

**III. MÉTODOS Y TÉCNICAS PARA
EL ESTUDIO DEL TERRITORIO:**

LOS MARES MEXICANOS A TRAVÉS DE LA PERCEPCIÓN REMOTA

Raúl Aguirre Gómez



**TEMAS SELECTOS DE
GEOGRAFÍA DE MÉXICO**

LOS MARES MEXICANOS A TRAVÉS DE LA PERCEPCIÓN REMOTA

III.1

Raúl Aguirre Gómez



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Dr. Juan Ramón de la Fuente
Rector

Lic. Enrique del Val Blanco
Secretario General

Dr. Daniel Barrera Pérez
Secretario Administrativo

Dr. Jaime Martucelli Quintana
*Secretario de Servicios a la
Comunidad Universitaria*

Dra. Elvia Arcelia Quintana Adriano
Abogada General

Dr. José Narro Robles
Coordinador General de Reforma Universitaria

Dr. René Drucker Colín
Coordinador de la Investigación Científica

INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

Dr. José Luis Palacio Prieto
Director

Dra. María Teresa Sánchez Salazar
Secretaria Académica

Dra. Atlántida Coll-Hurtado
Editor Académico

Lic. Mayela Lara Morales
Secretaria Administrativa

Diseño de portada: Laboratorio de Fotomecánica,
Instituto de Geografía, UNAM
Plaza y Valdés, S. A. de C. V.

Responsables de edición: Diana Otero Andrés
Martha Pavón

Revisor de estilo: Eva Saavedra Silva

Primera edición: marzo de 2002

LOS MARES MEXICANOS A TRAVÉS DE LA PERCEPCIÓN REMOTA III.1

© Raúl Aguirre Gómez

© Instituto de Geografía

© Plaza y Valdés, S. A. de C. V.

Derechos exclusivos de edición reservados para todos los países de habla española. Prohibida la reproducción total o parcial por cualquier medio sin autorización escrita de los editores.

Instituto de Geografía, UNAM
Ciudad Universitaria
Del. Coyoacán, C. P. 04510
México, D. F.
www.igeograf.unam.mx

Plaza y Valdés, S. A. de C. V.
Manuel María Contreras núm. 73
Col. San Rafael, C. P. 06470
México, D. F. Tel. 5097-2070
E-mail: editorial@plazayvaldes.com

ISBN: UNAM (Obra General): 968-36-8090-9

ISBN: UNAM 968-36-9545-0

ISBN: 968-856-951-8

HECHO EN MÉXICO

Este libro se publicó con apoyo financiero de la Dirección General Asuntos del Personal Académico (DGAPA) UNAM. Proyecto: Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIT), No. IN306500. Por este apoyo el Instituto de Geografía expresa su agradecimiento.

ÍNDICE

Presentación	9
Introducción	11
I. Bases físicas de la percepción remota marina	15
Radiación electromagnética	15
Transmisibilidad de la atmósfera	18
Sensores utilizados en la detección de temperatura superficial y del color del mar	20
<i>Satélites de órbita polar</i>	20
<i>Satélites geoestacionarios</i>	22
II. Color del mar	25
Oceanografía óptica y el color del mar: sinopsis histórica	26
Teoría del color del mar	30
Sensores remotos utilizados en la medición del color del océano	33
III. Temperatura superficial del mar	45
Sensores utilizados en la determinación de la temperatura superficial del mar	46
Características oceánicas observables mediante mapas de temperatura superficial del mar	51
IV. Color y temperatura de los mares mexicanos	55
Golfo de México	55
<i>Corriente del Lazo</i>	58
Mar Caribe mexicano	63
<i>Corriente de Yucatán</i>	64

Costa occidental de Baja California	66
<i>Corriente de California</i>	67
Golfo de California	72
Pacífico tropical mexicano (central)	78
Pacífico tropical mexicano (Golfo de Tehuantepec)	80
V. Notas finales	83
Bibliografía	85

PRESENTACIÓN

El balance hidráulico mundial da como resultado que existen 1 460 millones de kilómetros cúbicos de agua, de los cuales el 97.2% se encuentra en los océanos, 2.15% en los hielos polares y glaciares, 0.64% corresponde a aguas subterráneas, 0.00015% a la atmósfera y 0.00985% se localiza en lagos y ríos. El agua que está en los océanos cubre dos terceras partes de la superficie de la Tierra y es responsable del clima mundial. Las variaciones en las condiciones físicas de los océanos repercuten rápidamente en las condiciones meteorológicas y en una redistribución de los organismos que en ellos habitan, de aquí que el estudio de los océanos sea de importancia mundial.

El desarrollo de la física y de la electrónica ha permitido la construcción y puesta en órbita de satélites que contienen aparatos de medición de las diferentes propiedades de los océanos como son su color y temperatura, entre otras. Estas mediciones, calibradas con datos tomados desde embarcaciones, permiten conocer rápidamente, a nivel global, la distribución de la temperatura y del fitoplancton e inferir el patrón de circulación a gran escala, lo que, usando buques oceanográficos, no es posible. Sin embargo, es necesario decir que las observaciones efectuadas desde satélites tienen poca penetración en el agua y en alguno de los casos sólo pueden “ver” la piel del océano, que es la superficie del mar y representa sólo algunos milímetros.

El libro que se encuentra entre sus manos es un interesante trabajo en el cual se entrelazan investigación documental sobre las carac-

terísticas más importantes de los mares mexicanos con resultados de las investigaciones que sobre color y temperatura del océano efectúa el doctor Aguirre.

El autor lleva al lector en forma amena desde la descripción de la importancia de la investigación del color y la temperatura del océano, hasta su aplicación a los mares mexicanos, partiendo de una introducción de los aspectos básicos de la física de los sensores remotos en un lenguaje claro y accesible, pero científicamente riguroso. Presenta una descripción histórica de los principales satélites y de los instrumentos que se han usado o que continúan usándose en el estudio de los océanos, describiendo a la vez los fundamentos teóricos del color y la temperatura del océano.

El capítulo final será el deleite de los estudiantes y de un buen número de investigadores de las Ciencias del Mar, ya que presenta en forma magistral, clara y concreta, las principales características oceanográficas de los mares mexicanos. La lectura de esta obra me ha procurado momentos agradables de satisfacción científica y no dudo que otros lectores compartirán sensaciones similares. Espero que a los más jóvenes les ayude a encontrar su vocación y podamos contarlos, en un futuro próximo, entre los investigadores que estudian el océano desde el espacio.

Dr. David Alberto Salas de León
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México

INTRODUCCIÓN

Aproximadamente un setenta y cinco por ciento de nuestro planeta está cubierto por agua. Los océanos ejercen una gran influencia en casi todos los aspectos de la vida en la Tierra, lo cual hace indispensable la comprensión de su papel en el medio ambiente. Los estudios oceanográficos actuales se enfocan al estudio de los mares como una componente integral de un sistema global gobernado por las interacciones entre aire, agua y tierra. Estos estudios conducen a un mayor entendimiento del papel de los océanos en el manejo de los cambios climáticos de largo plazo, de los patrones de tiempo de corto plazo y de la distribución de los recursos vivientes en el océano.

Hasta el advenimiento de la tecnología satelital no fue posible la realización de estudios oceanográficos a escala global. Los océanos son de una magnitud tal, que es imposible que los investigadores puedan realizar esta tarea con técnicas tradicionales de muestreo. Como ejemplo tenemos que en 1777 Benjamín Franklin realizó un mapa de la corriente del Golfo con base en observaciones hechas desde un barco, lo cual le tomó un tiempo considerable. Este método de estudio, obviamente, no es muy práctico en la actualidad, dado que requiere de largas y costosas misiones que no incluyen mediciones en áreas remotas. Adicionalmente, la resolución espacial y temporal de los datos colectados durante estas misiones es inadecuada para distinguir muchas de las características oceánicas.

El uso de los satélites ambientales ha mejorado ampliamente nuestra capacidad para estudiar las características de los océanos. Desde

una plataforma satelital se pueden observar grandes áreas de los océanos, incluyendo a las regiones remotas, en forma simultánea. Esto permite monitorear y estudiar a los océanos en una escala de tiempo útil y a bajo costo.

Inicialmente, el término Oceanografía por satélite (percepción remota de la superficie marina a través de satélites) produjo cierto escepticismo dentro de la comunidad oceanográfica. En la actualidad, sin embargo, esta técnica ha mostrado ser una poderosa herramienta de observación y de medición. Comparativamente, las observaciones hechas desde buques, aunque valiosas, son lentas y puntuales, es decir, no pueden proporcionar una visión sinóptica del océano en un momento determinado. Las campañas oceanográficas son, además, muy caras para obtener series de tiempo en puntos fijos sobre el mar. En contraste, las imágenes obtenidas desde el espacio cubren una gran área del océano y permiten a los científicos, como nunca antes, evaluar la variabilidad espacial de la superficie oceánica en forma instantánea. No obstante, ambos métodos son complementarios y los datos colectados en buques permiten calibrar y validar los datos obtenidos por sensores remotos. Asimismo, realizando pases diarios o semanales sobre un área de interés determinada, los satélites pueden producir una base de datos de series de tiempo. Hoy en día, los satélites están equipados con sensores de varios tipos, entre los que se incluyen, principalmente, radares de emisión y detección, reflectores láser, altímetros, cámaras y radiómetros que detectan luz visible, radiación infrarroja, y porciones de la región de las microondas del espectro electromagnético. Los datos obtenidos por los instrumentos instalados en los satélites incluyen el color y la temperatura superficial del mar, oleaje y viento superficial, rugosidad de la superficie oceánica, corrientes oceánicas y mareas, y la topografía del suelo oceánico.

A medida que las técnicas y la instrumentación siguen mejorando, las observaciones desde satélites se hacen, gradualmente, más cuantitativas y precisas.

A pesar de sus virtudes, el uso de la percepción remota como una técnica observacional, presenta dificultades como es el manejo ópti-

mo del volumen de datos colectados cada día; esta información requiere ser arreglada, catalogada, procesada y debe poder ser de acceso sencillo cuando se requiera, lo cual no es una tarea trivial.

Adicionalmente, aún no es del todo claro cómo las diversas mediciones de la superficie oceánica se pueden relacionar con los datos colectados a varias profundidades, utilizando las técnicas convencionales en los buques oceanográficos. De hecho, los satélites observan profundidades de algunas decenas de metros, por lo que el vínculo entre ambas técnicas es la validación y la medición directa de datos.

No obstante estas dificultades, el uso potencial de la oceanografía por satélite en la comprensión de los problemas espacio-temporales de la capa superficial de los océanos a escala global proporciona una visión integral que no puede realizarse con las técnicas tradicionales empleadas en los buques.

Las costas mexicanas están bañadas por los océanos Pacífico y Atlántico. Cuentan con 2 892 000 km² de mar patrimonial, lo cual implica un gran potencial de recursos marinos. Dada esta extensión, es de suma importancia tener una visión sinóptica de nuestros mares. Esta visión sólo se puede obtener a través de imágenes de satélite. En forma particular, el análisis de imágenes de satélite de color y temperatura contribuye al entendimiento de los procesos que ocurren en nuestras aguas, que pueden repercutir en actividades económicas importantes como es el caso de las pesquerías.

La idea de este libro es mostrar, de manera general, las características principales que se observan en los mares mexicanos usando imágenes de satélite, contribuyendo así, con un grano de arena, a una mejor comprensión del territorio nacional.

El libro está estructurado en cinco capítulos. El primero de ellos trata los fundamentos de percepción remota con la idea de introducir al lector no especializado en los principales aspectos de este campo. Los capítulos 2 y 3 muestran, a grandes rasgos, los aspectos básicos y los logros principales en el estudio del color y de la temperatura superficiales del mar. En ellos se mencionan detalles históricos, fundamentos teóricos y las características principales de los

instrumentos utilizados en la medición de estos parámetros. En el capítulo 4 convergen los aspectos teóricos mencionados en los capítulos anteriores en el objetivo primordial del texto: el análisis de los mares mexicanos a través de imágenes de satélite, con relación a su color y temperatura superficial. En él se mencionan las características principales de nuestros mares discernibles a través de estas magnitudes; se ejemplifican, en la mayoría de los casos, las estructuras de mesoescala en las imágenes sobre un patrón global y, en ocasiones, se muestran ejemplos a escala regional. Finalmente, en el capítulo 5 se hacen comentarios breves a manera de conclusión. En el libro se incluyen imágenes de satélite obtenidas y procesadas en el Laboratorio de Sistemas de Información Geográfica y Percepción Remota (LSIGPR) del Instituto de Geografía de la UNAM; imágenes del color y temperatura superficial del mar obtenidas a través de Internet; cuadros y gráficos.

El autor desea agradecer la colaboración y apoyo de los compañeros del LSIGPR: a la Lic. Olivia Salmerón por la elaboración de los gráficos y procesamiento de imágenes, y al Ing. Agustín Fernández por facilitar material gráfico para ilustrar el texto. Gracias también al Dr. Gilberto Gaxiola del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE) por permitir incluir el mapa con el derrotero del Proyecto IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California) y al Dr. Eduardo Santamaría de la Universidad Autónoma de Baja California por permitirnos utilizar las imágenes del Barredor de Color para la Zona Costera (CZCS) de la península de Baja California. Finalmente, se extiende el agradecimiento a los dos revisores anónimos, cuyos comentarios y críticas sirvieron para mejorar esta obra.

I. BASES FÍSICAS DE LA PERCEPCIÓN REMOTA MARINA

El término empleado para describir el estudio de un objeto sin tener un contacto físico con él es percepción remota. En esta definición se incluyen las mediciones de las propiedades físicas de un objeto realizadas a distancia. La tecnología satelital es un ejemplo de percepción remota, dado que los sensores transportados en los satélites están diseñados para estudiar la energía reflejada y emitida por la superficie terrestre. De esta manera, individuos trabajando en estaciones receptoras pueden medir las propiedades de la Tierra a través de los datos transmitidos por los satélites, sin tener que ir al área de interés para hacer las mediciones.

La percepción remota consiste en cuatro aspectos básicos: la fuente de radiación, el medio de propagación, el objeto de estudio y el sensor (a bordo de aviones, satélites, buques, etc.).

Radiación electromagnética

En los estudios de prospección de los recursos naturales la fuente de iluminación es la Energía Electromagnética (EEM) proveniente desde el Sol. La radiación electromagnética es la base para toda la percepción remota de la Tierra. La radiación es energía emitida en forma de onda por objetos con una temperatura mayor al cero absoluto (-273°C). Dada esta característica ondulatoria, la energía puede medirse en términos de amplitudes, frecuencias y longitudes de onda. Todos los tipos de energía electromagnética viajan con la misma rapidez.

El espectro electromagnético es un continuo de todos los tipos de radiación. En el espectro, cada tipo de energía está ordenado de acuerdo con su longitud de onda. Los rayos gamma y los rayos X se encuentran en un extremo del espectro con las longitudes de onda más cortas, mientras que hacia el extremo de las longitudes de onda más largas se localizan las ondas de radio (Figura 1). Algunas zonas del espectro son reconocidas por el ser humano. Por ejemplo, nuestros ojos son capaces de detectar la pequeña porción del espectro electromagnético conocida como región visible; podemos sentir radiación infrarroja como calor; usamos las microondas para cocinar y comunicarnos; nos protegemos de la radiación ultravioleta en la playa, para evitar las quemaduras en la piel, disminuir el riesgo de cáncer en ella o para evitar mutaciones.

Se ha mencionado que todos los objetos con temperatura superior al cero absoluto emiten radiación electromagnética. Esta radiación

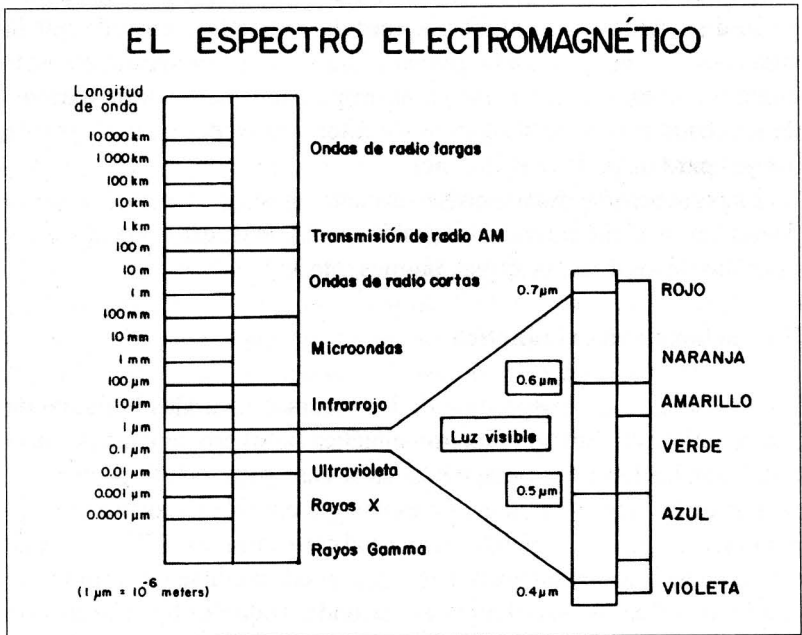


Figura 1. Espectro electromagnético.

ción puede ser emitida en rangos específicos de longitudes de onda y no necesariamente en una sola. A este rango se le conoce como el espectro del objeto. La temperatura de un objeto determina las características de su espectro de energía radiado. Así, un objeto con una temperatura superficial muy alta emitirá radiación de alta energía a longitudes de onda más cortas, mientras que un objeto más frío emitirá un espectro de energía más bajo a longitudes de onda mayores. Como ejemplos de esto tenemos que el Sol, con una temperatura superficial cercana a los $6\,000^\circ$ Kelvin (K), tiene su máximo de emisión a una longitud de onda de 0.48 micras (mm), el cual está ubicado en la región visible y, por otro lado, la Tierra, que posee una temperatura superficial promedio cercana a los 300° K, tiene su máximo de emisión a las 10.3 mm, lo cual se encuentra en las regiones del infrarrojo.

En la Figura 2 se comparan los espectros de emisión del Sol y de la Tierra. Las tres curvas en la gráfica representan los espectros de la Tierra, del Sol y de la energía solar en la Tierra. La emisión de la Tierra se localiza primordialmente en la región del infrarrojo. Esta porción del espectro se conoce como *infrarrojo térmico* porque depende de la temperatura de la superficie emitida desde la superficie. Los sensores satelitales que detectan radiación infrarroja en estas longitudes de onda pueden ser utilizados para estudiar las propiedades térmicas de la superficie terrestre y de la atmósfera. En esta misma figura se aprecia que la intensidad de la emisión del Sol es mucho más grande, en todas las longitudes de onda, que la de la emisión de la Tierra. Conforme la radiación solar viaja en el espacio, su intensidad se disipa y decrece de manera importante al llegar a la Tierra. Sin embargo, la mayor parte de la emisión solar permanece en la región visible del espectro. El Sol también radia fuertemente en la región de longitudes de onda cortas de la porción infrarroja del espectro. Esta radiación es conocida como infrarroja cercana e incluye tanto energía solar reflejada como radiación térmica. Los sensores satelitales que detectan la radiación visible e infrarroja cercana pueden medir la cantidad de energía solar reflejada y radiada por la Tierra y las nubes.

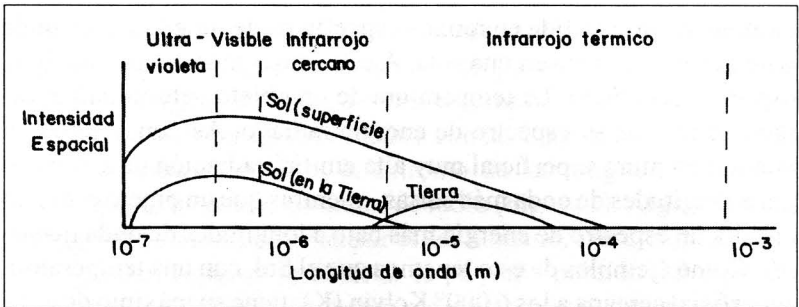


Figura 2. Espectros de la radiación solar y terrestre.

La atmósfera es el medio de transmisión considerado en la proyección de los recursos naturales, es también un medio translúcido que permite la transmisión de una parte de la radiación que llega a ella, pero que absorbe o refleja el resto. Conforme la radiación penetra a través de un medio translúcido, como la atmósfera o el océano, varios procesos pueden ocurrir. Por ejemplo, la radiación visible puede ser absorbida, transmitida o reflejada por las moléculas, aerosoles, cristales de hielo y gotas de agua que componen la atmósfera. Estas partículas pueden esparcir también la luz visible en los colores que la conforman, incluyendo el rojo, naranja, amarillo, verde, azul índigo y violeta (cuando la luz visible es esparcida por las partículas de la atmósfera, las longitudes de onda del azul sufren el efecto mayor, lo que le proporciona al cielo su color azulado). La radiación visible puede también ser absorbida o reflejada por varios materiales en la superficie terrestre. Estos procesos se ilustran en la Figura 3. La radiación infrarroja puede también ser absorbida, transmitida, reflejada o esparcida a su paso a través de la atmósfera. Adicionalmente, los diversos materiales en la superficie terrestre y las nubes pueden absorber radiación infrarroja y re-emitirla como calor en la atmósfera o en el espacio.

