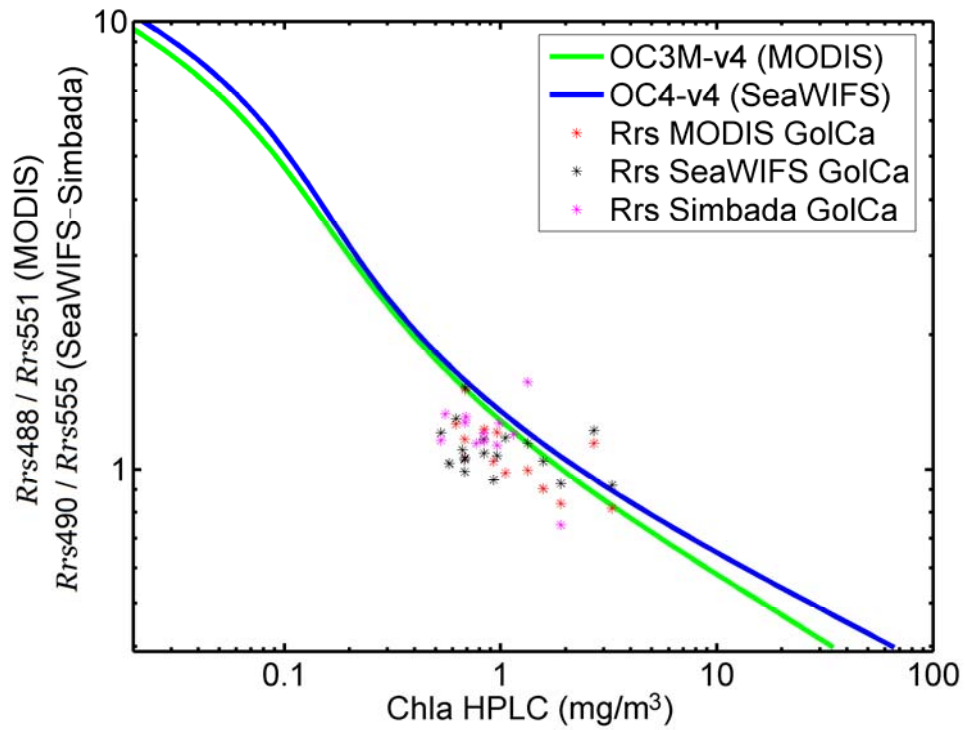
**Figura 13.** Diagramas de dispersión entre valores de *Chla*: SeaWIFS vs. HPLC (a), SeaWIFS vs. Simbada (b), MODIS vs. HPLC (c), MODIS vs. Simbada (d) y Simbada vs. HPLC (e) incluyendo la recta 1:1 de asociación ideal.

**Tabla VIII.** Valores de *Chla* obtenidos por los diferentes métodos para algunas estaciones de la malla *Go/Ca* durante junio de 2008.

Estación	Región	HPLC (mg/m <sup>3</sup> )	Simbada (mg/m <sup>3</sup> )	SeaWIFS (mg/m <sup>3</sup> )	MODIS (mg/m <sup>3</sup> )
A01	DC	1.951	-	-	-
A02		1.6938	-	3.9355	-
A03		2.0296	-	4.8417	-
D03		3.2815	-	2.5119	3.3113
D04		1.9052	-	3.1989	2.9854
F08		2.7064	-	1.2162	1.4962
D02	GI	1.5766	-	1.9055	2.4266
O01		0.9891	1.178	2.6002	2.1135
O08		0.8373	1.362	1.4962	2.0417
R04		0.9649	1.615	1.8408	1.135
F07	AGM	0.6895	-	0.7499	0.6531
I03		0.623	-	1.0965	1.0593
K03		0.9305	-	2.6915	1.7179
K04		0.6673	-	1.7179	-
K05		0.6859	1.171	1.9055	-
La03		1.3365	0.698	1.5488	1.6596
La04		1.0553	-	1.5488	1.4962
Lb05		2.6745	-	3.6728	3.6728
M01		0.682	-	1.7783	1.6032
M02		0.684	-	2.2646	1.349
N10		0.5801	-	1.7783	1.9724
O07		0.5304	1.501	1.3964	1.6596
P02		0.7729	1.567	1.6032	2.1135
P03		0.6949	1.082	1.6032	1.4454
Q06		0.5563	1.044	-	0.8318
Q08		1.1491	1.374	2.884	-
R03	0.8393	1.523	1.8408	1.0593	
Eutróficas		7	0	9	7
Mesotróficas		20	11	18	20
Oligotróficas		0	0	0	0

**Tabla IX.** Descriptores estadísticos RMSE y BIAS (trasformados logarítmicamente en base 10 y sin transformar) obtenidos al comparar valores de *Chla* por los diferentes métodos.

	<b>HPLC</b>		<b>Simbada</b>	
<b>Simbada</b>	N=11 RMSE <sub>log10</sub> =0.25    RMSE=0.6 BIAS <sub>log10</sub> =0.18    BIAS=0.43			
<b>SeaWIFS</b>	N=25 RMSE <sub>log10</sub> =0.34    RMSE=0.92 BIAS <sub>log10</sub> =0.27    BIAS=1.26		N=10 RMSE <sub>log10</sub> =0.2    RMSE=0.77 BIAS <sub>log10</sub> =0.15    BIAS=0.56	
<b>MODIS</b>	N=21 RMSE <sub>log10</sub> =0.28    RMSE=0.85 BIAS <sub>log10</sub> =0.21    BIAS=0.61		N=9 RMSE <sub>log10</sub> =0.19    RMSE=0.6 BIAS <sub>log10</sub> =0.08    BIAS=0.27	



**Figura 14.** Relación entre la razón de reflectancias satelitales MODIS ( $R_{rs488}/R_{rs551}$ ), SeaWIFS ( $R_{rs490}/R_{rs555}$ ) y Simbada ( $R_{rs490}/R_{rs555}$ ) y la Chla HPLC. Se incluye la curva teórica de los algoritmos OC3M-v4 (MODIS) y OC4-v4 (SeaWIFS).

### 3.6 Coeficiente de absorción de la luz por el fitoplancton

Los  $a_{ph}(440)$  se encontraron dentro del intervalo 0.027-0.187  $m^{-1}$ , donde el menor valor se encontró en la estación Q06 de la región AGM y el mayor en la estación Lb06 de la región GI. Los  $a_{ph}(675)$  variaron entre 0.013-0.1  $m^{-1}$ , con el menor valor en la estación I03 de la región AGM y el mayor en la Lb06. De otro lado, los  $a_{ph}^*(440)$  variaron entre 0.018-0.155  $m^2/mgChla$  y los  $a_{ph}^*(675)$  entre 0.005-0.065  $m^2/mgChla$ , con los menores valores en la estación Q08 y los mayores en la P03, ambas estaciones de la región AGM.

La variación de  $a_{ph}(440)$  y  $a_{ph}(675)$  como función de la *Chla in situ* fue evaluada para cada una de las regiones en que fue dividido el AGC (Figs. 15a y 15c). Esta variación se ajusta a una función de potencia como lo indican las ecuaciones 28 y 29. Similarmente, se evaluó la variación de  $a_{ph}^*(440)$  y  $a_{ph}^*(675)$  como función de la *Chla in situ* (Figs. 15b y 15d) encontrándose las ecuaciones 30 y 31.

$$a_{ph}(440) = 0.0569Chla^{0.6635} \quad R^2=0.39 \quad (28)$$

$$a_{ph}(675) = 0.0247Chla^{0.6935} \quad R^2=0.3 \quad (29)$$

$$a_{ph}^*(440) = 0.0569Chla^{-0.336} \quad R^2=0.14 \quad (30)$$

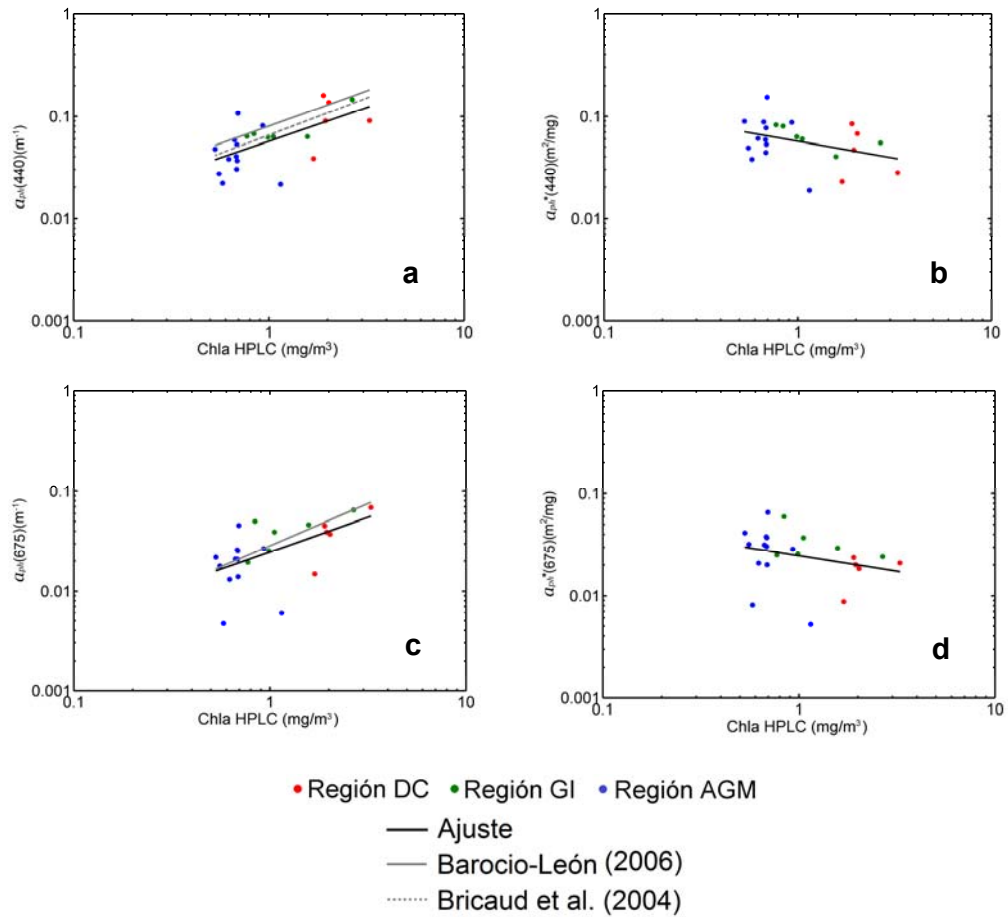
$$a_{ph}^*(675) = 0.0247Chla^{-0.307} \quad R^2=0.08 \quad (31)$$

Por otro lado, la prueba de significancia de los coeficientes  $a_{ph}(440)$  y  $a_{ph}(675)$  con respecto a la *Chla* satelital en los modelos lineales encontrados para las regiones DC, GI y AGM (Tabla X), mostró que solamente para la región GI, la *Chla* derivada de satélites es explicada completamente por  $a_{ph}(440)$  con  $\alpha=0.05$ . Por otro lado, la relación entre la *Rrs* y el  $a_p(\lambda)$  en las longitudes de onda empleadas por los algoritmos OC3M-v4 y OC4-v4 usando el modelo propuesto en la ecuación 27, solo resultó ser estadísticamente significativa ( $\alpha=0.05$ ) para las longitudes de onda 488, 490 y 510 nm (Tabla XI).