Transmisibilidad de la atmósfera

Algunos tipos de radiación electromagnética pasan fácilmente a través de la atmósfera, mientras que otros tipos no pueden pasar. La

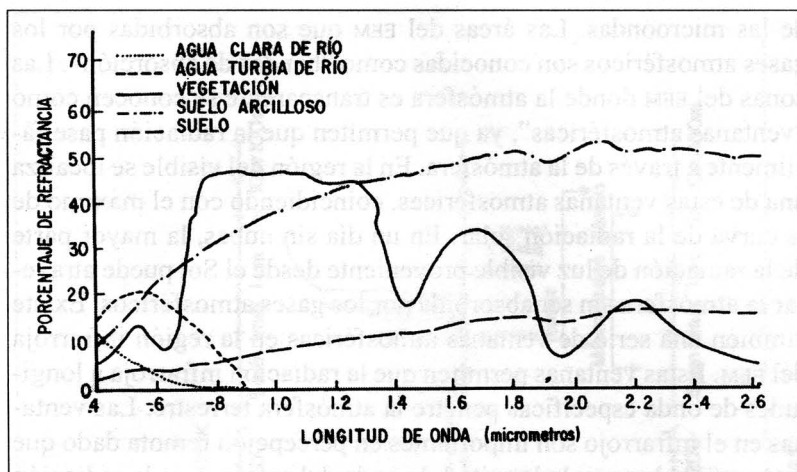


Figura 3. Respuestas espectrales de varias componentes de la superficie terrestre.

capacidad de la atmósfera de permitir el paso de la radiación se conoce como transmisibilidad. La transmisibilidad de la radiación a través de una atmósfera promedio sin cobertura de nubes varía con la longitud de onda de la radiación. Los gases de la atmósfera absorben radiación en bandas de longitudes de onda específicas y permiten el paso de radiación electromagnética con otras longitudes de onda.

La atmósfera es opaca a longitudes de onda cortas (radiación de alta energía) como son la radiación ultravioleta, los rayos gamma y los rayos X. Esto se debe a que la atmósfera absorbe energía a estas longitudes de onda particulares. Un ejemplo de esto es la absorción de radiación de alta energía por el ozono atmosférico. El ozono es un gas de la atmósfera que absorbe casi el cien por ciento de la radiación en longitudes de onda menores a los 0.3 mm. Si no hubiera una capa de ozono en la atmósfera, mucha de esta radiación llegaría a la superficie terrestre afectando gravemente a muchos organismos vivos.

La atmósfera también absorbe energía en bandas de longitudes de onda específicas, especialmente en las regiones del infrarrojo y

de las microondas. Las áreas del EEM que son absorbidas por los gases atmosféricos son conocidas como “bandas de absorción”. Las zonas del EEM donde la atmósfera es transparente se conocen como “ventanas atmosféricas”, ya que permiten que la radiación pase fácilmente a través de la atmósfera. En la región del visible se localiza una de estas ventanas atmosféricas, coincidiendo con el máximo de la curva de la radiación solar. En un día sin nubes, la mayor parte de la radiación de luz visible proveniente desde el Sol puede atravesar la atmósfera sin ser absorbida por los gases atmosféricos. Existe también una serie de ventanas atmosféricas en la región infrarroja del EEM. Estas ventanas permiten que la radiación infrarroja a longitudes de onda específicas penetre la atmósfera terrestre. Las ventanas en el infrarrojo son importantes en percepción remota dado que éstas coinciden con la longitud de onda del máximo de la radiación de la emisión de la Tierra. Asimismo, estas ventanas atmosféricas en el infrarrojo permiten que la energía térmica emitida por la superficie terrestre penetre la atmósfera y llegue al espacio, donde los sensores de los satélites puedan detectarla (Figura 4).

Sensores utilizados en la detección de temperatura superficial y del color del mar

Existen dos tipos de satélites destinados a la investigación meteorológica y oceanográfica. Con base en sus características orbitales, estos satélites se conocen como “polares” y “geoestacionarios”.

Satélites de órbita polar

Las órbitas de los satélites polares están cercanas al eje polar terrestre y forman un ángulo de 98° con respecto a él. Por consiguiente, estos satélites pasan a un rango de 8° de los polos en cada órbita. Los satélites polares circulan la Tierra en una órbita conocida como helio-sincrónica. Esto es, el plano orbital de un satélite polar permanece fijo con relación al Sol. Conforme el satélite realiza su órbita, la Tierra gira debajo de él. Por tanto, en cada barrido el satélite observa

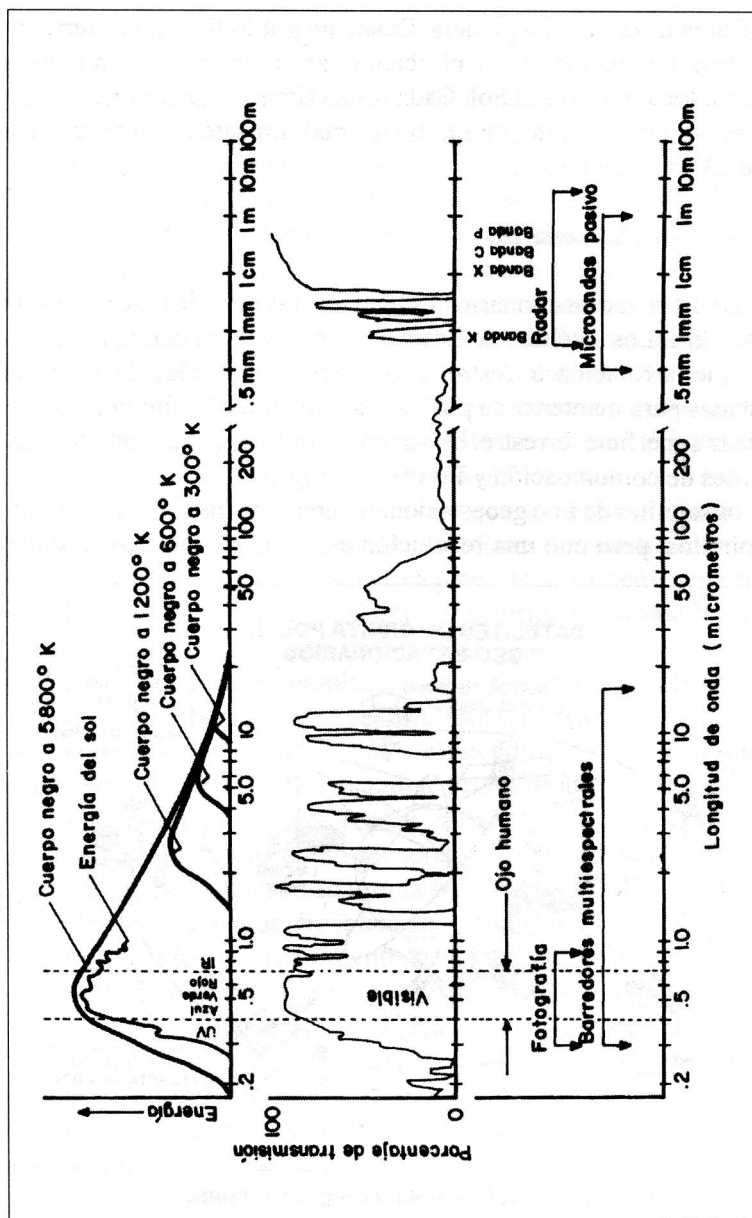


Figura 4. Ventanas atmosféricas.

una franja diferente del planeta. Desde un punto fijo en la Tierra un satélite polar siempre cruza el Ecuador aproximadamente a la misma hora local relativa al Sol. Cada órbita tiene un período cercano a 102 minutos. Por tanto, en un día normal, un satélite polar realiza entre 13 y 14 órbitas.

Satélites geoestacionarios

Los satélites geoestacionarios poseen órbitas con altitudes de hasta 36 000 km. Los satélites de este tipo se mueven en la misma dirección que la rotación terrestre (Progrados) y sus velocidades están ajustadas para mantener su posición sobre un punto fijo determinado de la superficie terrestre. Estas son las órbitas que siguen muchos satélites de comunicación y los meteorológicos.

Los satélites de tipo geoestacionario generan imágenes cada quince minutos, pero con una resolución espacial menor. Los satélites

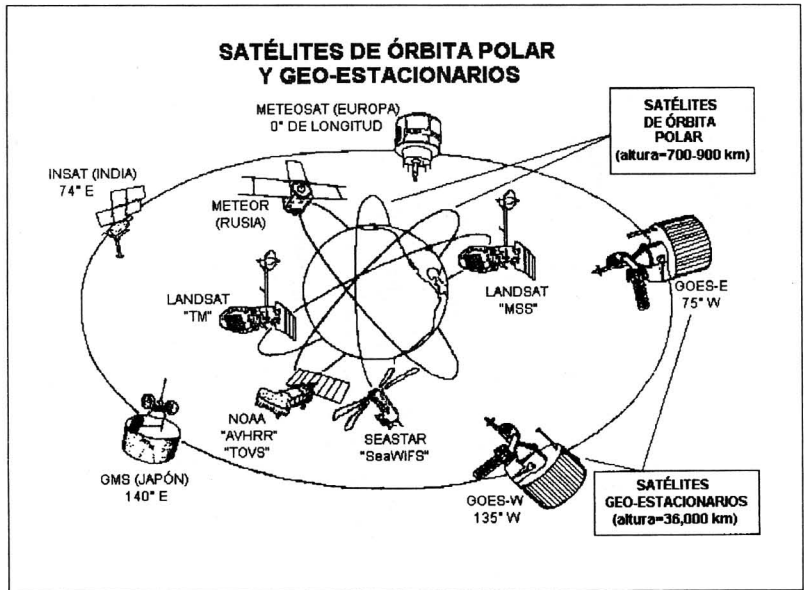


Figura 5. Satélites polares y geoestacionarios.

geoestacionarios son de mayor utilidad en las áreas cercanas al Ecuador terrestre, donde la resolución del sensor es la mejor. Para latitudes superiores a los 40° , la distorsión de la imagen es muy grande para los propósitos de uso operacional. Entre los principales satélites meteorológicos se pueden considerar a los cinco que conforman la Red Meteorológica Global y que se detallan en los siguientes párrafos.

Los satélites estadounidenses GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites) pueden realizar observaciones en las regiones del visible e infrarrojo del espectro electromagnético. Estos satélites pueden observar y medir la cobertura de nubes, nieve y hielo, la temperatura superficial del mar y la distribución vertical de la temperatura atmosférica y vientos. Existen en órbita dos satélites GOES, lo que permite observar, a intervalos frecuentes, el hemisferio completo: el GOES Este (GOES-E), el cual se localiza sobre el Ecuador a los 75° W y el GOES Oeste (GOES-W) que se encuentra localizado también sobre el Ecuador a los 135° W. Estos dos satélites tienen un área de traslape y proporcionan imágenes del continente americano y de los océanos Pacífico y Atlántico. Los principales satélites polares y geo-estacionarios están ilustrados en la Figura 5.

Todos los sensores empleados en los satélites de observación oceanográfica usan la radiación electromagnética para ver el objeto de estudio: el mar. Estos sensores están colocados en las ventanas atmosféricas para detectar la radiación reflejada por la superficie terrestre. Los sensores que captan la radiación reflejada en forma natural son conocidos como sensores pasivos. Existen, asimismo, sensores que cuentan con su propia fuente de energía (*i.e.* son independientes de la radiación solar) con la cual iluminan el objeto de estudio y pueden, posteriormente, observar la naturaleza de la señal reflejada. Estos sensores se conocen como activos, siendo el radar un ejemplo típico de este tipo de sensores.

Las primeras observaciones remotas del mar fueron fotografías aéreas en las que se utilizó la banda visible del EEM. Similarmente, las primeras observaciones del océano efectuadas desde el espacio fueron fotografías tomadas desde los satélites tripulados en la década de los años sesenta. Actualmente se utilizan radiómetros y barre-

dores multiespectrales para realizar observaciones de la temperatura superficial y del color del mar.

Los sensores pasivos utilizados en la detección de estos parámetros poseen características espectrales, espaciales y temporales. Las características espectrales se refieren a las propiedades que tienen las bandas de cada sensor. Por ejemplo, el Barredor Multi-Espectral y el Mapeador Temático (MSS y TM, por sus siglas en inglés, respectivamente) de los satélites LANDSAT y el sensor de Alta Resolución Visible (HRV, por sus siglas en francés) del satélite SPOT poseen bandas muy amplias, por lo que son adecuados para aplicaciones terrestres, pero presentan dificultades en la detección de los cambios sutiles en el color y la reflectancia que son típicos del océano. Por otro lado, el Barredor de Color para la Zona Costera (CZCS, por sus siglas en inglés), que fue diseñado para hacer observaciones del color del mar, poseía cuatro bandas angostas (20 nm) centradas en longitudes de onda particularmente útiles para detectar la débil señal de color emergiendo del océano.

La resolución espacial de los sensores utilizados en la detección de la temperatura superficial y del color del mar es del orden de 1 km² observando al nadir, como es el caso del CZCS y del Radiómetro Avanzado de Muy Alta Resolución (AVHRR, por sus siglas en inglés). El Espectroradiómetro para Imágenes de Resolución Moderada (MODIS, por sus siglas en inglés), puesto en órbita recientemente, posee bandas con diferentes resoluciones espaciales que van desde 250 X 250 m hasta 1 km².

Finalmente, la resolución temporal o periodicidad de muestreo de los sensores diseñados para la detección de la temperatura superficial y color del mar, permite la obtención de varias imágenes al día, pudiendo cubrir el globo terrestre en uno o dos días.

Los elementos vertidos hasta aquí forman la base para la interpretación y el análisis de las imágenes de satélite y, en forma particular, las de carácter oceanográfico. En los capítulos siguientes se describen los aspectos básicos sobre el color y la temperatura superficial del mar.

II. COLOR DEL MAR

Desde que el ser humano ha navegado los océanos se ha percatado de su color, de la variedad de tonalidades azules, de ligeras mezclas de tonos verdes y cafés, de la eventual coloración de una marea roja. Darwin escribió en 1845, a su paso por las aguas del Atlántico en las cercanías de América del Sur:

... el color del agua visto a distancia era como el de un río que fluyera a través de un área de arcilla roja; pero bajo la sombra proyectada desde un lado de la embarcación, el color era tan oscuro como el chocolate. La línea donde se unían las aguas rojas y azules estaba claramente definida. El tiempo había estado en calma en días previos y abundaba una gran cantidad de criaturas vivientes.

Esta descripción indica claramente la presencia de un frente marcando la frontera entre dos masas de agua con diferentes propiedades.

Varios mares del mundo reciben su nombre gracias a su coloración. Entre los ejemplos más notables están el Mar Rojo, llamado así por los esporádicos florecimientos del fitoplancton *Trichodesmium oscillatoria*. En otras ocasiones, las corrientes oceánicas llegan a juntar masas de agua con diferencias de color más sutiles. Un ejemplo de este tipo es la corriente del Kuroshio (“agua oscura”), localizada en el Pacífico noroccidental, que recibe su nombre por esta diferencia de tonalidades. Asimismo, es posible observar, a simple

vista desde una embarcación, los cambios de color en los bordes de la corriente del Golfo a lo largo del Atlántico occidental. Cerca de las costas los cambios de color pueden deberse a la resuspensión de los sedimentos del fondo en aguas someras o a la descarga de ríos con un aporte importante de sedimentos. Por ejemplo, las aguas del río Yangtse en China, con concentraciones importantes de material orgánico disuelto, dan al Mar Amarillo su nombre. Más allá de las costas, los cambios de color pueden atribuirse al crecimiento del fitoplancton en lugares donde las condiciones de nutrientes y luz solar son adecuadas. Este crecimiento puede producir cambios de color que van desde el azul, pasando por diversas tonalidades, hasta el verde y, en casos extremos, hasta el amarillo, café o rojo, dependiendo del tipo de alga predominante (*e. g.* algas verdes, diatomeas, etc.).

Por consiguiente, no es sorprendente que la comunidad científica dedique esfuerzos al estudio de la propagación de la luz visible y su interacción en y bajo la superficie del océano.

Oceanografía óptica y el color del mar: sinopsis histórica

El campo de la Oceanografía óptica se ha desarrollado y establecido como una rama importante de las ciencias marinas. Dentro de este campo, el color del mar ha recibido interés en forma relativamente reciente. Las primeras personas interesadas en lo que hoy conocemos como óptica marina fueron probablemente los marineros quienes deseaban conocer la profundidad de las aguas sobre las que navegaban.

Los primeros estudios serios sobre el color del mar se remontan a mediados del siglo XIX. En 1847, Bunsen propuso la idea de que el color del mar depende de la absorción y que sólo se observan las longitudes de onda de la luz visible que se transmiten selectivamente. Sin embargo, los primeros estudios sistemáticos del efecto de la luz solar en el agua del mar, recibieron su impulso inicial a finales del siglo XIX con las investigaciones realizadas, independientemente, por Kotsebu, oficial de la marina rusa, y por el astrónomo italiano P. A. Secchi, quienes hicieron observaciones de la transparencia del agua

sumergiendo un disco blanco plano en el océano y anotando la profundidad a la que dejaba de ser visible. Este dispositivo simple de medición se conoce como disco Secchi y sigue siendo ampliamente usado en nuestros días. En 1885, Secchi presentó los resultados obtenidos en el Mar Tirreno con el trabajo titulado “Reporte sobre los experimentos hechos a bordo de la corbeta papal de vapor *La Inmaculada Concepción* para determinar la transparencia del mar”. La base de datos de las profundidades Secchi fue, probablemente, la más grande en cuanto a cantidad recopilada de información y cobertura geográfica, que cualquier otro acervo de datos ópticos marinos existentes hasta la llegada de los datos obtenidos desde satélites (e. g. CZCS). Los datos obtenidos con este instrumento han recibido críticas severas por parte de varios científicos, quienes han cuestionado las propiedades que pueden ser inferidas a través de la sencilla medición hecha con este disco. En 1986, Preisendorfer escribió un artículo amplio y definitivo sobre este tema, con motivo del centenario del reporte original de Secchi, proporcionándole validez a estas mediciones.

El siguiente paso importante dentro de la óptica marina fue la invención de la escala de color hecha por F. A. Forel en 1895 y por W. Ule en 1892. Esta escala fue originalmente usada para evaluar el color de los lagos suizos. La escala Forel-Ule consiste en una serie de ampollitas selladas conteniendo mezclas de dos soluciones acuosas: una solución azul de sulfato de cobre y amoníaco y una solución amarilla de cromato de potasio. Ule añadió un color café, el cual fue preparado con una solución de sulfato de cobalto y amoníaco. Los colores en las ampollitas varían desde el azul hasta el amarillo conforme las proporciones relativas de las dos soluciones van cambiando. Un observador compara las ampollitas contra el color del agua visto con un disco Secchi cercano a la superficie. El color del mar se designa con el número o grado de color del correspondiente tubo de ensayo de la escala. Esta escala, o variaciones de ella, sigue siendo usada en la actualidad.

En 1922, Raman señalaba que la dispersión molecular es un elemento de suma importancia en las observaciones del color del mar.

En 1923, Shuleikin estableció una teoría sólida sobre el tema, el cual fue reforzado con las contribuciones de Lenoble en 1956. En 1938, Kalle revisó e hizo contribuciones importantes a la teoría de las causas que producen el color del mar. Describió en forma correcta que el color azul de las aguas claras del mar abierto es el resultado del esparcimiento molecular y concluyó que el color verde de las aguas costeras era debido a la adición de la llamada sustancia amarilla ("*Gelbstoff*"), la cual absorbe luz azul. También sugirió que el color de partículas más grandes, tales como el fitoplancton, si están presentes en grandes concentraciones, pueden también dar un color al agua.

A finales de los años veinte y durante la década de los años treinta varios investigadores lograron realizar mediciones del coeficiente de absorción del agua pura y del agua marina pura, concluyendo que, en esencia, el coeficiente era el mismo. En 1933, George Clarke hizo algunas de sus grandes contribuciones en los campos de la óptica marina, del color del mar y, finalmente, del color del mar y la percepción remota. Clarke midió la penetración de la luz solar en las aguas oceánicas (Clarke, 1936) y junto con James logró medir la absorción espectral del agua de mar (Clarke y James, 1939). Después de la Segunda Guerra Mundial hubo un gran desarrollo de la óptica marina, en general, y en la teoría y mediciones del color del mar, en particular.

Los principales logros de la Oceanografía óptica en los primeros tres cuartos del siglo xx están plasmados en las monografías del oceanógrafo danés Niels Jerlov: *Oceanografía óptica* (1968) y *Óptica marina* (1976). Jerlov dedicó un breve capítulo al tema de color del océano, separándolo de propiedades más generales como son la absorción y dispersión de la luz, la profundidad de penetración de la luz visible y su influencia en la productividad biológica, los efectos de la reflexión superficial, y los usos de la luz para estudiar aspectos de la calidad del agua. Jerlov hizo otras contribuciones importantes, entre la que destaca su escala de clasificación para aguas oceánicas y costeras.

En Estados Unidos S. Q. Duntley formó a principios de 1950 el Laboratorio de Visibilidad en el Instituto Tecnológico de Massachusetts, mudándose a la Institución de Oceanografía Scripps en

California en 1952, la cual es uno de los centros más prestigiados en el campo de la Oceanografía. En esta misma institución realizó su importante trabajo Rudolph W. Preisendorfer, en el que se incluye su serie de seis volúmenes titulada *Óptica hidrológica* (Preisendorfer, 1976). Su labor sentó las bases del rigor matemático en los estudios de la óptica marina. Asimismo, Tyler (1977) presentó una compilación importante de artículos fundamentales en el desarrollo de la Oceanografía óptica, pero ninguno se concentró de manera particular en el tema de color del mar. De hecho, gran parte del trabajo realizado sobre el color del mar estuvo limitado a explicar la forma en que el océano obtiene su color. Por esta razón, las mediciones ópticas del agua marina, y en particular su color (*i.e.* las características espectrales de sus propiedades ópticas) obtenidas *in situ* desde buques difícilmente han logrado aplicaciones más amplias en los estudios oceanográficos más allá del interés intrínseco de entender cómo la radiación solar penetra las capas superiores del océano para proporcionar la energía necesaria para el desarrollo y mantenimiento de la vida marina. No obstante, los análisis de muestras colectadas *in situ* brindan información sobre las características de diferentes grupos fitoplanctónicos, como son talla, pigmentos, eficiencia de fluorescencia, etc. Estos aspectos son de utilidad al realizar estudios desde plataformas aéreas o satelitales.