La imagen satelital del 6 de junio muestra valores elevados de *Chla* en la parte norte del AGC (Fig. 16a), pero observando los espectros de absorción de las estaciones A02 y A04, se puede detectar que la señal estuvo dominada por el detrito y la absorción por el fitoplancton fue poca (Figs. 16c-16e).

Para el día 4 de junio, donde fueron monitoreadas las estaciones Lb04, Lb05 y Lb06 de la región GI, la imagen satelital muestra valores elevados de *Chla* alrededor de las islas Ángel de la Guarda y Tiburón (Fig. 17a), mientras que los espectros de absorción revelan que  $a_{ph}(\lambda)$  reproduce casi completamente a  $a_p(\lambda)$  (Figs. 17b-17d) y que la contribución por detrito fue mínima.

La imagen satelital del 11 de junio presentó valores intermedios de *Chla* para las estaciones muestreadas ese día con respecto a DC y GI (Fig. 18a) y aunque los espectros presentan los dos máximos de absorción por *Chla* bien definidos a los 440 y 676 nm, la contribución por detrito es alta (Figs. 18b, 18c y 18d).



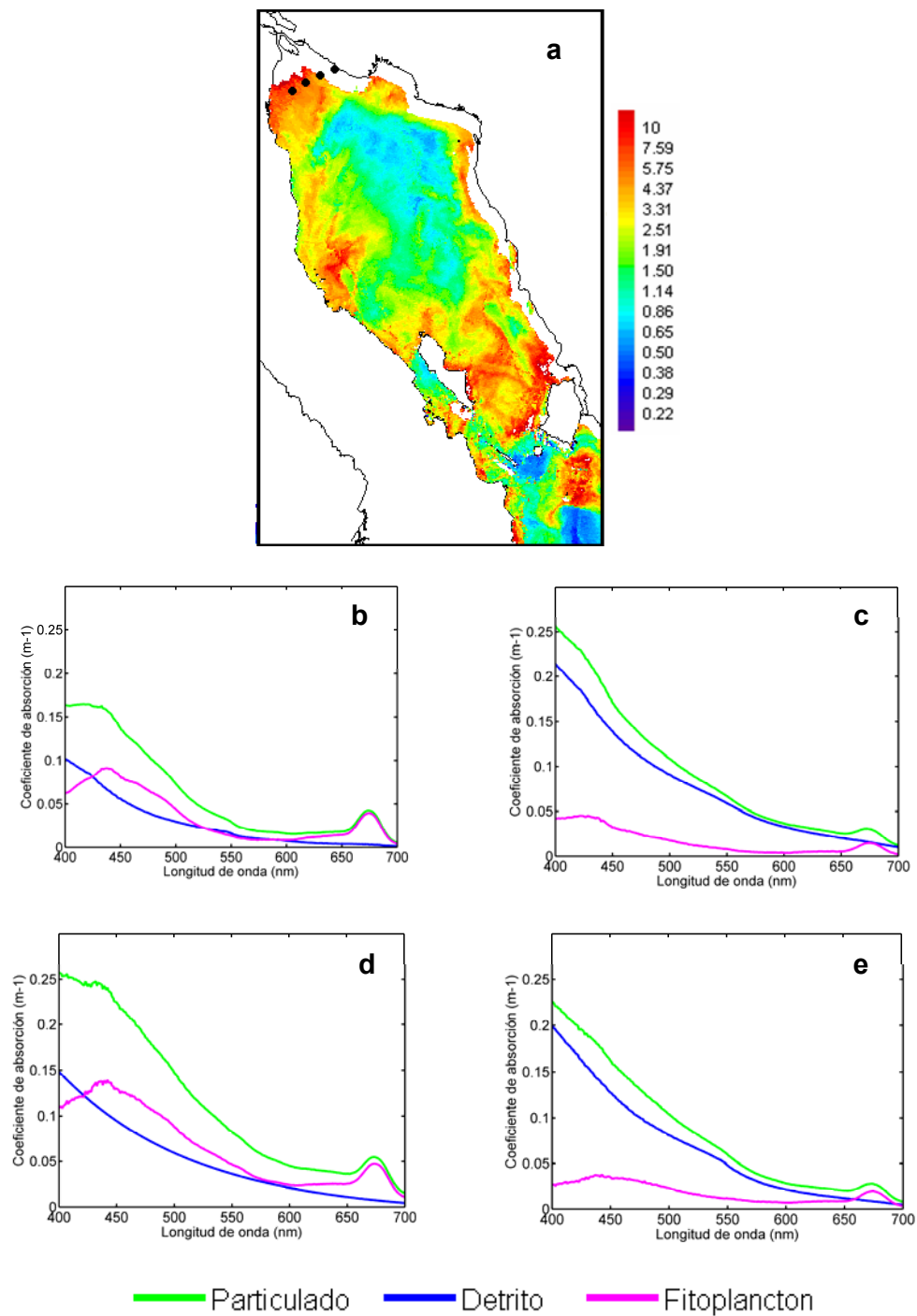
**Figura 15.** Variación de  $a_{ph}(440)$  (a),  $a_{ph}^*(440)$  (b),  $a_{ph}(675)$  (c) y  $a_{ph}^*(675)$  (d) como función de la *Chla in situ* incluyendo las líneas de regresión de los datos medidos (línea negra sólida) y de los modelos propuestos por *Barocio-León* (2006) (línea gris sólida) y *Bricaud et al.* (2004) (línea gris punteada).

**Tabla X.** Resultados de la prueba de significancia de los coeficientes  $a_{ph}(440)$  y  $a_{ph}(675)$  para determinar su contribución a la *Chla* derivada de satélite en las tres áreas en que fue dividido el AGC de acuerdo a la 1PO.

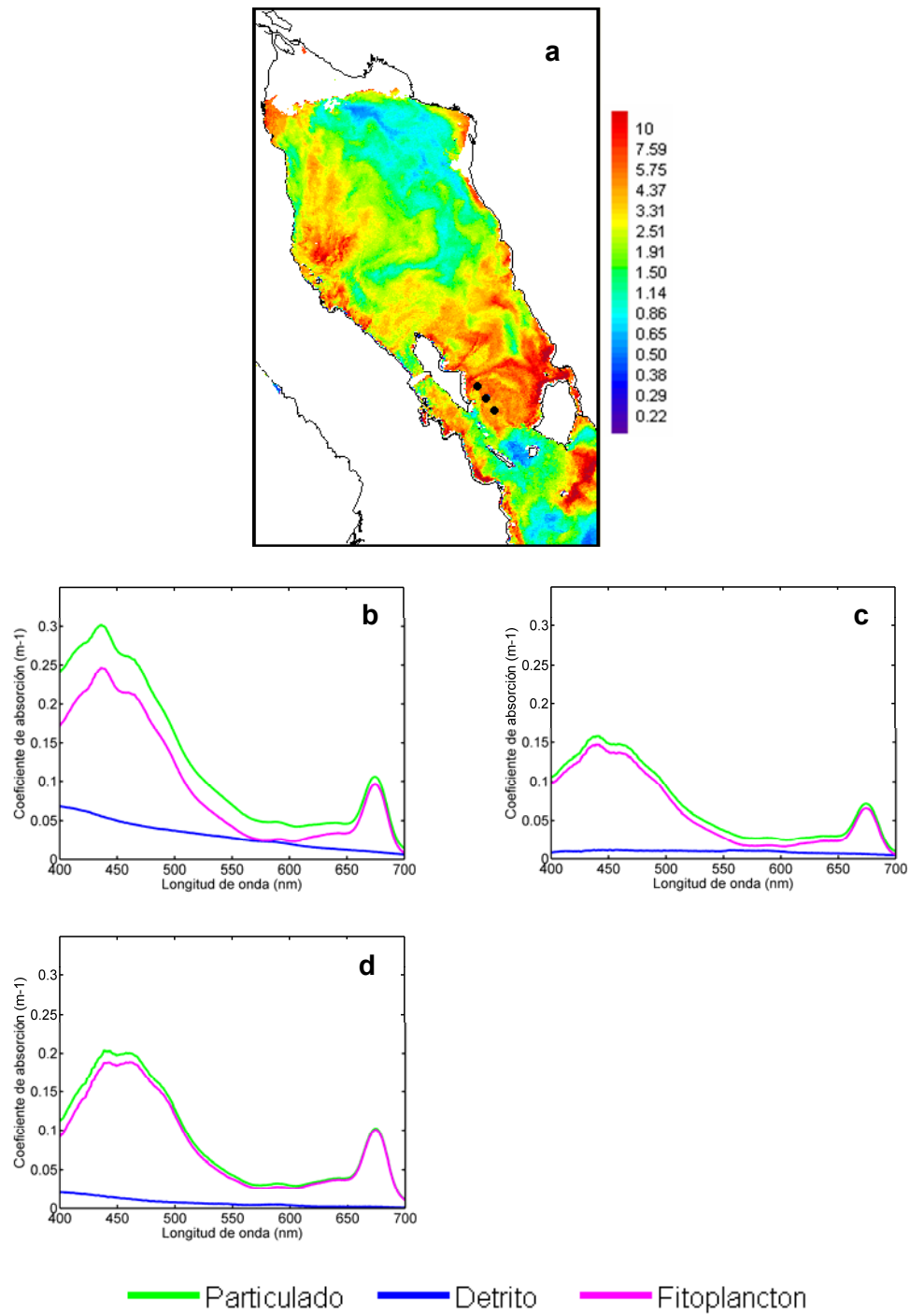
DC (n=8):		
$Chla = 3.9 + 1.6a_{ph}(440) - 12.9a_{ph}(675)$		
<b>Predictor</b>	<b>Estadístico</b>	<b>Valor crítico</b>
$a_{ph}(440)$	t = 0.16	
$a_{ph}(675)$	t = -0.47	t = 2.57
GI (n=10):		
$Chla = 0.574 + 22.9a_{ph}(440) - 6.7a_{ph}(675)$		
<b>Predictor</b>	<b>Estadístico</b>	<b>Valor crítico</b>
$a_{ph}(440)$	t = 3.37	
$a_{ph}(675)$	t = -0.53	t = 2.36
AGM (n=16):		
$Chla = 1.16 + 2.5a_{ph}(440) + 7.8a_{ph}(675)$		
<b>Predictor</b>	<b>Estadístico</b>	<b>Valor crítico</b>
$a_{ph}(440)$	t = 0.23	
$a_{ph}(675)$	t = 0.27	t = 2.16