Las ventajas más grandes en las mediciones de color del océano aparecen cuando las propiedades de éste pueden ser medidas sin tener contacto físico con el mar. De otra manera, sería muy fácil hacer mediciones directas de alguna propiedad deseada, deduciéndola a partir de mediciones ópticas.

Por esta razón, fue con el advenimiento de los sensores remotos montados en aviones o satélites que el color del océano empezó a adquirir un gran significado en diversas disciplinas oceanográficas. En este caso es el color del mar visto desde arriba, y no desde dentro, el que debe ser analizado para descubrir qué información puede proporcionar sobre los parámetros de calidad del agua. El "color externo" del agua de mar ha sido percibido tanto cualitativa como estéticamente, pero las observaciones hechas desde buques han pro-

porcionado pocos datos de valor, dado que cuando se observa desde la cubierta del buque el color aparente del océano y su variabilidad, están dominados por el estado del mar y la cobertura de nubes. Estos factores son todavía significativos, pero menos dominantes en el color del océano cuando el mar puede ser observado desde arriba.

Por consiguiente, los oceanógrafos han tenido que aprender a utilizar las técnicas de la percepción remota desarrolladas paralelamente en otros campos. Los conocimientos previos adquiridos en la Oceanografía óptica han tenido que ser adaptados dentro de un nuevo marco de referencia para realizar interpretaciones útiles de datos obtenidos con sensores diseñados para medir el color del océano. Han sido necesarias tres décadas de percepción remota desde aviones y satélites para tener el suficiente conocimiento teórico y diseñar instrumentos de percepción remota adecuados para que los científicos puedan realizar mediciones válidas de parámetros importantes provenientes de imágenes de color del mar. Este campo se ha desarrollado a un punto tal que ahora las aplicaciones comerciales y operacionales de las mediciones de color del mar desde el espacio pueden ser consideradas con seriedad.

Existen, por supuesto, muchos grupos e individuos que han contribuido y que se dedican a la investigación y al desarrollo de la óptica marina y al color del mar, no sólo en los Estados Unidos sino en diversos países europeos, asiáticos y algunos latinoamericanos. México, en particular, cuenta con instituciones de renombre que dedican esfuerzos en esta área. Como ejemplos se pueden citar al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), la Universidad Autónoma de Baja California (UABC), el CICIMAR del Instituto Politécnico Nacional (IPN) y por supuesto, los Institutos de Geografía y de Ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), por mencionar sólo algunos.

Teoría del color del mar

El color del mar se puede definir como la respuesta espectral del océano a la entrada de la radiación solar incidente y a la contribu-

ción de la radiación difusa del cielo (Curran, 1972). El color del océano está determinado principalmente por la interacción de la luz incidente en el agua de mar y las sustancias o partículas presentes en ella. Los constituyentes más importantes son: el fitoplancton y las partículas inorgánicas. El fitoplancton contiene clorofila, la cual es un pigmento primario que absorbe luz en las regiones azul y roja del espectro electromagnético y transmite o refleja en la región verde; contiene además pigmentos accesorios tales como la clorofila *b* y *b*-caroteno, presentes en las algas verdes o clorofitas; clorofila *c* y fucoxantina, característicos de las diatomeas, entre otros casos. La combinación espectral de estos pigmentos da a las algas su coloración particular (verde para las clorofitas, café para las diatomeas, azul-verde para las cianofitas, etc.). Por otro lado, la materia particulada puede reflejar y absorber luz, lo cual reduce la claridad del agua y por ende la transmisión de luz. Las sustancias disueltas en el agua de mar, principalmente la sustancia amarilla, producto de descomposición del fitoplancton, también pueden afectar el color del mar.

Dadas las variaciones espaciales y temporales de estos elementos en el mar y dependiendo de la dominancia de uno de ellos con relación a los otros, las aguas oceánicas se clasifican en dos tipos: aguas caso 1 y aguas caso 2 (Morel y Prieur, 1977). Las aguas caso 1 son aquéllas en las que el fitoplancton y sus derivados dominan las propiedades ópticas del océano. A este tipo pertenecen las aguas oceánicas profundas y las aguas costeras sin influencia terrígena. Las aguas caso 2 son aquéllas en las cuales los sedimentos y el material orgánico disuelto (sustancia amarilla) dominan las propiedades ópticas del mar. A este tipo pertenecen las aguas costeras, estuarios, lagunas, etc., y las plataformas continentales extendidas con influencia fluvial y los bancos someros en los cuales se presenta resuspensión.

Las propiedades ópticas del mar se dividen en dos grupos: propiedades inherentes y propiedades aparentes (Preisendorfer, 1961). Las propiedades inherentes son: el coeficiente de absorción a , el coeficiente de esparcimiento b y la función de esparcimiento volumétrico

$\beta(\theta)$. Estas magnitudes dependen únicamente de las sustancias que conforman el medio acuático y no de la estructura geométrica del campo luminoso. Las propiedades ópticas aparentes (a veces conocidas como *quasi-inherentes*) son: los coeficientes de atenuación difusa K y la reflectancia R , entre muchos otros y sólo por mencionar los más relevantes para los propósitos de este libro. Estas magnitudes dependen de las propiedades del campo de radiación. La reflectancia R y su variación espectral $R(\lambda)$ pueden vincularse a las propiedades inherentes, siempre que el Sol se encuentre lejos del horizonte ($\pm 45^\circ$ alrededor del cenit), de acuerdo con Jerlov (1976).

Los modelos más aceptados muestran que la reflectancia R depende básicamente de los coeficientes b y a de la siguiente manera:

$$R = f\left\{\frac{b}{a}\right\} \quad (1)$$

Ahora bien, considerando a los elementos presentes en el medio, R puede ser tomada como la suma de las propiedades ópticas de cada una de estos elementos:

$$R = f\left\{\frac{(b_w + b_p + b_s)}{(a_w + a_p + a_s + a_y)}\right\} \quad (2)$$

Donde w representa el agua de mar, p es el fitoplancton, s son los sólidos suspendidos y, finalmente, y corresponde a la sustancia amarilla.

La teoría del color del mar establece que un sensor remoto óptico localizado a una altura z y observando a un cierto ángulo, recibe una señal L_T que puede ser expresada como:

$$L_T = (L_R + L_A + \tau L_w) * \tau_{oz} \quad (3)$$

Esta señal posee dos elementos: *a)* una componente atmosférica constituida por la dispersión de Rayleigh L_R , la dispersión por aerosoles L_A y la absorción por el ozono τ_{oz} , y *b)* una componente marina representada por la radiancia emergente del océano L_w . La diferencia $L_T - L_w$ se conoce como la componente atmosférica y debe ser reducida o eliminada, dado que la señal que llega a un sensor remoto está compuesta de una alta contribución (85 a 90%) de la atmósfera y de una pequeña contribución marina de 5 a 10% (Gordon, 1978). Al corregir por esta componente se puede obtener la cantidad L_w que contiene información del cuerpo de agua.

Sensores remotos utilizados en la medición del color del océano

Los datos de "color del mar" se refieren a mediciones precisas de la intensidad luminosa que emerge del océano a longitudes de onda del visible (400-700 nm). Puesto que los datos de color del mar se relacionan con la presencia de los constituyentes presentes en el agua marina, es posible, por consiguiente, usarlos para calcular las concentraciones de estos elementos en la superficie del océano y el nivel de actividad biológica. Las observaciones del color del mar hechas desde un satélite ofrecen una perspectiva oceanográfica imposible de obtener desde los barcos o desde la playa, esto es, una visión global de la actividad biológica de los océanos del mundo, dada la gran escala espacial que cubren (del orden de kilómetros). Una breve descripción de cómo se realizan las mediciones de color del océano se presenta en los siguientes párrafos.

Cuando la luz visible proveniente del Sol incide sobre la superficie del mar, sufre una serie de efectos ópticos; entre los más importantes se pueden citar la reflexión y la absorción de la luz visible. La reflexión debajo de la superficie marina es, en general, poco eficiente, al regresar únicamente un porcentaje bajo de la intensidad luminosa que llega a la superficie oceánica. La absorción elimina

selectivamente varias longitudes de onda de luz visible, permitiendo, al mismo tiempo, la transmisión selectiva de otras longitudes de onda.

En el océano, la reflexión de la luz es debida, básicamente, a la materia particulada suspendida en el agua, mientras que la absorción es llevada a cabo por los pigmentos fotosintéticos (clorofila) presentes en el fitoplancton y en la materia orgánica disuelta (sustancia amarilla). El resultado neto de estas interacciones ópticas es la luz que emerge de la superficie oceánica, conocida como la radiancia emergente del agua, parámetro a medir por los sensores remotos satelitales.

Para el estudio del color del mar se utilizan sensores de tipo óptico. Estos instrumentos funcionan en la banda del visible del espectro electromagnético (400-700 nm).

Entre los sensores montados en plataformas satelitales se encuentran cámaras fotográficas (SkyLab), barredores multispectrales (LANDSAT), radiómetros (NOAA), espejos giratorios y prismas de difracción (NIMBUS-7, SeaStar), entre otros.

Los radiómetros son instrumentos que miden la intensidad de la radiancia a determinadas longitudes de onda de luz visible. La radiancia medida se puede entonces relacionar en forma cuantitativa con los diversos elementos presentes en la columna de agua que interactúan con la luz visible, como sería el caso de la clorofila. La concentración de clorofila se usa, a la vez, para calcular la cantidad de carbono producido mediante la fotosíntesis, lo cual se conoce como productividad primaria oceánica (Platt *et al.*, 1988; Morel y Berthon, 1989).

Las vistas iniciales de la Tierra desde el espacio fueron fotografías tomadas por los primeros cohetes de gran altura, que formaron parte de los programas espaciales de Estados Unidos desde 1946 (Lowman, 1965). Los primeros vuelos espaciales tripulados, del programa Mercurio de los Estados Unidos en 1961, permitieron a los astronautas observar el océano desde alturas superiores a los 150 km y, en un plazo relativamente corto, se pudo apreciar que existía mucha información con un gran potencial para realizar estudios oceanográficos desde una plataforma de observación en el espacio

(Duntley, 1965). Los programas Géminis y Apolo proporcionaron fotografías espectrales del mar en color, mientras que las primeras fotografías multiespectrales del océano fueron tomadas desde el Apolo 9. Sin embargo, no hubo observaciones sistemáticas del océano con estos programas, ya que su objetivo principal fue el desarrollo de nuevas tecnologías espaciales.

En 1973 el Paquete Experimental de Recursos de la Tierra (EREP, por sus siglas en inglés), montado en el Skylab, brindó la oportunidad de tener, en forma más sistemática, fotografías y barridos multiespectrales de la superficie de la Tierra y mostró la posibilidad de contar con un programa continuo de observación de la Tierra utilizando la percepción remota en las regiones del visible e infrarrojo cercano del espectro electromagnético, si bien no hubo ningún intento de separar la señal oceánica de la atmosférica, por lo que las interpretaciones de las fotografías sólo fueron de tipo cualitativo. El Skylab operó de mayo de 1973 a febrero de 1974.

A partir de este punto se implementaron varias series de barridos multiespectrales de alta resolución (situados tanto en el visible como en el infrarrojo cercano) acoplados en los satélites LANDSAT. Esta serie dio inicio en 1972 y continúa hasta el presente. Los satélites LANDSAT se diseñaron para estudios terrestres, contando para ello con dos sensores, el MSS y el TM, con anchos de banda amplios mayores a los 50 nm. Dada su limitada resolución espectral y su baja precisión radiométrica, su aplicación a estudios de color del mar es limitada. Estos sensores tienen aplicación en el estudio de la zona costera y han servido para realizar análisis de la distribución y transporte de sedimentos y clorofila, de batimetría, de presencia de vegetación marginal (e. g. manglares) y de geomorfología costera. La Figura 6 muestra una imagen LANDSAT-TM de la región de Laguna de Términos, Campeche, obtenida en abril de 1990, donde se observa el flujo de agua que penetra la laguna por Puerto Real, formando un delta interior. Se observa también un cordón de agua que sale del estero de Sabancuy con una densidad y temperatura diferentes a las del agua de mar.

A principios de los años setenta, y contemporáneamente al LANDSAT MSS, la National Aeronautics and Space Administration (NASA por sus siglas en inglés) lanzó un avión U-2 de gran altura que transportó un radiómetro que podía medir en longitudes de onda del visible, que poseía una gran sensibilidad radiométrica y una mejor resolución espectral, al utilizar anchos de banda más angostos y más selectivos.

Este tipo de plataforma aérea incluyó al prototipo del sensor de color llamado Monitor de Color del Océano (OCM, por sus siglas en inglés) utilizado en 1977 en el experimento europeo EURASEP (Sörensen, 1980) y que sentó las bases para la calibración e interpretación de los datos recibidos por el sensor Coastal Zone Color Scanner (CZCS).

El CZCS fue el primer instrumento en adquirir datos de color del océano desde el espacio. Fue uno de los ocho experimentos diseñados por la NASA para ser realizados a bordo del satélite NIMBUS-7. El CZCS obtuvo datos de la radiancia visible de la mayor parte de los océanos del mundo. Estos datos se utilizan aún para estudiar cuestiones relacionadas con el papel que desempeña el océano en el ciclo global del carbono y en la circulación oceánica. Este instrumento fue puesto en órbita en el otoño de 1978 como *prueba de concepto*. Aunque fue diseñado para funcionar por espacio de tres meses, se mantuvo en funcionamiento hasta el verano de 1986, período en el



Figura 6. Imagen LANDSAT de Puerto Real, Campeche.

cual proporcionó información valiosa sobre el color del mar. Durante este lapso, el CZCS fue la única fuente de información global del color del océano y es considerado como la primera generación de sensores de color del mar. El CZCS contaba con cuatro bandas en la región visible del espectro electromagnético, una en la región del infrarrojo cercano y otra más en la región del infrarrojo térmico. La Tabla 1 muestra las características principales del CZCS. Durante su período de funcionamiento el CZCS mostró la factibilidad de determinar la concentración de pigmentos fitoplanctónicos desde el espacio.

Tabla 1. Parámetros principales del instrumento Coastal Zone Color Scanner

Banda	Centro (en nm)	Ancho (en nm)	Fenómeno
1	443	20	Absorción de clorofila
2	520	20	Concentración de clorofila
3	550	20	Sedimento, sustancia amarilla
4	670	20	Absorción de clorofila
5	750	100	Detección de nubes y suelo
6	11.5 mm	2.0 mm	Temperatura superficial

La Figura 7 muestra un compuesto multi-anual del CZCS que abarca del otoño de 1978 a la primavera de 1986. Los tonos claros indican concentraciones de clorofila *a* entre 0.8 y 1 mg m⁻³. Los tonos más oscuros representan concentraciones entre 0.1 y 0.2 mg m⁻³ y los tonos intermedios muestran concentraciones menores a 0.1 mg m⁻³. Entre las zonas más notables se aprecian, en la República Mexicana, el Golfo de Tehuantepec, el Golfo de California y la plataforma norte de Yucatán.

Con los algoritmos desarrollados utilizando la información del CZCS es posible obtener mapas de la concentración [C] total de pigmentos (clorofila *a* más feofitina) en mg m⁻³, de la concentración [S] de los sólidos suspendidos totales en mg l⁻¹ y del coeficiente de atenuación difusa K(λ) en aguas cercanas a la costa, para una longi-

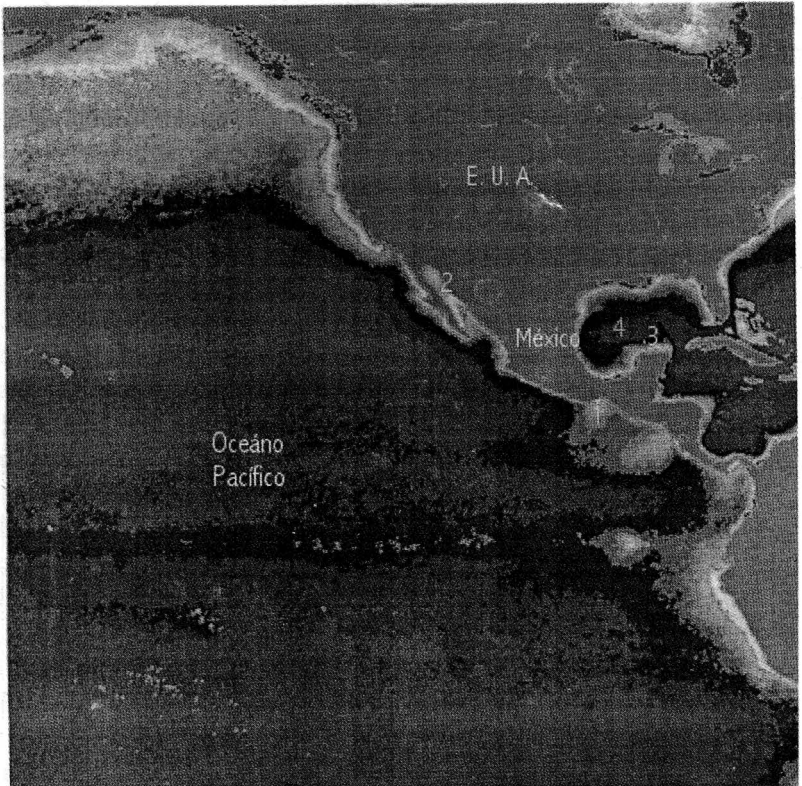


Figura 7. Compuesto multianual (otoño 1978-verano 1986) del Coastal Zone Color Scanner. Las regiones señaladas son: a) Golfo de Tehuantepec; b) Golfo de California; c) Plataforma norte de Yucatán; d) Golfo de México.

tud de onda λ dada. Es conveniente aclarar que $K(\lambda)$ es una propiedad óptica y no un parámetro oceanográfico, puesto que ha sido ampliamente medida en el mar y es usada en las clasificaciones bio-ópticas éste puede ser empleada como un indicador intermedio de los parámetros de calidad del agua (Baker y Smith, 1982).

Los algoritmos del CZCS tienen todos la misma relación funcional, expresada de la siguiente manera:

$$C, S, K(\lambda) = A \left[\frac{L_{w,443}}{L_{w,550}} \right]^B \quad \text{ó} \quad A \left[\frac{L_{w,520}}{L_{w,550}} \right]^B \quad (4)$$

Donde L_w es la radiancia emergente del agua; 443, 520 y 550 representan los centros de las bandas 1, 2 y 3 del CZCS y A y B son coeficientes determinados empíricamente para cada uno de los parámetros C, S y $K(\lambda)$.

El algoritmo propuesto por la NASA ha sido utilizado en la producción de imágenes de concentración de pigmentos. Este algoritmo es el siguiente:

$$C = 1.13 \left[\frac{L_{ss,443}}{L_{ss,550}} \right]^{-1.71} \quad C < 1.5(mgm^{-3}) \quad (5)$$

$$C = 3.326 \left[\frac{L_{ss,520}}{L_{ss,550}} \right]^{-2.439} \quad C > 1.5mgm^{-3} \quad (6)$$

Donde L_{ss} representa la radiancia subsuperficial del agua marina. Los algoritmos para los sedimentos suspendidos totales han sido postulados por Sturm (1983) y son los siguientes:

$$S = 0.4 \left[\frac{L_{ss,443}}{L_{ss,550}} \right]^{-0.88} \quad mgl^{-1} \quad (7)$$

$$S = 0.33 \left[\frac{L_{ss,443}}{L_{ss,520}} \right]^{-1.09} \quad mgl^{-1} \quad (8)$$

$$S = 0.76 \left[\frac{L_{ss,520}}{L_{ss,550}} \right]^{-4.38} \text{ mgl}^{-1} \quad (9)$$

Estos algoritmos tienen una precisión comparable a los algoritmos para clorofila. Finalmente, Austin y Petzold (1981) presentaron un par de algoritmos para el coeficiente de atenuación difusa en las capas superiores. Estos algoritmos pueden ser tan precisos como si fueran medidos desde una embarcación, asumiendo una corrección atmosférica adecuada. Estos algoritmos son:

$$K(490) = 0.0883 \left[\frac{L_{ss,443}}{L_{ss,550}} \right]^{-1.491} + 0.022 \quad (10)$$

$$K(520) = 0.0663 \left[\frac{L_{ss,443}}{L_{ss,550}} \right]^{-1.398} + 0.044 \quad (11)$$

Los algoritmos presentados fueron adecuados en aguas oceánicas donde el fitoplancton es el elemento principal que controla las propiedades ópticas del mar (aguas caso 1). En el caso de aguas donde las propiedades ópticas están dominadas por sedimentos y sustancia amarilla (aguas caso 2) estos algoritmos no son válidos.

En junio de 1986 el CZCS cesó de funcionar después de un período de siete años y medio de operación. Dado que este era el único instrumento de su clase, su pérdida tuvo grandes repercusiones para los interesados en actividades de investigación y en las aplicaciones comerciales y operacionales de los datos de color del mar.

Después de una década de no contar con registros de color del océano en forma sistemática y con datos de alta resolución, los sensores OCTS y SeaWiFS vinieron a llenar este hueco en noviembre de 1996 y septiembre de 1997, respectivamente.

El satélite japonés ADEOS (Advanced Earth Observing Satellite), lanzado el 16 de agosto de 1996, transportaba ocho sensores diferentes para monitorear cambios ambientales en forma global. El satélite dejó de funcionar el 30 de junio de 1997 después de un infortunado e inesperado accidente. Uno de los ocho sensores transportados en el satélite ADEOS era el OCTS (Ocean Color and Temperature Scanner). Este instrumento estaba diseñado para monitorear tanto la distribución de clorofila a en la capa superficial de los océanos como la temperatura superficial del mar. El OCTS realizó observaciones espectrales altamente sensitivas del océano utilizando ocho canales de las regiones visible e infrarrojo cercano y cuatro canales ubicados en la región del infrarrojo térmico. A pesar de su corta vida (alrededor de diez meses), el OCTS dejó un acervo invaluable de imágenes globales de clorofila a , temperatura superficial del mar e índices de vegetación en tierra.

A mediados de 1997 fue puesta en órbita la plataforma espacial SeaStar, construida por la *Orbital Science Corporation* (osc). Esta plataforma transporta, exclusivamente, al instrumento *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* (SeaWiFS), que es el sucesor del CZCS en la observación del color del mar. El propósito del SeaWiFS es el de proporcionar a la comunidad científica datos cuantitativos sobre las propiedades bio-ópticas a escala global. Las características instrumentales del SeaWiFS se especifican a continuación en la Tabla 2.

La Figura 8 muestra las bandas visibles del SeaWiFS en relación con las características de absorción de diferentes tipos de algas, de la sustancia amarilla y del agua de mar.

Los algoritmos generados con la información de las imágenes SeaWiFS están basados en los desarrollados para el CZCS. Estos algoritmos han sido refinados por científicos de la NASA y son los siguientes:

$$Chl_a = -0.040 + 10^{(0.341 - 3.001X + 2.811X^2 - 2.041X^3)} \quad (12)$$

Donde Chl_a es la concentración de clorofila a ($mg\ m^{-3}$) y X expresa el cociente entre las bandas espectrales 3 y 5 del SeaWiFS:

Tabla 2. Características principales del sensor SeaWiFS

Bandas	Longitud de onda (nm)	Fenómeno
1	402-422	Absorción de sustancia amarilla
2	433-453	Absorción de clorofila <i>a</i>
3	480-500	Absorción de pigmentos no clorofílicos
4	500-520	Concentración de clorofila <i>a</i>
5	545-565	Correlación con fluorescencia
6	660-680	Absorción de clorofila <i>a</i>
7	745-785	Corrección atmosférica: aerosoles
8	845-885	Corrección atmosférica

$$X = \log_{10} \left(\frac{R_{rs}(490)}{R_{rs}(555)} \right) \quad (13)$$

$R_{rs}(l)$ es la reflectancia en la banda l . A partir de este algoritmo se calcula la concentración total de pigmentos CZCS del siguiente modo:

$$CZCS_{pigm} = 1.34 Chla^{0.98} \quad (14)$$

Estos algoritmos han sido desarrollados por la NASA y son los utilizados en los mapas mostrados en este libro.

En la Figura 9 se ejemplifica un producto proveniente de las imágenes SeaWiFS. Aquí se muestra un mapa de la concentración de clorofila *a* en el Golfo de México. La imagen fue obtenida en abril de 1998 y procesada con los algoritmos recién mostrados. La imagen muestra bajas concentraciones de clorofila en la zona oceánica del Golfo (tonos oscuros), mientras que en las regiones costeras de Tamaulipas, Campeche y Yucatán las concentraciones son mayores (tonos claros).

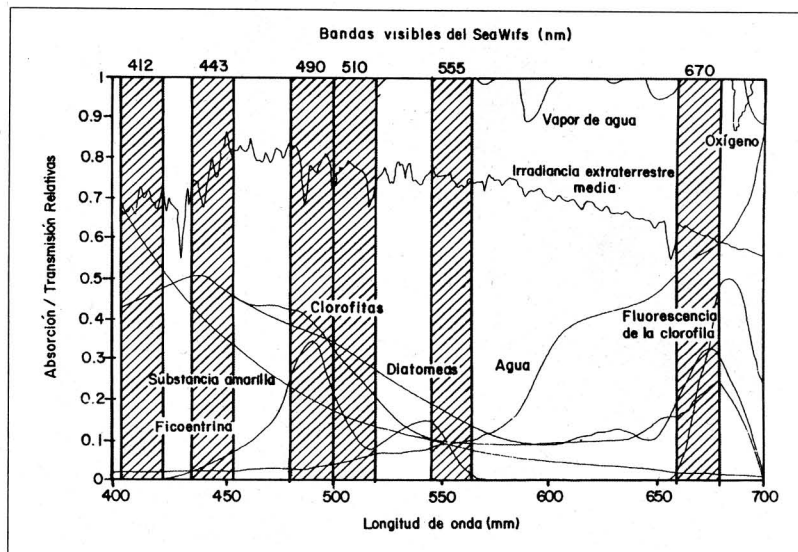


Figura 8. Bandas del sensor SeaWiFS y espectros de absorción de algas marinas y agua de mar.

A finales de febrero de 2000 el satélite TERRA comenzó a recolectar datos de la superficie terrestre. Este satélite consta de cinco instrumentos para recabar la información sobre suelos, atmósfera, grandes cuerpos de agua epicontinentales, hielo y océanos. En particular, el instrumento MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) fue diseñado para monitorear cambios de gran escala en la biosfera, que den pautas en las investigaciones sobre el ciclo global del carbono. Este instrumento cuenta con 36 bandas colocadas en el visible, infrarrojo cercano e infrarrojo térmico. Las imágenes obtenidas mediante este sensor no son, al momento de escribir el texto, del dominio público. Sin embargo, algunos ejemplos pueden observarse en Internet. La Figura 10 muestra un compuesto de tres bandas visibles del MODIS, donde se observan las regiones de la península de Yucatán y el Golfo de Honduras. En el compuesto se aprecia en tonos claros la surgencia costera en las partes norte y occidental de la península, entre otros muchos detalles.

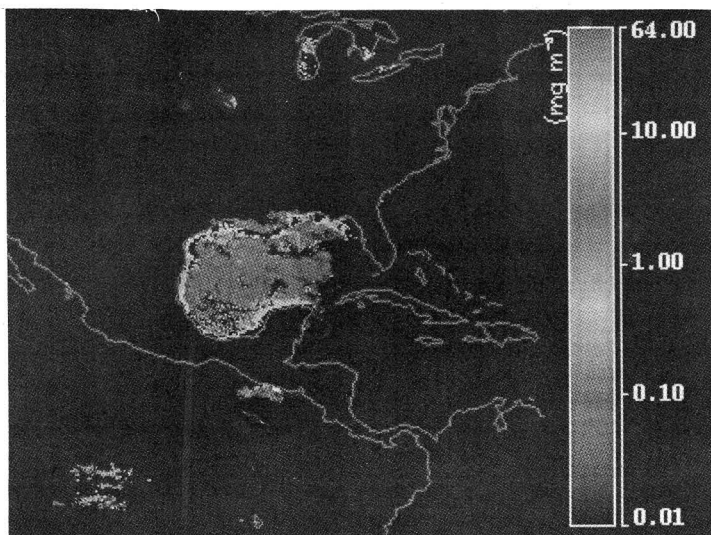


Figura 9. Imagen SeaWiFS del Golfo de México (abril 1998).

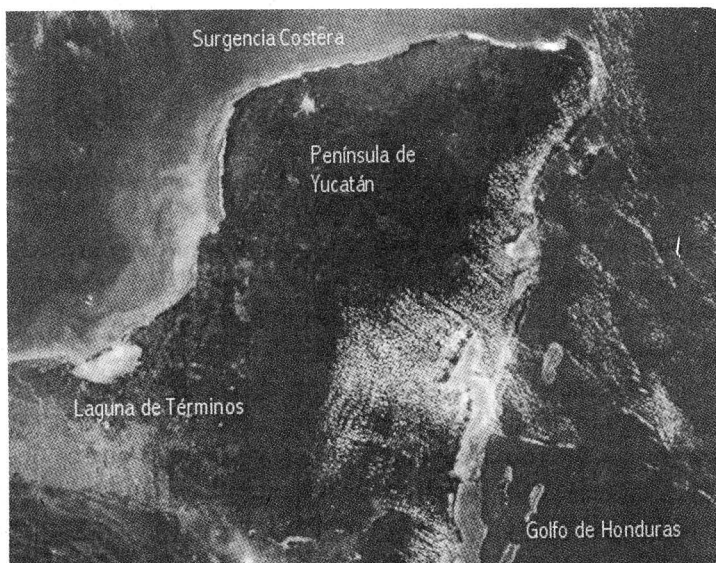


Figura 10. Imagen MODIS de la península de Yucatán y el Golfo de Honduras (abril 2000).

III. TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

Uno de los productos más útiles de la percepción remota de los océanos son los mapas de la temperatura superficial del mar (TSM). Los sensores infrarrojos colocados en satélites se pueden usar para medir la temperatura en grandes extensiones de la superficie oceánica. Esta información tiene aplicaciones de gran importancia, por ejemplo, estos mapas permiten usar la temperatura superficial del océano para observar patrones de circulación marina, localizar las principales corrientes en los mares y facilitar, por consiguiente, la transportación marítima. El uso de mapas de TSM permiten también hacer un seguimiento de las temperaturas del mar y relacionarlas con cambios en el tiempo y en el clima. Los mapas de TSM son usados para la detección de capas de hielo recién formadas, las cuales de otra manera pasarían desapercibidas. Finalmente, los mapas de TSM se pueden utilizar como un apoyo para localizar grandes densidades de recursos vivos, que están asociados con procesos de mesoescala en los que inciden clinas térmicas, tales como los peces que prefieren un intervalo de temperatura determinado (Herron *et al.*, 1989). A la fecha, los mapas de TSM se emplean grandemente en pesquerías, principalmente en los fletes de atún, salmón, sardina y anchovetas. Desde tiempo atrás se sabe que algunas especies de atún encuentran su alimento en el lado caliente que da al mar de los frentes térmicos. Por su parte, los salmones prefieren el lado frío del frente térmico que encara hacia la tierra. La presencia de otras especies también puede ser correlacionada con los mapas de TSM. Adicionalmente, es-

estructuras de mesoescala tales como giros, inversiones y surgencias, entre otras, son de importancia en las pesquerías y pueden ser detectadas usando mapas de TSM.

Desde 1973, la NOAA ha mantenido activamente la determinación de la TSM derivada de datos de satélites. La extracción de información de este parámetro a partir de datos generados por radiómetros infrarrojos es un protocolo bien establecido. Los mapas globales de temperatura superficial del mar se producen de forma operacional. En la actualidad, es posible obtener mapas de TSM en tiempo real y con una precisión de 0.5° a 2° C, mediante satélites tales como el TIROS, NOAA, GOES y METEOSAT, principalmente.

El primer satélite con órbita polar de Estados Unidos fue lanzado el 1 de abril de 1960. Este satélite, bautizado con el nombre de TIROS por sus siglas en inglés (Television and Infrared Observational Satellite), fue un satélite meteorológico diseñado inicialmente con propósitos de investigación y desarrollo tecnológico. Entre 1966 y 1969 el satélite TOS (TIROS Operational System) se convirtió en el primer satélite meteorológico operacional. El TIROS-N avanzado llegó a ser el prototipo mejorado para los modernos satélites de la serie conocida como NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), debido a la organización responsable de su operación y mantenimiento.

Los satélites helio-sincrónicos de la serie NOAA están dedicados a las observaciones meteorológicas y a los estudios sobre la temperatura superficial del mar y proporcionan imágenes de alta resolución varias veces al día. Esta serie puede dividirse en tres generaciones.

La primera generación incluye a los satélites NOAA 2 al 5 los cuales fueron puestos en órbita respectivamente en 1972, 1973, 1974 y 1976. Transportaban al sensor VHRR (Very High Resolution Radiometer), el cual fue usado ampliamente en estudios oceanográficos en esa década. La segunda generación incluye a los saté-

lites TIROS-N, NOAA 6 al 9, lanzados en 1978, 1979, 1981, 1983 y 1984, respectivamente. El satélite TIROS-N terminó su misión en 1981. Su principal objetivo fue la predicción climática y la observación de la cobertura de nubes. El instrumento usado en los satélites NOAA de la segunda generación ha sido hasta la fecha el radiómetro avanzado de muy alta resolución, mejor conocido como AVHRR por sus siglas en inglés. El AVHRR substituyó al VHRR que quedó inactivo en 1979. La tercera generación incluye a los satélites NOAA 9-15. En 1995, los satélites NOAA 9-12 y NOAA 14 se convirtieron en operacionales; en 1993, el satélite NOAA 13 dejó de funcionar. Los satélites NOAA 10 y 12 realizan una órbita en dirección norte-sur (modo descendente), mientras que los satélites NOAA 9, 11 y 14 lo hacen en dirección sur- norte (modo ascendente). Finalmente, en noviembre de 1998, el satélite NOAA-15 fue puesto en operación. Estos satélites cuentan con diversos sensores, cada uno con un propósito específico, siendo el AVHRR el que interesa para la determinación de la temperatura superficial del mar. Este es un radiómetro de barrido que cuenta con cinco canales y una resolución espacial de 1.1 km que obtienen información en los intervalos visible, infrarrojo cercano y térmico del espectro electromagnético. Las características principales de este instrumento se muestran a continuación en la Tabla 3.

Los sensores infrarrojos miden la radiación emitida desde la superficie marina en las bandas 3, 4 y 5. De estas tres, los canales

Tabla 3. Características principales del instrumento AVHRR

Banda	Ancho de banda (mm)	Información
1	0.58 – 0.68	Cobertura diurna de nubes, detección de sedimentos.
2	0.73 – 1.1	Vegetación, cobertura diurna de nubes.
3	3.55 – 3.93	Cobertura nubosa nocturna, TSM, incendios
4	10.3 – 11.3	Cobertura de nubes, TSM.
5	11.5 – 12.5	TSM, corrección por vapor de agua.

4 (10.3 – 11.3 mm) y 5 (11.5 – 12.5 mm), ubicados en el infrarrojo térmico, son útiles en la determinación de la TSM durante el día. El canal 3 se incluye cuando las mediciones se realizan durante la noche, dado que por su ubicación en el espectro (3.5 - 3.8 mm) posee la característica dual de ser un canal que recibe datos de reflectancia durante el día y de emisión terrestre durante la noche. La radiación emitida aumenta con la TSM, pero se reduce al pasar por la atmósfera, por lo que la temperatura detectada (brillantez) no es el valor verdadero. Los efectos atmosféricos varían con la longitud de onda, por lo que se puede utilizar la diferencia de la brillantez en diferentes bandas como base para lograr una corrección atmosférica.

Los algoritmos existentes para obtener la TSM a partir de datos del sensor AVHRR están basados en el método multi-canal infrarrojo, el cual utiliza fórmulas “empíricas” (McClain *et al.*, 1985). Los coeficientes de estas fórmulas se obtuvieron a través de regresiones lineales entre pares de temperaturas medidas simultáneamente *in situ* (con boyas a la deriva) y radiancias de satélite. La resolución de temperatura proporcionada por los satélites NOAA-12 y 14 es de 0.1° C, por lo que se pueden observar en forma confiable variaciones de temperatura sobre las distintas regiones oceánicas.

McClain *et al.* (1985) propusieron algoritmos para calcular la TSM de noche y de día usando el método multi-canal (MCSST, por sus siglas en inglés). En las observaciones nocturnas se emplean las siguientes fórmulas para calcular la TSM:

$$TSM_1 = 1.5018T_{3.7} - 0.4930T_{11} - 273.34 \quad (15)$$

$$TSM_2 = 3.61139T_{11} - 2.5789T_{12} - 283.34(16) \quad (16)$$

$$TSM_3 = 1.0170T_{11} + 0.9694(T_{3.7} - T_{12}) - 276.58 \quad (17)$$

Donde $T_{3,7}$, T_{11} y T_{12} son las temperaturas de brillo (calculadas a partir de las radiancias) expresadas en grados Kelvin, TSM_1 , TSM_2 y TSM_3 son los algoritmos MCSST conocidos como: doble-ventana, ventana dividida y triple ventana, respectivamente, en grados centígrados.

Durante el día el valor $T_{3,7}$, correspondiente a la temperatura de brillo de la banda 3, no se puede utilizar sin hacer consideraciones importantes sobre la reflexión solar, por lo que el algoritmo de ventana-dividida es el único que se puede utilizar. El algoritmo MCSST utilizado se presenta a continuación en la fórmula siguiente:

$$TSM_4 = 1.017432T_{11} + 2.139588(T_{11} - T_{12}) + -283.21 \quad (18)$$

Nuevamente T_{11} y T_{12} están en grados Kelvin y TSM_4 en grados centígrados.

Las imágenes de TSM mostradas en este libro fueron obtenidas utilizando el algoritmo MCSST de ventana-dividida, que es el que ha dado mejores resultados. Los algoritmos de doble y triple ventana que utilizan la banda 3 del AVHRR (3.7 mm) están sujetos a problemas de ruido en la señal de esta banda, lo que probablemente sea la causa de diferencias significativas en la aplicación de estos algoritmos (Bernstein, 1982).

Japón cuenta con el Satélite Meteorológico Geo-sincrónico (GMS, por sus siglas en inglés), que cubre el Pacífico occidental, el oriente de Asia y Australia; la India cuenta con el satélite INSAT que tiene funciones tanto meteorológicas como de comunicación; la Agencia Espacial Europea opera el satélite METEOSAT el cual abarca Europa y África y se localiza sobre el Ecuador a los 0°. Asimismo, se puede citar a Rusia, país que opera al satélite GOMS, similar a los satélites GOES, mismo que cubre a Asia Central y al Océano Índico.

La presencia de nubes o niebla puede contaminar los datos de TSM, sin embargo, el conocimiento de las variaciones diarias o las tendencias de este parámetro permiten hacer correcciones mediante la interpolación de datos. La información *in situ* proporcionada por los buques brinda una fuente adicional en la deducción precisa de los campos de temperatura.

Con respecto a los satélites geoestacionarios, los GOES proporcionan información meteorológica y de TSM cada quince minutos, aunque su resolución espacial varía en función de las bandas espectrales. Dada la alta resolución temporal de estos satélites, es posible hacer evaluaciones continuas de una gran diversidad de fenómenos, como son el monitoreo de huracanes, de plumas volcánicas y de las variaciones térmicas del mar, entre otros. El satélite GOES-8, en particular, posee cinco bandas espectrales ubicadas en las regiones del visible, y del infrarrojo cercano, medio y térmico. La Tabla 4 muestra las características más relevantes de este sensor.

Tabla 4. Principales características del satélite GOES-8

Banda	Ancho de banda (mm)	Resolución espacial (Km)	Información
1	0.55 – 0.75	0.5 × 1	Cobertura de nubes.
2	3.80 – 4	2 × 4	Niebla nocturna, TSM, incendios.
3	6.50 – 7.00	2 × 8	Velocidad del viento (troposfera).
4	10.2 – 11.2	2 × 4	Identificación de tormentas.
5	11.5 – 12.5	2 × 4	TSM, detección de cenizas volcánicas.

La Figura 11 muestra una fracción de una imagen típica del satélite GOES, cubriendo la parte norte del hemisferio occidental. En la imagen se aprecia la cobertura nubosa sobre el norte de México y buena parte de los Estados Unidos. Se observan también zonas de alta presión (tonos oscuros) sobre el Istmo de Tehuantepec, el Golfo de Honduras y el sur de Cuba.

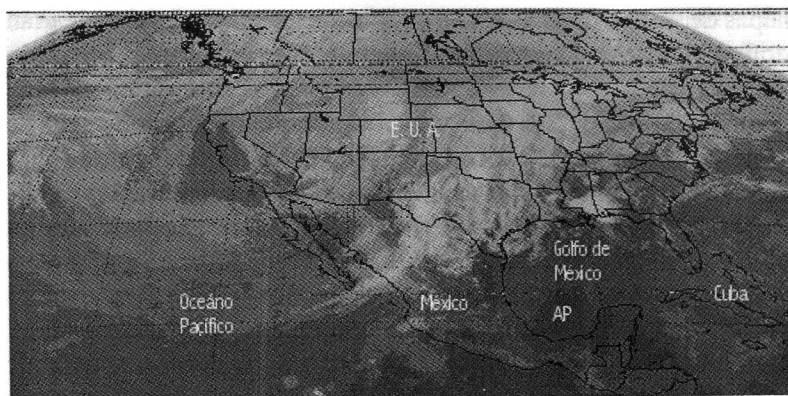


Figura 11. Sección de una imagen GOES-W mostrando América del Norte.

Circulación oceánica. Los océanos son una parte importante del sistema de intercambio de calor de la Tierra. Las aguas oceánicas en las regiones ecuatoriales del planeta absorben calor proveniente de la radiación solar. Estas corrientes de agua cálida fluyen luego hacia los polos, llevando calor de esta zona y distribuyéndolo a las latitudes altas. Por otro lado, las corrientes de agua fría viajan de las regiones polares hacia el Ecuador, donde vuelven a ser calentadas. Esta circulación es debida principalmente a la acción de los vientos, y existe una fuerte relación con los patrones de viento alrededor del planeta. En las cuencas del Atlántico y del Pacífico en el hemisferio norte, las corrientes fluyen, en forma general, en sentido anticiclónico (en el sentido de las manecillas del reloj). En el hemisferio sur la circulación se presenta, principalmente, en sentido ciclónico (en sentido opuesto a las manecillas del reloj). Estos patrones de circulación son conocidos como giros. En general, se puede decir que las corrientes que fluyen hacia los polos son de agua cálida y las que fluyen hacia el Ecuador son corrientes de agua fría. Sin embargo, es importante resaltar que la circulación oceánica es dinámica y los

mapas de TSM no muestran ni la circulación subsuperficial ni de gran profundidad, las cuales son muy importantes en la dinámica oceánica.