**Tabla XI.** Resultados de la prueba de significancia del coeficiente  $a_{ph}(\lambda)$  para determinar su contribución a la  $Rrs(\lambda)$  derivada de satélite en el AGC durante junio de 2008.

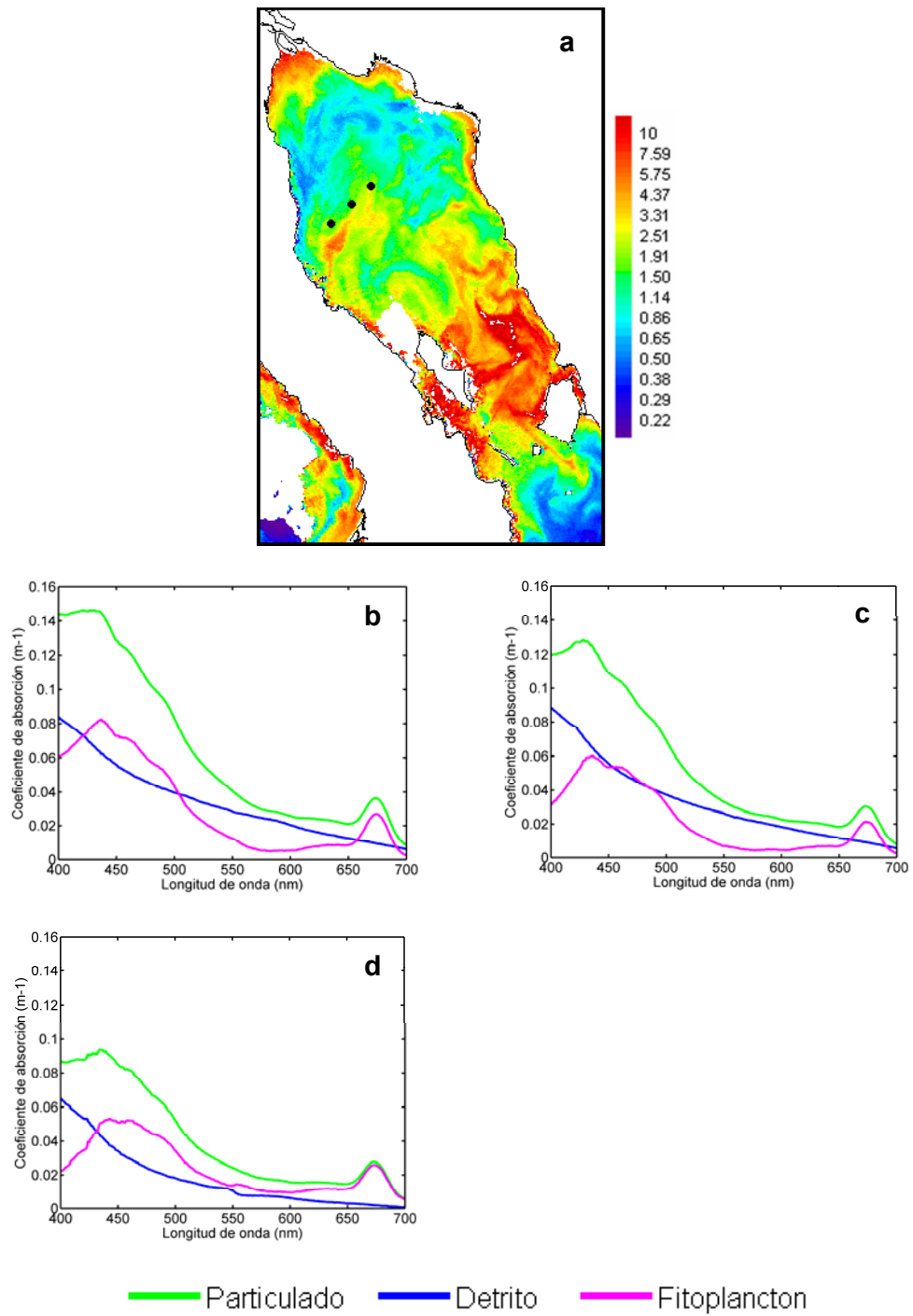
Longitud de onda / Modelo	Estadístico	Valor crítico
443 <sub>MODIS</sub> (n=24) $Rrs(443) = 0.00190 + 0.0166a_{ph}(443)$	t = 1.5	t = 2.07
443 <sub>SeaWIFS</sub> (n=21) $Rrs(443) = 0.00211 + 0.0225a_{ph}(443)$	t = 1.84	t = 2.09
488 <sub>MODIS</sub> (n=23) $Rrs(488) = 0.00195 + 0.0360a_{ph}(488)$	t = 2.32	t = 2.08
490 <sub>SeaWIFS</sub> (n=20) $Rrs(490) = 0.00198 + 0.0494a_{ph}(490)$	t = 2.74	t = 2.1
510 <sub>SeaWIFS</sub> (n=20) $Rrs(510) = 0.00212 + 0.0674a_{ph}(510)$	t = 2.44	t = 2.1
551 <sub>MODIS</sub> (n=22) $Rrs(551) = 0.00256 + 0.0676a_{ph}(551)$	t = 1.28	t = 2.08
555 <sub>SeaWIFS</sub> (n=19) $Rrs(555) = 0.00241 + 0.105a_{ph}(555)$	t = 1.75	t = 2.1



**Figura 16.** *Chla* multisensor en  $\text{mg}/\text{m}^3$  (a) y espectros de absorción para las estaciones A01 (b), A02 (c), A03 (d) y A04 (e) muestreadas el 6 de junio de 2008.



**Figura 17.** *Chla* multisensor en mg/m<sup>3</sup> (a) y espectros de absorción para las estaciones Lb04 (b), Lb05 (c) y Lb06 (d) muestreadas el 4 de junio de 2008.



**Figura 18.** *Chla* multisensor en  $\text{mg}/\text{m}^3$  (a) y espectros de absorción para las estaciones K03 (b), K04 (c) y K05 (d) muestreadas el 11 de junio de 2008.

## 4. DISCUSIÓN

### 4.1 Evaluación de la corrección atmosférica realizada por los sensores SeaWIFS y MODIS

El radiómetro Simbada es un instrumento que permite hacer mediciones de variables comparables a las medidas por los sensores de color del océano. Para la evaluación de los resultados obtenidos con este instrumento es necesario considerar previamente algunos puntos referentes a su estructura interna y procedimientos de medición de datos. Uno de ellos es que la calidad de las mediciones realizadas depende mucho del buen estado de la óptica interna del equipo (filtros de interferencia, lentes, polarizador y detector) y de la calibración realizada en modo sol y océano (*Deschamps, et al. 2004*).

En especial, se debe mencionar que al realizar los primeros análisis de estos datos se detectó que algunas estaciones (y en algunas bandas en especial) presentaron  $\tau_A < 0$  y estas correspondían aquellas muestreadas los primeros días del crucero. En estas no se tuvo la precaución de evitar el gradiente de temperatura de  $16^\circ$  (la temperatura al interior del buque era de  $16^\circ\text{C}$  y la del exterior  $32^\circ\text{C}$  aproximadamente). Estos cambios bruscos de temperatura y consecuente condensación de los elementos ópticos del equipo llevaron a la alteración de los filtros de las bandas problema, ya que la presencia de vapor de agua o agentes atmosféricos externos pueden influir en la degradación de los filtros (*Vergaz, 2001*).

Como mencionado anteriormente, un procedimiento esencial para el uso del radiómetro Simbada es la calibración en modo sol, donde la corrección por aerosoles es un aspecto importante de la misma. Esto se debe a que se supone que a alturas elevadas se evita la capa de aerosoles (*Deschamps et al., 2004*), aunque esta premisa no siempre se cumple y es lo que se observa al analizar la variación en el espesor óptico de los aerosoles con respecto a la longitud de onda para la campaña LM1 (Fig. 10).

Si no se tuviera contribución por aerosoles, no habría diferencia entre los valores medidos de  $\tau$  y los teóricos (debidos solamente a la contribución por moléculas y ozono). No obstante, los puntos azules (Fig. 10) muestran que si hubo contribución por aerosoles y que en algunas longitudes de onda, el valor teórico fue mayor que el medido (valores negativos).

Lo anterior llevó a considerar la contribución por aerosoles en el cálculo de  $\tau$  (Ec. 9), aunque previamente los valores de  $\tau_A$  fueron ajustados a una función de potencia (decaimiento Rayleigh) debido a que valores negativos indican errores en la calibración, puesto que el valor medido debe ser al menos igual o mayor que el teórico. Finalmente, esta corrección por aerosoles llevó a recalcular los coeficientes  $LnCN_{oi}$ , los cuales estaban subestimados (columna 2 - Tabla III) con respecto a los corregidos (columna 7 – Tabla IV).