Frentes oceánicos. Los frentes son fronteras entre masas de agua de diferente densidad, la cual es una función de la temperatura y la salinidad. Por consiguiente, en el océano existen tanto frentes térmicos como frentes salinos. Un frente térmico es una zona con un gradiente horizontal de temperatura muy marcado (e. g. la surgencia de aguas profundas a la superficie), mientras que un frente salino muestra un gradiente horizontal de salinidad (e. g. el efecto fluvial en las zonas costeras). Los frentes oceánicos se pueden extender desde la superficie hasta capas muy profundas, separando con frecuencia grandes volúmenes de agua. El uso de imágenes infrarrojas de satélite en días relativamente claros de poca nubosidad, permite detectar frentes térmicos en las capas superficiales del océano. Los frentes oceánicos pueden ser permanentes o transitorios. Como ejemplos de frentes oceánicos permanentes se pueden citar el cinturón de la corriente del Golfo, localizada a lo largo de la costa oriental de Norteamérica y el frente de la corriente del Kuroshio, localizada a lo largo de la costa este de Asia. Estas zonas frontales exhiben un gradiente horizontal muy pronunciado de temperatura que puede alcanzar profundidades cercanas a los 1 000 m. Los frentes oceánicos transitorios aparecen temporalmente, son generalmente débiles y sus límites, aunque inicialmente definidos, se vuelven difusos con facilidad. Los frentes transitorios pueden aparecer en los mares por períodos cortos (semanas) durante el año; sin embargo, son un componente importante del sistema oceánico, ya que proveen de sitios de concentración de recursos con importancia pesquera.

Una limitante en el estudio de los frentes oceánicos térmicos, utilizando imágenes de satélite, es que la detección de la temperatura se limita a la capa superficial del mar, sin definir las características térmicas de las aguas más profundas. Este problema es más marcado en los meses de verano, cuando el calentamiento solar tiende a hacer que la capa superficial del mar sea isotérmica; esto es, que presente la misma temperatura en todas partes. Esto puede ocultar

características oceánicas permanentes vistas desde un satélite. Por ejemplo, la corriente del Kuroshio puede perder su característica superficial térmica durante el verano, a pesar de que el frente esté aún bien definido a profundidades mayores.

Surgencias. Las surgencias ocurren en un cuerpo de agua cuando el agua subsuperficial asciende a la superficie. Dado que la temperatura del agua generalmente decrece con la profundidad, el agua emergente es más fría que el agua superficial que ésta reemplaza. En un área de surgencia las temperaturas superficiales son usualmente más frías que el agua de los alrededores. Los datos de imágenes infrarrojas pueden proporcionar información de la posición y magnitud del gradiente de temperatura superficial asociado a la surgencia de agua fría. Las zonas de surgencia aparecen, generalmente, como bandas con tonos de gris más claros indicando temperaturas más frías a lo largo de las costas. Las aguas de las surgencias interactúan con las corrientes cercanas a las costas, y se pueden observar con frecuencia frentes térmicos entre estos dos tipos de aguas. Las surgencias de agua fría, provenientes de zonas más profundas, pueden influir significativamente en la productividad biológica de los océanos y a lo largo de las costas por su contenido elevado en nutrientes, lo cual ayuda, en presencia de la luz, al crecimiento rápido del fitoplancton, proporcionando así una fuente alimenticia para los herbívoros. Algunas de las pesquerías más grandes del mundo se basan en estas surgencias estacionales en ciertas regiones.

Existen diversas causas que dan origen a las surgencias. La más común es la conocida como surgencia costera. Ésta es causada por la fuerza con que los vientos soplan y empujan la superficie del agua en combinación con el efecto de la rotación terrestre (efecto de *Coriolis*). Estas dos fuerzas hacen que haya un transporte neto de agua superficial alejándose de la costa. La divergencia de agua superficial lejos de la costa, produce un afloramiento de agua subsuperficial más fría. Las surgencias son comunes a lo largo de las costas occidentales de los continentes, donde se localizan sistemas persistentes de alta presión, los cuales resultan en vientos que fluyen hacia el Ecuador para-

lelos a la línea de costa. Otra causa de surgencia se debe a la batimetría del fondo marino. Por ejemplo, una pendiente muy pronunciada del piso oceánico produce una surgencia mayor, que una pendiente suave bajo las mismas condiciones de viento. La surgencia inducida topográficamente ocurre cuando una corriente oceánica fluye sobre una proyección del fondo que impulsa a la corriente a ascender y transportar agua subsuperficial a la superficie.

Finalmente, las surgencias dinámicas ocurren cuando el flujo de las corrientes oceánicas produce que el agua superficial diverja en mar abierto. En las regiones donde las aguas superficiales del océano adyacente se separan, las aguas más profundas ascienden para reemplazarlas. Las surgencias de este tipo se asocian con la Corriente Ecuatorial y la frontera norte de la Contracorriente Ecuatorial.

Los aspectos mencionados son apreciables en diversas zonas de los mares mexicanos. En el capítulo siguiente se hace una descripción de los mares mexicanos y de las características de color y temperatura superficial observables con imágenes de satélite.

IV. COLOR Y TEMPERATURA DE LOS MARES MEXICANOS

Con fines de clasificación se pueden reconocer cinco regiones en las aguas que rodean a nuestro país: Golfo de México, Mar Caribe, Costa occidental de California, Golfo de California y Pacífico tropical. Cada una de estas regiones cuenta con características propias que deben ser consideradas para entender las variaciones espectrales que dan origen a su color y a su temperatura superficial (Figura 12). Las características de los mares mexicanos, con relación a estos parámetros, están localizadas, básicamente, en la capa superficial o de mezcla. En el caso de la TSM se observa sólo la capa superficial milimétrica, mientras que en el caso del color del mar es posible obtener información a profundidades de pocas decenas de metros. Por consiguiente, las características de los mares mexicanos que se mencionan en los siguientes párrafos pertenecen a las capas superiores de éstos. En este capítulo se describen los principales aspectos de nuestros mares, resaltando en algunos casos situaciones de interés particular.

Golfo de México

Es un sistema semi-cerrado con una entrada de agua oceánica por el Caribe a través del Canal de Yucatán y con una salida a través del estrecho de la Florida con una profundidad superior a los 3 600 m en la región central. Una de sus características morfológicas más notables es el ancho de la plataforma continental cerca de las penínsulas de la Florida y Yucatán, la cual decrece ligeramente en la porción

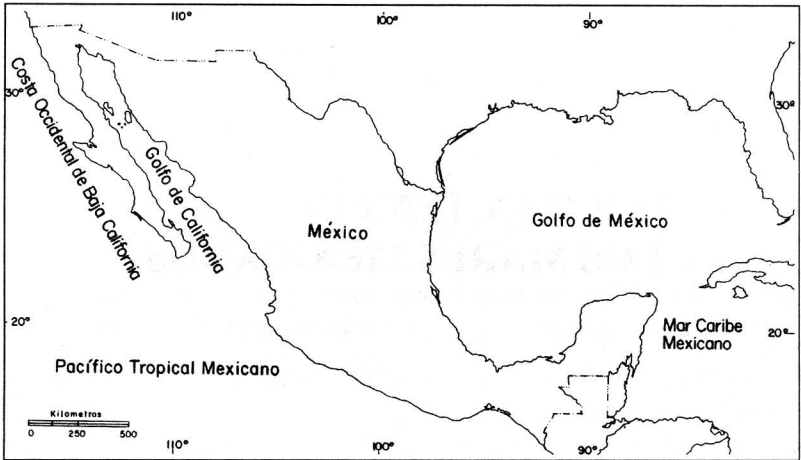


Figura 12. Los mares mexicanos.

norte hacia las costas de Texas, Louisiana, Mississippi y Alabama en Estados Unidos y es muy angosta en la pendiente occidental, sobre las cordilleras, frente a las costas mexicanas de Tamaulipas y Veracruz.

La plataforma continental cercana a la península de Yucatán es conocida como el Banco de Campeche y en la región sur-occidental como la Sonda de Campeche. En la región occidental y norte del Banco de Campeche existe un área que presenta grandes cambios en profundidad y se conoce como el Escarpe de Campeche. En la región suroeste del Golfo de México existe un cañón submarino que marca el final de la zona carbonatada del Banco de Campeche y el inicio de la continental y que se conoce como el Cañón de Campeche.

Las características físicas más pronunciadas son la corriente del Lazo y sus remolinos anticiclónicos asociados. En la región norte son comunes los frentes invernales que se forman como consecuencia del intercambio de masas de aire frío continental y las del Golfo. La región norte recibe la influencia de los giros anticiclónicos que se desprenden de la corriente cálida del Caribe (Elliot, 1982). Cuando los anticiclones colisionan con el talud continental pierden volumen y se desplazan hacia el noroeste del Golfo donde, eventualmente, desaparecen (Sturges, 1993; Vidal *et al.*, 1988).

En la región sur del Golfo de México descargan sus aguas dos ríos importantes: el Coatzacoalcos y el sistema Grijalva-Usumacinta. Estos ríos son la principal fuente de sedimentos en la zona costera y representan aproximadamente un tercio de la descarga fluvial en México (Carranza *et al.*, 1993). La laguna de Términos también se localiza en la porción sur de la región. La circulación es ciclónica en este sector y es generada por remolinos originados en el este y que llevan un desplazamiento hacia el oeste y posteriormente hacia el sur (Molinari *et al.*, 1978). El clima de la región es cálido, sub-húmedo con una temporada de verano lluviosa (García, 1973). La precipitación anual alcanza los 4.5 m y se tiene un promedio de 160 días nublados por año.

La región cubre varias zonas fisiográficas que incluyen al Banco y a la Bahía de Campeche, de acuerdo con la clasificación de Antoine (1972).

El Banco de Campeche es una región carbonatada muy extendida y casi plana, limitada al oeste por la cuenca Tabasco-Campeche y al este por el estrecho de Yucatán. Esta región recibe la influencia de las surgencias a lo largo del borde occidental de la Península de Yucatán. Se ha observado una corriente fuerte derivada de la corriente del Golfo que entra a través del estrecho. El banco es una zona somera que abarca un intervalo de 20 a 200 m de profundidad. La bahía de Campeche está limitada por el paralelo 21° N y por las costas de los estados de Veracruz, Tabasco, Campeche y Yucatán al oeste, sur y este, respectivamente. Se considera como la extensión marina de la cuenca Tabasco-Campeche. La bahía, abierta hacia el Golfo, limita al este con el Banco de Campeche, y al sur y al suroeste con la Sierra Madre Oriental. La planicie costera es baja, pantanosa y con un drenado pobre. La circulación dentro de la bahía está influenciada por la corriente proveniente del Banco de Campeche, la cual es producida por la corriente y la surgencia dinámica de Yucatán (Hernández *et al.*, 1993). La temporada de lluvia, de junio a septiembre, produce un aporte de agua dulce en la bahía a través del sistema de ríos Grijalva-Usumacinta. El aporte de agua dulce disminuye la salinidad y modifica la temperatura marina creando un

frente costero (Monreal *et al.*, 1992). La bahía es una región oceánica más profunda con un rango que va desde los 2 000 hasta los 3 500 m.

Corriente del Lazo

La circulación del Golfo de México tiene la influencia de las aguas cálidas y salinas que entran por la región comprendida entre Cuba y la península de Yucatán (Estrecho de Yucatán), circula en el Golfo y sale por el Estrecho de la Florida, donde se une a la corriente de la Florida. En el Golfo de México, parte de la corriente forma anillos anticiclónicos, los cuales influyen en las aguas adyacentes generando remolinos ciclónicos. El resto de las aguas de la corriente continúa su viaje hacia el Estrecho de la Florida formando un meandro. Este comportamiento produce una franja plegada hacia el este en forma de lazo, de donde toma su nombre: corriente del Lazo. Esta corriente es un flujo de agua con alta salinidad (36.7 ups) y temperaturas superficiales durante el verano de 28 a 29° C, que disminuyen en el invierno entre 24 y 26° C. La corriente del Lazo presenta una intromisión dentro del Golfo, la cual varía estacionalmente. Durante los meses de abril, mayo, junio y agosto, la intromisión puede alcanzar los 27° de latitud norte (Molinari, 1978). La corriente pierde fuerza durante los meses de julio, octubre y noviembre llegando solamente hasta los 25° N, generando giros anticiclónicos. Estos anticiclones son áreas de temperaturas cálidas y salinas semejantes a la del Lazo. Cuando el flujo de la intromisión de la corriente se reduce, los giros pueden constituirse como anillos aislados. Al separarse de la corriente los anillos se mueven hacia el oeste con velocidades cercanas a los 6 km día⁻¹ (Cochrane, 1972).

Frente a las costas de Tamaulipas se ha detectado un anillo conocido como el “anticiclón mexicano”, el cual es una estructura semi-permanente que está directamente influenciado por la corriente del Lazo (Vázquez de la Cerda, 1975). Como repuesta a este movimiento, se forman estructuras ciclónicas al norte y al sur de este anticiclón. Estos anillos ciclónicos generan un ascenso de aguas con temperaturas más bajas que las de su entorno. Estas estructuras de mesoescala

han sido observadas y estudiadas con imágenes satelitales de TSM desde mediados de los años ochenta (*e. g.* Vukovich y Maul, 1985). Estos remolinos fomentan la productividad biológica de la zona (Biggs, 1992). La Figura 13 es una imagen del sensor SeaWiFS (05/04/2000), donde se muestra la distribución de clorofila *a* sobre la zona oceánica y nerítica frente a Tamaulipas. Los tonos más oscuros representan una concentración relativamente elevada ($0.5\text{-}0.6\text{ mg m}^{-3}$), mientras que los tonos intermedios de gris simbolizan concentraciones relativamente bajas ($0.1\text{-}0.2\text{ mg m}^{-3}$). La circulación costera en la región del noreste de México es poco conocida. Se sabe, sin embargo, que la circulación en Louisiana y Texas está determinada por un giro ciclónico, el cual está limitado por una convergencia de corrientes costeras en el oeste y una divergencia en el este (Li *et al.*, 1997). Las variaciones estacionales del viento y el aporte fluvial de los ríos Bravo, Soto la Marina y Pánuco influyen en la corriente y modifican las características térmicas y salinas de la región (Vidal *et al.*, 1988). En las fronteras este, oeste y sur, sobre el talud, la circulación es afectada por una combinación de fuerzas provenientes de los giros anticiclónicos desprendidos de la corriente del Lazo y de los vientos. Esta combinación produce la convergencia en el suroeste de la plataforma y favorece la circulación hacia el este a lo largo del talud continental. En esta región, Brooks y Legeckis (1982) detectaron con imágenes de la TSM una pluma de 500 km con dirección noreste saliendo de las costas de Tamaulipas. De acuerdo con estos autores, esta pluma es el resultado de la interacción entre un ciclón y un anticiclón en el borde externo de la plataforma continental. La Figura 14 muestra un mapa de la TSM de la costa de Tamaulipas con una intrusión cercana a los 24° C . Los tonos oscuros denotan temperaturas frías y los tonos claros temperaturas más altas.

A pesar de que la corriente del Lazo es una estructura permanente en el Golfo, los satélites la pueden detectar con claridad en los meses más fríos del año. En los meses más cálidos la capa superficial en el Golfo de México se vuelve isotérmica, debido al calenta-



Figura 13. Imagen SeaWiFS de la región de Tamaulipas (abril 2000).

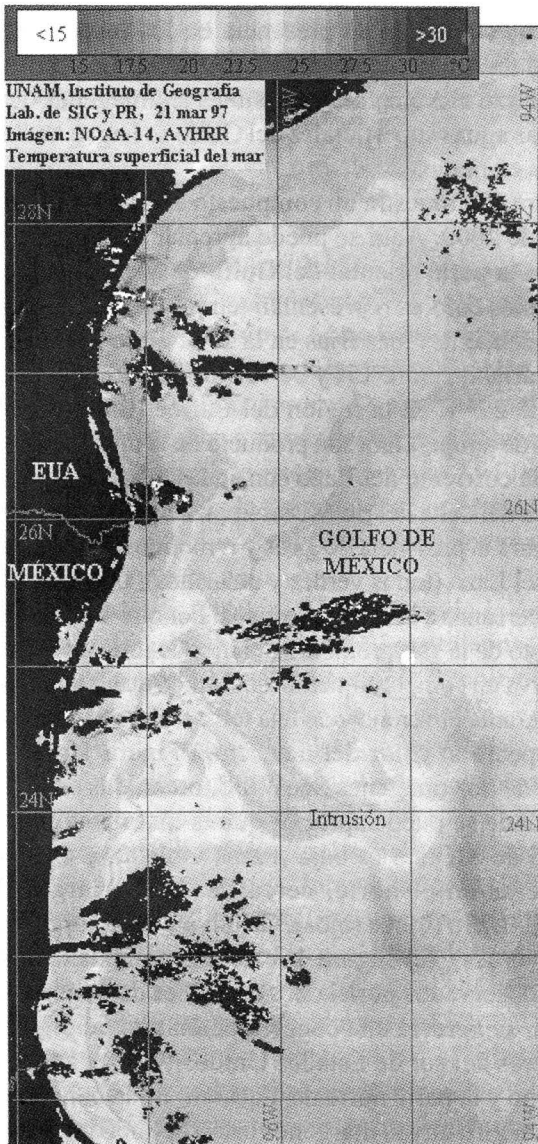


Figura 14. Mapa de la temperatura superficial del mar de la región tamaulipeca.

miento solar, ocultando su presencia en los mapas de TSM, por la ausencia de un gradiente térmico superficial. Los límites de la corriente del Lazo son claramente visibles en imágenes de satélite antes de que las aguas superficiales del Golfo se hagan horizontalmente isotérmicas en mayo.

La Figura 15a muestra un compuesto a color de la TSM promedio de febrero de 2000. Aquí se puede apreciar claramente la corriente del Lazo en la parte oriental del Golfo de México (tonos amarillo-naranja). Estos colores representan temperatura de 24° a 28° C, que contrastan con aguas más frías en la zona norte del Golfo, con temperaturas variando entre 15° y 20° C (tonos azules) y más cálidas de alrededor de 29° C en la región del Caribe (tonos naranjas). Estas variaciones de temperatura son producto de la interacción de las aguas cálidas de la corriente del Lazo con aguas más frías, por ejemplo, las provenientes del delta del río Mississippi. Asimismo, es posible observar en la figura la presencia de giros y remolinos con temperaturas menores a la del Lazo (tonos verdes y amarillos), ubicados al oeste de la corriente y cercanos a la costa mexicana. Por otro lado, la Figura 15b es un compuesto de la TSM promedio del mes de julio de 2000. En la imagen se observa un comportamiento isotérmico de las aguas superficiales del Golfo durante el verano, con una temperatura promedio de 28° C.

Con respecto al color del mar, en la Figura 16a se muestra un compuesto de dos imágenes SeaWiFS, obtenidas en el mes de abril de 2000, donde se puede apreciar que la distribución de clorofila *a* en el Golfo de México es baja (tonos violeta), a excepción de las áreas costeras en el norte, cerca de las descargas de los ríos Mississippi, Bravo (tonos rojos), Grijalva y de la surgencia de Yucatán (tonos verdes). La Figura 16b es una composición mensual de pigmentos observados por el CZCS en el mes de octubre de 1979. En esta imagen se aprecia una concentración alta de pigmentos en las zonas costeras del sur de Estados Unidos y en las zonas de la bahía de Campeche y la parte norte de Yucatán. En la bahía de Campeche se percibe un giro cuyos márgenes están delineados por tonalidades verdes. La comparación estacional permite apreciar que las condiciones otoñales son más adecuadas para el desarrollo del fitoplancton

que las que se presentan en el invierno. Esto es debido al aporte fluvial de nutrientes ocurrido durante el verano, lo cual, aunado a las condiciones propicias de temperatura y luz permite el florecimiento del fitoplancton.

Mar Caribe Mexicano

Esta región conforma la parte norte del Mar Caribe, el cual consiste en cinco cuencas principales, entre las que se encuentra la de Yucatán. Se localiza en la costa sureste de México e incluye a los estados mexicanos de Quintana Roo y la parte norte de Yucatán. La cuenca de Yucatán tiene una profundidad promedio de 5 000 m y une al Mar Caribe con el Golfo de México a través del Canal de Yucatán. Puesto que la profundidad de umbral de este pasaje es de 2 040 m, sólo bajo condiciones dinámicas inusitadas, puede el agua de mar de profundidades más grandes que el umbral tener algún intercambio entre estos dos grandes cuerpos de agua.

Los vientos en esta región tienen influencia de la celda de alta presión generada en las islas Azores. Los vientos alisios, producidos por la distribución de la diferencia de presiones establecidas por este sistema, son persistentes en esta región tanto en dirección como en magnitud. Durante el invierno soplan desde el este y el noreste, mientras que durante el verano soplan desde el este y el sureste, con una rapidez que varía entre 3.5 y 10.5 m s⁻¹.

Sin embargo, este patrón presenta anomalías que incluyen interrupciones frecuentes de los vientos durante la época de invierno (de dos a tres por mes), las cuales se deben a su movimiento constante hacia el este, a frentes semanales, lo cual genera vientos violentos también denominados “nortes” sobre el Golfo de México y la parte norte del Mar Caribe. En contraste, durante el verano y otoño se presentan tormentas tropicales y huracanes por el calentamiento de la superficie del agua. En septiembre predominan los huracanes, ya que, en general, las tres o cuatro tormentas tropicales que ocurren en el período tienen una probabilidad cercana al 70% de alcanzar intensidades de huracán.