Evaluar las propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos sobre el océano permite validar el modelo de aerosoles usado en el esquema de corrección atmosférica empleado por los sensores a bordo de satélites (*Wang et al., 1999*). Esta evaluación se realizó a partir de la comparación entre los  $\tau_A$  derivados de satélite y los medidos con el Simbada en diferentes longitudes de onda. En las bandas azules (412, 443 y 490 nm) y roja (870 nm), los valores SeaWIFS resultaron subestimados con respecto a los Simbada (Tabla VI). Típicamente los  $\tau_A$  oceánicos oscilan alrededor de 0.05 y en el presente trabajo se encontraron valores Simbada hasta de 0.3, valores característicos de ambientes marítimos con influencia de polución urbana (*Gordon, 1997; Vergaz, 2001*). Este resultado se atribuye a la influencia continental de las costas de Baja California, ya que en esta época del año el viento sopla en dirección SE de Baja California hacia el GC (*Badan-Dangon et al., 1991*) y es conocido que las propiedades ópticas de los aerosoles pueden variar ampliamente debido a que el viento arrastra partículas de origen continental (*Zielinsky y Pflug, 2007*).

De otro lado, al evaluar los datos MODIS, los valores de  $\tau_A$  resultaron sobrestimados en todas las bandas (excepto en los 412 nm). MODIS usa

algoritmos separados para la determinación de  $\tau_A$  sobre océano (*Tanré et al., 1997*) y tierra (*Remer et al., 2005*) y la cercanía de la mayoría de estaciones evaluadas a las costas de Sonora y Baja California pudo resultar en un aporte de aerosoles continentales que derivó en la selección errónea del modelo de aerosoles. *Li et al. (2009)* citan la selección del modelo de aerosoles (oceánico, marítimo, costero, troposférico) como una de las fuentes de discrepancias entre valores de  $\tau_A$  *in situ* y satelitales.

#### **4.2 Evaluación de los algoritmos OC3M-v4 y OC4-v4 para la determinación de clorofila-a**

Las mediciones de *Rrs* y *Chla* permiten evaluar la exactitud, precisión y pertinencia de los algoritmos del color del océano (*O'Reilly et al., 1998*), lo cual en el presente trabajo fue evaluado a partir del cálculo del RMSE entre pares de valores satelitales e *in situ*. Los valores de RMSE (Tablas VI y VII, Figs. 11a y 11b) para las *Rrs* satelitales con respecto a las Simbada están por debajo de 0.002, valor que se considera aceptable (*Antonie y Morel, 1999*) e indica que los sensores SeaWiFS y MODIS presentaron buen ajuste al determinar *Rrs* con respecto a datos *in situ*.

Por otro lado, también se verificó el ajuste de los diferentes métodos para medir la *Chla* (Figs. 13a a 13e), donde se encontró que los sensores SeaWiFS y MODIS sobreestimaron la *Chla* HPLC y Simbada. No obstante, están dentro del porcentaje de error requerido de los productos derivados de satélite y aceptado por la comunidad internacional (RMSE de  $\pm 35\%$ ) para la *Chla* (*McClain, 2009*). Lo mismo se obtuvo al evaluar los datos Simbada vs. HPLC, donde la *Chla* Simbada sobrestimó la HPLC y presentó un porcentaje de error menor al 35%.

Los lineamientos establecidos por la comunidad internacional determinan que la comparación entre valores satelitales e *in situ* debe tener un  $RMSE < 35\%$  para que los datos derivados de sensores remotos sean considerados como válidos. No obstante, esto se aplica para datos

transformados logarítmicamente a base 10, debido a que esta transformación abarca varios órdenes de magnitud de la variación en *Chla*, permitiendo integrar más de la variabilidad a pequeña escala para predecir mediciones a gran escala (Campbell, 1995; O'Reilly et al., 1998; Gregg y Casey, 2004).

En este trabajo así se hizo; sin embargo, al comparar los datos uno a uno (Tabla VIII) o al evaluarlos como un todo pero sin aplicar la transformación logarítmica (Tabla IX), es claro que los valores satelitales alcanzan a exceder por más del doble la *Chla in situ* para la mitad de las estaciones. Además, en todas las comparaciones sin la transformación se obtuvo valores de  $RMSE > 50\%$ . Estos resultados indican que la transformación logarítmica puede alterar la visión del patrón de distribución de *Chla* como ya es discutido en Santamaría-del-Angel et al. (2010).

Otra forma en que se evaluaron los algoritmos OC3M-v4 y OC4-v4 fue observando la relación entre la razón de reflectancias y la *Chla in situ* (Fig. 14). Entretanto, cabe resaltar que esta representación de los datos usa una gráfica Log-Log donde la dispersión de los datos disminuye debido a la escala utilizada.

Las razones de reflectancias medidas por el MODIS ( $Rrs488/Rrs551$ ), el SeaWiFS ( $Rrs490/Rrs555$ ) y el Simbada ( $Rrs490/Rrs555$ ), resultaron menores que las esperadas de acuerdo con los modelos teóricos (OC3M-v4 y OC4-v4). Esto es atribuido a que dichos modelos fueron derivados de datos experimentales tomados en aguas Caso I, donde solamente la absorción por el agua y el fitoplancton determinan la señal recuperada por el sensor remoto, y como se discute más adelante, el AGC presentó componentes adicionales como sedimentos y CDOM que alteraron las propiedades ópticas del agua de mar.

### 4.3 Propiedades bio-ópticas y su influencia en los algoritmos SeaWIFS y MODIS para la determinación de clorofila-a

La alta dinámica superficial del AGC se puso de manifiesto a través de la presencia de estructuras de mesoescala (Fig. 7) durante los primeros 12 días de junio, promoviendo un importante intercambio de masas de agua entre ambas costas, lo que ya había sido detectado anteriormente (*Pegau et al., 2002; Navarro-Olache et al., 2004; López-Calderon et al., 2008*). Estas estructuras fueron identificadas utilizando la *Chla* como trazador, y aunque esta fue disminuyendo a lo largo del mes (Fig. 7) mantuvo en proporción las concentraciones mayores alrededor de las GI. Este patrón es atribuido a la alta mezcla presente en el área de las GI que origina un enriquecimiento de nutrientes de las aguas superficiales (*Torres-Delgado, 2008*) y permite mantener una elevada biomasa fitoplanctónica, además de la ausencia de descargas de sedimentos provenientes de ríos de la zona que pudieran alterar la señal óptica captada por el sensor del satélite.

La *Chla* satelital, además de utilizarse como trazador de estructuras de mesoescala, fue comparada con datos *in situ* de *Chla* (HPLC y Simbada) y con el  $a_{ph}(\lambda)$  para evaluar si la señal captada por el sensor del satélite fue debida solamente al fitoplancton o existieron componentes adicionales en el agua de mar. Teniendo en cuenta que los valores de  $\tau_A$  y *Rrs* presentaron buen ajuste con respecto a los *in situ*, las sobrestimaciones encontradas en los valores de *Chla* satelitales con respecto a los *in situ* HPLC y Simbada (Figs. 13a a 13e) pueden ser atribuidas a la presencia de sedimentos o CDOM que alteraron la señal captada por el sensor del satélite. Como mencionado anteriormente, en aguas Caso II, los algoritmos bio-ópticos actuales fallan puesto que estos constituyentes adicionales presentan propiedades de absorción de luz que coinciden con las del fitoplancton y alteran las razones de reflectancia y su relación con la *Chla* (*Carder et al., 1991; Carder et al., 1999*).

Como una forma de evaluar las diferencias que pudieran existir en las propiedades ópticas y en los constituyentes de agua para toda el área de

estudio, se realizó la división del AGC en 3 regiones de acuerdo a la primera profundidad óptica (Fig. 10) y esta división se utilizó para explicar los patrones que se describen a seguir.

Los coeficientes  $a_{ph}(440)$  y  $a_{ph}(675)$  aumentaron con la *Chla* de acuerdo a una función de potencia (Ecs. 28 y 29) y su ajuste resultó muy similar a los modelos presentados por *Bricaud et al.* (2004) y *Barocio-León* (2006). Teóricamente, se espera mayor dispersión a los 440 nm ya que a esta longitud de onda existen otros pigmentos participando del proceso de absorción, mientras que a 675 nm solamente absorbe la *Chla* (*Bricaud et al.*, 2004). No obstante, y contrario a lo esperado, los valores de  $a_{ph}(675)$  presentaron mayor dispersión alrededor de la línea de tendencia con respecto a los valores de  $a_{ph}(440)$  (Figs. 15a y 15c), lo cual puede ser atribuido al insuficiente número de datos y a la complejidad bio-óptica del área bajo estudio.

Al observar las tendencias en  $a_{ph}(440)$  y  $a_{ph}(675)$  con respecto a la *Chla in situ*, se confirma la existencia de tres regiones ópticamente diferentes en el AGC, donde la mayor dispersión a los 675 nm (Fig. 15c) la presentaron las estaciones pertenecientes a la región AGM. En esta, pequeñas variaciones en *Chla* estuvieron asociadas a las mayores variaciones en  $a_{ph}(675)$ . La mayor dispersión de los datos del AGM con respecto a las regiones DC y GI puede atribuirse a que es la región que resultó con características ópticas intermedias entre las otras dos. Los espectros de absorción por detrito y fitoplancton (Fig. 18a, 18b y 18c) presentaron contribuciones similares al espectro del particulado; contrario a lo observado en las estaciones de las regiones DC y GI, donde en la primera dominó el detrito (Figs. 16b-16e) y en la segunda el fitoplancton (Figs. 17b-17d).