La temperatura superficial del Mar Caribe está determinada por diversos factores tales como la radiación neta absorbida, los procesos de evaporación, la conducción turbulenta y el intercambio calorífico con capas más profundas del océano. La suma de estas cantidades se conoce con el término de “almacenamiento calorífico”. Así, las capas superficiales del Mar Caribe se calientan desde los inicios de febrero hasta mediados de septiembre. Alcanza valores máximos en abril y agosto y un mínimo relativo en junio durante esta fase de calentamiento de siete meses. La misma capa superficial se enfría durante los siguientes cinco meses, alcanzando un máximo de enfriamiento en diciembre. La corriente principal en esta región es la conocida como corriente del Caribe, la cual se mueve de este a oeste, proveniente de diversos estrechos existentes entre las Antillas Menores.

Corriente de Yucatán

Esta corriente tiene su origen en diversos procesos. Los vientos alisios del norte arrastran aguas superficiales del Atlántico generando corrientes que se mueven hacia el oeste. Estas corrientes están integradas al sistema de las corrientes del Océano Atlántico tropical. De este sistema, la corriente Norecuatorial llega de las Antillas menores y se divide en dos partes: *a)* la corriente de las Antillas que se dirige por el lado oriental de estas islas hasta llegar a las Bahamas y *b)* la corriente del Caribe, la cual penetra el Mar Caribe a través de los estrechos que se hallan entre las Antillas menores. La corriente del Caribe atraviesa la cuenca Caribeña en dirección este-oeste impulsada por los vientos alisios y circula luego por los canales y los bajos entre Jamaica y Honduras, para entrar a la cuenca del Mar del Caimán. El flujo se realimenta con agua de esta cuenca y fluye con el nombre de corriente de Yucatán a través del Mar Caribe mexicano, para entrar al Golfo de México por el Estrecho de Yucatán. La corriente alcanza velocidades de hasta 3 m s^{-1} , lo que la hace una de las corrientes más rápidas y persistentes del océano mundial.

El fenómeno de afloramiento de nutrientes en el Golfo de México se presenta con mucha fuerza en la plataforma de la península de Yucatán. Diversos estudios han demostrado un ascenso de agua subsuperficial en esta región (e. g. De la Lanza *et al.*, 1976, López *et al.*, 1986). Este afloramiento presenta dos brazos, uno que se extiende hacia el noreste sobre la plataforma fuera del máximo flujo de la corriente de Yucatán, el segundo se observa muy cercano y paralelo a la costa norte de la península (Ruiz, 1979). El primer brazo es una surgencia debida al paso de la intensa corriente por el Mar Caribe mexicano, que genera diferencias laterales de presión hidrostática en la columna de agua, y para conservar el equilibrio de la densidad se produce un ascenso de agua subsuperficial conocido como "surgencia dinámica". El segundo brazo involucra, probablemente, un mecanismo de tipo eólico que predomina sobre los efectos dinámicos de la corriente. Esta surgencia eólica incluye tanto el efecto de la rotación terrestre en el mar (efecto de *Coriolis*) como la fricción del viento sobre la superficie del agua. Esta interacción de efectos produce un movimiento de las masas de agua hacia la derecha de la dirección del viento, conocido como "efecto Ekman", el cual presenta una dirección sur-sureste durante el verano (Emilsson, 1976). Al haber un desplazamiento de las aguas cálidas del Mar Caribe por la acción del viento, se abre un espacio en el borde y sobre la plataforma yucateca, el cual permite el ascenso o surgencia de aguas profundas con temperaturas más bajas.

Las Figuras 15a y 15b muestran un patrón de temperaturas homogéneo para el Mar Caribe mexicano. No obstante, la corriente de Yucatán es apreciable por tener una temperatura superficial menor que la de sus alrededores. En el compuesto del mes de febrero (Figura 15a) los dos ramales de la Corriente de Yucatán se observan claramente en la imagen. La surgencia dinámica del primer brazo está presente como un filamento que se desprende hacia el noreste (tonos amarillos), el cual, una vez en el Golfo de México se debilita y gira hacia el oriente formando la corriente del Lazo (tonos naranja). El segundo ramal corre paralelo a la costa norte de Yucatán, donde se observa en tonalidades verdosas cercanas a 22° C mientras que los

alrededores promedian 24° C (tonos amarillos). La Figura 15b muestra que aun cuando la corriente del Lazo es imperceptible durante la época de verano (julio), debido al calentamiento superficial homogéneo del Golfo de México, la surgencia de Yucatán contrasta con el resto de la región por tener una temperatura superficial relativamente inferior, aproximadamente 1.5° menos que las aguas circundantes (tonos amarillos).

La Figura 16a muestra una imagen adquirida con el sensor SeaWiFS en el mes de abril de 2000. En ella se aprecia el fenómeno de surgencia eólica en las costas de Yucatán. La surgencia de nutrientes de las capas bajas está fuertemente asociada con concentraciones de clorofila relativamente altas (\blackspadesuit 3 mg m⁻³), lo cual se percibe en los tonos verdes presentes a lo largo de la península. Este mismo patrón de comportamiento ya se observaba en octubre de 1979, como se aprecia en la imagen del CZCS correspondiente a esta fecha (Figura 16b). La surgencia de Yucatán está claramente delimitada por las tonalidades rojas y amarillas cercanas a la plataforma, las cuales indican una alta concentración de pigmentos en la región de Yucatán y en menor grado en la parte sur del Golfo de México.

Costa occidental de Baja California

Para los propósitos de este libro, la costa occidental de Baja California se considera desde la parte sur de California, en los Estados Unidos, hasta la boca del Golfo de California arriba de los 20° de latitud norte, en México. Esta región es considerada como una zona de transición entre el Golfo mismo y el océano adyacente, y está bajo la influencia del sistema de la Corriente de California (scc), la Contracorriente Meridional y un gran número de surgencias a lo largo de la costa, las cuales presentan fluctuaciones temporales y espaciales. La Corriente de California está caracterizada por condiciones bajas en salinidad y temperatura. Estas características predominan frente a la costa occidental de Baja California, aunque cerca de la costa existen variaciones a causa de surgencias y contraflujos (Gómez y Vélez, 1982). Sobre el scc se han realizado un gran número de observacio-

nes oceanográficas. Desde 1949 se cuenta con información valiosa proporcionada por el programa CALCOFI (CALifornia COoperative Fisheries Investigations), mismo que posee una red amplia de estaciones que cubre prácticamente toda la región (Eber y Wiley, 1976). Actualmente, el programa IMECOCAL (Investigaciones MEXicanas de la COrriente de CALifornia) participa proporcionando información oceanográfica de la región a través de la red hidrográfica mostrada en la Figura 17. La Corriente de California es una de las grandes corrientes limítrofes orientales del giro anti-ciclónico del Pacífico norte que resultan de la asimetría térmica en las grandes cuencas oceánicas (Hickey, 1979). Exceptuando las zonas cercanas a la costa, la Corriente de California es una corriente superficial, de entre cero y 300 m de profundidad, que fluye hacia el Ecuador durante el año a lo largo de la costa occidental de América del Norte. La velocidad promedio de esta corriente fuera de la costa de California es menor de 25 cm s^{-1} (Reid y Schwartzlose, 1962).

Corriente de California

En las latitudes altas del Pacífico norte se localiza una corriente de agua fría conocida como la corriente del Pacífico del Norte, la cual fluye hacia el este, aproximándose a las costas occidentales de Norteamérica. El frente de esta corriente separa las aguas frías del Ártico de las aguas cálidas provenientes del sur. Este frente es una característica oceánica permanente que se extiende varios cientos de metros en el mar. Aunque es difícil de detectar superficialmente en los meses más cálidos, este frente frío permanece bien definido por debajo de los 100 m en todo el año. Conforme la Corriente del Pacífico del Norte llega a Norteamérica se divide en dos partes: la Corriente de Alaska, que se dirige hacia el norte y la Corriente de California, que fluye hacia el sur. Esta última fluye paralela a la costa norteamericana desde las costas de la Columbia Británica, en Canadá, hasta la península de Baja California. Eventualmente se une con la Corriente Ecuatorial del Norte, la cual es una corriente de aguas más cálidas que fluye de este a oeste cerca del Ecuador. La

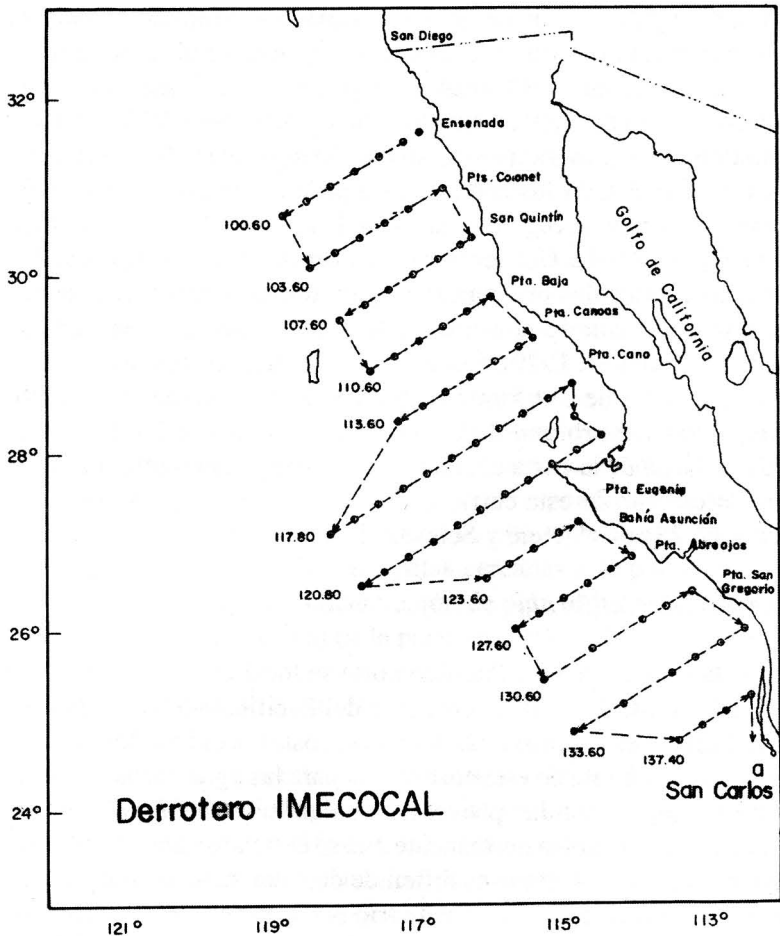


Figura 17. Derrotero de programa IMECOCAL (cortesía del Dr. G. Gaxiola).

extensión espacial de la Corriente de California puede ser difícil de observar a causa de fluctuaciones temporales del calentamiento solar; por consiguiente, su apariencia varía considerablemente en tiempo, espacio e intensidad.

En una escala amplia la Corriente de California está constituida por una zona de transición entre la masa de agua ecuatorial y la subártica (Sverdrup *et al.*, 1942). Gómez y Vélez (1982) han sugerido la ubicación de estas zonas con base en un análisis de datos de temperatura y salinidad. La Figura 17 muestra algunas de las líneas hidrográficas utilizadas en los programas IMECOCAL y CALCOFI. Estas líneas nos sirven como apoyo para identificar la ubicación de las diferentes masas de agua concurrentes en la zona. Así, la zona de transición se localiza entre las líneas hidrográficas 110 (Punta Baja) y 90 (San Diego). La masa de agua de la parte central del este del Pacífico norte es cálida, salada y relativamente baja en oxígeno disuelto y nutrientes (Reid *et al.*, 1958; Pickard, 1964); la masa de agua ecuatorial se ubica frente a Baja California Sur entre las líneas hidrográficas 150 (Cabo San Lucas) y 120 (Punta Eugenia). La masa de agua del Pacífico ecuatorial se forma en la región oriental del Pacífico tropical oriental y tiene valores relativamente altos de temperatura, salinidad y nutrientes y valores bajos de oxígeno disuelto (Pickard, 1964). Finalmente, la masa de agua subártica se encuentra en Estados Unidos entre las líneas hidrográficas 70 (Cabo Mendocino) y 50 (San Francisco). Esta masa de agua se forma en latitudes altas, en regiones de precipitación elevada y con pérdida de calor. Se incorpora a la Corriente de California alrededor de los 48° N (Pickard, 1964) con valores relativamente bajos de temperatura (12° C) y salinidad (33.13 ups), y valores relativamente altos de oxígeno disuelto (7.5 mg l⁻¹) y de concentración de fosfatos (2 mg-át l⁻¹). Esta masa de agua se reconoce bien por su baja salinidad aun cuando abandona la corriente cerca de los 25° N.

En la zona costera dentro de los 150 km, existe un cambio estacional en la dirección del flujo superficial. Durante el otoño e invierno, la dirección de este flujo superficial de la estrecha zona costera está dirigida habitualmente hacia los polos (Reid y Schwartzlose, 1962) y es conocido con el nombre de Corriente dentro de la costa. Este flujo se observa a lo largo del sur de California y Baja California, y en ocasiones continúa hasta Punta Concepción (Lynn y Simpson, 1987). Por otro lado, la Contracorriente Subs-

perifical de California (csc) se origina en el este del Pacífico ecuatorial y fluye hacia el polo a lo largo de la costa de Norteamérica. Hickey (1979) concluyó que esta contracorriente presenta una considerable variabilidad estacional en posición, fuerza y profundidad del núcleo desde San Francisco a Baja California.

Las surgencias costeras se forman por la incorporación del agua del Pacífico ecuatorial a la Contracorriente Subsuperficial de California (cu), las cuales emergen dentro de los 50 km de la costa llevando hacia la superficie agua fría, salada, rica en nutrientes y pobre en oxígeno disuelto (Reid *et al.*, 1958). El fenómeno de surgencias en la costa occidental de Baja California es ocasionado por vientos dominantes del noroeste (Chávez de Ochoa, 1975).

En las Figuras 15a y 15b se aprecia en tonos violetas y azules la Corriente de California, como una corriente fría con temperaturas superficiales de 15° a 17° C registradas en febrero de 2000, desplazándose sobre la costa occidental de la península de Baja California. La mezcla de la corriente fría de California y la cálida de la Corriente Norecuatorial es apreciable al sur de San José del Cabo, Baja California Sur (BCS). En julio del mismo año se observa una temperatura superficial de 17° C. La zona donde confluyen la Corriente de California, las aguas orientales del Pacífico norte y la Corriente Norecuatorial es notoria por las variaciones térmicas, representadas por los cambios de tonalidades del azul hasta el amarillo conforme la temperatura aumenta hacia el sur. La posición de esta zona de confluencia es variable. En el compuesto de febrero está localizada al sur de San José del Cabo, Baja California Sur, llegando hasta Manzanillo, Colima. En el compuesto de julio, la zona de confluencia está ubicada más al norte, frente a Bahía Magdalena en Baja California Sur, desvaneciéndose al sur de los Cabos. La masa de agua del este del Pacífico norte es apreciable en el compuesto del mes de febrero entre la región de Los Cabos y San Blas, Nayarit (tonos verdes). En este compuesto la zona aparece con tonalidades azul claro (21° C) y verdes (23° C) con la temperatura incrementándose hacia el sur. La masa de agua del Pacífico tropical se ubica muy al sur durante el período invernal, como se percibe en el

compuesto de febrero (tonos naranja) sin lograr alcanzar la costa occidental de Baja California. En el verano se aprecia la traslación de esta zona hacia el norte, localizándose entre el sur de Punta Eugenia, Baja California Sur y la región de los Cabos con temperaturas oscilando entre 21° y 27° C (tonos amarillos y verdes). Asimismo, la Corriente de California se aprecia con temperaturas superficiales de 15° a 17° C (tonos violetas y azules). Finalmente, la Corriente Nor-Ecuatorial alcanza temperaturas cercanas a los 28° C dominando la región comprendida desde Mazatlán, Sinaloa, hasta las costas centro-americanas (tonos naranjas y rojos).

Peláez y McGowan (1986) fueron los primeros en intentar explicar los patrones de distribución de los pigmentos fitoplanctónicos en la región usando imágenes de satélite obtenidas con el sensor CZCS. En su análisis lograron identificar fronteras de masa de agua con distintas concentraciones de pigmentos: una, ubicada cerca de la costa, con alto contenido de pigmentos y la otra con bajo contenido de pigmentos localizada fuera de la costa. También observaron que en el período de verano a invierno existen remolinos que originan la intrusión de masas de agua con baja concentración de pigmentos, lo cual hace que la banda de pigmentos altos se estreche más hacia la costa.

Thomas *et al.* (1994) utilizaron las imágenes de color del océano tomadas por el CZCS para comparar la variabilidad estacional e interanual de la concentración de pigmentos de fitoplancton en los sistemas de las corrientes de California y el Perú desde noviembre de 1978 hasta junio de 1986. Con base en las imágenes de satélite se observa que las mayores concentraciones de 2.0 mg m⁻³ se encuentran dentro de los primeros 40 km de la costa durante el año a través del SCC.

Las imágenes de satélite han permitido observar una serie de patrones biológicos recurrentes de mesoescala. La Figura 18 muestra la variación de los patrones de la distribución de pigmentos vista por el CZCS en diferentes épocas y años. Algunos de estos patrones pueden cambiar y, eventualmente, desaparecer. Sin embargo, patrones muy similares a éstos pueden reaparecer con el tiempo. La persistencia de estos patrones recurrentes hace plausible la existencia de

fuerzas generadoras responsables de su formación. Los principales patrones observados en imágenes de satélite son: *a)* el frente de Ensenada tiene una longitud de varios cientos de kilómetros, está orientado zonalmente y es muy pronunciado. Este patrón se localiza habitualmente frente a las costas de la ciudad de Ensenada, Baja California, circunstancia a la que debe su nombre (tonos claros en la Figura 18c). Esta frontera separa aguas con una alta concentración de pigmentos al norte del frente de aguas oligotróficas ubicadas al sur del mismo; *b)* la frontera longitudinal es un frente de varios cientos de kilómetros separado de las costas de California entre 100 y 500 km y orientado longitudinalmente. Su forma es escarpada y de tipo meándrico, lo que indica que este borde se localiza en una región altamente dinámica (tonos claros en las Figuras 18a, b y c); *c)* patrones de filamentos aparecen en el lado cercano a la costa de la frontera longitudinal y están asociados con altas concentraciones de pigmentos. Estos filamentos pueden extenderse varios cientos de kilómetros lejos de la costa (tono gris claro en las Figuras 18a y c); *d)* la presencia de remolinos se localiza en el lado lejano a la costa de la frontera longitudinal. Estos remolinos están alineados en dirección longitudinal, son de tipo anticiclónico, de 100 a 200 km de diámetro y se asocian a bajas concentraciones de pigmentos (tono oscuro sobre Punta Eugenia y al norte de Bahía Magdalena en la Figura 18d). Estos patrones están asociados a concentraciones de clorofila relativamente bajas.

Golfo de California

Este es un mar marginal muy dinámico, localizado entre la península de Baja California y la parte continental del occidente de México. Presenta una alta producción primaria, especialmente durante el período invierno-primavera (Gaxiola, *et al.*, 1995). En este Golfo se hallan las islas más grandes del país: Tiburón, Ángel de la Guarda, Espíritu Santo, del Carmen, entre otras (Figura 19). El Golfo de California es una región alargada, con aproximadamente 1 400 km de largo, y angosta, con un ancho promedio de 150 km, lo que cubre un

área aproximada de 210 000 km² (Roden y Groves, 1959). La cadena montañosa de la península presenta altitudes entre los 700 y 1 000 m y funciona como una barrera para los vientos, lo cual disminuye la influencia marina del Océano Pacífico, emplazado en la parte occidental de la península. Esta circunstancia provoca que el clima dentro del Golfo sea más de tipo continental que marino (Roden, 1964). El clima es cálido y árido, típico de las regiones desérticas de la porción continental (Torres, 1993).

El Golfo de California está dividido topográficamente en una serie de cuencas y trincheras profundas, las cuales están separadas unas de otras por cordilleras transversales (Shepard, 1950). Así, la región norte es relativamente somera, con profundidades menores a los 200 m, con excepción de la cuenca Delfín. La región sur, comprendida entre Cabo San Lucas y Cabo Corrientes, está abierta al Océano Pacífico y posee profundidades de 3 000 m en la entrada (Van Andel, 1964).

El Golfo de California es una gran cuenca de evaporación que gana calor a través de su superficie (Lavín y Organista, 1988), produciendo una importante modulación estacional (Ripa y Marinone, 1989). De esta manera, el Golfo presenta intervalos anuales amplios de temperatura y salinidades altas (Álvarez y Schwartzlose, 1979). Se sabe que el flujo de calor superficial neto tiene una media anual positiva de 118 W m⁻² a lo largo del Golfo (Castro *et al.*, 1994). El régimen de vientos dentro del Golfo de California es variable. De noviembre a mayo prevalecen las condiciones de invierno con vientos provenientes del noroeste. El resto del año prevalecen las condiciones de verano con vientos procedentes del sureste, los cuales introducen aire húmedo del sur, produciendo condiciones climáticas de tipo tropical (Merrifield y Winant, 1989). La región sur del Golfo gana más calor (130 W m⁻²) que la parte norte (100 W m⁻²), debido a la gran pérdida por evaporación en esta última. La región central del Golfo presenta un máximo de 230 W m⁻² (Castro *et al.*, 1994).

En la región del Alto Golfo, entre los meses de diciembre y febrero, es muy común la presencia de vientos fuertes del noroeste que duran de dos a tres días. Los vientos son particularmente fuertes en el Canal de Ballenas, ubicado entre la costa montañosa de Baja

California y la isla Ángel de la Guarda. Este canal está aislado de la región central del Golfo por una cordillera submarina, cuyo umbral cuenta con una profundidad aproximada de 450 m (Rusnak *et al.*, 1964). El intercambio entre la parte norte y sur del Golfo está limitado a aguas relativamente someras. La profundidad máxima del Canal de Ballenas excede los 1 600 m.

La zona comprendida entre las islas Tiburón y Ángel de la Guarda contiene agua superficial relativamente fría, la cual es generada por la mezcla de mareas y es transportada mediante chorros y filamentos fríos a través del Golfo.

Las masas de agua de la región norte son autóctonas, formadas por el enfriamiento y evaporación excesivas en invierno y por calentamiento y evaporación en el verano.

La zona central del Golfo de California es dinámica debido a las corrientes de marea, viento, surgencias y alto calentamiento solar. Se han registrado cambios estacionales marcados en la temperatura, la salinidad, el flujo de las corrientes y en el nivel del mar (Robles y Marinone, 1987; Ripa y Marinone, 1989). En la región se pueden observar chorros costeros, remolinos y filamentos térmicos por períodos de días (Badán-Dangón *et al.*, 1985).

Las masas de agua de la parte sur tienen características similares a las del Pacífico adyacente y son modificadas por los procesos de evaporación. Las masas de aguas superficiales en la región sur son de tres tipos: *a*) agua fría de baja salinidad proveniente de la corriente de California, *b*) agua templada y muy salina del Golfo de California y *c*) agua cálida de salinidad intermedia procedente del Pacífico tropical oriental.

El gradiente de temperatura media mensual es muy amplio y va desde los 9° C cerca de Cabo Corrientes, hasta los 22° C en la boca del río Colorado (Roden y Emilsson, 1980; Álvarez-Borrego, 1983).

Las imágenes infrarrojas de satélite han mostrado que los patrones dominantes de la temperatura superficial en el Golfo están determinados por la mezcla generada por la marea. Estos patrones se modifican por las surgencias en la costa este y por enfriamientos y calentamientos estacionales en la región norte. La zona del Alto Golfo

presenta variaciones espaciales y estacionales de temperatura, siendo más fuertes a lo largo de la península y, principalmente, en la desembocadura del río Colorado, donde se han registrado valores menores a 10° C en el invierno y mayores a 32° C durante el verano. En las costas de Sonora el intervalo de variación de temperaturas entre invierno y primavera es ligeramente menor, presentando un intervalo entre los 12 y 30° C, respectivamente. La distribución superficial de la temperatura indica que la circulación neta, sin considerar mareas, es rotatoria y ciclónica (Álvarez y Galindo, 1974).

Un poco más al sur, en la costa oeste del Golfo se localiza el Canal de Ballenas y la fosa Salsipuedes. Esta es una zona de intercambio entre el Alto Golfo y el resto del mismo. Es un área de aguas frías permanentes, sin importar la dirección o la intensidad del viento. De acuerdo con las observaciones realizadas por Badán-Dangón *et al.* (1985) utilizando imágenes de satélite en las épocas de verano y otoño, se identifica esta zona como una región de agua fría permanente en el golfo.

Una de las características más persistentes en el Golfo de California mostrada por imágenes de satélite es una región de agua fría cercana a la isla Ángel de la Guarda. La temperatura superficial más baja reportada para esta área es de 15° C durante el período invierno-primavera (Álvarez, 1983) y se asocia con altas concentraciones de nutrientes (Álvarez *et al.*, 1978) como resultado de la mezcla de fuertes corrientes de marea de alrededor de 150 cm s⁻¹ (Badán *et al.*, 1991). Las Figuras 15a y 15b afirman este hecho mediante el análisis de la TSM de la región. Es evidente que en esta zona se presentan temperaturas inferiores a las de los alrededores. En el compuesto de febrero (Figura 15a) se aprecian temperaturas de 15° C en tonos violetas, mientras que las aguas circundantes aparecen en tonos azules, con temperatura de 17° C. En el compuesto de julio (Figura 15b) se nota una temperatura ligeramente menor (27° C) que la de los entornos (29° C).

En el Golfo Interior, zona localizada entre la Isla Tiburón y la línea imaginaria que une a Mazatlán y Cabo San Lucas (Álvarez, 1983), se observa un incremento en la temperatura del agua, con relación a las áreas anteriores. Emilsson y Alatorre (1980) encontra-

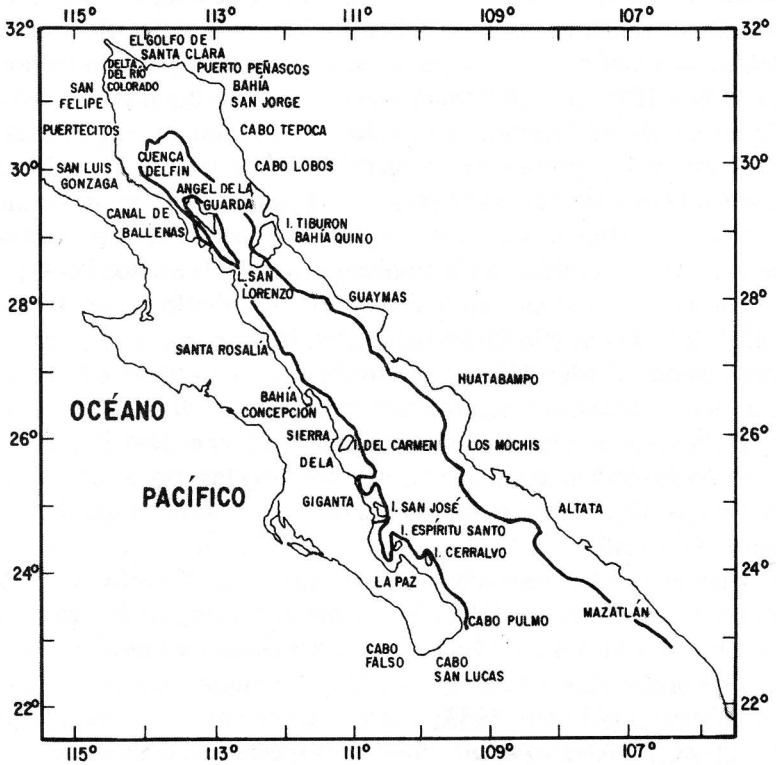


Figura 19. Localidades en el Golfo de California.

ron una zona de convergencia cercana a la porción central entre la Isla del Carmen, Baja California Sur, y el río Mayo, Sonora. La Figura 20 es una imagen del SeaWiFS tomada en abril de 1998, en la cual se muestra la distribución de clorofila *a* y la presencia de frentes, filamentos, intrusiones y remolinos en la región. Estos frentes son apreciables a causa de las diferencias entre los sedimentos en suspensión en las aguas costeras y en las de zonas profundas y mar abierto (Lepley *et al.*, 1975). Una intrusión proveniente del sur es observable en tonos oscuros en la vecindad de Altata, en la parte baja de la imagen. Asimismo, en la región costera continental se

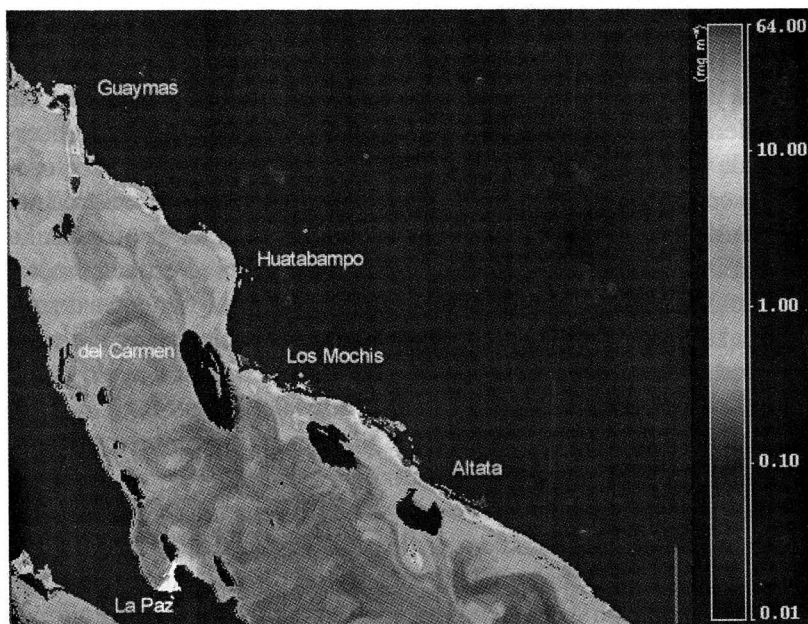


Figura 20. Imagen SeaWiFS de la región central del Golfo de California (abril 1998).

observan giros en la bahía de Guaymas, en Huatabampo y en Topolobampo. Los remolinos se aprecian en la región central del Golfo en las vecindades de la Isla del Carmen.

La entrada al Golfo se considera una zona de mezcla muy compleja. En esta zona se presentan los gradientes anuales más bajos de temperatura superficial, con un promedio anual de 9° C. En el invierno el flujo saliente de la corriente del Golfo de California transporta agua templada de 20° C hacia el sur (tonos azules). A la altura de Cabo San Lucas estas aguas se mezclan con las de la corriente de California, la cual se caracteriza por el transporte de agua fría en dirección sureste. Como resultado de esta mezcla se generan frentes termohalinos. La corriente norecuatorial conduce agua caliente (26° C) en dirección noreste y se mezcla en la entrada del Golfo con las dos masas de agua anteriores, originando condiciones particula-

res. La Figura 15b muestra un patrón homogéneo e isotérmico de 29° C (tonos rojizos) compartido entre las aguas del Golfo de California y las del Pacífico tropical, con una variación ligera en la parte occidental de la boca del Golfo. En las Figuras 16a y 16b se observan, de manera global, patrones con concentraciones altas de clorofila *a* en las zonas del Alto Golfo y en la región central del mismo. La entrada al Golfo es una región dinámica y más profunda. La nutriclina tiende a descender y existe una mezcla vertical menor; por consiguiente, las concentraciones de clorofila *a* tienden a disminuir, al ser más pobre la masa de agua. Esta situación se puede apreciar en ambas imágenes a través de las tonalidades azules, que representan concentraciones cercanas a los 0.10 mg m⁻³.

Pacífico tropical mexicano (central)

El área cubierta por esta zona incluye las costas del sur de Sinaloa, Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán y Guerrero, Oaxaca y Chiapas. Entre las principales características oceanográficas de la región se puede mencionar la presencia de dos corrientes importantes en la zona: la Corriente de California y la Corriente Nor-Ecuatorial. Como ya se mencionó anteriormente, la Corriente de California es amplia (cerca de 800 km), profunda (alrededor de 500 m), lenta (velocidades típicas de 20 cm s⁻¹) y con un movimiento persistente de norte a sur, paralelo a la costa occidental de Canadá y de Estados Unidos (Fernández *et al.*, 1993). En México, la Corriente de California se caracteriza por transportar agua fría de baja salinidad (34.5 ups), fluyendo hacia el sur a lo largo de la península de Baja California.

La Corriente del Pacífico o Ecuatorial es un sistema formado por corrientes y contra-corrientes paralelas al Ecuador terrestre. De éstas, sólo la Contracorriente Ecuatorial tiene influencia en las aguas del Pacífico mexicano. En la zona cercana a las costas mexicanas la Corriente del Pacífico se caracteriza por tener aguas templadas de salinidad intermedia (34.6-34.85 ups) que fluyen hacia el norte desde el sureste.

La zona donde convergen las corrientes del Pacífico y de California se conoce como zona de transición y su localización geográfica

es variable (Gallegos *et al.*, 1988). Depende, básicamente, de la intensidad relativa de estas corrientes y del efecto persistente de los vientos que tuvieron lugar en los seis u ocho meses previos, principalmente en la región norte. La zona de transición es una banda ancha centrada aproximadamente 200-300 km lejos de la costa y paralela a ella. Se cree que esta zona está creada por remolinos de mesoescala y meandros energéticos (Lynn y Simpson, 1987). La zona de transición coincide con el núcleo del flujo de la Corriente de California. Durante el período invernal, cuando la Corriente de California es más intensa, la zona de transición se localiza más hacia el sur, mientras que en el verano, cuando la Contracorriente Ecuatorial es más intensa, la zona de transición se mueve hacia el norte. Esta variación ocurre anualmente, alcanzando posiciones extremas al final de cada período. Así, la circulación superficial de las aguas del Pacífico mexicano está básicamente dominada por el desplazamiento latitudinal (meridional) de la zona de transición. Desde el punto de vista oceanográfico, no hay evidencia en la región de algún desplazamiento horizontal (zonal) con suficiente intensidad y persistencia que permita catalogarlo como corriente superficial. La variación estacional y en la posición geográfica de la zona de transición fue discutida en la sección correspondiente a la costa oeste de Baja California y se aprecia claramente en los compuestos de la TSM de las Figuras 15a y 15b. Adicionalmente, en la parte localizada frente a las costas del sur de Sinaloa y la boca de Golfo de California, se puede establecer un área triangular formada por Cabo San Lucas, Mazatlán y Cabo Corrientes. Es una zona altamente dinámica debido a la confluencia de las corrientes de California, del Pacífico y la proveniente del Golfo de California. Esta última transporta aguas cálidas y altamente salinas (> 34.9 ups) y fluye hacia el sur a través del Golfo de California. La región tiene una estructura termohalina de remolinos, frentes e intrusiones originadas por la concurrencia de estas corrientes (Álvarez y Lara, 1991).

La estructura térmica del Pacífico tropical oriental se caracteriza por una capa de mezcla donde la temperatura es casi constante (Tchernia, 1980). La variación anual de la temperatura superficial

fluctúa entre 26° y 28° C (Weare *et al.*, 1981). La intrusión de agua superficial subtropical propicia cambios anuales de 5° C o más en el área cercana a Cabo Corrientes, mientras que en el Golfo de Tehuantepec oscilan entre 3° y 4° C. En las costas de Guerrero la temperatura superficial en invierno es de 28° C, mientras que en primavera aumenta a 28.5° C (Gallegos *et al.*, 1984). Debido a la reducida amplitud de la plataforma continental (▲ 12 km) y a la ausencia de descargas importantes de ríos (exceptuando la del río Balsas), la estructura térmica de las costas de Guerrero es similar a la de las aguas oceánicas. Esta homogeneidad térmica se observa nuevamente en las Figuras 15a y 15b por debajo de la zona de transición, principalmente en la región sur ubicada entre Manzanillo, Colima y Puerto Ángel, Oaxaca.

En relación con la distribución de clorofila *a*, se puede observar que la región es muy homogénea y de tipo oligotrófico en toda la región, a excepción de dos zonas muy conspicuas: *a*) la región costera del sur de Sinaloa y Jalisco, principalmente en la zona de Bahía de Banderas, localizada frente a Puerto Vallarta y al norte de Cabo Corrientes, y *b*) la zona del Golfo de Tehuantepec, la cual será discutida en la siguiente sección. Después de la zona de Tehuantepec, el carácter oligotrófico de las aguas del Pacífico tropical mexicano se restablece en las costas del sur de Oaxaca y de Chiapas. Las Figuras 16a y 16b dan cuenta de estos hechos.

Pacífico tropical mexicano (Golfo de Tehuantepec)

Esta zona se localiza en la región suroccidental de México (15 – 16° N, 93 – 96° W). El patrón invernal de los vientos en esta región está regido por centros de alta presión (anticiclones polares) que se desarrollan sobre las planicies de Norteamérica y se expanden sobre el Golfo de México (Hurd, 1929; Stumpf y Legeckis, 1977). El movimiento de estos frentes fríos, con direcciones sur y oeste, es detenido por las montañas de la Sierra Madre Oriental, las cuales tienen una elevación media de 2 000 m. En el Istmo de Tehuantepec la cadena montañosa es interrumpida por un desnivel angosto conoci-

do como Paso Chivela, el cual tiene un ancho de 40 km y una altura media de 250 m. Por consiguiente, los vientos generados por el frente frío cruzan este pasaje angosto y llegan a una atmósfera más cálida en el Océano Pacífico. La diferencia en la presión atmosférica entre el Golfo de México y el de Tehuantepec produce vientos intensos e intermitentes entre los meses de noviembre y febrero, los cuales son conocidos como “nortes” o “Tehuano”. Estos vientos pueden durar de dos a cinco días y aparecer nuevamente en intervalos de diez a quince días (McCreary *et al.*, 1989). Su rapidez media es de 10 a 15 m s⁻¹ con un máximo superior a los 26 m s⁻¹ (Roden, 1961). Las imágenes de satélite han mostrado que los “nortes” afectan un área oceánica que puede extenderse 500 km al sur con un ancho de casi 200 km (Lavín *et al.*, 1992; Trasviña *et al.*, 1995).

La Figura 21 muestra una distribución heterogénea de la temperatura superficial, debida al efecto del viento en el Golfo de Tehuantepec. Aquí se aprecia en tonos oscuros la surgencia de aguas frías subsuperficiales y un giro anticiclónico de aguas cálidas (tonos claros) en la parte occidental del Golfo (Stumpf, 1975).

En invierno las temperaturas superficiales del mar son bajas donde las velocidades del viento son altas y también en las regiones inmediatamente adyacentes, lo cual muestra una gran difusión de agua fría hacia las regiones circundantes. Durante el verano los vientos son, en general, débiles y soplan en dirección este y no producen efecto en las aguas superficiales.

La variación estacional de la surgencia de Tehuantepec se aprecia claramente en los compuestos del mes de febrero y del mes de julio de las Figuras 15a y 15b, respectivamente. En el compuesto de invierno (Figura 15a) se observa un abanico de agua fría proveniente de Tehuantepec con una temperatura superficial de 24° C (tonos amarillos) con un núcleo de 22° C (verde), mientras que las aguas circundantes poseen temperaturas superficiales entre 28 y 29° C (tonos rojizos), como se aprecia en las regiones de Puerto Ángel, Oaxaca y Puerto Madero en Chiapas. En el compuesto de verano (Figura 15b) se observa que la TSM es completamente homogénea (29° C) en el Pacífico tropical oriental mexicano, por lo que es evi-

dente la ausencia de los vientos “Tehuano” y, por consiguiente, de la surgencia eólica. Los tonos rojizos muestran la característica isotérmica de la región.

Como consecuencia de la surgencia de Tehuantepec, la alta concentración de pigmentos se da a gran escala en la región, la cual es de las de mayor producción biológica del territorio nacional, comparable a la de la región central del Golfo de California (Robles y Lara, 1993). La Figura 16b permite apreciar la presencia de aguas con una concentración de pigmentos relativamente alta (tonos verdes) frente a las costas de Tehuantepec, que se extiende hacia el suroeste.

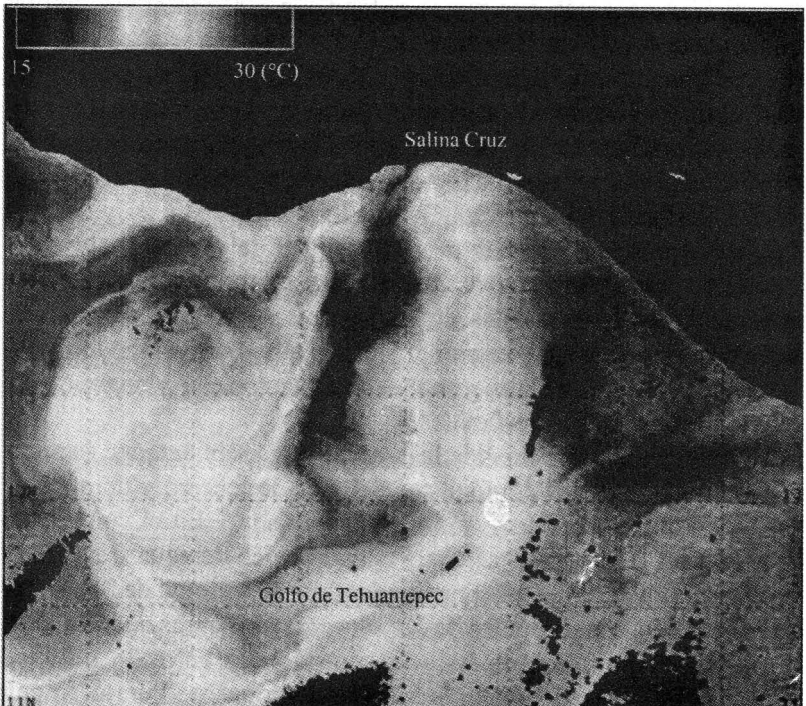


Figura 21. Golfo de Tehuantepec surgencia eólica NOAA 14, 22/01/96, 20:09 GMT Laboratorio de oceanografía física ICMYL, UNAM.

V. NOTAS FINALES

La importancia que poseen las imágenes de satélite en la prospección de los recursos naturales queda de manifiesto en la información que proporcionan y su utilización con fines científicos y de índole económica. En la actualidad el uso de imágenes satelitales está muy extendido. En particular, en el ámbito marino dan una visión global para realizar estudios de escala media. Los muestreos de campo realizados en buques oceanográficos son un método complementario que proporciona información valiosa para calibrar y validar los datos obtenidos desde una plataforma aérea o satelital.

Los esfuerzos que se realizan en el ámbito mundial para el entendimiento de los procesos oceánicos mediante imágenes de satélite nos obligan a participar en forma activa en esta tarea contribuyendo principalmente, pero no limitado a esto, con análisis y observaciones sobre nuestros mares y proponiendo nuevos algoritmos para las condiciones tropicales de los océanos.

Los mapas de color y de temperatura superficial del mar son, pues, una herramienta útil en la evaluación de nuestros recursos marinos. Mediante estos mapas de la superficie marina es posible hacer un seguimiento temporal de patrones estacionales característicos que aparecen en el mar; asimismo, es posible evaluar el impacto de los vientos en los fenómenos de surgencias que se dan en nuestras costas, ayudando a entender la generación de fenómenos cuyos mecanismos no están del todo explicados, como son las mareas rojas (Aguirre *et al.*, 1999); hacer evaluaciones del fenómeno de El Niño

Oscilación del Sur y su repercusión en nuestros mares (Aguirre *et al.*, en revisión), entre otros muchos ejemplos.