El  $a_{ph}^*(\lambda)$  es independiente de la biomasa y un indicador de eficiencia de absorción de luz (*Kirk, 1994*). Las células de menor tamaño presentan una mayor eficiencia de absorción de luz al presentar una mayor razón superficie/ volumen. Por lo general, comunidades de fitoplancton dominadas por células pequeñas están asociadas a mayores valores de  $a_{ph}^*(\lambda)$ ,

mientras lo inverso ocurre cuando el dominio es de células de mayor tamaño (*Barocio-León, 2006*). Así mismo, estaciones con biomasa más elevada (mayor *Chla*) en general están asociadas a la presencia de células grandes. Esta tendencia lleva al patrón observado en las figuras 15b y 15d, donde existe una relación inversa entre *Chla* y  $a_{ph}^*(440)$  ó  $a_{ph}^*(675)$ , aunque con bastante dispersión. La existencia de las tres regiones ópticamente diferentes en el AGC también se observó al evaluar estas relaciones. Además, los valores extremos de  $a_{ph}^*(440)$  y  $a_{ph}^*(675)$  se encontraron en la región AGM y son similares a los reportados por *Barocio-León (2006)* para el área de la Corriente de California durante junio de 2003.

Las estaciones del DC presentaron las mayores concentraciones de *Chla* así como las menores eficiencias de absorción de luz (Figs. 15b y 15d), lo que puede indicar la presencia de células más grandes y al mismo tiempo que puede estar relacionado a una mayor concentración de pigmentos por célula. La alta turbidez del DC ocasiona una adaptación fisiológica del fitoplancton a condiciones de sombra lo que ya había sido observado por *Santamaría et al. (1996)*, quien reportó que la actividad fotosintética del fitoplancton en ecosistemas de alta dinámica como el DC presenta mayor *Chla* y mayor *Chla* por célula.

Una vez evaluada la variación de  $a_{ph}(\lambda)$  con respecto a la *Chla in situ*, fue propósito de este trabajo evaluar cómo  $a_{ph}(\lambda)$  contribuye a explicar la *Chla* derivada de satélites, para lo cual se obtuvieron modelos lineales entre la *Chla* satelital y el  $a_{ph}(\lambda)$  a dos longitudes de onda (440 y 675 nm). El modelo lineal obtenido entre *Chla* satelital y  $a_{ph}(\lambda)$  para la región GI, muestra que  $a_{ph}(440)$  explica la *Chla* derivada de satélite ( $\alpha=0.05$ ) (Tabla X), lo cual se atribuye a la alta dinámica presente en esta región durante la primera quincena de junio (Fig. 7). Como se mencionó anteriormente, esta dinámica origina un enriquecimiento de nutrientes de las aguas superficiales y permite mantener una elevada biomasa fitoplanctónica. Así mismo, el hecho de que los espectros de  $a_{ph}(\lambda)$  de las estaciones muestreadas ese día reproducen casi completamente a  $a_p(\lambda)$  (Figs. 17b-17d), indican que la señal estuvo dominada por el fitoplancton y la contribución por detrito fue mínima.

Para las regiones DC y AGM la *Chla* no fue explicada por  $a_{ph}(440)$  ni por  $a_{ph}(675)$  (Tabla X), lo cual indica que las propiedades ópticas no estuvieron dominadas por el fitoplancton. En la región DC, la imagen satelital muestra elevados valores de *Chla*, pero teniendo en cuenta los espectros de absorción es claro que la señal estuvo dominada por el detrito y la absorción por el fitoplancton fue poca, ya que el primer máximo de absorción de la clorofila no estuvo bien definido en 3 estaciones (Fig. 16b, 16c y 16d). Este resultado concuerda con trabajos anteriores (*Pegau et al., 1999*) y puede ser un indicio de que los sedimentos fueron el material particulado dominante.

El resultado anterior, sumado al hecho de que para las bandas 551 y 555 nm la *Rrs* no fue explicada por  $a_{ph}(\lambda)$  en las mismas longitudes de onda (Tabla XI), refuerza la idea de que para estas estaciones pudo presentarse dispersión por partículas que no absorben, las cuales son usualmente sedimentos que contribuyen a incrementar el valor de *Rrs* alrededor de los 550 nm (*IOCCG, 2000; Morel y Belanger, 2006*) y generan una sobrestimación de la *Chla* derivada de satélites (*Tan et al., 2007*). Además, se debe tener presente que la reflectancia es función de los coeficientes de absorción y esparcimiento de los componentes del agua de mar (Ec. 2) y en el presente trabajo solo se obtuvieron datos de los coeficientes de absorción del fitoplancton y el detrito.

Teniendo en cuenta que altas concentraciones de sedimentos suspendidos incrementan la radiancia emergente en las longitudes de onda de 551 y 555 nm (*Witte et al., 1981; Wang et al., 2007*) y a su vez son menos afectadas por CDOM, clorofila y variabilidad de aerosoles atmosféricos (*Warrick et al., 2004*), los altos valores de  $nLw(551)$  y  $nLw(555)$  encontrados al norte del AGC (Fig. 8) son probablemente consecuencia de los sedimentos suspendidos en el Delta.

De otro lado, los elevados valores de  $nLw(551)$  y  $nLw(555)$  encontrados entre la isla Tiburón y el continente pueden atribuirse a la resuspensión de sedimentos del fondo que aportan partículas en suspensión y alteran las propiedades ópticas del agua (*Kirk, 1994; IOCCG, 2000; Warrick, 2002*), ya que la profundidad del canal Infiernillo (entre la isla y

Sonora) alcanza 5m (*Lavín y Marinone, 2003*). Esto nos puede indicar que estas aguas (con altos valores de  $nLw(551)$  y  $nLw(555)$ ) son de Caso II y contribuir a explicar la sobrestimación de los valores de *Chla* estimadas por el satélite.

Al relacionar los resultados obtenidos de los modelos lineales (Tabla X) con los espectros de reflexión obtenidos con el Simbada para las estaciones A03, K03 y Lb05 (Fig. 12), se encuentra que la mayor reflexión a los 560 nm se presentó en la estación A03, lo cual puede indicar una predominancia de sedimentos debido a la elevada reflexión en las bandas del verde (*IOCCG, 2000; Morel y Belanger, 2006*), de aquí que la *Chla* del satélite no fuera explicada por  $a_{ph}(440)$  ni por  $a_{ph}(675)$ .

Lo anterior indica que hubo constituyentes adicionales al fitoplancton que alteraron la señal captada por el sensor del satélite, lo cual contribuye a explicar por qué al contrastar los valores de *Chla in situ* y satelital (Tabla VIII) el valor SeaWIFS excede por mas del doble el valor HPLC. De otro lado, la mayor reflexión a los 750 nm encontrada en esta estación interfiere en el algoritmo de corrección atmosférica, el cual supone que la reflectancia en el océano es despreciable a esta longitud de onda, impidiendo a la señal atmosférica ser desacoplada de la oceánica (*IOCCG, 2006*).

El espectro de reflexión de la estación K03 (Fig. 12) presentó el comportamiento típico de aguas dominadas por *Chla* o CDOM, las cuales presentan fuerte absorción de la luz especialmente en la parte azul y violeta del espectro (*Carder et al., 1989; Kirk, 1994; Toole y Siegel, 2001*) y por lo tanto la reflexión es menor en estas longitudes de onda. En esta estación, la *Chla* SeaWIFS triplicó el valor *in situ* y el valor MODIS lo duplicó (Tabla VIII), indicando nuevamente la presencia de componentes adicionales al fitoplancton, en este caso probablemente CDOM. Esto se confirma con los resultados del análisis de los datos del AGM para predecir *Chla* satelital con base en  $a_{ph}(440)$  y  $a_{ph}(675)$ . Este no resultó estadísticamente significativo ( $\alpha=0.05$ ), así como tampoco lo fue el obtenido para predecir *Rrs* con base en  $a_{ph}(\lambda)$  para la banda de 443 nm (Tabla XI).

En este punto se debe tener en cuenta que el espectro de absorción por el CDOM, el cual presenta un crecimiento exponencial hacia las menores longitudes de onda (Nelson y Siegel, 2001), compite con el fitoplancton por las longitudes de onda del azul. Esto puede explicar por qué  $a_{ph}(443)$  no explica las variaciones en  $Rrs$ . La presencia de CDOM afecta la precisión de los algoritmos para determinar  $Chla$  en áreas costeras (Carder et al., 1989, IOCCG, 2000; Hu et al., 2000). Desafortunadamente, no se obtuvieron datos de campo de  $a_{CDOM}$  que puedan comprobar esta hipótesis. Las aguas con una elevada contribución por CDOM aparecen más turbias que las Caso I con la misma  $Chla$  porque  $Rrs$  disminuye en la parte azul del espectro. Por lo tanto, cualquier técnica para determinar  $Chla$  basada en la relación azul/verde, tal como los algoritmos OC3 y OC4, conllevará una sobrestimación de la  $Chla$  derivada de satélites (Morel y Belanger, 2006).

## 5. CONCLUSIONES

En este trabajo se plantearon tres preguntas de investigación que contemplaron diferentes aspectos de la óptica oceánica relacionada a la detección remota de la *Chla*. La primera de ellas pretendió evaluar la universalidad de los algoritmos empleados por los sensores satelitales del color del océano para estimar concentración de *Chla*, la segunda buscó determinar si las diferencias encontradas entre valores satelitales e *in situ* son debidas a las componentes del agua de mar o a que las correcciones atmosféricas son insuficientes para el área de estudio y la tercera indagó sobre la necesidad de desarrollar algoritmos locales enfocados a correcciones atmosféricas o a considerar aguas Caso II sabiendo que los algoritmos globales fueron desarrollados para aguas Caso I.

Las reflectancias satelitales derivadas de los sensores del color del océano presentaron buen ajuste con respecto a las medidas *in situ*; por lo tanto, no es necesario desarrollar un algoritmo local enfocado a correcciones atmosféricas. Igualmente ocurrió con la *Chla*, puesto que la comparación de valores satelitales e *in situ* presentó un valor de RMSE inferior al 35% requerido de los productos derivados de satélite para ser aceptado por la comunidad internacional. Por lo tanto, los algoritmos actuales del color del océano resultan apropiados para el Alto Golfo de California en cuanto a estimación de *Chla*.

Sin embargo, los mayores valores de espesor óptico de aerosoles encontrados en algunas estaciones del AGC obedecen al hecho de que el Golfo de California es un mar marginal rodeado por masa continental con rasgos topográficos bastante característicos (cordillera del lado de Baja California y desierto del lado de Sonora) lo que derivó en un aporte extra de aerosoles.

De otro lado, la sobrestimación de la *Chla in situ* por parte de los sensores satelitales, reveló la presencia de componentes adicionales al fitoplancton en el agua de mar que alteraron la señal captada por el sensor

satelital, los cuales se distribuyen de acuerdo a las regiones previamente identificadas.

La región norte del AGC (región DC), se caracterizó por presentar elevadas concentraciones de *Chla* derivada de satélite que no fueron explicadas por  $a_{ph}(440)$  y  $a_{ph}(675)$ . Esto, sumado a la elevada reflexión en las bandas del verde del Simbada y a la saturación en la señal de  $nLw(555)$  y  $nLw(551)$  en las imágenes SeaWIFS y MODIS, llevó a atribuir a la descarga de sedimentos provenientes del Delta del Río Colorado la alteración de la señal óptica captada por el sensor del satélite, indicando que estas aguas pueden ser clasificadas como Caso II.

La región de las grandes islas (región GI), también presentó elevadas concentraciones de *Chla*, pero en esta región la *Chla* satelital fue explicada por  $a_{ph}(440)$  y la reflexión alrededor de los 500 nm medida con el Simbada fue mucho menor a la encontrada para las estaciones del norte del AGC, lo que indica que estas aguas podrían ser consideradas como Caso I.

La región media del AGC (región AGM), presentó los menores valores de *Chla in situ*. No obstante, los valores de *Chla* satelital no fueron explicados por  $a_{ph}(440)$  ni por  $a_{ph}(675)$  y los espectros de reflexión Simbada presentaron los menores valores (mayores absorciones) en las longitudes de onda de 350, 380 y 412 nm. Esto sugiere que la señal captada por el sensor del satélite pudo estar alterada por la presencia de CDOM, de tal forma que estas aguas podrían ser clasificadas como Caso II. Sin embargo, en este estudio no se realizaron mediciones de  $a_{CDOM}$ , por lo que se recomienda contemplar la medición de esta variable en estudios futuros para tener una caracterización bio-óptica más completa del área de estudio.

Finalmente, este trabajo llama la atención a la presentación de los datos de *Chla* utilizada en la actualidad, puesto que la aplicación de una transformación logarítmica disminuye la dispersión real de los datos, y como se mostró en este trabajo, la señal captada desde un sensor satelital involucra componentes atmosféricos y oceánicos determinados por diferentes factores que sumados, evidentemente alejan los resultados satélite vs. *in situ* de la recta 1:1 de asociación ideal.

## 6. REFERENCIAS

- Álvarez-Borrego, S., Lara-Lara, J.R. 1991. The physical environment and productivity of the Gulf of California. En: Dauphin JP, Simoneit B (Eds). The Gulf and peninsular province of the Californias. American Association of Petroleum Geology Memorial, 47:555–567.
- Antoine, D., Morel, A. 1999. A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely-sensed ocean colour (MERIS instrument): Principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones, *International Journal of Remote Sensing*, 20: 1875–1916.
- Badan-Dangon, A., Dorman, C.E, Merrifield, M.A., Winant, C.D. 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 96: 16877– 16896.
- Barlow, R.G., Cummings, D.G., Gibb, S.W. 1997. Improved resolution of mono- and divinyl chlorophylls a and b and zeaxanthin and lutein in phytoplankton extracts using reverse phase C-8 HPLC. *Marine Ecology Progress Series*, 161: 303-307.
- Barocio-León, O. 2006. Variabilidad Espacial y Temporal del Coeficiente de Absorción y Pigmentos del fitoplancton en la Corriente de California. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada – México. 174pp.
- Barocio-León, O., Millán-Núñez, R., Santamaría-del-Ángel, E., González-Silvera, A. 2007. Phytoplankton primary productivity in the euphotic zone of the California Current System estimated from CZCS imagery. *Ciencias Marinas*, 33 (1): 59-72.
- Bricaud, A., Claustre, H., Ras, J., Oubelkheir, K. 2004. Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters: Influence of the size structure of algal populations. *Journal of Geophysical Research*, 109: C11010.
- Calderon-Aguilera, L.E., Marinone, S.G., Aragón-Noriega, E.A., 2003. Influence of oceanographic processes on the early life stages of the blue shrimp (*Litopenaeus stylirostris*) in the upper Gulf of California. *Journal of Marine Systems*, 39: 117-128.
- Campbell, J.W. 1995. The lognormal distribution as a model for bio-optical variability in the sea. *Journal of Geophysical Research*, 100 (C7): 13237– 13254.
- Carder, K.L., Steward, R.G., Harvey, G.R., Ortner, P.B. 1989. Marine humic and fulvic acids: their effects on remote sensing of ocean chlorophyll. *Limnology and Oceanography*, 34: 68–81.
- Carder, K.L., Hawes, S.K., Baker, K.A., Smith, R.C., Steward, R.G., Mitchell, B.G. 1991. Reflectance model quantifying chlorophyll a in the presence of productivity degradation products. *Journal Geophysical Research*, 96: 20599–20611.
- Carder, K. L., Chen, F.R., Lee, Z.P., Hawes, S.K., Kamykowski, D. 1999. Semianalytic moderate-resolution imaging spectrometer algorithms for

- chlorophyll *a* and absorption with bio-optical domains based on nitrate depletion temperatures. *Journal Geophysical Research*, 104: 5403–5421.
- Carrquiry, J.D., Sanchez, A. 1999. Sedimentation en the Colorado River delta and upper Gulf of California after nearly a century of discharge loss. *Marine Geology*, 158: 125-145.
- Cupul-Magaña A. L. 1994. Flujos de sedimentos en suspensión y nutrientes en la cuenca estuarina del Rio Colorado. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada – México. 117pp.
- Darecki, M., Stramski, D. 2004. An evaluation of MODIS and SeaWiFS bio-optical algorithms in the Baltic Sea. *Remote Sensing of Environment*, 89: 326-350.
- Deschamps P., Fougnie, B., Frouin, R., Lecomte, P., Verwaerde, C. 2004. SIMBAD : a field radiometer for satellite ocean-color validation. *Applied Optics*, 43(20): 4055-4069.
- Esaias, W.E., Abbott, M.R., Barton, I., Brown, O.B., Campbell, J.W., Carder, K.L., Clark, D.K., Evans, R.H., Hoge, F.E., Gordon, H.R., Balch, W.M., Letelier, R., Minnett, P.J. 1998. An Overview of MODIS Capabilities for Ocean Science Observations. *IEEE Transaction on Geosciences and Remote Sensing*, 36: 1250–1265.
- Feldman, G.C., Kuring, N., Esaias, W., McClain, C. R., Elrod, J., Maynard, N., Endres, D., Evans, R., Brown, J., Walsh, S., Carle, M., Podesta, G. 1989. Ocean color: Availability of the global set. *Eos Trans. AGU*, 70: 634-641.
- Flessa, K.W., Téllez-Duarte, M.A. 2001. Taxonomic status and distribution of the bivalve mollusk *Mulinia coloradoensis* in the Gulf of California. Report to the Center for Biological Diversity and Defenders of Wildlife. 10pp.
- Flores-de-Santiago, F., Santamaría-del-Ángel, E., González-Silvera, A., Martínez-Díaz-de-León, A., Millán-Núñez, R., Kovacs, J. 2007. Assesing dynamics micro-region in the Great Islands of the Gulf of California based on MODIS aqua imagery products. *Proc. of SPIE Vol 6680*, 668010-1.
- Franz, B.A., Bailey, S.W., Werdell, P.J., McClain, C.R. 2007. Sensor-independent approach to the vicarious calibration of satellite ocean color radiometry. *Applied. Optics*, 46 (22): 5068–82.
- Gaxiola-Castro, G., García-Córdova, J., Valdez-Holguín, J.E., Botello-Ruvalcaba, M. 1995. Spatial distribution of chlorophyll *a* and primary productivity in relation to winter physical structure in the Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 15 (9): 1043-1059.
- Gordon, H.R., McCluney, W.R. 1975. Estimation of the Depth of Sunlight Penetration in the Sea for Remote Sensing. *Applied Optics*, 14: 413-416.
- Gordon, H.R., Clark, D.K. 1980. Remote sensing optical properties of a stratified ocean: an improved interpretation. *Applied Optics*, 19: 3428-3430.

- Gordon, H.R., Morel, A. 1983. Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery: A review. New York and Berlin, Springer-Verlag. 114 pp.
- Gordon, H.R., Wang, M. 1994. Retrieval of water leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: A preliminary algorithm. *Applied Optics*, 33: 443–452.
- Hammann, G., Nevarez-Martínez, M.O., Green-Ruíz, Y. 1998. Spawning habitat of the Pacific sardine (*Sardinops sagax*) in the Gulf of California: egg and larval distribution 1956-1957 and 1972-1991. *CalCOFI Reports*, 39: 169-179.
- Hoepffner, N., and S. Sathyendranath. 1993. Determination of the Major Groups of Phytoplankton Pigments From the Absorption Spectra of Total Particulate Matter. *Journal of Geophysical Research*, 98 (C12): 22789–22803.
- Hooker, S.B., McClain, C.R. 2000. The calibration and validation of SeaWiFS data. *Progress in Oceanography*, 45: 427– 465.
- Hu, C., Carder, K., Muller-Karger, F. 2000. Atmospheric Correction of SeaWiFS Imagery over Turbid Coastal Waters: A Practical Method. *Remote Sensing of Environment*, 74: 195–206.
- IOCCG, Report 3. 2000. Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters. Sathyendranath, S. (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 3, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG, Report 5. 2006. Remote Sensing of Inherent Optical Properties: Fundamentals, Tests of Algorithms, and Applications. Lee, Z.-P. (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 5, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG, Report 10. 2010. Atmospheric Correction for Remotely-Sensed Ocean-Colour Products. Wang, M. (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No.10, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- Kirk, J.T.O. 1994. *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems* Cambridge University Press. Cambridge. 401pp.
- Lluch-Cota, S.E. 2000. Coastal upwelling in the eastern Gulf of California. *Oceanologica Acta*, 23 (6): 731-740.
- Lavín M.F., Marinone., S.G. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. En: Velasco Fuentes, O. U; Sheinbaum, J., Ochoa, J. (eds.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*, 173-204.
- Li, Z., Zhao, X., Kahn, R., Mishchenko, M., Remer, L., Lee, K-H., Wang, M., Laszlo, I., Nakajima, T., Maring, H. 2009. Uncertainties in satellite remote sensing of aerosols and impact on monitoring its long-term trend: a review and perspective. *Annales Geophysicae*, 27: 2755–2770.
- López-Calderón, J.M. 2005. Variabilidad anual e interanual de la clorofila- (SeaWiFS) y el viento superficial (QuikSCAT) en el Alto Golfo de California: su circulación y asociación. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada – México. 71pp.
- López-Calderón, J., Martínez, A., González-Silvera, A., Santamaría-del-Ángel, E., Millán-Núñez, R. 2008. Mesoscale eddies and wind variability