El Instituto de Geografía de la UNAM posee la infraestructura adecuada que permite hacer observaciones y análisis del color y la temperatura superficial del mar en forma continua, al recibir imágenes provenientes de los instrumentos AVHRR y de la SeaWiFS en la estación receptora TERASCAN. Estas facilidades, junto con la colaboración en campo de científicos del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología y de otras instituciones, nos han permitido y nos seguirán brindando en el futuro la posibilidad de conocer mejor nuestros recursos marinos, con lo que podremos incidir de manera importante en la solución de algunos de los problemas nacionales relacionados con el resto del territorio nacional.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre Gómez, R., R. Álvarez y O. Salmerón García (1999), "Red tide evolution in the Mazatlán Bay area from remotely sensed sea surface temperatures", *Geofísica Internacional*, México, vol. 38(2), pp. 63-71.
- Aguirre Gómez, R., O. Salmerón García y R. Álvarez (2000), "ENSO's effects in Central Western Mexican Pacific Waters: Comparative Analysis, 1996-1999" (en revisión).
- Álvarez Borrego, S. (1983), "Gulf of California", en *Estuaries and enclosed seas*, Ketchum, B. H. (ed.), capítulo 17, Elsevier Science, Nueva York, pp. 427-449.
- Álvarez Borrego, S. y L. A. Galindo Bect (1974), "Hidrología del alto Golfo de California 1. Condiciones durante otoño", *Ciencias Marinas*, México, vol. 1(1), pp. 46-62.
- Álvarez Borrego, S. and R. Lara Lara (1991), "The physical environment y primary productivity of the Gulf of California", en Dauphin, J. P. y B. R. Simoneit (eds.), *The Gulf of California and peninsular province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologist, Memoir 47, pp. 555-567.
- Álvarez Borrego, S., J. A. Rivera, G. Gaxiola Castro, M. J. Acosta Ruiz y R. A. Schwartzlose (1978), "Nutrientes en el Golfo de California", *Ciencias Marinas*, México, vol. 5, pp. 53-71.
- Álvarez Borrego, S. y R. A. Schwartzlose (1979), "Masas de agua del Golfo de California", *Ciencias Marinas*, México, vol. 6, pp. 43-63.

- Antoine, J. W. (1972), "Structure of the Gulf of Mexico", en Rezak, R. y V. J. Henry (eds.), *Contributions on the Geological and Geophysical Oceanography of the Gulf of Mexico*, Texas A & M University Oceanographic Studies, vol. 3, pp. 1-34.
- Austin, R. W. y T. J. Petzold (1981), "The determination of the diffuse attenuation coefficient of seawater using the Coastal Zone Color Scanner", en Gower, J. F. R. (ed.), *Oceanography from Space*, Nueva York, Plenum Press, pp. 239-256.
- Badán Dangón, A., D. J. Koblinsky y T. Baumgartner (1985), "Spring and summer en the Gulf of California: Observations of surface thermal patterns", *Oceanológica Acta*, vol. 8, pp. 13-22.
- Badán Dangón, A., M. C. Hendershott y M. F. Lavín (1991), "Underway doppler current profiles in the Gulf of California", *EOS*, vol. 71, pp. 1-11.
- Baker, K. S. y R. C. Smith (1982), "Bio-optical classification and model of natural waters. 2", *Limnology and Oceanography*, vol. 27, pp. 500-509.
- Bernstein, R. L. (1982), "Sea surface temperature estimation using the NOAA 6 satellite AVHRR", *Journal of Geophysical Research*, vol. 87C, pp. 1761-1778.
- Biggs, D. C. (1992), "Nutrients, plankton, and productivity in a warm-core ring in the western Gulf of Mexico", *Journal of Geophysical Research*, vol. 97(C2), pp. 2143-2154.
- Brooks, D. A. y R. V. Legeckis (1982), "A ship and satellite view of hydrographics features in the western Gulf of Mexico", *Journal of Geophysical Research*, vol. 87(C6), pp. 4195-4206.
- Carranza Edwards, A., L. Rosales Hoz y A. Monreal Gómez (1993), "Suspended sediments in the southeastern Gulf of Mexico", *Marine Geology*, vol. 112, pp. 257-269.
- Castro, R., M. F. Lavín y P. Ripa (1994), "Seasonal heat balance in the Gulf of California", *Journal of Geophysical Research*, vol. 99 (C2), 3, 249- 3, 261.
- Chávez de Ochoa, M. C. (1975), "Algunas condiciones de surgencias durante la primavera de 1974, para el área de Punta Banda, B. C.", *Ciencias Marinas*, México, vol. 2(2), pp. 111-124.

- Clarke, G. L. (1933), "Observations on the penetration of daylight into mid-Atlantic and coastal waters", *Biological Bulletin*, vol. 65, pp. 317-337.
- Clarke, G. L. (1936), *Light penetration in the western North Atlantic and its application to biological problems*, Conseil Permanent International pour l'exploration de la Mer, Rapport et Proc. Verb., vol. 101, pt. 2, no. 3.
- Clarke, G. L., y H. R. James (1939), "Laboratory analysis of the selective absorption of light by seawater", *Journal of the Optical Society of America*, vol. 29, pp. 43-45.
- Cochrane, J. D. (1972), "Separation of an anticyclone and subsequent development in the loop current (1969)", en Capurro, L. R. A. y J. L. Reid (eds.), *Contributions on the physical oceanography of the Gulf of Mexico*, Gulf Publication Company, Houston, Texas, pp. 91-106.
- Curran, P. J. (1972), "Ocean color determination through a scattering atmosphere", *Applied Optics*, vol. 11(8), pp. 1857-1866.
- De la Lanza, E. G., M. A. Rodríguez, J. Estrada y S. Guevara (1976), "Hidrología de la bahía de Campeche y norte de Yucatán", *Memorias de la I Reunión Latinoamericana de Ciencia y Tecnología Oceanográfica*, Secretaría de Marina, Dirección General de Oceanografía y Señalamiento Marítimo, México, vol. 2, pp. 108-161.
- Duntley, S. Q. (1965), "Oceanography from manned satellites by means of visible light", en Ewing, G. C. (ed.), *Oceanography from space*, Woods Hole Oceanographic Institution, pp. 39-46.
- Eber, L. E. y N. Wiley (1976), *A retrieval and display system for the CalCOFI oceanographic data file*, National Marine Fisheries Service, Southwest Fisheries Center, Administrative Report no. LJ-76-16.
- Elliot, B. A. (1982), "Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico", *Journal of Physical Oceanography*, vol. 12, pp. 1292-1309.
- Emilsson, I. (1976), *Factores ambientales físicos en los mares latinoamericanos*, UNESCO/PNUD, UNAM, México.

- Emilsson, I. y M. A. Alatorre (1980), *Investigaciones recientes sobre las masas de agua y su circulación en la parte exterior del Golfo de California*, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, publicación especial, contribución núm. 209.
- Fernández, A., A. Gallegos y J. Zavala (1993), "Oceanografía física de México", *Ciencia y Desarrollo*, vol. XVIII, núm. 108, CONACYT, México, pp. 24-35.
- Gallegos, A., G. de la Lanza, F. Ramos y M. Guzmán (1984), "The 1982-83 warm episode in the offshore waters of Guerrero, Mexico (North-Eastern Tropical Pacific Ocean)", *Revista de Geofísica*, vol. 21, pp. 43-55.
- Gallegos, A., J. Barberán y A. Fernández (1988), "Condiciones oceánicas alrededor de isla Socorro, archipiélago de Revillagigedo, en julio de 1981", *Revista Geofísica*, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, enero-junio 1988, núm. 28, pp. 41-58.
- García, E. (1973), *Modificaciones al sistema de clasificación de Köppen*, Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Gaxiola Castro, G., J. García Córdoba, J. E. Valdez Holguín y M. Botello Ruvalcaba (1995), "Spatial distribution of chlorophyll *a* and primary productivity in relation to winter physical structure in the Gulf of California", *Continental Shelf Research*, vol. 15(9), pp. 1043-1059.
- Gómez, J. y H. Vélez (1982), "Variaciones estacionales de temperatura y salinidad en la región costera de la Corriente de California", *Ciencias Marinas*, México, vol. 8(2), pp. 167-176.
- Gordon, H. R. (1978), "Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the oceans", *Applied Optics*, vol. 17(10), pp. 1631-1635.
- Hernández Téllez, J., J. Aldeco y D. Salas de León (1993), "Cooling and heating due to latent and sensible heat over the Yucatán continental shelf.", *Atmósfera*, vol. 6(4), pp. 223-233.
- Herron, R. C., T. D. Leming y J. Li (1989), "Satellite-detected fronts and butterfish aggregations in the northeastern Gulf of Mexico", *Continental Shelf Research*, vol. 9(6), pp. 569-588.

- Hickey, B. M. (1979), "The California current system-hypotheses and facts", *Progress in Oceanography*, vol. 8, pp. 191-279.
- Hurd, W. E. (1929), "Northers of the Gulf of Tehuantepec", *Monthly Weather Review*, vol. 57, pp. 192-194.
- Jerlov, N. G. (1968), *Optical Oceanography*, Elsevier, Amsterdam.
- Jerlov, N. G. (1976), *Marine Optics*, 2da. edición, Elsevier Scientific, Nueva York.
- Lavín, M. F. y S. Organista (1988), "Surface heat flux in the northern Gulf of California", *Journal of Geophysical Research*, vol. 93, pp. 14033-14038.
- Lavín, M. F., J. M. Robles, M. L. Argote, E. D. Barton, R. Smith, J. Brown, M. Kosro, A. Trasviña, H. S. Vélez y J. García (1992), "Física del Golfo de Tehuantepec", *Ciencia y Desarrollo*, vol. 18, CONACYT, México, pp. 97-107.
- Lepley, L. L., S. P. Vonder Hear, J. R. Hendrickson y G. Calderón (1975), "Circulation in the northern Gulf of California from orbital photographs and ship investigations", *Ciencias Marinas*, vol. 2(2), pp. 86-93.
- Li, Y., D. Nowlin Jr. y R. O. Reid (1997), "Mean hydrographic fields and their interannual variability over the Texas-Louisiana continental Shelf in spring, summer and fall", *Journal of Geophysical research*, vol. 102(C1), pp. 1027-1049.
- López, V. D., D. F. Ramos y L. G. Aguilera (1986), "Condiciones hidrológicas en el norte de la península de Yucatán en julio de 1984", *Investigación Oceanográfica*, Secretaría de Marina, Dirección General de Oceanografía y Señalamiento Marítimo, México, vol. 3(1).
- Lowman, P. D. (1965), "Space photography: a review", en Ewing, G. C. (ed.), *Oceanography from space*, Woods Hole Oceanographic Institution, pp. 73-90.
- Lynn, R. y J. J. Simpson (1987), "The California Current System: the seasonal variability of its physical characteristics", *Journal of Geophysical Research*, vol. 92 C12, 12, 947-12, 966.
- McClain, E. P., W. G. Pichel y C. C. Walton (1985), "Comparative performance of AVHRR - based Multichannel Sea Surface

- Temperature”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 90, pp. 11587-11601.
- McCreary, J. P., H. S. Lee y D. B. Enfield (1989), “The response of the coastal ocean to strong offshore winds: with application to circulation in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo”, *Journal of Marine Research*, vol. 47, pp. 81-109.
- Merrifield, M. A., y C. D. Winant (1989), “Shelf Circulation in the Gulf of California: a description of the variability”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 94(C12), pp. 18133-18160.
- Molinari, R. L., J. F. Festa y D. W. Behringer (1978), “The circulation in the Gulf of Mexico derived from estimated dynamic height fields”, *Journal of Physical Oceanography*, vol. 8, pp. 987-996.
- Monreal Gómez, M. A., D. A. Salas de León, A. R. Padilla Pilotze y M. A. Alatorre Mendieta (1992), “Hydrography and estimation of density currents in the southern part of the Bay of Campeche, Mexico”, *Ciencias Marinas*, vol. 18(4), pp. 115-133.
- Morel, A., y J. F. Berthon (1989), “Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: relationships reinvestigated in view of remote sensing applications”, *Limnology and Oceanography*, vol. (34), pp. 1545-1562.
- Morel, A., y L. Prieur (1977), “Analysis of variations in ocean color”, *Limnology and Oceanography*, vol. 22, pp. 709-722.
- Platt, T., S. Sathyendranath, C. M. Caverhill, y M. R. Lewis (1988), “Ocean primary production and available light: further algorithms for remote sensing”, *Deep-Sea Research*, vol. (35), pp. 855-879.
- Peláez, J. y J. A. McGowan (1986), “Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite”, *Limnology and Oceanography*, vol. 31(5), pp. 927-950.
- Pickard, G. L. (1964), *Descriptive Physical Oceanography*, Pergamon, Nueva York.
- Preisendorfer, R. W. (1961), “Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea”, *Union of Geodesy and Geophysics*, International Monograph, vol. 10, pp. 11-30.
- Preisendorfer, R. W. (1976), *Hydrologic optics*, vol. 1-6, NOAA, Washington, W. S. Department of Commerce.

- Preisendorfer, R. W. (1986), "The Secchi disk science: visual optics of natural waters", *Limnology and Oceanography*, vol. 31(5), pp. 909-926.
- Reid, J. L., Jr. y R. A. Schwartzlose (1962), "Direct measurement of the Davidson current off Central California", *Journal of Geophysical Research*, vol. 67, pp. 2491-2497.
- Reid, J. L., Jr., Roden, G. I. y Wyllie, J. G. (1958), *Studies of the California current system*, CalCOFI Report 6: 27-56.
- Ripa, P., y S. G. Marinone (1989), "Seasonal variability of temperature, salinity, velocity, vorticity and sea level in the central Gulf of California, as inferred from historical data", *Q. J. R. Meteorological Society*, vol. 115, pp. 887-913.
- Robles Jarero, E. G. y J. R. Lara Lara (1993), "Phytoplankton biomass and primary productivity by size classes in the Gulf of Tehuantepec, Mexico", *Journal of Plankton Research*, vol. 15, pp. 1341-1358.
- Robles, J. M. y S. G. Marinone (1987), "Seasonal and interannual thermohaline variability in the Guaymas Basin of the Gulf of California", *Continental Shelf Research*, vol. 7, pp. 715-733.
- Roden, G. I. (1961), "Sobre la circulación producida por el viento en el Golfo de Tehuantepec y sus efectos sobre las temperaturas superficiales", *Geofísica Internacional*, vol. 1, pp. 55-76.
- Roden, G. I. (1964), "Oceanographic aspects of the Gulf of California", en Tj. H. Van Andel y G. G. Shor (eds.), *Marine Geology of the Gulf of California: a symposium*, AAPG Memoir 3, pp. 30-58.
- Roden, G. I., e I. Emilsson (1980), *Oceanografía física del Golfo de California*, Centro de Ciencias del Mar y Limnología, contribución núm. 90, UNAM, México.
- Roden, G. I., y G. W. Groves (1959), "Recent oceanographic observations in the Gulf of California", *Journal of Marine Research*, vol. 18, pp. 10-35.
- Ruiz, R. F. (1979), *Upwelling north of the Yucatán Peninsula*, M. Sc. Thesis, Texas A & M University.

- Rusnak, G. A., R. L. Fisher y F. P. Shepard (1964), "Bathymetry and faults of the Gulf of California", en Tj. H. Van Andel y G. G. Shor (eds.), *Marine Geology of the Gulf of California: a symposium*, AAPG Memoir 3, pp. 59-75.
- Shepard, F. P. (1950), *Submarine topography of the Gulf of California*, Parte 3 del 1940 E. W. Scripps cruise to the Gulf of California, Geological Society of America, Memoir 43.
- Sorensen, B. M. (1980), *Workshop on the EURASEP Ocean Colour Scanner Experiment, 1977. Proceedings*, European Economic Community, Joint Research Centre, ISPRA, Italy.
- Stumpf, H. G. (1975), "Satellite detection of upwelling in the Gulf of Tehuantepec, Mexico", *Journal of Geophysical Research*, vol. 5, pp. 383-388.
- Stumpf, H. G., y R. V. Legeckis (1977), "Satellite observations of mesoscale eddy dynamics in the Eastern Tropical Ocean", *Journal of Physical Oceanography*, vol. 7, pp. 648-658.
- Sturges, W. (1993), "The annual cycle of the western boundary current in the Gulf of Mexico", *Journal of Geophysical Research*, vol. 98(C10), pp. 18053-18068.
- Sturm, B. (1983), "Selected topics of Coastal Zone Color Scanner evaluation", en Cracknell, A. P. (ed.), *Remote sensing applications in marine science and technology*, Dordrecht, D. Reidel, pp. 137-168.
- Sverdrup, H. U., M. W. Jonson y R. H. Fleming (1942), *The oceans: their Physics, Chemistry and general Biology*, Prentice-Hall, Inc. Nueva York.
- Tchernia, P. (1980), *Descriptive regional oceanography*, Pergamon Press, Nueva York, pp. 216-245.
- Thomas, A. C., F. Huang, P. T. Strubb y C. James (1994), "Comparison of the seasonal and interannual variability of phytoplankton pigment concentrations in the Peru and California current system", *Journal of Geophysical Research*, vol. 99(C4), pp. 7355-7370.
- Torres Orozco, E. (1993), *Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California*, tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, Baja California, México.

- Trasviña, A., E. D. Barton, J. Brown, H. S. Vélez, P. M. Kosro y R. L. Smith (1995), "Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation", *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, pp. 20649-20663.
- Tyler, J. E. (1977), *Light in the sea. Benchmark papers in optics*, Dowden, Hutchinson and Ross.
- Van Andel Tj. H. (1964), "Recent marine sediments of the Gulf of California", en Tj. H. Van Andel y G. G. Shor (eds.), *Marine Geology of the Gulf of California: a symposium*, AAPG Memoir 3, pp. 216-310.
- Vázquez de la Cerda, A. M. (1975), *Current and waters of the upper 1 200 meters in the southwestern Gulf of Mexico*, M. Sc. Thesis, Texas A & M University.
- Vidal, V. M., F. V. Vidal y J. M. Pérez-Molero (1988), *Atlas oceanográfico del Golfo de México*, vol. 1, Instituto de Investigaciones Eléctricas, CFE, México.
- Vukovich, F. M. y G. A. Maul (1985), "Cyclonic eddies in the eastern Gulf of Mexico", *Journal of Physical Oceanography*, vol. 15(1), pp. 105-117.
- Weare B. C., P. T. Strub y M. D. Samuel (1981), "Annual mean surface heat fluxes in the Tropical Pacific Ocean", *Journal of Physical Oceanography*, vol. 11(5), pp. 705-717.

**OBRAS PUBLICADAS
DENTRO DE LA COLECCIÓN**

I. Textos Monográficos

1. Historia y Geografía

1. *Europa y el urbanismo neoclásico en la Ciudad de México. Antecedentes y esplendores*

Federico Fernández Christlieb

2. *México a través de los mapas*

Héctor Mendoza Vargas (coord.)

3. *La Geografía, arma científica para la defensa del territorio*

Luz Ma. O. Tamayo P. de Ham

3. Sociedad

1. *Aspectos sociales de la población en México: educación y cultura*

Lilia Susana Padilla y Sotelo

4. Urbanización

1. *El clima de la Ciudad de México*

Ernesto Jáuregui Ostos

5. Economía

1. *La ganadería en México*

Gregorio Villegas Durán *et al.*

7. Relaciones Internacionales

1. *Las relaciones diplomáticas de México*

Mercedes Pereña-García

II. Textos de Carácter General

1. *México: una visión geográfica*

Atlántida Coll-Hurtado

***Los mares mexicanos a través
de la percepción remota III.1***

Se termino de imprimir en marzo de 2002
En los talleres de Programas Educativos, S.A. de C.V.
Calz. Chabacano No. 65, Local A
Col. Asturias, C.P. 06850, México, D.F.
Empresa Certificada por el
Instituto Mexicano de Normalización
y Certificación A.C., bajo la Norma
ISO-9002: 1994/NMX-CC-004: 1995
con el No. de Registro RSC-048
e ISO-14001: 1996/NMX-SAA-001: 1998 IMNC
con el No. de Registro RSAA-003

Tiraje de 1000 ejemplares

El objetivo de esta obra es hacer una descripción de los mares mexicanos mediante técnicas de percepción remota, haciendo énfasis en las imágenes de satélite. Esta descripción está circunscrita particularmente a los aspectos del color y la temperatura del mar, los cuales son medidos con sensores tales como el SeaWiFS y el AVHRR.

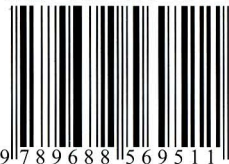
Para los propósitos de este trabajo, los mares mexicanos se separaron en cinco regiones: Golfo de México, Mar Caribe, Costa Occidental de California, Golfo de California y Pacífico Tropical (central y Tehuantepec). Esta división es adecuada dadas las diferencias específicas que presentan estas regiones y las semejanzas que guarda cada región específica.

Para cumplir con el objetivo propuesto, la obra se divide en cinco capítulos. El primero de ellos presenta las bases físicas generales de la percepción remota, los capítulos II y III son una sinopsis del desarrollo histórico de las mediciones del color y la temperatura superficial del mar, respectivamente; el capítulo IV está dedicado específicamente al análisis de estos parámetros para cada una de las regiones definidas y, finalmente, en el capítulo V se presentan unas consideraciones finales.

Con esta obra se pretende difundir, por un lado, el potencial de las técnicas de percepción remota en la prospección de nuestros recursos naturales y, por el otro, ahondar en el estudio de los mares que rodean el territorio nacional.



ISBN 968-856-951-8



9 789688 156951 1