- in the Northern Gulf of California. *Journal Geophysical Research* (in press) doi: 10.1029/2007JC004630.
- Mateos, E., Marinone, S.G., Lavín, M.F. 2006. Role of tides and mixing in the formation of an anticyclonic gire in San Pedro Martir Basin, Gulf of California. *Deep Sea Research Part II*, 53: 60-76.
- McClain, C.R. 1993. Review of major CZCS applications: U.S. case studies, Ocean color: theories and applications in a decade of CZCS experience. Edited by V. Barlac and P. Schlittenhardt, 167-188.
- McClain, C.R. 2009. A decade of satellite ocean color observations. *Annual Reviews Marine Sciences*, 1: 19-42.
- Marinone, S.G., Gutiérrez, O.Q., Parés-Sierra, A. 2004. Numerical simulation of larval shrimp dispersion in the northern region of the Gulf of California. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 60 (4): 611-617.
- Martínez, A., Allen, J. 2004. A modeling study of coastal trapped wave propagation in the Gulf of California. Part I: Response to remote forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 34 (6): 1313-1331.
- Millán-Núñez, R., Santamaria del Angel, E., Cajal-Medrano, R., Barocio-Leon, O.A., 1999, The Colorado River delta: A high primary productivity ecosystem: *Ciencias Marinas*, Vol. 25: 509-524.
- Mitchell, B., Kahru, M., Wieland, J., Stramska, M. 2000. Determination of spectral absorption coefficients of particles, dissolved material and phytoplankton for discrete water samples. In: *Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 2*. G.S.Fargion y J.L. Mueller (Eds.). NASA/TM-2000-209966. 125-153.
- Moore, G. F., Aiken, J., Lavender, S. J. 1999. The atmospheric correction of water colour and the quantitative retrieval of suspended particulate matter in Case II waters: application to MERIS. *International Journal of Remote Sensing*, 20: 1713-1734.
- Morel, A., Prieur, L. 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limnology. Oceanography*, 22: 709-722.
- Morel, A., Bricaud, A. 1981. Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton. *Deep-Sea Research*, 28: 1375-1393.
- Morel, A., Maritorena, S. 2001. Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106. (C4): 7163-7180.
- Morel A., Gentili, B. 1996. Diffuse reflectance of oceanic waters. III. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem. *Applied Optics*, Vol. 35, (24): 4840-4862.
- Morel, A., Bélanger, S. 2006. Improved detection of turbid waters from ocean color sensors information. *Remote Sensing of Environment*, 102: 237-249.
- Navarro-Olache, L.F., Lavín, M.F., Álvarez, L.G., Zirino, A. 2004. Internal structure of SST features in the central Gulf of California. *Deep-Sea Research Part II*, 51: 673-687.
- Nelson, N., Siegel, D.A. 2001. Chromophoric DOM in the open ocean. En: *Biochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*. Eds. D. A. Hansell and C. A. Carlson. Academic Press. San Diego. 547-578.

- O'Reilly, J.E., Maritorena, S., Mitchell, B.G., Siegel, D.A., Carder, K.L., Garver, S.A., Kahru, M., McClain, C.R. 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research*, 103: 24937–24953.
- O'Reilly, J.E. y 24 coautores. 2000. SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses, Part 3. NASA Technical Memorandum. 2000-206892, Hooker, S.B., Firestone, E.R. (eds.), NASA Goddard Space Flight Center, Vol. XI, p. 49.
- Pegau, W., Zaneveld, J., Barnard, A., Maske, H., Álvarez-Borrego, S., Lara-Lara, R., Cervantes-Duarte, R. 1999. Inherent Optical Properties in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 25 (4): 469-485.
- Pegau W.S., Boss, E., Martínez, A. 2002. Ocean Color observations of eddies during the summer in the Gulf of California. *Geophysical Research Letters*, Vol 29 (9): 10.1029/2001GL014076.
- Pope, R.M., Fry, E.S. 1997. Absorption spectrum (380–700) nm of pure water. II. Integrating cavity measurements. *Applied Optics*, Vol. 36: 8710-8723.
- Prieur, L., Sathyendranath S. 1981. An Optical Classification of Coastal and Oceanic Waters Based on the Specific Spectral Absorption Curves of Phytoplankton Pigments, Dissolved Organic Matter, and Other Particulate Materials. *Limnology and Oceanography*, Vol. 26 (4): 671-689.
- Remer, L.A., Kaufman, Y.J., Tanre, D., Mattoo, S., Chu, D.A., Martins, J. V., Li, R.R., Ichoku, C., Levy, R.C., Kleidman, R.G., Eck, T.F., Vermote, E., Holben, B.N. 2005. The MODIS Aerosol Algorithm, Products and Validation, *Journal Atmospheric Science*, 62 (4): 947–973.
- Santamaría-del-Ángel, E., Álvarez-Borrego, S., Müller-Karger, F.E. 1994. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research*, 99 (C4): 7411-7421.
- Santamaría-del-Ángel, E., Millán-Núñez, R., De la Peña – Nettel, G 1996. Efecto de la turbidez en la productividad primaria en dos estaciones en el área del delta del Rio Colorado. *Ciencias Marinas*, 22 (4): 483-493.
- Santamaría-del-Ángel, E., Millán-Núñez, R., González-Silvera, A., Cajal-Medrano, R. 2010. A comparison of Chla concentration estimated in situ and Chla concentration determined via remote sensing: a statistical examination of the match-up approach. Aceptado en "Handbook of satellite remote sensing image interpretation: Applications to marine living resources conservation, and management".
- Siegel, D.A., Wang, M., Maritorena, S., Robinson, W. 2000. Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: the black pixel assumption, *Applied. Optics*, 39 (21): 3582–3591.
- Tanré, D., Kaufman, Y.J., Herman, M., Mattoo, S. 1997. Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances, *Journal Geophysical Research*, 102 (D14): 16971–16988.
- Toole, D.A., Siegel, D.A. 2001. Modes and mechanisms of ocean color variability in the Santa Barbara Channel. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 106 (C11): 26985–27000.

- Torres-Delgado, V. 2008. Efecto de la mezcla vertical sobre la distribución de nutrientes inorgánicos en la región de las grandes islas del golfo de California. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada – México. 94pp.
- Uitz, J., Claustre, H., Morel, A., Stanford, B.H. 2006. Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean: An assessment based on surface chlorophyll. *Journal of Geophysical Research*, 111: C08005, doi:10.1029/2005JC003207.
- Vergaz, R. 2001. Atmospheric Aerosol Characterization. *Óptica Pura y Aplicada*. Vol. 34: 57-82.
- Wang, M., Tang, J., Shi W. 2007. MODIS-derived ocean color products along the China east coastal region. *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, L06611, doi:10.1029/2006GL028599.
- Wang, M., 1999: Atmospheric correction of ocean color sensors: Computing atmospheric diffuse transmittance. *Applied Optics*, 38: 451-455.
- Warrick, J.A. 2002. Short-term (1997–2000) and long-term (1928–2000) observations of river water and sediment discharge to the Santa Barbara Channel, California. PhD Dissertation. University of California, Santa Barbara. 337pp.
- Warrick, J.A., Mertes, L.A., Siegel, D.A. Mackenzie, C. 2004. Estimating suspended sediment concentrations in turbid coastal waters of the Santa Barbara Channel with SeaWiFS. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 25 (10): 1995–2002
- Watson, G., Casey, N. 2004. Global and regional evaluation of the SeaWiFS data set. *Remote sensing of environment*, 93: 463-479.
- Witte, W. G., Whitlock, C. H., Usry, J. W., Morris, W. D., Gurganus, E. 1981. Laboratory measurements of physical, chemical, and optical characteristics of Lake Chicot sediment waters, NASA Technical Paper 1941. Langley Research Center, Hampton, VA.
- Yoder, J., McClain, C., Feldman, G., Esaias, E. 1993. Annual cycles of phytoplankton chlorophyll concentration in the ocean global: a satellite view. *Global Biochemistry Cycles*, 7: 181-193.
- Zielinski, T., Pflug. B. 2007. Lidar-based Studies of Aerosol Optical Properties Over Coastal Areas. *Sensors*, 7: 3347-3365.
- Zirino, A., Hernández-Ayón, J.M., Fuhrmann, R.A., Alvarez-Borrego, S., Gaxiola-Castro, G., Lara-Lara, J.R., Bernstein, R.L. 1997. Estimate of surface pCO<sub>2</sub> in the Gulf of California from underway pH measurements and satellite imagery. *Ciencias Marinas*, 23: 1–22.

## APÉNDICE I

Programas desarrollados en Matlab:

**Leer\_datos.m:** este programa permite seleccionar el archivo que el usuario desea leer y muestra información sobre el nombre del equipo usado, del archivo seleccionado, fecha y hora del muestreo, tipo de medición (sol, océano, *black*) y posición geográfica del lugar de la medición. Usando una transformación Z se filtran los datos y se muestra una tabla con el promedio y desviación estándar de Las cuentas numéricas en los 11 canales. En cuanto a los sensores de inclinación, el programa verifica que los valores se encuentren dentro de los límites permitidos de una medición válida ( $45^\circ < pitch < 90^\circ$  para modo sol y  $-30^\circ < pitch < -60^\circ$  para modo océano), ángulos tomados con respecto al cero cartesiano. Para los tres tipos de medición se muestra una gráfica del espectro de reflexión y para las realizadas en modo sol y océano, despliega una gráfica con el estado de los sensores de inclinación (*pitch* y *roll*) al momento de la medición incluyendo un histograma del Pitch. Las figuras 1 y 2 muestran un ejemplo de la aplicación de este programa para la estación K05 de la malla GolCa.

Ahora bien, si se tiene una carpeta con un conjunto de mediciones realizadas, una estación del GolCa por ejemplo, donde existen archivos *black*, sol y océano y se desean determinar los parámetros  $\tau_A$ ,  $\alpha$ ,  $R$  y  $Chla$  se debe ejecutar los siguientes programas en la secuencia mostrada:

**Clasifica.m:** lista el número de archivos dentro de la carpeta y los organiza de acuerdo al tipo de medición (*black*, sol y océano).

**Promedios.m:** usando la transformación Z filtra los datos y calcula el promedio de las cuentas numéricas en cada canal, filtra los valores de los sensores de inclinación de acuerdo a los límites permitidos y muestra el número de archivos válidos encontrados en la carpeta.

**Possol.m:** calcula el ángulo solar para cada medición realizada en modo sol.

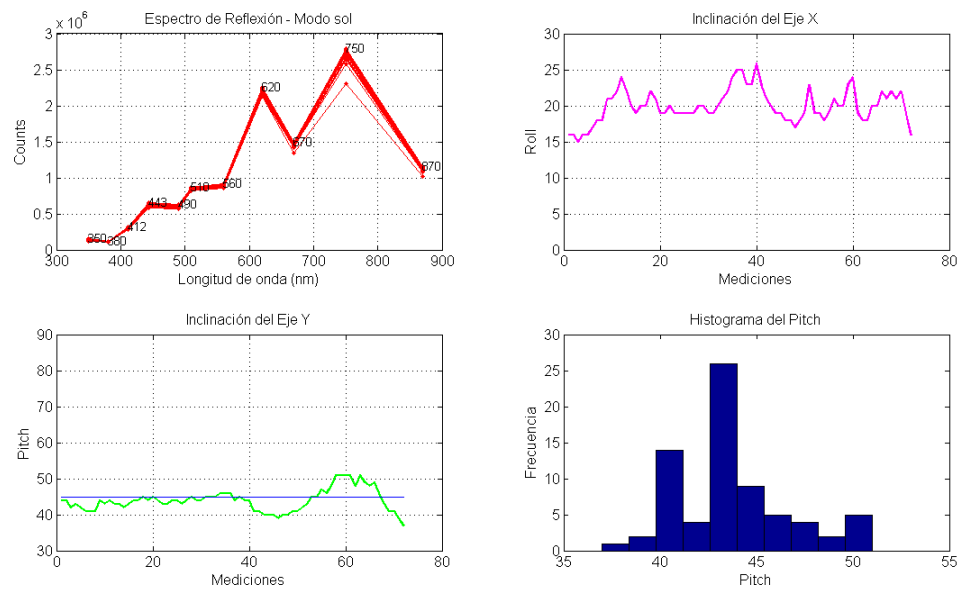
**Aot.m:** calcula el espesor óptico de aerosoles en cada banda y el coeficiente de Angstrom para la estación seleccionada. Para ello, usa las cuentas numéricas en modo *black* y sol, los coeficientes de calibración  $CN_{oi}$ , calcula el espesor óptico molecular a partir de la presión atmosférica y el espesor óptico del ozono usando una climatología preestablecida.

**Reflectance.m:** calcula la reflectancia marina usando las cuentas numéricas en modo océano, los coeficientes de calibración  $K_i$ , la transmitancia atmosférica, la distancia tierra-sol y el ángulo solar durante la medición. La concentración de clorofila es calculada aplicando el algoritmo OC4-v4 en la estación seleccionada.

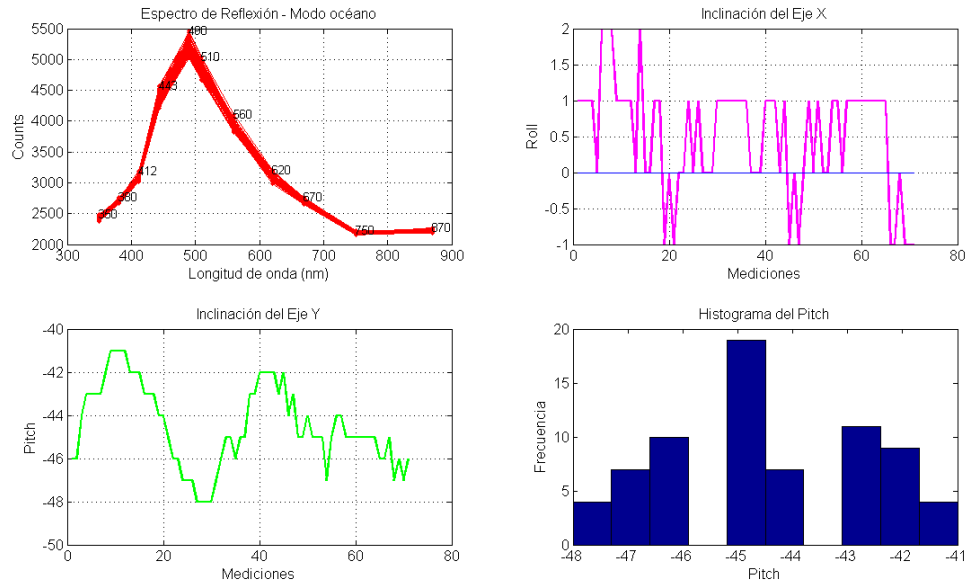
Adicionalmente, para obtener los coeficientes de calibración del Simbada en modo sol y modo océano, se implementaron dos programas adicionales:

**Airmass.m:** calcula la masa de aire ( $m$ ) a partir del ángulo solar y hace la regresión lineal  $\ln(CN_i)$  vs.  $m$  para cada banda a fin de obtener los coeficientes de calibración  $CN_{oi}$  (intercepto) y el espesor óptico total  $\tau_i$  en cada banda (pendiente). Los resultados de la regresión son corregidos por el método de residuales, el cual remueve datos de alto ruido comprendidos entre  $\pm\xi$ , siendo  $\xi$  el residual estandarizado. La figura 3 muestra el ejemplo de la aplicación de este programa a los datos de la campaña de calibración realizada en San Pedro Mártir en noviembre de 2008.

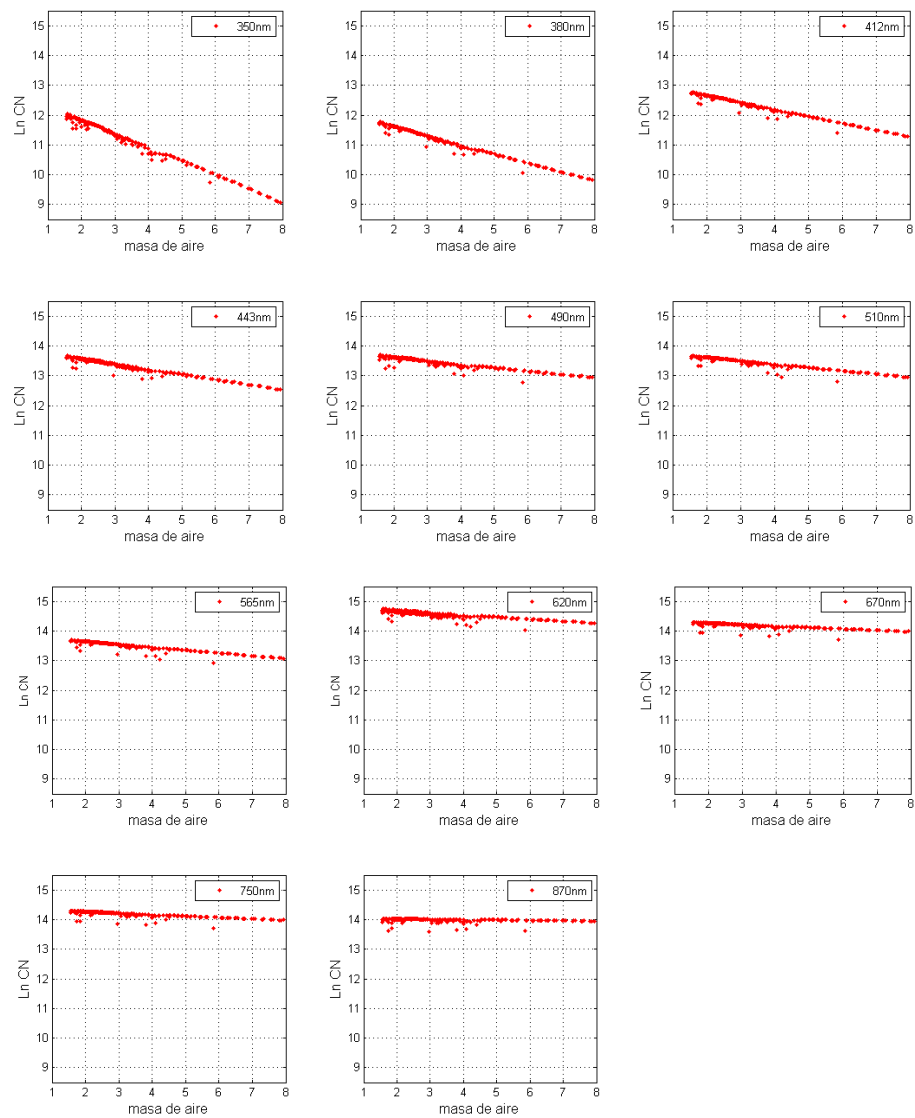
**Ksea.m:** Calcula los coeficientes de calibración en modo océano a partir de las mediciones en modo *black*, sol y océano realizadas sobre una placa de *Spectralon* de reflectancia conocida.



**Figura 1.** Gráfica desplegada por el programa leer\_datos.m en Matlab para un archivo en modo sol de la estación K05 de la malla GolCa.



**Figura 2.** Gráfica desplegada por el programa leer\_datos.m en Matlab para un archivo en modo océano de la estación K05 de la malla GolCa.



**Figura 3.** Gráficas  $\ln(CN_i)$  vs.  $m$  para cada banda obtenidas con el programa airmass.m desarrollado en Matlab para los datos de la calibración del Simbada en modo sol realizada en San Pedro Mártir en noviembre de 2008.